

COLECCIÓN CIENCIA Y TECNOLOGÍA



Cambios ambientales en la cuenca del río Uruguay

Desde dos millones de años
hasta el presente



Martín H. Iriondo
Daniela M. Kröhling

ediciones UNL





Consejo Asesor
Colección Ciencia y Tecnología
Graciela Barranco
Ana María Canal
Miguel Irigoyen
Gustavo Ribero
Luis Quevedo
Ivana Tosti
Alejandro R. Trombert

Dirección editorial
Ivana Tosti
Coordinación editorial
María Alejandra Sadrán
Coordinación diseño
Alina Hill
Coordinación comercial
José Díaz

Corrección
Ana Lía Pujato y María Alejandra Sadrán
Diagramación interior y tapa
Té de Tintas
Reconversión para acceso abierto
Analía Drago

© Ediciones UNL, 2022.

Sugerencias y comentarios
editorial@unl.edu.ar
www.unl.edu.ar/editorial

Iriondo, Martín H.
Cambios ambientales en la cuenca del río
Uruguay : desde dos millones de años hasta
el presente / Martín H. Iriondo ; Daniela M.
Kröhling. - 1a ed - Santa Fe : Ediciones UNL, 2022.
Libro digital, PDF/A - (Ciencia y Tecnología)

Archivo Digital: descarga y online
ISBN 978-987-749-331-3

1. Geomorfología. 2. Recursos Hídricos. I.
Kröhling, Daniela M. II. Título.
CDD 551.41

© Herederos de Martín H. Iriondo
y Daniela M. Kröhling, 2022.



Cambios ambientales en la cuenca del río Uruguay

Desde dos millones de años
hasta el presente

Martín H. Irirondo

Daniela M. Kröhling

ediciones **UNL**

CIENCIA Y TECNOLOGÍA

Índice

Prefacio	9
Capítulo 1. Características generales de la cuenca del Uruguay	
Antecedentes de la región	11
Bibliografía comentada de los antecedentes sobre la temática citados en los capítulos respectivos	11
Ubicación geográfica e hidrografía general	15
Clima	23
Vegetación	26
Marco geológico y origen de los sedimentos	28
Capítulo 2. El Cuaternario de la cuenca.....	37
Introducción	37
El Pleistoceno Inferior	41
La costra ferruginosa de la alta cuenca.....	41
La Formación San Salvador.....	46
El Grupo Punta Gorda.....	53
La Formación Puerto Alvear.....	54
La Formación La Juanita.....	61
La Formación Punta Gorda.....	63
El loess retransportado de Itapebí (Uruguay).....	70
La Formación Hernandarias.....	71
El Pleistoceno Medio	80
El Pleistoceno Superior	81
La Formación El Palmar/Salto.....	81
El coluvio de Federación.....	93
La Formación Arroyo Feliciano.....	94
La Formación Oberá.....	98
La Formación Yapeyú.....	122
La Arena Eólica Pleistocena del suroeste de Río Grande do Sul.....	125
La Formación Tapebicuá.....	127
El Holoceno	133
La Formación Concordia.....	133
Los suelos enterrados del Holoceno Medio.....	144
El suelo enterrado de la Fm Oberá (Misiones).....	145
El suelo enterrado de la Fm Concordia (valle del río Uruguay).....	147
El suelo enterrado de la Fm Touro Passo (valles afluentes del suroeste de RS, Brasil).....	147

El suelo enterrado de la Fm Tapebicué (este de Corrientes).....	148
El paleosuelo complejo de la Fm Hernandarias (Entre Ríos).....	148
El suelo complejo enterrado del fondo de los valles (sureste de Entre Ríos).....	149
Otros suelos enterrados	151
La Terraza Baja de los Afluentes del río Uruguay.....	151
Los afluentes de la alta cuenca.....	151
Los afluentes correntinos.....	155
La subcuenca del río Ibicuy (Depressão Central Gaúcha –RS).....	156
Los afluentes del suroeste de la “Região da Campanha Gaúcha” (RS) y del noroeste de Uruguay	157
La Formación Sopas.....	157
La Formación Touro Passo.....	159
La Formación Dolores.....	163
Correlación entre la Fm Sopas, la Fm Touro Passo y la Fm Dolores.....	164
La subcuenca del río Cuareim (noroeste de Uruguay y sur de Brasil).....	165
Los afluentes entrerrianos.....	166
Los afluentes del suroeste de Uruguay.....	168
Las Arenas Eólicas del Holoceno Superior.....	171
Arenas eólicas asociadas a la faja fluvial del Uruguay.....	171
Arenas eólicas asociadas al río Negro.....	174
Arenas eólicas de la subcuenca del río Ibicuy.....	174
Otros campos de arenas eólicas.....	175
Edad de los campos de arena.....	176
La Formación San Guillermo.....	176
Los Limos Eólicos de la Pequeña Edad del Hielo.....	181
El Complejo Litoral del Holoceno.....	183
Facies sedimentarias.....	187
El Complejo Litoral en la Faja del Uruguay	191
Los materiales superficiales.....	197
Canchal o escombrera basáltica “tropical”.....	197
Canchal o escombrera de la meseta basáltica uruguaya.....	199
Canchal o escombrera de la arenisca de Tres Cerros.....	199
Material residual sobre la Fm El Palmar/Salto.....	200
Anexo fotográfico Capítulo 2.....	201
Capítulo 3. La geomorfología de la cuenca.....	213
La cuenca alta del río Uruguay.....	213
La meseta basáltica.....	213
La superficie original de la meseta basáltica.....	216
La Superficie “Velhas”.....	218
El ciclo “Paraguaçu” - La Peniplanicie de Apóstoles.....	222
Áreas de contacto o transición entre las superficies de la meseta basáltica.....	225
Los afluentes del río Uruguay en la meseta basáltica.....	227
El arroyo Yabotí.....	227
El arroyo Los Muertos.....	230
Otros afluentes de la alta cuenca.....	234
Saltos de agua y cascadas.....	240
El colector río Uruguay / río Pelotas.....	242

Elementos geomorfológicos notables: el cañón sumergido y los Saltos del Moconá.....	246
La cuenca media del río Uruguay.....	249
Los sistemas geomorfológicos de la cuenca media.....	249
La Superficie de la “Campanha Gaúcha”.....	251
La Depresión del Alto Ibicuy.....	252
La Meseta de Masoller.....	255
La Depresión del Tacuarembó.....	258
El Sistema Geomorfológico Cretácico-Terciario del Oeste Uruguayo.....	259
La Superficie Estructural de Mercedes.....	260
La Llanura Palustre del Este de Corrientes.....	265
La Superficie Feliciano-Federal del Este de Entre Ríos.....	269
La red fluvial en la cuenca media.....	273
El río Miriñay.....	273
El río Aguapey.....	276
El río Ibicuy.....	277
El río Cuareim y otros afluentes uruguayos.....	281
La faja fluvial del río Uruguay.....	283
La margen derecha de la faja fluvial en Entre Ríos.....	287
La margen izquierda de la faja fluvial en Uruguay.....	293
La cuenca inferior del río Uruguay.....	294
El Complejo Litoral vinculado al río Paraná.....	295
La Llanura Aluvial Pleistocena del río Paraná.....	297
El Cordón Litoral.....	297
La Albufera (<i>lagoon</i>).....	298
El Delta del río Gualeguay.....	299
Las Playas de Regresión (<i>beach ridges</i>).....	301
El Gran Bajío (<i>big shoal</i>).....	301
La Zona Distal con “cheniers”.....	303
La Planicie de Mareas.....	303
La Faja Actual de Bancos y Meandros del río Paraná.....	303
El Delta del río Paraná.....	303
Las unidades litorales vinculadas directamente al río Uruguay.....	304
El Delta del río Uruguay.....	304
La Terraza Marina Pleistocena.....	306
La Gran Curva Fray Bentos-Gualeguaychú.....	307
El Tramo Final del río Uruguay.....	310
Los afluentes principales del Uruguay en la cuenca inferior.....	313
El río Gualeguaychú.....	313
El río Negro.....	314
 Anexo fotográfico Capítulo 3.....	 315
 Capítulo 4. Síntesis y comentarios finales.....	 345
 Bibliografía	 351
 Sobre el autor y la autora	 359

Prefacio

Desde el punto de vista científico, el Uruguay es el gran río olvidado de Sudamérica. Suele no estar presente en la mente de brasileños, uruguayos y argentinos cuando pensamos en nuestros respectivos países; por alguna razón, no provoca emociones de identidad o pertenencia como el Paraná, el Amazonas o el Río de la Plata (o el mismo río Negro). Sin embargo, es un gran río que, adecuado para describir la naturaleza del sudeste de nuestro continente, presenta, además, características no observadas hasta ahora en otros ríos del mundo.

Este libro trata sobre la sucesión de ambientes ocurridos en la cuenca del río Uruguay en el último período de la historia geológica, deducida a partir de investigaciones geológicas y geomorfológicas llevadas a cabo íntegramente por los autores. Dicha cuenca, que con más de 365.000 km² comprende el sur de Brasil, oeste de Uruguay y noreste de Argentina, es un territorio complejo que vincula una región tropical con áreas bajo clima templado, una característica sumamente ventajosa para correlaciones de gran escala.

La obra intenta descifrar la historia evolutiva de los últimos millones de años de una importante región prácticamente desconocida y brinda a la comunidad científica y a todo interesado resultados de investigaciones llevadas a cabo durante más de diez años en el marco de proyectos financiados por el CONICET y la UNL. La temática se desarrolla de manera entendible, con referencias a los numerosos datos colectados por los autores y con el apoyo de ilustraciones propias. Se trata de resultados originales que no han sido previamente publicados in extenso.

El Cuaternario es el Período de mayor interés en la investigación paleoclimática y paleoambiental, caracterizado por una extrema variabilidad climática

con fluctuaciones entre períodos fríos (glaciales) y cálidos (interglaciales). Dada la necesidad de entender los cambios futuros, existe un creciente interés por el desarrollo y conocimiento de los paleoclimas imperantes en los últimos millones de años. En especial, la geología cuaternaria de la cuenca del Uruguay es poco conocida, y los escasos antecedentes científicos, en general desactualizados, han tenido poca difusión.

Las secuencias sedimentarias y los distintos elementos del paisaje constituyen un registro continental de alta resolución de los climas y ambientes del pasado reciente, esencial en la actual investigación sobre cambios climáticos a nivel mundial.

A partir de la combinación del registro de campo con los datos de laboratorio se han deducido las condiciones ambientales bajo las cuales se formó determinada geoforma o unidad litoestratigráfica/paleosuelo, interpretándose el origen de los materiales, las áreas de proveniencia y su posible edad. Se establece así, con criterios sedimentológicos, paleopedológicos y geomorfológicos, la división estratigráfica del Pleistoceno y Holoceno de la cuenca. El desarrollo de los métodos de datación absoluta ha permitido avanzar en el conocimiento de la edad de los depósitos sedimentarios de la cuenca, posibilitando la correlación de eventos a nivel global.

Las formaciones geológicas cuaternarias de la cuenca muestran un patrón complejo que ha dificultado su estudio durante décadas. El registro sedimentario obtenido por los autores muestra una sucesión de procesos sedimentarios y erosivos que ejemplifican cambios en el paisaje, resultantes de factores climáticos y geológicos. Particularmente, las secuencias sedimentarias registradas en afloramientos de la región proveen una historia de los procesos superficiales que se sucedieron a través del tiempo, aportando datos significativos para la reconstrucción de los escenarios ambientales ocurridos en la cuenca.

Los resultados presentados constituyen un avance en las investigaciones dedicadas a la detección de incidencias recientes de variabilidad climática, especialmente las resultantes de períodos climáticos extremos sobre esta gran cuenca. Por esto, sin duda, la obra será de utilidad para acompañar la toma de decisiones de administradores territoriales, planificadores, operadores de vías de comunicación y demás agentes del área estatal o privada de los países que forman parte de la cuenca en lo que respecta a su conocimiento, manejo y preservación.

Capítulo 1

Características generales de la cuenca del Uruguay

Antecedentes de la región

Este libro ha sido organizado y desarrollado fundamentalmente sobre la base de trabajos propios de campo y de laboratorio. Naturalmente, trabajos anteriores realizados en la región por otros autores han sido estudiados en detalle como complemento de la investigación. Aunque los antecedentes son comparativamente poco numerosos alcanzan a varias decenas. Se presenta a continuación una bibliografía comentada de los más significativos, junto con publicaciones producidas anteriormente por los autores de esta obra que tienen influencia en el patrón de la misma.

Bibliografía comentada de los antecedentes
sobre la temática citados en los capítulos respectivos

Frenguelli (1927). Contiene las primeras observaciones sobre el Cuaternario de la barranca del río Uruguay en un sector de la provincia de Entre Ríos.

Frenguelli (1939). Describe la geología aflorante en el río Uruguay, entre Salto Grande y Paso Hervidero. Las correctas descripciones fueron interpretadas por el autor de acuerdo con el esquema y nomenclatura clásicos vigentes en esa época.

Bonarelli y Longobardi (1929). Realizaron una síntesis estratigráfica de la provincia de Corrientes.

Cordini (1949). La publicación consiste en un estudio geológico de la provincia de Entre Ríos, con especial interés en el estudio de yacimientos de materiales explotables.

King (1956). Es una descripción regional de los paisajes antiguos de Brasil, basada en la teoría del propio autor, según la cual la evolución del paisaje avanza mediante una sucesión de “ciclos erosivos” relativamente breves, que afectan arealmente a todo el paisaje, separados por extensos períodos de quietud morfogénica. Cada ciclo avanza como una onda erosiva tierra adentro dejando una superficie nueva en el paisaje, situada más abajo que el relieve anterior, y se congela en una línea determinada. El ciclo siguiente comienza otra vez en el nivel de base (la costa o un río regionalmente importante) y destruye a la más antigua mediante erosión areal retrocedente, hasta que se detiene a su vez. Las líneas que limitan a los ciclos anteriores no resultan afectadas, por alguna razón no explicada. King adopta para Brasil su teoría desarrollada originalmente en el sur de África. Los autores de esta obra encontramos que el esquema de King explica los rasgos mayores del paisaje en los sistemas antiguos de la cuenca del Uruguay (Misiones, Brasil y Uruguay).

Bigarella et al. (1965). Es el clásico trabajo del autor en el que se desarrolla el esquema teórico de evolución del paisaje mediante sucesivos ciclos erosivos en sistemas geomorfológicos con dinámica general de erosión. Presenta un esquema secuencial de pediplanos y pedimentos para el sur de Brasil, que abarca a todo el Cenozoico. Está basado en la teoría de evolución del paisaje de King.

Bossi (1969). Es el libro básico de la geología uruguaya que reúne los estudios anteriores y resultados inéditos. No incluye, en general, información directa sobre estratigrafía del Cuaternario o geomorfología, pero constituye la fuente de información más importante del país. Resulta un excelente contexto para basar el estudio del Cuaternario y de la geomorfología de la República Oriental del Uruguay. El mapa fue utilizado, en parte, como base en los estudios y mapas producidos en este libro. Excepto escasas áreas menores, los límites del mismo fueron confirmados en nuestros trabajos.

Carta Geológica del Uruguay (Bossi et al., 1975) en escala 1:1.000.000. Es un documento cartográfico de referencia obligada, producto de la integración de unos 70 mapas y publicaciones anteriores y de mapeos originales. Cuenta con una memoria explicativa de 32 páginas dedicada fundamentalmente a definir en forma sucinta la columna estratigráfica del país.

Antón (1975). El trabajo contiene las primeras referencias a sistemas importantes de la geomorfología y el Cuaternario del norte del Uruguay; cabe citar como ejemplo la Formación Sopas y la denominación técnica de niveles de aplanamiento. Se ha seguido en parte su nomenclatura.

Gentili y Rimoldi (1979). Los autores proponen un cuadro estratigráfico general que cubre el Mesozoico y el Cenozoico para la unidad geológica “Mesopotamia” en el volumen I *Geología Regional Argentina*.

Iriondo y Scotta (1978). En este trabajo se determinaron las etapas principales de desarrollo del complejo deltaico asociado al río Paraná. Fue adoptado en este libro como base para el esquema holoceno de la cuenca baja del río Uruguay.

Iriondo (1980). Se trata del primer esquema moderno estratigráfico y cartográfico de las formaciones cuaternarias de la provincia de Entre Ríos, publicado según las normas del Código Estratigráfico Argentino. En este libro se conserva la nomenclatura propuesta en dicha publicación.

Herbst y Santa Cruz (1985). Los autores presentan un esquema estratigráfico de la provincia de Corrientes y un mapa geológico de tipo clásico, definido por las unidades de “roca dura”. Las formaciones cuaternarias reciben una atención genérica, con escasa discriminación entre ellas. Se observa que los autores han omitido el mapeo de coberturas sedimentarias, a veces de algunos metros de espesor.

Folhas SH 22 Porto Alegre e parte das Folhas SH 21 Uruguaiana e SI 22 Lagoa Mirim (IBGE; 1986). El volumen 33 (*Levantamiento de Recursos Naturales*) es el resultado de trabajos de campo y mapeo de gabinete realizados a través de la utilización de imágenes de radar. Contiene un análisis ordenado de las más de 600 publicaciones anteriores sobre geología y geomorfología de la región sur de Brasil, que comprende la cuenca del Uruguay y áreas vecinas. Fue tomado como base para la división de la cuenca en grandes sistemas geomorfológicos y se adoptaron sus descripciones en los casos en los que no hay información propia.

Mapa Geológico do Estado de Santa Catarina. Escala 1:500.000 (DNPM; 1986). Se usó como base de referencia. El Cuaternario presenta muy escaso desarrollo.

Catt (1990, Ed.; Paleopedology Manual – INQUA). Es una obra multiautoral producida por la Comisión de Paleopedología, que depende de la Unión Internacional para el Estudio del Cuaternario (INQUA) y de la Asociación Internacional de la Ciencia del Suelo (ISSS). Las descripciones de paleosuelos realizadas aquí siguen las pautas de este manual.

Escobar y Capurro (1990) en escala 1:500.000. El mapa de suelos de la provincia de Corrientes (INTA), , fue adoptado en parte como base para el mapeo de algunas unidades cuaternarias, por ejemplo para la Formación Tapebicuá (Fm Tapebicuá). Se han encontrado coincidencias, tanto en la cartografía como en la descripción de unidades.

Bidegain (1991). Es una publicación referida a la tesis doctoral del autor, dedicada a determinar la polaridad magnética de sedimentos ubicados en el Litoral argentino, cercano a la cuenca actual del Uruguay. Sus resultados del perfil Toma Vieja fueron adoptados en este libro para datar a la Fm Hernandarias en toda su extensión.

Código Argentino de Estratigrafía (Asociación Geológica Argentina; 1992). Las unidades estratigráficas cuaternarias descritas en este libro cumplen con todos los requisitos del código, que resulta tan útil y necesario para el Período Cuaternario como para el resto de la columna geológica.

Iriondo y Kröbbling (1995). Es una síntesis de carácter regional de la sedimentación eólica que afectó a una extensa región de la llanura argentina durante el Cuaternario Superior. Establece una secuencia de climas y escenarios ambientales para una región vecina a la cuenca del Uruguay, que ha servido de base para la reconstrucción de eventos climáticos en esa cuenca. Cabe señalar que los datos locales contenidos en esta obra han confirmado dicha secuencia pampeana.

Iriondo (1996b). Constituye el primer avance sobre la columna estratigráfica cuaternaria de la cuenca del río Uruguay, especialmente sobre el área argentina de la cuenca.

Iriondo y Kröbbling (1997). En este artículo se define el concepto de *loess* tropical, sus características principales y diagnósticas, y se describen algunos ejemplos de Sudamérica. El capítulo dedicado al Cuaternario de la alta cuenca está basado en ese concepto.

Chebli et al. (1999). Refieren la estratigrafía neopaleozoica a cenozoica de la cuenca Chaco-Paranaense, en la que se ubica la cuenca en estudio.

Iriondo (1999a). El autor sintetiza la estratigrafía cuaternaria del Chaco y la región Litoral.

Figura N° 4

Mapa de ubicación de localidades y de la red de afluentes del río Uruguay en el sureste de Misiones, este de Corrientes y suroeste de RS (cuenca media)

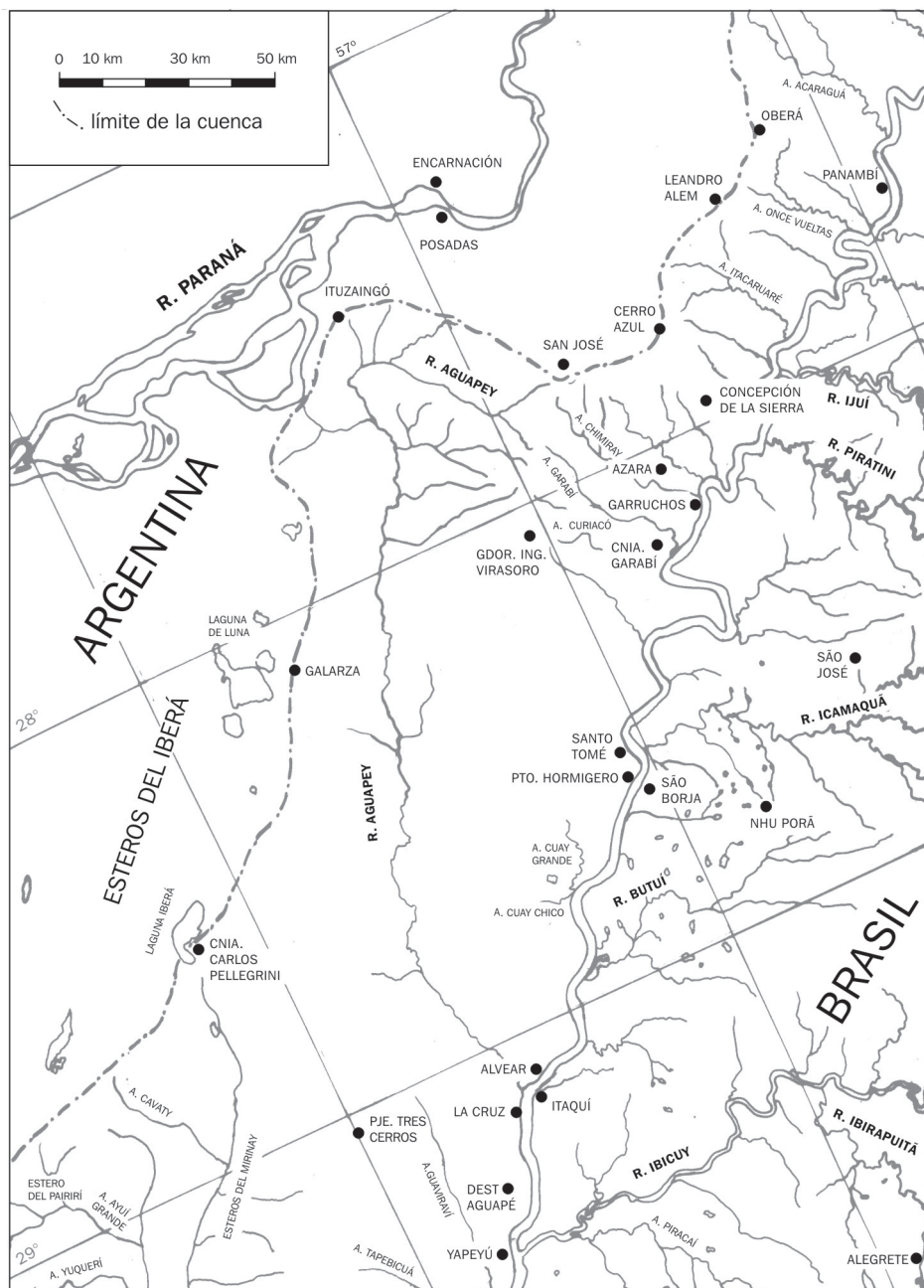
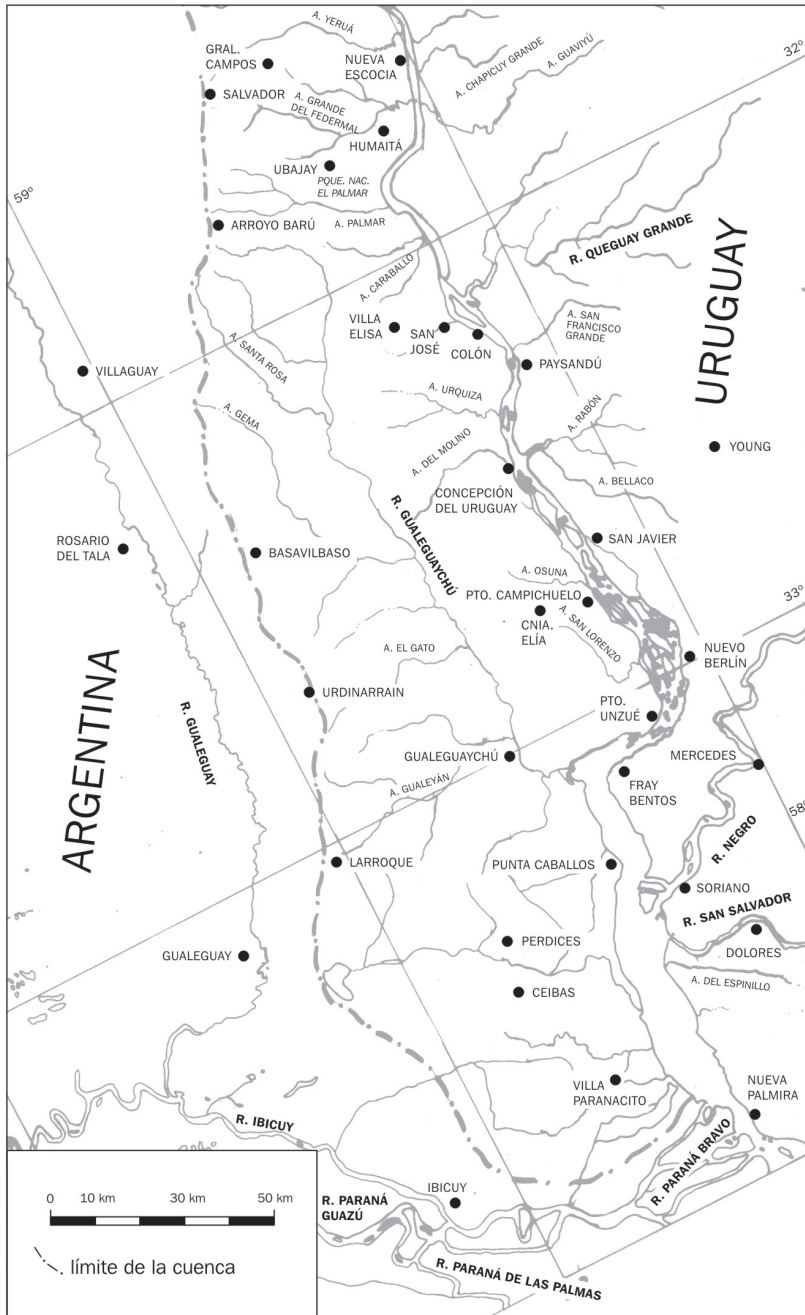


Figura N° 6

Mapa de ubicación de localidades y de la red de afluentes del río Uruguay en el sureste de Entre Ríos y suroeste de Uruguay (cuenca inferior)



En la cuenca media el río Uruguay recibe importantes afluentes sobre la margen izquierda, como el Ijuí, el Ibicuí (o Ibicuy) y el Cuareim, que aportan importantes caudales. Krepper *et al.* (2003) citan para el período 1931-1995 una descarga específica de la cuenca del Ibicuy de $20,1 \text{ L km}^{-2} \text{ s}^{-1}$ y de $18,3 \text{ L km}^{-2} \text{ s}^{-1}$. El caudal medio anual del Uruguay en Paso de los Libres es de $4.214 \text{ m}^3/\text{s}$ (años 1985-1997). En Monte Caseros el río tuerce hacia el sur formando el límite entre Argentina y Uruguay. Cerca de la desembocadura, el Uruguay recibe a su mayor afluente, el río Negro, cuya subcuenca está ubicada casi totalmente en Uruguay. El río Negro tiene una descarga media anual de $500 \text{ m}^3/\text{s}$ y una longitud aproximada de 560 km (Krepper *et al.*, 2003). La desembocadura del río Uruguay en el Río de la Plata está ubicada en el estrechamiento de Nueva Palmira, donde el delta del Paraná llega muy cerca de la costa uruguaya. Las ondas de crecida de las nacientes pueden demorar entre uno y dos meses en alcanzar la desembocadura.

Los afluentes argentinos del río Uruguay son modestos, tanto en longitud como en caudal. De la meseta misionera el Uruguay recibe doce afluentes pequeños; a lo largo de la costa correntina desembocan en el río varios “esteros” y dos ríos de cierta consideración: el Aguapey y el Miriñay. El caudal medio anual del Aguapey en la estación Caa Carai (tramo superior) es de $29,9 \text{ m}^3/\text{s}$ (1986-1997), mientras que en la estación La Sirena (tramo medio) es de $83,6 \text{ m}^3/\text{s}$ (período 1988-1997). El río Miriñay representa un caso hidrográfico curioso, pues recibe sus aguas de la laguna del Iberá (que pertenece a la cuenca del Paraná) cuando el nivel de la misma supera cierta cota. El caudal medio anual en la estación San Roquito es de $78,6 \text{ m}^3/\text{s}$ y en Paso Ledesma aumenta a $148 \text{ m}^3/\text{s}$ (período 1968-1997). Hacia el sur, los afluentes entrerrianos son cortos y poco caudalosos; llevan el nombre de “arroyos”. Los principales son Yuquerí, Ayuí y Yeruá. Como datos ilustrativos pueden mencionarse los caudales medios anuales del Yuquerí Grande en Concordia de $2,11 \text{ m}^3/\text{s}$ (períodos 1991-1992/1996-1997) y del río Gualeguaychú RP (ruta provincial) $39 \text{ de } 4,40 \text{ m}^3/\text{s}$ (1988-89/1996-97).

El caudal medio anual del río Uruguay en Concordia es de $4.660 \text{ m}^3/\text{s}$ (con una serie de 62 años). Ibáñez (1978) refiere caudales máximos entre 25.000 y $30.000 \text{ m}^3/\text{s}$ (Salto Grande) y un caudal de $37.000 \text{ m}^3/\text{s}$ en el aforo de Ayuí Grande, con una cota de crecida de $16,11 \text{ m}$ en el año 1959. El aumento de caudales desde Paso Hervidero es atribuible principalmente al aporte del río Cuareim. Cerca de la desembocadura, el río Uruguay recibe al río Gualeguaychú sobre la margen derecha. Durante las crecidas fluyen hacia el Uruguay los desbordes del río Gualeguay, que pertenece en aguas normales a la cuenca del río Paraná. Es un caso análogo al del Miriñay.

Ibáñez (1978) se refiere a la marcada irregularidad en el régimen hidrológico desde Concordia hasta la barra del Paraná Guazú. Según el autor, la propagación de las mareas con inversión de corrientes llega hasta Fray Bentos, y excepcionalmente, a Concepción del Uruguay, pero la superposición con la onda de crecida fluvial se manifiesta hasta la latitud de Concordia. Discrimina en el río Uruguay un régimen fluvial puro desde las nacientes hasta Concordia, un régimen fluvio-marítimo aguas abajo de Concordia y hasta Fray Bentos y un régimen marítimo hacia aguas abajo de Fray Bentos.

García y Vargas (1998) han detectado un salto en la media en los escurrimientos superficiales para la cuenca del Uruguay. Dicho salto corresponde al año 1970 y representa un cambio en la estructura del ciclo anual de los escurrimientos. Krepper *et al.* (2003) y Bischoff *et al.* (2000) practicaron el análisis de la variabilidad interanual en varias subcuencas del río Uruguay, basado en el análisis de series de precipitación (provenientes de 1.192 estaciones) y de series de caudales del período 1931-1992 (caudal medio mensual del río Uruguay en Itá, Santo Tomé, Paso de los Libres y Concordia). Al analizar las series de caudales, los autores indican un período de mínimo absoluto entre 1940 y 1950 (coincidiendo con el período seco registrado entre 1943 y 1945), diferenciando un período anterior a 1940 (caracterizado por oscilaciones con períodos de 10 años) y marcando una tendencia positiva apreciable después del año 1950. Las señales de 6 y 3,5 años (esta última relacionada con el evento “El Niño”) marcan dos picos estadísticamente significativos en la descarga del río Uruguay; ambas señales también se manifiestan en la precipitación, aunque solamente en los 2/3 superiores de la cuenca (Krepper *et al.*, 2003).

En este libro la cuenca en estudio ha sido dividida en tres partes, conforme a características geológicas y geomorfológicas. La cuenca alta se extiende desde las nacientes hasta la latitud de Santo Tomé-São Borja; es rocosa en general y con pendientes altas, terminando a una cota de 47 msnm. La cuenca media alcanza desde ese punto hasta Concepción del Uruguay, donde el colector tiene el lecho a 0,40 msnm. La cuenca baja está caracterizada por una influencia importante del mar durante el Holoceno; el *talweg* se halla por debajo del nivel del mar en todo el tramo. El ancho de la cuenca se incrementa gradualmente desde unos 160 km en las cabeceras hasta 560 km a la latitud de Concordia.

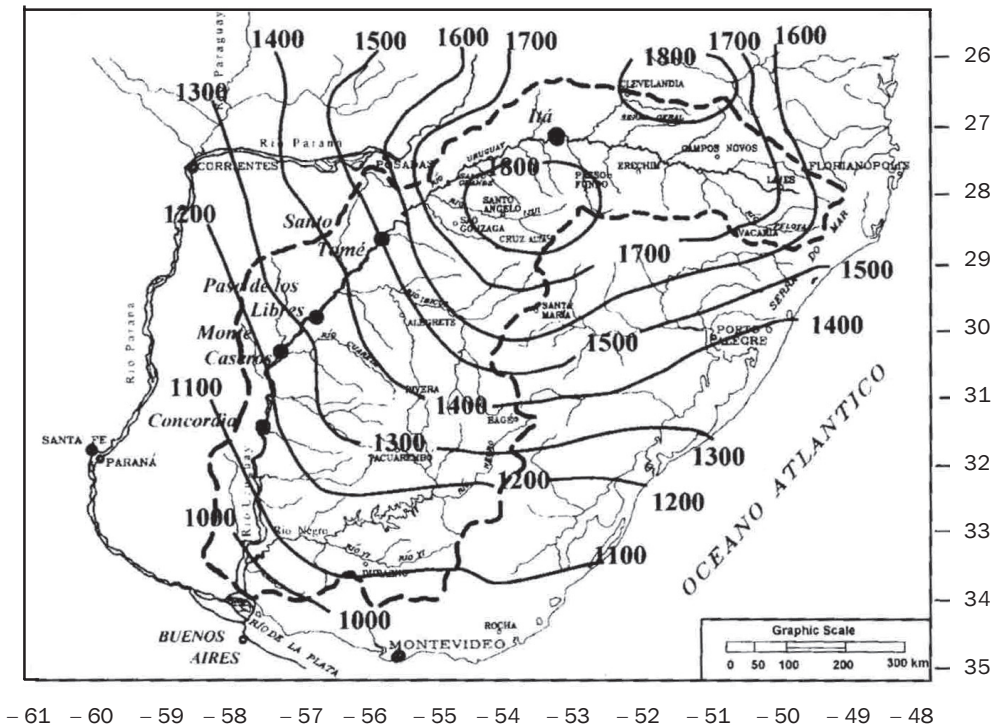
La salinidad del río Uruguay es baja y se incrementa cerca de la desembocadura. En el tramo de la cuenca media está en el orden de los 50 mg/L (Quirós y Cuch, 1981). El pH se ubica típicamente entre 6,5 y 8. Las temperaturas oscilan entre 18 y 28 °C. Los niveles de oxígeno disuelto son altos, especialmente en las aguas turbulentas de la cuenca alta, donde pueden alcanzar niveles de supersaturación (Di Persia y Neiff, 1986). En la cuenca media se han medido valores entre 86 % y 108 %.

Clima

El clima de la cuenca se halla en el ambiente subtropical en general, con gradiente de precipitaciones y temperaturas norte-sur. Estudios realizados por Díaz *et al.* (1998) demuestran que en la margen izquierda de la cuenca (RS y Uruguay) las precipitaciones son mayores en el sector norte, decreciendo hacia el océano Atlántico. La distribución es más uniforme en el sur, con mínimas en las regiones sudoeste y sudeste. El ciclo anual tiene una considerable variabilidad espacial, lo que sugiere que las precipitaciones más importantes son de tipo convectivo. Por ejemplo, la lluvia en el sector occidental de esa margen tiene un máximo absoluto en marzo-abril y un pico secundario en octubre. Además, el sur y el este de Uruguay tienen un ciclo estacional menos pronunciado, con un débil máximo durante el invierno. De todas maneras, los picos son sumamente débiles, de manera que no existen realmente en la región una estación húmeda y una estación seca. La fig. 7 (pág. 23) muestra la distribución de la precipitación media anual, calculada para el período 1901-1995 (tomada de Krepper *et al.*, 2003).

Figura N° 7

Distribución de las precipitaciones en la cuenca del Uruguay
(tomado de Krepper *et al.*, 2003)



La circulación atmosférica de la alta cuenca en Brasil y el noreste de Argentina está dominada por el anticiclón del Atlántico Sur, un sistema semipermanente de altas presiones que transporta masas de aire tropical húmedo provenientes del este y noreste durante todo el año. Las perturbaciones de ese patrón están relacionadas con frentes polares. La provincia de Misiones ocupa un área con clima típico de la alta cuenca. En esa provincia la precipitación aumenta de suroeste a noreste, desde 1.850 mm/año a 2.200 mm/año. En la estación experimental EEA-INTA Cerro Azul se ha registrado un promedio de lluvias (1967-2001) de 1.980,5 mm/año, mientras que en la estación termoplumiométrica de San Vicente se obtuvo un promedio de 2.185,3 mm/año (1970-2000), con un máximo de 3.513,3 mm en el año 1998 (Olinuck, 2002; 2003). El régimen de lluvias tiene dos máximos en el año: en primavera y otoño; los mínimos de verano e invierno son poco marcados.

Hacia el este, en la zona de la meseta brasileña, se ubica un área con lluvias superiores a los 2.250 mm/año en el área de Chapecó. Son lluvias tanto de convección como de frente, producidas estas últimas por el avance del viento frío del sur. La velocidad del viento es normalmente baja, de alrededor de 10 km h⁻¹. La temperatura media anual es superior a los 20 °C, con veranos entre los 25 y los 27 °C e inviernos entre 15 y 20 °C. La amplitud térmica diaria es mayor que la estacional, lo que resulta en la formación de rocío como fenómeno muy común. Por influencia de la altura existen dos pisos climáticos bien diferenciados con límite en la cota de 300 m (*Atlas Total*, 1981). El inferior es más cálido y húmedo y está desarrollado a lo largo de los ríos mayores; el piso superior está expuesto a heladas ocasionales y tiene amplitud térmica algo mayor. El borde oriental de la meseta basáltica, que constituye la denominada Serra Geral, comprende una barrera lo suficientemente alta como para atrapar la humedad procedente del este, generando lluvias que se concentran en las partes alta a media de la gran escarpa.

La provincia de Corrientes es un área representativa de la cuenca media, con clima subtropical húmedo. Las precipitaciones decrecen también de noreste a suroeste, desde 1.600 a 1.100 mm/año en zonas ya fuera de la cuenca. También se observan los dos máximos característicos de Misiones, aunque menos marcados, por lo que puede considerarse como una distribución regular a lo largo del año. Las temperaturas medias anuales varían entre 20 y 21 °C; el número de días nublados es alto debido a las masas de aire provenientes del Atlántico, reduciendo el número de horas de sol al 55 %. La abundancia de espejos de agua, pantanos y lagunas influye en algunos parámetros meteorológicos de ciertas áreas, tales como la humedad relativa del aire y la temperatura.

El sur de Entre Ríos (cuenca inferior) está ubicado también en la región subtropical, aunque posee algunas características transicionales con el clima

templado. En la estación agrometeorológica del INTA-Concordia se registró un promedio de precipitaciones de 1.353 mm/año (1967-2003), con una temperatura media de 18,6 °C para el mismo período. A partir de los datos provenientes de la estación agrometeorológica del INTA-Concepción del Uruguay se obtuvo una temperatura media de la serie 1967-2003 de 17,75 °C y un promedio de precipitaciones de 1.171,2 mm/año para dicho período. Dentro del sistema del clima regional, cobra importancia aquí la existencia de la “sudestada”, un viento generado en el Atlántico Sur que penetra desde esa dirección y puede mantenerse varios días provocando lluvias e inundaciones por elevación del nivel de base del agua. El clima es algo más frío y más húmedo en el Uruguay, particularmente en invierno, debido a la cercanía del mar. Es notable el cambio de orientación de las isohietas entre verano e invierno en Uruguay: en enero las líneas corren en una dirección general este-oeste (tienen la misma distribución que la anual), mientras que en julio tienen dirección norte-sur en la mitad septentrional del país; la faja más seca está ubicada junto al río (Díaz *et al.*, 1998).

En el análisis de la variabilidad temporal de la precipitación en la cuenca del Uruguay (período 1900-1994) practicado por Ghietto y García (2003) se demuestra una modificación positiva importante en los valores anuales en los últimos 20 años del período analizado. En la mayoría de las 10 estaciones analizadas, el período comprendido entre 1968 y 1972 marca un cambio positivo de tendencia. Las estaciones Paso de los Libres, Concordia, Uruguaiana y Bagé presentan en el año 1964 un salto en los valores medios de precipitación.

Larese y Kröhling (2005) analizaron la variación espacial y temporal de anomalías de precipitación en toda la cuenca para el período 1902-1995, a partir del procesamiento de series de precipitación mensual disponibles en puntos de grilla. Las autoras definieron cinco categorías de extremos climáticos basadas en el análisis estadístico. Las secuencias de extremos calculadas permitieron detectar el mes de inicio de un evento extremo por año de ocurrencia, por persistencia y por puntos de grilla afectados. Períodos extremos secos fueron encontrados en los años 1910 (octubre/diciembre; 63,85 % de los puntos de grilla afectados) y 1942/43 (septiembre/febrero; 69,74 de los puntos de grilla). Períodos extremadamente húmedos fueron detectados en los años 1914/15 (enero/mayo; 92,82 % de puntos afectados) y 1990 (septiembre/diciembre; 77 % de puntos). Resultados complementarios generados por el procesamiento de datos procedentes de estaciones meteorológicas de la cuenca indican que durante los extremos secos las temperaturas medias fueron menores a la normal (con varias heladas); mientras que en los períodos húmedos, las temperaturas estuvie-

ron ligeramente por encima de la media (sin heladas). Ambas categorías de extremos experimentaron importantes cambios en las temperaturas mínimas en la misma dirección.

Vegetación

La vegetación natural de la alta cuenca superior es la selva subtropical que, según la clasificación de Cabrera (1976), pertenece a la Provincia Fitogeográfica Paranaense.

Algunos autores (*Atlas Total*, 1981) reconocen hasta cinco estratos de vegetación en la selva misionera. El superior está compuesto por las especies heliófilas, que buscan la luz intensa del sol y desarrollan copas aisladas de gran tamaño y hojas pequeñas; crecen hasta superar los 30 m de altura por sobre el nivel general. Por debajo de éste se extiende un estrato continuo de árboles con alturas de 10 a 20 m, de tallos finos y verticales, formando una capa densa llamada “estrato del dosel”. Por debajo, se desarrolla el tercer estrato, con árboles de entre 3 y 10 m de alto que ya forman parte del sotobosque, que recibe luz comparativamente escasa y está protegido de los vientos en forma prácticamente completa; entre esos árboles se destacan la yerba mate y los helechos arborescentes. El cuarto estrato está formado por arbustos, con ortigas gigantes y cañaverales que pueden alcanzar varios metros de altura. Forma parte de esta comunidad una gramínea gigante (el tacuaruzú) que puede llegar a 30 m de altura. Por último, el estrato herbáceo crece al ras del suelo, mezclado con restos de vegetación muerta, hongos, líquenes y otras formas primitivas.

En el Mapa de Vegetação do Brasil (IBGE, 1993) la región está técnicamente definida como “Floresta ombrófila mixta de araucaria”, constituida ecológicamente por la mezcla de dos floras: la tropical afrobrasileña y la templada austro-brasileña. Se trata de un mosaico formado por bosques de araucarias y Lauráceas, y parches con vegetación de “campos” (praderas). La “Floresta subtropical de *Araucaria angustifolia*” ocurre actualmente entre los 24 y 30° lat S, entre cotas de 500 y 1.400 msnm. La vegetación de campos es altamente diversa, caracterizada por especies no arbóreas. En el Presente, debido a la ocupación humana, el territorio está cubierto principalmente por vegetación secundaria y plantas agrícolas.

La vegetación ha fluctuado espacialmente durante el Cuaternario, controlada por los sucesivos cambios climáticos. Estudios practicados por Behling *et al.* (2004) en la región dominada por la “floresta de araucaria” y “vegetación de campos” de la alta cuenca en Brasil documentan los cambios ambientales ocurridos durante el Cuaternario Superior. El dominio de la vegetación de campos fue atribuido a climas fríos y secos en el Tardío Glacial y a cálidos

y secos durante el Holoceno Temprano. De acuerdo con estos autores, la expansión de los bosques de araucaria comenzó cerca de 3.000 años antes del Presente (AP), a partir de la migración de la selva en galería a lo largo de los cursos de agua, indicando un cambio a un período relativamente más húmedo. Una expansión marcada de la araucaria en las tierras altas reemplazando la vegetación de campos en el Estado de Santa Catarina comenzó cerca de 1.000 años atrás. Los bosques de araucaria aparentemente continúan expandiéndose actualmente sobre las tierras altas bajo condiciones naturales.

Behling *et al.* (2004) analizaron la dinámica de la vegetación en el interior de la “floresta de araucaria” del noreste del Estado de Rio Grande do Sul (RS). La interpretación paleoclimática del registro de 212 cm de una perforación practicada en una turbera ubicada en una depresión circular rocosa de 50 m de diámetro en Cambará do Sul -1.040 msnm- (cercano al Parque Nacional de Aparados da Serra, a 6-10 km de distancia de la gran escarpa de Serra Geral) es la siguiente: la turbera evolucionó a partir de un lago somero (entre 42.840 y 41.470 C¹⁴ años AP) que comenzó a colmatarse con arcillas a partir de los 41.470 C¹⁴ años AP; a partir de los 26.900 C¹⁴ años AP, el lago deja de ser permanente. El registro polínico indica el dominio de la vegetación de campos entre 42.480 y 10.120 C¹⁴ años AP. Las tierras altas del noroeste de RS prácticamente no presentaron árboles. La reconstrucción de la paleovegetación del dominio de campos sin árboles sugiere un clima frío con eventos repetidos de congelamiento y temperaturas mínimas de invierno por debajo de -10 °C, que no permitieron el crecimiento de la araucaria en la meseta. De acuerdo con Behling y Lichte (1997), la disminución de la temperatura media anual en la meseta estuvo probablemente entre 5 y 7 °C para el Último Máximo Glacial (UMG). Un clima estacional, con largos períodos secos anuales, prevaleció desde el UMG hasta el Holoceno Tardío. El lago pasa a turbera en el inicio del Holoceno. Durante el Holoceno Temprano y Medio, la vegetación de campos aún dominaba el paisaje. La precipitación anual estimada habría sido inferior a 1.400 mm, con una estación seca de 3 meses de duración, condiciones que no favorecieron la expansión de la araucaria en el área. Esto ocurre al comenzar el Holoceno Tardío, con formación de una red de selvas en galería y desarrollo regional de praderas. La primera expansión de los bosques de araucaria ha sido datada entre 2.400 y 3.400 C¹⁴ años AP en varios sitios de la meseta basáltica en la región. En Cambará do Sul, el cambio se produjo a los 3.950 C¹⁴ años AP. La marcada expansión de la araucaria fue datada en la Serra dos Campos Gerais en 1.530 C¹⁴ años AP y cercano a 1.000 C¹⁴ años AP en Morro da Igreja y Serra do Rio do Rastro.

La cuenca media está cubierta en el estado de RS por una “estepa” subtropical, en general gramíneo-leñosa, con áreas menores de estepas de otros subtipos y de parque. También existe un área de sabana estépica, del subtipo gramíneo-leñosa. Ese tipo de estepa cubre también la mayor parte del norte

de Uruguay. Según la clasificación de Cabrera (1976), el sur de RS y noroeste de Uruguay pertenecen a la Provincia Fitogeográfica Pampeana. De acuerdo con Ab'Saber (2000), gran parte de las denominadas "coxilhas" de RS y de Uruguay estuvo parcialmente invadida por formaciones xerófitas con cactus durante los períodos secos del Cuaternario. En estos períodos, las áreas actuales de praderas mixtas de RS no incluían la selva en galería subtropical. Dichas fases frías y secas favorecieron el desarrollo del monte argentino con cactus y de la estepa del norte de la Patagonia (Ab'Saber, 2000).

En Corrientes predomina la sabana con árboles aislados (similar a los llamados "cerrados" de Brasil) en las áreas comparativamente elevadas y bien drenadas (Provincia del Espinal, según Cabrera, 1976). En áreas bajas, fundamentalmente sobre la Formación Tapebicuá, crece un pajonal hirsuto de uno a tres metros de altura, compuesto por gramíneas duras, denominado "malezal". En los extensos esteros crece vegetación palustre y, en partes, vegetación flotante que forma "embalsados" o islas flotantes que pueden alcanzar varias hectáreas de extensión.

En la llanura aluvial del río Uruguay en la provincia de Entre Ríos y en el Uruguay se desarrollan "bosques en galería" a lo largo de ríos y arroyos. Éstos forman una estrecha faja de bosque compuesto por una variedad de árboles, arbustos y epífitas que crecen en densas asociaciones, dentro de un paisaje dominado por gramíneas cortas. Además de gramíneas, en las colinas de los interfluvios aparece un monte ralo de leguminosas (algarrobo principalmente) creciendo en suelos impermeables de tipo Vertisol. Dichas características pedológicas producen estacionalmente "sequías fisiológicas" a la vegetación, debido a la fuerte tensión ocasionada por el mineral de arcilla montmorillonita sobre las moléculas de agua.

El río Uruguay forma un mesoclima de características muy marcadas, producido por la gran cantidad de calor que transporta el río desde el norte (la temperatura del agua es más alta que la del aire). En consecuencia, un denso bosque tropical ocupa la llanura aluvial hasta la desembocadura, que contrasta fuertemente con las hierbas de las colinas adyacentes. Ese bosque se va empobreciendo en especies hacia el sur. En el complejo litoral adyacente al Río de la Plata la vegetación está dominada por pajonales, ciperáceas y especies palustres.

Marco geológico y origen de los sedimentos

El basamento geológico de la región es un escudo proterozoico complejo, que aflora en el estado de RS (Brasil) y en el Uruguay. Comprende una serie de terrenos que colisionaron diacrónicamente con el cratón del Río de la Pla-

ta durante el Neoproterozoico. Dos glaciaciones se han registrado para este período. Una de ellas ocurrió entre 760 y 700 millones de años y la otra se desarrolló entre 650 millones y 550 millones de años antes del Presente, es decir, en la transición entre Proterozoico y Cámbrico (Brito Neves *et al.*, 1989). Dichas rocas son el primer origen del cuarzo y otros minerales estables encontrados en la región. La Era Paleozoica está representada por una sucesión de rocas sedimentarias depositadas en el supercontinente Gondwana. Este sistema sedimentario comienza con rocas de grano fino de edad devónico-carbonífera, cubiertas por depósitos glaciales y glaciafluviales en la alta cuenca en Brasil, sedimentados en el Carbonífero Superior. Las sedimentitas silicoclásticas, en su mayor parte continentales del Pérmico Superior, incluyen a la Fm Teresina y a la Fm Rio do Rastro en Brasil (aflorantes y en el subsuelo del Brasil; RS) y a la Fm Melo, Fm Paso Aguiar y Fm Yaguarí en el Uruguay (aflorantes en los dptos. Rivera, Tacuarembó y en el subsuelo de Paysandú, Salto y Artigas).

El ciclo gondwánico finaliza con un potente grupo sedimentario representado por unidades de origen fluvial y lacustre compuestas por areniscas y pelitas rojizas de edad triásico superior – jurásica (Fm Sanga do Cabral, Fm Piramboia, Grupo Rosario do Sul, estados de SC y RS; Fm Tacuarembó, norte del Uruguay) sobre las que descansa la Fm Botucatu (SC; RS)-Fm Rivera (norte de Uruguay). Estas últimas están compuestas por potentes areniscas que representan uno de los mayores paleodesiertos conocidos en el registro geológico mundial (con 2.000.000 km² de superficie, sin considerar la parte paleoafricana), de edad triásico superior – jurásica superior.

En general, el espesor registrado de la Fm Botucatu es inferior a 100 m en Brasil y Uruguay. Esta unidad fue atravesada en las perforaciones profundas practicadas en el margen derecha del río Uruguay en Entre Ríos, entre Federación y Colón. En los pozos Concordia 1 y Federación 1, la unidad alcanza 202 y 390 m de potencia, respectivamente. Está compuesta principalmente por areniscas cuarzosas finas a muy finas, rojizas y friables, bien a muy bien seleccionadas (Fernández Garrasino, 1996). La composición de las areniscas indica: 93-98 % de cuarzo (redondeado a subredondeado), feldespato (ortosa con alteración alofánica y subordinadamente microclino y plagioclasas) y minerales opacos (magnetita, hematita, ilmenita). Domina la textura clástica flotante, con granos con pátinas de óxidos de hierro y material arcilloso, también como material aglutinante, muchas veces acompañado por sílice (ópalo o calcedonia; Chebli *et al.*, 1989).

Las rocas clásticas mesozoicas son la fuente directa o indirecta de la mayor parte de los sedimentos de la región al proveer la arena cuarzosa fina cuaternaria de la cuenca del Uruguay. Dichos materiales, a su vez, habrían sido recicla-

dos de rocas proterozoicas a lo largo de –probablemente– varios ciclos de erosión. La asociación de minerales pesados, dominada por circón, estauroilita y turmalina, indica un origen cratónico, es decir, el Escudo Brasileño.

En la segunda mitad de la Era Mesozoica ocurrió la apertura del océano Atlántico producida a lo largo de una sutura de expansión que ha formado la actual cordillera Mesoatlántica. La región que comprende la actual cuenca del Uruguay pasó de ser un área central de un supercontinente a un área costera de un continente mucho más pequeño. Este proceso de dimensiones planetarias fue acompañado de masivas erupciones basálticas que inundaron más de 1.200.000 km² (el mayor campo lávico terrestre) con espesores máximos registrados de 1.700 m (Almeida, 1986). Se trata de la Fm Serra Geral del sur de Brasil y NE de Argentina y de la Fm Arapey de Uruguay, acumulada en el Jurásico Tardío – Cretácico Inferior. Dicha formación descansa sobre el pale desierto de Botucatu. Piccirillo *et al.* (1988), sobre la base de datos geológicos y petrológicos, dividen la denominada Provincia Magmática Paranaense en tres regiones. La región sur (al sur del lineamiento tectónico que controla el río Uruguay en Brasil) está compuesta por mantos de basaltos tholeíticos (caracterizados por una relativa abundancia de silicio) y olivínicos con algunos niveles intercalados, compuestos por andesitas basálticas con bajo contenido de titanio (<2 % en peso), que en la parte superior de la sucesión pasan a rocas ácidas de los tipos riolitas o riolacitas. Al norte del río Uruguay se intercalan lavas de riolacitas porfíricas (rocas ácidas de Chapecó), que se concentran en el borde oriental de la formación. Entre los derrames basálticos se intercalan areniscas (Fm Solari en Argentina) en parte similares a las de la Fm Botucatu, lo que indica que el clima desértico continuaba establecido en la región. La Fm Serra Geral aflora en el sur de Brasil, noreste de Argentina, noroeste de Uruguay y este de Paraguay. Es la unidad más antigua aflorante en la cuenca alta y media del río Uruguay en Argentina.

El basalto aflora junto al río Uruguay en el este de Misiones, este de la provincia de Corrientes y noreste-este de la de Entre Ríos. De acuerdo con Gentili y Rimoldi (1979), los espesores máximos registrados en el subsuelo del este de Entre Ríos oscilan entre 800 y 1.000 m, formando coladas de alrededor de 30 m de espesor individual (Salto Grande); éste disminuye a 10-12 m en el noreste de Corrientes y a pocos metros en el sureste de Misiones. En perforaciones practicadas en Guaviraví (Corrientes) se registraron espesores del basalto del orden de 600 m, con afloramientos en los lechos de los ríos Aguapey y Miriñay; el basalto forma además la meseta de Mercedes (Herbst y Santa Cruz, 1985).

Las areniscas de la Fm Solari afloran en forma discontinua junto al río Uruguay, desde Misiones y hasta el noreste de Entre Ríos. Se trata de arenis-

cas cuarzosas rosadas, amarillentas a rojizas, bien seleccionadas, laminadas; la matriz es arcillosa (caolinita) y el cemento silíceo y con segregaciones férricas. En Corrientes, la unidad aflora desde Curuzú Cuatiá hasta Colonia Pellegrini; otra faja aflorante, de dirección este-oeste aparece desde La Cruz hasta cerca del río Miriñay, incluyendo los afloramientos de Tres Cerros, con más de 90 m de areniscas y cuarcitas (Herbst y Santa Cruz, 1985).

Los resultados de un estudio petrográfico de los basaltos tholeíticos practicado por Schenato *et al.* (2003) en la región Estancia Velha (RS) indican una masa principal compuesta por plagioclasas (31-40 % en vol.), piroxenos (augita y pigeonita; 28-30 % vol.), óxidos de hierro y titanio (magnetita y titanomagnetita; 2-3 % vol.) y un residuo intersticial (mesostasis). La textura petrográfica es en general porfírica, conteniendo fenocristales de olivino y plagioclasas. La mayor parte de las plagioclasas está albitizada o reemplazada por una asociación de albita secundaria + zeolitas. Los pseudomorfo de olivino ocurren sólo a niveles vesiculares periféricos y están completamente reemplazados por minerales de arcilla. En la zona masiva interior del perfil estudiado, el residuo intersticial contiene cuarzo y feldespatos (50-100 μm) asociados con granos aciculares de apatita (10-30 μm), dendritas de titanomagnetita y agregados de minerales de arcilla (20-50 μm). La zonación vertical observada en el cuerpo lávico es, según los autores, el resultado de los estadios de enfriamiento. Los principales minerales secundarios del basalto pertenecen a las arcillas y a las zeolitas. Entre las arcillas dominan las esmectitas trioctahedrales (saponita), de diversos orígenes posibles (alteración en ambiente marino, actividad hidrotermal, diagénesis y metamorfismo de bajo grado). La estabilidad de la temperatura para la formación de esmectitas es menor a 200 °C; éstas pueden pasar a clorita (por diagénesis o alteración hidrotermal) a temperaturas mayores a los 240 °C. Los minerales de arcilla corresponden a rellenos de vesículas o de diaclasas columnares en la zona superior vesicular (los 15 m superiores de la colada) o como reemplazamiento de primera fase. Estos minerales están comúnmente asociados con la cristalización de zeolitas (producto de alteración hidrotermal o metamorfismo de bajo grado). Los autores concluyen que el comportamiento de los principales elementos químicos del perfil (SiO_2 , Al_2O_3 , MgO y K_2O) es homogéneo a través de los 30 m del basalto masivo. TiO_2 y P_2O_5 permanecen sin cambios, siendo homogénea la composición de elementos traza como Zr y Sr.

Según Gentili y Rimoldi (1979), los minerales esenciales que componen los basaltos afaníticos microcristalinos de Entre Ríos están representados por: augita y/o pigeonita, plagioclasa cálcica y menor cantidad de magnetita. Los accesorios corresponden a: apatita, olivino, biotita, cuarzo, hornblenda y piritita. El techo de cada colada lávica consta de una parte vesicular con huecos y amígdalas rellenas con calcita, zeolitas, hematita, ópalo, cuarzo, calcedonia y

cloritas. Por debajo se encuentran basaltos de textura afanítica, macizos, con diaclasas horizontales que pasa a la parte central de cada colada a una textura micro a megacrystalina. En el área de Salto se hallaron minerales de alteración correspondientes a celadonita – saponita – griffithita, diseminados en la pasta o como relleno de microvesículas y planos de diaclasas (generadas por devitrificación de la mesostasis, en presencia de soluciones hidrotermales). Los basaltos alveolares forman las “restingas” (saltos) del río Uruguay, casi siempre en correspondencia con frentes de coladas – Paso Hervidero, Salto Chico y Salto Grande (Entre Ríos); Santa Ana, San Pedro, Garruchos (Corrientes); Itacaruaré, Concepción, Roncador y Moconá (Misiones).

A partir de la composición petrográfica señalada previamente se deduce que el basalto sufrió varios procesos epigenéticos en diferentes condiciones climáticas a lo largo de la Era Cenozoica. El primer evento de gran escala que se conoce fue la segregación generalizada de sílice y sílice hidratada durante el Terciario Inferior. Dicha segregación produjo una gran cantidad de concreciones de calcedonia en los alvéolos de algunas coladas basálticas. Posteriormente se meteorizó y erosionó el basalto, liberándose las concreciones silíceas, muy duras y resistentes. Las mismas fueron transportadas hacia la baja cuenca por vía fluvial y se concentraron en algunas formaciones en Entre Ríos durante el Pleistoceno Inferior y el Último Interglacial (Eemiano). El segundo episodio fue la precipitación de hidróxidos de hierro bajo un clima de sabana en la cuenca superior. Ese fenómeno ocurrió en las superficies de denudación que excavaron varias áreas de la región basáltica. La mayor parte de la masa de hidróxidos fue transportada por el agua superficial y subterránea hacia la periferia del sistema, donde precipitó como una orla de concreciones ferruginosas a lo largo del borde suroeste. Dicho evento fue de gran magnitud y ocurrió durante el Plioceno Superior. Posteriormente, la costra fue parcialmente destruida y, en consecuencia, varias unidades sedimentarias localizadas aguas abajo se enriquecieron en hierro y manganeso generando concreciones en algunos casos.

Las arcillas del grupo de la montmorillonita proceden de la alteración de los feldespatos cálcicos y/o devitrificación del vidrio volcánico del basalto en condiciones de pobre drenaje y presencia de magnesio en las aguas de lixiviación (Gentili y Rimoldi, 1979). La génesis de la montmorillonita tuvo lugar en un clima seco y presumiblemente cálido, durante el Pleistoceno Inferior. Durante el mismo período (o poco después) el río Uruguay sedimentó la montmorillonita varios cientos de kilómetros hacia el sur, en la provincia de Entre Ríos, acumulando la Fm Hernandarias. Una proporción menor de los sedimentos fue originada en la Cordillera de los Andes y transportada por procesos eólicos a la región. Los minerales característicos de este origen son illita, vidrio volcánico y plagioclasas.

En el Cuaternario Superior los terrenos basálticos estuvieron dominados por meteorización química. La roca se encuentra profundamente alterada en la mayor parte de los afloramientos, transformada en un regolito de color marrón oscuro. En algunos lugares el material ha preservado la dureza de una roca, pero los minerales originales han sido alterados completamente (Riggi y Riggi, 1964). Los diagramas de rayos X indican que los minerales originales fueron transformados en una mezcla pobremente cristalizada, con picos escasamente definidos dentro de una masa dominante de materiales amorfos. De acuerdo con datos granulométricos, dichos materiales contienen importantes proporciones de coloides. El mineral arcilloso dominante es la caolinita.

El Cretácico Superior de la cuenca en estudio comprende depósitos clásticos y carbonáticos aflorantes en forma aislada en el valle fluvial del Uruguay en Argentina y en el oeste del Uruguay. Según Gentili y Rimoldi (1979), en la Mesopotamia está representado por la Fm Puerto Yerúa (conteniendo restos de dinosaurios). Los afloramientos más representativos de esta unidad se encuentran junto al río Uruguay, entre las localidades de Puerto Yerúa y Colón (Entre Ríos), con afloramientos menores sobre la margen izquierda del arroyo Yerúa, a 2 km de su desembocadura en el Uruguay y otros ubicados en Nueva Escocia y Paso Hervidero. En la provincia de Corrientes, Herbst y Santa Cruz (1985) citan dos afloramientos: uno de ellos a 20 km al este de Mercedes y el otro a 1,5 km al norte de Santo Tomé. Esta unidad, de evidente origen fluvial y espesores aflorantes de hasta 25 m (de acuerdo con Chebli *et al.* 1989, con registros en subsuelo de 60 a 390 m en Entre Ríos), está formada por areniscas de grano fino a mediano, de color rosado, localmente presentando estratificación horizontal marcada (particularmente en los sectores más cementados por CaCO_3 y sílice); algunos bancos acusan estratificación entrecruzada algo enmascarada, con intraclastos de arcilla rojiza plástica. En la parte basal contiene gravas a bloques procedentes del basalto infrayacente y cantos rodados silíceos. La formación presenta silicificación diferencial de origen epigenético. Se la correlaciona con la Fm Guichón del Cretácico Superior del centro-oeste del Uruguay y con el Grupo Baurú del sur de Brasil.

Otra unidad del Cretácico Superior, denominada Fm Puerto Unzué, fue definida a partir de una perforación practicada en la margen derecha del río Uruguay, en el área del mismo nombre (Gentili y Rimoldi, 1979). Estos autores la correlacionan con la Fm Asencio del Uruguay. En la perforación se atravesaron 30 msvb (sin ver base) de areniscas cuarzosas de grano fino, con matriz limosa a limoarcillosa y de coloraciones variables entre el rosado, el gris verdoso y el gris azulado. La unidad presenta diagénesis diferencial representada por un cemento calcáreo y/o silíceo. En el techo (hasta 8 a 10 m

de espesor) muestra ferritización de origen epigenético. Herbst y Santa Cruz (1985) describen tres afloramientos discontinuos de esta unidad en Corrientes (al este-noreste de Mercedes, arroyo Itá, y al este y sur de Curuzú Cuatíá). Dichos autores citan afloramientos dispersos de areniscas calcáreas a calizas, de color blanco a rosado y localmente conteniendo una facies conglomerádica con rodados silíceos, representativos de la Fm Pay Ubre. Esta unidad se correlaciona con parte de la Fm Mercedes del Uruguay.

De acuerdo con Chebli *et al.* (1989), a partir del Oligoceno y hasta por lo menos el Plioceno, los ciclos sedimentarios de la región Chaco-Paranaense comprenden una sucesión de facies loésicas, frecuentemente asociadas con calcretes, todas de similares características e intercaladas con depósitos fluviales.

El Cenozoico de la cuenca media e inferior se inicia con la Fm Fray Bentos (Oligoceno – Mioceno Inferior), definida en el suroeste del Uruguay, sobre la margen izquierda del río Uruguay, desde el norte de Paysandú hasta el sur de Carmelo (Preciozzi *et al.*, 1985). Esta unidad, de evidente origen eólico (conteniendo mamíferos fósiles), está representada en su mayor parte por limolitas, limolitas arenosas y/o arcillosas, en general masivas y de color rosado a marrón claro, con niveles psamíticos a psefticos en su base aflorante (conglomerados y brechas con clastos basálticos y cuarcitas) y varios niveles de paleosuelos. El cemento principal es el CaCO_3 (con segregaciones formando concreciones y/o calcretes); localmente la unidad se presenta silicificada. Siguiendo a Preciozzi *et al.* (1985), un depósito marino somero del Mioceno Superior (Fm Camacho) suprayace a la Fm Fray Bentos en el suroeste de Uruguay. Al norte de Paysandú, la citada unidad descansa sobre la Fm Queguay. En Argentina (fuera de la cuenca del Uruguay) la Fm Paraná apoya sobre la Fm Fray Bentos. Los depósitos marinos miocenos (Fm Paraná) aflorantes en la Mesopotamia (llanura aluvial del Paraná) se interdigitan con las formaciones continentales previamente citadas.

Herbst y Santa Cruz (1985) describen la Fm Fray Bentos en afloramientos dispersos no mayores a 20 m de potencia en el centro-sur y sureste de la provincia de Corrientes (Mercedes – Paso de los Libres) y noreste de la de Entre Ríos (junto al río Uruguay). Según estos autores, la mineralogía de la formación está compuesta por 70-75 % de cuarzo, plagioclasas ácidas y microclino; vidrio volcánico y escasos pesados (opacos, hornblenda, granate, zircón, turmalina, epidoto, cianita y estauroлита). Las arcillas están dominadas por montmorillonita, con illita subordinada. Ferrando y Daza (1974) indican que el mineral dominante de la formación en el Uruguay es la illita trioctahédrica, con esmectitas (beidellita) subordinadas y menores cantidades de interstratificados illita-clorita, limonita y goethita. Los espesores máximos (inferiores a 100 m) se registraron en el Uruguay (Bossi *et al.*, 1975), mien-

tras que Gentili y Rimoldi (1979) refieren espesores de 50 msvb para la Fm Fray Bentos en Concepción del Uruguay.

El contexto general del Cuaternario de Sudamérica ha sido tratado por Clapperton (1993). El registro estratigráfico cuaternario de la cuenca del Uruguay es objeto principal de esta obra.

Capítulo 2

El Cuaternario de la cuenca

Introducción

El Cuaternario es el último Período de la historia de la Tierra. El concepto clásico del mismo está vinculado a la aparición de la especie humana y la ocurrencia de glaciaciones; por ello fue conocido como la “Edad del Hombre” o la “Gran Edad del Hielo”. Abarca 2,6 millones de años y estuvo caracterizado por frecuentes cambios climáticos globales que llevaron a una sucesión de edades glaciales e interglaciales. El Período Cuaternario se divide en dos Épocas: Pleistoceno y Holoceno. Los cuaternaristas estudiamos los complejos cambios ambientales ocurridos y los interpretamos utilizando analogías con los ambientes y procesos actuales.

Un objetivo importante de esas investigaciones es documentar los patrones y tiempos de los cambios climáticos para entender las causas del clima en varias escalas de tiempo. Dichas investigaciones tienen importancia fundamental: la Tierra, influida por la actividad humana, está entrando en una fase de clima cálido bajo el cual se producirán cambios ambientales rápidos que pueden desafiar a la civilización.

La cronoestratigrafía del Cuaternario ha sido objeto de intensas discusiones a través del tiempo, discusiones que persisten aún hoy. Esto se debe, en parte, a la alta complejidad de los cambios ocurridos en dicho Período y al intento de correlacionarlos a escala local, regional y, aun, mundial. El INQUA (Unión Internacional para el Estudio del Cuaternario, 1987) ha aceptado las siguientes divisiones del Pleistoceno: Inferior, Medio y Superior, basadas en edades que

tienen su fundamento en fenómenos naturales importantes (Fig. 8, pág. 38). El límite inferior del Pleistoceno se corresponde con el inicio de la primera glaciación en Eurasia. El límite Pleistoceno Inferior-Medio ha sido establecido en la reversión de polaridad magnética terrestre Brunhes-Matuyama (0,78 Ma AP), mientras que el límite Pleistoceno Medio-Superior fue fijado en el comienzo del Último Interglacial (base del Estadio Isotópico Marino del Oxígeno 5e - EIO 5e). El límite Pleistoceno-Holoceno fue fijado arbitrariamente en diez mil “años radiocarbono”, muy cercano a 10.000 años calendario.

Figura Nº 8

Tabla cronológica del Cuaternario Superior

Época	Edad (ka AP)	Intervalo crono- estratigráfico	Estadio Isotópico
Holoceno	13	tardiglacial	EIO 1
		estadio glacial UMG	EIO 2
	36 GLACIAL	interestadial	EIO 3
		estadio glacial	EIO 4
		65 80	
Pleistoceno Superior	ÚLTIMO		EIO 5
	INTERGLACIAL		
Pleistoceno Medio	140		

Muy recientemente, la Comisión Internacional de Estratigrafía (IUGS –Unión Internacional de Ciencias Geológicas–) ha presentado la nueva columna estratigráfica internacional (Gradstein *et al.*, 2004), en la que el Cuaternario queda comprendido en el Período Neógeno de la Era Cenozoica. El Neógeno abarca ahora las Épocas: Mioceno, Plioceno, Pleistoceno y Holoceno, comprendiendo los siguientes intervalos temporales:

- Mioceno: entre 23,03 y 5,33 Ma AP (millones de años antes del Presente)
- Plioceno: entre 5,33 y 1,81 Ma AP
- Pleistoceno: entre 1,81 y 0,01 Ma AP
 - Pleistoceno Inferior: entre 1.810.000 y 780.000 años AP
 - Pleistoceno Medio: entre 780.000 y 126.000 años AP
 - Pleistoceno Superior: entre 126.000 y 11.500 años AP
- Holoceno: desde 11.500 años AP hasta la actualidad.

Desde 1970 se utiliza una subdivisión del Cuaternario basada en los llamados Estadios Isotópicos Marinos del Oxígeno, que permite una definición bastante precisa de las edades. Los registros isotópicos del oxígeno se obtuvieron a partir del análisis de foraminíferos planctónicos en perforaciones oceánicas en el Caribe, que fueron divididas por Emiliani (1955) en estadios numerados desde el tope hacia abajo. Posteriormente, Shackleton (1969) indicó que el registro $\delta^{18}O$ está dominado por el efecto de cambios en la composición isotópica del océano global y, en consecuencia, que los estadios isotópicos marinos podrían ser usados para crear una columna estratigráfica global para sedimentos marinos y útil para la estratigrafía cuaternaria en general.

Desde los 1,7 Ma AP, un mínimo de 37 Estadios Isotópicos del Oxígeno (EIO) se ha contado, es decir, 19 fases templado-cálidas (incluido el período actual) y 18 fases frías. Los períodos con índices pares definen a las épocas frías, los impares a los períodos cálidos. El Último Máximo Glacial corresponde al EIO 2; el EIO 4 fue la época más fría de todo el ciclo en Sudamérica. El EIO 5 es el Último Interglacial, que aparece dividido en tres partes: EIO 5a, EIO 5c y EIO 5e; este último es considerado como el interglacial por antonomasia en Europa.

La correlación entre secuencias sedimentarias continentales u oceánicas se realiza empleando varios métodos físicos de dataciones absolutas, ninguno de los cuales representa una solución general a la cuestión.

Los métodos de datación física absoluta más utilizados actualmente en sedimentos del Cuaternario son los de Luminiscencia Óptica Estimulada (OSL) y Termoluminiscencia (TL). Ambos permiten datar con alta certeza los últimos 130.000 años en base a mediciones de ciertas propiedades de los granos de cuarzo, a fin de estimar el tiempo transcurrido desde la última exposición a la

luz solar del sedimento analizado. El conocido método de datación radiocarbónica de materia orgánica en suelos y paleosuelos alcanza resultados prácticos hasta cerca de 40.000 años AP.

También se emplea la magnetoestratigrafía para separar dos grandes Épocas: Brunhes (hasta 780.000 años AP) y Matuyama (entre 780.000 años y 2,47 millones de años AP), de manera que resulta de utilidad bastante limitada. Esta especialidad se ha usado en la última década en estudios de secuencias loésicas.

Existen otros métodos de cronología absoluta basados en la radioactividad de ciertos minerales, pero que están limitados a la existencia de cenizas volcánicas y otros sedimentos particulares.

Históricamente, la división ambiental del Cuaternario ha estado basada en la ocurrencia de cuatro grandes glaciaciones. En realidad, la única bien marcada e indiscutible es la última en Europa y América del Norte (Último Máximo Glacial –UMG–). En Sudamérica está bien representada la última, aunque hay una mayor, la Gran Glaciación Sudamericana, ocurrida alrededor de 1 millón de años atrás.

Desde la época de Ameghino se ha establecido una escala cronológica local para el Cuaternario en Argentina, una analogía del concepto de pisos estratigráficos de la geología marina europea. Se trata de una aproximación bastante imperfecta, porque está basada en la existencia de fósiles guía en cada piso. Ello es perfectamente operativo cuando los fósiles guía son invertebrados marinos y la columna estratigráfica abarca decenas de millones de años; en esos casos hay centenares de fósiles por metro cúbico en muchos depósitos. La extrapolación de este método a los muy escasos restos de vertebrados continentales que se pueden encontrar en el Cuaternario de nuestra región no ha dado, en general, resultados reales. Según Cione y Tonni (1995), quienes basan su trabajo exclusivamente en paleontología de vertebrados, “la cronología del Cenozoico continental de América del Sur basada en Edades Mamífero muestra serias falencias”.

La versión más actualizada del esquema anterior es la división del Pleistoceno en Edades Mamífero, denominadas: Uquiense, Ensenadense y Lujanense, desde la más antigua hasta la más moderna. El criterio litológico también es utilizado por los geólogos; existe un consenso básico y no bien fundamentado según el cual se le atribuye edad lujanense a limos verdes y grises que aparecen en la barranca de los arroyos pampeanos y que frecuentemente contienen fósiles de esa edad. Además, las escalas basadas en la paleontología de megamamíferos difieren según varios autores. De allí que exista una confusión generalizada provocada, no por responsabilidad del autor de un artículo, sino por la confusión y mezcla de categorías lógicas en el esquema teórico.

Para ello, los autores de esta obra usamos el criterio general, las técnicas y normas de la estratigrafía, basadas en la definición, descripción y análisis de formaciones sedimentarias. El Código Argentino de Estratigrafía (Comité Argentino de Estratigrafía, 1992) y la Guía Estratigráfica Internacional (ISSC, 1976; ICS, 2004) son los documentos básicos de esta disciplina. Las descripciones de paleosuelos fueron realizadas siguiendo el Manual de Paleopedología, publicado por la Comisión Internacional de Paleopedología (Catt, 1990).

Para los lectores no familiarizados con este esquema, se transcriben a continuación los conceptos fundamentales de la estratigrafía:

- la estratigrafía comprende el estudio de la forma, dimensiones y relaciones espaciales de los cuerpos de rocas y de las relaciones espacio-temporales de los sucesos litogénicos que ellos representan;
- la clasificación estratigráfica consiste en el ordenamiento sistemático de los cuerpos de rocas y sedimentos en unidades;
- la unidad estratigráfica fundamental es la “formación geológica”;
- la formación geológica tiene una identidad visible en el campo, razonablemente diferenciable de otras unidades vecinas por sus características litológicas y rasgos suplementarios tales como: color, estructuras, fósiles, etc. Una formación geológica está separada de otras formaciones mediante contactos discordantes o concordantes. Debe ser representable en mapas y perfiles de superficie y subsuelo; y
- la formación puede dividirse en “miembros”; varias formaciones con características importantes comunes pueden reunirse en un “grupo”.

El Pleistoceno Inferior

Los registros sedimentarios y la información geomorfológica del Pleistoceno Inferior sugieren condiciones y procesos claramente diferentes de los actuales, tanto desde el punto de vista sedimentario como geomorfológico y hasta geográfico. Las principales formaciones geológicas definidas en la cuenca en estudio contrastan con las del Cuaternario Superior y aun entre sí (Fig. 9, pág. 42).

La costra ferruginosa de la alta cuenca

Cerca de los bordes de la zona basáltica de la alta cuenca se encuentran costras ferruginosas de escasa extensión; aparecen en el área de la cuenca en la provincia de Corrientes y en el suroeste del Estado de Rio Grande do Sul (RS; Brasil).

Figura N° 9

Tabla de correlación de las formaciones geológicas pleistocenas definidas en la cuenca del río Uruguay. Nótese el largo hiatus del Pleistoceno Medio

Edad	Brasil		Argentina			Uruguay
	RGS	Misiones	Corrientes	Entre Ríos	Artigas/ Salto/ Paysandú	
Pleistoceno Superior	EIO 1			Fm Tapebicuá		
	EIO 2	Fm Yapeyú Fm Oberá Arenas del Ibicuí	Fm Oberá	Fm Yapeyú Fm Oberá	Fm Tezanos Pinto	Fm Oberá
	EIO 3				Fm Arroyo Feliciano	Fm Sopas
	EIO 5a	Fm El Palmar		Fm El Palmar	Fm El Palmar	Fm Salto
Pleistoceno Medio	Erosión generalizada					
Pleistoceno Inferior	0,8 – 1,3 Ma			Fm Hernandarias	Fm Hernandarias	Fm Itapebí
Plioceno/ Pleistoceno Temprano		ferricostra	ferricostra	ferricostra	Fm Punta Gorda Fm La Juanita Fm Puerto Alvear Fm San Salvador	

Su origen está vinculado con la evolución de la superficie regional en donde se encuentran. Esa superficie, suavemente ondulada y formada por basalto profundamente alterado que se extiende a alturas menores a 200 msnm, se denomina “Peniplanicie de Apóstoles” en Misiones. En Rio Grande do Sul está ubicada en la misma situación geomorfológica, en el borde del denominado “Planalto das Missões”.

Las costras ferruginosas son producidas por la meteorización química profunda bajo clima de sabana, es decir, climas tropicales con estaciones húmedas y secas bien marcadas a lo largo del año. Son depósitos ferruginosos con estructura vesicular, que pueden ser cortados fácilmente con una pala o un cuchillo cuando húmedos. Al secarse, se endurecen rápidamente y se vuelven resistentes a la meteorización. Debido a estas propiedades se los ha utilizado frecuentemente

como material de construcción similar a los ladrillos. Las construcciones de las misiones jesuíticas son un ejemplo de este uso.

El color general de esta roca es ocre rojizo o amarillento, por lo que –además de sus propiedades como piedra de construcción– se la ha denominado “laterita”.

El término laterita y sus propiedades técnicas se conocen en el mundo desde principios del siglo XIX. A lo largo de casi 200 años la definición ha variado según los autores. Algunas acepciones son muy amplias, sobre todo las de ciertas escuelas agronómicas, que incluyen a todas las tierras rojas de las zonas tropicales. Los enfoques pedológicos en el estudio de las lateritas datan de la década de 1920; en esa época, los términos laterita y laterítico se habían vuelto considerablemente confusos y se usaban con una variedad de significados, porque las definiciones se basaban a veces en características morfológicas, y otras en caracteres físicos o propiedades químicas (Maignien, 1976). De esa manera, aparecen los suelos lateríticos junto con los perfiles de alteración laterítica, etcétera.

Más precisa fue la definición original de Lacroix (1913), que tiene en cuenta solamente el contenido en óxidos hidratados de hierro. Este autor distingue: a) verdaderas lateritas, conteniendo más del 90 % de hidróxidos; b) lateritas silicificadas, que contienen entre el 50 y el 90 % de hidróxidos y c) arcillas lateríticas, con 10 a 50 % de hidróxidos. De todas maneras, no hay consenso actualmente sobre el término; solamente existe unanimidad en considerar al endurecimiento como característica propia y remarcable de las lateritas. Actualmente sigue la controversia. Según Thomas (1996), la definición más aceptada en los últimos tiempos es la de Schellmann: “Las lateritas consisten predominantemente en conjuntos de minerales como goethita, hematita, hidróxidos de aluminio, caolinita y cuarzo. La relación sílice/sesquióxidos debe ser menor que la de la roca originaria”. Esto se refiere a concentraciones autóctonas, es decir, a procesos de meteorización *sensu stricto*, ocurridos sin movimiento de los minerales que se consideran.

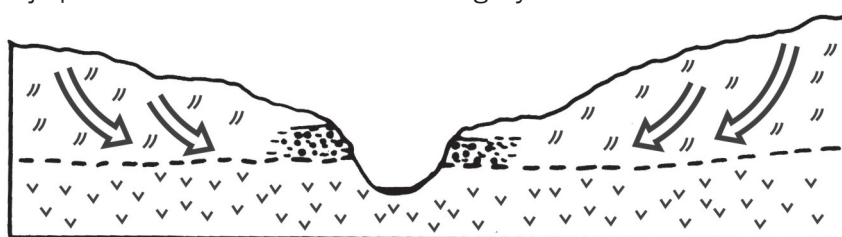
También es preciso considerar que existen concentraciones de sesquióxidos de tipo alóctono que se pueden formar por precipitación en zonas de surgencia de aguas subterráneas (Fig. 10, pág. 44), o bien, simplemente, acumulaciones que derivan de la destrucción de lateritas anteriores.

En la cuenca del Uruguay existen escasos volúmenes de esta roca. Cabe citar a continuación los afloramientos más representativos hallados hasta el momento por los autores de este libro en el este de Corrientes.

Cerca del arroyo San Joaquín, la costra ferruginosa está constituida por pisolitas de 1 a 2 cm de largo, que se pueden separar con los dedos; el color general es ocre rojizo amarillento con manchas negras. Hay frecuentes huecos abiertos de más de 2 mm de diámetro; en algunos lugares incluye granos de arena gruesa intercalados. Localmente, la costra posee brillo metálico, aunque en general es mate. En algunos lugares, la costra engloba cantos rodados en concentraciones variables.

Figura N° 10

Modelo de génesis de la costra ferruginosa de la faja periférica de la alta cuenca del Uruguay



- ∇ Roca impermeable
- ↘ Ecurrimiento subterráneo
- ”” Zona de alteración
- Costra ferruginosa

En un afloramiento de 20 m de longitud, ubicado a unos 50 km al sur de Santo Tomé, la costra aflora por debajo de una sedimentita roja antigua no identificada. Está formada por elementos bien soldados no pisolíticos, de tamaños variables.

En los valles de los bañados Cuay Chico y Cuay Grande se observan afloramientos de costra de más de 0,50 m de espesor, coronando una formación probablemente terciaria. El nivel de costra aflora en forma discontinua en la parte inferior de las colinas del área, en general formando cuerpos de 20 a 30 m de longitud. Este patrón sugiere precipitación en la zona de surgencia del agua freática. La costra constituye un resalto en el perfil de las colinas y está cubierta por 2,5 m de sedimento, también afectado por precipitados de hierro.

Al oeste del bañado Mboro Cué, junto a la ruta provincial 40, la costra ferruginosa alcanza un espesor de hasta 1,80 m. Está constituida por fragmentos angulosos con empaquetamiento cerrado de entre 0,5 y 1,5 cm de largo (predominando los diámetros menores) provenientes de una costra anterior. Incluye concreciones negras, redondeadas, con brillo metálico, de 0,5 cm a 1,5 cm de diámetro, abundantes en los 0,30 m superiores. Presenta estratificación horizontal, en tres estratos gruesos (entre 50 cm y 80 cm) con estratificación fina interna. No hay ningún indicador de la existencia de sesquióxidos de aluminio o de hidróxidos de sílice; predomina en forma excluyente el hierro. A 4 km de distancia hacia el sureste del sitio referido hay una escombrera de 0,20 a 0,50 m de espesor formada por fragmentos retransportados de la costra ferruginosa y acumulados sobre la Fm Oberá (Pleistoceno Superior). En ese lugar, la costra está contaminada por numerosos clastos tamaño canto rodado de *loam* y otros materiales.

La costra aparece nuevamente a 12 km al oeste del cruce entre la RP 40 y la RN (ruta nacional) 14. A 15 km del cruce hay un perfil formado por la

costra original, porosa y muy dura, cubierta en discordancia por una delgada capa de costra retransportada. La costra original tiene el aspecto típico de agregados irregulares de tipo plintita, soldados entre sí, con numerosos huecos cavernosos y canales gruesos, del orden de 0,5 a 1 cm de diámetro. El espesor visible es de 0,40 a 0,60 m. Predomina el color ocre amarillento, con variaciones al gris y rojo. La costra retransportada superior forma allí un depósito suelto, no cementado, de pocos decímetros de espesor. El conjunto está cubierto por un depósito eólico no identificado, de color anaranjado. En el área citada, la costra original se encuentra en un avanzado proceso de destrucción. Los cuerpos originales aparecen divididos en bloques poligonales de 0,5 a 1 m² de superficie, raramente formando planchones mayores de hasta 10 m². La roca subyacente está sumamente alterada y su naturaleza original es irreconocible; sin embargo, puede deducirse que existía un paleo-relieve en el momento de formación de la costra.

En un perfil junto a la RN 14, cerca de Desiderio Sosa, aparecen fragmentos transportados de la costra ferruginosa a 1,50 m por encima del basalto alterado e incluidos en la Fm Oberá. El depósito tiene 0,40 m de espesor y posee matriz limo-arenosa. Muy cerca aparece la costra retransportada y soldada muy consolidada, sobre el basalto alterado; tiene allí 0,70 m de espesor y está formada por fragmentos de tamaño canto rodado (de 5 a 10 cm). El nivel de costra ferruginosa retransportada aparece nuevamente a 5 km al norte de Virasoro, intercalada en la Fm Oberá.

En territorio de Misiones se observan cuerpos aislados (de 0,10 a 0,20 m de espesor) de la costra original sobre basalto alterado, aflorando en la parte baja de las colinas. En algunos sectores el aglomerado conserva la estructura basáltica original.

En el área de la cuenca en Brasil, la costra ferruginosa aparece definida en la zona de São Borja (RS). En el corte de una colina junto a la ruta BR 285, 14 km al noreste de dicha ciudad, se describió el siguiente perfil (desde abajo hacia arriba):

- 0,00 - 1,00 m. Basalto alterado (de espesor aflorante variable).
- 1,00 - 1,38 m. Depósito de ladera, formado por concreciones negras rodadas (subredondeadas, de 1 a 60 mm de diámetro), y guijas a cantos rodados de composición silíceo. Forma una media caña en el perfil.
- 1,38 - 1,88 m. Costra ferruginosa formada por nódulos soldados de óxidos de hierro de 3 a 15 mm de diámetro, de formas redondeadas; contiene canalículos, huecos cavernosos y tubos con paredes tapizadas por óxidos originados a partir de moldes de raíces. Aparece también un material fino, pulverulento, de colores claros. Se destaca el color negro de los nódulos, respecto del color general amarillo a rojo. La costra tiene una estructura interna

subhorizontal. Presenta una inclinación de origen primario de 20° hacia el valle contiguo, constituyendo un resalto bien marcado en el perfil.

- 1,88 - 2,40 m. Estrato formado por fragmentos de la costra destruída, de espesor variable entre 0,35 m y más de 1 m en la parte baja del afloramiento, siguiendo el paleo-relieve. El depósito tiene poca consistencia, aunque se nota reprecipitación de óxido férrico alrededor de moldes de raíces, algunos de varios centímetros de diámetro. Éste está internamente laminado.

- 2,40 - 6,00 m. Fm Oberá.

Afloramientos frecuentes de la costra ferruginosa aparecen en los cortes de las colinas hasta Santo Antonio das Missões (RS). La costra marca un paleo-relieve enterrado, algo diferente de la morfología actual representada por colinas poco expresadas en el paisaje.

En una colina junto a la ruta 287 cerca de Encrucilhada (RS), 60 km al sureste de São Borja, aparece un perfil importante que expresa claramente el origen de la costra en la región: en la parte inferior aflora el basalto completamente alterado, con nódulos de óxidos hierro de distintos tonos de ocre y negro, que forma el 15 a 20 % de la roca. En contacto neto siguen 0,60 m de costra ferruginosa muy sucia, caracterizada por pisolitas de 0,5 a 2 cm de diámetro, de formas irregulares, en una matriz de limo arenoso rojo; el tamaño de las pisolitas disminuye hacia arriba hasta dominar en la parte superior las de 0,5 cm de diámetro. Estas concreciones fueron transportadas, provienen del basalto alterado y fueron sedimentadas localmente. A 10 m de distancia aparece la costra ferruginosa bien formada, con un espesor de 0,20 a 0,30 m.

Las edades de este “complejo ferruginoso” son hipotéticas, sobre todo la de la costra original. Ésta aparece siempre vinculada al basalto o a rocas no identificadas (probablemente también basalto muy alterado). En consecuencia, se la coloca tentativamente en la base del Cuaternario o en el Plioceno. La costra retransportada aparece intercalada entre los miembros superior e inferior de la Fm Oberá en Desiderio Sosa, de manera que le correspondería una edad entre 17.000 años AP y 9.000 años AP. La tercera unidad es la escombrera, que aparece en algunas localidades al este del Iberá; por correlación con otras unidades análogas, puede colocarse en el Holoceno Superior.

La Formación San Salvador

La Fm San Salvador es un depósito fluvial de arenas de cauce y depósitos de inundación, que ocupa una faja de 50 a 100 km de ancho y unos 300 km

de longitud en el subsuelo del este de Entre Ríos. El área típica del cauce enterrado está localizada en San Salvador. La facies de cauce está representada por un enorme paleocauce meándrico, probablemente formado por la unión de los ríos Paraná y Uruguay; dicho paleocauce está marginado por facies de inundación. En dicha área, la unidad está cubierta por 15 a 30 m de arcillas grises de la Fm Hernandarias. La edad inferida de la Fm San Salvador es Plioceno-Pleistoceno Inferior (Fig. 9, pág. 42; Fig. 11, pág. 48).

El perfil típico del cauce enterrado está formado de abajo hacia arriba por: a) un depósito compuesto por arena gruesa con gravas y algunos cantos rodados, correspondiente a facies de cauce, con un espesor que oscila entre 10 y 30 m. La arena es cuarzosa, mediana a gruesa, reciclada de areniscas mesozoicas; los cantos rodados son mayoritariamente calcedonias, con escasos clastos de basalto y arenisca; b) un depósito compuesto por arena arcillosa, interpretado como relleno de cauce abandonado, de 2 a 6 m de potencia; c) un depósito formado por arcilla gris, en facies de pantano, de 4 a 8 m de espesor.

La Fm San Salvador constituye el mayor acuífero de la provincia de Entre Ríos.

En Federal, la formación aparece a 22 m de profundidad. Comienza con una arcilla gris basal de 3,60 m de espesor, que está cubierta por 10 m de arena gruesa. Sigue hacia arriba una arena gris muy fina de 4 m de potencia (facies de cauce abandonado), cubierta por 1 m de arcilla gris (facies de pantano). En el perfil de General Campos, la unidad está cubierta solamente por 12 m de sedimentos y caracterizada por 32 m de arena con guijas, cubierta por 6 m de arcilla de color gris muy claro. En Pedernal, el paleocauce se encuentra a 12 m de profundidad. Está formada por 22 m de arena gruesa con gravas en la base, cubiertos por 2 m de guijas en matriz limo-arcillosa.

En Villa Elisa la unidad tiene 35 m de espesor. Comienza con 2 m de arcilla de color gris muy claro con tintes azulados; muy probablemente se trata de una ceniza alterada, acumulada en una depresión. Hacia arriba aparece la facies de cauce, compuesta por arena con cantos rodados de 19 m de potencia. Encima continúan 6 m de arena correspondiente a facies de cauce abandonado, cubiertos por 8 m de arcilla arenosa interpretada como facies de pantano. La unidad está cubierta por la Fm Hernandarias con un espesor de 22 m. En Estación Elisa el perfil es similar, con la particularidad de que la facies de cauce contiene un estrato de 2 m de espesor formado por gravas y cantos rodados.

En Chajarí la unidad está cubierta por 20 m de arcillas grises y se compone de: 10 m de arena con cantos rodados finos – 4 m de arcilla gris – 7 m de arena gruesa con guijas hacia la base – 4 m de arcilla gris – 7 m de arena gruesa que pasa a arena fina hacia arriba. Se trata de un perfil más complejo, representado por una alternancia de facies de cauces y de pantano; las facies de cauce muestran una tendencia general granodecreciente.

Figura N° 11

Principales características de las formaciones geológicas cuaternarias típicas de la cuenca del Uruguay

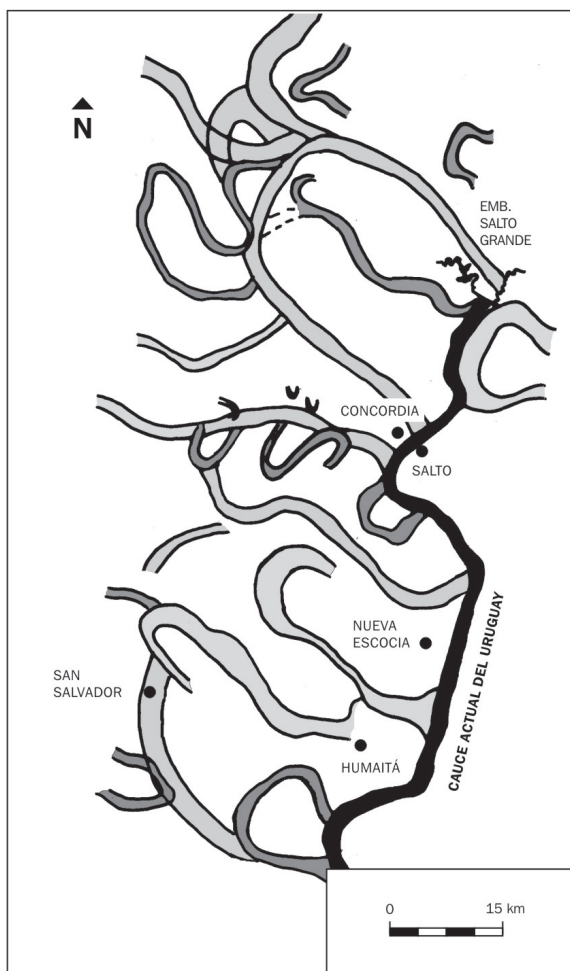
Formación geológica	Fm San Salvador	Fm Hermandarías	Fm El Palmar
Latitud	31° - 32°30' S	29°30' - 33°20' S	28°30' - 32°30' S
Composición sedimentaria	arena gruesa conteniendo gravas (<i>f. de cauce</i>) arena arcillosa (<i>f. cauce abandonado</i>) arcilla (<i>f. de pantano</i>)	limo arcilloso palustre	arena cuarzosa con lentes de gravas
Precipitación media estimada	aprox. 1.000 mm/año	< 300 mm/año	> 2.000 mm/año
Vegetación original	-----	estepa	selva
Material suprayacente	arcilla (Fm Hermandarías; 15-30 m de espesor)	limo arcilloso eólico (0.30-0.50 m de espesor)	arena eólica (< 1 m de espesor)
Cobertura areal	15.000 a 25.000 km ²	61.000 km ²	9.000 km ²
Color	marrón grisáceo con variaciones al oliva y al amarillo rojizo	gris oliva con variaciones al marrón grisáceo y al oliva	amarillo rojizo o marrón rojizo a rojo
Mineral segregado	óxidos de Fe	CaCO ₃ (<i>f. de cauce</i>) CaSO ₄ (<i>f. palustre</i>)	óxidos de Fe
Mineral de arcilla presente	montmorillonita/ caolinita ?	montmorillonita	caolinita
Expresión geomorfológica	inferencia indirecta a partir de imágenes satelitarias	planicie relativamente elevada (Unidad Geomorfológica Superficie Feliciano-Federal)	terracea fluvial alta del río Uruguay
Interpretación ambiental	depósito de cauce y de llanura de inundación del río Uruguay (probable unión entre el Paraná y el Uruguay)	depósito de barreal del río Uruguay	depósito de cauce de alta energía y de llanura de inundación del Uruguay

Fm Oberá	Fm Yápeyú	Fm Tapebicuá	Fm Concordia
25° - 28° S	28°30' - 29°30'S	27°30' - 30°40' S	27°15' - 32°30' S
sedimento franco-limo franco o franco arcilloso	sedimento franco arenoso a franco arcilloso	arena arcillosa	limo arenoso a arena arcillosa
> 1.000 mm/año	> 1.000 mm/año	900 mm/año	aprox. 700 - 900 mm/año
sabana	sabana	palustre tropical	-----
-----	-----	arena eólica (0.30 m de espesor)	arena limosa (< 1 m de espesor, actual)
> 40.000 km ²	< 1.000 km ²	16.000 km ²	aprox. 2.000 km ²
rojo oscuro	rojo oscuro	amarillo oliva con variaciones difusas al gris	marrón rojizo a marrón grisáceo según la latitud
óxidos de Fe	óxidos de Fe	óxidos de Fe - Mn	?
caolinita	caolinita	montmorillonita caolinita	montmorillonita
manto eólico sobre las colinas basálticas (Peniplanicie de Apóstoles y Superficie Velhas)	constituye colinas aisladas separando amplios planos deprimidos	constituye el Sistema Geomorf. Llanura Palustre del este de Corrientes	terrazza fluvial baja del río Uruguay
loess tropical	flujos de barro generados en la Fm Oberá durante lluvias concentradas	depósito de cauce fluvial de alta energía (río Paraná) que evolucionó a llanura aluvial/pantano	depósito de arenas de cauce de baja energía y de llanura de inundación del río Uruguay

A pesar de que la formación se encuentra en el subsuelo, su presencia se refleja en las imágenes satelitarias debido al efecto palimpsesto; esto se debe a que la compactación de las arcillas suprayacentes marca en superficie al paleocauce; de esta manera se pudo mapear la unidad y deducir que se trata de un cauce meándrico único de grandes dimensiones. A otra escala, se lo detecta en observaciones geomorfológicas de campo. Dicho paleocauce está formado por grandes meandros asimétricos, con radios de curvatura de 10 a 20 km y 2 a 3 km de ancho típico (Fig. 12, pág. 50).

Figura N° 12

Mapa de paleocauces enterrados de la Fm San Salvador en el este de Entre Ríos



No se conocen afloramientos naturales de esta formación. Las únicas exposiciones se hallan en canteras poco profundas en explotación, ubicadas en la zona de Puerto Campichuelo, en el sureste de Entre Ríos. En dicha área, la formación ocupa una faja de 6 a 8 km de ancho al este de Cnia. Elía y hasta el río Uruguay. Está cubierta allí por la Fm Hernandarias, de reducido espesor.

El perfil característico de la unidad en esa zona se ubica en una cantera situada junto al camino central y a 500 m al oeste del río Uruguay, en Campichuelo. El frente sur de la cantera (parte central), de 5 m de potencia sobre el nivel del agua, se describe de abajo hacia arriba:

- 0,00 - 2,50 m. Fm San Salvador:

- 0,00 - 1,00 m. Facies de cauce. Estratos medianos horizontales, difusos, compuestos por cantos rodados finos (hasta 8 cm de diámetro y diámetro modal de 3-4 cm), subredondeados a redondeados y de alta esfericidad (y superficie suave). En general dominan los clastos de composición silícea, aunque la proporción de rodados de basalto es alta (de 30 a 40 %). El depósito es clasto soportado y pobremente seleccionado; la matriz está formada por arena fina arcillosa, plástica y cohesiva.

- 1,00 - 2,00 m. Facies de cauce. Depósito matriz soportado, formado por cantos rodados de menor diámetro, subredondeados a redondeados, y matriz de arena fina a gruesa cuarzosa, arcillosa, de color general amarillo con variaciones al oliva y al amarillo rojizo, cohesiva. Presenta menor selección que el depósito infrayacente y estratificación difusa. Contacto superior transicional.

- 2,00 - 2,50 m. Facies de relleno de cauce. Arcilla arenosa (arena fina), plástica y cohesiva, de color marrón grisáceo con variaciones al oliva y al amarillo rojizo en algunas zonas (por segregación de óxidos de hierro), conteniendo proporciones variables de costra ferruginosa rodada a lo largo del perfil y escasas guijas dispersas en la masa, de 1 a 2 cm de diámetro y de petrología silícea y basáltica. Producto de una evolución posterior del depósito, contiene CaCO_3 segregado formando concreciones de tipo tosca, algunas de varios centímetros de longitud. El perfil expuesto presenta grietas de desecación.

- 2,50 - 4,00 m. Fm Hernandarias:

- 2,50 - 3,60 m. Facies aluvial marrón grisácea de la Fm Hernandarias, conteniendo guijas silíceas de 1 a 3 cm de diámetro dispersas en la masa del sedimento (baja frecuencia) y numerosas concreciones irregulares de CaCO_3 .

- 3,60 - 4,00 m. Facies palustre gris oscura de la Fm Hernandarias, sujeta a pedogénesis actual.

Cordini (1949) publica un análisis granulométrico representativo del yacimiento de Puerto Campichuelo, citando los siguientes valores: 6,02 % de cantos rodados grandes; 43,10 % de rodados medianos; 4,00 % de rodados pequeños; 1,99 % de

gránulos; 1,68 % de arena muy gruesa; 8,16 % de arena gruesa; 30,55 % de arena media; 3,91 % de arena fina y 0,59 % de arena muy fina.

La composición mineralógica de la facies de cauce obtenida sobre muestras (arena muy fina) de una perforación en San Salvador es la siguiente: 72 % de cuarzo monocristalino, 11,9 % de calcedonia, 7,7 % de caolinita, 4,2 % de alteritas, 3,6 % de feldespatos potásicos y 0,6 % de líticos. La fracción pesada ocupa el 2,9 % de la arena muy fina.

Esta formación del subsuelo de Entre Ríos probablemente se correlaciona con un depósito fluvial que aflora en superficie en el área de San Javier, en el sureste de Misiones. Los depósitos dispersos sugieren cambios de cauce importantes en la Peniplanicie de Apóstoles.

En Puerto San Javier el afloramiento alcanza a 6 m de potencia sobre la bajada al cruce de balsas. El sedimento está compuesto por cantos rodados finos polimícticos (predominan los de basalto sobre las geodas silíceas), con escasa matriz. Los clastos tienen un tamaño típico entre 5 y 12 cm de diámetro, son prolados, con redondez avanzada y esfericidad mediocre. En la parte inferior hay sectores donde el tamaño de los clastos alcanza entre 20 y 30 cm de diámetro; el depósito es monomíctico, compuesto por clastos de basalto. Existen planos de estratificación continuos y difusos, con buzamiento entre 10 y 19°. Se intercalan estratos de 0,10 a 0,40 m de espesor, formados por arcilla roja, laminada. En la parte media hay bloques intraformacionales de hasta 1 m de largo, debajo de una intercalación de arcilla. Se reconocen algunas discordancias intraformacionales locales mal definidas. Incluso en lugares donde no aparecen discordancias, hay volúmenes de 0,5 m a 5-6 m de extensión con características homogéneas y diferentes de cuerpos similares adyacentes hacia arriba y hacia los costados. El perfil es granodecreciente, de color general marrón rojizo; la consolidación del material es alta.

Otros afloramientos relictuales de esta formación en Misiones se ubican en la zona de Itacaruaré. Uno de ellos (próximo al cementerio) alcanza 200 m de diámetro y 3 m de potencia sin ver base. Está compuesto por estratos lenticulares integrados por un depósito clasto soportado de cantos rodados finos a gruesos y gravas, de composición basáltica (con 10 a 15 % de calcedonia), en matriz limo arenosa de color marrón rojizo. El depósito está litificado en su parte inferior aflorante.

La interpretación ambiental de esta formación resulta interesante. Para avanzar hacia la reconstrucción de un escenario semicuantitativo se puede optar por las técnicas de la paleohidrología. Es posible estimar la descarga de un río meándrico utilizando la geometría del cauce. Existen dos posibilidades con distintos enfoques. Calcular el caudal utilizando el ancho del meandro, que está vinculado en forma directa con el caudal (Leopold *et al.*, 1964), tiene el inconveniente de que una vez que el cauce ha quedado abandonado el ancho disminuye

en forma natural debido a procesos locales de colmatación y disipación. La segunda posibilidad es utilizar otro parámetro de la onda meándrica, relacionado indirectamente con la descarga. Este parámetro se conserva inalterado a lo largo del tiempo y se relaciona con la longitud de onda del meandro. Es necesario en este caso hacer una calibración de tipo geográfico, realizada años atrás para la llanura Chaco-Pampeana con resultados satisfactorios (Iriondo, 1990a).

Se aplicaron ambos métodos de cálculo para esta formación en Entre Ríos, resultando para el método de Leopold un caudal próximo a 15.000 m³/s; con el método de Iriondo el resultado fue de 40.000 m³/s. Se trata de aproximaciones satisfactorias, y puede adoptarse el promedio para comparar la paleodescarga con el caudal actual del Uruguay, que es de 5.000 m³/s en Concordia. La conclusión firme es que durante la sedimentación de la Fm San Salvador el río transportaba descargas mucho mayores que las actuales. Esto puede haber sido el resultado de un clima hiperhúmedo, si se supone que el río Uruguay tenía entonces la misma cuenca que hoy. Sin embargo, hay indicaciones bastante sólidas de que en una época del Cuaternario Inferior (y también durante el Pleistoceno Superior) el río Paraná se unía al Uruguay a lo largo de los ríos Aguapey y Miriñay, en el este de Corrientes.

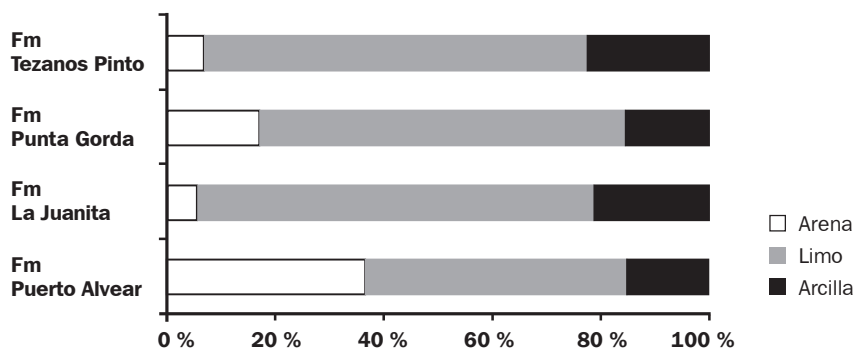
Actualmente el río Aguapey nace muy cerca del Paraná y desemboca en el Uruguay. En el tramo del puente de la RP 38 presenta la morfología de un valle antiguo sobredimensionado respecto de su cuenca actual y las pendientes laterales son muy extensas en comparación con el fondo plano del valle, lo que indica un largo tiempo de evolución. La pendiente lateral derecha tiene unos 2.000 m, la izquierda mide 700 m y el fondo plano, 900 m, lo que hace un total de 3.600 m de ancho total del valle. Próximo a la desembocadura el fondo plano se ensancha, su profundidad es cercana a los 10 m con respecto a la planicie circundante. Es decir, los principios de la geomorfología fluvial sugieren firmemente que el río Paraná, con su enorme caudal, labró el actual curso del Aguapey y posteriormente abandonó esa vía de escurrimiento. Y si se considera esta probable conexión entre el Paraná y el Uruguay, se obtendrá una descarga total de 21.000 m³/s, lo que resulta en condiciones climáticas similares a las actuales para dichos períodos de confluencia en Corrientes.

El Grupo Punta Gorda

El Grupo Punta Gorda es un conjunto de formaciones geológicas del Pleistoceno Inferior del sudoeste de Entre Ríos. Tienen como característica general el haberse depositado durante climas semiáridos de tipo pampeano, entendiéndose por “pampeano” el ambiente sedimentario típico del Pleistoceno de las llanuras argentinas, caracterizado básicamente por limos marrones con concreciones de CaCO₃, depositados en ambientes palustres o eólicos (Fig. 13, pág. 54).

Figura N° 13

Composición granulométrica de las formaciones que componen el Grupo Punta Gorda y de la Fm T. Pinto en el sudoeste de Entre Ríos



Las similitudes con el pampeano del Pleistoceno Superior son: la misma fuente de sedimentos, principalmente cordilleranos; transporte eólico de larga distancia y granulometría semejante. Si se tiene en cuenta la mineralogía, se observa en general una contribución accesoria de minerales provenientes del norte-noreste, acarreados a la región por los ríos Paraná y Uruguay, como: cuarzo, caolinita y montmorillonita.

El Grupo cubre un área importante de Entre Ríos, con un espesor que oscila entre los 20 y 40 m. Está formado por varias unidades (Kröhling, 2001), algunas de ellas aún no descritas (Fig. 14, pág. 55 y Fig. 15, pág. 56). Las formaciones mejor conocidas de este grupo son: a) la Fm Puerto Alvear (Iriondo, 1980); b) la Fm La Juanita (Iriondo, 1998) y c) la Fm Punta Gorda, que se describen a continuación.

La Formación Puerto Alvear

Aflora a lo largo de la barranca entrerriana del Paraná desde la ciudad de Paraná hasta el sur de Victoria, a lo largo de 150 km. Su extensión lateral, por el contrario, es muy pequeña, de 10 a 15 km, lo que marca una faja que fue probablemente un valle abandonado del río Paraná. La unidad es explotada como broza en algunas canteras de la zona, generalmente ubicadas entre la barranca y la RN 12 (Fig. 16, pág. 57). Interpretamos que la faja abandonada por el río fue ocupada por pantanos alimentados por agua freática local, que aportaba aguas carbonatadas que precipitaron en la zona de surgencia. Ese ambiente resultó una eficaz trampa de sedimentos para el polvo eólico que llegaba a la región desde el sudoeste.

Figura N° 14

Columna estratigráfica cuaternaria del sudoeste de Entre Ríos

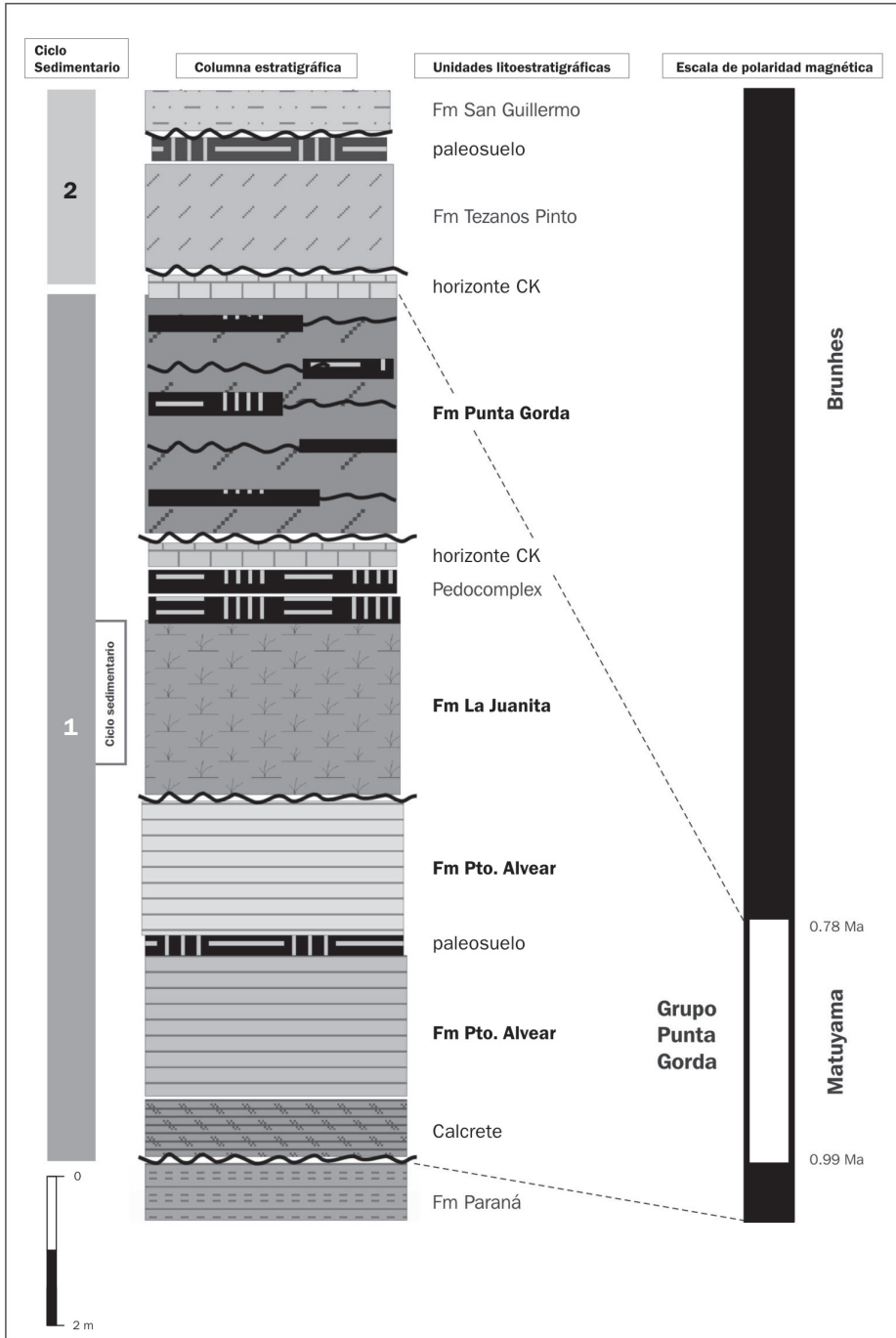
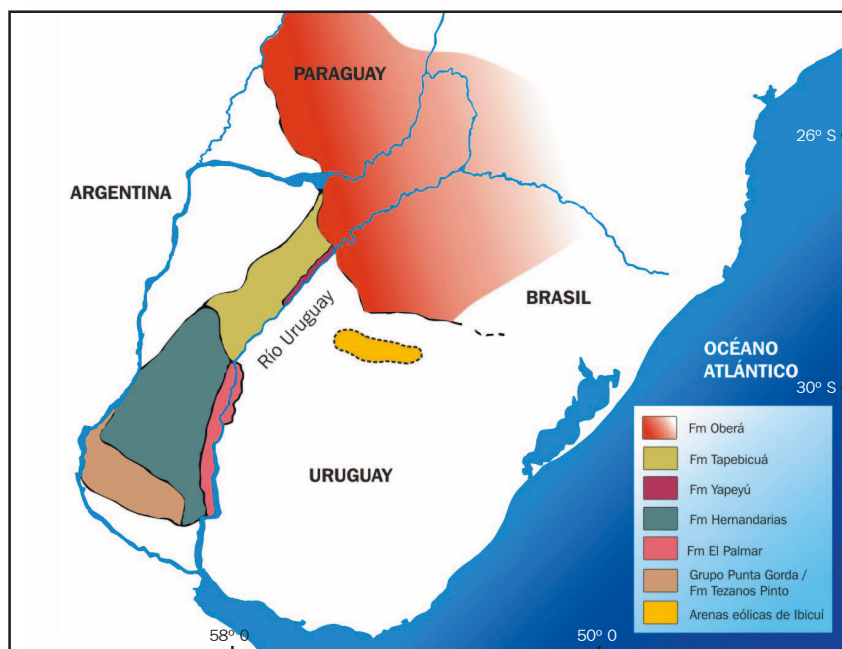


Figura N° 15

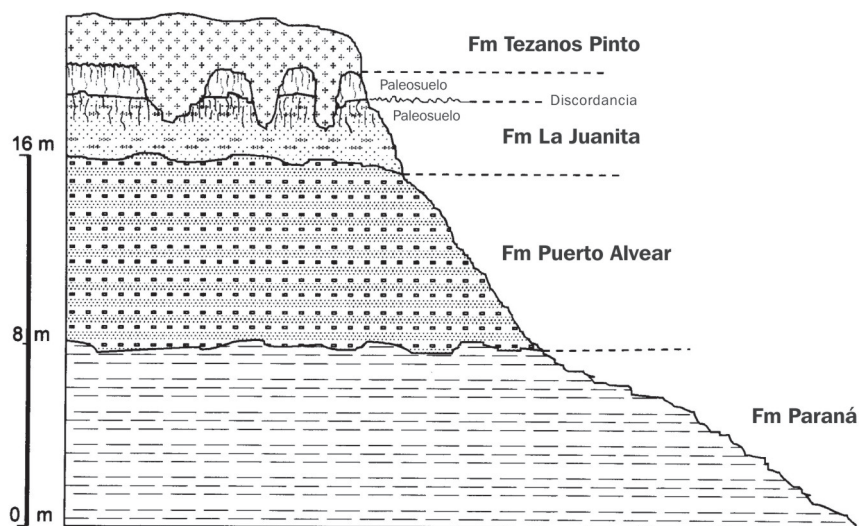
Mapa de formaciones cuaternarias definidas en la cuenca del Uruguay



El perfil tipo se encuentra en el paraje Puerto Gral. Alvear, ubicado a 30 km al sur de Paraná; el perfil tiene allí 9 m de potencia. La característica sobresaliente de la unidad en su localidad tipo es la presencia de una red carbonática formada por tabiques horizontales de forma ondulada de hasta 5 cm de espesor, unidos por tabiques verticales. En detalle, cada tabique está compuesto por un sistema de finas venillas y placas tipo “panal de abejas”, generado por el clásico fenómeno de precipitación producido por las oscilaciones de la capa freática. El material clástico original es limo arcilloso de color marrón a marrón oliva. Contiene numerosos nódulos y películas de manganeso. Presenta talud vertical. El carbonato ha sufrido un proceso de segregación completa, representado por tabiques de carbonato puro en un sedimento sin reacción al ácido clorhídrico. La formación apoya en discordancia sobre la Fm Paraná y está cubierta también en discordancia por la Fm Tezanos Pinto. Dentro de esa marcada identidad, puede dividirse esta unidad en un miembro inferior (más calcáreo) y un miembro superior, separados por un paleosuelo en la localidad tipo y por una discordancia interna en otras localidades.

Figura N° 16

Perfil estratigráfico aflorante en La Juanita, sudoeste de Entre Ríos (tomado de Iriondo, 1998)



En una cantera ubicada junto al acceso al paraje Puerto Alvear, se describió el siguiente perfil tipo, de abajo hacia arriba:

- 0,00 - 5,30 m. **Fm Puerto Alvear.** Limo arcilloso a arcilla limosa, de consolidación media, presentando laminación difusa (plana, horizontal y discontinua). El sedimento rompe en bloques finos a medios, irregulares, resistentes. El color de base de la unidad es marrón claro –“rosado” (7,5 YR 7/4 en seco)– con variaciones al oliva claro y al amarillo claro (5 Y 7/3), revestido por abundantes pátinas negras de sesquióxidos de hierro y manganeso; en partes se formaron dendritas de manganeso. Localmente estas pátinas cubren más del 50 % del material, a veces impregnando toda la superficie expuesta. Abundantes fisuras afectan los agregados, con macroporos finos a medios. Localmente se intercalan estratos formados por una facies diferente, caracterizada por la fragmentación en bloques mejor definidos de 5 a 15 cm de altura, muy resistentes y revestidos por abundantes manchas de óxidos de hierro y manganeso. Estos estratos son lenticulares y alcanzan 0,50 m de altura y 2 m de largo individual. El sedimento que compone la unidad, incluyendo la facies clástica, es no calcáreo. El precipitado calcáreo, que afecta todo el espesor aflorante de la unidad, está representado por placas de CaCO_3 puro, dispuestas en general en forma horizontal. En detalle se observan cristales euhédricos de calcita. Cada placa carbonática tiene 1 cm de espesor típico y de 0,30 a 0,50 m de largo, en equidistancias de 5 a 15 cm. Algunas placas son irregularmente onduladas. Localmente aparecen concreciones calcáreas ci-

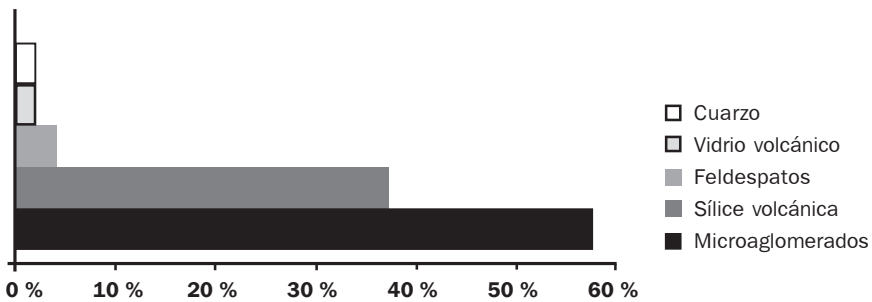
lúndricas y rizoconcreciones grandes (de 2 a 5 cm de diámetro), dispuestas en forma vertical. En la parte inferior de la unidad se destacan “chorreaduras” verticales similares a las concreciones verticales citadas, que sobresalen por su color oliva claro y alcanzan hasta 3-5 cm de ancho y 0,50 m de longitud. Esto evidencia procesos de gleización y de lixiviación del carbonato. También aparecen concreciones esféricas a elipsoidales de carbonato puro, de 3 a 5 cm de diámetro y de superficie lisa y agrietada. La abundancia de las concreciones verticales es muy variable, pero menor a la de las placas horizontales. El sedimento que compone el metro superior de la unidad presenta variaciones tonales que van desde el marrón rojizo al oliva y que, en general, definen niveles horizontales coherentes con los tabiques carbonáticos de la parte baja de la unidad. Ello sugiere que el carbonato ha sido lixiviado parcialmente en la parte superior, acumulándose en la parte media e inferior de la unidad.

Ambos miembros de la Fm Puerto Alvear se encuentran bien definidos en un perfil aflorante próximo al área de aldea Valle María. A media loma de una colina, en el acceso al camping, esta formación está compuesta por el miembro inferior, con sus características típicas (3 m de espesor). Se destaca claramente la deformación posdeposicional de los sedimentos (producida por movimientos en masa del tipo flujo de barro), resaltada por el precipitado calcáreo posterior, produciendo un patrón ondulado irregular. El carbonato precipitado forma un 20 % de la masa total del sedimento. Sigue hacia arriba un paleosuelo, representado en el perfil por una media caña, marcando un nivel horizontal con ondulaciones menores y continuo a lo largo de 40 m (desapareciendo hacia los laterales por erosión). Está representado por un horizonte B, de 0,55 m de espesor. Se trata de un limo arcilloso marrón en húmedo (7,5 YR 5/4). Está estructurado en prismas muy gruesos que abarcan todo el espesor del horizonte y de 15 a 20 cm de base, muy fragmentados en placas heredadas de la laminación sedimentaria de la Fm Puerto Alvear; a su vez, estos agregados rompen en bloques de 1 cm de lado. Es importante destacar que la pedogénesis ha lixiviado completamente el carbonato en este horizonte; la lixiviación ha producido también frecuentes chorreaduras visibles a partir de un cambio de color del sedimento al marrón más claro. Éstas afectan todo el espesor del horizonte y tienen en general 5 cm de ancho. Aparecen también rizoconcreciones grandes, generadas posteriormente, compuestas por carbonato puro y gran cantidad de manchas de sesquióxidos de hierro y manganeso. El miembro superior de la unidad se apoya en concordancia sobre el paleosuelo, con 0,80 m de espesor. El precipitado calcáreo es más abundante comparado con el del miembro inferior, está representado por una red más fina e irregular, manteniendo una visible tendencia horizontal. La unidad disminuye su espesor hacia la parte alta de la loma, sugiriendo un paleo-relieve semejante al relieve actual.

Los datos analíticos de la formación provienen de análisis complementarios realizados por los autores de este volumen. Ciertos métodos de análisis convencionales no resultaron viables; afortunadamente los resultados geoquímicos apoyan las conclusiones obtenidas. La rutina granulométrica aplicada (por tamizado y pipeteo, previa eliminación del carbonato presente) debió ser alterada, dando los siguientes resultados que se consideran correctos, con reservas: 48,11 % de limo, 36,61 % de arena y 15,28 % de arcilla. La distribución granulométrica es bimodal (modas en arena muy fina y limo medio).

Figura N° 17

Mineralogía de la fracción arena fina de la Fm Puerto Alvear (minerales livianos)



La mineralogía de la fracción modal de arenas está representada por sílice volcánica y microaglomerados (Fig. 17, pág. 59). La sílice volcánica está compuesta por granos con extinción ondulosa desorganizada; dicha extinción se origina en puntos o áreas menores de cada grano, soldadas entre sí. A nicoles paralelos los granos son incoloros, algunos presentando tonalidades pardas, con densas picaduras de pocos micrones de diámetro; las unidades menores que componen cada grano no se visualizan. Deducimos que se trata de fragmentos de origen volcánico con cristalización incipiente. Los microaglomerados son aglomeraciones de partículas de tamaño limo, que han resistido los tratamientos de dispersión energética previos. Las partículas integrantes están formadas por granos de cuarzo de forma angulosa y de sílice volcánica cementados fuertemente. Se estima que estos granos han sido formados por actividad biológica en el ambiente palustre. En escasas proporciones aparecen granos de cuarzo, feldespatos y trizas vítreas.

El miembro inferior de la unidad está compuesto por:

- 54,3 % de microaglomerados,
- 44,7 % de sílice volcánica, y
- 1 % de otros minerales.

El miembro superior está integrado por:

56 % de microaglomerados,

37 % de sílice volcánica,

2 % de cuarzo,

2 % de vidrio volcánico, y

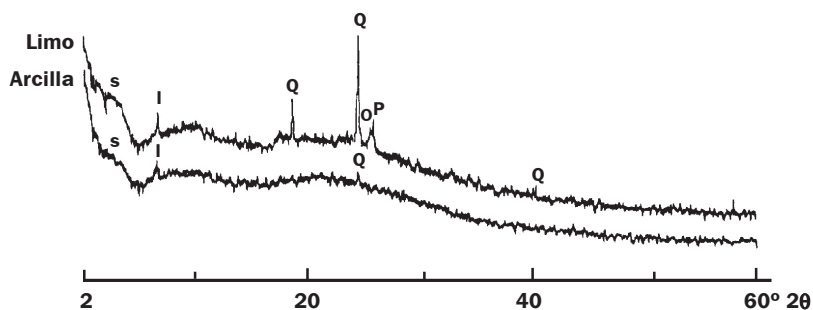
3 % de feldespatos.

La fracción limo (4-63 μm), determinada por difracción de rayos X, está formada por cuarzo, illita y feldespatos (relación cuarzo/feldespatos mayor a 1 -Q:F>1-), con dudosa caolinita y alofano en el miembro inferior. El miembro superior está integrado por cuarzo, illita, feldespatos (Q:F>1) y alofano (Fig. 18, pág. 60).

La fracción arcilla (< 4 μm) del miembro inferior de la unidad está compuesta por cuarzo pobremente cristalizado, illita, escasas esmectitas, calcita y sílice amorfa (Fig. 18, pág. 60). La arcilla del miembro superior está compuesta por esmectitas, cuarzo pobremente cristalizado, illita y sílice amorfa.

Figura N° 18

Difractograma de rayos X de la Fm Puerto Alvear, sudoeste de Entre Ríos (radiación $\text{CuK}\alpha$; muestras orientadas)



De acuerdo con Zucol y Brea (2001), la afinidad botánica de la asociación fitolítica descrita para la Fm Puerto Alvear en su área tipo indica la presencia de una paleocomunidad dominada por palmeras (*Arecaceae*) y gramíneas (*Poaceae*) de los tipos meso y megatérmicos; esta asociación corrobora condiciones climáticas cálidas y semiáridas. Actualmente estos componentes se encuentran en la región litoral formando núcleos reducidos relictuales, relacionados con condiciones microambientales. Estos palmares, considerados “las sabanas más australes de Sudamérica”, son relictos de una flora cálida que en otros tiempos habitó la región.

Estudios magnetoestratigráficos practicados por Bidegain (1991) en el perfil tipo de la Fm Puerto Alvear indican polaridad reversa correspondiente a la Época Matuyama (edad >0,78 Ma). Además, los resultados de un muestreo detallado de la Fm Puerto Alvear en el perfil ubicado en el Paraje La Juanita (Bidegain, *com.pers.*) indican que la parte superior y media de la unidad corresponden a una zona de polaridad reversa, habiéndose registrado tres niveles de polaridad normal en la base de dicha formación. Si estos últimos registros corresponden al Evento Olduvai, la Fm Puerto Alvear se habría depositado entre 1 y 1,9 Ma AP (Época Matuyama Media); mientras que si corresponden al Subcron Jaramillo, la formación se habría depositado durante la Época Matuyama Superior y el Subcron Jaramillo (entre 0,78 y 1 Ma AP).

La Formación La Juanita

Es una unidad palustre depositada en discordancia sobre la Fm Puerto Alvear. Aflora en forma discontinua desde el paraje La Juanita (15 km al sur de Paraná) hasta el área de Diamante. Su importancia radica en que se halla en discordancia erosiva sobre la Fm Puerto Alvear; su edad comprobada corresponde al Pleistoceno Inferior (Fig. 14, pág. 55). Esta unidad se ha generado por la acumulación de limo eólico en ambiente palustre. Su potencia típica es de 2 a 3 m.

El perfil tipo de la unidad está localizado en una cantera junto a la barranca del Paraná (paraje La Juanita; Fig. 16, pág. 57). Allí está compuesta por limo algo arenoso (arena fina) de color marrón (7,5 YR 4/4 a 7,5 YR 5/4) con variaciones difusas al oliva, en estratificación horizontal difusa. Contiene abundantes precipitados de CaCO_3 en todo el perfil. Localmente aparecen abundantes pátinas de óxidos de hierro y/o manganeso y moldes de raíces. Los estratos tienen entre 0,15 y 0,30 m de espesor y están internamente laminados. El sedimento está débilmente estructurado en bloques resistentes. Presenta concreciones de CaCO_3 cilíndricas con elongación vertical, que componen el 10 % de la masa sedimentaria total. Éstas corresponden a rellenos de moldes de raíces de 2 a 5 cm de diámetro y más de 15 cm de longitud. La tendencia general de la migración del carbonato marca infiltración dominante en ambiente palustre no permanente, con fondo no saturado. Existen también algunos tabiques calcáreos horizontales. La superficie de las concreciones suele estar cubierta frecuentemente por películas de óxidos de manganeso, lo que indica una edad más joven para la movilización de esos óxidos. La unidad mantiene un talud de aproximadamente 30° de pendiente.

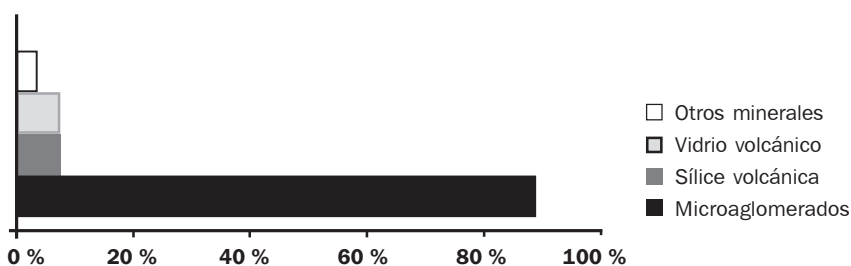
En la parte superior de la unidad se ha desarrollado un pedocomplejo. El paleosuelo más joven de la Fm La Juanita sugiere neoformación de arcillas, pues su composición textural indica: 73,04 % de limo, 21,22 % de arcilla y 5,74 % de arena.

La composición mineralógica de la fracción modal de arenas muestra un gran predominio de microaglomerados similares a los descritos para la Fm Puerto Alvear (Fig. 19, pág. 62). Los resultados del miembro inferior son: 91,4 % de microaglomerados, 7,1 % de sílice volcánica, y 1,4 % de vidrio volcánico.

En el miembro superior:
86,3 % de microaglomerados,
5,9 % de sílice volcánica,
5,9 % de vidrio volcánico, y
2 % de otros minerales.

Figura N° 19

Mineralogía de la fracción arena fina de la Fm La Juanita (minerales livianos)



La mineralogía de la fracción limo del miembro inferior está representada, en orden de importancia, por: cuarzo, esmectitas y feldespatos (Q:F>1); con escasa muscovita, calcita, dudosa caolinita y alofano (Fig. 20, pág. 63). El miembro superior está formado por cuarzo, esmectitas y feldespatos (Q:F>1), escasa illita y alofano. La fracción arcilla del miembro inferior está representada por esmectitas, con escasa illita, cuarzo, feldespatos y calcita pobremente cristalizados y alofano. El miembro superior está compuesto por esmectitas, interestratificados illita-esmectitas, escasos cuarzo y feldespatos de baja cristalinidad y alofano. La composición química mayoritaria se detalla en la figura 21 (pág. 63).

Registros magnetoestratigráficos obtenidos por Bidegain (*com. pers.*) de la Fm La Juanita en el perfil tipo indican polaridad reversa para toda la formación (Época Matuyama; > 0,78 Ma).

Figura N° 20

Difractograma de rayos X de la Fm La Juanita, sudoeste de Entre Ríos (radiación CuK α ; muestras orientadas)

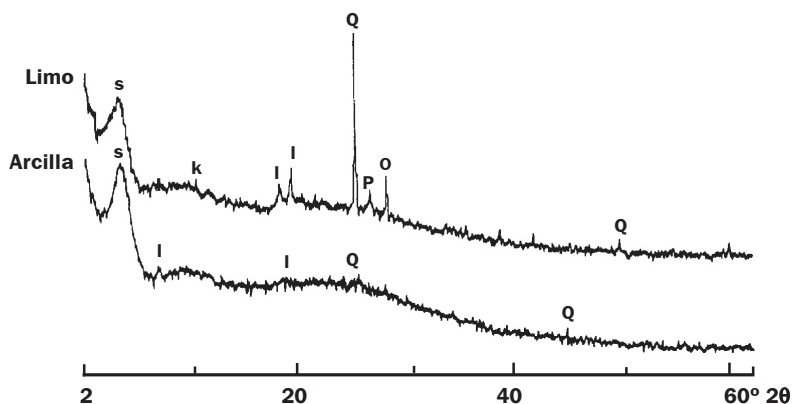


Figura N° 21

Composición geoquímica de dos formaciones cuaternarias del sudoeste de Entre Ríos

Unidad	SiO ₂	Al ₂ O ₃	CaO	MgO	Na ₂ O	K ₂ O	Fe ₂ O ₃	MnO	TiO ₂	P ₂ O ₅	Cr ₂ O ₃	LOI
Fm La Juanita	70,1	13,1	2,07	1,60	1,50	1,69	4,44	0,14	0,877	0,06	0,02	4,45
Fm Tezanos Pinto	63,3	11,5	7,62	1,31	1,66	1,92	3,92	0,07	0,821	0,06	0,01	7,70

La Formación Punta Gorda

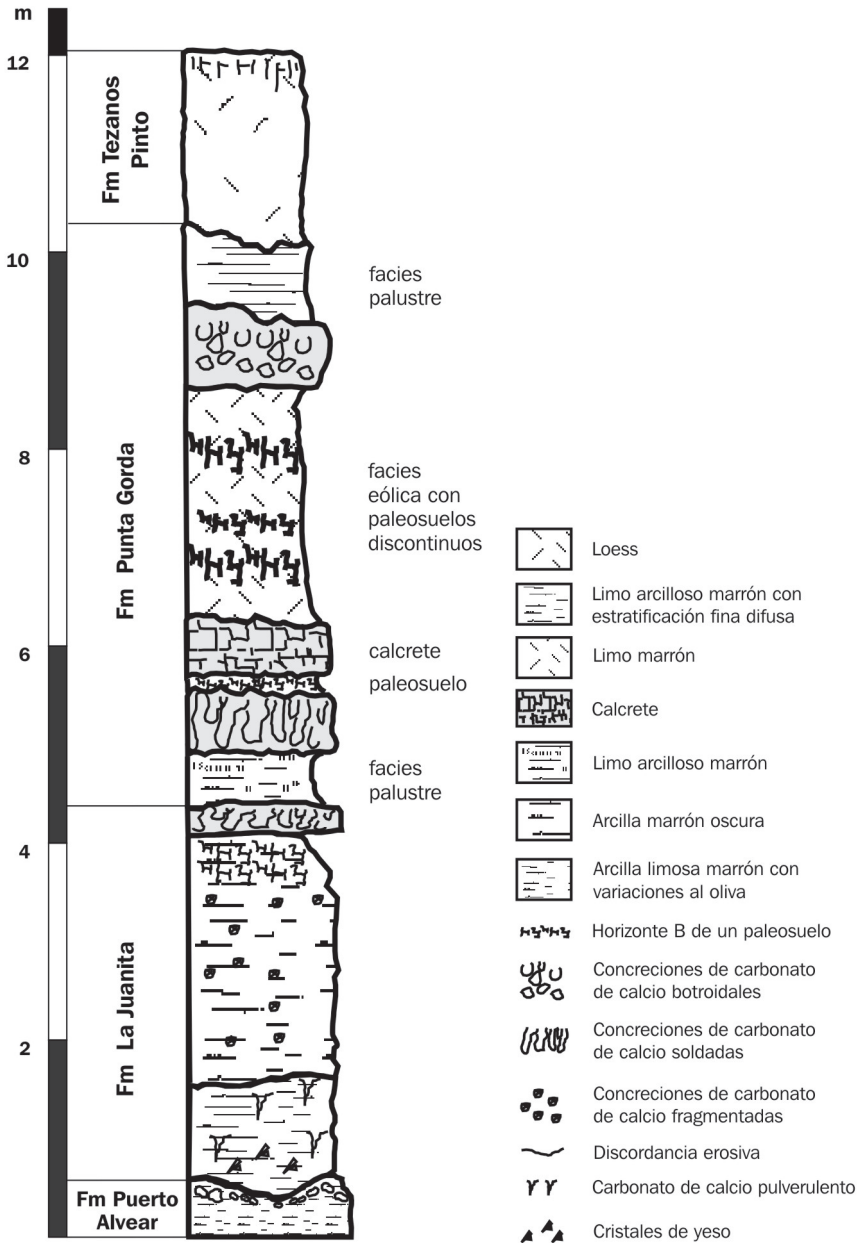
Se propone aquí la denominación formal de Formación Punta Gorda para el depósito que se describe en este punto. Es un loess muy afectado por pedogénesis en varios niveles y cementado por precipitados carbonáticos, con talud vertical (Fig. 14, pág. 55). Las características litológicas evidencian un ambiente de sedimentación y remoción muy dinámico a lo largo de todo el período de acumulación, con pedogénesis frecuente y abundante precipitación de CaCO₃, junto con erosiones locales. La unidad se ha generado bajo condiciones climáticas semiáridas (acumulación) a húmedas (pedogénesis). Tiene una distribución regional considerable; se extiende por lo menos desde el paraje Puerto Alvear hasta la localidad de Las Cuevas, en la margen izquierda del Paraná.

El perfil tipo de la unidad, y el perfil tipo del Grupo del mismo nombre, se ubica en el paraje Punta Gorda, en las afueras de Diamante (Fig. 22, pág. 64). El afloramiento completo está integrado por la Fm Puerto Alvear (de 0 a 6 m), la Fm La Juanita (de 6 a 10,45 m) y la Fm Punta Gorda (de 10,45 a 15 m). De abajo hacia arriba:

- 0,00 m. Base del afloramiento, contacto con la Fm Paraná cubierto por deslizamientos.

Figura N° 22

Perfil estratigráfico aflorante en el Paraje Punta Gorda (Diamante), sudoeste de Entre Ríos. Incluye el perfil tipo de la Fm Punta Gorda



• 0,00 - 6,00 m. **Fm Puerto Alvear**. Limo arcilloso pardo invadido en gran parte de su masa por CaCO_3 precipitado en ambiente freático. El precipitado forma una red de tabiques que es la característica sobresaliente de la formación; localmente constituye una verdadera caliza.

La base está caracterizada por:

• talud de deslizamiento - 0,70 m. Estrato de caliza. El componente terrígeno está formado por guijas de arcilla con motas de óxidos de manganeso.

• 0,70 - 1,30 m. Estrato de arena arcillo-limosa, de color general oliva claro, con variaciones tonales difusas hacia el marrón, de consolidación media, no calcáreo. Contiene numerosos rodados de arcilla de tamaño guija, de color marrón, subredondeadas, concentradas localmente y nódulos de sesquióxidos de manganeso. El CaCO_3 , más escaso que en el estrato inferior, ha invadido parcialmente este nivel.

• 1,30 - 2,25 m. Estrato de caliza, que forma localmente un resalto en el perfil.

Continúa hacia arriba la facies típica de la unidad:

• 2,25 - 6,00 m. Enrejado calcáreo dominante. Está formado por placas horizontales a subhorizontales, de 1 a 2 cm de espesor en promedio, que alcanzan hasta 4 cm como máximo. Dichas placas de forma ondulada tienen longitudes individuales de 0,10 a 0,50 m; la distancia vertical entre cada placa es de 5 a 10 cm. Cada una está compuesta por una fina red de láminas carbonáticas que engloba el componente terrígeno original.

Dos componentes clásticos integran la unidad. Uno está formado por arcilla limosa marrón oscura, en agregados de tamaño guija muy consolidada y por nódulos rodados de sesquióxidos de manganeso de hasta 2 cm de diámetro. Este componente ocupa sectores de 3 a 5 cm de longitud y de 1 a 2 cm de altura. El segundo es arena muy fina limosa, friable, de color marrón anaranjado, con macroporos visibles. Ambos componentes están íntimamente mezclados, con límites difusos. El sedimento es no calcáreo, el CaCO_3 ha sido completamente segregado.

En el metro superior aparecen abundantes pátinas de óxidos de manganeso, siguiendo una disposición similar a la de las placas calcáreas. También incluye guijas arcillosas en matriz arenosa oliva friable a marrón anaranjada, formando lentes cementadas por sílice. Los 0,20 m superiores están constituidos por la componente clástica de guijas formando una media caña.

El tope de la formación (de 0,30 a 0,50 m de espesor) es un conglomerado compuesto por clastos de los materiales citados y, además, por concreciones rodadas de CaCO_3 de 5 cm de diámetro medio, en matriz arcillosa marrón oliva, con cemento silíceo/carbonático.

Puede notarse que esta formación representa una historia compleja, caracterizada en primer lugar por la acumulación de sedimentos eólicos en ambiente de pantanos temporarios. Varios episodios de erosión hídrica, con se-

dimentación psecífica, evidencian un paisaje con pendientes importantes. Posteriormente, la freática concentró aguas carbonatadas, con la consecuente precipitación del carbonato en forma de tabiques.

• 6,00 - 10,45 m. **Fm La Juanita.** El tope de la Fm Puerto Alvear pasa mediante contacto erosivo (relieve total de 1 m) a un depósito de arcilla limosa de 1,30 m de espesor, de color marrón con variaciones locales al oliva (chorreaduras difusas verticales), de consolidación media. El sedimento está estructurado en bloques a prismas medios (de 4 cm de altura) resistentes en húmedo, separados por fisuras finas continuas. Al fragmentar los agregados, se observan manchas de color oliva (de 5 a 10 mm de diámetro) y dendritas de óxidos de manganeso. El sedimento pelítico es no calcáreo. Contiene abundantes acumulaciones de CaCO_3 pulverulento en volúmenes con elongación vertical. Dichas concentraciones no alcanzan a formar verdaderas concreciones de límites definidos; tienen de 10 a 20 cm de altura y de 3 a 5 cm de diámetro y contienen material terrígeno. El tamaño y la cantidad de estos precipitados aumentan hacia abajo, hasta ocupar un 50 % de la masa total en la base de la unidad. Hay escasas concreciones rodadas. En el perfil expuesto se destacan sectores de 0,50 a 1,50 m de diámetro con alta concentración de arcilla plástica endurecida, visible por la gran cantidad de grietas de desecación junto a superficies completamente masivas. Estas diferencias sedimentarias se deben probablemente a condiciones particulares de las distintas especies vegetales que dominaron el ambiente palustre durante la acumulación y epigénesis del material.

En los 2,55 m siguientes hacia arriba ocurre un cambio transicional en el color del sedimento, desde el oliva al marrón oscuro. El depósito contiene abundante CaCO_3 pulverulento, formando incipientes concreciones fragmentadas de 10 a 15 cm de diámetro. Hay pátinas de óxidos de Mn cubriendo la superficie de los agregados (prismas y bloques medios a gruesos). El sedimento es no calcáreo. Se repite la presencia de sectores arcillosos muy agrietados, incluidos en una masa homogénea. Localmente contiene cristales de yeso de hasta 3 cm de largo.

Los 0,55 m superiores de este depósito corresponden a un paleosuelo. El sedimento está estructurado en prismas medianos definidos (de 3 cm de altura) resistentes. Aparecen argilocutanes y manchas de óxidos de manganeso. La concentración del CaCO_3 pulverulento es menor y forma concentraciones de 1 a 2 cm de diámetro. En el sector superior se nota un cambio en la estructuración del material y en el contenido de precipitados químicos. El sedimento está allí débil a moderadamente estructurado en prismas medianos (de 4 cm de altura), resistentes, con abundantes barnices cubriendo localmente gran parte de la superficie de los agregados; los óxidos de manganeso con brillo metálico forman dendritas y concentraciones puntuales de 1 a 5 mm de diámetro. El color de base del sedimento es marrón. Hay CaCO_3 pulverulento fino. El sedimento es calcáreo.

Se deduce entonces la superposición de dos horizontes B, que forman una media caña en el afloramiento. El horizonte B superior está coronado por un nivel calcáreo continuo representado por un horizonte Ck, formado por concreciones cilíndricas soldadas que resaltan en el talud del afloramiento. Dichas concreciones de CaCO_3 tienen más de 5 cm de diámetro y entre 10 y 30 cm de altura y poseen formas botroidales. Este nivel mantiene una cierta horizontalidad, con ligeras ondulaciones.

- 10,45 - 15 m. **Fm Punta Gorda.** Se trata de un loess endurecido con varios paleosuelos intercalados. El ambiente de acumulación de esta unidad se interpreta como originado durante un período de clima alternante entre condiciones semiáridas con acumulación de polvo eólico y fases húmedas de más de 800 mm de precipitación que produjeron pedogénesis.

La base está formada por un limo arcilloso marrón poco estructurado en bloques a prismas medianos (de 3 a 4 cm de altura), de resistencia firme. El sedimento es no calcáreo. Hay pátinas de óxidos de manganeso. En el talud expuesto se destaca el perfil en media caña y grietas de desecación.

Sigue hacia arriba, en concordancia, un nivel calcáreo (horizonte Ck) formado por concreciones cilíndricas soldadas de hasta 0,40 a 0,50 m de altura y de 5 cm de diámetro común (los cilindros tienen perfiles botroidales con extremos redondeados). Este nivel es horizontal y resalta varias decenas de centímetros respecto del talud del afloramiento. Se trata de un carbonato impuro (con numerosos huecos producto de disolución parcial), siendo posible reconocer parte del sedimento diagenizado (que es similar al que aparece inmediatamente por debajo).

Pasa hacia arriba en discordancia erosiva local a un horizonte B de un paleosuelo formado por limo arcilloso marrón con variaciones tonales al marrón oscuro, de 0,20 m de espesor, limitado por debajo por las concreciones del nivel calcáreo. El contacto superior es neto. Este horizonte forma una media caña, con talud retraído unos 0,20 m respecto del nivel calcáreo. El sedimento está estructurado en agregados finos, muy firmes. Hay numerosos moldes de raíces pequeñas revestidos por una película negra y manchas de sesqui-óxidos de manganeso.

Suprayace otro estrato calcáreo, de 0,60 a 0,70 m de espesor, que resalta respecto del talud expuesto. El talud vertical es liso y está limitado arriba y abajo por discordancias locales internas. Localmente alcanza un espesor de 1,10 m; el sedimento hospedante contiene nódulos pelíticos de hasta 5 cm de diámetro en matriz limosa.

La parte superior de este loess diagenizado es un depósito de limo, de 2,50 a 3 m de espesor, de color marrón, débilmente estructurado en agregados finos mal definidos, firmes a resistentes. Hay manchas de óxidos de Mn. Existe un precipitado calcáreo formando una red de tabiques dispuestos en

forma vertical y horizontal; cada tabique tiene 0,5 cm de espesor y de 2 a 3 cm de longitud. Este precipitado se concentra en la parte inferior del depósito. En general, el sedimento tiene consolidación media.

Esta unidad está coronada por otro estrato calcáreo horizontal de 0,50 a 0,70 m de espesor formado por concreciones botroidales típicas. El precipitado calcáreo está muy fragmentado. La componente terrígena es similar a la de los niveles infrayacentes. El techo de este estrato está representado por una discordancia erosiva.

Son notorias las diferencias locales de segundo orden que presenta esta formación. Cabe citar que a escasa distancia, en el mismo paraje, los horizontes edáficos intermedios se disipan en un único paquete loésico de 5 m de potencia, afectado por una red de precipitados calcáreos. Culmina la formación un depósito palustre de escaso espesor (de 0,30 a 1 m) representado por limo arcilloso pardo presentando estratificación fina difusa.

• 15 - 16,80 m. **Fm Tezanos Pinto**, de gran importancia regional, aparece en discordancia erosiva sobre la Fm Punta Gorda. Arena muy fina limosa a limo arenoso, marrón claro, friable, masiva. Su espesor varía entre 1,5 y 3 m. Presenta talud vertical típico del loess, afectado por disyunción columnar. Está coronada por el suelo actual, que ha sido afectado por erosión.

Los minerales livianos que componen la fracción arena fina de la Fm T. Pinto están graficados en la figura 23 (pág. 68). En la figura 24 (pág. 69) se presenta la interpretación de los difractogramas de rayos X de las fracciones finas (S: esmectitas; M: mica; Q: cuarzo; F: feldespatos; Ca: calcita; K: caolinita; P: plagioclasas).

(Fin del perfil).

Figura Nº 23

Mineralogía de la fracción arena fina de la Fm Tezanos Pinto
(minerales livianos)

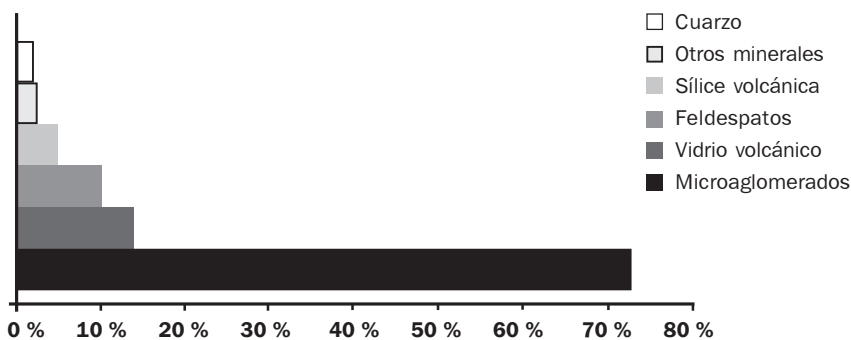
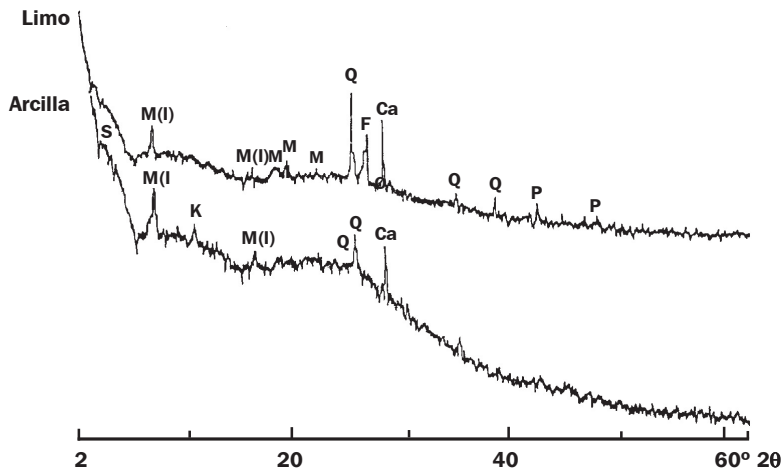


Figura N° 24

Difractograma de rayos X de la Fm Tezanos Pinto, sudoeste de Entre Ríos (radiación CuK α , muestras orientadas)



La distribución granulométrica del sedimento de la Fm Punta Gorda es bimodal, con moda principal en limo medio y moda secundaria en arena fina: 67,38 % de limo, 17,03 % de arena y 15,58 % de arcilla (Fig. 13, pág. 54).

En una cantera próxima a la localidad de Las Cuevas afloran la Fm Puerto Alvear y la Fm Punta Gorda. La Fm Alvear, de 3 m de espesor, está representada por su facies típica. La Fm Punta Gorda tiene 5 m de espesor y está casi completamente formada por el precipitado calcáreo; el material terrígeno de esta unidad es limo pulverulento marrón.

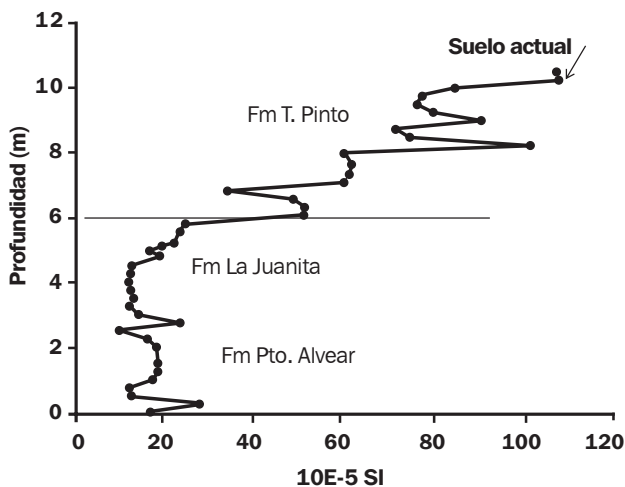
El modelo general de sedimentación del Grupo Punta Gorda se ha podido reconstruir mediante una analogía con el sistema eólico pampeano del Último Máximo Glacial (Iriando y Kröhling, 1995), debido a la semejanza entre ambos:

- a) la misma fuente de sedimentos (región andina);
- b) el mismo agente de transporte de larga distancia (viento);
- c) importantes similitudes en las distribuciones granulométricas;
- d) contribuciones menores de materiales provenientes del escudo brasileño y áreas mesozoicas del noreste, e
- e) importantes glaciaciones simultáneas a la sedimentación.

Ton-That *et al.* (1999) dataron la llamada Gran Glaciación Patagónica entre 1 Ma y 1,17 Ma AP, lo que resulta coetáneo con la sedimentación del Grupo Punta Gorda. Resultados de análisis magnetoestratigráficos practicados en el perfil La Juanita (Iriondo *et al.*, 2000) indican como la edad más probable para la Fm Puerto Alvear y la Fm La Juanita la ubicada entre la Época Matuyama Superior y el Subcron Jaramillo (entre 780.000 a AP y 1 Ma AP). Los valores de susceptibilidad magnética más bajos del perfil se obtuvieron en ambas formaciones, con valores estables para la Fm La Juanita ($10 \cdot 10^{-6}$) y valores estables para la Fm Alvear ($15 \cdot 10^{-6}$), excepto una disminución cerca del techo de esta última unidad. Según Bidegain (*com.pers.*), a juzgar por los valores de susceptibilidad magnética obtenidos, existiría una afinidad paleoambiental entre ambas formaciones (Fig. 25, pág. 70).

Figura Nº 25

Curva de susceptibilidad magnética del perfil La Juanita en el sudoeste de Entre Ríos



El loess retransportado de Itapebí (Uruguay)

En los terrenos basálticos de la cuenca en el Uruguay, al este de Salto, se encuentra un loess antiguo, localmente retransportado hacia el fondo de valles labrados en el basalto y depositado en ambiente palustre temporario. Su posición en el paisaje favoreció la concentración del carbonato de calcio, que fue transportado por el agua freática hacia las depresiones y precipitado por surgencia.

En el arroyo Itapebí Grande esta unidad aflora con 400 m de longitud aguas arriba del puente de la RP 31. Por debajo de 0,30 m de un depósito holoceno,

se extiende Itapebí, con un espesor de 2 a 4 m visible sobre el nivel del arroyo. Está formado por limo arcilloso plástico, de color marrón oscuro en húmedo. Forma un talud irregular de bajo gradiente, caracterizado por formas globulares. La formación contiene numerosos moldes de raíces de hasta 3 mm de diámetro, rellenos con material procedente del depósito suprayacente. Los 0,20 m superiores del depósito son no calcáreos; hacia abajo aparece CaCO_3 segregado, cuya concentración aumenta aún más hacia abajo. A 0,50 m de profundidad la masa sedimentaria es muy calcárea, conteniendo, además, carbonato pulverulento y concreciones de hasta 2 y 3 cm, con formas irregulares. A 0,80 m del tope aparece un nivel de tosca, de 0,65 m de espesor. Puede observarse una débil estratificación fina en el depósito original, afectada por el crecimiento posterior de concreciones botroidales interconectadas, de varios centímetros de diámetro. Se intercalan estratos lenticulares de 0,40 m de espesor, formados por gravas mal seleccionadas que incluyen restos mal conservados de braquiópodos de agua dulce. A 1 m de profundidad respecto del techo del depósito, el sedimento fino está infiltrado por abundantes segregaciones carbonáticas y rizoconcreciones de hasta 15 cm de longitud y de 1 a 2 cm de diámetro. La base visible de este nivel, de 0,70 m de espesor, conserva una laminación original irregular, con menor contenido de carbonato. En ese nivel se hallaron restos fósiles de vertebrados en mal estado de conservación.

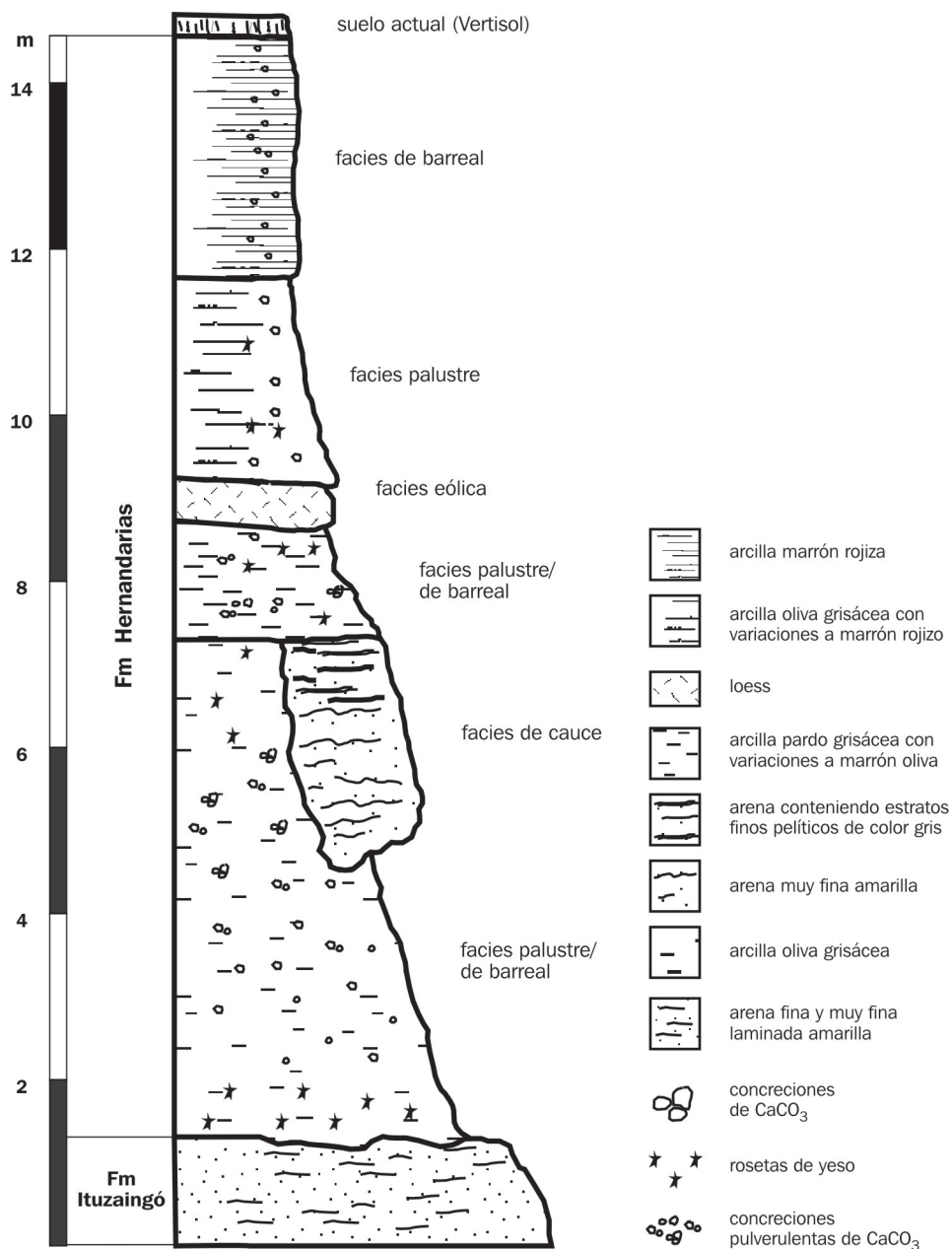
Este sedimento puede adscribirse a la descripción de Panario y Gutiérrez (1999) referida a la Formación Libertad I, un loess más o menos masivo y fuertemente calcáreo que cubre rocas de varias edades en paisajes estables. La diferencia con esa descripción es que el loess de Itapebí ocupa el fondo de valles y no fue observado en el tope de las colinas que forman el paisaje en esa zona. Según Bossi (1969), en la fracción arcilla de Libertad I predomina el mineral illita, lo que coincide con el predominio de este mineral en la fracción arcilla del loess pampeano.

La Formación Hernandarias

Esta unidad fue definida por Iriondo (1980). Representa un antiguo barreal depositado por el río Uruguay durante un período muy seco del Pleistoceno Inferior, con aportes eólicos menores. La formación cubre gran parte de la provincia de Entre Ríos y el sur de la de Corrientes, aflorando en un área de 61.000 km² (Iriondo, 1989; Fig. 15, pág. 56). Su espesor es variable, en algunas canteras de la zona de Hernandarias se la ha excavado hasta 15 m de profundidad; en la barranca del Paraná aflora generalmente con un espesor de 4 a 8 m. Su potencia típica en el interior de Entre Ríos varía entre 20 y 40 m (Fig. 26, pág. 72).

Los aportes del río Uruguay están formados principalmente por montmorillonita proveniente de la alteración de los basaltos de la alta cuenca, y arena muy fina derivada de la destrucción de areniscas cretácicas, aflorantes aguas arriba.

Figura N° 26
 Perfil estratigráfico típico de la
 Fm Hernandarias en Entre Ríos



La unidad es una secuencia sedimentaria de grano fino, con predominio de la fracción limo. Los colores típicos son el gris oliva y el marrón claro. Está organizada en estratos gruesos. El sedimento es muy plástico y cohesivo en los estratos inferiores, más pulverulento y friable hacia el techo de la unidad. Contiene rosetas y placas de yeso en todo su espesor, especialmente hacia la base, y CaCO_3 en concreciones y acumulaciones pulverulentas de varios centímetros de diámetro. Las concreciones son más importantes en la mitad superior de la unidad. También incluye concreciones y manchas negras pequeñas de minerales de manganeso, distribuidas de manera heterogénea. Dichos complejos de manganeso incluyen importantes proporciones de hierro. El yeso aparece en forma de cristales de selenita ($\text{CaSO}_4 + 2\text{H}_2\text{O}$); dicho mineral es incoloro y transparente; forma cristales euhedrales y placas gruesas en la mayoría de los casos. Excepcionalmente posee bandas rosadas o pardas, debido a impurezas de arcilla.

Esta formación aflora en la barranca de la margen izquierda del río Paraná, fuera de la cuenca actual del Uruguay, a lo largo de 150 km de longitud, entre las ciudades de La Paz y Paraná. Presenta allí tres miembros bien definidos: a) un miembro inferior, compuesto por limo arcilloso de color gris oliva, incluyendo abundante yeso, de alta plasticidad. Fue generado por aportes casi exclusivos del río Uruguay bajo clima muy seco, descartándose una influencia significativa de aportes eólicos de procedencia pampeana; b) uno intermedio, discontinuo, constituido por un depósito loésico de hasta 1 m de espesor en lentes de cientos de metros de largo, con estructuras pedogénicas bien desarrolladas. Representa el inicio de la sedimentación eólica pampeana, con vientos del sudoeste seguido por un mejoramiento climático, evidenciado por el paleosuelo y, c) un miembro superior, compuesto por limo arcilloso marrón claro, organizado en estratos gruesos. Constituye una mezcla de materiales de ambas fuentes de procedencia.

En la fracción arcilla, la montmorillonita domina ampliamente en la base de la formación, mientras que hacia el techo se registra la presencia de illita como componente menor. De acuerdo con Romero (1985), más del 90 % de los minerales de arcilla corresponde a montmorillonita, beidellita y nontronita. Según Rubinstein (1983), la fracción arena muy fina en el oeste de Entre Ríos está integrada por alteritas, muy probablemente de vitroclastos volcánicos, en granos equidimensionales a elongados y bien redondeados, cubiertos por pátinas férricas. Los granos de cuarzo son subredondeados a redondeados, con numerosas inclusiones. La escasa plagioclasa presente en el sedimento es andesina. Los minerales pesados constituyen menos del 1 % de la fracción arena; siendo los componentes más significativos: hornblenda alterada, zircon, sillimanita y estauroilita. Los análisis por difracción de rayos X realizados por Rubinstein (1983) indican para la fracción fina la existencia abundante de calcedonia, con plagioclasas y montmorillonita como componente minoritario.

Interpretaciones posteriores, realizadas por los autores de esta obra, permiten deducir que los granos interpretados por Rubinstein como alteritas corresponden a granos de cuarzo policristalino de origen volcánico-clástico. Los granos de cuarzo aportados por el Uruguay son monocristalinos con alta redondez. Se destaca el alto contenido en titanio en los sedimentos de esta unidad, con valores de hasta 2 % de la masa total, probablemente adsorbido en las arcillas. Coincidentemente, análisis mineralógicos de la arena muy fina del techo de la formación practicados por Morrás *et al.* (1993) indican una significativa participación de cuarzo policristalino y alteritas (más del 30 %).

Análisis mineralógicos propios de la fracción arena muy fina sobre muestras de la unidad en el extremo suroeste de los afloramientos (perfil de La Toma Vieja, en Paraná) indican claramente la importancia relativa de las dos fuentes de origen de los materiales.

La composición del miembro inferior indica el predominio de la fuente de aporte aluvial del noreste:

- 77,3 % de cuarzo,
- 10,2 % de litoclastos,
- 4,7 % de “calcita”,
- 2,3 % de plagioclasas,
- 2,3 % de materiales cloríticos,
- 1,6 % de vidrio volcánico, y
- 1 % de feldespato potásico.

El miembro intermedio (loésico), por el contrario, está integrado casi en su totalidad por materiales cordilleranos:

- 93,1% de cuarzo policristalino,
- 3,1 % de cuarzo,
- 1,8 % de calcedonia,
- 1,2 % de material clorítico, y
- 0,8 % de plagioclasas.

El miembro superior conserva el predominio de los materiales volcánico-clásticos andinos:

- 91,3 % de cuarzo policristalino,
- 4,8 % de cuarzo,
- 1,4 % de calcedonia,
- 1 % de materiales cloríticos, y
- 1,5 % de feldespatos.

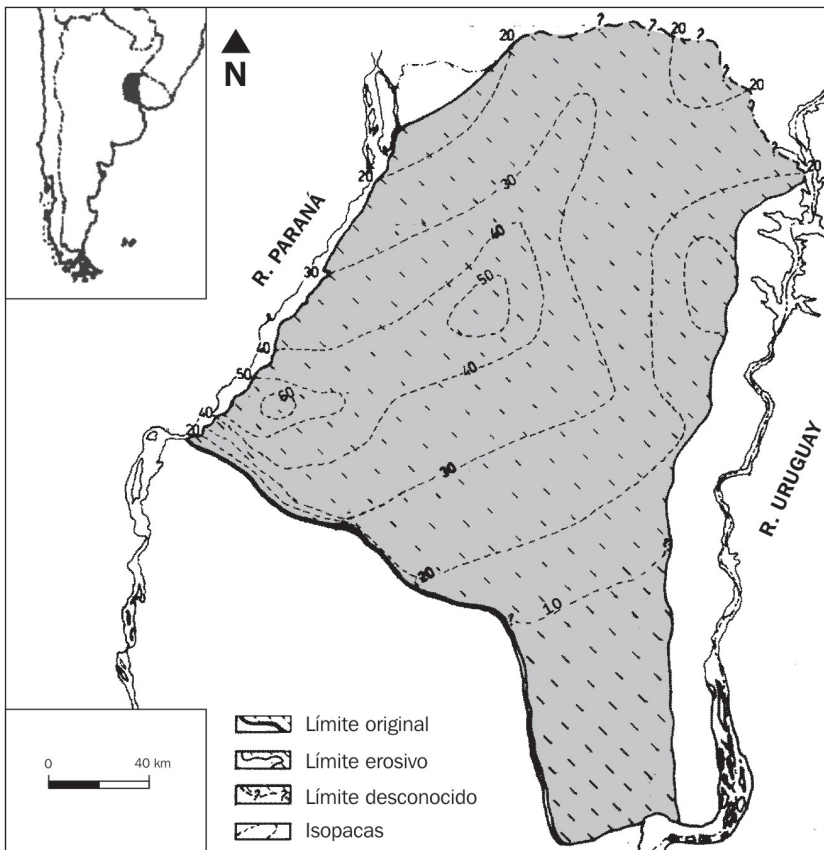
En el interior de la formación se han preservado numerosos paleocauces del río Uruguay, con dirección general noroeste-sureste, delgados y con pequeños

radios de curvatura (rellenos de paleocauces de hasta 100 m de ancho y 3 m de potencia formados por arena muy fina cuarzosa organizada en estratos finos a medianos). La curva de estimación de paleocaudales (Iriando, 1990a) indica que el río Uruguay tuvo en esa época una descarga muy pequeña, sólo el 13 % de la actual. Considerando una evaporación potencial de 1.000 mm/año y el área total de la formación, se deduce que todo el volumen anual de agua aportado por el río se hubiera evaporado en seis meses, quedando seca la laguna estacionalmente. El valor de 1.000 mm/año es probablemente bajo para esa latitud con alta insolación y baja humedad relativa del aire, de manera que la estimación anterior es razonable. Es coherente también con otros indicadores como la precipitación de yeso, las estructuras de barreal, etcétera.

El mapa isopáquico de la figura 27 (pág. 75), elaborado a partir de información obtenida de perforaciones, muestra un eje de orientación noreste-suroeste en la cuenca, con dos depocentros identificables.

Figura N° 27

Mapa isopáquico de la Fm Hernandarias en Entre Ríos



El perfil tipo de la formación se ubica en la localidad del mismo nombre, 400 m aguas arriba del puerto. Se describe, de abajo hacia arriba:

- 0,00 - 19,50 m. **Fm Ituzaingó** (de Alba, 1953); coronada por un paleosuelo muy enriquecido en CaCO_3 .

- 19,50 - 33,40 m. **Fm Hernandarias**

- 19,50 - 23,10 m. Estrato basal formado por arcilla oliva grisácea muy plástica con numerosas grietas de desecación. Existen manchas negras irregulares de hasta 2 cm de diámetro de óxidos de manganeso y abundantes concreciones de CaCO_3 ; éstas tienen hasta 10 cm de diámetro y son de formas elípticas irregulares. El yeso está presente en forma de rosetas de hasta 25 cm de diámetro, que se concentran en la parte inferior del estrato. El talud que forma el estrato tiene 30° de pendiente.

- 23,10 - 25,80 m. Paleocauce relleno por arena muy fina cuarzoza amarilla, con un mineral micáceo visible a simple vista (relativamente abundante). Está organizada en estratos finos a medianos con laminación interna ondulosa horizontal. Hacia arriba se van intercalando paulatinamente estratos finos pelíticos, de color gris claro con manchas negras. Esto evidencia el relleno de un cauce abandonado. El talud de este cuerpo sedimentario tiene una pendiente de 70 a 80°.

- 25,80 - 27,50 m. Estrato formado por arcilla plástica pardo grisáceo con variaciones locales al marrón oliva, con gran cantidad de manchas negras difusas e irregulares. Contiene rosetas de yeso y concreciones de CaCO_3 abundantes. El talud del estrato tiene 50° de inclinación.

- 27,50 - 27,90 m. Loess diagenizado con indicios de pedogénesis.

- 27,90 - 30,40 m. Estrato de arcilla oliva grisácea con variaciones tonales al marrón rojizo. Incluye escasas concreciones de CaCO_3 y cristales de yeso. Presenta un talud de 45° de pendiente.

- 30,40 - 33,40 m. Estrato de arcilla plástica marrón rojiza con abundantes concreciones blandas subsféricas irregulares de CaCO_3 , difusas, de hasta 30 cm de diámetro.

- 33,40 - 34,20 m. Suelo actual.

Los estratos descritos tienen más de 100 m de continuidad lateral.

Un perfil importante de la unidad se encuentra en la barranca del Paraná, en La Toma Vieja, en las afueras de la ciudad de Paraná. Tiene la particularidad de ser el último afloramiento de la formación en dicha barranca hacia el suroeste. Allí la Fm Hernandarias tiene 15 m de espesor, de abajo hacia arriba:

- 0,00 - 4,00 m. Miembro inferior formado por arcilla montmorillonítica gris a gris oliva, con rosetas y cristales de yeso. Contiene pequeñas cantidades de arena gruesa cuarzoza.

- 4,00 - 5,00 m. Miembro intermedio, representado por loess formado por

un sedimento franco arenoso, consolidado. Presenta estructuras pedogénicas bien desarrolladas tales como prismas y segregación de CaCO_3 ;

- 5,00 - 15,00 m. Miembro superior. Limo arcilloso de color marrón claro a marrón rojizo, plástico a pulverulento; esto último se intensifica hacia arriba. Contiene grandes concreciones calcáreas y concreciones y manchas negras.

La formación se extiende en el oeste de la cuenca actual del Uruguay en Entre Ríos hasta algunos kilómetros de distancia del cauce, ya que más hacia el este ha sido en su mayor parte erosionada por acción fluvial.

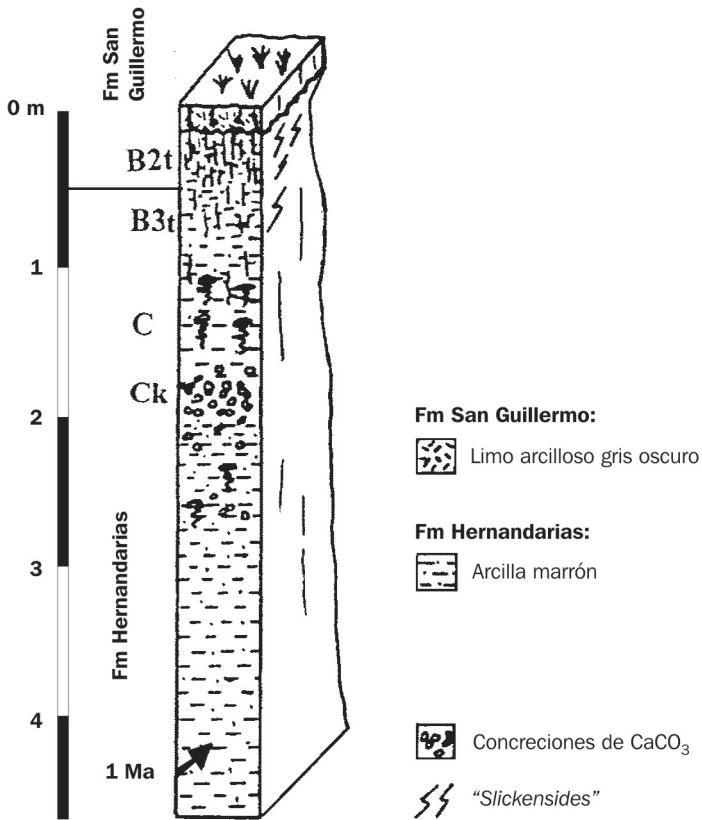
En Federación, la unidad forma la mitad inferior de la barranca del lago Salto Grande y se prolonga en el subsuelo (Fig. 28, pág. 78). Está compuesta por limo arcilloso palustre de color marrón en húmedo (5 YR 5/4), moderadamente estructurado en prismas gruesos, que rompen en prismas menores. Contiene numerosas concreciones de CaCO_3 mal definidas y carbonato pulverulento. La Fm Hernandarias constituye el paisaje general del área de la cuenca del Uruguay entre Federación y el arroyo Mocoetá. Aflora en barrancas de arroyos y canales en toda la zona (Cnia. Alemana, Chajarí, etc.), alcanzando hasta 5 m de potencia sin ver base.

En el área de Colón, la unidad se extiende hasta 5 km al oeste de la RN 14. Uno de los afloramientos se halla junto al acceso al puente internacional Gral. Artigas. Cerca de Nueva Escocia, la Fm Hernandarias está representada por un sedimento arcillo-limoso marrón grisáceo con abundante carbonato pulverulento, de características palustres. Próximo a la localidad de Urdinarrain, en el sureste de Entre Ríos, la formación aflora en las lomas junto a la RP 20. Está compuesta por arcilla limosa con variaciones tonales desde el marrón claro al oliva grisáceo, estructurada en agregados gruesos. El sedimento es no calcáreo, presenta moldes de raíces tapizados por películas negras; aparecen rizoconcreciones y otras concreciones pequeñas. Un suelo Vertisol, de 0,50 m de espesor, corona la formación.

En Puerto Campichuelo, localidad ubicada en el ángulo sureste de Entre Ríos, la Fm Hernandarias cubre, mediante contacto transicional, al miembro superior de la Fm San Salvador (facies de relleno de cauce) con un espesor menor a 2 m. Allí la unidad está compuesta por limo arcilloso de color marrón grisáceo, conteniendo guijas silíceas dispersas en la masa y concreciones de tipo "tosca". La parte superior está afectada por la evolución del suelo de tipo Vertisol, característico de toda la formación.

Figura N° 28

Columna estratigráfica aflorante en la barranca del embalse de Salto Grande en Federación –Entre Ríos– (tomado de Iriondo y Kröhling, 2004a)



La Fm Hernandarias forma el paisaje entre Cnia. Elía, Gualeguaychú, Puerto Unzué y Puerto Punta Caballos. Está compuesta en esa zona (perfiles de hasta 3 msvb) por un sedimento fino marrón grisáceo en seco a marrón oscuro en húmedo, plástico y masivo, de origen palustre. Éste contiene numerosas rizoconcreciones carbonáticas pequeñas y moldes de raicillas tapizadas por películas negras. Corona el depósito el estrato arcilloso palustre gris oscuro a negro, de 0,30 a 0,50 m de espesor, parcialmente afectado por pedogénesis.

Un perfil de la barranca en erosión del río Uruguay, que se extiende sobre la margen derecha desde proximidades del parque Ñandubaysal y hasta unos 4 km aguas abajo del puente internacional Puerto Unzué-Fray Bentos, se describe a continuación desde la base de la barranca:

- 0,00 - 0,70 m. Formación de origen aluvial, de edad estimada Plioceno-

Pleistoceno Inferior. Arena fina cuarzosa moderadamente seleccionada, consolidada, de color oliva, conteniendo guijas finas silíceas (en muy baja cantidad). Presenta concreciones de óxido férrico (de 2 a 7 cm de diámetro, algunas rodadas) y CaCO_3 formando rizoconcreciones. Localmente aparece un precipitado calcáreo de origen freático formando una densa red de placas dispuestas en sentido horizontal y vertical; éste genera un resalto importante en la parte inferior de la barranca. La unidad pasa a la Fm Hernandarias mediante discordancia erosiva, resaltada por un nivel de precipitados de óxidos férricos (formando concreciones pequeñas) y por CaCO_3 segregado.

- 0,70 - 4,40 m. **Fm Hernandarias:**

- 0,70 - 1,50 m. Facies palustre, formada por arena muy fina arcillosa, masiva y consolidada, de color oliva. Presenta grietas de desecación en superficie. Hay numerosas segregaciones de óxido férrico y/o manganeso y moldes de raíces y rizoconcreciones de CaCO_3 . Contacto superior transicional.

- 1,50 - 3,90 m. Facies palustre, compuesta por arcilla limosa marrón con variación gradual al marrón amarillento, con escasa arena fina. Presenta numerosas rizoconcreciones pequeñas de CaCO_3 distribuidas en todo el perfil y segregaciones de óxidos de Fe y/o Mn, macroporos y grietas de desecación.

- 3,90 - 4,40 m. Estrato palustre formado por arcilla expansiva de color negro en húmedo, plástico y con grietas de desecación. Está sujeto a pedogénesis.

La Fm Hernandarias también constituye la parte superior de la columna sedimentaria del área ubicada entre Feliciano (ER) y Pedro Díaz Colodrero-Cuatro Bocas (Corrientes), manteniendo sus características típicas. En el área de Curuzú Cuatía-río Miriñay (junto a la ruta 6, Corrientes) la formación aflora con 5 m de espesor svb y alcanzando una potencia estimada entre 6 y 7 m sobre el basalto (de acuerdo con informes de perforaciones del área). El límite oriental de la unidad en Corrientes lo constituye el río Miriñay.

La facies loésica de la formación es discontinua y tiene espesor variable; está formada por limo arcilloso marrón claro, plástico en húmedo y con moldes de raíces. Contiene abundantes concreciones pequeñas de CaCO_3 de tipo tosquilla. Ésta pasa hacia abajo mediante contacto transicional a la facies palustre, compuesta por arcilla de color gris oliva, muy plástica en húmedo y con baja compactación. Incluye cristales de yeso de 3 a 5 mm de longitud, que en algunos sectores forman más del 20 % de la masa sedimentaria. La Fm Hernandarias está cubierta en toda su extensión por la Fm San Guillermo, en discordancia sobre el suelo Vertisol del techo. Este suelo enterrado (Vertisol) tiene 0,70 m de potencia y está representado por un Horizonte Bt de color negro, con presencia de cutanes de arcilla y *slickensides*. Está estructurado en bloques finos a medios poco definidos, de consistencia firme.

El techo de la unidad aparece en la provincia de Corrientes a mayor cota por acción tectónica. Se la registra también en el subsuelo de ciertas áreas en Uruguay, por ejemplo en la zona de Bellaco y de la cuchilla de Haedo. También se la encuentra en el subsuelo de Santa Fe, en el área de Barrancas. Además, la asociación cuarzo-montmorillonita descrita por González Bonorino (1966) para el subsuelo de Buenos Aires corresponde muy probablemente a esta formación, lo mismo que los Vertisoles del noreste de Buenos Aires. La explicación genérica que figura hasta ahora para el origen de esos sedimentos (“... materiales transportados por el Paraná desde el Escudo Brasileño...”) no se sostiene: el Paraná transporta una mezcla de arcilla en la que no predomina la montmorillonita. En el Escudo Brasileño domina abrumadoramente la caolinita (Iriondo, 1996b). Ergo, la asociación cuarzo-montmorillonita fue depositada por el río Uruguay en todas las regiones mencionadas.

La litología de esta unidad indica un ambiente principalmente palustre y un clima definitivamente árido (Fig. 11, pág. 48). Esto evidencia una fuerte migración de la actual Provincia Climática del Oeste hacia el Atlántico (Iriondo y García, 1993). Los colores del miembro inferior de la formación indican condiciones anaeróbicas en cuerpos de agua permanentes o semipermanentes. En la sección superior predominó la oxidación, con intervalos de completa sequedad. Las concentraciones yesíferas de la base sugieren una cuenca cerrada con depresiones menores donde se producía la precipitación de sulfatos. El sistema evolucionó posteriormente hacia condiciones de mayor aporte terrígeno, en ambientes locales de tipo barreal (salina). La existencia de una provincia montmorillonítica en el sur de Brasil y norte de Uruguay refuerza la hipótesis de una fuente de aporte principal ubicada al noreste de la cuenca.

Los perfiles paleomagnéticos realizados en el perfil de la Toma Vieja (Paraná) (Bidegain, 1991) indican polaridad normal para el miembro inferior arcilloso gris de la formación, interpretados como correspondientes al Evento Olduvai de la Época Matuyama (entre 1,7 y 2 Ma AP). Bidegain (1991) indica que la unidad loésica suprayacente (que nosotros interpretamos como el miembro loésico de la Fm Hernandarias) fue depositada entre la parte superior del Evento Olduvai y el techo de la Época Matuyama Superior (entre 0,78 y 1,7 Ma AP), de polaridad reversa (incluyendo el Subcron normal de Jaramillo -0,90 Ma AP).

El Pleistoceno Medio

El Pleistoceno Medio comprende un largo intervalo de tiempo de casi 700.000 años de duración del cual no se encontraron hasta el momento depósitos sedimentarios en la cuenca del río Uruguay (Fig. 9, pág. 42). Se de-

duce entonces la existencia de un largo período de erosión generalizada, que labró un paisaje de colinas en parte de las formaciones Hernandarias, en Entre Ríos, y Fray Bentos, en el Uruguay (Iriondo, 1998).

El Pleistoceno Superior

A comienzos del Pleistoceno Superior empiezan a manifestarse las condiciones ambientales, sedimentológicas y geomorfológicas conocidas en el Presente en la cuenca del río Uruguay y regiones vecinas. Las formaciones geológicas definidas se presentan en la figura 9 (pág. 42).

La Formación El Palmar/Salto

La Fm El Palmar es un depósito fluvial del río Uruguay. Está compuesta por arenas de cauce que incluyen grandes lentes de gravas y cantos rodados; además de la facies de cauce, el sistema incluye depósitos en facies arenosas de inundación y de albardón, configurando un complejo fluvial de llanura (Fig. 11, pág. 48). Esta formación fue formalmente definida por Iriondo (1980) en Argentina. En Uruguay, se la conoce desde 1930 con diversas variantes de la denominación “Salto”. Finalmente, en 1969 Bossi la define como Fm Salto. Rimoldi (1962) la denominó informalmente Fm Salto Chico.

Este depósito forma una faja de 4 a 15 km de ancho a lo largo de la margen derecha del río Uruguay, aflorando en el este de las provincias de Corrientes y Entre Ríos, hasta Concepción del Uruguay (Fig. 15, pág. 56). Constituye en dicha región la terraza alta del Uruguay. En Brasil, también forma la terraza alta de ese río y sus afluentes en el oeste del Estado de Santa Catarina (SC) y en el noroeste de Rio Grande do Sul (RS). En Uruguay aparece vinculada al río Uruguay en los departamentos Salto y Artigas.

La unidad está formada por arenas cuarzosas amarillentas a rojizas con un espesor que varía entre 3 y 12 m; contiene estratos lenticulares de cantos rodados y gravas de composición silíceas —en su mayor parte representados por calcedonia, ópalo y cuarzo— de decenas de metros de largo. Las lentes formadas por cantos rodados, resultando más resistentes a la erosión, forman los sectores remanentes de la terraza en áreas muy disectadas, recibiendo el nombre local de “cerros”. En muchos lugares, el sedimento contiene proporciones significativas de fracciones finas (limo-arcilla) y cemento ferruginoso que le otorga un color general ocre-rojizo a la unidad. La formación está poco consolidada, con claras diferencias entre los estados húmedo y seco debido a particulares características de los sesquióxidos de hierro.

En Entre Ríos, la unidad es una antigua llanura aluvial del río Uruguay en la que se distingue el paleocauce principal meandriforme, con 5 a 6 km de radio de curvatura y con ancho similar al cauce actual. Del mapeo realizado mediante interpretación de imágenes satelitarias se deduce un río claramente más divagante que el actual. En el presente, este depósito constituye la terraza alta del Uruguay, muy disectada, bien definida a lo largo del curso inferior de los afluentes.

Iriondo (1980) definió el perfil tipo de esta unidad en el Parque Nacional El Palmar, a partir de perforaciones localizadas 1 km al sur del arroyo del mismo nombre. La formación conforma allí la terraza alta del arroyo El Palmar. Este perfil se describe, de arriba hacia abajo:

- 0,00 - 0,60 m. Cantos rodados finos a medianos, formados por calcedonia y ópalo, con redondeamiento bueno y muy bueno, con escasa matriz arcillosa negra.

- 0,60 - 7,50 m. Cantos rodados finos a medianos de calcedonia y ópalo, con escasos rodados de cuarzo blanco y líticos, con redondeamiento bueno a muy bueno. La matriz está constituida por arena cuarzosa mediana y gruesa. Existen escasas intercalaciones de arena cuarzosa media a gruesa de 20 cm de espesor.

- 7,50 - 8,00 m. Arena media cuarzosa de color marrón amarillento.

(Fin de la perforación.)

Otras perforaciones realizadas en esa área dieron perfiles accesorios que ayudan a caracterizar un sistema de llanura aluvial.

Perfil a), de arriba hacia abajo:

- 0,00 - 2,00 m. Arcilla arenosa marrón oscura de alta plasticidad.

- 2,00 - 2,60 m. Arena media cuarzosa en matriz arcillosa oliva.

- 2,60 - 3,10 m. Cantos rodados finos y medianos en matriz arcillosa marrón oscura.

- 3,10 - 5,10 m. Cantos rodados finos y medianos en matriz arenosa.

- 5,10 - 6,50 m. Arena cuarzosa media amarilla.

(Fin de la perforación.)

Perfil b), de arriba hacia abajo:

- 0,00 - 0,45 m. Cantos rodados finos a medianos en matriz arcillosa marrón oscura.

- 0,45 - 1,50 m. Cantos rodados finos y medianos en matriz arenosa amarilla.

- 1,50 - 2,30 m. Arena media roja con escasos rodados dispersos.

- 2,30 - 3,60 m. Arcilla oliva a roja.

- 3,60 - 4,60 m. Arena media marrón amarillenta.

(Fin de la perforación.)

Observaciones en canteras a cielo abierto abandonadas, ubicadas en el Parque Nacional, indican una composición para la Fm El Palmar representada por arena media cuarzosa de color ocre rojizo con moteado oliva grisáceo. En uno de los perfiles aparece un depósito masivo de 1,90 m de espesor svb con un grado de compactación mediano. Lateralmente pasa a un depósito de facies de canal de alta energía y de elevada turbulencia, evidenciado por la baja selección y escasa matriz del depósito (clasto soportado). El afloramiento tiene 15 m de longitud visible. Los clastos gruesos son cantos rodados pequeños a grandes, constituidos por ágatas, ópalo y otras formas de sílice. No hay clastos formados por sílice proveniente de pegmatitas. Se destaca el alto grado de redondeamiento de estos componentes. En otro perfil cercano, la facies de canal está formada por cantos rodados de menor tamaño, mejor seleccionados y con estratificación horizontal continua difusa en estratos medianos (de 0,20 a 0,30 m de espesor).

En el acceso a Puerto Hormiguero, inmediatamente al sur de Santo Tomé (Corrientes), la Fm El Palmar aflora sobre el basalto alterado. Está compuesta por un conglomerado mal seleccionado matriz soportado, masivo. El color es ocre-rojizo en el 1,30 m inferior y marrón amarillento en el 1,80 m superior. Los cantos rodados miden hasta 20 cm de diámetro, la litología dominante es basalto alterado, con porcentajes accesorios de variedades de sílice. La matriz está cementada por sesquióxidos de hierro. En canteras ubicadas en ese sector se observa que los clastos tienen muy poca esfericidad y alta redondez y están revestidos en su mayor parte por una película blanca. La parte superior, de 0,40 m de espesor, está formada por fragmentos de costra ferruginosa, incipientemente cementados por sesquióxidos de hierro.

Entre Federación y Concepción del Uruguay (Entre Ríos), la Fm El Palmar aflora con similares características en numerosos lugares. Presenta estratos lenticulares de hasta cientos de metros de largo y escasos metros de espesor, formados por cantos rodados, con estratificación planar grosera e intercalaciones de arena media a gruesa. Se trata de depósitos de alta energía inmersos en un depósito continuo de arena gruesa y media de color amarillo a rojizo, con estratificación planar. Los clastos están compuestos por calcedonia y cuarzo, con escasas proporciones de arenisca y basalto. El tamaño de los rodados disminuye paulatinamente de norte a sur: desde grueso (Federación) a fino (Concepción del Uruguay), aumentando correlativamente la redondez. La matriz es persistentemente arcillosa en la parte superior de la formación (de 0,5 a 1,50 m de potencia) y arenosa en el resto. Al sur de Concepción del Uruguay existía un importante paleo-relieve labrado en la Fm Fray Bentos (Terciario) que impidió la sedimentación de la Fm El Palmar en el área.

En las afueras de Santa Ana y junto al lago de Salto Grande, la unidad aflora

predominantemente en facies de canal, representada por cantos rodados y gravas silíceas matriz soportados. La matriz es arena cuarzosa media de color amarillo, que lateralmente pasa a arena cuarzosa media a gruesa con estratificación planar y con estratificación cruzada de bajo ángulo en algunos sectores. Los clastos de mayor tamaño (gravas y cantos rodados finos) se disponen en líneas horizontales discontinuas. Se trata de estructuras de fondo plano de alto régimen. De acuerdo con el diagrama de Hjulström (1935), se deducen velocidades de 2 a 3 m/s en el momento de la sedimentación.

La facies de cauce de la formación aflora en la zona de Federación, compuesta por arena cuarzosa fina a media, mal seleccionada, con un espesor visible de 2 m. Ésta contiene regular cantidad de arena gruesa con redondez alta a media, algunas guijas finas de basalto alterado y escasos cantos rodados de calcedonia (frecuentemente partidos y presentando fracturas de impacto). El color general del depósito es ocre-amarillento, producto de la introducción de óxidos férricos; aparecen motas difusas de 1 a 3 cm de diámetro de color ocre rojizo y negro. El material está endurecido en seco, siendo plástico en húmedo. Este depósito incluye estratos lenticulares de cantos rodados con límites pocos definidos. Los clastos son de calcedonia principalmente, con proporciones accesorias de clastos de basalto alterado y de arenisca ferruginosa, bien redondeados. Una perforación realizada en Federación atravesó un perfil de 24 m de espesor de la Fm el Palmar en facies de canal, suprayacente al basalto. El perfil, de abajo hacia arriba, es el siguiente: 9 m de cantos rodados, 2 m de “arenisca”, 7 m de arena con gravas y cantos rodados y 7 m de cantos rodados; 1 m de “tierra vegetal” cubre la formación.

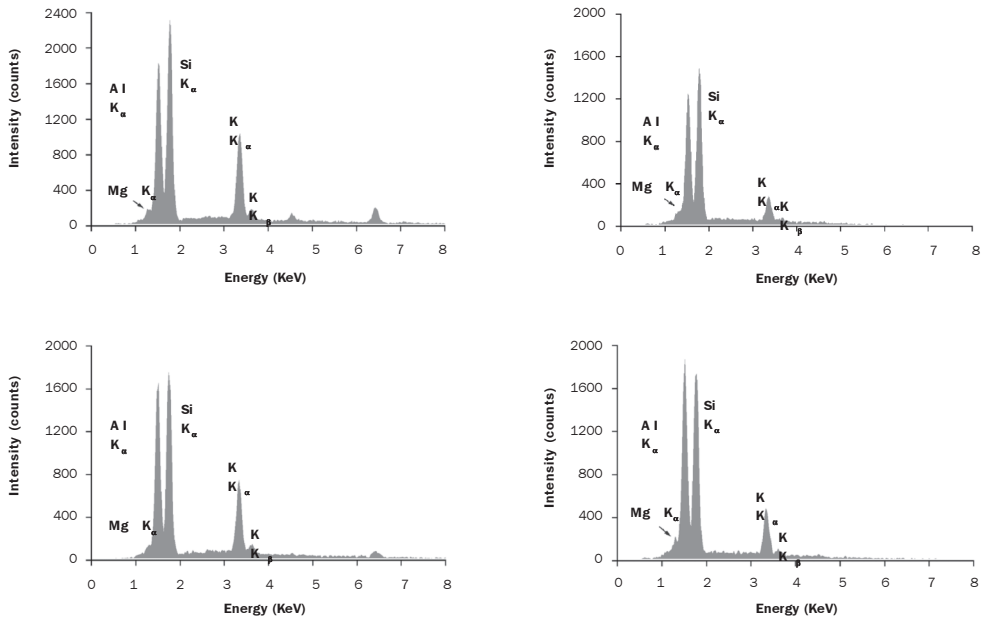
La Fm El Palmar aflora en una cárcava junto al acceso a Federación, cubierta por unidades más jóvenes. La unidad está compuesta por arena muy fina cuarzosa ocre-amarillento, con cemento ferruginoso, masiva o con laminación difusa. Se deduce una primera selección eólica de la arena antes de ser transportada por acción fluvial. En algunos sectores, la arena contiene hasta 20 % de placas micáceas traslúcidas de 0,2 a 4 mm de diámetro. Análisis mineralógicos (por microscopía óptica y microscopía electrónica y microsonda) y geoquímicos permitieron identificar dicho mineral como caolinita (Iriondo y Kröhling, 2001a; 2003a. Fig. 29, pág. 85). Debido al tamaño extremadamente grande de las placas presentes en comparación con los granos de arena (hasta 10:1) y la lejanía de las fuentes potenciales de minerales micáceos detríticos, se deduce que dicho mineral es autógeno. El resultado del recuento mineralógico de la fracción modal de arenas en dicho yacimiento es el siguiente:

- 19 % de caolinita en placas,
- 74,4 % de cuarzo monocristalino en granos bien redondeados,

- 3,2 % de cuarzo policristalino,
- 2,7 % de feldespatos, y
- 0,7 % de alteritas.

Figura N° 29

Composición elemental de placas de caolinita de la Fm El Palmar, Entre Ríos (tomado de Iriondo y Kröhling, 2003a)



Los difractogramas de rayos X (Fig. 30, pág. 86) del sedimento confirman esta composición (predominio de cuarzo con importante proporción de caolinita, con feldespatos subordinados y escasas esmectitas). Tanto la fracción limo como la fracción arcilla están formadas por esmectitas y caolinita con reducida proporción de cuarzo y feldespatos. Los difractogramas de la muestra total de la facies, donde no se observa a simple vista el mineral autógeno citado, muestran el predominio absoluto de cuarzo. La fracción limo está integrada por cuarzo y escasa caolinita pobremente cristalizada. Esta última aparece mejor definida en la fracción arcilla, también con cuarzo como componente dominante. Hasta el momento, no existen referencias en la bibliografía especializada internacional de cristales de caolinita del tamaño citado. La mineralogía de la fracción fina de la Fm El Palmar se presenta en la figura 31 (pág. 87. Q: cuarzo; K: caolinita; O: ortoclasa).

Figura N° 30

Difractograma de rayos X de la Fm El Palmar, este de Entre Ríos (radiación $\text{CuK}\alpha$). 1) Sobre muestra total. 2) Sobre la fracción arcilla indicando una naturaleza caolinítica.

a) Secada al aire. b) Tratada con etilen-glicol.

c) Calcinada a $550\text{ }^\circ\text{C}$ (tomado de Iriondo y Kröhling, 2003a)

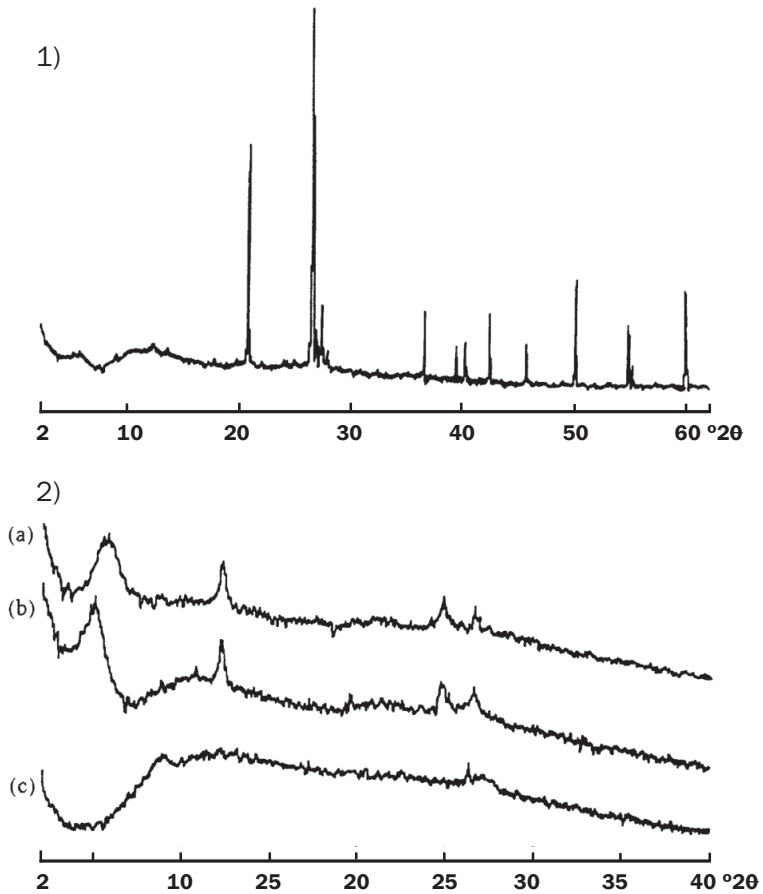
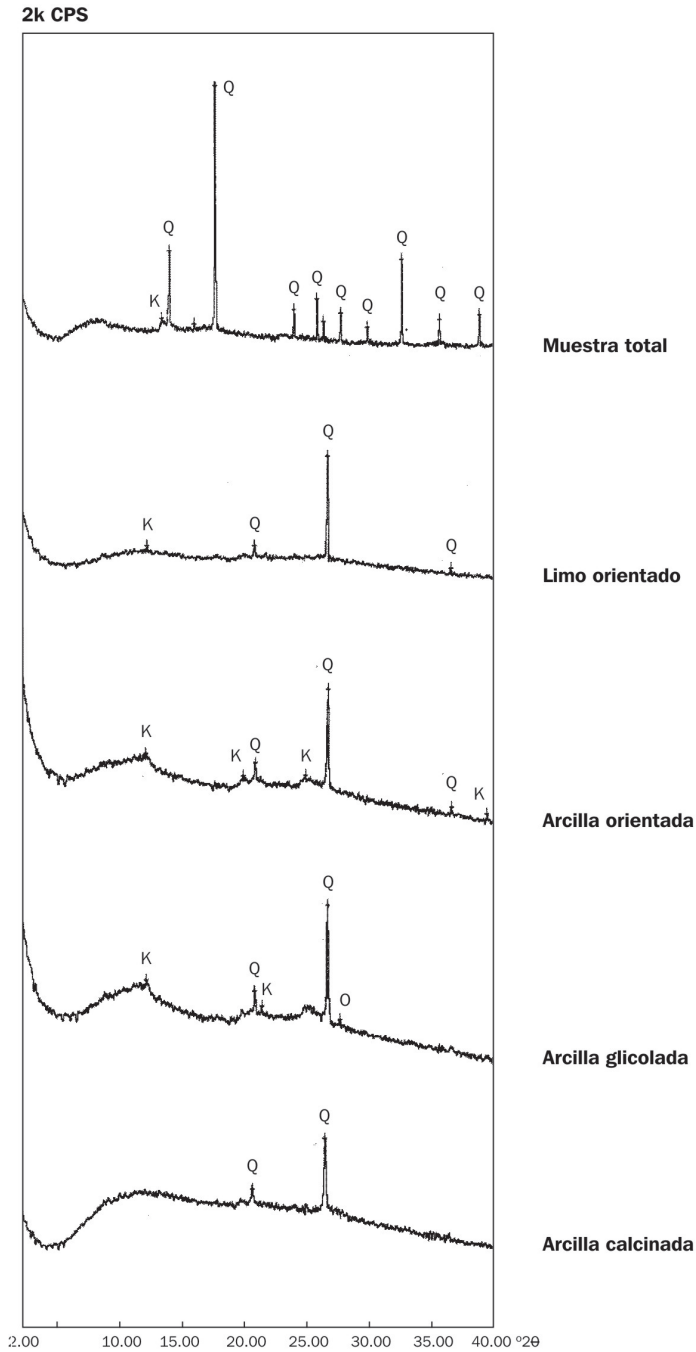


Figura N° 31

Difracción de rayos X de la Fm El Palmar en su área tipo (radiación $\text{CuK}\alpha$)



En Concordia, el tope de la Fm El Palmar (terrazza alta) está ubicado a cotas de 35 a 55 msnm. En los alrededores de la ciudad la formación aparece infrayaciendo a arena eólica holocena. El afloramiento comienza con un depósito masivo de 1 m de espesor, formado por arena fina a media con importante cantidad de finos, friable. El color varía desde el marrón rojizo dominante al oliva grisáceo. Se intercalan guijas (de 0,5 a 1,5 cm de diámetro), con redondez moderada (y algunos clastos angulares). En la base del afloramiento aparece la facies de canal típica, representada por un estrato de 1 m de potencia, formado por cantos rodados finos y guijas (los clastos tienen redondez alta; en general, son de composición silícea, con escasos rodados de basalto). El depósito es matriz soportado (arena fina cuarzosa con arcilla plástica de color rojo, con variaciones al ocre y amarillo). Se destacan en la unidad moldes de raíces tapizados por una película negra.

Perfiles de perforaciones próximos a Concordia indican espesores de la unidad entre 10 y 17 m. Un perfil típico aflorante en el área está ubicado en el Parque Municipal de San Carlos. El 1,20 m superior aflorante está formado por la facies de canal (guijas y cantos rodados clasto sostén —de 12 cm de diámetro máximo—), de color marrón. Los clastos son de calcedonia y cuarzo; en forma subordinada aparecen clastos de areniscas y de basalto.

En Puerto Yerúa, junto al río Uruguay, la Fm El Palmar se encuentra elevada varios metros por tectonismo. Aflora en la parte superior de la barranca, con 2,20 m de espesor. Está compuesta por grava suelta bien seleccionada, de composición silícea (con alta redondez); el sedimento es matriz soportado. La unidad apoya en discordancia sobre areniscas cretácicas (Fm Puerto Yerúa).

La facies de canal de alta energía de esta formación geológica está especialmente bien representada en Nueva Escocia. En una cantera junto al acceso a la localidad, ésta aparece con 5 m de espesor, formada por gravas y cantos rodados finos y medianos en menor proporción (de hasta 10 cm de diámetro), bien redondeados, con escasa matriz arenosa. En general, los clastos son de calcedonia; también aparecen allí algunos clastos de cuarzo de pegmatitas de 5 a 10 cm de diámetro, bien redondeados (frecuencia de 10 a 20 %), lo que indica un probable aporte del Escudo Uruguayo. El depósito está organizado en estratos de 0,20 a 0,30 m de espesor y de 10 a 15 m de extensión horizontal. Se intercalan algunas lentes de menor espesor, algunas formadas por arena bien seleccionada cementada por sílice, de color general marrón rojizo, de 1 a 2 m de largo y 0,10 a 0,15 m de espesor. Algunas lentes presentan precipitados de CaCO_3 . Un material proveniente de la destrucción de esta unidad culmina la secuencia. Los paleocanales han sido labrados en arena final mal seleccionada, marrón rojiza, con algunos cantos rodados dispersos.

Desde Ubajay hacia el sur, la Fm El Palmar contiene bancos de arenisca silícea de algunos decímetros a varios centímetros de espesor y varios metros cuadrados de superficie, que fueron originados por precipitación de sílice en cuerpos de arena limpia de la unidad. El depósito que representa la unidad a

la latitud de Colón ocupa una faja comparativamente ancha, extendiéndose hasta unos 5 km al oeste de la RN 14.

La Fm El Palmar contiene troncos fósiles silicificados (calcedonia y ópalo). En Colón algunos de ellos son de gran tamaño, alcanzando más de 3 m de longitud. En el área de Concordia y Colón, se hallaron maderas fósiles pertenecientes a dos nuevas especies del género *Ulminium* (Lauraceae). Éstas guardan sus mayores similitudes con los géneros actuales de los bosques subtropicales y tropicales, lo que resulta un indicador complementario de clima cálido, vinculado con la movilización de sesquióxidos de hierro. Junto al lago de Salto Grande aparece en la unidad un estrato fosilífero representado por troncos de las familias Anacardiaceae y Mimosaceae (Brea, 1998; 1999). En la localidad fosilífera de Punta Viracho, Brea y Zucol (2001a) hallaron un leño permineralizado perteneciente a la familia Combretaceae; componente de selvas higrófilas de márgenes fluviales. Brea *et al.* (2000) citan dos estratos fosilíferos en un perfil del Parque Nacional El Palmar. El inferior está caracterizado por moldes de troncos (*Palmoxylon sp.*) en posición de vida, con diámetros de 30 a 50 cm y alturas de 13 a 14 m; dichos valores son similares a los de los palmares actuales del parque (*Butia yatay*). El estrato fosilífero superior está formado por troncos permineralizados de angiospermas de grandes dimensiones (Mirtaceae, Anacardiaceae y Mimosaceae). La asociación de fitolitos de la unidad en dicho sitio evidencia la presencia de Poaceae, Cyperaceae, Podostemaceae, Arecaceae y Angiospermas, asociadas con espículas de esponjas de agua dulce. Éstos permiten reconocer tres tipos de comunidades arbóreas: las selvas higrófilas, los bosques y los palmares (Brea y Zucol, 2001b).

En Brasil, la Fm El Palmar constituye la terraza alta bien desarrollada del río Uruguay y sus grandes afluentes en el área de Chapecó (SC); está cubierta en esa región por el loess tropical de la Fm Oberá. La terraza alta en la confluencia del río Passo Fundo con el Uruguay está compuesta por un depósito de 5 m de espesor por sobre la terraza baja; dicha terraza alta está cubierta por la Fm Oberá. El río Chapecó, importante afluente del Uruguay sobre margen derecha, también presenta una terraza alta bien desarrollada sobre ambas márgenes, con 2,5 m de altura sobre el nivel de la terraza baja; aquí también está cubierta por la Fm Oberá.

En las áreas de la subcuenca del río Pelotas y de la subcuenca del río Canoas (SC y RS) no se ha registrado la terraza alta, incluso sin contar con evidencias morfológicas. La terraza alta aparece en forma muy discontinua en la cuenca alta del Uruguay, aguas abajo de la confluencia Pelotas-Canoas. No existe en el área de Iraí, ni en el valle de los afluentes Da Várzea, Guarita y Turvo (RS). Aunque sí aparece parcialmente erosionada en el afluente Buricá. Más al sur se registró la terraza alta en un afluente del arroyo Ijuizinho, aunque no en el resto de la subcuenca del Ijuí. Escasos relictos de la terraza se ven en los afluentes Piratiní e Icamaquã.

Por el contrario, la Fm El Palmar está bien desarrollada en el área de São Borja (RS), con una facies similar a la descrita en Puerto Hormiguero (Corrientes). La terraza alta se halla a 5 m por encima de la terraza inferior y alcanza varios cientos de metros de ancho. La Fm El Palmar está compuesta allí por arenas, gravas y cantos rodados; estos últimos tienen hasta 10 cm de diámetro y ocupan entre el 10 y el 20 % del volumen total del sedimento. El redondeamiento de los clastos es variable, desde anguloso a bien redondeado; la litología está representada por basalto y minerales silíceos. Los clastos están dispersos erráticamente en una matriz formada por arena muy fina o limo marrón rojizo. La formación apoya allí sobre basalto alterado.

En el río Itú, importante afluente del Ibicuy, la Fm El Palmar constituye una terraza compuesta por un depósito aluvial de cauce con arenas finas bien seleccionadas de color marrón rojizo. Incluye cantos rodados, gravas y bloques pequeños que forman entre el 10 y el 20 % del cuerpo sedimentario. El sedimento es friable, con moteados de color ocre amarillento a ocre rojizo. Los clastos están irregularmente distribuidos, formados en partes iguales por clastos de basalto (de hasta 25 cm de diámetro) y de sílice (cantos rodados y gravas de diámetros menores a 10 cm). Muestran desgaste por transorte y fracturas de impacto. El depósito tiene entre 4,5 y 5 m de espesor y unos cientos de metros de extensión.

De acuerdo con Bossi (1969), la Fm Salto en el Uruguay está constituida por arena de tamaño de grano variable y de color rojo, que oscila del pardo al ocre, pobremente cementada por arcilla y óxidos de hierro con un grado de hidratación variable. Niveles lenticulares interestratificados están compuestos por arcillas verdes y conglomerados. Secundariamente han sido muy silicificadas, alcanzando el proceso a bancos de poco espesor y color pardo amarronado. Entre los cantos rodados de los niveles conglomerádicos es posible definir fragmentos de ágata y madera silicificada. La potencia no supera los 20 m. Bossi *et. al* (1975) mapearon la Fm Salto en Uruguay desde el río Cuareim hasta el río Dayman, en una faja discontinua a lo largo del río Uruguay de hasta 20 km de ancho. Hay referencias de afloramientos pequeños de la unidad más hacia el sur.

Las observaciones de los autores de esta obra registran la existencia de la Fm El Palmar/Salto formando una faja de cientos de metros a varios kilómetros de ancho en la margen izquierda del Uruguay, que se extiende desde la frontera Uruguay-Brasil hasta el río Dayman. Evidentemente, el principal control geológico de la divagación del río hacia el este ha sido el borde de la meseta basáltica. Los datos de campo indican que este gran colector fluvial no ha realizado importantes avances erosivos en el basalto durante el Cuaternario.

La Fm El Palmar/Salto se presenta en dos facies bien definidas: facies de llanura de inundación y facies de cauce. La unidad aflora en forma discontinua a lo largo de la ruta 3, intercalándose con áreas menores de basalto. A la latitud de Tomás Gomensoro los afloramientos se extienden hasta unos 3 km al

este de la ruta 3. Allí la facies de llanura de inundación está formada por arena arcillosa plástica, de color rojo con moteados oliva, cubierta por la facies de canal compuesta por gravas y cantos rodados de petrología basáltica y algunos clastos de composición silícea (dominan los de 2 a 3 cm, algunos alcanzan 15 cm de diámetro y tienen alta redondez y moderada esfericidad). Hacia el sur, la Fm El Palmar/Salto forma el paisaje en el área de los arroyos Ñaquiñá y Mandiyú (Cnia. Palma).

La Fm El Palmar/Salto aparece con sus características típicas en el área situada entre Belén y el río Arapey Grande. Un perfil aflorante junto a la ruta 3 se describe a continuación, de abajo hacia arriba:

- 0,00 - 1,50 m. Facies de pantano. Arcilla plástica oliva, con variaciones al rojo.
- 1,50 - 2,50 m. Facies de canal. Nivel caracterizado por abundantes bloques de arenisca de grano fino silícea, laminada (de hasta 2 m de longitud y casi 1 m de espesor); la arenisca engloba guijas silíceas subangulares a subredondeadas. Los bloques se hallan incluidos en masas de arena fina a media, con variable cantidad de arcilla. Dichos cuerpos son verdaderas rocas, generadas por la cementación epigenética de volúmenes aislados de arena dentro de la formación.
- 2,50 - 5,00 m. Facies de llanura aluvial. Arena roja de consolidación intermedia, conteniendo clastos dispersos de tamaño guija a grava, de alta redondez y escasa esfericidad, en general de composición silícea. Presenta cambios de color netos a sectores esféricos de color oliva a gris; la decoloración aparece rodeando a los clastos mayores del sedimento. El depósito presenta laminación planar difusa. Localmente se intercalan niveles de hasta 4 cm de espesor con alta concentración de gravas, algunas de arenisca y basalto. El sedimento incluye abundantes troncos fósiles, de varios centímetros de diámetro; en general, sólo se ha preservado la corteza de los mismos (reemplazada por óxidos de hierro y por sílice). En otros sectores aparecen fragmentos rodados de corteza fosilizada, lo que indica una fosilización muy temprana. Escasos bloques de arenisca se hallan también incluidos en este depósito.
- 5,00 - 6,00 m. Facies de canal. Guijas y gravas en matriz arenosa.
- 6,00 - 6,40 m. Depósito residual moderno. Guijas y gravas finas de escasa esfericidad y alta redondez en matriz arenosa escasa.

Próximo al acceso a Belén, la unidad incluye en su parte superior numerosos troncos fósiles de palmeras de hasta 70 cm de diámetro, reemplazados por minerales de hierro. Algunos de éstos se encuentran en posición de vida.

La formación no ha sido depositada inmediatamente al sur del río Arapey Grande y hasta cerca del acceso a Constitución. Próximo a esta última localidad hay buenos afloramientos de esta unidad. Se describe a continuación un perfil ubicado junto a una calle lateral, a 300 m del camino de acceso, desde abajo hacia arriba:

- 0,00 - 2,50 m. Talud cubierto por derrubios, cubriendo en partes basalto alterado.

- 2,50 - 3,70 m. Facies de canal. Estratos tabulares finos a medianos formados por guijas, gravas y cantos rodados, en abundante matriz arenosa. Los clastos yacen con el eje mayor horizontal. Se intercalan estratos donde predominan las guijas en abundante matriz arenosa con otros estratos formados por gravas. La petrología de los clastos es de basalto, arenisca y geodas. Uno de los estratos contiene rodados de arcilla verde, indicando alta energía localizada y de pulso corto. En algunos niveles se concentran precipitados de óxidos férricos. Fragmentos rodados de troncos fosilizados aparecen en el interior de dichos estratos (principalmente corteza). Los colores dominantes son el rojo y el negro, producto de la epigénesis del hierro.

- 3,70 - 4,80 m. Facies de llanura aluvial. Arena roja, conteniendo escasas guijas silíceas dispersas. En el sitio incluye un bloque de arenisca silícea de 1,20 m de largo por 30 cm de espesor. Discordancia en el techo de la Fm El Palmar.

- 4,80 - 5,60 m. Depósito residual moderno.

La Fm El Palmar/Salto domina ampliamente en el paisaje en el área de Salto, entre el arroyo Itapebí Grande y el río Dayman. En el área de acceso a la presa de Salto Grande (ruta 3 y acceso), la unidad está cubierta por arenas eólicas holocenas, de hasta 0,50 m de espesor. Un perfil representativo es el siguiente, de abajo hacia arriba:

- 0,00 - 2,00 m (svb). Facies de llanura aluvial. Arena roja (en húmedo: 10 R 4/6) moderadamente seleccionada, con predominio de arena media y escasas arena gruesa y muy fina; el depósito contiene proporciones variables de arcilla. Hay guijas dispersas en la masa (de 1 cm), subangulares a redondeadas, de composición silícea, que forman lentes mal definidas. El depósito es friable, presenta pequeñas variaciones difusas en el color (rojo-amarillo) y decoloraciones verticales alargadas (oliva-marrón). La concentración de guijas aumenta hacia arriba (predominando las de 1 cm de diámetro). A 0,50 m por debajo de la superficie del terreno hay una lente de gravas silíceas matriz sostenida.

- 2,00 - 2,30 m. Depósito residual moderno.

En las afueras de Salto y junto al río Uruguay, la Fm El Palmar/Salto cubre en discordancia a la Fm Fray Bentos (Oligoceno), formando la terraza alta del Uruguay. Al norte de la ciudad, dicha terraza está muy erosionada; formando “cerros relictuales” que deben su existencia a la facies de canal (cantos rodados y bloques de arenisca silícea). El tope de estas colinas se encuentra a 10 m por encima de la terraza baja.

La facies de canal de la unidad también aflora cerca del borde externo de la terraza. A 13 km al este de Salto, dicha facies está representada por clastos matriz

soportados, de 3 a 4 cm de diámetro máximo, subangulares a subredondeados, en general de composición silíceo y algunos de arenisca y lítica; la matriz es arena arcillosa plástica de colores moteados, entre el gris y el rojo. La unidad está cubierta por la Fm San Guillermo. Al sur de la ciudad, la facies de canal forma prácticamente casi toda la unidad. La granulometría en esa zona es de gravas y cantos rodados, conservándose, casi sin modificaciones, la superficie original de la terraza alta. Esa peculiar composición granulométrica se debe a que en ese lugar el río Uruguay alcanzó las rocas sedimentarias cretácicas que afloran al sur del río Dayman y su cauce migró repetidamente en dicho sector.

Hacia el sur existen sólo afloramientos reducidos y dispersos sobre las sedimentitas cretácicas, que aparecen próximos al Paraje Tres Bocas (ruta 94) y cerca de San Javier. En esta última localidad, la Fm El Palmar/Salto está cubierta por un depósito palustre de manera similar a lo que ocurre en la zona de Federación (Entre Ríos) .

Los materiales que componen la Fm El Palmar derivan de areniscas y basaltos mesozoicos de la alta cuenca del Uruguay. El transporte desde la fuente original fue largo y probablemente policíclico. La alta cantidad de calcedonia presente, sobre todo al sur de la cuenca, fue originada mediante un proceso complejo: numerosas coladas basálticas del Cretácico tienen estructura alveolar; posteriormente ocurrió un episodio de segregación importante de sílice que precipitó en los alvéolos formando geodas de sílice hidratada. La alteración y erosión posteriores del basalto liberaron las geodas, que quedaron formando cantos rodados bien redondeados desde su origen. La circulación masiva de sílice es un fenómeno que ocurre en escasos períodos de la historia terrestre; en la cuenca del Uruguay tuvo lugar probablemente en el Eoceno.

La formación fue datada por Termoluminiscencia (TL) en 80.670 ± 13.420 años AP (perfil en Federación) lo que corresponde al Estadio Isotópico 5a, característico de una época húmeda y cálida. Una segunda datación por TL fue realizada en una muestra de la parte superior del perfil en Salto, resultando en una edad de 88.370 ± 35.680 años. Coincidentemente, Tonni (1987) describió un ejemplar de *Stegomastodon platensis*, hallado en la unidad, en un lugar próximo a la localidad tipo. Dicho fósil es característico de la Edad Mamífero Lujanense, que corresponde al Pleistoceno Superior.

El coluvio de Federación

En el área de Federación, la Fm El Palmar está cubierta por un depósito de ladera de régimen torrencial no encauzado, compuesto por materiales

erosionados de la misma unidad durante el episodio de formación del paisaje actual de colinas.

El depósito coluvial tiene espesor variable entre 0,5 m y 1 m. Está formado por arena arcillosa amarillo rojiza, moteada y poco consolidada. En detalle, se observa que los granos de arena gruesa y guijas son de cuarzo, con redondez y esfericidad medianas. Las motas tienen de 3 a 10 mm de diámetro y corresponden a óxidos férricos en su mayor parte. Se destacan estructuras pedogénicas representadas por prismas muy gruesos resistentes (de 10 cm altura), que rompen en agregados irregulares, limitados por superficies curvas. Un conglomerado basal irregular forma una "línea de piedras", compuesta por cantos rodados finos y gravas de 10 cm de diámetro, representados por calcedonia y arenisca con cemento ferruginoso. El contacto con la Fm El Palmar tiene traza ondulada a quebrada, representando una discordancia erosiva.

En el pie de las colinas y en el fondo de los pequeños valles del área, el coluvio pasa lateralmente a sedimentos palustres. Éstos están compuestos por arena arcillosa pardo grisácea, masiva, estructurada en bloques gruesos irregulares firmes (de 3 a 5 cm de lado) que se fragmentan en agregados de 10 a 15 mm de largo. La arena es cuarzosa. El depósito contiene abundantes concreciones calcáreas impuras, ásperas e irregulares, que miden entre 5 y 15 mm de diámetro. Este sedimento estuvo sometido a intensa actividad biológica de tipo mecánico, que destruyó posibles estructuras sedimentarias y generó un retrabajo de todo el material. La unidad está coronada por un paleosuelo.

El análisis ambiental de estos depósitos indica la generación de un paisaje de colinas y valles (un proceso básicamente hídrico) con posterior actividad de flujos no encauzados con alta capacidad de transporte, típicos de climas semiáridos. La pedogénesis que sufrieron posteriormente los sedimentos, requiere la existencia de un clima húmedo de más de 800 mm/año de precipitación. Esto sugiere la ocurrencia de dos períodos húmedos separados por un intervalo seco.

La edad obtenida por Termoluminiscencia del depósito coluvial en Federación es de 46.030 ± 4.840 años AP, y se ubica en el Estadio Isotópico 3. Tentativamente, correlacionamos este depósito con la Fm Toropí-Yupoí, definida en Corrientes por Herbst y Santa Cruz (1985), y con la Fm Arroyo Feliciano de Entre Ríos (Iriondo *et al.*, 1985).

La Formación Arroyo Feliciano

Esta formación fue formalmente definida por Iriondo *et al.* (1985). Representa el relleno aluvial y fluvial acumulado en los valles afluentes del Paraná y del Uruguay en la provincia de Entre Ríos durante un episodio húmedo ocu-

rrido en el Pleistoceno Superior (EIO 3), conocido en la literatura clásica argentina como Piso Lujanense.

El espesor visible de la formación varía de 2 a 5 m. Está compuesta por sedimentos bien seleccionados depositados principalmente en ambientes de cauce y de pantano. Constituye en muchos lugares una terraza de pocos metros de altura en la que pueden verse grandes paleocauces colmatados. Los paleocauces son más regulares y claramente más grandes que los cauces actuales de los respectivos arroyos; su ancho y su longitud de onda, por ejemplo, son 2 a 4 veces mayores. Esto significa, en una primera aproximación, que la descarga media anual fue 10 veces mayor que la de los respectivos ríos actuales.

La naturaleza sedimentológica de la Fm Arroyo Feliciano depende del tamaño y la posición geológica de la cuenca fluvial en que se la observe. El perfil tipo está ubicado en el arroyo Feliciano, en el noroeste de Entre Ríos, 1 km aguas abajo de la desembocadura del arroyo Las Piedras. La unidad está compuesta por limo pulverulento de color gris muy claro a oliva claro, de consolidación media. Localmente presenta estructuras de laminación y estratificación muy fina, en sectores de 0,30 a 0,40 m de espesor y de 1 a 2 m de longitud. El resto corresponde a una masa sedimentaria más uniforme sin estratificación visible, con grietas revestidas por óxidos de manganeso. También son frecuentes pliegues singenéticos. Localmente aparecen intercalaciones de arena muy fina levemente diagenizada. En su parte superior contiene CaCO_3 en forma de concreciones mal definidas y cemento. Se trata de una facies de llanura aluvial de clima húmedo, con introducción posterior del carbonato en un clima semiárido. La facies de canal de la unidad en su perfil tipo está formada por arena limosa, con estratificación mediana a gruesa, difusa y con buzamientos singenéticos originados en el relleno de cauces. En la base aparece una línea de piedras formada por cantos rodados de "tosca" (concreciones de CaCO_3).

Esta unidad constituye la terraza alta del arroyo Feliciano, caracterizada por paleocauces de gran tamaño, de 150 a 300 m de ancho, formando meandros regulares bastante cerrados (de 300 a 500 m de radio de curvatura). En casi todo el valle se observa un solo paleocauce, lo que sugiere un cauce estable a lo largo de un tiempo considerable; dicha característica es típica de ríos de climas húmedos sin estación seca. Este patrón cambia en el tramo inferior del arroyo, probablemente por influencia de la neotectónica.

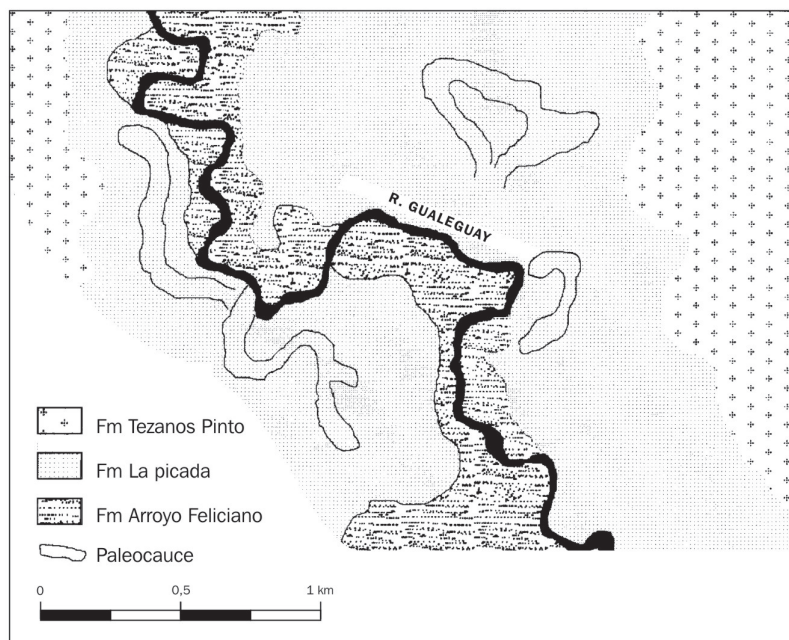
En Puerto Augusto (cerca del perfil tipo), la facies de cauce está constituida por arena cuarzosa fina bien seleccionada, con arcilla plástica intersticial. Presenta color moteado entre rojo, oliva, amarillo y ocre. Localmente pasa a arcilla arenosa marrón clara, con plasticidad considerable. Contiene concreciones de CaCO_3 .

En el arroyo Las Conchas, ubicado al norte de Paraná, la formación es fundamentalmente arenosa, debido al retrabajo de los sedimentos pertenecientes a la Fm Ituzaingó aguas arriba. Está organizada en estratos medianos, con laminación interna o diagonal. En la base aparecen concentraciones variables de cantos rodados mal seleccionados de sedimentos de la Fm Paraná. Hacia arriba, la unidad pasa en transición a la Fm Tezanos Pinto.

En el río Gualeguay (Fig. 32, pág. 96), la formación es un depósito fluvial y palustre, compuesto por arena cuarzosa y limo en partes arcilloso. Presenta grandes estructuras en artesa de varias decenas a cientos de metros de ancho, con arena estratificada en la base y limo palustre en la parte superior. El color general es oliva grisáceo claro. En la arena aparecen frecuentemente cantos rodados y placas formados por arena y limo, de hasta 0,20 m de longitud, provenientes de la misma formación. El contacto con la Fm Tezanos Pinto suprayacente está marcado por un nivel de precipitados de óxidos férricos de 0,20 m de espesor. La arena que compone dicho depósito está integrada por más del 95 % de cuarzo, con zircón como el principal mineral pesado, indicando una fuente no pampeana. La fracción limo está formada en su mayor parte por cuarzo ($Q:F \gg 1$). La cantidad de minerales arcillosos del grupo de las esmectitas duplica a la de illita.

Figura N° 32

Mapa geomorfológico de un sector medio del río Gualeguay (tomado de Iriondo, 1998)



La terraza del Paraná, que forma el Bañado del Yacaré, una amplia zona baja ubicada en la desembocadura del río Guayquiraró (noroeste de Entre Ríos), se correlaciona con la Fm Arroyo Feliciano. En los afluentes del Uruguay en Entre Ríos la Fm Arroyo Feliciano no forma una terraza por sí sola, sino que compone la parte inferior del relleno de los valles y está cubierta siempre por unidades más jóvenes.

En el arroyo Yuquerí Grande la Fm Arroyo Feliciano aflora en la base de la barranca próxima al puente ferroviario de Concordia, con 0,80 m de espesor visible. Está constituida por arena muy fina arcillosa de color oliva grisáceo con manchas ocre, masiva, poco consolidada. El tamaño máximo del sedimento es arena media. Su plasticidad es alta. Hay escasas estructuras biogénicas tubulares rellenas por un sedimento negro. Localmente contiene clastos intraformacionales de arcilla color oliva (de tamaño guija gruesa). Este depósito corresponde al relleno de un cauce abandonado.

En el arroyo del Medio, próximo al puente de la ruta Colón-Va. San José, la unidad aflora en la base de la barranca, con 0,80 m de potencia. Está compuesta por dos estratos de relleno de cauce; el inferior, de 0,60 m de espesor, está formado por arena muy fina algo limosa, muy bien seleccionada, gris oliva, de escasa consolidación. Contiene menos del 1 % de gravas de calcedonia redondeada. El sedimento es escasamente calcáreo. El estrato es masivo, aparecen canalículos de bioturbación de 1 a 5 mm de diámetro y de 10 cm de largo, rellenos por limo plástico marrón con halos de oxidación. El estrato superior está compuesto por limo grueso a arena muy fina, friable, de color gris muy claro por la presencia de ceniza volcánica. El sedimento es poco calcáreo. La unidad está cubierta en discordancia por sedimentos pelíticos palustres.

En el arroyo de la Leche, a unos 2,5 km aguas arriba de la desembocadura en el Uruguay, la unidad constituye toda la barranca, de 1,60 a 2,10 m de espesor. Está formada por arena cuarzosa fina a media, de color general marrón, masiva y consolidada. Contiene escasas guijas de cuarzo y calcedonia. El sedimento es no calcáreo. Se observan tubos de bioturbación rellenos con ceniza volcánica. Localmente, por debajo aflora arena de color oliva organizada en estratos finos. La unidad está cubierta por un depósito pelítico edafizado.

Se han encontrado en esta unidad varios yacimientos fosilíferos en distintos arroyos: Perucho Verna (afluente del Uruguay) y Feliciano; Alcaraz y Espinillo (afluentes del Paraná). Los elementos identificados (*Smilodon populator*, *Equus (Amerhippus) sp.*, *Glossotherium robustum*, *Toxodon sp.* y *Stegomastodon sp.*) señalan Edad Mamífero Lujanense (Tonni, *com.pers.*).

La edad de la formación es Pleistoceno Superior, más específicamente perteneciente al Estadio Isotópico 3, lo que corresponde al intervalo húmedo ocurri-

do entre 60.000 y 36.000 años AP. La formación se correlaciona con la Fm Toropí-Yupofí (definida por Herbst y Santa Cruz, 1985) en Corrientes.

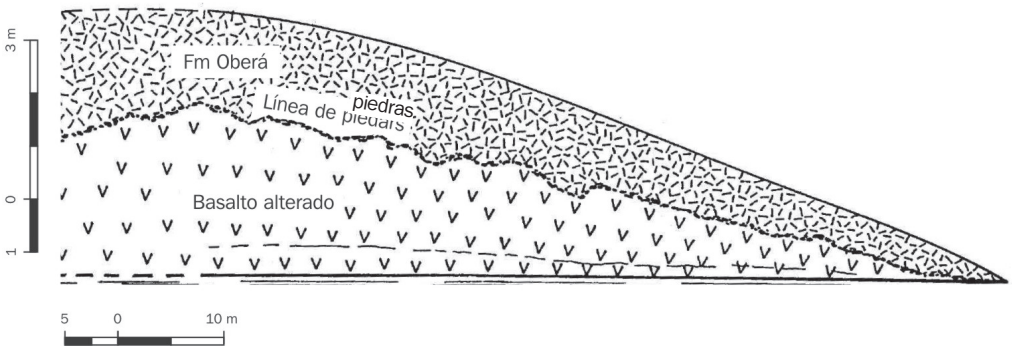
La Formación Oberá

La Fm Oberá es un sedimento eólico fino de color rojo que cubre en forma de manto el paisaje de colinas y sierras de Misiones, noreste de Corrientes, Paraguay oriental, sureste de Brasil y noroeste del Uruguay (Fig. 15, pág. 56). Fue definida por Iriondo *et al.* (1997). De acuerdo con dataciones obtenidas, el miembro inferior de la unidad fue depositado durante el período relativamente fresco y seco del Último Máximo Glacial (Pleistoceno Superior), mientras que el miembro superior fue generado durante el período seco del Holoceno Superior.

Se trata de un nuevo tipo de sedimento que fue definido como “loess tropical” por Iriondo y Kröhling (1997). Son sedimentos eólicos recientes (de edad Pleistoceno Superior) de grano fino, similares al loess, que cubren amplias áreas en la región tropical de Sudamérica y probablemente también de otros continentes (Fig. 33, pág. 98).

Figura N° 33

Perfil aflorante típico (media colina)
a lo largo de la RN 14 en Misiones (tomado de
Iriondo y Kröhling, 1997)



El loess tropical ha sido recientemente descrito para Argentina, Brasil y Ecuador (Iriondo, 1996a; Iriondo y Kröhling, 1997; Kröhling e Iriondo, 2006). Sus principales características son las siguientes:

- cubre el relieve preexistente en forma de manto;
- de acuerdo con su composición granulométrica, es un sedimento “franco”, limo franco o franco arcilloso; normalmente la media está localizada en la fracción limo;
- el color es ocre rojizo o amarillento, o rojo;
- la fábrica del sedimento es muy porosa y friable, organizada en agregados débiles y prismas muy gruesos en una estructura similar al loess;
- la percolación y migración de óxidos e hidróxidos de hierro han sido activas en la fase posdeposicional de la evolución sedimentaria;
- forma taludes pronunciados en barrancas y cárcavas, típicamente entre 45 y 70°, con disyunción vertical, y
- en el techo del sedimento se desarrollan suelos de los grupos Ultisol y Oxisol, que forman el sustrato de selvas bien desarrolladas, en contraste con otras formaciones sedimentarias de las mismas áreas, las cuales generan suelos diferentes y vegetación más pobre.

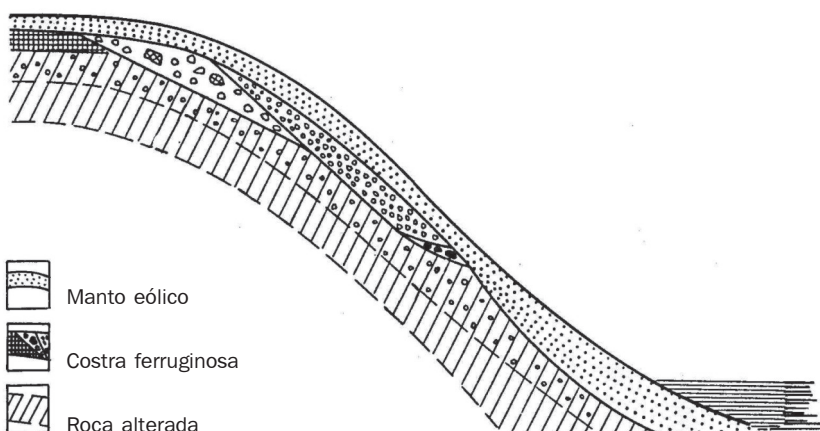
El loess tropical tiene un origen homólogo al del loess típico. Sus diferencias principales ocurren en la fase posdeposicional: evolución del depósito eólico bajo un clima de sabana (en lugar de estepa) con migración generalizada de minerales de hierro, que cumplen el mismo rol que los carbonatos en loess normales (Fig. 11, pág. 48).

Este tipo de sedimento ha sido erróneamente interpretado en muchos casos, asimilándose con frecuencia a coluvios o lateritas. Una discusión general del tema aparece en Iriondo y Kröhling (1997). En síntesis, la discusión comienza con una clásica publicación de Macar (1957); dicho autor indicó correctamente un origen loésico para este tipo de depósito en el sureste de Brasil. Posteriormente Tricart (1959) y Ab'Saber (1962) elaboraron complejas hipótesis que combinan la alteración química de rocas, lavaje de pendiente, formación de costras y erosión vertical bajo una secuencia de climas secos y húmedos. Ambas hipótesis fallan al explicar la existencia de un manto de sedimento franco (loam) yaciendo en forma discordante en el tope de las colinas y extendiéndose homogéneamente hasta el pie de las vertientes (ver también figura 34, pág. 100). Mousinho y Bigarella (1965) adoptaron la denominación “coluvio” para ese depósito, definiendo el término como “materiales transportados por lavaje superficial a lo largo de las vertientes hasta el pie de las colinas” (Fig. 35, pág. 101). Dichos autores también sugieren que ocurrieron movimientos de masa como reptación de suelos y soliflucción, al no encontrar estratificación y también por la presencia de gránulos y rodados pequeños incluidos en la masa del

sedimento, en algunos lugares. Esa observación puede ser correcta para el pie de algunas colinas (donde esos autores realizaron la mayor parte de las observaciones). Sin embargo, la hipótesis general de esos autores tampoco explica la existencia de un manto discordante en el tope de las colinas (Fig. 36, pág. 102). Bossi *et al.* (1975) adoptan el criterio general de Mousinho y Bigarella (1965) al referirse a los depósitos que aparecen en el área de Tacuarembó, Uruguay.

Figura N° 34

Manto eólico cubriendo rocas alteradas y ferricretes en el norte de Amazonia (interpretado a partir de Journax, 1975)



Lichte y Behling (1999) hicieron una revisión bibliográfica de la literatura alemana sobre el Cuaternario del sureste de Brasil, arribando a la conclusión correcta sobre el origen de las coberturas cuaternarias tropicales (Iriondo y Kröhling, 2001c). Dichos autores postulan el origen alóctono de la cubierta de sedimentos finos en el tope de las colinas del sureste de Brasil, con participación eólica significativa. Ellos determinaron edades absolutas cercanas a 20.000 años AP utilizando los métodos de Termoluminiscencia y Radiocarbono.

Figura N° 35

Perfil del manto eólico cubriendo depósitos fluviales cuaternarios entre Jacupiranga y Registro –estado de San Pablo, Brasil– (tomado de Bigarella y Mousinho, 1965)

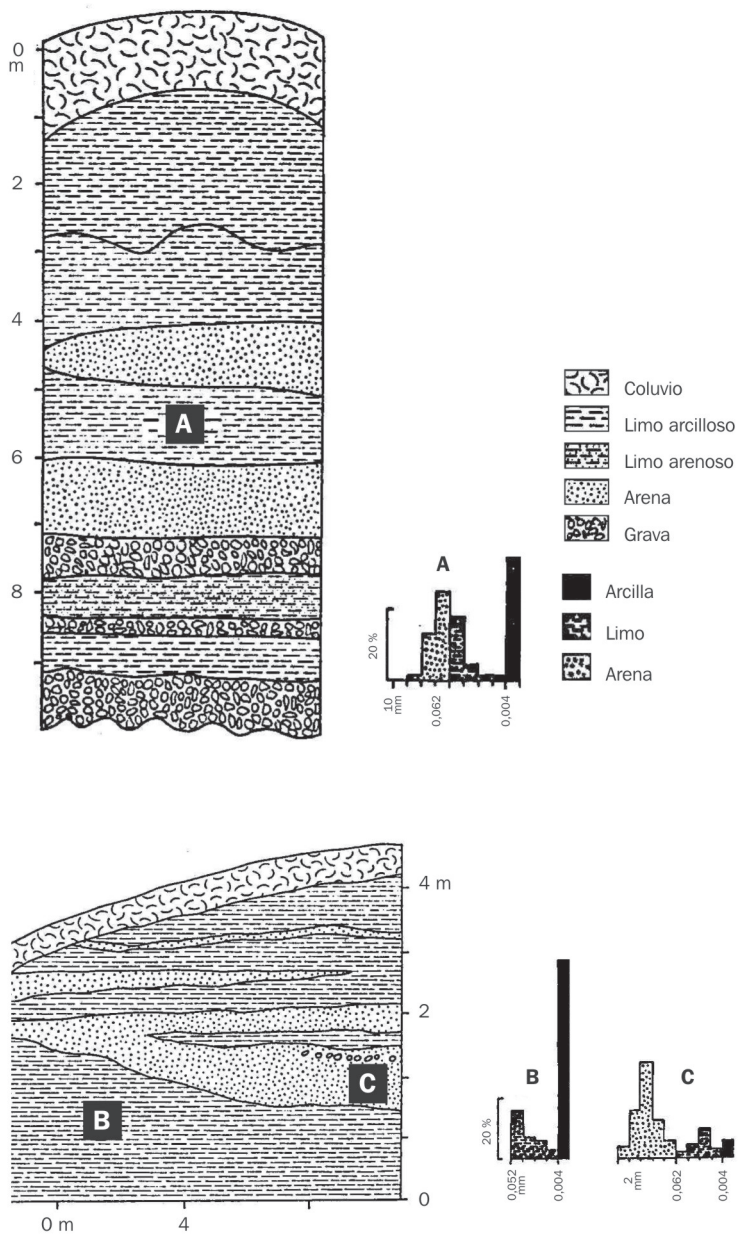
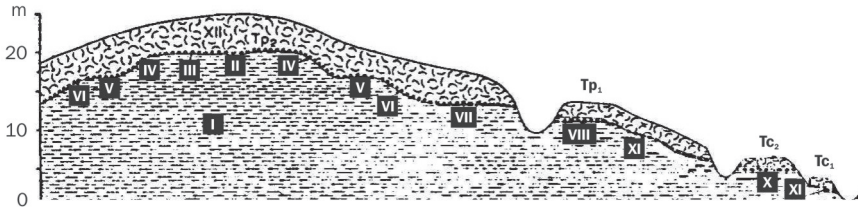


Figura N° 36

Perfil de la Fm Oberá en discordancia sobre unidades terciarias entre Lorena y Piquete –estado de San Pablo, Brasil– (interpretado de Bigarella y Mousinho, 1965)



En la cuenca del Uruguay, la Fm Oberá está compuesta por un sedimento franco arcilloso de color rojo oscuro (10 R 3/6). Tiene espesores típicos entre 2 y 6 m, alcanzando localmente 8 m. Cubre en discordancia erosiva a areniscas y basaltos cretácicos, costras ferruginosas y rocas terciarias, culminando la columna sedimentaria de la región.

La fábrica sedimentaria del depósito es suelta, friable y porosa. Su estructura es masiva, genera perfiles subverticales, afectados por disyunción en placas (polígonos de extensión vertical de 0,50 m de ancho típico, limitados por fisuras de 1 cm de ancho) en afloramientos recientes. Localmente, el perfil suele estar afectado por derrumbes de tierra en forma de cuchara que ocupan casi toda la altura del perfil, con anchos igual a la mitad de su altura. Estas formas y productos de erosión resultan directamente de estructuras sedimentarias en general verticales, producidas por procesos epigenéticos en un material originariamente masivo. En perfiles antiguos el talud disminuye en forma progresiva hasta formar un perfil suavemente sinusoidal, de 25 a 30°. En estos casos, se desarrollan microformas convexas elongadas en forma transversal al talud, de 0,40 a 1 m de ancho, separadas por surcos profundos de varios decímetros de ancho.

La superficie expuesta del perfil presenta una textura de erosión característica que constituye un micro-relieve en forma de almohadillas redondeadas de aproximadamente 1 m de diámetro, separadas por surcos poco profundos.

El sedimento contiene con frecuencia variable hasta 10 % de concreciones de sesquióxidos de hierro y concreciones manganesíferas en menor proporción, finas a medias, en general ecuanes, bien redondeadas y de superficie suave. En algunos lugares aparecen precipitados silíceos en forma de placas y grandes concreciones (de hasta varios centímetros de longitud).

En los sectores donde la formación alcanza escaso espesor sobre el basalto alterado, se intercala en la parte media a inferior de la unidad un nivel discontinuo de sedimentos gruesos depositados por flujos no encauzados que

produjeron erosión local. Este nivel es continuo a lo largo de varias decenas de metros de longitud, presentando un micro-relieve marcado. Está formado por concreciones silíceas con forma de placas, retransportadas. Localmente aparecen concreciones de sesquióxidos de hierro. Cerca del límite sur de la unidad, este depósito torrencial está formado en algunos lugares por bloques y gravas de costra ferruginosa retransportada en matriz limo-arenosa, con un espesor característico de 0,40 m. Esto demuestra que el episodio de formación se desarrolló en un ambiente favorable a la destrucción de la costra ferruginosa. Esta facies sedimentaria suele ser denominada confusamente en la literatura cuaternaria tropical con el nombre de *stone line* (línea de piedras) y se le atribuyen diversos orígenes poco claros (como la bioturbación faunal autóctona o el resultado de intensa meteorización química de minerales primarios, pérdida de caolinita y colapso del perfil superficial). En la Fm Oberá se trata de una facies sedimentaria sencilla (Iriondo y Kröhling, 2001c).

En el área entre Santo Tomé y Cnia. Garabí (Corrientes) el nivel torrencial está representado por numerosos paleocauces rellenos con sedimentos gruesos y muy gruesos. Puede tomarse como representativo a uno de ellos, que tiene 6 m de ancho y 1,20 m de espesor, relleno por fragmentos de costra ferruginosa de tamaño canto rodado, grava y fracciones menores. También incluye fragmentos de precipitados silíceos. Los paleocauces, de varios metros de ancho y de hasta 2 m de espesor, están intercalados entre los miembros superior e inferior de la formación.

En Misiones es visible un suelo intraformacional (Ultisol), bien preservado en el área de San José y San Vicente, coronado por la facies torrencial. Está caracterizado por un horizonte B moderadamente desarrollado, de 0,30 m de espesor; el color del suelo es similar al de la formación. El horizonte es continuo en las lomas; localmente se insinúa al formar un resalto en el talud de la unidad. El nivel torrencial representa la erosión areal del horizonte A del suelo, provocada por erosión mantiforme.

El límite sur de la formación en Argentina se presenta bien definido en el terreno. El primer afloramiento importante de la unidad se encuentra a 9 km al norte de Santo Tomé (Corrientes), sobre RN 14. Forma las colinas del paisaje y está cubierta por depósitos palustres en las depresiones. El valle del río Aguapey marca el límite de la Fm Oberá hacia el oeste en esa zona. La unidad pasa a ser absolutamente dominante en el paisaje desde Virasoro; a 10 km al norte de esa localidad, la Fm Oberá forma las lomas de 10 m de altura relativa y también las depresiones del paisaje.

Un afloramiento importante de la Fm Oberá, al sudoeste del área principal, aparece en el área del paraje Tres Cerros (Corrientes). Allí la Fm Oberá cubre las laderas de los cerros de arenisca cretácica de la Fm Botucatu. El primer afloramiento de la unidad en el área citada se halla a 14,7 km al oeste de La

Cruz, con 2 m de potencia svb; el sedimento es masivo y friable, con textura de erosión típica y conteniendo concreciones ferruginosas y manganesíferas.

En el sur de Misiones la unidad cubre la meseta basáltica disectada (Superficie Velhas) que constituye la divisoria entre las cuencas del Uruguay y el Paraná; esta cobertura es continua en esa posición geomorfológica, salvo escasos cerros (Sierra del Imán), donde aflora el basalto en superficie (por ejemplo, próximo a la localidad de Cerro Azul). El espesor de la Fm Oberá disminuye regularmente pendiente abajo hasta unos 25 km al oeste del río Uruguay, donde la unidad prácticamente desaparece, siendo reemplazada en superficie por materiales residuales y por basalto. En la faja cercana al Uruguay esta unidad se ha preservado sólo en áreas pequeñas aisladas (como en el área de Panambí, Colonia Paraíso e Itacaruaré, entre otras), debido a la erosión fluvial generada por los pequeños afluentes locales. El mismo esquema se repite en la cuenca del Paraná. La formación constituye un manto potente en la denominada Peniplanicie de Apóstoles, que se extiende en el ángulo sureste de la provincia de Misiones y noreste de la de Corrientes. La cobertura areal de la Fm Oberá aumenta en el centro de Misiones (en el área de San Vicente-San Pedro) y luego disminuye hacia el noreste en las últimas estribaciones de la Sierra de Misiones, próximo a Bernardo de Irigoyen.

La formación aparece en forma continua en prácticamente toda la cuenca misionera del río Iguazú, con espesores de 2 a 3 m. En el área del Parque Nacional Iguazú existen buenos afloramientos de esta unidad; esto se repite en algunos sectores del Parque Provincial Yabotí, en la subcuenca del arroyo del mismo nombre. La Fm Oberá se conserva en forma discontinua también en la parte alta de la Sierra de la Victoria.

El perfil tipo de la unidad se ubica sobre la margen este de la RN 14 a 10,5 km al norte del acceso principal a Oberá (Misiones; Fig. 37, pág. 105). Su descripción es la siguiente, desde la base del afloramiento al techo:

- 0,00 - 2,20 m. Miembro inferior. Sedimento franco arcilloso, de color rojo oscuro, masivo, moderadamente friable a consistente, que rompe en agregados con forma de placa. En la parte inferior aparecen abundantes concreciones finas ferruginosas de 3 a 10 mm de diámetro mayor, de color negro, ecuanter y bien redondeadas, suaves y brillantes, con estructura concéntrica destacada. Dichas concreciones han sido erosionadas y retransportadas en varios sectores formando lentes clásticas por encima de una discordancia intraformacional. En otros sectores, en la misma posición que las lentes, aparece un nivel torrencial irregular y discontinuo, compuesto por cantos rodados medianos a grava fina. La base de la formación no es visible. El sedimento es no calcáreo.

- 2,20 - 2,50 m. Horizonte Bt de un suelo enterrado del Orden Ultisol. Está estructurado en prismas medios a gruesos, débiles, que rompen en agregados medios a gruesos (de 3 a 10 cm de lado). Éste se proyecta con perfil vertical

en el afloramiento. Hay poros tapizados por ferriargilanes. El límite superior del suelo está representado por una discordancia importante.

- 2,50 - 6,60 m. Miembro superior. Sedimento franco, pulverulento, de color rojo oscuro, muy suelto. Está débilmente estructurado en agregados de tipo placa. En la base aparece un nivel torrencial formado por concreciones silíceas de tamaño grava y canto rodado.

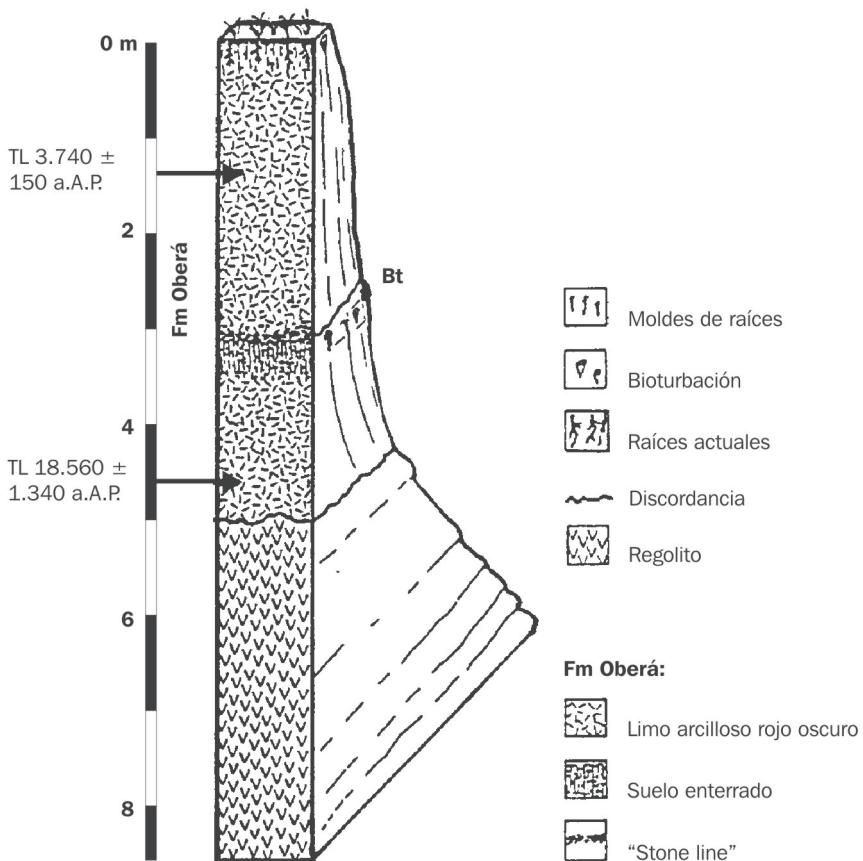
En el techo de la unidad se desarrolló un suelo Ultisol/Oxisol formando la superficie del terreno.

Localmente el afloramiento está afectado por deslizamientos en forma de cuchara, cuyos tamaños abarcan entre la cuarta parte y todo el espesor del mismo. En el área de Oberá, el espesor de la formación es mucho mayor que el segmento aflorante. De acuerdo con datos de perforaciones, hay “tierra roja” hasta 18 m de profundidad.

Figura N° 37

Perfil característico de la Fm Oberá

(Misiones. Tomado de Iriondo y Kröhling, 1997)



Un perfil accesorio de la Fm Oberá se ubica a pocos kilómetros al norte de Aristóbulo del Valle, sobre la RN 14 (reinterpretado de Kröhling e Iriondo, 2004). Desde la base del afloramiento hacia el techo:

- 0,00 - 5,00 m. Basalto muy alterado (de espesor variable). Constituye un talud aflorante de 40° de pendiente. Con frecuencia se destacan venas verticales formadas por concreciones silíceas en forma de placa, rellenando grietas que atraviesan el basalto alterado. Entendemos que esto es el producto de una movilización de sílice ocurrida durante un período muy húmedo.

- 5,00 - 5,35 m. Horizonte estructurado (probable Bt de un suelo enterrado), de perfil subvertical. Está moderadamente estructurado en prismas medios a gruesos (de 5 a 15 cm de altura), visibles en la superficie expuesta, de resistencia firme, que se desprenden fácilmente del perfil; están limitados por fisuras finas. Hay escasos macroporos, moldes de raíces rellenos, algunos moldes tapizados por películas negras. El desarrollo del horizonte estructurado varía a lo largo del afloramiento.

- 5,35 - 5,45 m. Facies torrencial, continua a lo largo de todo el afloramiento (100 m), cubriendo el horizonte estructurado. El nivel está formado por concreciones silíceas transportadas por acción hídrica no encauzada; la separación entre las concreciones es de 2 a 5 cm; las concreciones menos frecuentes tienen hasta de 10 a 15 cm de largo, dominando las de 1 a 1,5 cm de diámetro. Los clastos tienen formas angulares a subredondeadas. El nivel es irregular a lo largo del afloramiento, con un micro-relieve de 0,40 a 0,50 m de altura. Éste se subdivide en 2 ó 3 niveles hacia el norte e incluso presenta mayor cantidad de clastos, siendo el tamaño de los mismos mayor; localmente varios clastos (concreciones transportadas por acción hídrica) forman un estrato bien definido que alcanza de 0,10 a 0,15 m de espesor.

- 5,45 - 8,45 m. Miembro superior de la Fm Oberá. Sedimento franco, masivo, de color rojo oscuro. Contiene escasas concreciones silíceas dispersas en la masa sedimentaria. Perfil subvertical afectado por un proceso erosivo denominado lavado de pendiente.

La unidad está coronada por el suelo rojo generado por pedogénesis actual (Ultisol/Oxisol).

Un caso análogo a los descritos por Mousinho y Bigarella (1965), caracterizados por varios perfiles de suelos intercalados en el depósito eólico, se observó pocos kilómetros al sur de Itacaruaré sobre RP 2. Aparecen en ese lugar varias colinas con dos perfiles de suelo intraformacionales. El espesor total aflorante es de 4 m y los suelos enterrados están separados por 1 m de sedimento.

En la alta cuenca en Brasil, el loess tropical forma un manto discontinuo, especialmente en las áreas con pleno dominio de la superficie Velhas. En un área de cabeceras de la cuenca del río Canoas (SC), próximo al escarpe de Serra Geral (entre São Cristovão do Sul y Santa Cecilia), se hallan perfiles

aflorantes de una unidad muy probablemente correspondiente al loess tropical. La parte superior (de 1,5 a 2 m) está formada por un sedimento limoso de color rojo amarillento, que hacia abajo pasa en forma transicional a limo rojo oscuro algo endurecido (de 3 a 4 m de espesor), presentando disyunción vertical (contiene clastos de arenisca formando un 5 % de la masa). El depósito descansa en discordancia sobre basalto muy alterado.

En la alta cuenca del río do Peixe (SC), entre Videira y Tangara, aparecen perfiles aflorantes del loess tropical, con 2 a 3 m de espesor sobre basalto alterado. Otro sector significativo se ubica en la cuenca inferior del río Canoas, en el área de Campos Novos. Allí la unidad alcanza espesores característicos de 1 a 3 m suprayaciendo al basalto muy alterado en marcada discordancia erosiva. Está formada por limo rojo, friable y débilmente estructurado en prismas muy gruesos limitados por fisuras de varios milímetros de ancho. El depósito incluye en su parte inferior placas muy probablemente correspondientes a precipitados silíceos. Algunos perfiles presentan microformas de erosión similares a las observadas en Misiones. “Parches” del loess tropical, de escasa cobertura areal y reducido espesor, se distribuyen en varios sectores de la alta cuenca; cabe citar entre ellos los que aparecen en la divisoria entre la cuenca del Canoas y del Pelotas, entre otros.

La Fm Oberá aparece en forma discontinua también en el oeste del Estado de Santa Catarina (SC). En el área de Guarujá do Sul aflora con 4 m de espesor sobre el basalto. En Mondaí alcanza 3 m de potencia. En la confluencia del río Chapecó con el Uruguay, y en las cercanías de la ciudad de Chapecó, la unidad aparece con espesor importante (de 3 a 4 m). Es especialmente interesante el perfil ubicado en la zona de confluencia entre el arroyo Passo Fundo y el Uruguay (RS), donde la Fm Oberá se halla cubriendo la terraza alta. La misma relación estratigráfica ocurre en São Carlos. En el área de Osvaldo Cruz y de Tenente Portela (RS), la Fm Oberá cubre colinas de tipo “media naranja”. Entre T. Portela y el Parque Natural Yucumá (ubicado junto a los Saltos del Moconá) se extiende la Fm Oberá con un espesor característico de 3 m.

Entre el área antes citada y el río Içamaquã (RS) se extiende una zona con amplia cobertura de la Fm Oberá, que aumenta progresivamente de espesor desde las cercanías del río Uruguay (3 m próximo a Santa Rosa) hasta las localidades más alejadas (5 m en Juruá). La característica más interesante en esta zona es la existencia de 2 ó 3 niveles torrenciales en el perfil de la unidad. En algunos arroyos se repite la posición estratigráfica observada: Fm Oberá cubriendo la terraza fluvial alta.

El límite sudoeste de la Fm Oberá junto al río Uruguay (RS) es similar a lo observado en la margen argentina, en extensión y características principales. En dicha área la transición ocurre entre Santo Antonio das Missões y São Borja (ruta BR 285); tiene dirección noroeste-sureste y se presenta irregular a lo largo de unos 80 km. El espesor de la Fm Oberá es variable y desaparece en algunas

áreas; en los bajos, dicha unidad está reemplazada por limos grises y negros. Una expresión de la transición en el borde de la unidad es la siguiente: en São José, a 78 km al noreste de São Borja, la Fm Oberá tiene de 3 a 4 m de espesor. A pocos kilómetros al noreste de São Borja, la formación forma las colinas del paisaje, con un espesor de 4 a 7 m sobre el basalto y un nivel torrencial en la parte baja; en algunas colinas más altas, la unidad cubre el nivel de costra ferruginosa. Más hacia el norte, la Fm Oberá forma la parte superior de algunas colinas, con poca potencia (< 1 m). A unos 45 km al norte de São Borja, la unidad tiene de 2 a 3 m de espesor sobre basalto; es masiva, sin niveles torrenciales. Cerca de São Borja hay solamente “manchones” de Fm Oberá, hasta desaparecer al sur de esa ciudad. De manera que la transición es irregular tanto en cobertura como en espesor y existencia del nivel torrencial.

El espesor de la formación aumenta hacia el este y forma un manto continuo sobre el basalto. En Santo Antônio das Missões la unidad alcanza de 3 a 4 m de espesor; éste aumenta en São Luis Gonzaga, donde alcanza de 7 a 9 m de potencia. La presencia del nivel torrencial es errática. En el área de Ijuí la unidad tiene de 4 a 5 m de espesor sobre el basalto. En Carazinho se observó el máximo espesor de la Fm Oberá en la región, entre 8 y 10 m. Allí la unidad es algo arenosa, masiva, friable; el color es ligeramente diferente del de la misma formación en el área tipo de Misiones (rojo oscuro, 10 R 3/4 –*dusky red*–). En la zona de Passo Fundo, la Fm Oberá cubre totalmente el paisaje, con 2 a 4 m en los perfiles de las colinas sobre el nivel de la ruta 285. Este patrón es típico del área de divisoria entre la cuenca del río Uruguay y la cuenca del río Jacuí. El color es levemente diferente respecto del que presenta en Misiones.

Hacia el centro de la cuenca del Uruguay y cercano al colector, la presencia de la Fm Oberá es algo menos dominante; tiene espesores menores y falta en ciertos lugares escarpados. Próximo al río Uruguay, la formación es reemplazada por otros depósitos cuaternarios y por el basalto en superficie. El cambio general se produce a unos 90 km al sur del río.

Al sur de Cruz Alta la Fm Oberá disminuye su espesor, alcanzando de 1 a 3 m sobre basalto; sin embargo, sigue cubriendo el paisaje como un manto continuo. A 40 km al sur de esa localidad se presenta de manera diferente de lo observado hasta ahora: Oberá es reemplazada lateralmente en forma transicional por un sedimento eólico arenoso. Una observación de detalle se realizó en el área de Julio de Castilhos. La transición en ese lugar se da en forma de variaciones difusas en el color y la textura. Hay sectores de 5 a 10 cm donde domina la arena de color amarillo rojizo (5 YR 7/6), alternantes con sectores formados por el sedimento franco rojo típico de la Fm Oberá. El espesor de este depósito es de 1 a 2 m sobre el basalto.

A lo largo del camino São Borja-Manuel Viana se observa otra expresión de la transición ambiental entre la Fm Oberá y una unidad formada por arena

eólica pleistocena. En el sector São Borja-Encruzilhada la Fm Oberá aparece en forma discontinua y solamente en las colinas, con espesores típicos de 1 m. La unidad incluye numerosas concreciones negras típicas, algunas botroidales, de superficie lisa y de 2 cm de diámetro. En las depresiones del paisaje la formación está cubierta por sedimentos francos negruzcos. A 40 km al sureste de São Borja la Fm Oberá aflora con 2 m de potencia en el corte de una colina. Presenta allí su forma de erosión típica, con surcos y canaletas, con el nivel torrencial en la base. A 50 km de São Borja aparece en forma reducida, claramente subordinada a otras formaciones eólicas cuaternarias.

Entrando en la cuenca media del río Ibicuy, los ocasionales afloramientos de Fm Oberá están cubiertos en discordancia erosiva por la Fm Yapeyú. Junto al puente sobre el arroyo Itú Oberá yace sobre la arenisca cretácica, con 1 m de espesor máximo. Está cubierta por la Fm Yapeyú, caracterizada allí por un conglomerado basal grueso e irregular.

La Fm Oberá aflora en el corte de una colina, con 1 m de espesor sobre basalto alterado a unos 10 km al norte de Viana. Suprayacente a la unidad aparece un depósito coluvial formado por gravas y algunos bloques muy grandes y gravilla en una matriz fina. Entre la Fm Oberá y el coluvio se ven dos crotovinas grandes. A 2 km de Alegrete, por la ruta 290 hacia Uruguaiana, Oberá aflora en los cortes laterales, con 1,5 m de espesor. En esa área está parcialmente cubierta por la Fm San Guillermo, siendo éste el extremo geográfico observado de dicha unidad. Siguiendo hacia el oeste, Oberá aparece formando “manchones” rojos en un paisaje dominado por rocas duras y sedimentos marrones. Entre 60 y 120 km al oeste de Alegrete, los manchones rojos son cada vez más reducidos. A 25 km al sur de Uruguaiana, los sedimentos marrones dominan en forma casi absoluta en superficie.

El área de Santa María, en la divisoria de la cuenca del río Uruguay, está libre de sedimentos eólicos cuaternarios. La Fm Oberá vuelve a aparecer en el área de Rosario do Sul. Cubre allí las colinas de areniscas cretácicas, con espesores modestos (entre 0,50 y 1 m). El sedimento contiene mayor proporción de arena fina a media que en las localidades anteriores, y arena gruesa como contaminante. El color de la unidad es rojo, con decoloraciones al amarillo-oliva, friable. Contiene concreciones de óxidos de hierro y manganeso. Presenta disyunción vertical. Localmente en la base de la unidad aparece un depósito torrencial formado por guijas. A unos 40 km al sur de Rosario do Sul, la Fm Oberá forma colinas, con sus características determinadas por la topografía local. En la parte central de las mismas tiene su espesor máximo (4 m); hacia los flancos, aparecen niveles torrenciales y lentes compuestas por gravas de geodas síliceas formadas dentro de la arenisca subyacente. El sedimento de la Fm Oberá es arena muy fina a fina limo-arcillosa, friable, conteniendo concreciones negras y duras de hasta 2 cm de diámetro.

La Fm Oberá desaparece a pocos kilómetros al noroeste de Santana do Livramento, en el borde de la meseta basáltica. Desde allí hacia el este, hasta cerca de Dom Pedrito, la unidad se extiende con 1 m de espesor típico sobre la arenisca cretácica.

En Rivera, inmediatamente al sur de la frontera Brasil-Uruguay, se registra el mayor espesor de la Fm Oberá en el área (4 msvb). Está compuesta por un sedimento franco, friable, masivo, de color rojo. Al sur de dicha localidad, tiene espesores de 2 a 4 m sobre la arenisca cretácica de las colinas. Un campo de arenas eólicas holocenas cubre la formación en el cruce entre la ruta 5 y la ruta 30. La Fm Oberá se extiende algunos kilómetros hacia el oeste hasta la escarpa de la meseta basáltica, próxima a Tranqueiras.

En el norte de Uruguay se ha descrito la Fm Las Arenas (Bossi *et. al.*, 1975), un sedimento rojo cuaternario que agrupa a las formaciones Oberá y Yapeyú de Argentina. En la localidad tipo (Las Arenas), el cuerpo sedimentario equivalente a la Fm Oberá (sedimento franco arenoso) está cubierto en discordancia erosiva por otro de la misma naturaleza general, pero contaminado con sedimentos gruesos, en general dispersos en la masa, y también formando un conglomerado basal, lo que equivale a la Fm Yapeyú. Estudios de detalle en la zona de Bañado de Rocha, al norte de Tacuarembó, demuestran que en áreas de colinas y valles labrados en el Cretácico, el equivalente a la Fm Oberá está en posición más elevada que la Fm Yapeyú; esta última ha rellenado depresiones excavadas en la Fm Oberá.

El área tipo de la Fm Las Arenas está ubicada a unos 100 km al este de Tacuarembó (esta unidad cubre unos 100 km² de acuerdo con el mapa de Bossi *et al.*, 1975). En el afloramiento junto a la ruta 26 se observa que el miembro equivalente a la Fm Oberá ha sido casi completamente erosionado y reemplazado por el miembro más joven en una facies de depósitos de flujo de barro con conglomerado basal. En el mapa de Bossi *et al.* (1975) hay cuatro áreas cubiertas por la Fm Las Arenas, abarcando áreas de tamaño similar en la región de Tacuarembó.

Unos 20 km al norte de Tacuarembó, sobre ruta 5, la Fm Oberá aflora formando la parte superior de las colinas del paisaje. Está compuesta por 2 m de espesor de arena limosa cuarzosa, de color amarillo rojizo, con manchas rojas. Está moderadamente estructurada en prismas de 5 a 10 cm de ancho y de 50 cm a 1 m de altura. La consolidación del depósito es media. La formación aflora a pocos kilómetros al este de Tacuarembó, alcanzando 1,20 m de espesor svb en los perfiles de la ruta 26; la unidad está afectada allí por la evolución de un suelo en el tope. El horizonte C del mismo es una arena de color general marrón amarillento a rojizo, con rizoconcreciones férricas; éstas ocupan un 40 % de la masa. El horizonte B, de 10 a 15 cm de espesor, está formado por prismas verticales gruesos (de 5 a 10 cm de lado).

La caracterización granulométrica de la Fm Oberá presenta algunos problemas metodológicos. Como es conocido entre los especialistas, la composición aparente de laboratorio depende fuertemente del método de dispersión que se utilice. Un ataque energético produce la destrucción de partículas y agregados que estaban ya formados en el sedimento original y resulta en un predominio de arcilla. Por otro lado, un ataque débil deja dudas sobre la eficacia de la dispersión, resultando en este caso, alrededor de un 80 % de arena. Por otro lado, la naturaleza pulverulenta del sedimento –al ser destruido con los dedos o excavado con pala– y las nubes de polvo que levantan los vehículos en tiempo seco sugieren empíricamente una naturaleza limosa para las partículas y agregados originarios. Lo mismo sucede con la carga en suspensión del río Paraná actual; recientes resultados de laboratorio indican que las muestras sin tratamiento de dispersión (o sea, en estado natural) tienen la siguiente composición granulométrica: 73-76 % de limo, 15-18 % de arcilla (0,5-4 μm) y 8-10 % de coloides (<0,5 μm). Aplicando tratamiento estándar de dispersión resulta: 32 % de limo, 44 % de arcilla y 24 % de coloides, lo que sugiere formación de flóculos ya en la corriente turbulenta.

Existen análisis granulométricos realizados anteriormente en la Fm Oberá (Mousinho y Bigarella, 1965, Fig. 38, pág. 112; Iriundo, 1996b). Los primeros autores determinaron una composición predominantemente limosa en numerosas muestras del sureste de Brasil. Posteriormente, análisis granulométricos practicados por los autores de este trabajo en un perfil típico aflorante en Garabí (noreste de Corrientes) indican que se trata de un sedimento franco arcilloso a franco limoso, con leve predominio de la arcilla (43-53 %; coloides incluidos) sobre el limo (29-48 %) y con escasa arena mal seleccionada (8-23 %).

Iriundo *et al.* (1998) realizaron un muestreo sistemático regional de la Fm Oberá en territorio argentino, consistente en una transecta principal de orientación noreste-suroeste de 300 km de longitud y tres transectas secundarias transversales (Fig. 39, pág. 113). Se cubrió un área de 35.000 km², formando una red de muestreo razonablemente regular, con 30 muestras en total. Se practicaron análisis granulométricos ensayando dos métodos extremos de tratamiento –uno con ataque energético y otro con agua destilada como dispersante–, obteniéndose resultados disímiles. La coherencia interna de los resultados permitió hacer un estudio comparativo de los valores obtenidos con el ataque energético.

La granulometría es llamativamente similar a la de la carga en suspensión del río Paraná (Orfeo, 1995). La fracción arcilla de la Fm Oberá domina en todas las muestras (en promedio: 77 %; sólo en una de las muestras se obtuvo un valor de 48 %, en el resto los contenidos de arcilla se hallan entre 67 y 89 %). La fracción limo ocupa el segundo lugar (con un valor promedio de 16 % y valores extremos en las distintas muestras entre 9 y 28 %; Fig. 39, pág. 113). El contenido de arena mal seleccionada es de 7 % en promedio (en un intervalo de variación entre 2 y 12 %; sólo en una de las muestras la arena alcanza el 23 %).

Figura N° 38

Curvas granulométricas de 48 muestras del "manto" (Fm Oberá) en el sureste de Brasil (tomado de Mousinho y Bigarella, 1965)

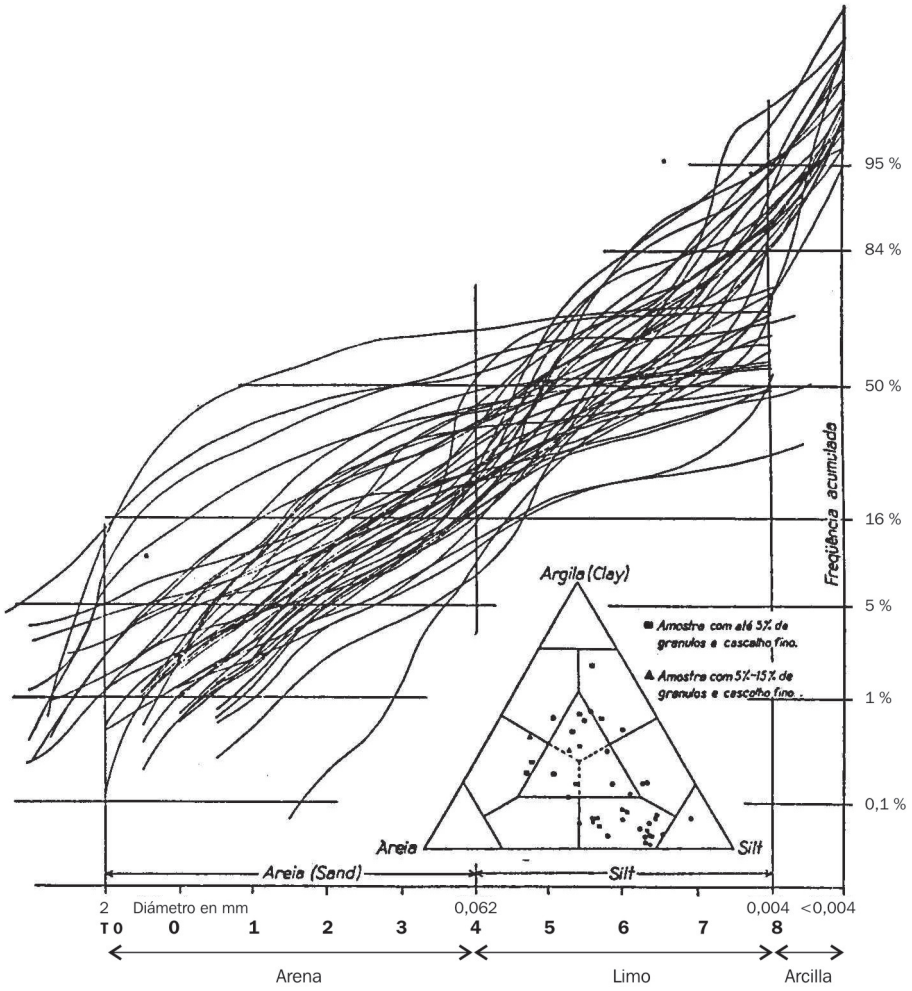
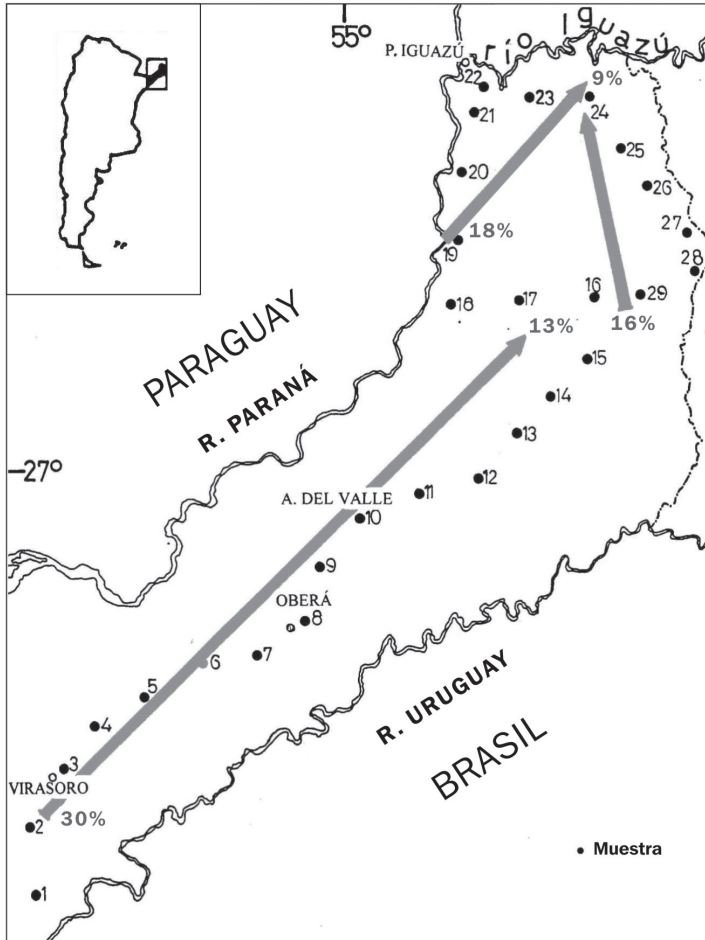


Figura N° 39

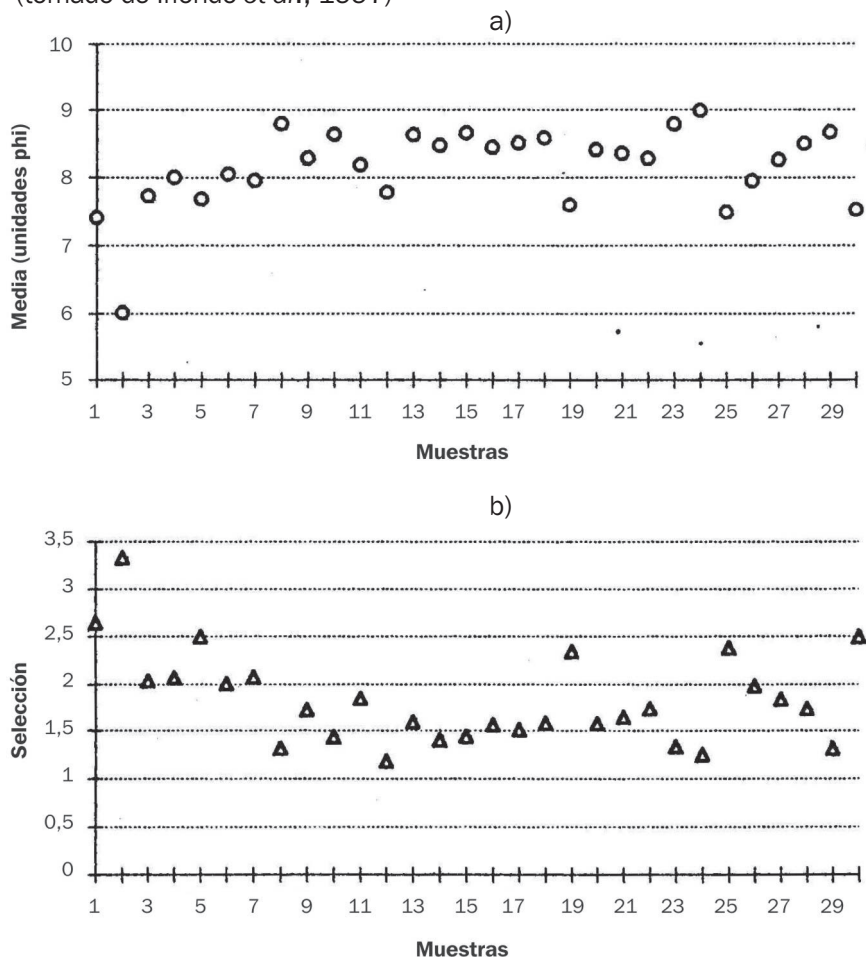
Contenido de limo del miembro superior de la Fm Oberá en el noreste de Argentina sugiriendo un área fuente situada en el sudoeste (tomado de Iriondo *et al.*, 1997)



El análisis de la clasificación de los parámetros estadísticos gráficos obtenidos indica tendencias definidas en la composición granulométrica del sedimento en escala regional. De ello se deduce que el transporte del sedimento ocurrió a gran altura, por encima de las serranías del área, ya que la topografía local no alteró el gradiente general. Se considera que el porcentaje de limo así obtenido representa a las partículas monominerales de cuarzo del sedimento originario. En esta fracción se observan tres subpoblaciones que indican un claro gradiente suroeste-noreste en el área estudiada (Fig. 40, pág. 114).

Figura N° 40

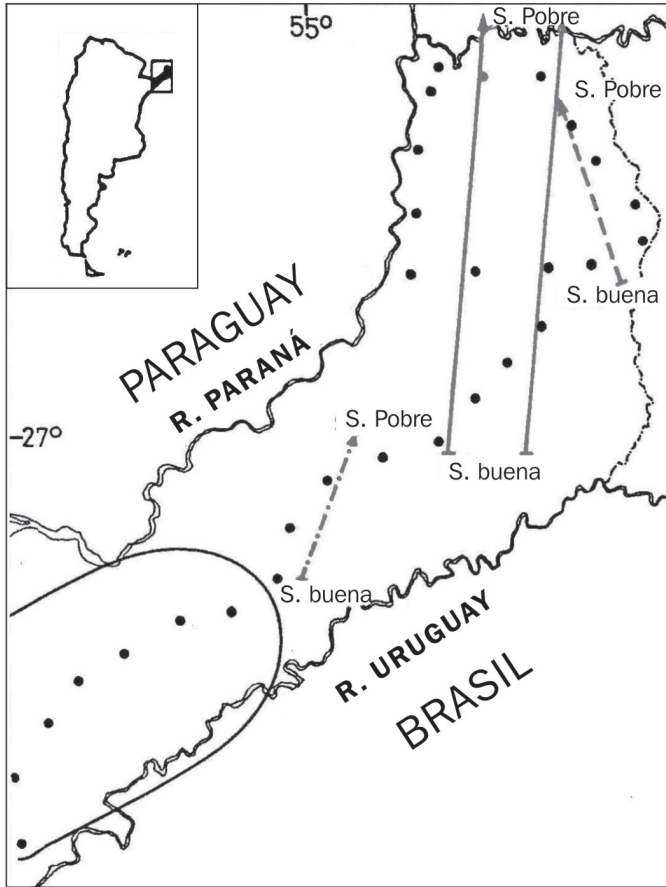
Variación espacial de dos parámetros estadísticos del miembro superior de la Fm Oberá en el noreste de Argentina. a) Media granulométrica. b) Coeficiente de selección granulométrico (tomado de Iriondo *et al.*, 1997)



También se observa una variación regional de los valores del coeficiente de selección granulométrica en el sentido suroeste-noreste (Fig. 41, pág. 115). En el extremo sudoeste, que cubre la cuarta parte de la región estudiada, los valores no presentan una tendencia visible. En el resto del área surgen tres subpoblaciones de orientación general sur-norte a lo largo de 200 km, con lo que resulta un indicador coherente con el del limo, que disminuye la selección hacia sotavento. Respecto de la media, también aparecen subpoblaciones bien definidas arealmente; cada grupo de muestras abarca un área de 100 a 150 km de longitud. Se diferencia notablemente el grupo de muestras que corresponde al área sur, mientras que el significado sedimentológico de los restantes grupos no es claro.

Figura N° 41

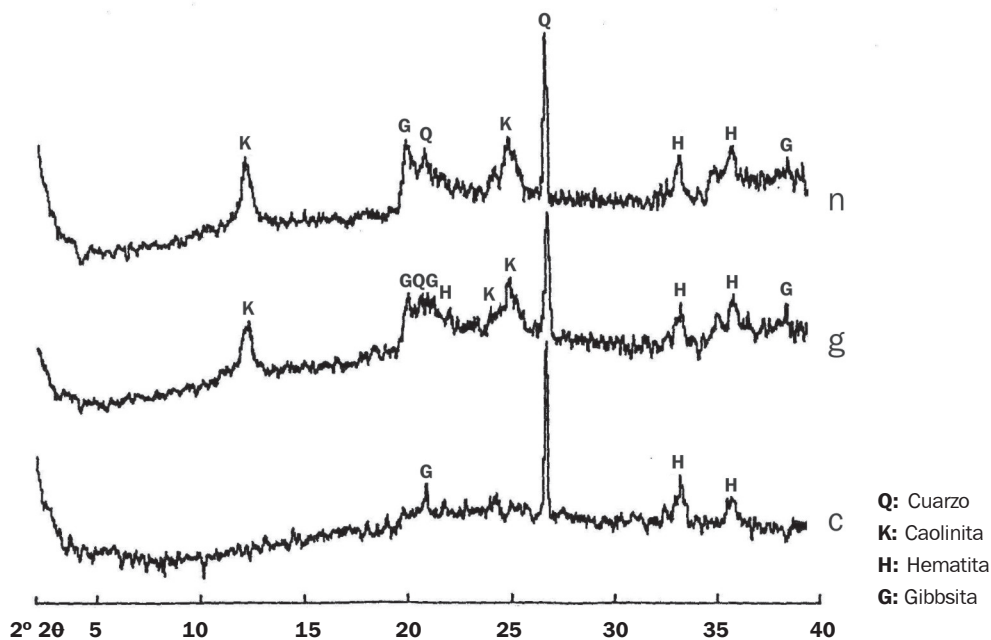
Coefficiente de selección granulométrica del miembro superior de la Fm Oberá en el noreste de Argentina (tomado de Iriondo et al., 1997)



La composición mineralógica de la fracción arena fina del sedimento está dominada por cuarzo (85-97 %), vidrio volcánico (1-11 %) y sílice amorfa (1-2 %); el cuarzo se presenta subredondeado a redondeado. El 70 % de los minerales pesados está representado por magnetita e ilmenita, coincidente con la mineralogía de pesados de las arenas del río Paraná; entre los traslúcidos predomina el zircón. La fracción arcilla está compuesta por caolinita y cuarzo y, en menor cantidad, por hematita y gibbsita (Fig. 42, pág. 116). Por otra parte, Depetris (1975) vincula la mineralogía de la fracción arcilla en “suelos lateríticos” de la provincia de Misiones con los sedimentos suspendidos del río Paraná.

Figura N° 42

Difractograma de rayos X de la Fm Oberá en el perfil Chapecó (SC, Brasil) (radiación $\text{CuK}\alpha$; muestras orientadas). **n)** Muestra normal. **g)** Tratada con etilen-glicol. **c)** Calcinada a 550°C (tomado de Iriondo y Kröhling, 1997)



Observaciones sobre muestra total bajo microscopio electrónico confirman el predominio de la fracción limo en los agregados naturales de la Fm Oberá. Análisis de microsonda indican que se trata de una mezcla de granos de cuarzo con pigmentos férricos y de agregados de caolinita cálcica con abundante óxido férrico y titanio como componente menor (Fig. 43, pág. 117).

La composición química de la Fm Oberá (Fig. 44, pág. 118) muestra un predominio de SiO_2 (entre 40,8 y 49,7 %) y Al_2O_3 (entre 21,7 y 27,1 %); los porcentajes de CaO , Na_2O y K_2O son muy bajos. Un componente importante es el Fe_2O_3 (entre 14,8 y 16,5 %); el porcentaje de TiO_2 es alto (entre 2,3 y 3,9 %). El contenido de zirconio es relativamente alto ($\text{Zr}=376$ ppm), comparado con el del basalto alterado infrayacente (15 ppm; Fig. 45, pág. 119).

Figura N° 43

Fotografías de microscopio electrónico (SEM) y diagramas de microsonda (EPXMA) de granos representativos de la Fm Oberá en su área tipo

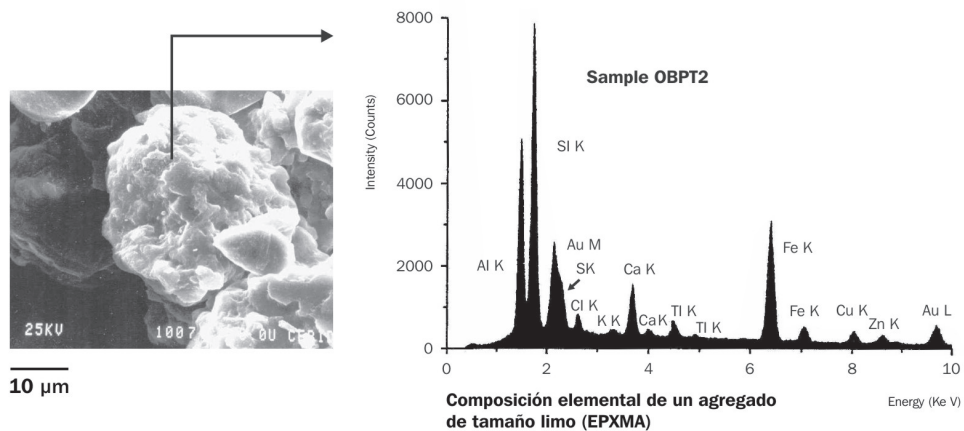
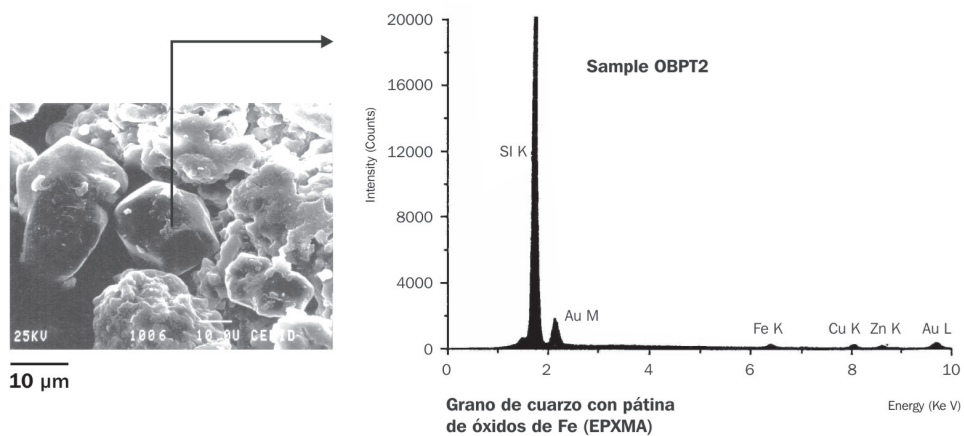
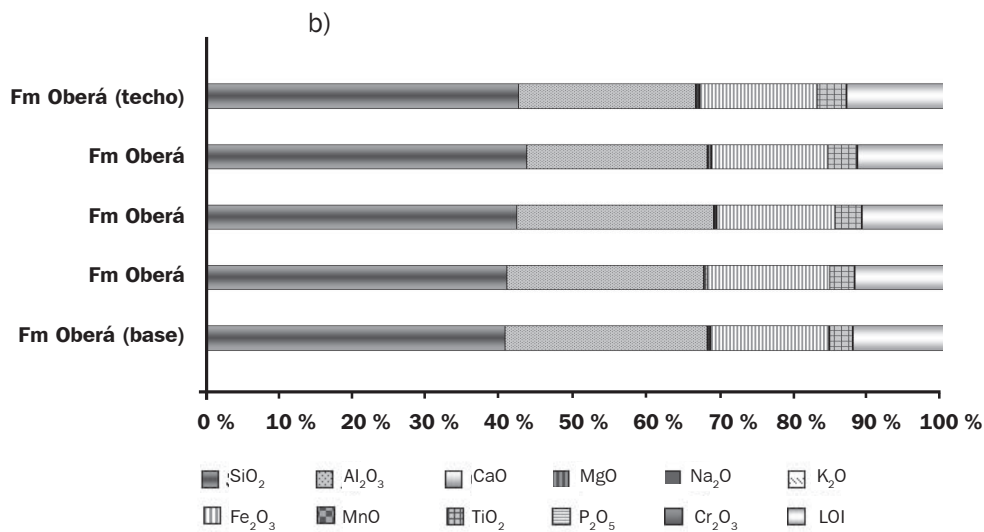
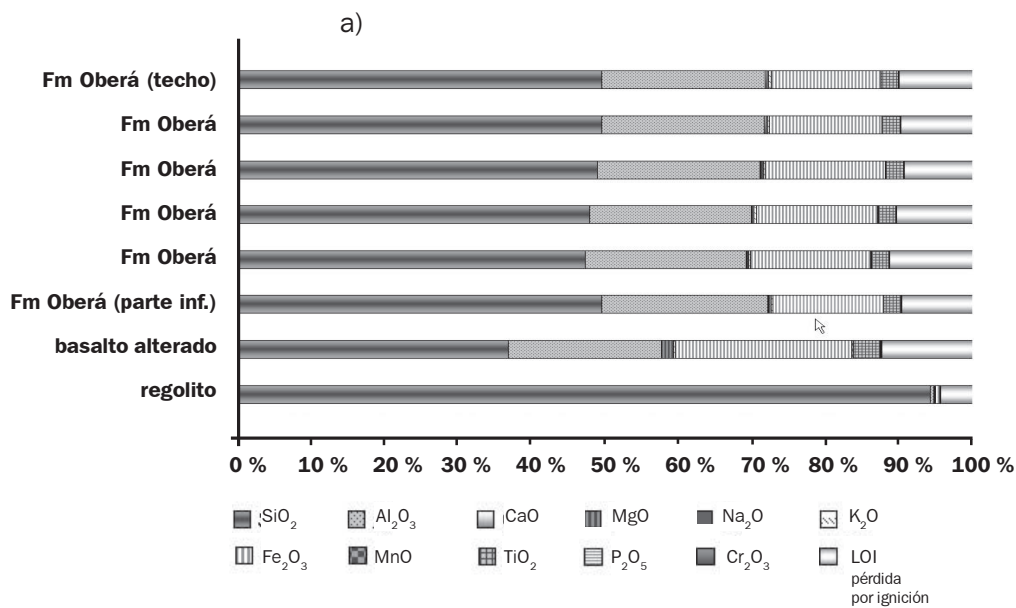


Figura N° 44

Composición geoquímica de la Fm Oberá contrastando con el basalto infrayacente en dos localidades típicas de Argentina

a) Perfil Virasoro; b) Perfil tipo



Método: XRF 100

Límite de detección: 0.01

Figura N° 45

Contenido de zirconio y otros elementos minoritarios de la Fm Oberá en Misiones

	Rb*	Sr*	Y*	Zr*	Nb*	Ba*
Basalto	<10	14	<10	15	81	150
Fm Oberá	nd	nd	nd	376	nd	nd

* Método: XRF101

* Límite de detección: 10 ppm

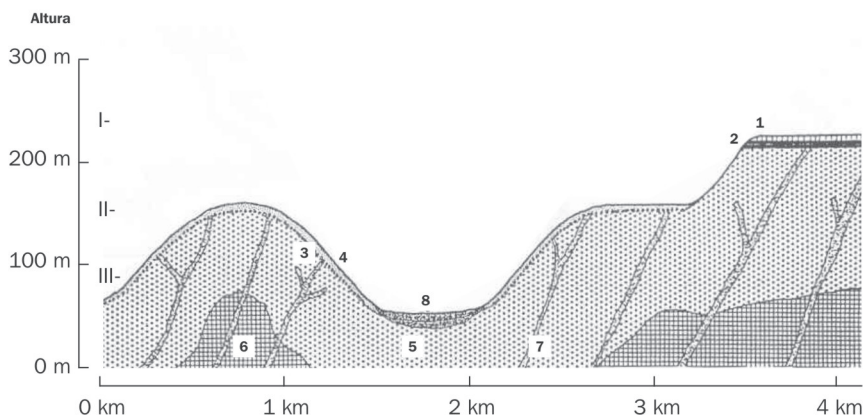
Fedoroff (*com.pers.*) ha practicado análisis micromorfológicos de secciones delgadas de 8 muestras de la Fm Oberá en su área tipo de Misiones. De acuerdo con este autor, el miembro inferior consiste en un denso empaquetamiento de agregados redondeados a subredondeados de color rojo, distribuidos al azar (de 100 a 500 μm ; 45 %), con escasos agregados de color amarillo, fragmentos de características arcillosas rojos y amarillos (de 100 a 200 μm , algunos elongados; 15 %) y fragmentos de basalto alterado (de 1 a 2 μm ; 10 %). Los agregados rojos y amarillos contienen granos de cuarzo bien seleccionados (20-30 μm ; 5 %) y escasa hornblenda verde (<1 %). La fábrica de este miembro es interpretada por el autor como resultado de un transporte por saltación. El nivel torrencial está formado por fragmentos meteorizados ferruginizados (de unos pocos centímetros de diámetro; 30 %) inmersos en una masa terrosa roja, cuyos poros están rellenos con arcilla roja microlaminada. El miembro superior aparece homogéneo; sin embargo, ese autor distingue algunos fragmentos de características arcillosas rojas y amarillas, nódulos ferruginosos y fragmentos de basalto alterado. Se nota un ligero incremento de granos de cuarzo y de fragmentos de carbón. La homogeneidad de este miembro es interpretada por dicho autor como producto de bioturbación posdeposicional. Fedoroff concluye que la unidad no ha sido formada in situ por procesos pedológicos actuantes en el basalto infrayacente.

Estudios palinológicos preliminares de la Fm Oberá practicados por Anzótegui (*com.pers.*) permiten adelantar la existencia de polen en casi todos los niveles del perfil aflorante en el acceso a Virasoro (noreste de Corrientes). Sobre un total de 21 muestras de la unidad en un perfil de 2 m de potencia, 14 muestras resultaron fértiles y están distribuidas uniformemente. Las dos muestras de los 0,20 m superiores del suelo actual de la unidad están muy contaminadas con palinomorfos actuales. La cantidad y diversidad de los palinomorfos decrecen desde las muestras más próximas a la superficie (de 30 a 8 palinomorfos) hasta las más profundas (entre 2 y 5 granos). Se encontraron: esporas de hongos, quistes de algas, esporas de pteridófitas y briófitas, granos de polen de gramíneas, Ciperáceas, compuestas y Mirtácea. Estos palinomorfos indican que los vegetales parentales se desarrollaron en ambientes húmedos o ácuos, bajo un clima

tropical. En las inmediaciones de esos ambientes ácuos existía vegetación arbórea con Myrtaceae, Celtidaceae y Ulmaceae, y otra cespitosa con gramíneas y compuestas. Estas deducciones coinciden con el escenario presentado en la figura 47 (pág. 121). En dos muestras ubicadas a 2 m de profundidad respecto de la superficie, se hallaron granos de polen de *Alnus jourullensis*, un vegetal arbóreo que integra las selvas del noroeste del país. De acuerdo con Lichte y Behling (1999) el registro polínico del sureste de Brasil indica un paisaje casi sin árboles (vegetación de campos) entre 30.000 y 18.000 a AP (Fig. 46, pág. 120).

Figura Nº 46

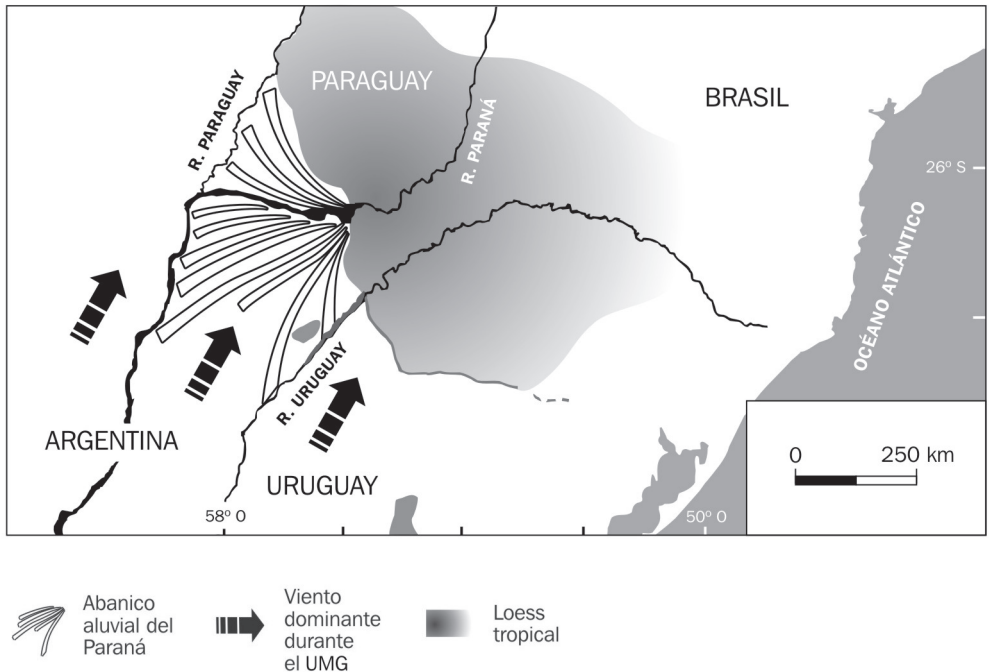
Perfil típico del sureste de Brasil (tomado de Lichte y Behling, 1999). I- Superficie Sul Americana. II- Tope de colinas del nivel de “medias naranjas”. III- Nivel de fondos de valles fluviales. 1. Laterita. 2. Duricostra. 3. Línea de piedras. 4. Sedimento que cubre la línea de piedras. 5. Roca cristalina meteorizada. 6. Roca no meteorizada. 7. Vena de cuarzo. 8. Sedimentos orgánicos y coluviales



A 4,50 m por debajo del techo de la unidad en su perfil tipo (miembro inferior) se obtuvo un fechado por Termoluminiscencia (TL), que dio una edad de 18.560 ± 1.340 años AP (UMG). A 2,50 m por debajo del techo (miembro superior), se obtuvo una edad TL de 3.740 ± 150 años AP (Holoceno Superior). Un análisis por TL complementario del miembro inferior en la zona indica una edad de 23.000 años AP. Lichte (1991) obtuvo edades cercanas a 20.000 a AP utilizando dataciones por C_{14} y TL para la misma formación en el Estado de Minas Gerais. Lichte y Behling (1999) asumen un transporte eólico regional del polen en los perfiles estudiados (Fig. 46, pág. 120). A partir de evidencias palinológicas, dichos autores indican que las condiciones climáticas durante el UMG en el sur de Brasil fueron considerablemente más secas y con temperaturas de entre 5 y 7 °C por debajo de las actuales.

Figura N° 47

Modelo de sedimentación
de la Fm Oberá en el noreste de Argentina



El material sedimentario de la formación fue transportado a la región en forma de suspensión eólica. El viento deflacionó al material muy probablemente de las llanuras aluviales del Paraná y Uruguay, con una reducida contribución proveniente del sudoeste vía erupciones volcánicas y viento Pampero (Fig. 47, pág. 121). La deflación se produjo durante un período relativamente seco y frío del Pleistoceno Tardío, conocido como Último Máximo Glacial –Estadio Isotópico 2–, datado en la región pampeana entre 36.000 y 8.500 años AP. El suelo intraformacional se desarrolló muy probablemente durante el período húmedo Hypsithermal del Holoceno Medio (ocurrido entre 8.500 y 3.500 años AP). Posteriormente, se depositó el miembro superior de la unidad en otro período relativamente seco, ocurrido durante el Holoceno Superior (entre 3.500 y 1.400 años AP). Después de la acumulación de cada miembro sedimentario, un ambiente de sabana se instaló en la región provocando la percolación y migración de óxidos e hidróxidos de hierro, formándose sesquióxidos y resultando la fábrica sedimentaria típica de la unidad. Es interesante destacar que la actual selva tropical está desarrollada sobre este tipo de sedimento y no se encuentra sobre otros sedimentos superficiales en la misma región que abarca el noreste de Argentina.

La Formación Yapeyú

La Formación Yapeyú fue definida formalmente por Iriondo (1996b). Es un sedimento franco arenoso a franco arcilloso, masivo, que contiene escasa proporción de cantos rodados, gravas y guijas silíceos englobados erráticamente en toda su masa, con espesores aflorantes de 5 metros. Fue generada por movimientos de masa de tipo “flujo de barro” que afectaron la Fm Oberá y se mezclaron con escasas proporciones de sedimentos gruesos de cauce, en períodos de lluvias extraordinarias. La Fm Yapeyú se ha formado inmediatamente después de la sedimentación de la Fm Oberá (Fig. 11, pág. 48).

La unidad cubre alturas intermedias del paisaje en la faja cercana al río Uruguay sobre la margen argentina, entre Santo Tomé y Yapeyú (Corrientes), con su mayor desarrollo en esta última área (Fig. 15, pág. 56). Sobre la margen izquierda de la cuenca, la unidad aparece a la misma latitud en Brasil (RS) y, más al sur, en la zona de Tacuarembó en el Uruguay.

El perfil tipo está ubicado junto a la RN 14, a pocos kilómetros al suroeste de Yapeyú, en la margen derecha del arroyo Guaviraví. Desde la base del afloramiento hacia arriba:

- 0,00 - 1,00 m. Arena fina arcillo-limosa (en promedio: 70 % de arena, 20 % de arcilla y 10 % de limo), masiva, de color rojo oscuro, con manchas difusas de color gris oliva de varios centímetros de longitud y elongación vertical. Éstas son producidas por la decoloración local del hierro debido a procesos de reducción. Contiene 2 % de cantos rodados medianos y finos, gravas y guijas de sílice, bien redondeados. El depósito presenta consolidación media.

- 1,00 - 5,50 m. Arena fina arcillo-limosa masiva, de color rojo oscuro. Constituye un único cuerpo masivo con el metro inferior, pero sin decoloraciones. El contenido de limo aumenta desde 10 % en la base hasta 26 % cerca del techo; la arcilla disminuye de 20 al 15 % y la arena oscila entre el 45 y el 70 %. En el lugar es notable la variación granodecreciente de la fracción gruesa accesoria, que pasa de cantos rodados medianos a finos en la base a grava hacia el techo. El talud es subvertical, afectado por disyunción columnar (prismas de 10 cm de ancho y de 50 a 80 cm de altura, separados por escalones de 10 a 30 cm de ancho). El grado de consolidación del depósito disminuye hacia arriba, pasando a friable.

En el territorio argentino de la cuenca, los primeros afloramientos (de sur a norte) de la unidad se reconocen en el valle del arroyo San Joaquín. Allí está constituida por arena arcillosa roja, con escasa plasticidad; contiene en forma dispersa guijas y cantos rodados finos con alta esfericidad, de composición silícea en forma dominante y basáltica subordinada. El sedimento es friable; se presenta decolorado al oliva grisáceo en un típico patrón moteado. Contiene localmente fragmentos de troncos silicificados y de costra ferruginosa.

La unidad aflora en superficie en forma discontinua en el interfluvio entre los arroyos San Joaquín y Capiquize en su facies típica de tierra colorada, englobando cantos rodados. El arroyo Porá está labrado en la Fm Yapeyú.

La Fm Yapeyú –en la localidad del mismo nombre– cubre parcialmente un nivel de terraza alta del río Uruguay muy residual, representada por relictos aislados de 100 a 200 m de largo y de 50 a 60 m de ancho. La unidad forma una serie de rampas que la unen al paisaje de tierras altas. Una de estas rampas, ubicada junto al camping, mide 80 m de largo y de 6 a 7 m de altura, tiene perfil levemente sinusoidal, con pendiente promedio de 12 a 13°. Entre rampas sucesivas aparecen segmentos de la antigua barranca de unos 20 m de ancho, de 2,5 m de altura y baja pendiente. Este esquema se repite varios kilómetros hacia el sur y hacia el norte de Yapeyú (puede observarse, por ejemplo, en el camping de La Cruz). El arroyo Guaviraví está labrado en esta unidad, lo mismo que otros arroyos ubicados en el área entre Yapeyú y La Cruz. Dichos arroyos ocupan valles relativamente amplios.

Junto al paraje Loma Colorada (1 km al sur de La Cruz) se eleva una colina formada por la Fm Yapeyú, que lateralmente está cubierta por la Fm Tapebicué. La Fm Yapeyú tiene allí 3 m de espesor visible y está formada por arena mal seleccionada con guijas incluidas. Además, un relikto de la misma aflora en plena área de dominio de la Fm Tapebicué a unos 70 km al norte del cruce entre las RN 4 y 126.

Entre La Cruz y Las Palmitas, la formación aparece formando colinas aisladas que separan amplios planos deprimidos (de unos 5 km de ancho), rellenados por la Fm Tapebicué. En esa área el espesor típico de la Fm Yapeyú es de 2 m sobre basalto alterado. Se destaca la velocidad de la morfogénesis, que ha labrado sobre la Fm Yapeyú un paisaje maduro representado por colinas de perfil convexo simple, durante un período relativamente corto. La Fm Tapebicué rellenó posteriormente los valles del paisaje. Algo hacia el norte, en el área de Cuay Grande, sólo aparecen escasas colinas aisladas de Yapeyú en un paisaje dominado por la Fm Tapebicué. En Santo Tomé, las colinas de la Fm Yapeyú limitan al este con la terraza baja del río Uruguay. La formación tiene de 3 a 4 m sobre basalto alterado y presenta su litología típica.

La Fm Yapeyú se extiende fuera de la cuenca del río Uruguay, por lo menos, hasta el área de Ituzaingó, junto al río Paraná. En esa zona está compuesta por un sedimento franco arenoso de color rojo, originado en la destrucción de Fm Oberá y mezclado con cantos rodados y guijas. Esto confirma la susceptibilidad de Fm Oberá a ser afectada por fenómenos tixotrópicos.

En el área brasileña de la cuenca, en un afluente relativamente importante del río Ijuí, a 140 km al este de São Borja (RS), la terraza fluvial tiene formas suaves, lobuladas, de cientos de metros de largo, típicas de corrientes de barro que fluyeron desde los costados del valle hacia el *talweg*. Se trata de una dinámica tipo Yapeyú, que puede corresponder a esa misma formación.

La Fm Yapeyú aflora también en la barranca del río Itú, afluente del Ibicuy (RS). Forma allí un perfil de terraza de 4,5 a 5 m de espesor; está compuesta por arena fina que incluye un 10 % de cantos rodados y gravas de color amarillo rojizo claro. Los materiales gruesos están distribuidos en forma irregular, en general dispersos en la masa sedimentaria, formados en partes iguales por clastos de basalto (de hasta 25 cm de diámetro) y de sílice (cantos rodados y gravas de menos de 10 cm de diámetro); tienen alta esfericidad y fracturas de impacto. La unidad está cubierta allí por arena eólica. En el mismo valle, a algunos kilómetros de distancia, el perfil del Itú comienza con las areniscas cretácicas cubiertas por 1 m de Fm Oberá. Sobre ésta yace la Fm Yapeyú, que comienza con un conglomerado basal muy grueso e irregular y termina con la facies típica de flujos de barro. Cerca de Manuel Viana, la formación suprayace a la Fm Oberá y está cubierta por arenas eólicas holocenas.

En el Uruguay, la Fm Yapeyú aflora en la zona Tacuarembó, en perfiles ubicados a lo largo de la ruta 5. La unidad forma la pendiente lateral del valle del arroyo Batoví y descansa en discordancia sobre la Fm Oberá. La Fm Yapeyú está compuesta por 1,20 m de arena fina cuarzosa marrón anaranjada, que contiene clastos formados por un sedimento más fino de color rojo. El depósito presenta consolidación media y está estructurado en prismas, incluyendo moldes de raíces. El conjunto Fm Yapeyú-Fm Oberá yace en forma de manto algo irregular sobre rocas cretácicas.

En el valle de otro arroyo, ubicado 5 km al norte del arroyo Batoví, aflora la unidad con 5 m de potencia formando la terraza alta del sistema. Está compuesta por arena fina de color ocre rojizo, con variaciones tonales difusas de elongación vertical, de consolidación media y porosa. Hay escasos cantos rodados finos dispersos en la masa. Presenta talud vertical con micromorfología similar a la del perfil tipo de la unidad en Yapeyú, afectado por nidos de véspidos.

En Bañado de Rocha, al norte de Tacuarembó, la Fm Yapeyú forma la terraza alta del arroyo del mismo nombre. Está formada allí por un sedimento franco ocre rojizo, con numerosos clastos gruesos incluidos. La Fm Oberá está cubriendo las colinas altas asociadas al valle.

Otro afloramiento de la Fm Yapeyú aparece junto a la ruta 26, al oeste de Las Toscas. Corresponde al área tipo de la Fm Las Arenas (Bossi *et al.*, 1975). En ese lugar la unidad constituye el relleno de un cauce excavado en la Fm Oberá. Tiene 4 m de potencia; está compuesta por arena fina a media con menores cantidades de arena gruesa, de color rojo, masiva en todo su espesor, de consolidación media. Contiene clastos gruesos (canto rodado a bloque) de areniscas y metamorfitas, lo que refuerza la interpretación de la tesis de flujos de barro. Un aglomerado basal, formado por bloques, cantos rodados y gravas de arenisca y metamorfitas, aparece con varios metros de extensión lateral. En la parte superior de la unidad se preservó parte de un paleosuelo, con 0,15 m de espesor. Está débilmente estructurado en bloques gruesos, de resistencia firme. Hay

moldes de raíces de 0,5 cm de diámetro, ocupadas por precipitados de hidróxidos férricos. El sedimento presenta variaciones tonales entre el rojo y el amarillo rojizo. Está cubierto en discordancia erosiva por arena eólica holocena.

En el valle del arroyo Caraguatá, la relación estratigráfica y expresión morfológica entre la Fm Oberá y la Fm Yapeyú es similar a la descrita para Bañado de Rocha: la Fm Oberá cubre las pendientes laterales del valle; unos 200 m más abajo, aparece la Fm Yapeyú típica, formando la terraza alta (considerablemente erosionada).

En síntesis, la Fm Yapeyú es un cuerpo geológico vinculado directamente a la Fm Oberá. Las características tixotrópicas de ese sedimento, una propiedad relativamente rara en la Naturaleza, permitieron la generación de flujos de barro en períodos de lluvias concentradas. En estas condiciones, el sedimento colapsa y se comporta como un fluido de alta densidad, fluyendo aun en pendientes relativamente bajas y acarreamo materiales gruesos en suspensión.

La Fm Yapeyú es inmediatamente posterior a la sedimentación de la Fm Oberá y fue depositada durante el Último Máximo Glacial (Estadio Isotópico 2). Una datación por Termoluminiscencia de una muestra en Yapeyú, ubicada a 1,50 m por encima de la base aflorante, arrojó una edad de 18.330 ± 1.780 años AP.

La Arena Eólica Pleistocena del suroeste de Rio Grande do Sul

Diversos autores brasileños reconocieron y describieron depósitos eólicos arenosos de edad pleistocena en la Región de la Campanha Gaúcha (suroeste de RS). Una revisión bibliográfica nos lleva a deducir que se trata de la presencia de extensas áreas de las Fm Oberá y Yapeyú. Las investigaciones, que se mencionan más abajo, tienden a considerar a las dos formaciones juntas, con características en parte eólicas y en parte aluviales.

Veiga *et al.* (1987) mencionan que los campos de arena del municipio de Quaraí son producto del retrabajo eólico y “pluvial” de depósitos cuaternarios arenosos, con poca contribución directa de rocas mesozoicas del área. Los denominados “arenales” están ubicados en la llamada Depresión Periférica de Rio Grande do Sul. Los autores se refieren a “areniscas inconsolidadas”, no estratificadas o con estratificación incipiente, que pueden ser diferenciadas en dos facies sedimentarias: una depositada seguramente en el Pleistoceno y otra en el Holoceno. Tales depósitos son encontrados en diferentes áreas del estado, principalmente en el suroeste y oeste, donde ocupan buena parte de los municipios de Alegrete, São Francisco de Assis y Rosario do Sul, y en áreas menores de los municipios de Santana do Livramento, Quaraí e Itaqui.

Medeiros *et al.* (1989) indican que en el área entre Alegrete y São Francisco de Assis los depósitos arenosos cuaternarios aparecen casi continuos, ocu-

pando los interfluvios hasta cerca de la cota de 155 msnm. En dicha área, los autores se refieren a “arenas pleistocenas” y “arenas holocenas”, yaciendo en discordancia sobre unidades mesozoicas (areniscas fluviales de la Fm Santa María, areniscas eólicas de la Fm Botucatu y basalto de la Fm Serra Geral). Estos son los depósitos más significativos de la región; en las áreas con afloramientos de vulcanitas no siempre están presentes.

De acuerdo con Medeiros *et al.* (1989), la arena pleistocena ocupa las laderas y algunas veces el tope de los relieves del área (colinas y mesas). Se distribuye en áreas grandes, normalmente en forma discordante, sobre una paleotopografía de areniscas de la Fm Santa María. La discordancia es erosiva; está representada por una paleosuperficie irregular que en muchos lugares afecta a un paleosuelo, con vestigios de una antigua erosión y marcas de raíces. En general, en lugar de este paleosuelo, dichos autores mencionan un conglomerado basal. En algunos lugares del área citan un nivel de costra ferruginosa, que ha contribuido con grandes cantidades de fragmentos a este depósito arenoso pleistoceno.

La formación arenosa pleistocena presenta color general rojizo-ocre oscuro, es friable, normalmente conglomerádica en la base, pasando a arenconglomerádica y arenosa en el tope. Esta última fracción es la más importante del paquete sedimentario. La fracción conglomerádica está constituida por fragmentos de tamaños variados (de hasta 15 cm de diámetro) formados por arenisca silíceas, basalto y pequeños clastos de calcedonia, mal retrabajados. Con frecuencia, y junto a los cerros testigos del paisaje, los autores citan la presencia de grandes bloques de arenisca fluvial mesozoica incluidos en la base y en las partes más altas del nivel arenconglomerádico. Este nivel presenta clastos de cuarzo lechoso bien retrabajados (con diámetros que van desde algunos milímetros hasta cerca de 3 cm) y clastos de concreciones férricas. El paquete arenoso está compuesto por arena media, incluyendo gránulos y guijas de cuarzo lechoso en forma esporádica. Nótese que el cuarzo lechoso tiene procedencia considerablemente más lejana, ya que se trata de un mineral pegmatítico. El contenido de arcilla en el depósito es en general muy bajo, aumentando cuando el mismo cubre rocas volcánicas. Las estructuras sedimentarias están mal preservadas o ausentes, apareciendo localmente estratificación paralela. El espesor del depósito es muy variable, condicionado por la paleotopografía existente, pudiendo alcanzar los 8 m (citado para una cantera al sur del puente sobre el río Ibicuy, en M.Viana). La cementación del sedimento es predominantemente ferruginosa, incluyendo nódulos y costras. Localmente, y particularmente cuando la arena cubre las rocas volcánicas, puede presentar un perfil de suelo profundo.

Los autores de esta obra han observado un extenso depósito de arena de color anaranjado correspondiente a la formación arenosa pleistocena, com-

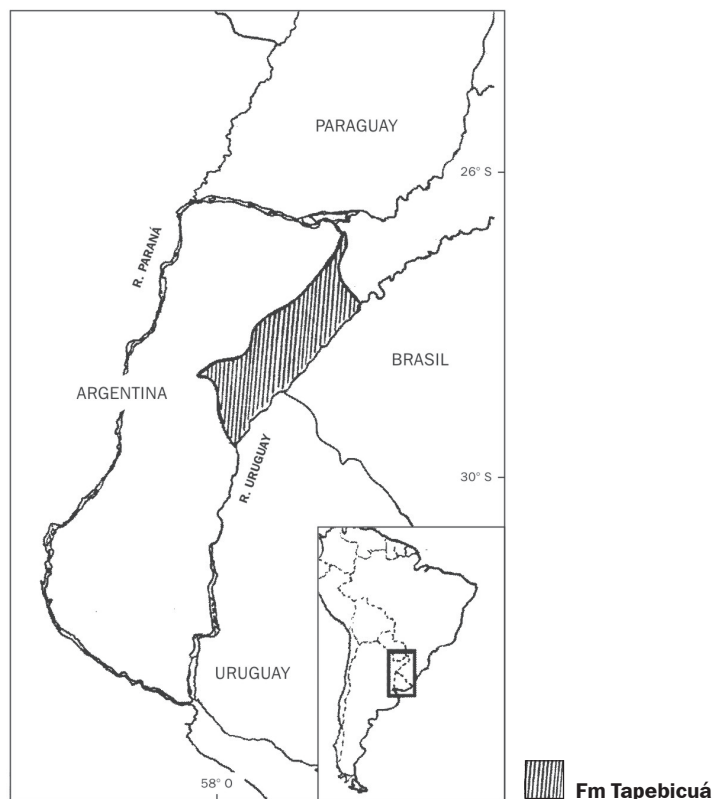
parable en partes a la Fm Yapeyú. Éste se extiende desde Manuel Viana hasta unos 16 km al sur, y sugiere la existencia de un cuerpo sedimentario de más de 100 km² de superficie aflorante (Fig. 15, pág. 56).

La Formación Tapebicú

Se propone aquí este nombre para una formación geológica compuesta por depósitos palustres y aluviales, acumulados en el este de la provincia de Corrientes (Fig. 15, pág. 56). Los depósitos se extienden desde Santo Tomé hasta casi el límite con la provincia de Entre Ríos; su límite oeste lo constituyen el río Miriñay y el sistema de los esteros del Iberá (Fig. 48, pág. 127). En la margen izquierda del río Uruguay, la faja ocupada por la Fm Tapebicú es algo más reducida, con su mayor expresión entre Uruguiana (RS) y Bella Unión (Uruguay).

Figura N° 48

Mapa de la Fm Tapebicú en el este de Corrientes (tomado de Iriondo, 2004a)



La unidad está compuesta por una facies de canal de alta energía, cubierta por una facies de llanura aluvial que evolucionó a pantano; posteriormente, su techo fue afectado por pedogénesis. Los materiales que componen la formación fueron acumulados por el río Paraná durante una época en la que se unía al río Uruguay y cuyos grandes paleocauces están actualmente ocupados por los ríos Aguapey y Miriñay, entre otros. Además de los claros indicadores geomorfológicos, la dominante composición silíceo de las facies de canal y de llanura aluvial y la presencia de caolinita en la fracción arcilla de esta formación soportan la hipótesis del río Paraná como fuente de aporte principal. El sedimento tiene dos componentes dominantes: uno arenoso y el otro arcilloso plástico, presentando variaciones en color entre el rojo, gris, oliva y amarillo (Fig. 11, pág. 48).

En Corrientes, el tope de la formación forma superficies extensas prácticamente planas y horizontales, interrumpidas en algunos lugares por valles labrados en esa formación. Constituye el sistema geomorfológico denominado Llanura Palustre del Este de Corrientes, con perfiles típicos aflorantes en canteras y excavaciones alejadas de los arroyos.

El área tipo de la formación está ubicada en el área de la localidad de Tapebicuá, atravesada por la RN 14. La unidad ahoga parcialmente el paisaje de colinas labrado en la Fm Yapeyú.

Esta unidad fue referida como Fm Toropí-Yupoí por Herbst y Santa Cruz (1985). Sin embargo, las relaciones estratigráficas colocan a la Fm Tapebicuá en discordancia erosiva sobre la Fm Yapeyú, datada en aproximadamente 18.000 años AP, es decir considerablemente más joven que la Fm Toropí-Yupoí del oeste de Corrientes. Los ambientes sedimentarios, sin embargo, han sido similares.

El perfil tipo de la unidad está ubicado en una cantera sobre la margen este de la RN 14, a 4 km al norte del cruce con la RN 128 (Paso de los Libres – Mercedes) y a unos 500 m del acceso a la localidad de Tapebicuá. El perfil expuesto (Fig. 49, pág. 129), de unos 60 m de longitud, se describe desde la base aflorante hacia arriba:

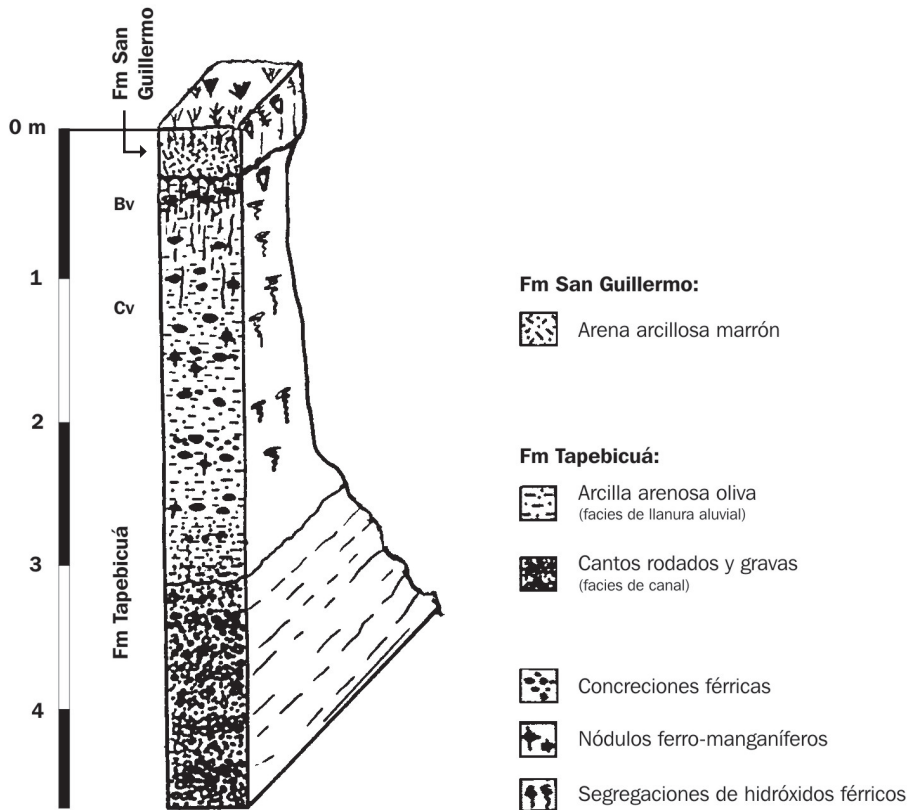
• 0,00 - 3,45 m. **Fm Tapebicuá:**

- 0,00 - 0,35 m. Facies palustre. Arcilla cohesiva de color amarillo oliva.
- 0,35 - 0,95 m (de espesor variable). Facies de canal de alta energía.

Estratos lenticulares de 0,20 a 0,40 m de potencia, formados por gravas y cantos rodados finos a medios (diámetro modal: 1-2 cm y diámetro máximo: 7-10 cm), subredondeados a subangulares, en general de composición silíceo (geodas, calcedonia, algunos clastos de arenisca silíceo, de arenisca ferruginosa y de basalto) en matriz de arena fina limosa de color rojo. Las gravas silíceas de alta redondez y esfericidad intermedia constituyen aproximadamente el 50 % del afloramiento. En algunos sectores, el depósito es clasto soportado, formado por cantos rodados de 3 a 6 cm de diámetro, bien redondeados, de

Figura N° 49

Perfil tipo de la Fm Tapebicuá (Corrientes)



composición silícea. El sedimento presenta encostramientos ferruginosos que lo cementan en forma diferencial. Contacto superior concordante.

• 0,95 - 3,20 m. Facies de llanura aluvial. Arena fina mal seleccionada, con escasos finos y presencia notable de sesquióxidos de hierro; plástica en húmedo. Contiene hasta un 10 % de gránulos y guijas silíceas (subredondeadas a angulares); los granos de arena gruesa a media son de cuarzo. Incluye lentes de hasta 10 cm de largo con concentración de concreciones ferruginosas de 0,5 a 1 cm de diámetro, duras y soldadas entre sí en cuerpos mayores de formas irregulares. Su distribución y forma indican que se trata de segregaciones producto de infiltración vertical y posterior precipitación. Abundantes concreciones férricas de 0,5 a 1 cm de diámetro y manganésíferas de 5 a 10 mm de diámetro se distribuyen en forma errática en el perfil, constituyendo un 10-15 % de la masa sedimentaria; en general son redondeadas. El ambiente posdeposicional ha sido sin dudas palustre con fuerte actividad de los óxidos de hierro y manganeso, lo

que queda registrado en las numerosas variaciones en color del sedimento. El color general es amarillo oliva (2,5 Y 6/6; 5 Y 6/6), con manchas al oliva claro (5 Y 6/4); son comunes las variaciones tonales locales al marrón intenso (7,5 YR 5/8) y al marrón oliva claro (2,5 Y 5/6); dichos cambios tonales definen sectores de 5 a 10 cm de longitud. En los 0,70 m superiores (horizonte Cv del paleosuelo desarrollado en el techo de la unidad) son frecuentes los moldes de raíces. El perfil expuesto presenta abundantes grietas de desecación y microformas tipo “tubos de órgano” (semejantes a los que presenta la Fm Toropí-Yupoí en el oeste de Corrientes), generados por erosión pluvial. Contacto difuso hacia arriba.

- 3,20 - 3,45 m. Suelo enterrado de tipo Plintisol (Kröhling e Iriondo, 2004). El horizonte Bv (0,25 m de potencia) constituye un perfil en media caña en el talud de la formación. Está compuesto por arena muy fina arcillosa, con escasa arena gruesa y guijas de composición silíceas, redondeadas a angulosas. El color es marrón amarillento oscuro (10 YR 4/4). Estructura débil. La característica iluvial típica de este horizonte son los ferriargilanes. Contiene concreciones de óxido férrico y manganesíferas, redondeadas y de superficie lisa, junto con segregaciones verticales de óxido férrico (rojas) de límites definidos. Incluye plintitas comunes, de formas subcuadradas, redondeadas y de superficie suave. Contacto superior discordante.

- 3,45 - 3,75 m. **Fm San Guillermo.**

El espesor y la distribución de la Fm Tapebicué es variable regionalmente. Entre Santo Tomé y La Cruz la unidad constituye el relleno de extensas depresiones entre colinas relictuales formadas por la Fm Yapeyú. Dichos rellenos ocupan extensiones de 3 a 7 km.

Junto a la Cañada Colorada (1 km al sur de La Cruz) es visible la relación estratigráfica entre la Fm Yapeyú y la Fm Tapebicué. Allí se observa una colina labrada en la Fm Yapeyú que lateralmente es cubierta por la unidad en análisis, con su típico tope plano subhorizontal. La Cañada Colorada se ubica en el contacto entre el plano formado por la Fm Tapebicué y la loma residual constituida por la Fm Yapeyú.

El acceso al área de Tres Cerros desde La Cruz recorre un plano general formado por la Fm Tapebicué, representado en el metro superior por la facies palustre. Esta unidad está cubierta por la Fm San Guillermo y se prolonga al oeste del paraje Tres Cerros. Entre La Cruz y Guaviraví, la Fm Tapebicué domina ampliamente el paisaje, aflorando la facies de llanura aluvial en cortes poco profundos. Cerca de Guaviraví, hay un perfil de la unidad de 2 m de potencia, con el perfil típico representado en la parte inferior por la facies de canal, cubierta por la facies de llanura aluvial.

En el área de Yapeyú hay escasos depósitos de la Fm Tapebicué. Esta unidad se hace dominante en el área tipo y también más al sur, hasta las cercanías de Paso de los Libres y Monte Caseros.

En el área de Tapebicuá, la facies de canal aflora a 1 m de profundidad con respecto a la superficie del terreno. A 1 km al norte de la entrada a Tapebicuá, por ruta 14, aflora la arena arcillosa oliva con moteados ocre amarillentos de formas verticales, con 2,5 m de potencia. El grado de consolidación de la unidad aumenta hacia abajo debido a cementación con hidróxidos de hierro. La facies de canal aparece en la base, formada por cantos rodados y gravas en matriz arenosa. La formación está coronada por un horizonte B de un paleosuelo (Plintosol) de 0,35 m de espesor.

La formación aflora en una cárcava desarrollada sobre la pendiente lateral derecha del arroyo Tapebicuá, en el valle del Aguapey y en un valle cercano a Bonpland. Al sur de la ruta de acceso al puente internacional Paso de los Libres-Uruguaiense se observan perfiles típicos de la unidad. En un perfil junto al arroyo San Joaquín la formación alcanza los 4 m de espesor sin ver base. Allí la facies de canal, formada por gravas y cantos rodados de composición silícea (30 % de las gravas compuestas por clastos de arenisca ferruginosa), forma la parte superior del afloramiento. Infrayace un depósito de arena fina arcillosa moteada (con variaciones de color desde el oliva al rojo), cohesiva, masiva; ésta contiene guijas silíceas subredondeadas a angulosas.

En el área cercana al río Miriñay, los 2 m superiores de la Fm Tapebicuá están compuestos por arcilla arenosa (granos de arena cuarzosa en una masa de arcilla plástica) de consolidación media, con variaciones en el color desde el rojo al amarillo y gris oliva. La parte superior del depósito contiene mayor cantidad de arena y está afectada por pedogénesis. Presenta talud vertical y disyunción vertical en prismas de 0,50 a 1 m de altura, que rompen en prismas muy gruesos; el color varía entre el oliva, el rojo y el amarillo. Hacia el este, la unidad aflora en facies palustre con 2,5 m de potencia junto a la RN 126. Está compuesta por arcilla plástica de color general marrón, con variaciones difusas al amarillo y al oliva. El perfil expuesto presenta grietas de desecación y formas de erosión en “tubos de órgano”. En la parte superior se destaca el horizonte B del suelo enterrado, de 0,30 m de espesor y de color general gris. En discordancia, sobre dicho horizonte se halla la Fm San Guillermo. La unidad aflora junto a la RN 127 entre el paraje Cuatro Bocas y Paso de los Libres. Yace allí sobre basalto cretácico y está cubierta por la Fm San Guillermo. Se presenta en facies palustre oliva con variaciones tonales al gris, con formas de erosión semejando tubos de órgano. Un depósito arcillo-limoso negro corona la unidad, conteniendo abundantes concreciones de CaCO_3 , equidimensionales, de superficie áspera y de 1 a 3 cm de diámetro (frecuencia: 15 a 20 %); además, suelen aparecer concreciones manganesíferas elipsoidales de hasta 0,5 cm de diámetro.

Teniendo en cuenta el mapa de suelos de Corrientes (Escobar y Capurro, 1990), el mapeo de la serie Malezales coincide con la distribución areal de la Fm Tapebicuá.

En el sector brasileño de la cuenca, la presencia de la Fm Tapebicuá es reducida. Aparecen afloramientos dispersos junto a la ruta BR 472 al sur de

Uruguaiana (RS). A unos 20 km al sur de esta ciudad se destaca un nivel plano casi horizontal de unos 2 km de largo, formado por el techo de la unidad. A 53 km al sur de Uruguaiana se observa un perfil típico de la Fm Tapebicuá, con la facies de canal en la base y la facies palustre hacia arriba: por encima de un estrato formado por cantos rodados silíceos con escasa arena intersticial aparece un sedimento palustre arcillo arenoso gris con moteados ocre amarillentos (motas férricas de 8 mm a 2 a 3 cm de largo, difusas, que abarcan un 15-20 % del sedimento), cuyas formas de erosión son parecidas a las de la formación en Corrientes. Está cubierta por la Fm San Guillermo. La formación vuelve a aflorar a unos 64 km al sur de Uruguaiana y en otros sectores menores.

La presencia de esta formación en el sector uruguayo de la cuenca se restringe al área ubicada al oeste de la localidad de Bella Unión. El techo de la Fm Tapebicuá forma un plano horizontal limitado al oeste por la terraza baja del Uruguay y al este por una superficie ubicada a cota superior (+ 5 m) sobre la que se halla Bella Unión.

La composición mineralógica de la fracción arena muy fina de la unidad en el área ubicada entre Paso de los Libres y Yapeyú es: 88,1 % de cuarzo monocristalino, 7,8 % de cuarzo policristalino, 1,9 % de feldespatos, 1,6 % de calcedonia y 0,6 % de vidrio volcánico. La fracción pesada representa menos del 1 % del total.

Los resultados mineralógicos de arcillas obtenidos por Herbst y Santa Cruz (1985) sobre muestras de la Fm Toropí-Yupoí en la región oriental de Corrientes (que consideramos aquí correspondientes a la Fm Tapebicuá) indican predominio de montmorillonita, con cantidades importantes de caolinita. Esta última aumenta de sur a norte (0-100 % en sus valores extremos).

La ubicación estratigráfica de esta formación presenta cuestiones interesantes. Por una parte, los indicadores de campo, principalmente geomorfológicos y algunos estratigráficos, revelan que la unidad es posterior a la Fm Yapeyú, esta última datada por TL en alrededor de los 18.000 años AP. Por otro lado, recientes dataciones absolutas de la facies palustre de la Fm Tapebicuá (en el perfil tipo) obtenidas en otro laboratorio resultaron para la misma muestra en tres valores diferentes: 93.800 ± 11.000 a AP (método OSL), 124.700 ± 14.000 a AP (OSL) y 126.500 ± 14.000 a AP (método TL). En consecuencia, la Fm Tapebicuá pertenece al Pleistoceno Superior *sensu lato*, con dudas sobre la edad precisa dentro de éste. De todas maneras, queda registrada mediante varios indicadores independientes una migración importante del río Paraná en épocas más recientes que las estimadas hasta ahora (Iriondo, 2004a).

El Holoceno

El Holoceno abarca los últimos 10.000 años de la historia terrestre. Está caracterizado por algunas oscilaciones climáticas bien contrastadas. Las dos principales ocurrieron en: 1) El Holoceno Medio, con pedogénesis generalizada y el desarrollo de fajas aluviales, y 2) parte del Holoceno Superior, con actividad eólica dominante.

La Formación Concordia

Se propone aquí el nombre de Fm Concordia para el depósito sedimentario que constituye la terraza baja del río Uruguay. Esta terraza aparece a lo largo de unos 1.300 km de distancia, desde Chapecó (Brasil) hasta Concepción del Uruguay (Entre Ríos). La información disponible indica que la generación de la terraza baja abarcó todo el Holoceno y probablemente haya comenzado un poco antes (Kröhling e Iriondo, 2002).

En general, la unidad está compuesta por sedimentos masivos o muy groseramente estratificados, franco arenosos y areno arcillosos, de color marrón grisáceo a marrón rojizo, según la latitud. Estos corresponden a depósitos en facies de inundación, acumulados durante dos fases climáticas semiáridas, separadas por un intervalo húmedo que favoreció la pedogénesis de los materiales superficiales. Durante la formación de la terraza el río fluyó por un cauce más pequeño que el actual y sufrió grandes inundaciones esporádicas que acumulaban sedimentos finos en su valle. La fuente de los materiales sedimentarios de la unidad está ubicada en la alta cuenca (Fig. 11, pág. 48).

La formación está compuesta por dos miembros de similares características, bien definidos en el área de Concordia. El miembro inferior se desarrolló durante el Holoceno Inferior y el *Optimum Climaticum* (o Hypsithermal) del Holoceno Medio; en este último período se generó el paleosuelo que corona dicho miembro. Predominan ampliamente facies de inundación, salvo en cortos trechos donde aparecen afloramientos rocosos (Monte Caseros, Concordia, Puerto Yerúa), lo que produjo la formación de una facies de canal en la base del miembro inferior. El miembro superior se depositó en el Holoceno Superior, hasta una edad de aproximadamente 1.000 años AP; está muy desarrollado en Misiones. En toda su extensión, dicho miembro está compuesto por facies de inundación, que representan un ambiente similar al del miembro inferior. Localmente se ha preservado un suelo enterrado poco desarrollado en el techo del miembro superior, probablemente generado durante el Período Cálido Medieval (entre 1.400 y 800 años AP). En algunos lugares se intercalan en ambos miembros lentes arenosas con significativa

proporción de ceniza volcánica de procedencia andina, que son llamadas localmente “tabatinga”.

La Fm Concordia se identificó con sus características típicas en la alta cuenca en Brasil, a partir del sector de Chapecó (SC)-Erval Grande (RS) a unos 120 km aguas arriba de la frontera argentino-brasileña. No se han observado depósitos pertenecientes a la Fm Concordia, asociados al río Pelotas y al río Canoas. El primer tramo del río Uruguay no presenta terraza baja asociada, habiendo sido identificada recién a partir de la confluencia del Uruguay con el arroyo Passo Fundo, en el área de Chapecó. La unidad está compuesta allí por arena fina a muy fina arcillosa, de color marrón rojizo oscuro, organizada en estratos gruesos (entre 0,50 y 1 m de espesor) con contactos difusos. Tiene de 6 a 8 m de espesor visible.

Un depósito correlacionable con la Fm Concordia es la terraza del río Lava Tudo, en el área de São Joaquim. El depósito tiene 2 m de espesor; los 0,60 m inferiores están compuestos por arcilla limosa, de color marrón oscuro y presentando laminación plana paralela. El resto está compuesto por sedimentos finos de color gris muy oscuro, masivos, y sujetos a pedogénesis actual.

La terraza baja está bien desarrollada en el río Uruguay cerca del área de Iraí. Hacia aguas abajo, en el trayecto entre Itapiranga y Mondaí, la Fm Concordia se encuentra muy afectada por erosión fluvial actual en ambas márgenes. Brazos menores del río han cortado la terraza y, como consecuencia, relictos de la misma forman islas alargadas en el cauce. El sedimento que las compone es arena muy fina limo-arcillosa de color marrón rojizo, masivo en su parte superior aflorante.

En Misiones el miembro superior de la Fm Concordia está bien desarrollado, alcanzando de 6 a 8 m de potencia sobre el nivel de aguas medias del río Uruguay. Un yacimiento arqueológico, muy probablemente perteneciente a paleoindios, fue hallado en el perfil de la terraza sobre la margen derecha del río, aguas abajo de los Saltos del Moconá (en el punto que recibió la denominación indígena de Piedra Bugre). Los restos proceden de un nivel ubicado a unos 5 m por debajo del plano de la terraza, y comprende lascas, fogones y puntas de proyectil (la punta mejor preservada alcanza 7 cm de longitud y 2 cm de ancho máximo y se halla quebrada).

Segmentos de la terraza ubicados en la confluencia de algunos arroyos con el río Uruguay (cabe citar, por ejemplo, la confluencia con el arroyo Pepirí Mini) presentan una facies gruesa incluida en la arena arcillosa que constituye el cuerpo principal de la terraza. Los clastos dominantes son gravas, cantos rodados medianos y bloques basálticos. La terraza en general está sujeta a movimientos de masa que generaron un perfil escalonado.

En el área de Alba Posse la terraza baja está formada por arena muy fina arcillo-limosa marrón, cuya parte inferior aflorante está organizada en estratos

gruesos a muy gruesos, difusos. El sedimento de la parte superior del afloramiento, de unos 3,5 m de espesor, es masivo y rompe en prismas definidos. En Puerto Mauá (RS), ubicado frente a Alba Posse, la unidad está formada por arena muy fina a fina arcillosa, con plasticidad moderada, de color marrón oscuro, de consolidación media. Los 2 m inferiores del depósito son masivos. La parte superior del perfil aflorante está cubierta por vegetación. En la margen derecha del río (Panambí, San Javier e Itacaruaré) la Fm Concordia aflora con la misma potencia y con las mismas características sedimentológicas. En las últimas dos localidades citadas, este cuerpo sedimentario es un fango masivo de color marrón rojizo, moderadamente estructurado en prismas gruesos. La terraza alcanza en dicha área 6 m de altura sobre el nivel de aguas medias.

En Santo Tomé (Corrientes) la Fm Concordia constituye un buen afloramiento en la barranca del camping El Piñeral. La terraza constituye allí un plano subhorizontal de 150 m de ancho. Sobre el nivel de aguas medias afloran 6 m de la unidad, formada por estratos gruesos horizontales y de contactos difusos, compuestos por limo arcilloso masivo. Los 2 m inferiores del depósito de la terraza incluyen rodados de basalto muy alterado. La unidad está cubierta por una barra de acreción lateral actual del río, de 1,80 m de espesor. Según informadores locales, la “tabatinga” aflora en aguas bajas del río, en la base de la barranca.

En el antiguo cruce de balsas de Puerto Hormiguero (Corrientes), la terraza baja del Uruguay tiene 1 km de ancho y se conecta con el nivel de terraza alta mediante un talud de 6 m de desnivel. La barranca del Uruguay, de unos 3 m de altura respecto del nivel de aguas medias, está formada totalmente por la Fm Concordia. Sobre la margen opuesta del río (varios cientos de metros aguas arriba del puerto de São Borja), la unidad alcanza 4,5 m de potencia sobre el pelo de agua. Está compuesta por arena limo-arcillosa de color marrón algo rojiza, masiva en los 2 m superiores. El sedimento es cohesivo en seco, está estructurado en agregados poliédricos y atravesado por raíces actuales. Existen numerosos megaporos actuales y moldes de raíces de árboles grandes rellenos por el mismo sedimento.

Un perfil importante en el norte de Corrientes es el que se encuentra ubicado junto al puesto de Prefectura Naval Aguapé, al norte de Yapeyú. Desde el nivel del agua y hacia arriba, la Fm Concordia está formada por:

- 0,00 - 0,40 m. Estrato de arena muy fina limosa, estructurada en poliedros muy gruesos, que rompen en agregados menores. Segregaciones de CaCO_3 formando venillas de 0,5 cm de diámetro ocupan parcialmente las fisuras que limitan los agregados mayores. Contacto superior del estrato horizontal a ondulado.
- 0,40 - 1,00 m. Estrato de espesor variable, formado por arena muy fina limosa, de color general marrón oscuro, con variaciones menores. Presenta

manchas ferruginosas. La superficie expuesta tiene grietas de desecación pequeñas e irregulares. Abundantes poros y canales gruesos; moldes de raíces. En el contacto con el estrato suprayacente aparece surgencia de agua subterránea.

Los dos estratos inferiores forman un talud de 15° de pendiente.

- 1,00 - 3,00 m. Estrato algo más arcilloso que el infrayacente, de color marrón grisáceo con variaciones menores, masivo en general. Los agregados son consistentes. Los poros y perforaciones son gruesos (de hasta 5 cm de diámetro y de hasta 2 cm de largo). Las grietas de desecación están menos desarrolladas que en los otros estratos. Pasaje transicional al estrato suprayacente. El talud del estrato tiene 45° de pendiente.

- 3,00 - 4,00 m. Estrato compuesto por rodados de costra ferruginosa de color ocre amarillento en matriz limo arcillosa.

Los estratos de la unidad contienen cantos rodados partidos de areniscas silíceas.

En el área de Yapeyú, la Fm Concordia presenta un buen afloramiento en el paraje Santa Bárbara, a unos cientos de metros aguas arriba de la desembocadura del arroyo Guaviraví. En la barranca del Uruguay, de talud subvertical, la Fm Concordia tiene 4,50 m de altura sobre el nivel de aguas medias. Desde abajo hacia arriba:

Miembro inferior:

- 0,00 - 1,80 m. Arcilla limosa marrón oscura en estratos finos difusos (estratificación plana paralela horizontal). El sedimento rompe en prismas medios (de 5 cm de altura), firmes. Los agregados están revestidos por pátinas húmicas negras. Abundantes canalículos de bioturbación.

- 1,80 - 2,30 m. “Tabatinga”. Estrato lenticular formado por arena muy fina de color amarillo anaranjado, muy bien seleccionada, moderadamente friable. La base del estrato posee laminación bien desarrollada en los 3 cm inferiores y contiene ceniza volcánica blanca visible a simple vista. Abundantes canalículos de bioturbación en la base. En el techo hay grietas de desecación. El estrato sobresale del perfil general de la barranca. La base del estrato marca un paleo-relieve de 1,30 m de altura en unas decenas de metros de afloramiento.

- 2,30 - 3,50 m. Arcilla limosa marrón oscura, organizada en estratos medianos. El sedimento rompe en agregados débiles poco definidos.

- 3,50 - 4,10 m. Suelo enterrado. Horizonte Bt, de 35 cm de espesor formado por arcilla limosa marrón oscura, bien estructurada en prismas gruesos (de 7 cm de altura), de resistencia firme. Argilocutanes cubriendo parcialmente la superficie de los agregados y canalículos de bioturbación en su interior. Este horizonte pasa en transición hacia arriba al horizonte A.

Miembro superior:

- 4,10 - 4,50 m. Arcilla limosa marrón oscura, masiva, bioturbada. El sedimento rompe en agregados granulares muy gruesos. En su techo aparecen restos de un fogón indígena, que incluye carbón vegetal. El fogón está

asociado a cerámica de la cultura Tupí-Guaraní, datada entre 500 y 1.300 años AP (J. Rodríguez, *com. pers.*).

El miembro superior está cubierto por 0,90 m de limos arenosos actuales.

El techo de esta unidad se encuentra entre 1 y 3 m por encima del nivel de acumulación actual del río.

El miembro inferior de la Fm Concordia aflora en el área de Paso de los Libres, desde el puesto Puerto Nuevo de Prefectura hasta aguas arriba del puente internacional. Dicho miembro alcanza 4,5 m de espesor svb, cubierto por un depósito de barra fluvial, de 0,50 m de potencia. En esa localidad, la Fm Concordia está formada por una sucesión de estratos medianos continuos a lo largo del afloramiento, que tiene unos 100 m de largo. Dichos estratos están compuestos por sedimentos franco limosos a arcillosos de color marrón rojizo, que contienen abundantes restos de materia vegetal carbonizada del mismo color, ocupando el 15 % del volumen total (algunos equidimensionales de pocos centímetros de diámetro, otros con formas ramificadas de hasta 4 cm de diámetro); algunos se encuentran en posición de vida. A 1,50 m por encima del nivel del agua aparecen acumulaciones de fragmentos de costra ferruginosa. La parte superior del afloramiento de la unidad está representada por un paleosuelo complejo, de 1 m de potencia. El horizonte Bt, de color gris oscuro, está bien estructurado en prismas medianos, de resistencia muy firme, revestidos por argilocutanes; contiene manchas producto de gleyzación. Este horizonte pasa en forma transicional aparente a la barra fluvial parcialmente edafizada.

En el área de Monte Caseros, la terraza baja del Uruguay se ajusta a condiciones locales particulares, caracterizadas por afloramientos generalizados de basalto. La terraza tiene un ancho variable de hasta 400 m, faltando en algunos sectores. El espesor de la Fm Concordia es reducido (1,5 a 2 m sobre el basalto). La parte inferior del perfil (de 0,20 a 0,40 m) está compuesta por sedimentos gruesos de cauce. En un lugar típico aparecen gravas y cantos rodados de basalto alterado y calcedonia, subangulares a subredondeados, matriz soportados. La matriz está formada por arena fina a media limosa, de color marrón oscuro. Hacia arriba sigue un depósito areno-limoso de 0,70 m de potencia, con estratificación difusa horizontal en estratos medianos.

En Entre Ríos, la unidad presenta un importante desarrollo en el área de Concordia. En ese tramo la presencia de basalto a cotas inusualmente altas influye en las características de la faja fluvial holocena. El caso es análogo a lo observado en el área de Monte Caseros. El río ha tenido tendencia a atravesar la roca mediante saltos (en la actualidad, Salto Grande y Salto Chico), correderas, bifurcaciones, etc. Dichos elementos morfológicos son relativamente excepcionales en la cuenca media del río Uruguay.

En el área de Concordia, el miembro inferior de la formación incluye facies de canales activos y abandonados en la base. El paleosuelo que corona el miembro inferior está allí bien desarrollado. El miembro superior tiene menor desarrollo que el alcanzado en la provincia de Misiones.

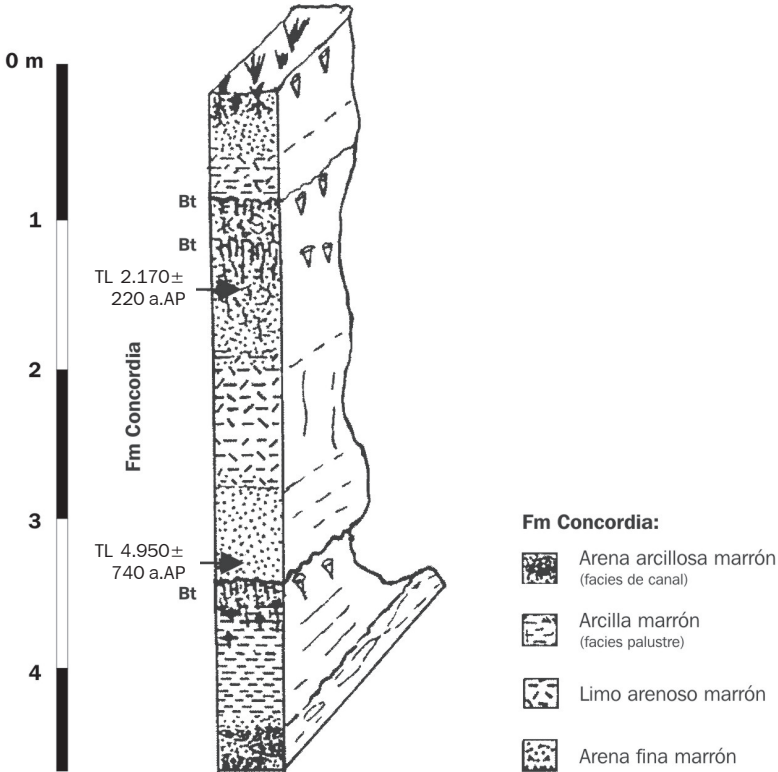
El perfil tipo de la Fm Concordia se encuentra en el Parque Municipal San Carlos de esa ciudad, más precisamente en el sector de la barranca del Uruguay junto a la bajada de lanchas del parque (Fig. 50, pág. 138). Desde el nivel de aguas medias:

Miembro inferior:

- 0,00 - 0,50 m. Facies de canal: estrato formado por arena arcillosa conteniendo lentes difusas (de 0,10 a 0,15 m de espesor y de más de 1 m de longitud) formadas por guijas silíceas subredondeadas a redondeadas, algunas de petrología basáltica. Este estrato se encuentra en una posición más baja hacia aguas abajo, por posibles asentamientos posdeposicionales. Forma una media caña en el talud por erosión fluvial.

Figura N° 50

Perfil tipo de la Fm Concordia (Entre Ríos)



- 0,50 – 1,55 m. Facies de relleno de canal abandonado:
 - 0,50 - 1,05 m. Estrato de arcilla cohesiva con alta concentración de nódulos (ocupan más del 50 % de la masa y tienen 1 cm de diámetro medio), de color general marrón claro. Abundantes grietas de desecación. El estrato forma un resalto en el perfil expuesto.
 - 1,05 - 1,55 m. Estrato de arcilla cohesiva de color general gris amarronado. Abundantes grietas de desecación en superficie y abundantes macroporos. Hay nódulos de sesquióxidos de manganeso (de 1 a 3 mm de diámetro, que ocupan 10-20 % de la masa, aumentando hacia abajo). Forma un resalto en el perfil. Este estrato pasa lateralmente a un suelo enterrado.

Miembro superior:

- 1,55 - 3,25 m. Facies de llanura aluvial:
 - 1,55 - 2,15 m. Estrato formado por arena muy fina cuarzosa, con menor cantidad de limo y arcilla, friable, débilmente estructurada en agregados débiles, de color general marrón. Forma un resalto en el perfil. El sedimento es permeable y hay surgencia de agua subterránea en la base del estrato.
 - 2,15 - 3,25 m. Estrato formado por limo arcilloso con importante cantidad de arena muy fina a fina, de color marrón, friable, débilmente estructurado en agregados irregulares. Los contactos superior e inferior de este estrato son difusos. El estrato forma un talud de 60° de pendiente.
 - 3,25 - 4,50 m. Pedocomplejo. El horizonte Bt inferior, de 0,35 m de espesor, está formado por arena muy fina limosa marrón grisácea, moderadamente estructurada en prismas firmes. La arena es cuarzosa, el sedimento tiene consolidación media. Pasa hacia arriba a otro horizonte Bt, de 0,90 m de espesor, de igual composición, de color general marrón grisáceo (en detalle se ven variaciones tonales del marrón claro al marrón rojizo). Está estructurado en prismas gruesos (de 5 a 7 cm de altura), que rompen en prismas menores, firmes, limitados por numerosas fisuras. El sedimento tiene consolidación media. Abundantes macroporos. Forma un talud subvertical.
 - 4,50 - 4,75 m. Estrato horizontal de limo arcilloso marrón grisáceo, estructurado en prismas gruesos (de 4 a 5 cm de altura), de resistencia firme. Discordancia erosiva.
 - 4,75 - 5,35 m. Depósito aluvial actual.

A unos 40 m aguas arriba del perfil descrito, el estrato palustre arcilloso cohesivo (que forma el techo del miembro inferior de la Fm Concordia) pasa a un suelo enterrado desarrollado en la parte superior de un depósito de relleno de cauce abandonado (Alfisol; Kröhling e Iriondo, 2004). Está representado por un horizonte Bt, formado por limo arcilloso de color gris, estructurado en prismas gruesos (de 8 a 10 cm de altura) que rompen en prismas menores, muy firmes a resistentes, separados por fisuras finas. Hay barnices en la superficie de los agregados. Este horizonte tiene 0,52 m de espesor. De

acuerdo con su posición estratigráfica y correlación regional, estimamos que se ha desarrollado durante el Holoceno Medio.

Un perfil accesorio se encuentra 300 m aguas arriba del perfil tipo. Éste contiene información arqueológica, útil para estimar la edad de la formación. Desde el nivel de aguas medias, de abajo hacia arriba:

Miembro inferior:

- 0,00 - 0,10 m. Facies de canal: estrato lenticular truncado, compuesto por un depósito clasto sostén de cantos rodados silíceos, con matriz arenosa. El material es cohesivo y de color general amarillo-rojizo. El tamaño de los clastos varía desde guija a canto rodado medio (12 cm de diámetro), bien redondeadas, equidimensionales y proladas, algunas fragmentadas. La selección es moderada. Lateralmente, el estrato aumenta de espesor.

- 0,10 - 2,10 m. Facies de relleno de canal abandonado:

- 0,10 - 0,40 m. Estrato lenticular compuesto por arenas laminadas, de color gris oscuro ligeramente oliva, friable. Contiene láminas de arcilla negra interestratificadas y pátinas de color ocre. Importante cantidad de materia orgánica vegetal, representada por restos de troncos y hojas con moderado grado de preservación; también hay restos de carbón vegetal.

- 0,40 - 0,80 m. Estrato lenticular compuesto por capas de arena arcillosa interestratificada con capas de arcilla, de 4 cm de potencia individual. El color general del estrato es marrón grisáceo, el depósito es cohesivo. Abundantes canaliculos de bioturbación, con halos de oxidación ocre.

- 0,80 - 2,10 m. Estrato lenticular de arcilla plástica, de color marrón oscuro ligeramente rojizo, masiva. Contiene fragmentos de carbón vegetal diseminados y de barro cocido correspondientes a fogones indígenas. Este estrato pasa lateralmente a un horizonte B de un paleosuelo.

Miembro superior:

- 2,10 - 6,00 m. Facies de llanura aluvial:

- 2,10 - 2,25 m. Estrato lenticular de arena muy fina limo-arcillosa de color marrón amarillento, cohesiva. Contiene ceniza volcánica.

- 2,25 - 4,75 m. Paquete areno-arcilloso de color marrón grisáceo oscuro, cohesivo, en estratos tabulares medianos (de 0,20 a 0,30 m de espesor), similares entre sí. Algunos están internamente laminados (laminación plana paralela horizontal). En un estrato ubicado a 0,40 m de la base aparecen piezas líticas y cerámica indígena.

- 4,75 - 6,00 m. Paquete limo arenoso marrón grisáceo. La fracción arena es muy fina a fina, de color general gris. Contiene guijarros y guijas diseminadas (1 %). Se observa localmente estratificación en estratos tabulares medianos.

- 6,00 - 6,45 m. Horizonte B de un paleosuelo, formado por arena fina limosa de color gris amarronado. Techo de la formación.

- 6,45 - 7,25 m. Depósito aluvial actual.

La presencia de cerámica en el perfil indica una edad de 2.000 años como máximo. En consecuencia, el horizonte B del paleosuelo del techo de la unidad fue probablemente generado durante el Período Cálido Húmedo Medieval.

En la ciudad de Concordia, 800 m aguas arriba del arroyito Manzores, aflora bien desarrollado el paleosuelo que corona el miembro inferior de la unidad. En la barranca del Uruguay, desde el nivel de aguas medias:

- 0,00 - 3,15 m. Facies de llanura aluvial. Estratos tabulares psamo-pelíticos, areno limosos o limo arcillosos, de color general marrón rojizo, friables a cohesivos. El sedimento presenta abundantes rasgos de bioturbación (pistas, perforaciones y canalículos).

- 3,15 - 3,85 m. Horizonte Bt de un paleosuelo. Limo con arena muy fina, de color gris oscuro a negro, cohesivo. Está estructurado en bloques a prismas medios a gruesos (de 3 a 6 cm de lado). La superficie de los agregados se presenta crenulada, por bioturbación (bolos fecales, perforaciones, etc.). Lateralmente presenta algunas variaciones texturales y estructurales.

Rodríguez (*com.pers.*) encontró en el interior del suelo, en este sitio, restos líticos de talla bifacial y puntas de proyectil pertenecientes a la Tradición Umbú, que se extendió entre los 7.000 y los 2.000 años AP. Según el especialista, los materiales aquí hallados corresponden a la fase tardía de esa Tradición, probablemente entre 4.000 y 3.000 años AP, lo que representa un fechado absoluto importante.

- 3,85 - 4,50 m. Sedimentos de inundación de la fase hidrológica actual.

Inmediatamente aguas abajo de la desembocadura del Ayuí Grande, la Fm Concordia constituye la mayor parte de la barranca, de 6 a 7,50 m de altura. Afloran allí los dos miembros, de abajo hacia arriba:

Miembro inferior:

- 0,00 - 4,50 m. Facies de relleno de canal abandonado: estratos lenticulares, de unos 30 m de longitud, formados por arcilla limosa de color marrón rojizo y de arena media a fina, de color ocre a amarillo, organizados en estratos medianos, internamente laminados. El estrato superior está compuesto por arena muy fina limosa, con escasa arcilla cohesiva, de color marrón rojizo.

- 4,50 - 5,20 m. Horizonte Bt de un paleosuelo complejo. Arcilla marrón oscura ligeramente rojiza. Está estructurado en prismas muy gruesos (de 15 cm de altura). Se infiere la presencia de montmorillonita, debido a la alta cohesividad y a la existencia de *slickensides* y de fisuras. Rasgos de bioturbación representados por tubos de perforaciones rellenos.

Miembro superior:

- 5,20 - 6,50 m. Facies de llanura de inundación: estrato tabular formado por arena cuarzosa fina a media limosa, de color marrón rojiza, masivo, cohesivo. Presenta laminación difusa. La parte superior tiene coloración gris

oscura. En la parte inferior contiene nódulos negros de sesquióxidos de hierro y manganeso, de 2 a 30 mm de diámetro. Contiene fragmentos líticos (Rodríguez, *com.pers.*).

- 6,50 - 6,70 m. Depósito areno-limoso de inundación, reciente.

Este perfil es representativo del segmento que existe entre Salto Grande y Salto Chico.

Las facies de canal activo y de relleno de canal abandonado de la unidad están bien desarrolladas en el área de la desembocadura del arroyo Yuquerí Grande, con 3,50 m de potencia. Siguen hacia arriba los depósitos en facies de llanura de inundación, con 4 m de espesor. En su parte media también se hallaron fragmentos de cerámica (Rodríguez, *com.pers.*).

En Puerto Yeruá, localidad ubicada en un bloque elevado, el perfil de la terraza baja tiene 4 m de altura sobre la arenisca silíceo cretácica de la Fm Puerto Yeruá. De abajo hacia arriba, la Fm Concordia está formada por:

- 0,00 - 2,00 m. Sucesión de estratos tabulares finos, formados por arena muy fina seleccionada, con importante cantidad de limo, con variaciones tonales desde el marrón al oliva-gris (generado por gleyzación).

- 2,00 - 2,20 m. Estrato tabular compuesto por arcilla gris oscura, estructurada en bloques finos a medios, cohesiva. Contacto difuso con el estrato suprayacente.

- 2,20 - 3,50 m. Sucesión de estratos finos tabulares y horizontales, formados por arcilla arenosa en la parte baja que pasa a arena limosa hacia arriba. Dichos estratos tienen variaciones tonales desde el gris oscuro al marrón, con moteados férricos. El sedimento rompe en agregados poliédricos gruesos, muy firmes.

- 3,50 - 4,00 m. Estrato tabular formado por limo escasamente arcilloso, de color marrón.

En Colón, la dinámica del río Uruguay se modifica significativamente; la Fm Concordia está separada del río por una sucesión de bancos laterales adosados a la orilla. La terraza baja tiene allí unos 500 m de ancho. En Concepción del Uruguay, frente a la Isla del Puerto, ésta aflora en la barranca de uno de los brazos principales del río, con 2 a 2,5 m de potencia sobre el nivel de aguas medias.

Diez km al sur de Concepción del Uruguay la unidad alcanza 10,40 m de potencia, suprayaciendo a areniscas rojizas de la Fm Asencio (Cretácico). En una perforación que la atravesó se describió el siguiente perfil, de abajo hacia arriba:

- 0,00 - 1,40 m. Arena fina limo-arcillosa gris oliva, con intercalaciones de arena media cuarzosa.

- 1,40 - 3,95 m. Arena fina limo-arcillosa de color general marrón grisáceo.
- 3,95 - 6,40 m. Arena fina marrón grisácea con nódulos arcillosos.
- 6,40 - 6,70 m. Arcilla limosa gris oliva; se interpreta como probable suelo.
- 6,70 - 8,40 m. Arena limosa marrón con intercalaciones de arcilla plástica negra.
- 8,40 - 10,40 m. Arena limosa negra con abundantes restos orgánicos vegetales conteniendo importante cantidad de agua intersticial.

Sobre la margen izquierda del Uruguay, inmediatamente aguas abajo de la desembocadura del río Cuareim (Uruguay), la terraza baja está bien desarrollada. Sobre el pelo de agua aflora la Fm Concordia, con varios metros de espesor, cubierta por la Fm San Guillermo.

Junto al puerto de Paysandú aflora el miembro superior y el suelo enterrado del techo del miembro inferior de la formación. Desde el nivel de aguas medias:

- 0,00 - 0,30 m. Horizonte Bt del suelo enterrado. Arcilla gris oscura con manchas de óxido férrico, bien estructurada en poliedros resistentes de 5 a 10 cm de lado. Forma una plataforma de abrasión.
- 0,30 - 1,35 m. Facies de llanura de inundación:
 - 0,30 - 1,20 m. Sucesión de estratos finos a muy finos, tabulares, horizontales y de límites difusos, diferenciables entre sí por sus variaciones texturales (desde arena muy fina arcillosa a arcilla limosa) y tonales (desde el marrón grisáceo al marrón). A 8 cm del techo aparece un nivel de ocupación humana, representado por una línea horizontal de piedras partidas (fragmentos de arenisca de la Fm Salto y limolita de la Fm Fray Bentos, de 2 a 5 cm de diámetro) de 6 m de extensión longitudinal. Este nivel de ocupación se extiende perpendicularmente a la barranca unos 8 a 10 m, definiendo una superficie de 50 m².
 - 1,20 - 1,35 m. En discordancia, estrato tabular de limo marrón grisáceo masivo.
 - 1,35 - 1,85 m. Sucesión de estratos muy finos, tabulares, horizontales y difusos, formados por arcilla limosa marrón oscuro a gris. Está afectada por pedogénesis. Se trata de un horizonte Bt, estructurado en prismas medianos, resistentes, escasos cutanes cubriendo los agregados y paredes de poros.
 - 1,85 - 1,95 m. En discordancia: estrato tabular de arena muy fina marrón grisácea, masivo, de probable origen eólico.

En San Javier (Uruguay) la unidad aflora con 1 m de altura sobre el nivel del río, representada por la facies de llanura aluvial, compuesta aquí por estratos difusos finos. El sedimento es limo arcilloso gris oscuro a negro; un estrato de 0,25 m de espesor y de color negro corona la unidad.

El desarrollo de la Fm Concordia está determinado por los siguientes eventos:

- 1) el depósito más antiguo de la terraza baja se formó durante el Pleistoceno

Tardío y principios del Holoceno (orientativamente entre 13.000 y 8.000 años AP), durante una fase climática semiárida, con cauce pequeño y grandes inundaciones esporádicas acrecionando sedimentos finos mal seleccionados en el valle.

La tabatinga fue datada en aproximadamente 10.000 años AP por Miller (*com.pers.*; aflorante en la barranca del Uruguay, cerca de la desembocadura del Ibicuy -30° S y 57° O);

2) el paleosuelo que corona el miembro inferior fue generado durante el período húmedo del Holoceno Medio (Hypsithermal, que se extendió entre 8.500 y 3.500 años AP), bajo condiciones tropicales húmedas. Es notable el hecho que durante ese período no ha habido una acreción significativa, lo que en primera instancia sugiere un clima de selva con insignificante carga de sedimento en suspensión, similar (por ejemplo) a la carga actual del arroyo Los Muertos, ubicado en plena selva misionera;

3) el miembro superior se acumuló durante el período seco del Holoceno Superior (entre 3.500 y 1.400 años AP). Una datación por TL del miembro superior tomada en San Javier (Misiones), a 7,20 m por debajo del techo de la unidad, indicó una edad de 2.170 ± 220 años AP. Otra datación por TL del miembro superior, a 200 m aguas abajo del puente internacional Colón-Paysandú, determinó una edad de 4.850 ± 740 años AP;

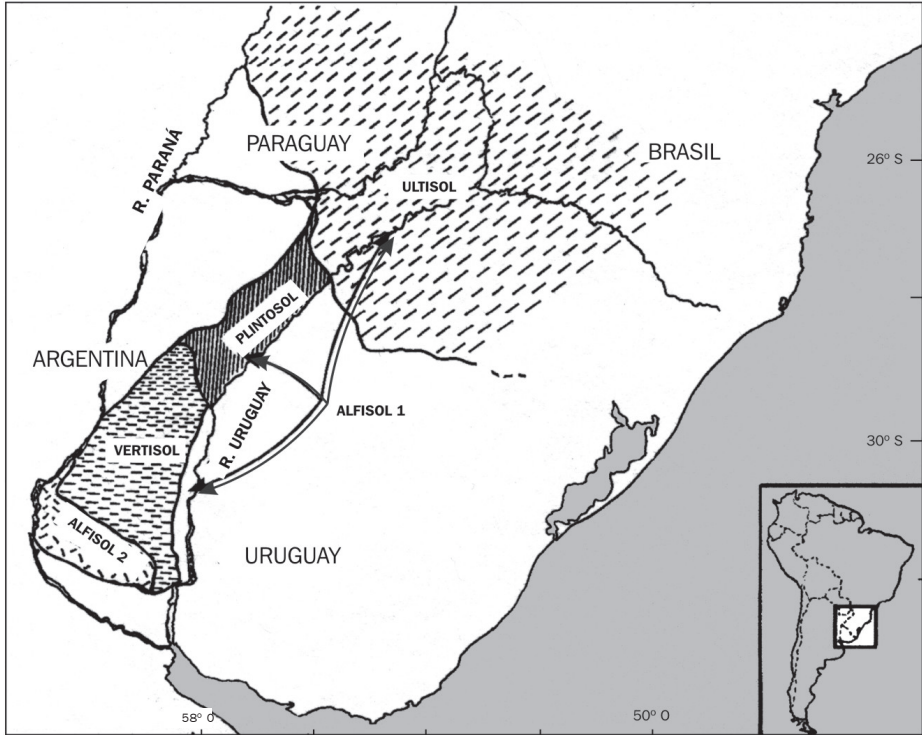
4) el paleosuelo del techo del miembro superior se desarrolló muy probablemente durante el Período Cálido Húmedo Medieval (ocurrido en la región entre 1.400 y 800 años AP).

Los suelos enterrados del Holoceno Medio

El Holoceno Medio estuvo caracterizado por un clima húmedo y cálido en toda la cuenca, durante un período de unos 5.000 años de duración (*Optimum Climaticum*). Este ambiente produjo el desarrollo completo del suelo en el tope de las unidades aflorantes en ese período (Fig. 51, pág. 145). Estudios previos realizados en la provincia de Santa Fe indican que una secuencia detallada dentro de este período general se resuelve en dos episodios pedogenéticos intensos, separados por un intervalo menos húmedo (Kröhling, 1996). Ese patrón climático produce suelos complejos cuando existe acreción vertical en forma simultánea con la pedogénesis. Este caso se da en forma reducida en la cuenca del río Uruguay, particularmente en las terrazas fluviales. En los interfluvios, los procesos ocurrieron en toda la superficie.

Figura N° 51

Mapa de suelos enterrados del Holoceno medio en la cuenca del Uruguay (tomado de Iriondo y Kröhling, 2004)



La diferente naturaleza de los materiales originarios dominó el tipo de pedogénesis, aun al nivel más alto de la clasificación de los suelos (Iriondo y Kröhling, 2001b; 2004a; Kröhling e Iriondo, 2004; Fig. 52, pág. 146). A continuación se describen las características principales del suelo enterrado en distintas unidades sedimentarias de la cuenca:

El suelo enterrado de la Fm Oberá (Misiones)

Un suelo del Orden Ultisol se ha desarrollado en el techo del miembro inferior de la Fm Oberá en una extensa área de la provincia de Misiones (Fig. 37, pág. 105). El suelo está parcialmente erosionado, habiéndose preservado el horizonte Bt, de 0,35 m de espesor típico. Dicho horizonte es un sedimento franco arcilloso de color rojo oscuro (10 R 3/6). Está moderadamente estructurado en prismas medianos a gruesos (de 5 a 15 cm de altura), de resistencia firme, limitados por

Figura N° 52

Principales rasgos pedológicos y análisis ambiental de los suelos enterrados de la cuenca del Uruguay (modificado de Iriondo y Kröhling, 2004a)

Suelo enterrado	Vertisol	Ultisol	Plintisol	Alfisol 1	Alfisol 2
Latitud	29°30' - 33°20' S	25° - 28° S	27°30' - 30°40' S	27° - 32° S	31° - 33° S
Material parental	arcilla palustre (Fm Hemandarias)	loess tropical (Fm Oberá)	arena arcillosa fluvial/ palustre (Fm Tapebicuá)	loam aluvial (Fm Concordia)	loess pampeano (Fm Tezanos Pinto)
Temperatura media estimada	21° C	23° C	22° C	20° - 23°C	19°C
Precipitación media estimada	1.600 mm/año	>> 2.000 mm/año	1.900 mm/año	> 2.000 mm/año	1.700 mm/año
Vegetación original	pastizal	selva	palustre/"malezal"	pastizal y bosque higrófilo	pseudoestepa
Sedimento suprayacente	limo arcilloso eólico (0.30-0.50 m de espesor)	limo arcilloso eólico de color rojo (2 m de espesor)	arena limosa eólica (0.30 m de espesor)	loam aluvial (4 m de espesor)	limo eólico (0,20-0,40 m de espesor)
Extensión areal	61.000 km ²	> 40.000 km ²	16.000 km ²	2.000 km ²	> 3.000 km ²
Color	gris oscuro (10YR 4/1)	rojo oscuro (10R 3/6)	marrón amarillento oscuro (10YR 4/4)	marrón oscuro (7.5YR3/2) a marrón rojizo (7.5YR 7/6)	marrón (7.5YR 5/4)
Mineral segregado	CaCO ₃	sesquióxidos de Fe	sesquióxidos de Fe - Mn	sesquióxidos de Fe - Mn	CaCO ₃
Mineral de arcilla	esmectitas	caolinita	montmorillonita/caolinita	esmectitas	illita / esmectitas
Espesor del Horizonte B	0,60 m	0,35 m	0,25 m	0,50 - 0,55 m	0,90 m
Estructura del Horizonte B	moderadamente desarrollada	moderadamente desarrollada	débilmente desarrollada	moderadamente desarrollada	bien desarrollada
Rasgos iluviales	escasos a comunes argilocutanes y <i>slickensides</i> comunes	comunes (argilocutanes / ferriargíales)	comunes (ferriargíales)	comunes (argilocutanes)	comunes (argilocutanes)

fisuras finas. Contiene argilocutanes y ferriargilanes con segregaciones de sesquióxidos férricos. Hay escasos macroporos finos, moldes de raíces rellenos y algunos moldes tapizados por películas negras. Dicho horizonte está cubierto en discordancia por el miembro superior de la unidad (de 2 a 3 m de espesor).

El suelo enterrado de la Fm Concordia (valle del río Uruguay)

Un suelo del Orden Alfisol ha evolucionado en el techo del miembro inferior de la Fm Concordia (Fig. 50, pág. 138). En el área tipo de la unidad se describió un horizonte Bt de 0,50 m de espesor. Este horizonte está formado por limo arcilloso de color gris, bien estructurado en prismas gruesos a muy gruesos (de 8 a 10 cm de altura), que rompen en prismas finos a medios; muy firmes a resistentes, separados por fisuras finas. Hay barnices en la superficie de los agregados. El material parental del suelo es allí un depósito de relleno de cauce abandonado.

En el área de Yapeyú, el horizonte Bt de dicho suelo desarrollado en la Fm Concordia tiene 0,35 m de espesor. Está compuesto por arcilla limosa marrón oscura, bien estructurada en prismas gruesos (7 cm de altura), de resistencia firme. Argilocutanes cubren parcialmente la superficie de los agregados; se observan canalículos de bioturbación en su interior.

El suelo enterrado de la Fm Touro Passo (valles afluentes del suroeste de RS, Brasil)

En el techo del miembro superior de la Fm Touro Passo, aflorante en el fondo de los valles del suroeste de RS, Bombin (1976) identificó un suelo enterrado formado por los horizontes IIB₂, IIB₃ y IICca. Este suelo está cubierto en discordancia por depósitos actuales con cierto grado de pedogénesis. Siguiendo la descripción del autor, el horizonte IIB₂ tiene 0,15 m de espesor y está formado por arcilla algo limosa moteada (gris muy oscuro, 10 YR 3/1 en húmedo). El IIB₃ tiene 0,10 m de espesor, arcilla limosa, de color variado (gris oscuro a marrón grisáceo oscuro; 10 YR 3/1 a 4/2 en húmedo). El IICca, de 2 m de espesor, es una arcilla limosa moteada (marrón grisáceo oscuro en húmedo). Los tres horizontes están moderadamente estructurados en bloques subangulares medios a gruesos, firmes, con pátinas y *slickensides* en el B₂ y el B₃. Escasos nódulos manganíferos pequeños en los tres horizontes y concreciones calcáreas frecuentes en el horizonte Ck. La transición entre los horizontes es clara y plana. Por la descripción de este autor puede deducirse que se trata de un suelo de tipo gley.

Análisis micromorfológicos de los horizontes B₂ y B₃ indican la presencia de

matriz-S pórfiro esquelética (cuarzo y plagioclasas y raros pesados –ilmenita–); fábrica plásmica vo-esquel-masépica (B₂) a vo-esquel-omnisépica (B₃). Los argilanes de grano y de vacío son comunes y están fuertemente orientados. Abundantes glébulas (concreciones y nódulos) manganíferas con granos capturados en el B₂. El horizonte Ck presenta matriz-S pórfiro esquelética, con plagioclasas idiomórficas grandes entre los granos esqueléticos (cuarzo). Fábrica plásmica vo-esquel-latisépica. Glébulas carbonáticas y manganíferas. La mineralogía de la fracción arcilla (por difracción de rayos X) indica predominio de esmectitas, con mejor cristalización en el horizonte B₂, lo que sugiere un origen iluvial. La discordancia que separa el suelo de los depósitos recientes edafizados está marcada por un cambio en la mineralogía de las arcillas.

El suelo enterrado de la Fm Tapebicué (este de Corrientes)

Las características del suelo desarrollado en el tope de la Fm Tapebicué evidencian condiciones de mal drenaje, conteniendo abundante plintita en los horizontes Bv y Cv del mismo, lo que lo califica como un suelo perteneciente al Orden Plintisol. El horizonte Bv tiene 0,25 m de potencia; está formado por arena arcillosa de color general marrón amarillento fuerte (10 YR 4/4), débilmente estructurada en prismas firmes, con ferriargilanes comunes (Fig. 49, pág. 129). Presenta abundantes concreciones ferromanganíferas (que ocupan un 10-15 % de la masa sedimentaria) y segregaciones de óxido férrico. Constituye un perfil en media caña en el talud aflorante. El suelo está cubierto en discordancia por la Fm San Guillermo (de 0,30 m de espesor típico).

El paleosuelo complejo de la Fm Hernandarias (Entre Ríos)

Un pedocomplejo perteneciente al Orden Vertisol se ha desarrollado en el techo de la Fm Hernandarias. El perfil se describe de arriba hacia abajo (Fig. 28, pág. 78):

- 0,00 - 0,15 m. **Fm San Guillermo.** Limo eólico gris oscuro con arena fina cuarzosa subordinada.

Discordancia erosiva.

- 0,15 - 0,75 m. Suelo vértico enterrado:

- 0,15 - 0,45 m. Horizonte B₂₁. Arcilla limosa plástica en húmedo, con escasa arena cuarzosa mal seleccionada como contaminante. Está moderadamente estructurado en prismas gruesos (de 5 a 6 cm de altura), de resistencia muy firme, que rompen en bloques angulares finos a medios. Color gris oscuro en seco (10 YR 4/1) a negro en húmedo (10 YR 2/1).

Presenta *slickensides* comunes y fisuras finas limitando los agregados. Está atravesado por raíces actuales. Constituye una media caña en perfiles aflorantes. Límite inferior gradual.

- 0,45 - 0,60 m. Horizonte B₂₂. Arcilla limosa plástica, de color gris muy oscuro en húmedo (10 YR 4/1), con arena cuarzosa mal seleccionada y guijas. Está moderadamente estructurado en bloques medianos a finos, poco definidos. Presenta *slickensides* comunes y fisuras finas. Límite inferior gradual.

- 0,60 - 0,75 m. Horizonte B₃. Arcilla limosa plástica de color general marrón grisáceo en húmedo (10 YR 5/2), con variaciones en color producidas por movimientos en masa (*churning*). Está débilmente estructurado en bloques gruesos, poco resistentes. Frecuentes argilocutanes y numerosos *slickensides*. Límite inferior gradual.

- 0,75 - 1,60 m. Horizonte C. Arcilla limosa plástica de color general marrón en húmedo (10 YR 5/3), con regular cantidad de arena cuarzosa mal seleccionada (<20 %). Está débilmente estructurado en bloques subangulares gruesos a muy gruesos, firmes. *Slickensides* comunes. Contiene abundantes grietas de desecación y canales biogénicos (de hasta 1,5 cm de diámetro) rellenos con material derivado del solum. Escasas concreciones pequeñas de CaCO₃ (de 5 mm de diámetro). Límite inferior gradual.

- 1,60 - 2,00 m. Horizonte Ck. Arcilla limosa plástica en húmedo con arena mal seleccionada, de color marrón. Hay moldes de raíces pequeñas cubiertas por pátinas negras y abundantes concreciones pulverulentas de CaCO₃ de 2 a 3 cm y de contornos poco definidos.

- 2,00 - 6,00 m. Fm **Hernandarias**. Limo arcilloso marrón claro, organizado en estratos gruesos, depositados en ambiente de pantano.

El suelo complejo enterrado del fondo de los valles (sureste de Entre Ríos)

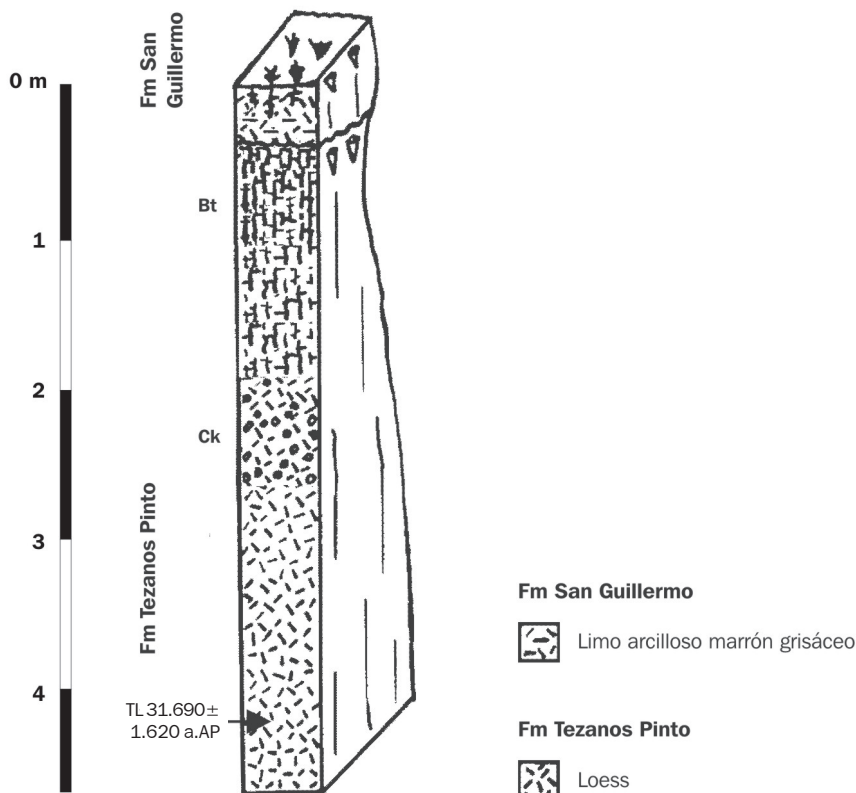
En el sector sureste de Entre Ríos se desarrolló un suelo de tipo Argiudol en el techo del loess pampeano (Fm Tezanos Pinto; Fig. 53, pág. 150). Este suelo está truncado por erosión y cubierto por depósitos más jóvenes (del Holoceno Tardío). En los valles fluviales del área se acumularon lentes de ceniza volcánica dando lugar a suelos clasificables como Andosoles. En dichos sectores ha resultado un pedocomplejo, con variaciones laterales significativas. Un perfil representativo (descrito en perfiles de cárcavas asociadas al arroyo El Gato) es el siguiente, de arriba hacia abajo:

- 0,00 - 0,25 m. Depósito eólico limo arenoso marrón grisáceo, algo estructurado en el techo del perfil. Límite inferior discordante.

- 0,25 - 1,62 m. Suelo complejo:

Figura N° 53

Columna estratigráfica del “sector pampeano”
de la cuenca inferior del Uruguay



• 0,25 - 0,35 m. Horizonte Bt. Limo arcilloso de color gris con arena media cuarzosa subordinada. El sedimento que constituye dicho horizonte sugiere un retrabajo aluvial. Está estructurado en prismas gruesos (de 3 a 8 cm de altura), que se dividen en bloques finos, muy firmes a resistentes. Límite inferior discordante.

• 0,35 - 0,57 m. Estrato cinerítico de color gris muy claro que pasa a blanquecino junto a la discontinuidad del techo; liviano, de talud vertical. Está pobremente estructurado en prismas muy gruesos (de 25 cm de altura y de 5 a 7 cm de base).

Discordancia resaltada por una grieta de 3 a 4 mm de ancho.

- 0,57 - 1,02 m. Horizonte Bt, de perfil vertical que pasa a media caña hacia abajo. Limo arcilloso de color gris, bien estructurado en prismas muy gruesos (de 10 a 15 cm de altura), que se dividen en prismas y bloques finos, separados por fisuras finas. Los agregados menores son muy firmes a resistentes. Pasaje inferior gradual al horizonte C.

- 1,02 - 1,62 m. Horizonte Ck desarrollado en el tope de la Fm Tezanos Pinto.

Otros suelos enterrados

En diversas áreas de la cuenca fueron identificados suelos enterrados de distintas características. Merece citarse el horizonte edáfico identificado en el área entre Nhu-Porá y Encruzilhada (suroeste de RS), representado por un horizonte C(Fe) de un paleosuelo decapitado, que fue desarrollado sobre regolito (basalto). Presenta color ocre amarillento, conteniendo abundantes (de 25 a 30 % del total de la masa) concreciones de óxidos férricos grandes botroidales, algunas alineadas en forma vertical insinuando rizoconcreciones. El horizonte está cubierto en discordancia erosiva por un depósito loésico de 0,15 m de espesor.

En la mayor parte de la cuenca, el suelo generado durante el Holoceno Medio fue truncado por erosión eólica y cubierto por una delgado depósito de origen eólico. Los horizontes B y C del suelo enterrado y los depósitos superficiales están afectados por la pedogénesis actual bajo un clima subtropical/tropical húmedo que comenzó hace 200 años. La excepción a esta influencia está representada por el suelo Ultisol, el cual está cubierto por 2 a 4 m de sedimentos eólicos finos y, consecuentemente, aislados de la dinámica presente.

La Terraza Baja de los Afluentes del río Uruguay

Los afluentes del río Uruguay presentan en general una terraza baja holocena. Las características de la misma, tales como espesor, extensión, estructuras sedimentarias y aun edad precisa, son variables dentro de un amplio rango. Por ello se hace necesario tratar por separado a las distintas regiones o subcuencas.

Los afluentes de la alta cuenca

Se consideran aquí los sedimentos holocenos que forman la terraza de los

afluentes del Uruguay desarrollados en la meseta basáltica misionera y su prolongación hacia el este, el planalto brasileño.

Se trata de ríos y arroyos que ocupan valles excavados en roca y que generaron una terraza aluvial formada por dinámica de inundación. Los cauces están bien encajados en el nivel de terraza, son fijos y presentan albardones. Un reconocimiento sistemático de 13 arroyos de Misiones y de varios arroyos en Brasil condujo a la elección del arroyo Los Muertos como caso representativo en función de las características típicas del conjunto (40 arroyos en un tramo de 250 km entre los Saltos del Moconá y la localidad de Panambí) y por razonables posibilidades de acceso (Iriondo *et al.*, 2001).

El arroyo Los Muertos es el colector de una cuenca estrecha, de 30 km de longitud total. Sus nacientes están desarrolladas en el nivel intermedio de la meseta de Misiones (Superficie Velhas) y el valle mismo está labrado en dicho nivel estructural. El valle y el cauce de Los Muertos comienzan en un gran salto de agua, ubicado 3 km aguas abajo de la divisoria de cabecera de la cuenca. Aguas arriba del salto, el arroyo corta un depósito de ladera de 1 m de espesor, formado por bloques de 30 a 60 cm de largo, sin redondeamiento alguno. La superficie general del terreno en las cabeceras de la cuenca está formada por un canchal de basalto, compuesto por bloques angulosos en una matriz pulverulenta gris, probablemente depositada por el viento. El terreno está compuesto por un complejo de rampas pequeñas, de pocos cientos de metros de extensión.

Los depósitos aluviales comienzan en la hoya del salto; en el fondo de la hoya aparecen grandes bloques de basalto. Los productos generados por meteorización química de esa roca son erosionados y entran en el sistema fluvial como carga de sedimentos en suspensión (arcilla y coloides) durante las crecidas.

Aproximadamente a 7 km aguas abajo del salto el valle está bien definido, formado por dos rampas que llegan desde ambos costados hasta el cauce, con pendientes entre 2 y 4 %. El sedimento de las rampas está compuesto por material fino de color marrón oscuro y rojo oscuro, con cantos rodados y gravas en la base. Un pequeño afluente de la margen derecha permite observar que el material de rampa tiene alrededor de 2 m de espesor a lo largo de más de 300 m, cubriendo en forma de manto un relieve de pedimento labrado en el basalto. En la base del material de rampa, tanto en la barranca del colector como en la del afluente, hay acumulación de cantos rodados y gravas muy mezclados con el material fino. En muchos lugares es un sedimento matriz-soportado, típico de un depósito torrencial. El conjunto del valle a esa altura es el de dos pedimentos soterrados enfrentados a lo largo de una línea por donde corre el arroyo. En el lugar de la confluencia, la rampa tiene 2,50 m de espesor. Se trata de un sedimento fino de color marrón, con estructuras pedogenéticas posdeposicionales. Aunque a simple vista aparece como un

cuerpo sedimentario masivo único, la parte superior (de aproximadamente 1 m de espesor) es perceptiblemente menos compacta que la inferior.

Hacia aguas abajo, la terraza del arroyo está bien desarrollada a la altura de la RP 2 (El Soberbio-Alba Posse). El nivel de terraza horizontal tiene 100 m de ancho en la margen derecha y 300 m en la margen izquierda, al que se asocia un albardón actual. El cuerpo sedimentario que forma la terraza es un sedimento fino oscuro, compuesto por 20 a 40 % de coloides, con proporciones importantes de limo y arcilla, en ese orden. No se observan estructuras sedimentarias en todo el espesor, medido entre 1,50 y 2 m en la terraza. En el sector de la desembocadura, situado en el paraje Puerto Londero, la terraza tiene entre 5 y 5,50 m de espesor. Su dinámica está controlada por el efecto de remanso del río Uruguay.

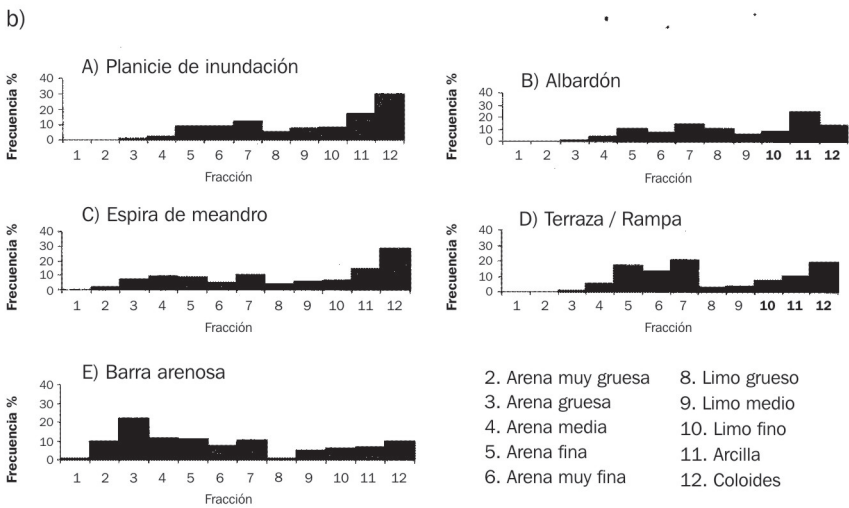
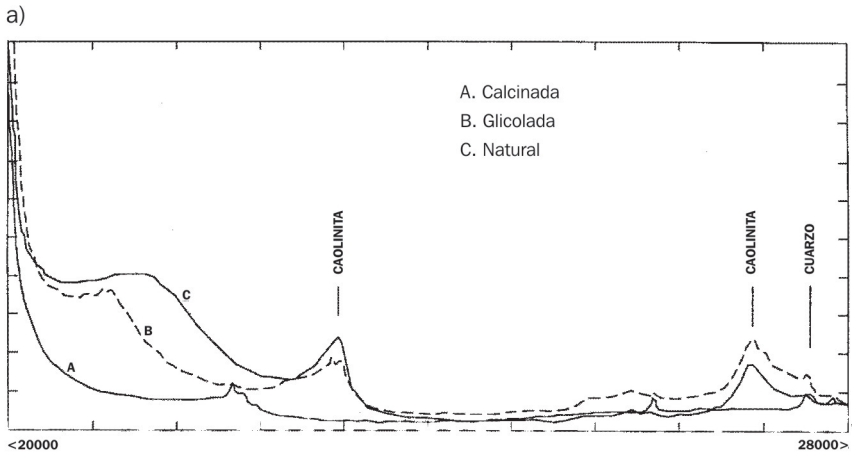
El análisis granulométrico practicado por Iriondo *et al.* (2001) de la parte superior de la rampa indica sedimento areno-limoso (70 %), con coloides (20 %) y arcilla (10 %). El perfil de la terraza obtenido por perforación presenta su moda principal en la fracción coloide, con promedio de 29,9 % y una moda secundaria en limo muy grueso con 12,1 %. La composición promedio de la terraza es: 33 % de limo, 30 % de coloides, 20 % de arena y 17 % de arcilla.

La fracción arena está integrada por clastos líticos de naturaleza basáltica; es notable la ausencia de cuarzo. Análisis por difracción de rayos X indican el predominio absoluto de caolinita, acompañada por fracciones de escasa representación de cuarzo, plagioclasas, esmectitas e illita. En la terraza, el porcentaje de esmectitas aumenta con la profundidad (Fig. 54, pág. 154).

La terraza aluvial del arroyo Los Muertos tiene una edad de 10.000 años AP obtenida por Termoluminiscencia; la rampa del valle superior fue datada por TL en 3.500 años AP. Estos sedimentos yacen directamente sobre el basalto, lo que indica una fase de erosión muy extendida inmediatamente antes del Holoceno. Ambas fases sedimentarias indican un clima menos húmedo que el actual. Se destaca la ausencia de la pedogénesis del Holoceno Medio, que es común en la región.

Figura N° 54

a) Difractograma de rayos X de los depósitos del arroyo Los Muertos, Misiones (radiación CuK α). b) Histogramas de frecuencias granulométricas de diferentes elementos geomorfológicos del arroyo Los Muertos (tomado de Iriondo *et al.*, 2001)



Los afluentes correntinos

Herbst y Santa Cruz (1985) mencionan que en casi todos los valles fluviales importantes de la provincia de Corrientes existe una terraza principal de carácter esencialmente arenoso, con proporciones variables de materiales limo-arcillosos. El color varía desde el gris al oliva. En algunos sitios los espesores de los depósitos aluviales pueden alcanzar hasta 3 ó 4 m. En el río Miriñay, y más precisamente en el llamado “codo”, no lejos de la desembocadura, dichos autores se refieren a uno de los mejores perfiles de la denominada Fm Toropí.

En los valles fluviales afluentes del Miriñay (esteros), en la llamada Meseta Basáltica de Mercedes, aparece un relleno cuaternario suprayaciendo al basalto cretácico. Este depósito, de hasta 2 m de espesor svb, corresponde a sedimentos eólicos acumulados localmente en ambiente de pantano temporario y en partes cubriendo un nivel de terraza asociada con el paleocauce. El relleno está compuesto por limo arcilloso o arcilla limosa plástica en húmedo de color marrón a marrón grisáceo o marrón oliva y con variaciones al amarillo rojizo, conteniendo localmente arena cuarzosa fina a media y guijas finas de composición silícea (con una baja proporción de basalto). El sedimento rompe en bloques mal definidos de 4 a 10 cm de lado y de consistencia muy firme. Presenta abundantes moldes de raíces finas, revestidas por pátinas negras y segregaciones de óxido férrico y concreciones ferromangáníferas de hasta 5 a 10 mm de diámetro; localmente contiene concreciones de CaCO₃ pulverulento, de 2 a 10 mm de diámetro. Este depósito palustre está en general cubierto por el delgado manto eólico de la Fm San Guillermo.

La barranca del extenso plano de terraza asociado al río Miriñay, a unos 30 km de su desembocadura en el Uruguay, tiene 3,5 m de altura media y está formada por estratos medianos a gruesos (estos últimos internamente laminados), predominantemente arenosos.

El tramo superior del río Aguapey presenta una terraza fluvial de 1 a 1,4 km de ancho y de unos 3 a 5 m de altura sobre el nivel de aguas medias. Los depósitos de la terraza corresponden a estratos medianos horizontales y de límites difusos, compuestos por arena fina cuarzosa, con importante cantidad de finos. En el tramo inferior, la terraza está formada por arena muy fina limosa con baja cantidad de arcilla, de color marrón rojizo oscuro (5 YR 4/3) y consistencia muy friable. El depósito presenta estratificación fina difusa y está bioturbado (nidos y perforaciones rellenas).

El cuerpo sedimentario que compone la terraza del arroyo Guaviraví presenta dos estratos: el inferior, con 1 m de espesor, está compuesto por limo marrón claro (7,5 YR 8/3) conteniendo guijas dispersas (de 15 a 20 %); el depósito es masivo y de consistencia media. El estrato superior, en relación concordante, tiene 1,30 m de espesor y está formado por limo masivo marrón (7,5 YR 7/3), de consistencia media. Ambos estratos están bioturbados.

La cuenca del Ibicuy (Ibicuí) representa un área particular en la región; la cuenca alta está caracterizada por la escasez de depósitos cuaternarios, con afloramientos de la Fm Serra Geral, Fm Botucatu (Cretácico) y Fm Santa Tecla (Terciario). El río Guarupí atraviesa un bloque tectónicamente hundido, de 6 km de ancho, relleno por un sedimento limoso marrón, originalmente eólico. El mismo caso se repite en los ríos Santa María e Ibicuí da Armada, cerca de la frontera con Uruguay.

En la cuenca baja del Ibicuy existe una cubierta de arena eólica poco consolidada (de edad Pleistoceno Superior-Holoceno) que ha aportado abundante carga a la red fluvial. Esto dio origen a depósitos aluviales en los valles del colector y sus afluentes.

Medeiros *et al.* (1989) reconocieron en el río Ibicuy una terraza formada por depósitos franco arenosos, con abundante materia orgánica que les otorga un color oscuro. Según dichos autores, la terraza alcanza cotas próximas a los 100 m en la margen izquierda, siendo prácticamente inexistente sobre la margen derecha del río en el área de Manuel Viana.

Nuestras observaciones de la terraza del Ibicuy en Manuel Viana indican una dinámica aluvial en la parte baja del perfil y acreción de albardones en la parte superior. El perfil está formado por estratos tabulares horizontales gruesos. Dicho perfil, descrito sobre la margen derecha del río y aguas abajo del puente, tiene 2,20 m sobre el nivel del agua; de abajo hacia arriba:

- 0,00 - 2,80 m. Facies de relleno de cauce abandonado:
 - 0,00 - 2,00 m. Sucesión de estratos medianos a gruesos; se intercalan estratos de arena arcillosa marrón a marrón oliva, friable, con estratos arenosos sueltos de color marrón amarillento.
 - 2,00 - 2,50 m. Estrato de arcilla plástica de color gris en húmedo y gris muy claro en seco, probablemente correspondiente a un nivel de ceniza volcánica alterada.
 - 2,50 - 2,80 m. Estrato lenticular formado por arena arcillosa amarillo clara de 6 m de longitud. Presenta moteados ferruginosos. El sedimento rompe en agregados resistentes, probablemente debido a la presencia de sesquióxidos de hierro.
- 2,80 - 4,20 m. Facies de albardón actual:
 - 2,80 - 3,10 m. Estrato tabular de arena arcillosa amarillo claro.
 - 3,10 - 3,50 m. Estrato tabular de arena gris con moteados ferruginosos amarillo-ocre. Moldes de raíces tapizadas por pátinas de color negro; grietas verticales limitando placas de 50 cm de altura por 30 cm de ancho. Forma un talud con pendiente negativa.

- 3,50 - 3,80 m. Estrato tabular de arena limpia, de color amarillo claro.
- 3,80 - 4,20 m. Depósito cubierto por vegetación.

En un afluente del río Itú, en plena zona arenosa del Ibicuy, se observó una terraza de 150 m de ancho a cada margen del cauce. El sedimento que forma la terraza, de 4,5 a 5 m de espesor, está representado por un depósito aluvial de cauce. Ese depósito fue originado por la resedimentación de arenas finas bien seleccionadas de una formación eólica pleistocena, que aflora en otros lugares del área (arenas eólicas anaranjadas). El depósito aluvial contiene de 10 a 20 % de cantos rodados, gravas y pequeños bloques, en general dispersos en la masa sedimentaria. Los cantos rodados están formados en partes iguales por clastos de basalto (de hasta 25 cm de diámetro) y por clastos de composición silíceo (cantos rodados y gravas de menos de 10 cm de diámetro; han sufrido rodamiento considerable y fracturas de impacto). El sedimento es friable, está débilmente estructurado en bloques en su parte superior; el color general es ocre claro, con presencia de moteados ocre amarillento a ocre rojizo. Esta terraza, seguramente holocena, está cubierta parcialmente por depósitos de arena eólica de hasta 2 m de potencia, que incluye un retrabajo del depósito aluvial infrayacente. Localmente aparecen pequeños paleocauces excavados en la terraza.

En el arroyo Puitá, afluente que cruza el área Encruzilhada–Viana, se repite el esquema observado en el río Ibicuy en Viana, con un albardón moderno formado entre el cauce actual y la terraza holocena.

Los afluentes del suroeste de la “Região da Campanha Gaúcha” (RS) y del noroeste de Uruguay

La Formación Sopas

Esta formación fue definida por Antón (1975) en el arroyo Sopas (afluente del río Arapey Grande) como una lodolita masiva marrón, conteniendo gravas dispersas caóticamente. La unidad es representativa de los depósitos acumulados en el fondo de los valles fluviales afluentes del Uruguay en el noroeste de Uruguay—departamentos Artigas (río Cuareim), Salto (arroyo Sopas) y Tacuarembó (arroyo Malo).

La unidad descansa en discordancia erosiva sobre las Fm Tacuarembó y Asencio; se trata de una secuencia granodecreciente de 8 a 10 m de espesor máximo. Ubilla *et al.* (2004) consideran, además, a la Fm Mataojo definida por Antón (1975) como parte de la Fm Sopas.

De acuerdo con la interpretación de un perfil estratigráfico integrado publicado por Ubilla y Perea (1999), la Fm Sopas se inicia con un estrato de 0,50 m de potencia formado por conglomerados en matriz arcillosa, que pasa a un estrato de 0,25 m de espesor compuesto por conglomerados en abundante

matriz arenosa; el siguiente estrato de 1,20 m de potencia está integrado por arena conteniendo lentes arcillo-arenosas. La parte superior de la unidad está representada por 1 m de arena limosa con lentes conglomerádicas finas en el techo, que pasa a 2,5 m de limo arenoso en el tope de la secuencia. El color general es marrón; ocasionalmente se intercalan lentes de varios metros de longitud compuestas por arcilla y limo de color oliva grisáceo. Son frecuentes los precipitados de CaCO_3 formando concreciones y duricostras de 1,5 m de potencia y carbonato pulverulento. La parte inferior es areno-limosa, presenta localmente estratificación horizontal planar, cruzada planar y ondulitas. Los estratos basales conglomerádicos contienen intraclastos de arcilla y limo.

Antón (1975) cita la presencia constante de un estrato de ceniza volcánica de 0,30 m de espesor máximo, ubicado próximo al tope de la unidad, frecuentemente asociada a niveles calcáreos. En el techo de la formación, dicho autor reconoce un depósito aluvial oscuro (suelos aluviales recientes) sobre el que se desarrollaron suelos Vertisoles (con morfología gilgai) hasta los 2 a 5 m de profundidad. Este espesor extremo sugiere la presencia de niveles palustres intercalados en la parte superior de la unidad.

El miembro superior de la formación aflora en el valle del arroyo Itapebí. En perfiles cercanos al puente de la ruta 31, dicho miembro tiene espesores variables entre 0,50 y 1,60 m, suprayaciendo a una unidad loésica pleistocena (Loess de Itapebí). En general, está formado por un estrato palustre de 0,15 a 0,50 m de espesor, compuesto por arcilla plástica negra en húmedo, densa, estructurada en bloques medios, que rompen en gránulos; el sedimento es no calcáreo; está atravesado por raíces actuales. Éste pasa hacia abajo a un estrato cinerítico, de color gris muy claro, estructurado en prismas muy gruesos que rompen en bloques de consistencia muy firme. El sedimento es friable, poroso, liviano, no calcáreo. Hay moldes de raíces actuales.

Según Ubilla y Perea (1999) y Ubilla *et al.* (2004), el ambiente deposicional de la Fm Sopas estuvo caracterizado por un patrón complejo, que incluye diferentes facies fluviales (de canal, de llanura de inundación, de barras), palustres y paleosuelos, bajo condiciones relativamente secas.

La Fm Sopas fue asignada al Piso Lujanense, basado en la asociación de mamíferos fósiles descritos por Ubilla y Perea (1999). Estos autores, de acuerdo con el registro de *Equus (A.) neogeus*, correlacionan la asociación faunística de la unidad con el Subpiso Lujanense Superior. Algunos de los taxa (*Tapirus terrestris*, *Dasytus* aff. *Novemcinctus*, *Myocastor coypus*, *Hydrochoerus hydrochaeris*, Erethizontidae, *Lundomys molitor*, grupo *Catagonus* y *Neolicaphrium recens*) indican que la asociación faunística de la Fm Sopas vivió bajo un clima cálido, por lo menos con temperaturas similares a las presentes. La asociación sugiere un mosaico de hábitats en el Pleistoceno Superior de Uruguay que va desde microhábitats abiertos y semiáridos a vegetación ribereña y fluvial.

Por otro lado, Ubilla *et al.* (1999) citan el hallazgo de una nueva especie extinguida de roedores del género *Microcavia* en los paleosuelos de esta formación (en el arroyo Sopas). Interpretaciones biogeográficas y ecológicas sugieren el desarrollo de un ambiente árido o semiárido en el norte de Uruguay. Los registros fósiles de este género en Argentina y en Uruguay están localizados a más de 500 km al este respecto de su distribución actual. Según dichos autores, la variación en el patrón de distribución de este género en el Pleistoceno Superior y en la actualidad es, en parte, el resultado de la gran heterogeneidad y aridez de los ambientes de la región durante el Pleistoceno.

Dataciones radiocarbónicas de coprolitos mamalíferos sugieren por lo menos 43.000 años AP para la asociación fósil de la Fm Sopas en el sitio Piedra Pintada –río Cuareim– (Duarte *et al.*, 1999). Allí la unidad está representada por limos arenosos marrones de origen fluvial, coronados por un caliche planar de 1 m de espesor, de origen pedogenético. Otras dataciones por C^{14} sobre madera fósil y moluscos de agua dulce de la Fm Sopas (lentes arenarcillosas de la parte baja y media del perfil integrado) indican una edad mayor a 45.000 años AP, mientras que Antón (1975), basado en relaciones estratigráficas, supone edades entre 6.000 y 15.000 años AP. Ubilla *et al.* (2004) obtuvieron dos dataciones TL/OSL de la unidad en: 43.500 ± 3.600 años AP (arroyo Sopas) y 58.300 ± 7.400 años AP (arroyo Malo). Asociaciones de moluscos fósiles dulceacuícolas hallados en la Fm Sopas (Martínez y Rojas, 2004) fueron datadas por C^{14} en 43.000 y 45.000 años AP.

Bombín (1976) correlacionó bioestratigráficamente la Fm Touro Passo con depósitos cuaternarios de Rio Grande do Sul no descritos formalmente y con la Fm Sopas de Uruguay (pertenecientes a la Zona-Concorrente *Equus*; Bombín, 1975). Además, Antón (1975) y Bombín (1976) correlacionan litológicamente ambas formaciones.

Tomando en cuenta las dataciones y el registro faunístico de la Fm Sopas, Ubilla (1996) propone tentativamente ubicar dicha unidad en un período cálido “posiblemente no más antiguo que el último interglacial” (Estadio Isotópico 5e –120.000 a 140.000 años AP).

La Formación Touro Passo

La Fm Touro Passo fue definida formalmente por Bombín (1976) en la subcuenca baja del arroyo del mismo nombre (situado entre los ríos Ibicuy y Quaraí o Cuareim), y es representativa de los depósitos que constituyen la terraza de los afluentes del río Uruguay en el suroeste de la región conocida como Campanha Gaúcha (suroeste de RS).

La unidad aflora hasta la cota de 50 msnm; en corte longitudinal tiene forma de cuña y, en corte transversal, forma lenticular. La Fm Touro Passo yace en discordancia erosiva sobre el basalto de la Fm Serra Geral. La descripción del

perfil tipo establecido por Bombín (1976) es la siguiente, de abajo hacia arriba:

- 0,00 - 0,50 m. Miembro inferior o “rudáceo”. Ortoconglomerado polimítico con fenoclastos (clase modal entre 10 y 20 mm) de metacuarcitas, basalto, calcedonia y concreciones de CaCO_3 . Localmente presenta cementación calcárea.

- 0,50 - 4,50 m. Miembro superior o “lamítico”. Limo arcilloso (media entre limo grueso y limo muy fino), que incluye lentes de arena limosa o arena limo-arcillosa, de color marrón claro en seco (10 YR 6/3) a marrón amarillento en húmedo (10 YR 5/4). Localmente, una lente de ceniza volcánica se intercala en la mitad superior. Primariamente, el depósito presenta estructura masiva; próximo a la base del miembro ocurre estratificación cruzada planar. La presencia de laminación convoluta incipiente y las irregularidades de los sets sugieren que la estratificación cruzada se originó a partir de la migración de marcas onduladas en condiciones de flujo variable. Las concreciones de CaCO_3 y los nódulos con cemento mangánífero-férrico presentes son epigenéticos.

En el techo del miembro superior, el autor identificó los horizontes de suelo: IIB₂, IIB₃ y IICca. El B₂ tiene 15 cm de espesor, está formado por arcilla algo limosa moteada (gris muy oscuro, 10 YR 3/1 en húmedo). El B₃ tiene 10 cm de espesor, arcilla limosa, de color variado (gris oscuro a marrón grisáceo oscuro; 10 YR 3/1 a 4/2 en húmedo). El Cca, de 2 m de espesor, arcilla limosa moteada (marrón grisáceo oscuro en húmedo). Los tres horizontes están moderadamente estructurados en bloques subangulares medios a gruesos, firmes; con pátinas y *slikensides* en el B₂ y el B₃. Escasos nódulos mangáníferos pequeños en los tres horizontes y concreciones calcáreas frecuentes en el Cca. La transición entre los horizontes es clara y plana.

4,50 - 5,00 m. Depósitos recientes de planicie de inundación en discordancia. Sobre éstos se desarrolló un suelo (horizontes A₁ y B₁). El A₁ tiene 25 cm de espesor, arcilla limosa, de color gris muy oscuro en húmedo (10 YR 3/1) a gris marrón grisáceo oscuro en seco (10 YR 3/2). Hay abundantes raíces y canales de bioturbación. Pasa en transición gradual y plana al B₁, arcilla poco limosa, de color variado entre gris muy oscuro a marrón grisáceo oscuro en húmedo. Están moderadamente estructurados en bloques subangulares gruesos, firmes, revestidos por pátinas; escasos nódulos mangáníferos pequeños.

Las estructuras sedimentarias de la unidad sugieren un ciclo iniciado por sedimentación fluvial en régimen de corrientes torrenciales variables (¿canales anastomosados?) que pasa a un ambiente deposicional de planicie de inundación, con depósitos de flujo constante, de desborde y albardones (Bombín, 1976).

Análisis morfoscópicos de granos de arena del miembro superior indican una mezcla de clastos típicamente fluviales con granos que han sufrido poco transporte, algunos concrecionarios y otros clastos que constituyen una

subpoblación eólica. La contribución eólica habría sido de tres diferentes orígenes, según Bombín: a) arenas derivadas de la Fm Botucatú, aportadas por vientos del sureste y noreste de los campos de dunas de la Campanha; b) polvo eólico de la región cordillerana traído por vientos del suroeste y c) ceniza volcánica de procedencia andina.

La mineralogía de la fracción arcilla de la Fm Touro Passo (por difracción de rayos X; Bombín, 1976) indica presencia dominante de montmorillonita ($\cong 70$ %), escasa caolinita ($\cong 10$ %), cuarzo ($\cong 10$ %), posible mica (illita) y menores cantidades de halloisita, feldespato e interstratificados ($\cong 10$ %). La ceniza volcánica está considerablemente alterada, contiene montmorillonita dominante, prácticamente sin caolinita; escaso cuarzo y feldespato o cristobalita en iguales proporciones; interstratificados regulares (esmectítico) e irregulares.

Bombín (1975; 1976) realizó un completo análisis del contenido paleontológico y arqueológico de la Fm Touro Passo, que se resume a continuación.

El contenido polínico de la unidad es pobre, sólo hay ocurrencias aisladas de polen de gramíneas y compuestas. El autor interpreta su falta de preservación debido a las condiciones ambientales relativamente oxidantes. Sin embargo, la cantidad de sílico-fitolitos es grande; éstos indican predominio de gramíneas que, unido al gran porcentaje de prismatolita (que también ocurre en ciperáceas), sugiere condiciones de humedad por lo menos semejantes a las actuales. Hay tres zonas de fitolitos: zona TPI (horizontes IIR y IICca) que indica condiciones de humedad con abundancia de ciperáceas, entre otras; zona TPII (horizontes IIB₃, IIB₂), con dominio de gramíneas xerófitas, indicando un clima más seco y, zona TPIII (A₁ y B₁), semejante a TPI, con diferencias más atenuadas, correspondiendo con la vegetación actual.

Entre los invertebrados fósiles hallados se destacan moluscos dulce-acuícolas (*Anodontites trapesialis* sp., *Diplodon variabilis* y *Neocorbícula* sp.). Teniendo en cuenta su desarrollo excepcional en tamaño, el autor interpreta que los factores que regularon su distribución, estructura y desarrollo estuvieron en condiciones óptimas durante la acumulación de la formación. Actualmente, las condiciones hidrológicas altamente variables no posibilitan el desarrollo de malacofauna idéntica a la del contexto fósil.

El miembro inferior contiene fósiles rodados de mamíferos pleistocénicos; la mayor parte de los vertebrados fósiles fue hallada *in situ* en el miembro superior. Las interpretaciones paleoecológicas deducidas por el autor sobre el conjunto de vertebrados son: a) los géneros *Pseudemys* e *Hydromedusa* indican un ambiente de acumulación lótico lento a léntico, además de sugerir un clima subtropical; b) la presencia dominante de cursoriales hipsodontes y de grandes cingulados hace suponer biomas abiertos; c) *Stegomastodon* indica vegetación con fisonomía de sabana; d) *Toxodon* indica cuerpos de agua relativamente permanentes, con zonas

pantanosas; e) *Tapirus*, *Tayassu* y *Mazama* señalan la presencia de zonas forestadas; f) *Glossotherium*, dasipódidos (*Pampatherium*) y gliptodóntidos (*Glyptodon*) preferían formaciones vegetales abiertas con pastos altos y clima subtropical a templado y, g) los géneros *Equus*, *Paleolama* y *Lama* indican ambientes de estepa. El 97 % de los géneros hallados corresponde a fauna lujanense.

La Fm Touro Passo reúne una fauna de ecotono entre provincias paleozoogeográficas tropicales y templadas australes. Bombín interpreta condiciones climáticas intermedias entre el clima subtropical sin estación seca de la Mesopotamia y el clima de Buenos Aires (si bien la presencia de tapires sugiere condiciones más cálidas). Tal situación, con precipitaciones entre 500 y 1.300 mm/año y una temperatura media entre 15 y 20 °C, sería propicia para el desarrollo de extensas áreas herbáceas, con bosque en galería a lo largo de los cursos de agua y con especies comunes a la flora latifoliada subtropical, además de áreas con sabana.

En la base del miembro superior se hallaron troncos vegetales fósiles carbonizados (¿*Salix*?), frecuentes también en secuencias fluviales de la cuenca del Ibicuy. Esto evidencia una acentuada denudación del área fuente de los materiales que constituyen el miembro inferior, siendo compatible con un período climático semiárido con lluvias concentradas e intermitentes.

Un análisis general del material arqueológico hallado en la cuenca (Bombín, 1976) revela la existencia de tres tradiciones culturales. En la parte inferior de la Fm Touro Passo se encontraron artefactos en lascas de metacuarcita de Botucatú y calcedonia, atribuidos a poblaciones de cazadores-recolectores no especializados de biomas abiertos, que conviven con megafauna extinta. En la parte alta del miembro superior (horizontes B₃ y Cca del paleosuelo) se hallaron líticos de metacuarcita sugiriendo poblaciones de recolectores-cazadores con adaptación ecológica a formaciones vegetales cerradas. Estos últimos corresponderían al Cuaraimense del Uruguay (Meso-Holoceno) de Bórmida (1964). En la parte superior del perfil (depósitos recientes y horizonte B₂ del paleosuelo del miembro superior) se encontraron líticos en materiales diversos del Grupo São Bento (puntas de flecha, piedras de boleadoras y piedras lenticulares); algunos de esos materiales representan evidencias de indígenas cuyos últimos representantes alcanzaron los tiempos históricos (¿charrúas y minuanos?), adaptados a los campos de la Campanha Gaúcha de RS y del Uruguay. Este contexto correspondería al Complejo Itaquí (Holoceno Superior) de Miller (1969).

La asociación mamalífera hallada coloca a la Fm Touro Passo en el Pleistoceno Superior-Holoceno Inferior. La fase arqueológica Ibicuí, también asociada con fauna extinta relativamente similar a la de Touro Passo, fue datada por C¹⁴ en

12.770 ± 220 años AP (Simões, 1972), basado en fragmentos de cráneo de *Glossotherium robustum*. La fase Itaquí tiene una datación basal de 3.523 ± 145 años AP (Simões, 1972). Una datación por C¹⁴ de un tronco fósil de la base del miembro superior dio una edad de 11.010 ± 190 años AP (Bombín, 1976). El nivel de ceniza volcánica del miembro superior fue datado en aproximadamente 10.000 años AP en la cuenca del Ibicuy (Miller, *com.pers.*).

El análisis paleoecológico evolutivo de la Fm Touro Passo realizado por Bombín es el siguiente: 1) durante el Último Máximo Glacial –fase Austral, entre 20.000 y 14.000 años AP– predominó la erosión, favoreciendo el desarrollo de los fondos de valle planos y el lavado de las vertientes; 2) en el período equivalente al *Younger Dryas* y al *Allerod* –fase Pre Atlántica, entre 14.000 y 12.000 años AP– es depositado el miembro inferior de la unidad. Este reúne representantes de la fauna lujanense. En este período se verifica la llegada del hombre a la región –los llamados paleoindios–; 3) durante el Holoceno Inferior –fase Atlántica, entre 12.000 y 5.000 años AP– se depositó el miembro superior de la formación, que contiene los últimos representantes de megafauna lujanense del área. Se establece la segunda tradición cultural; 4) período transicional al *Optimum Climaticum* del Holoceno Medio –fase Subaustral, entre 5.000 y 2.500 años AP–, se infiere un nivel de base más bajo que condiciona menos desbordes en la subcuenca; inicio del primer ciclo de pedogénesis en la planicie de inundación, predominio de condiciones secas al final del período. Primeros asentamientos de los indígenas dominantes de la región y, 5) período del Holoceno Superior –fase Subatlántica, desde los 2.500 años AP–. Cambio hacia condiciones climáticas actuales, con acumulación de depósitos de inundación.

La Formación Dolores

La Fm Dolores fue definida por Antón y Goso (1974). Es representativa de los rellenos de valle de los afluentes del tramo final del río Uruguay y áreas del sur del Uruguay. Tiene una composición fundamentalmente limosa; variaciones menores en la granulometría están representadas por pelitas arenosas o conglomerádicas y arenas con matriz arcillosa. Existe abundante CaCO₃ en forma de concreciones o disperso en la masa. El color general es marrón, con cambios locales al gris y al oliva. Su espesor máximo alcanza los 9 m (Preciozzi *et al.*, 1985). Ubilla (1999) cita afloramientos de la Fm Dolores en los arroyos Gutiérrez, cerca de la localidad de Young. Allí menciona limos arenosos, arenas, arenas conglomerádicas, conglomerados de poca expresión incluyendo intraclastos de arcilla y limo, con niveles lenticulares de arcillas plásticas verdosas. La coloración predominante es gris oliva (5 Y 6/2) con niveles marrones a rojizos. La base está formada por arena media a fina, friable, con una potencia de hasta 2 m; en ciertos lugares presenta estratificación planar horizontal; hay niveles con estratificación cruzada, incluyendo moluscos dulceacuícolas, de aguas

lóticas y lénticas. La parte superior está formada por limo arenoso con intercalaciones arcillosas. Hay CaCO₃ diseminado en la masa y concreciones.

Ubilla (1999) interpreta un ambiente con predominio de acción fluvial y aluvial-fluvial para la formación. Antón y Goso (1974) deducen que la unidad fue depositada bajo condiciones frías y áridas en el Pleistoceno Superior. El nivel inferior areno-conglomerádico fue datado por C¹⁴ (en madera de ¿*Prosopis*?) en 11.650 ± 130 años AP (Ubilla, 1999). Por lo tanto, los limos superiores son de edad holocena. La incipiente información paleontológica de la formación muestra afinidades Pampásico-Brasílicas (Perea y Martínez, 1984), representadas por mamíferos extinguidos típicos de ambientes abiertos (glyptodontes, *Macrauchenia patachonica*). También fueron encontrados moluscos y tortugas de agua dulce (*Chelonii*). La asociación de mamíferos fósiles hallados en la parte baja de la unidad en el arroyo Gutiérrez Chico pertenece a la fauna lujanense del Pleistoceno Superior (Ubilla, 1999). El registro de *Myloodon darwini* (Perea y Martínez, 1984) en los afloramientos del río Negro sugiere condiciones probablemente áridas y frías. El análisis histológico del tronco fósil datado en estos afloramientos reveló la existencia de marcados anillos de crecimiento, sugiriendo condiciones de estacionalidad (Ubilla, 1999).

Correlación entre la Fm Sopas, la Fm Touro Passo y la Fm Dolores

Es considerable el debate originado entre los colegas uruguayos sobre la edad de la Fm Sopas, su interpretación ambiental y correlaciones. Existen dataciones absolutas que indican edades disímiles y deducciones estratigráficas (como la de Antón) diferentes sobre el tema. Basado en un enfoque integral de la estratigrafía cuaternaria de toda la cuenca del Uruguay presentada en esta obra, deducimos que los datos e interpretaciones realizadas por los autores citados son representativos de cada sitio estudiado. El relleno de los valles comenzó en el Pleistoceno Superior y continuó en forma intermitente hasta el Holoceno Medio a Superior. Existen dos miembros bien diferenciados en el relleno aluvial, separados por una discordancia interna importante, que ha sido notada por Bombín (1976). Las dataciones de la Fm Sopas por Ubilla *et. al* (1999) corresponden al miembro inferior, correlacionable con la Fm Arroyo Feliciano de Entre Ríos. La datación de Bombín (1976) en Touro Passo está ubicada en el miembro superior limoso. Ubilla y Perea (1999), teniendo en cuenta su datación radiocarbónica, sugieren que la Fm Dolores es más joven que la Fm Sopas, contrariamente a opiniones previas (Antón, 1975; Bossi y Navarro, 1991).

Con respecto a las dataciones presentadas por los autores mencionados y considerando los perfiles publicados por ellos, puede notarse que se han analizado diferentes niveles del relleno aluvial de valles. Estudiando en detalle la

información disponible, entendemos que el miembro inferior del relleno de los valles afluentes del noroeste de Uruguay (parte baja de la Fm Sopas datada por Ubilla) se depositó durante el Estadio Isotópico 3 (entre 65.000 y 36.000 años AP) por correlación con depósitos fluviales datados en la provincia de Entre Ríos. El miembro superior limoso se correlaciona con toda la Fm Touro Passo y toda la Fm Dolores; este miembro se acumuló durante el Pleistoceno Final-Holoceno Inferior.

La subcuenca del río Cuareim (noroeste de Uruguay y sur de Brasil)

La terraza baja del tramo medio del río Cuareim (Quaraí) fue descrita en la ciudad de Artigas (Uruguay). El camping municipal se halla sobre el nivel de terraza, que sobre la margen izquierda tiene de 300 a 400 m de ancho; la misma se hallaba de 3,5 a 5 m sobre el nivel del río en el momento de la observación. Descripciones locales del cuerpo sedimentario que compone la terraza siguen a continuación; a partir del nivel del agua:

Perfil 1:

- 0,00 - 3,50 m. Arena limosa suelta, de color marrón oscuro; masivo. Un nivel de surgencia lateral de agua subterránea aparece en la barranca a 1,30 m por encima del nivel del río (desde la base de la terraza). El segmento inferior del perfil forma un talud de 20° de pendiente, mientras que la parte superior restante forma un talud vertical.

Perfil 2:

- 0,00 - 2,00 m. Limo arenoso palustre gris oscuro, de alta consistencia, que rompe en agregados. Se intercalan algunas lentes finas de arena amarillo clara. Presenta un talud de 30 a 40° de pendiente.
- 2,00 - 2,15 m. Estrato compuesto por arena amarillo clara, friable.
- 2,15 - 2,60 m. Estrato compuesto por sedimentos pelíticos de origen palustre, friable. Talud vertical.
- 2,60 - 3,00 m. Estrato formado por arena laminada de color gris claro (con presencia de eflorescencias salinas), suelta.
- 3,00 - 3,12 m. Estrato gris muy claro, conteniendo probablemente ceniza volcánica.
- 3,12 - 5,10 m. Estrato afectado por pedogénesis (probable pedocomplejo); está estructurado en prismas subangulares y presenta talud vertical.
- 5,10 - 6,00 m. Arena suelta marrón, acumulada por desbordes actuales del río.

Los afluentes de la margen izquierda del Cuareim (arroyos Catalán, Tres Cruces, Cuaró, Yucutujá) ocupan cerca de sus cabeceras, valles amplios y

suaves excavados en la meseta basáltica. Sólo en el fondo de algunos de esos valles aparece un depósito sedimentario pelítico de color marrón oscuro a negro, de 0,10 a 0,30 m de espesor. En los tramos inferiores de dichos afluentes el plano de terraza alcanza decenas a cientos de metros de ancho y está compuesto por sedimentos finos de color muy oscuro.

Los sedimentos aluviales de la cuenca del Cuareim fueron depositados en el Holoceno Superior.

Los afluentes entrerrianos

Los afluentes de la margen derecha del Uruguay en la provincia de Entre Ríos, desde el arroyo Mandisoví hasta el área de Concepción del Uruguay, ocupan valles excavados en la Fm El Palmar. Dichos arroyos presentan una terraza formada por un cuerpo de arena eólica reciclada por acción fluvial, cubierta por un depósito de inundación.

Este depósito está bien desarrollado en el arroyo Yuquerí Grande. Un perfil representativo de la terraza se ubica a unos 500 m aguas arriba del puente de la RN 14. De abajo hacia arriba:

- 0,00 - 3,20 m. Facies de cauce. Arena cuarzosa fina a muy fina, bien seleccionada, de color general amarillo claro; contiene escasa arena media y guijas silíceas redondeadas (de 0,5 a 1,5 de diámetro modal y algunas de hasta 7 cm) diseminadas o formando lentes de poco espesor y de hasta 3 m de longitud. El depósito es friable; localmente se observa laminación plana. Hay niveles con alta concentración de precipitados de óxidos férricos concordantes con la estructura sedimentaria.

- 3,20 - 4,00 m. Facies de pantano. Arcilla plástica negra, con elevado contenido de materia orgánica semidescompuesta, que en algunos lugares pasa a fango sapropélico. Está atravesado por numerosas raíces actuales.

La parte superior del perfil contiene ocasionalmente paleocauces menores, rellenados por un sedimento arcillo-arenoso, organizado en estratos medianos, con alternancia de estratos arcillo-arenosos negros bioturbados y estratos de arena fina a media gris, bien seleccionada.

La mineralogía de la fracción arena fina de la facies de cauce está compuesta por 88 % de cuarzo monocristalino, 6,5 % de caolinita neoformada, 2,3 % de feldespato potásico y 1,5 % de cuarzo policristalino. La fracción pesada es escasa, con predominio de zircón. Los granos de cuarzo monocristalino tienen alta esfericidad y redondez, superficie limpia y muy escasas corrosiones. La ortoclasa domina entre los feldespatos, en general está muy alterada. La alta selección, esfericidad y redondez de la arena evidencian su origen primario eólico.

Una datación TL del miembro arenoso inferior (de una muestra tomada a

0,20 m de profundidad del contacto) en el arroyo Yuquerí Grande dio una edad de 24.290 ± 6.080 años AP.

En la terraza del arroyo Yuquerí Chico se repiten los materiales descritos en el Yuquerí Grande. Un perfil típico aparece a unos 1,2 km aguas abajo del puente de la RN 14. Desde abajo hacia arriba:

- 0,00 - 2,30 m. Facies de cauce. Arena media cuarzosa muy bien seleccionada, de color amarillo claro a anaranjado, ligeramente cohesiva. Presenta laminación plana paralela. Localmente aparecen intraclastos de arcilita verde.
- 2,30 - 5,50 m. En discordancia, depósito aluvial actual, representado por estratos medianos de arena media a fina limosa y de color marrón amarillento a blanquecino, sin cohesión.

Zabert y Herbst (1986) describieron en el arroyo Perucho Verna, cerca de Villa Elisa, un yacimiento fosilífero compuesto por una asociación de ostrácodos de agua dulce y moluscos (*Neocorbicula sp.*, *Littoridina sp.* y *Potamolithus sp.*) junto con carófitas. El material fosilífero procede de una lente constituida por limo arcilloso muy oscuro, casi negro, intercalado o incluido en un manto de arena fina limosa de color más claro, de un espesor visible del orden de 1,5 m y de una extensión lateral de 5 a 6 m (Zabert y Herbst, 1986). La barranca muestreada corresponde a la terraza del arroyo y tiene 2 m de altura sobre el nivel del agua en estiaje. El depósito representa la facies de relleno de cauce abandonado, que suele encontrarse en la parte superior de esos cuerpos sedimentarios.

En las barrancas del tramo superior a medio del río Gualaguaychú se repite la secuencia aflorante en el arroyo Yuquerí Grande. La facies de cauce tiene reducido espesor sobre el nivel de aguas medias del río. Está compuesta por arena fina cuarzosa, bien seleccionada, de color amarillo claro. Este depósito presenta surgencia de agua subterránea que, en algunos lugares, forma verdaderos manantiales. Sigue hacia arriba la facies de pantano, con 2,30 m de espesor, formada por arena muy fina limosa de color general gris, organizada en estratos finos difusos, que contiene gran cantidad de raíces y raicillas en distinto estado de descomposición.

En el rincón sureste de la cuenca del Uruguay en Entre Ríos, los afluentes del tramo inferior del río Gualaguaychú presentan similitudes notables con los de la provincia de Santa Fe. Los valles afluentes se encuentran labrados en el loess de la Fm Tezanos Pinto (Iriondo, 1980) y el relleno está representado por limos arcillosos palustres con intercalaciones de depósitos cineríticos correlacionables con la Fm Lucio López (una unidad típica de los valles de la cuenca del río Carcarañá, Córdoba y Santa Fe, definida por Kröhling, 1996).

Un perfil representativo del relleno de valles del área citada se ubica en cárcavas y afluentes del arroyo El Gato. De abajo hacia arriba:

- 0,00 - 0,50 m. **Fm Tezanos Pinto.** Limo eólico con escasa arena muy fina,

de color marrón claro en seco, masivo, de consistencia media. Presenta manchas de sesquióxidos de manganeso, carbonato pulverulento y moldes de raíces pequeñas con películas negras.

- 0,50 - 1,70 m. Depósito palustre representado por arcilla con escaso limo o arena muy fina, en contacto neto concordante sobre la Fm T. Pinto. Está organizado en estratos lenticulares finos difusos (de 0,30 a 0,40 m de longitud), internamente laminados, que se diferencian por cambios en el color desde el gris al marrón. Presenta grietas de desecación en superficie.

- 1,70 - 2,20 m. Horizonte B de un suelo moderadamente a bien desarrollado, de perfil vertical que pasa a media caña en la parte baja. El suelo mantiene el color del sedimento palustre (material parental), con ligeras variaciones en algunos niveles. Está formado por limo arcilloso estructurado en prismas muy gruesos (de 10 a 12 cm de altura) que rompen en bloques medianos, éstos son resistentes. Los agregados están limitados por fisuras finas, visibles en superficie expuesta. El suelo está atravesado por raíces actuales.

Lateralmente se observaron cambios de facies; a unos 50 m hacia el sur, de abajo hacia arriba:

- 0,00 - 0,60 m. Fm Tezanos Pinto (material parental del pedocomplejo suprayacente).

- 0,60 - 1,05 m. Horizonte B de un pedocomplejo, de perfil vertical que pasa a media caña hacia abajo. Limo arcilloso de color gris, bien estructurado en prismas muy gruesos (de 10 a 15 cm de altura), que se dividen en prismas y bloques finos, separados por fisuras finas. Los agregados menores son muy firmes a resistentes.

Contacto erosivo superior (representado por una fisura abierta de 3 a 4 mm de ancho y por una línea quebrada).

- 1,05 - 1,35 m. Estrato cinerítico de color gris muy claro, que pasa a blanquecino junto a la discontinuidad, poco denso y de talud vertical. El sedimento está pobremente estructurado en prismas de 25 cm de altura y de 5 a 7 cm de base.

- 1,35 - 1,45 m. Horizonte B, formado por limo arcilloso de color gris con arena media cuarzosa subordinada. El sedimento que constituye dicho horizonte pedogénico sugiere un retrabajo aluvial. Está estructurado en prismas gruesos (de 3 a 8 cm de altura), que se dividen en bloques medianos, muy firmes a resistentes.

- 1,45 - 1,67 m. Fm San Guillermo. Limo arenoso marrón grisáceo, levemente estructurado. Apoya en discordancia erosiva sobre el pedocomplejo.

Los afluentes del suroeste de Uruguay

El río Negro, afluente del Uruguay sobre margen izquierda, es el gran río uruguayo. Su cuenca drena terrenos muy diversos geológicamente y con his-

torias diferentes. El colector resulta de la sumatoria de influencias de distintas características, por lo tanto no es fácil interpretar señales ambientales a partir del relleno aluvial de su valle. Los sedimentos aluviales presentes en la red de valles son de edad holocena.

La terraza del río Negro, aguas arriba de los embalses, tiene de 6 a 8 m de altura sobre el nivel del río. Junto al puente de la ruta 26 se describió el siguiente perfil, de abajo hacia arriba:

- 0,00 - 4,00 m. Paquete de estratos gruesos difusos formados por arena fina limosa de color gris claro, suelta.
- 4,00 - 4,15 m. Horizonte B de un suelo enterrado moderadamente desarrollado, formado por arena fina limosa de color marrón grisáceo oscuro, estructurada en prismas finos. Hay abundantes moldes de raíces de hasta 1 cm de diámetro, tapizados por pátinas de óxidos de manganeso, conteniendo restos vegetales en descomposición.
- 4,15 - 4,65 m. Estrato de arena fina limosa suelta.
- 4,65 - 4,80 m. Horizonte B de un suelo enterrado, de color marrón oscuro con variaciones difusas, estructurado en bloques gruesos, de resistencia firme, con moldes de raíces y materia orgánica parcialmente descompuesta.
- 4,80 - 4,90 m. Estrato de arena fina limosa marrón.
- 4,90 - 4,93 m. Capa de arena fina de color marrón oscuro, con precipitados de óxidos de manganeso.
- 4,93 - 5,43 m. Estrato de arena fina suelta, de color marrón.
- 5,43 - 5,45 m. Capa de arena con alta concentración de óxidos de manganeso.
- 5,45 - 5,85 m. Estrato de arena fina marrón, suelta.
- 5,85 - 6,40 m. Banco actual de arena de desborde fluvial.

El valle inferior del río Negro tiene un amplio relleno aluvial arenoso; en el área de la desembocadura aparecen depósitos litorales de la ingresión holocena.

La divisoria entre las subcuencas de los ríos Negro y Tacuarí, en el área de Bañado de Medina, es un plano elevado con depósitos palustres de 1,50 m de potencia. Éste está formado por limo arcilloso friable, de color gris amarillento, con tosquillas calcáreas rugosas y pequeñas. En la base contiene clastos redondeados de arenisca (frecuencia de 5 a 10 %). El depósito palustre pasa en contacto neto a un sedimento similar, masivo, de color general oliva, conteniendo probablemente ceniza volcánica alterada. La faja divisoria entre las cuencas citadas a lo largo de la ruta 7 está caracterizada por sectores de escaso relieve, con una sucesión de arroyos que ocupan valles poco insinuados. El depósito aluvial alcanza varios cientos de metros de ancho, yaciendo con poca potencia sobre rocas paleozoicas. En el arroyo Paso del Negro, se trata de un limo gris oscuro de 2 m de espesor, de probable origen eólico primario y evolucionado en ambiente de pantano. En

cárcavas desarrolladas en el fondo de valles de esa área aflora un depósito palustre de 1 a 2 m de espesor, formado por arcilla oliva con variaciones al gris y al negro, masivo, conteniendo concreciones de CaCO_3 y de óxido férrico. El sedimento tiene baja cohesión y contiene clastos silíceos. Suprayace un estrato palustre negro de arcilla, de 0,30 m de espesor, estructurado en bloques gruesos que rompen en gránulos.

La existencia de rellenos de valle sin cauce asociado indica que se trata de sedimentos muy jóvenes, seguramente acumulados en épocas posteriores al período húmedo del Holoceno Medio. El sedimento habría sido aportado por vía eólica y acumulado en las depresiones por episodios lluviosos esporádicos durante un clima seco.

No se han preservado depósitos cuaternarios en las depresiones de la divisoria entre las cuencas del Negro y del Olimar, al sur de Fraile Muerto (sobre terrenos del Paleozoico Inferior y Proterozoico). La subcuenca del río Tacuarembó está caracterizada fundamentalmente por amplios valles rellenos por sedimentos palustres. A pocos kilómetros al oeste de Ansina, se extiende una amplia depresión rellena por un sedimento arcilloso de color general gris oscuro, masivo, friable. Observaciones de detalle evidencian dos facies sedimentarias mezcladas: una es arena marrón amarillenta, en partes laminada, la otra facies es arcilla plástica de color oliva grisáceo. En la base aparecen lentes de clastos silíceos de tamaño grava y canto rodado. Un depósito eólico discontinuo, de hasta 0,70 m de espesor, cubre áreas menores de la depresión. El depósito palustre constituye la amplia terraza de los actuales arroyos de la subcuenca (río Tacuarembó Grande, arroyos Tres Cruces, Yaguarí, Cuaró, Caragatá y otros). Localmente aparecen bancos de cauce con estratificación horizontal. Las fajas fluviales actuales excavadas en el depósito palustre son fundamentalmente arenosas.

Los afluentes del río Tacuarembó Chico en el área de rocas cretácicas también presentan un nivel de terraza compuesta por sedimentos en facies de inundación. El arroyo Rubio Chico junto a Tranqueras tiene una terraza de 2 a 3 m de altura. En la margen izquierda del arroyo aparece un depósito de 2 m de espesor, compuesto por arena cuarzosa fina marrón amarillenta, con escasa cantidad de finos. La arena presenta laminación ondulada difusa; algunas láminas están resaltadas por precipitados de óxidos férricos. Aguas abajo pasa a un depósito de llanura de inundación de 2 m de espesor, formado por arcilla plástica friable, organizada en estratos difusos finos, de color variable entre pardo grisáceo oscuro y pardo rojizo (con variaciones al oliva, amarillo y negro); presenta abundantes moldes de raíces. Este depósito forma la barranca en erosión fluvial sobre la margen derecha del arroyo, con 2,5 a 3 m de espesor.

No se observaron sedimentos cuaternarios en los valles de la subcuenca del río Yi. Los arroyos Batoví, Tacuarembó y Tranqueras también ocupan am-

plios valles labrados en rocas cretácicas. El fondo de las depresiones está cubierto por 1 a 2 m de un depósito palustre, formado por un sedimento franco limoso, de color gris oscuro. Este depósito forma una terraza asociada a los incipientes cauces actuales. La ausencia de sedimentos anteriores al Holoceno en las depresiones de este paisaje con relieve suave evidencia una fase erosiva importante inmediatamente anterior a este período.

Las Arenas Eólicas del Holoceno Superior

Existen campos de arena eólica recientes a subactuales en varias regiones de la cuenca. Se trata de sedimentos poco potentes, irregulares y generalmente asociados a valles. Los más significativos son los que se encuentran en la margen derecha del colector en Entre Ríos y en la subcuenca del río Ibicuy, en el estado de Rio Grande do Sul. También se pueden observar en el río Negro inferior y otros lugares. La arena fue movilizada durante un clima seco ocurrido en el Holoceno Superior, como consecuencia de la instalación de un anticiclón estacional en la llanura argentina y regiones vecinas (Iriando, 1990b; 1994).

Es notable la existencia de pequeños campos de arena en otros lugares de toda la cuenca, lo que induce a pensar que existió un clima verdaderamente desértico en toda la región o, por lo menos, un clima semiárido con algunos pulsos muy áridos. Es de suponer que en los lugares donde falta este depósito, el factor limitante fue la inexistencia de fuentes de arena.

Arenas eólicas asociadas a la faja fluvial del Uruguay

Las arenas eólicas asociadas al río Uruguay fueron citadas por Iriando (1980). Forman un manto discontinuo y ocasionales campos de dunas parabólicas de dirección sureste-noroeste en el este de Entre Ríos. Este depósito constituye una faja de pocos kilómetros de ancho, que cubre parcialmente ambas terrazas de la margen derecha del río Uruguay (Fm Concordia y Fm El Palmar) y se extiende unos pocos kilómetros más hacia el oeste (suprayacente en partes a la Fm Hernandarias y al Grupo Punta Gorda).

Los depósitos están formados por arenas cuarzosas finas de color amarillo y marrón claro. Generalmente su espesor no supera unos pocos decímetros, aunque ocasionalmente forman pequeños campos de dunas de hasta 2 m de potencia. En los lugares en donde ocupan una extensión considerable y cierto espesor, presentan morfología suavemente ondulada de carácter eólico, llegando hasta casos extremos de campos de dunas; en el resto de su extensión se adaptan a la morfología preexistente, constituyendo una carpeta discontinua

producto de fenómenos de disipación. Este depósito es especialmente potente y continuo en el área de interfluvios ubicada entre los arroyos Yuquerí, en proximidades de Concordia. El depósito también se encuentra en una faja estrecha en la margen izquierda del río Uruguay en los alrededores de Salto y en la margen derecha del tramo inferior del río Negro de Uruguay.

Esta arena fue deflacionada de la llanura aluvial del Uruguay y de los afluentes principales, durante el período seco del Holoceno Superior. En la cuenca del Uruguay, los vientos soplaron desde el sureste, formando parte de la circulación anticiclónica implantada en la región durante el Holoceno Superior (Iriando, 1990b). Esto se deduce a partir de la localización de los campos de arena respecto del cauce, además de otros indicadores tales como la dirección de dunas parabólicas de campos de arena ubicados fuera de la cuenca (noroeste de Corrientes y sur de Santa Fe).

El área típica de esta unidad de arenas eólicas es la zona de Concordia. Allí está formada por arena fina cuarzosa marrón clara. Contiene un porcentaje de limo, que le otorga el calificativo de “arena sucia”. Los granos son equidimensionales y están revestidos por una pátina de hidróxidos férricos. El transporte eólico ha sido escaso, considerando la cercanía de los cauces en el área. Otro elemento coincidente es la persistencia de la pátina de óxidos que cubre los granos de arena, que habría desaparecido si este material hubiera recorrido distancias mayores. Al microscopio sobresale el alto redondeamiento de los granos, una característica heredada de ciclos sedimentarios anteriores.

La composición de los minerales livianos de la fracción arena muy fina es: 87,7 % de cuarzo monocristalino, 5,8 % de caolinita neoformada, 5 % de feldespatos potásicos, 0,8 % de plagioclasas y 0,7 % de calcedonia.

Junto a la margen izquierda del arroyo Yuquerí, en las afueras de la ciudad, este depósito cubre a la Fm El Palmar con 0,90 m de espesor. Está formado por arena media cuarzosa bien seleccionada, de color marrón claro, friable y masiva. Está atravesada por raíces actuales. En el área del Parque Municipal San Carlos, la arena cubre parcialmente la terraza fluvial de la Fm Concordia, con espesores típicos de 0,50 m.

En una cantera ubicada a unos 2 km al noreste de Concordia (en el tope de una colina) se reconocen dos miembros superpuestos del depósito arenoso, de abajo hacia arriba:

- 0,00 - 1,50 m. Miembro inferior. Arena media a fina bien seleccionada, suelta, de estructura masiva y de color marrón claro en húmedo. En los 0,20 a 0,50 m superiores aparece laminación ondulítica y contorsionada que indica una disipación del depósito eólico (pluvial).

Las estructuras de disipación están resaltadas por precipitados de óxidos férricos. Se nota un ligero incremento en la cohesión de la arena hacia el techo del miembro (30 cm superiores) indicando incipiente pedogénesis.

- 1,50 - 2,30 m. Miembro superior, en discordancia sobre el inferior. Presenta idénticas características texturales, de color anaranjado y laminación entrecruzada.

Al sur de Concordia, en la margen norte del valle del arroyo Yerúa, la arena eólica alcanza 1,5 m de espesor cubriendo el paisaje de colinas de la Fm El Palmar. Se deduce que la fuente local de arena es el mismo arroyo.

Existe un campo de arena amplio en el área de Santa Ana y aparece en dicha localidad uno de los escasos campos de dunas con 2 m de potencia sobre la Fm El Palmar. Dicho campo alcanza hasta más de 10 km hacia el norte, cubriendo el paisaje en forma casi continua con 1 m de espesor. En el área de Federación, en cambio, existen escasos depósitos aislados, generalmente correspondientes a dunas individuales disipadas.

Otro campo de arena amplio ha sido generado más al sur, por deflación de las arenas del arroyo Yerúa (Nueva Escocia-Calabacilla), con una potencia superior a 1 m. En la estancia Saubidet, inmediatamente al sur del Parque Nacional El Palmar, estas arenas cubren la terraza baja de un arroyo. La arena también cubre la Fm El Palmar en el área de las canteras Salvia.

Al norte de Colón, en el área ubicada entre los arroyos Caraballo, Pos-Pos y Espino, se extiende otro campo de arena en forma continua. La arena también cubre en forma discontinua la Fm Hernandarias al oeste de Colón; aparece allí formando “manchones” de poca extensión y de hasta 0,50 m de espesor. Otro campo de arenas eólicas aparece a unos 12 km al sur de dicha ciudad.

Campos de arena eólica disipada de gran extensión asociados a la faja fluvial del Uruguay se extienden desde Concepción del Uruguay hasta la desembocadura del río Gualeguaychú. El campo de dunas ubicado aguas arriba de Puerto Unzué está separado del río por una faja anegable. Se trata de un depósito de arena media suelta, mal seleccionada, de color amarillo pálido, con 0,20 a 1 m de potencia. Un área con campos de dunas formando fajas de 200 a 300 m de ancho está ubicada en el tramo inferior del arroyo San Lorenzo.

Los campos de dunas parcialmente disipados que se extienden al sur de Gualeguaychú, en el área del camping El Ñandubaysal, forman fajas de cientos de metros de largo y de decenas a pocos cientos de metros de ancho junto al río Uruguay. Están representados por dunas de 1 a 3 m de altura; algunas presentan sectores con voladuras subactuales a actuales y otras están cubiertas por vegetación herbácea a arbustiva.

En la margen izquierda del colector, al noreste de Salto (entre 1,5 y 4 km al norte del cruce entre la ruta 3 y el acceso al dique) aparece un campo de dunas disipadas. Está formado por colinas convexas de 300 a 400 m de largo y de 5 a 7 m de altura, cubriendo la Fm El Palmar. En un perfil aflorante, el depósito tiene de 0,30 a 0,50 m de espesor y 150 m de extensión. Está compuesto por arena cuarzosa media, moderadamente seleccionada (con arena

fina y arena gruesa subordinadas), con escaso porcentaje de finos. El color general es amarillo pálido con variaciones al marrón debido a procesos pedogenéticos. Localmente conserva estructura sedimentaria planar, indicando escasa disipación del depósito. En algunos lugares, la arena cubre colinas de 300 m de largo, con hasta 3,5 m de espesor, formadas por arena fina limosa gris, suelta y masiva, con 15 % de arena media.

En Paysandú, un estrato de arena eólica de 0,10 m de espesor cubre la Fm Concordia; está formado por arena muy fina marrón grisácea algo cohesiva, con abundantes manchas de óxidos férricos.

Arenas eólicas asociadas al río Negro

En el área de Mercedes (Uruguay) aparece un campo de dunas sobre la margen derecha del río, que alcanza 2 km de extensión; las dunas tienen de 1 a 2 m de altura.

Arenas eólicas de la subcuenca del río Ibicuy

En el área entre Julio de Castilhos y Vale da Serra (cabeceras del río Guacupí, RS) hay un campo de arena eólica de decenas de kilómetros cuadrados, que cubre en forma de manto las colinas del paisaje, formadas por la Fm Oberá y también por areniscas y basaltos mesozoicos. Localmente la arena alcanza de 1 a 2 m de espesor; se trata de arena fina moderadamente seleccionada (con bajos porcentajes de arena media a gruesa, cuarzosa), de color marrón claro, friable y masiva.

Las arenas eólicas holocenas están ampliamente desarrolladas en la subcuenca inferior del río Ibicuy, donde forman numerosos campos de dunas de varios kilómetros de extensión. García y Souto (1989) se refieren a campos de arena que ocupan varios municipios del estado de RS (Alegrete, Itaquí, Quaraí, Santana do Livramento, Santiago, São Francisco de Assis y São Vicente do Sul), siendo el llamado “areal de São João” (entre Alegrete y SF de Assis) el más antiguo y extenso, según estos autores.

En el mismo, las dunas están parcialmente disipadas y tienen formas redondeadas de 2 a 3 m de altura. La arena es muy friable, casi incoherente, de color amarillo claro, sin moteados ni segregaciones de CaCO_3 . El depósito presenta estructuras de disipación onduladas. Aguas abajo, en un afluente del arroyo Itú, cubre parcialmente la terraza baja, formando colinas convexas. Está compuesto por arena fina, con escasa arena media a gruesa, friable, de color amarillo algo anaranjado, con espesor máximo de 2 m. Todo el afloramiento presenta estructuras de disipación, generalmente con 20 a 30° de buzamiento

(laminación ondulada discontinua, con separación entre láminas de 2 a 5 cm).

Un sector del areal de São João se halla bien expresado entre 5 y 10 km al norte de la localidad de Manuel Viana (camino a Encruzilhada) (Fig. 15, pág. 56). Una de las colinas relevadas tiene 500 m de longitud y entre 2,5 a 5 m de espesor de arena; el depósito es friable, de color amarillo algo anaranjado, con estructuras de disipación en varios lugares; localmente es masivo. La existencia de este gran campo de arena indica que el transporte del material deflacionado alcanzó importante distancia en la cuenca del Ibicuy, ya que este campo de arena se extiende hasta unos 50 km al norte del río.

Medeiros *et al.* (1989) han hecho un estudio regional de este depósito. Los autores indican que, sobre las “arenas pleistocenas”, aparece un depósito eólico holoceno, distribuido de manera discontinua y ocupando pequeñas áreas aisladas (con superficies frecuentemente menores a 1 ha). Dichos autores describen un sedimento formado por arena fina, de color amarillo ocre, muy friable. Prácticamente el depósito no ha sufrido pedogénesis, solamente en pocos lugares presenta un perfil de suelo delgado. Las estructuras sedimentarias están mal preservadas; sin embargo, citan restos de paleodunas, con estratificación cruzada de alto ángulo. En algunos lugares el depósito sufrió la acción de flujos no encauzados, que contaminaron la arena con gránulos de cuarzo lechoso. Los autores concluyen que el mapeo de la arena holocena en escalas de 1:50.000 o menores se torna prácticamente imposible debido a su distribución discontinua.

Otros campos de arenas eólicas

Varios campos de arena eólica aparecen ocasionalmente distribuidos en la cuenca, a gran distancia del colector. En el norte de Uruguay, a unos 40 km al sur de Rivera, aparece uno de estos campos, formado por arena eólica disipada. El depósito cubre la Fm Oberá y está compuesto por arena cuarzosa fina de color amarillo claro, suelta, de 0,20 a 0,40 m de espesor.

En las afueras de Tacuarembó, en el cruce de las rutas 5 y 26, puede observarse un perfil de estas arenas eólicas. De abajo hacia arriba:

- 0,00 - 0,80 m. Arena gris con escasos finos, friable, de talud vertical, con grietas verticales. Todo el depósito está afectado por epigénesis de ambiente tropical (concreciones verticales de óxidos férricos, de 1 cm de diámetro y 4 a 5 cm de longitud). En la base contiene grava, compuesta por clastos angulosos de la arenisca cretácica subyacente. Discordancia erosiva.

- 0,80 - 1,00 m. Horizonte B de un suelo desarrollado sobre la arena descrita. Presenta color marrón grisáceo y está estructurado en prismas muy gruesos, resistentes.

- 1,00 - 1,70 m. Arena muy fina cuarzosa con algo de limo, de color marrón grisáceo, friable. Descansa en contacto neto horizontal sobre el horizonte B del

suelo. Presenta talud vertical, afectado por derrumbes. El depósito está disipado.

- 1,70 - 2,00 m. Arena muy fina marrón de origen antrópico.

En la provincia de Corrientes aparecen pequeños cuerpos de arena, de pocos decímetros de espesor. Uno de ellos se encuentra a 1 km al norte de Tapebicuá, está formado por arena fina, de 0,60 m de espesor, conteniendo concreciones negras. La arena cubre a la Fm Tapebicuá. En su base se hallaron lascas de arenisca silíceas. Entre Libertad y Dos Vías (en la zona de Monte Caseros) aparece un campo de arena eólica de color gris muy claro y 1 m de espesor típico. Se interpreta en esa área un paisaje representado por pequeñas dunas aisladas (debido a la escasa alimentación de arena) avanzando hacia el noroeste. Un clima más húmedo posterior disipó esos cuerpos sedimentarios, dándole la forma y el aspecto de “manchones” que tienen en el Presente.

Edad de los campos de arena

La arena fue movilizada por el viento y fijada durante el período seco del Holoceno Superior, establecido en la cuenca del Uruguay y regiones vecinas entre 3.500 y 1.400 años AP (Iriondo, 1990). El episodio de disipación y pedogénesis de la arena eólica habría ocurrido inmediatamente después, durante el período Cálido Húmedo Medieval (1.400 a 800 años AP). La arena eólica disipada fue datada por TL en 1.200 ± 210 años AP (muestra tomada en el km 262 de la RN 14, inmediatamente al sur del valle del Yuquerí Grande, Entre Ríos). El miembro superior discontinuo del depósito que aparece en el área de Concordia podría haberse generado durante la Pequeña Edad del Hielo (800 - 200 años AP).

La Formación San Guillermo

La Fm San Guillermo es un manto de limos eólicos de 0,20 a 0,80 m de espesor, que cubre en forma homogénea las formas locales del paisaje de la llanura Chaco-Pampeana y regiones vecinas. Esta unidad fue definida por Iriondo (1987). El ambiente de sedimentación es subaéreo en los lugares elevados y predominantemente palustre en las depresiones. Ha sido depositado bajo clima semiárido durante el Holoceno Superior. Basado en un estudio sedimentológico de un área loésica típica de la región pampeana norte, Kröhling (1999) dedujo que el limo fue transportado por el viento en suspensión una corta distancia (de pocos kilómetros).

El sedimento es fundamentalmente limo grueso a limo medio, con proporciones variables de arcilla y arena muy fina. La composición mineralógica es variable, aunque en todos los casos similar a los sedimentos y rocas aflorantes en las áreas cercanas. Su textura es migajosa y está estructurado en prismas

gruesos a muy gruesos, en general firmes. El depósito es gris (10 YR 5/1 a 7/1), friable a compacto, en general masivo; está invadido por numerosas raíces actuales y sujeto a pedogénesis actual. Es notable la persistencia de ciertas características en toda la extensa región donde se encuentra esta formación; las principales son: su color gris (gris oscuro –10 YR 3/1 a 4/1– donde el polvo se depositó en pantanos), su perfil vertical y su estructura en prismas gruesos a muy gruesos que ocupan todo el depósito.

Esta unidad cubre prácticamente la mitad inferior de la cuenca del Uruguay, con sus características típicas en la provincia de Entre Ríos y noroeste de Uruguay. En la mitad este de Corrientes y suroeste de Rio Grande do Sul, presenta aspecto similar; se la ha observado hasta la latitud de 28°40' (Santo Tomé-São Borja). Está depositada sobre rocas y sedimentos de distintos tipos y edades. Tiene tendencia a preservarse preferentemente sobre la Fm Hernandarias, la Fm Tapebicuá y la meseta basáltica de Mercedes.

La Fm San Guillermo constituye un delgado manto eólico sobre la superficie estructural de basalto y arenisca cretácicos que constituyen la llamada Meseta Basáltica de Mercedes, en el centro de Corrientes (área de Mercedes-Cnia. Pellegrini). En los valles fluviales afluentes del Miriñay (esteros) desarrollados sobre dicha superficie estructural, la Fm San Guillermo se ha depositado sobre un relleno palustre cuaternario. Allí tiene un espesor uniforme de 0,25 a 0,30 m. En general, está compuesta por arena muy fina limosa a limo arenoso, masiva, de consolidación media y color gris amarronado claro (10 YR 6/2), con variaciones al marrón rojizo producto de segregaciones de óxido férrico. La Fm San Guillermo suprayace a la Fm Hernandarias en el sur de Corrientes. Entre Curuzú Cuatiá y el río Miriñay, dicha unidad está compuesta por limo eólico de color gris a marrón grisáceo, débilmente estructurado en bloques finos. Su espesor oscila entre 0,15 y 0,35 m y constituye un resalto en la mayor parte de los perfiles aflorantes.

La Fm San Guillermo cubre toda la superficie plana representada por la Fm Tapebicuá que se extiende al este del río Miriñay (Fig. 49; pág. 129), excepto una faja estrecha a lo largo del río Uruguay y el extremo noreste de Corrientes (al norte de Santo Tomé). En el área de Tapebicuá, la unidad es texturalmente arena fina a media limosa, con arena gruesa subordinada, cuarzosa. El color general es marrón claro (10 YR 6/3) pasando a marrón grisáceo en superficie expuesta. Es masiva, de consolidación media y débilmente estructurada en prismas cuya altura abarca todo el espesor de la unidad. Tiene 0,30 m de potencia y resalta en el perfil expuesto, cubriendo en discordancia erosiva al suelo desarrollado sobre la Fm Tapebicuá. En cercanías de Alvear, se encontró una piedra de boleadora labrada en arenisca, incluida en la unidad. A pocos kilómetros al este del valle del Miriñay, la Fm San Guillermo está compuesta por limo arenoso marrón amarillento, de 0,40 m de espesor uniforme. La parte inferior tiene mayor contenido de arena

fina bien seleccionada, cuarzosa. La Fm San Guillermo cubre, además, el área plana que rodea los afloramientos de arenisca cretácica de Tres Cerros. Allí cubre en discordancia el suelo desarrollado en el techo de la Fm Tapebicuá, con 0,50 m de potencia. Está compuesta por limo marrón grisáceo, masivo, estructurado en prismas verticales cuya altura abarca todo el espesor de la unidad.

Al norte de Monte Caseros (sureste de Corrientes), la Fm San Guillermo cubre arenas eólicas asociadas al río Uruguay.

En Entre Ríos, la Fm San Guillermo yace en discordancia sobre la Fm Hernandarias. Dicha unidad constituye el llamado “epipedón mólico” de los suelos Vertisoles, y descansa sobre el paleosuelo que corona la Fm Hernandarias en la barranca del lago Salto Grande en Federación (Fig. 28; pág. 78). Allí, la Fm San Guillermo está formada por limo arcilloso con importante contribución de arena mal seleccionada como contaminante (desde arena muy fina a arena muy gruesa; 25 %), de color gris oscuro a negro en húmedo, estructurada en prismas muy gruesos que rompen en bloques finos, de consistencia muy firme. Constituye un resalto de 0,15 m de potencia en el perfil. Hacia el sur, en la divisoria con la cuenca del Gualeguay, entre Basavilbaso y Urdinarrain, la Fm San Guillermo cubre el pedocomplejo de tipo Vertisol desarrollado en el techo de la Fm Hernandarias.

En varios sitios de la cuenca en Entre Ríos, la Fm San Guillermo descansa sobre la Fm El Palmar, por ejemplo, en el área ubicada a unos 5 km al sur de Concordia, donde cubre todo el relieve. Entre Nueva Escocia y Puerto Yerúa, la unidad también yace sobre la Fm El Palmar, con 0,50 m de potencia; está compuesta por arena limosa, de color marrón grisáceo. La Fm San Guillermo suprayace los depósitos de la ingresión marina del Holoceno Medio, en el suroeste de la provincia.

En el área brasileña de la cuenca del Uruguay, el límite norte de los afloramientos de la Fm San Guillermo coincide claramente con lo observado en Corrientes. Los limos eólicos comienzan a aparecer irregularmente en forma de áreas pequeñas, de color grisáceo, que cubren el relieve predominantemente rojo y van aumentando paulatinamente en importancia hacia el sur. Algo más al sur, constituyen el relleno de las depresiones en forma generalizada, hasta llegar a cubrir también las colinas, labradas frecuentemente en la Fm Oberá.

Entre el área de São Borja (al sur del río Icamaquá) y Nhu-Porá (RS) se observa un sector de la transición donde coexisten la Fm Oberá y la Fm San Guillermo. Allí las colinas del paisaje están formadas por la Fm Oberá, mientras que el limo gris aparece en los sectores bajos entre colinas. El límite lateral del limo de San Guillermo es muy marcado; en superficie, el pasaje lateral entre la Fm San Guillermo y la Fm Oberá ocurre frecuentemente en sólo 1 m. En la ciudad de São Borja, la Fm San Guillermo yace sobre la Fm El Palmar, con 0,30 a 0,40 m de espesor. Está formada por limo gris amarillento, estructurado

en prismas muy gruesos y de consistencia muy firme, afectada por bioturbación.

Un perfil aflorante del límite norte de la Fm San Guillermo fue descrito a unos 25 km al noreste de São Borja. En esa zona la unidad cubre el basalto alterado, con 0,20 m de espesor. Es un limo gris con moteados ocre-amarillentos, friable, moderadamente estructurado en prismas gruesos (de 7 cm de altura). No calcáreo. Hay concreciones de óxidos de hierro y/o manganeso, de 1 a 2 mm de diámetro, esféricas. Encima aparece una línea de piedras horizontal y de 5 cm de espesor, formada por gravas y cantos rodados de composición basáltica. Un depósito de 5 cm de espesor, formado por limo gris, corona el perfil.

La Fm San Guillermo aparece cubriendo algunas áreas de colinas a 50 km al este de São Borja; por otro lado al sur de Encruzilhada, este intervalo estratigráfico es ocupado por la arena eólica holocena del Ibicuy. La Fm San Guillermo reaparece en la línea Alegrete-Uruguaiana, donde cubre roca meteorizada y forma manchones de color gris típico en las laderas, que en partes se mezcla con el color rojo de la Fm Oberá. Avanzando hacia el oeste, la Fm San Guillermo sigue aumentando en cobertura areal, hasta dominar completamente cerca de Uruguaiana. A 26 km al este de la ciudad, la unidad domina en forma casi absoluta; sólo el 10 a 15 % de los materiales superficiales presentan una coloración más rojiza.

Entre Uruguaiana y la frontera brasileño-uruguaya, la Fm San Guillermo aparece en forma generalizada cubriendo diferentes unidades geológicas. A unos 33 km al sur de Uruguaiana, cubre la Fm Tapebicuá, con 0,40 m de espesor; esto se repite en observaciones realizadas a 53 y 63 km al sur de la ciudad.

La Fm San Guillermo en el Uruguay cubre rocas de edades diferentes en áreas relativamente grandes dentro de un amplio territorio y en diferentes localizaciones topográficas. Debe deducirse, por lo tanto, que originalmente cubrió toda la región en forma de manto continuo que luego ha sido erosionado y, en muchos casos, acumulado en depresiones locales. Un caso típico de esto último se presenta en la cuenca alta del Negro y del Tacuarembó.

En el sector de la cuenca del Uruguay, en la meseta basáltica de Artigas (Uruguay), el limo eólico gris oscuro de San Guillermo cubre en forma prácticamente continua la superficie del basalto desde su borde occidental hasta aproximadamente la longitud geográfica de la ciudad de Artigas. Se extiende también desde Tomás Gomensoro hasta Javier de Viana. El depósito está formado por limo con arena muy fina, de color gris oscuro, de 0,50 m de potencia sobre canchal de basalto. En el sector oriental de la meseta, la cobertura de limo eólico disminuye en espesor y continuidad, apareciendo allí los canchales en superficie, que dominan junto a la escarpa. La Fm San Guillermo cubre la Fm El Palmar en el área del cruce entre la ruta 3 y la 30, inmediatamente al oeste de la meseta basáltica. Se trata de un limo gris oscuro de poco espesor.

En el área de Rivera, la unidad aparece con características típicas en los valles, mientras que en la superficie de las colinas aflora la Fm Oberá.

La terraza baja del río Uruguay (Fm Concordia) al oeste de Bella Unión está coronada por un depósito de arena muy fina limo-arcillosa marrón grisáceo oscuro, friable, estructurada en prismas gruesos, que consideramos equivalente a la Fm San Guillermo. Esta unidad cubre también a la Fm Tapebicuá, ubicada entre dicha terraza y las tierras más altas de Bella Unión.

La Fm San Guillermo se encuentra en áreas menores sobre la Fm El Palmar al este de la ciudad de Salto. A unos 13 km de la ciudad, la unidad aflora con 0,40 m de espesor; se trata de limo marrón grisáceo, friable, con una componente local importante representada por arena mal seleccionada (10 % de arena media a guija fina); está estructurado en prismas gruesos. La particular composición granulométrica se debe al aporte esporádico de material grueso producido por flujo no encauzado, teniendo en cuenta que el mismo aparece en un sector de media ladera.

En la divisoria sur de la subcuenca del río Yi (afluente del río Negro), la Fm San Guillermo cubre rocas graníticas proterozoicas. Cerca de Sarandí Grande y hacia el norte, es un sedimento limoso con proporciones menores de arena gruesa y media, de cohesión media. En las depresiones infrayace un estrato palustre de 0,40 m de espesor, formado por arcilla expansiva y abundantes tosquillas de CaCO_3 . En el área de interfluvios entre la subcuenca del Yi y del Negro (entre Villasboas y Carlos Reyles), la Fm San Guillermo está compuesta por limo masivo gris, de cohesión media, estructurado en prismas gruesos, de 0,35 m de potencia. En esa zona, la unidad sufre procesos de erosión areal por retroceso de terracillas generado por flujo hipodérmico. El manto eólico suprayace en discordancia a un paleosuelo desarrollado en el techo de un depósito palustre de 2 m de potencia. En la base de los perfiles aflora la arenisca cretácica. La Fm San Guillermo se extiende en el área citada hasta el borde de la meseta basáltica.

En el área tipo de la arenisca cretácica de la Fm Tacuarembó, específicamente en el interfluvio entre el arroyo Batoví y el río Tacuarembó Chico, el depósito eólico gris constituye un manto extendido que se preserva aun en las partes altas del relieve y en pendientes pronunciadas en forma bastante continua. Está compuesto por arena muy fina limosa marrón grisáceo, masiva, de 0,45 m de espesor y talud vertical. Al norte de Tacuarembó, la cobertura de la Fm San Guillermo es continua arealmente.

Esta unidad fue depositada durante el período seco del Holoceno Superior, entre 3.500 y 1.400 años AP, de acuerdo con dataciones de diversos autores. La fuente directa de materiales fue generalmente el horizonte A de los suelos locales, que fueron decapitados y cubiertos por esta capa eólica de escasos decímetros de potencia. La formación ha sido sedimentada durante la implantación de una circulación anticiclónica estacional que bloqueó la circulación general de la atmósfera en la región. La dirección de los vientos ha sido

medida según la orientación de dunas parabólicas asociadas a este depósito, indicando vientos de circulación antihoraria (Iriondo, 1990b).

Los Limos Eólicos de la Pequeña Edad del Hielo

En el sector noreste de la provincia de Entre Ríos, en la zona de Chajarí y Santa Ana (próximo al río Uruguay), se encuentra un depósito loésico que se habría acumulado muy probablemente durante el período semiárido de la Pequeña Edad del Hielo. Su potencia es comparativamente grande si se considera que dicho período fue muy corto.

Está formado por limo grueso con porcentajes significativos de arena muy fina, de color gris oscuro, masivo y friable. Cubre en forma de manto continuo las colinas del área, labradas en la Fm El Palmar. A lo largo del camino Santa Ana-Chajarí, el depósito loésico tiene entre 1 y 1,40 m de espesor continuo. El sedimento está atravesado por numerosas raíces actuales de gramíneas y numerosas perforaciones pequeñas rellenas con el mismo sedimento, producidas por bioturbación. El color gris oscuro del depósito se debe a la incorporación de humus.

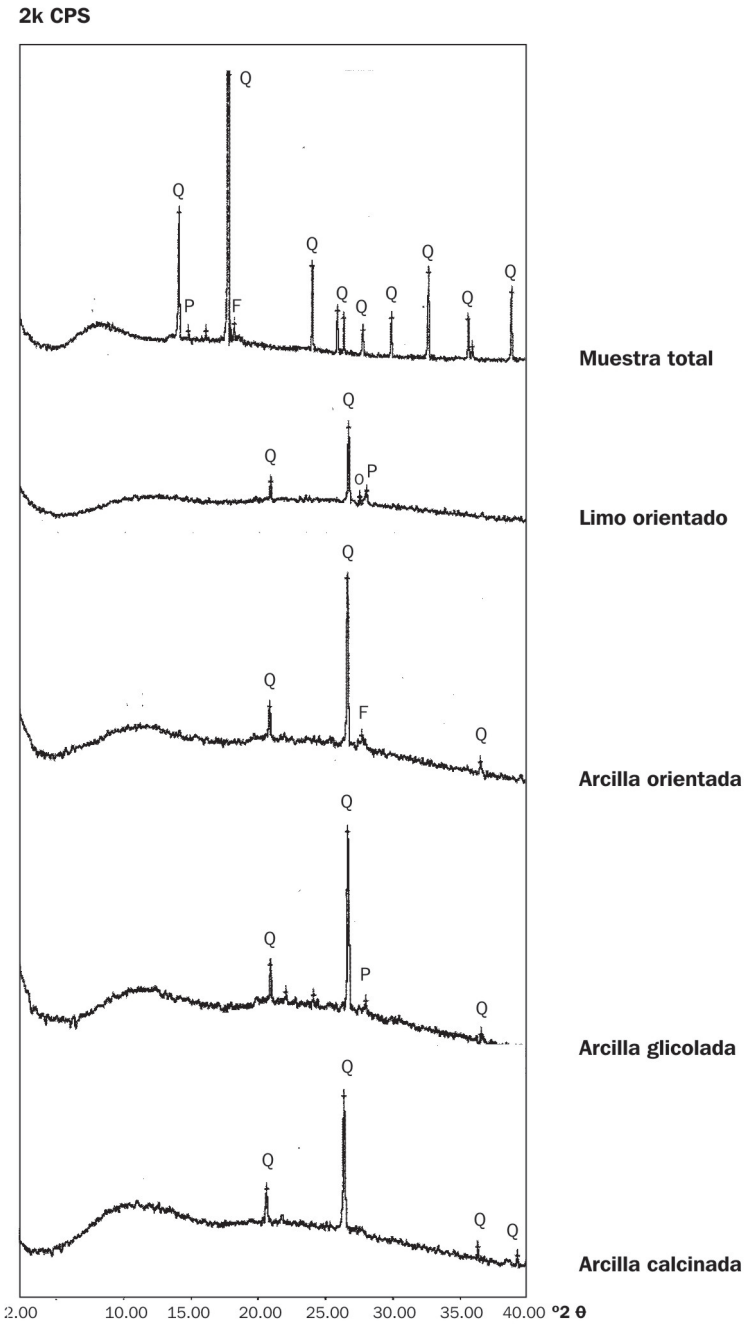
Tentativamente, pueden atribuirse a este depósito algunos limos arenosos grises que aparecen inmediatamente al sur de Concordia.

Observaciones bajo lupa del depósito indican que los granos de arena son de cuarzo, equidimensionales y limpios (sin pátinas de óxidos férricos). La mineralogía obtenida por difracción de rayos X de la muestra total indica predominio casi absoluto de cuarzo bien cristalizado, con escasa ortoclasa y plagioclasa y con caolinita mal cristalizada. La fracción limo muestra una alta relación cuarzo:feldespatos (Q:F>1). En la fracción arcilla se concentra caolinita mal cristalizada, con cuarzo bien cristalizado predominante y muy baja participación de feldespatos (Fig. 55, pág. 182).

El depósito fue datado por TL (muestra tomada a 5,5 km de Santa Ana en el camino a Chajarí, a 1m de profundidad), resultando una edad de 800 ± 170 años AP.

Figura N° 55

Difracción de rayos X de un depósito loésico acumulado durante la Pequeña Edad del Hielo en el sector noreste de Entre Ríos (zona de Chajarí y Santa Aría) –radiación CuK α –



El Complejo Litoral del Holoceno

La ingesión marina del Holoceno Medio penetró en el actual Río de la Plata hasta el sur de la provincia de Entre Ríos y suroeste del departamento de Río Negro y oeste del de Soriano (Uruguay), afectando el tramo inferior de los ríos Paraná, Uruguay y Negro. La dinámica litoral afectó un tramo del valle del río Uruguay, que se extiende hasta Concepción del Uruguay. Entre dicha ciudad y Fray Bentos se acumularon sedimentos típicos de este ambiente que se pueden discriminar con mejor claridad en el área dominada por el río Paraná (Iriondo y Kröhling, 2002; 2004c).

Una llanura litoral compleja de 300 km de longitud y 80 km de ancho máximo evolucionó a lo largo del Holoceno, influida principalmente por la dinámica del río Paraná. Esta llanura fue referida laxamente “delta del Paraná” en la literatura geográfica (Fig. 56, pág. 184), aunque en rigor no lo sea. Iriondo (2004b) denominó a las diferentes unidades sedimentarias usando nomenclatura geomorfológica. El desarrollo de este complejo comprendió cuatro fases:

1) una fase fluvial durante el Pleistoceno Superior, representada por depósitos aluviales denominados “llanura de avenamiento impedido”. Durante el Último Máximo Glacial (EI02) la línea de costa estaba situada a unos 510 km de distancia al sureste de la desembocadura del río Negro, coincidiendo con la isobata de 130 m ubicada muy cerca del talud continental. En esas condiciones, muy probablemente el sistema fluvial Uruguay-Negro era afluente del Paraná.

La llanura de avenamiento impedido es una “unidad asociada” dentro del sistema litoral. En el valle del Paraná hay registro sedimentario y morfológico de esta unidad cerca de la ciudad de Rosario.

2) una fase de alto nivel del mar alrededor de 6.000 años AP. La ingesión marina penetró hasta cerca de la latitud de 33°S en el “delta del Paraná” y a una latitud semejante en el río Uruguay (aguas arriba de Fray Bentos), formándose un golfo en el actual Río de la Plata. Las aguas circulaban en sentido horario, de manera que la gran carga de arenas aportada por el Paraná fue arrastrada hacia el este, generándose un gran cordón litoral que encerró una albufera (Fig. 57, pág. 185). Iriondo y Scotta (1979) mapearon dicho cordón hasta frente a la desembocadura del río Negro. Dentro de la albufera se formaron deltas menores de afluentes, como el del arroyo Nogoyá. Durante la etapa de regresión, se formaron líneas de playa sucesivas con barrales intermedios (Fig. 58, pág. 186). La parte final de esta etapa está representada por la dinámica de cheniers, que dominó cerca de la localidad de Ceibas.

Figura N° 56

Mapa del complejo litoral en la boca de los ríos Paraná y Uruguay
(tomado de Iriondo, 2004b)

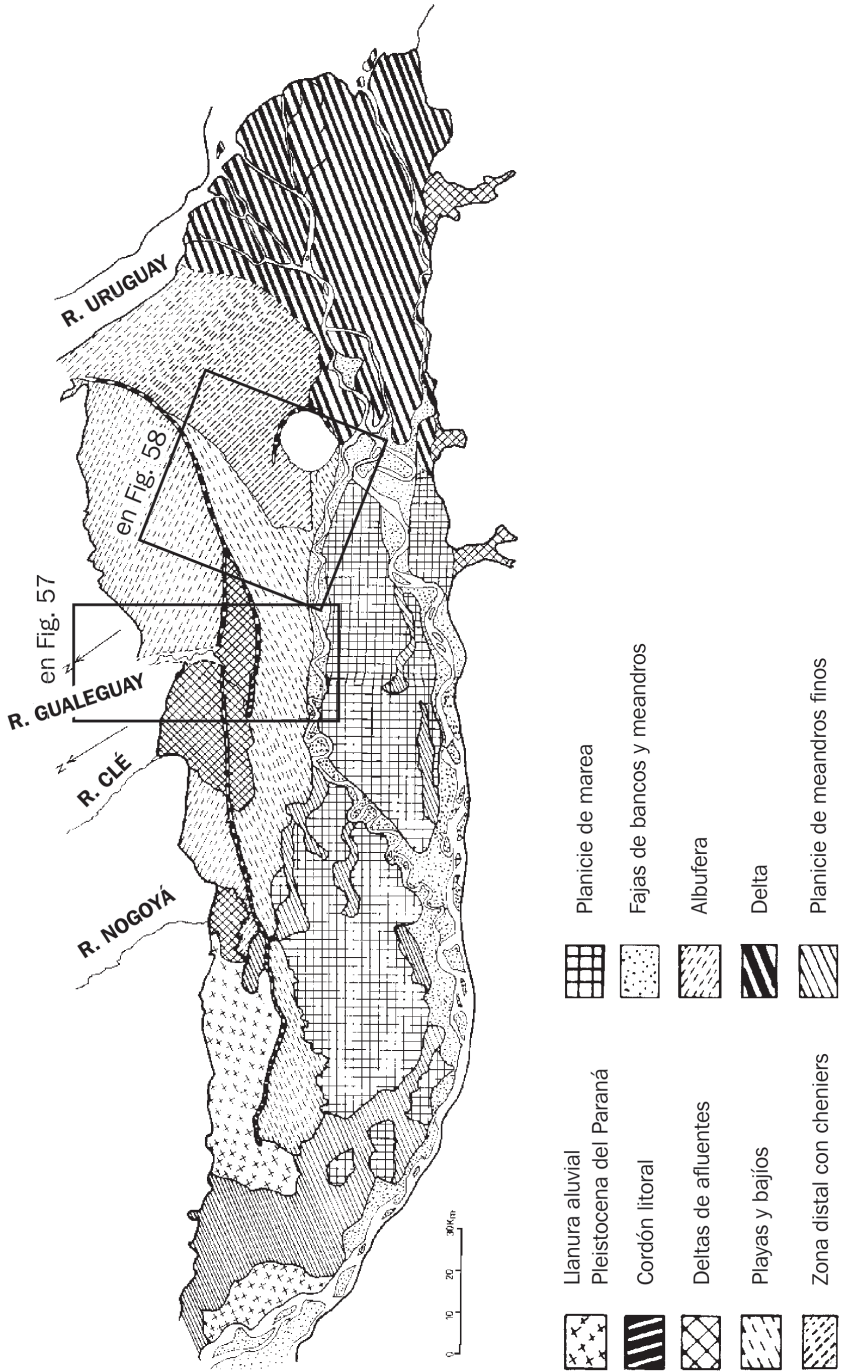
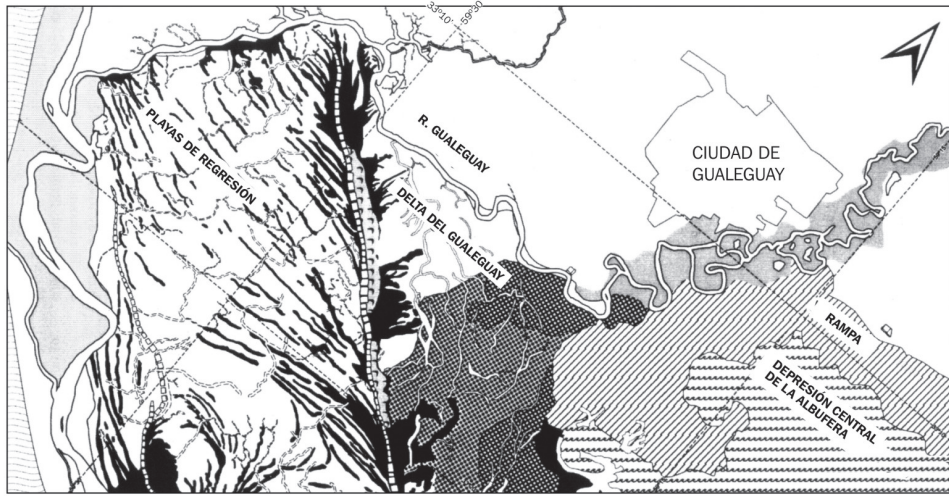


Figura N° 57

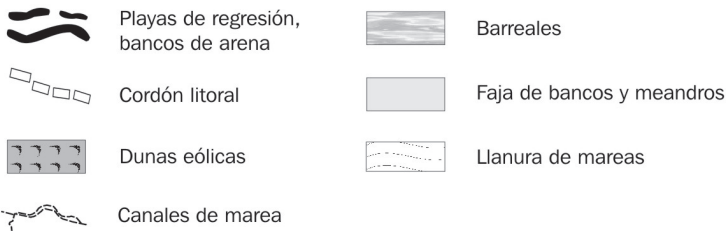
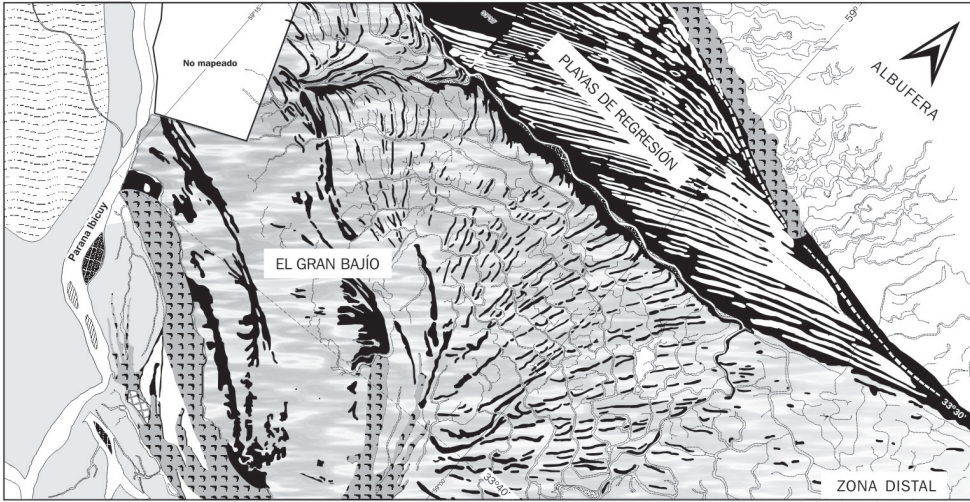
Mapa de detalle del área central del complejo litoral con el delta del Gualeguay y la gran albufera (tomado de Iriondo, 2004b)



- | | | | |
|---|--------------------------------------|---|----------------------------------|
|  | Playas de regresión, bancos de arena |  | Canales de derrame |
|  | Cordón litoral |  | Lóbulos de derrame |
|  | Dunas eólicas |  | Llanura aluvial del Gualeguay |
|  | Canales de marea |  | Llanura de mareas |
|  | Barreales |  | Rampa |
|  | Faja de bancos y meandros |  | Depresión central de la albufera |

Figura Nº 58

Mapa de detalle del área central del complejo litoral con el gran bajío y las playas de regresión –*beach ridges*– (tomado de Iriondo, 2004b)



3) una fase estuárica más moderna durante el Holoceno Superior, caracterizada por extensos depósitos de marea en el área central del complejo y estuarios de afluentes menores en la provincia de Buenos Aires. El período citado estuvo representado por un clima seco en toda la región. Ello ayuda a explicar la posición tan interna de las llanuras de marea: islas Lechiguanas; hasta el límite entre Santa Fe y Buenos Aires por el oeste y por el este hasta la desembocadura del río Negro. Esto se produjo indudablemente porque los ríos Paraná y Uruguay tenían caudales mucho menores que los actuales, y el frente entre el agua salada (mar) y agua dulce (fluvial) se ubicaba aguas arriba de su posición actual.

4) una fase deltaica actual, que comenzó aproximadamente en el año 900 de nuestra Era (1.100 años AP). Está caracterizada por una faja de bancos y

meandros a lo largo de los brazos principales del Paraná y por depósitos deltaicos en la zona distal, que crecen por avance frontal en el Río de la Plata unos 70 m/año desde el año 1818.

La actividad neotectónica reciente amplió la cuenca inferior del río Uruguay en algunos miles de kilómetros cuadrados. Ocurrió un leve basculamiento de la llanura litoral que generó un cambio de pendiente, pasando de norte-sur (vinculada con la orientación general del río Paraná) a oeste-este. En consecuencia, el área ubicada al este de la desembocadura del río Gualeguay forma actualmente parte de la cuenca hidrográfica del Uruguay.

Facies sedimentarias

Un estudio sedimentológico facial del complejo litoral fue realizado sobre la base de información geotécnica de detalle a lo largo de la RN 12 entre Ezeiza y Gualeguaychú (Iriondo, 1985). La profundidad de las perforaciones, siguiendo la transecta indicada, varía entre 10 y 100 metros. Las muestras se clasificaron según el Sistema Unificado de Clasificación de Suelos. Las clases geotécnicas determinadas fueron “traducidas” a facies sedimentarias, ya que el Cuaternario de este sistema sedimentario presenta características sedimentológicas bien contrastadas e identificables según la clasificación geotécnica.

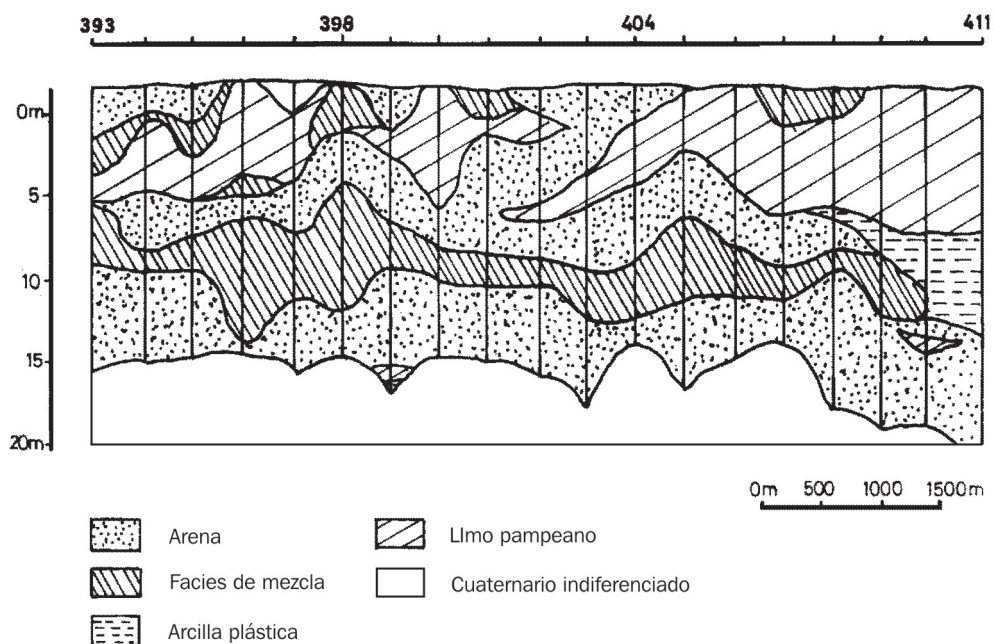
Se definieron, en consecuencia, cuatro facies sedimentarias: 1) arcillas plásticas provenientes de la Fm Hernandarias y que se encuentran principalmente en el subsuelo de la albufera; 2) limos pampeanos provenientes de la margen derecha del río Paraná, preferentemente originados en la Fm Tezanos Pinto, ubicados en el oeste del sistema; 3) arenas depositadas en los brazos fluviales, canales de marea y eventualmente en playas y barras, y 4) facies de mezcla, denominación que incluye arcillas de baja plasticidad y limos de alta plasticidad, conforme a la hipótesis de que estos sedimentos, de propiedades intermedias, provienen de la mezcla de pelitas pampeanas y de las cabeceras de los grandes ríos.

El perfil estratigráfico del complejo litoral fue dividido en cuatro segmentos aproximadamente coincidentes con las unidades geomorfológicas de superficie (Fig. 56, pág. 184).

El segmento A –entre el río Paraná de las Palmas y el Paraná Guazú– corresponde al delta actual del Paraná (Fig. 59, pág. 188). El perfil alcanza en promedio unos 30 m de profundidad. Su base está compuesta por un paquete continuo de arena, con 5 a 12 m de espesor. Ninguna de las perforaciones alcanzó la base del paquete. Le suprayace en ciertas áreas la facies de limos pampeanos, en cuerpos discontinuos de 3 a 10 m de potencia y 500 a 3.500 m de longitud.

Figura N° 59

Perfil de un sector del frente deltaico en el complejo litoral
(tomado de Iriondo, 2004b)



Encima aparece un cuerpo de arcillas plásticas de 10 a 12 m de espesor, continuo a lo largo de todo el sector. Continúa hacia arriba la facies de limo pampeano en un cuerpo continuo de 10 a 12 m de espesor. Éste incluye lentes de 2 a 3 m de espesor y de escasa extensión lateral, generalmente formadas por arena y ocasionalmente por arcillas plásticas y correspondientes a rellenos de paleocauces menores. Los contactos entre los cuerpos sedimentarios son netos aunque no completamente horizontales, excepto el contacto arcilla plástica-limo pampeano superior que es horizontal. La interpretación ambiental del segmento A indica que, luego de la sedimentación de la arena inferior, que requirió considerable energía, se instalaron condiciones tranquilas con predominio de aporte pampeano, reemplazado, a su vez, en poco tiempo por aportes del norte. Estas condiciones permanecieron estables durante un período relativamente largo. Posteriormente volvió a establecerse el ambiente pampeano, que llega hasta la actualidad. La facies sedimentaria superior del perfil corresponde a la Unidad Geomorfológica Delta Actual del Paraná, que aparece en superficie. La dinámica que se interpreta es coherente con la de dicha planicie

deltaica, o sea, cursos de agua pequeños, sin divagación y de escasa permanencia (representados por las lentes de arena), atravesando islas formadas por acreción vertical de sedimento en suspensión.

El segmento B –desde el Paraná Guazú hasta 27 km al norte– (Fig. 60, pág. 190) está caracterizado por gran inestabilidad y alta energía del medio sedimentario. Este segmento pasa en forma transicional al segmento C. La arena basal del segmento A se mantiene en el tramo en análisis. Un contacto erosivo general la separa del complejo sedimentario sobreyacente, que es típico de ambiente litoral. La facies de mezcla es abundante en la parte baja del perfil, se presenta en un cuerpo prácticamente continuo sobre la arena basal; sus contactos superior e inferior son erosivos; el espesor máximo de este cuerpo sedimentario es de 7 m. Esta facies de mezcla se interpreta como generada en ambiente de llanura de marea. Sobre dicha facies y en partes intercalado, se encuentra un cuerpo de arcilla, que aparece 7 km al norte del Paraná Guazú y se extiende hasta el final del segmento. Este material fue aportado por el río Uruguay. Los cuerpos de arena son irregulares, numerosos y de gran extensión lateral; están distribuidos en todo el perfil, predominando en la parte superior. Algunos de ellos corresponden a ambientes de playa, otros son rellenos de canales de marea. En los 4 a 5 m superiores abundan los limos pampeanos en contacto lateral con cuerpos de arena, facies de mezcla y algunas lentes pequeñas de arcilla plástica. Estos corresponden a la Unidad Geomorfológica Playas de Regresión (Fig. 56, pág. 184), en un sector donde existen series de cheniers separados por barrizales. Este segmento B ha sido el de mayor inestabilidad a lo largo de la historia del complejo litoral, con contactos erosivos y frecuentes migraciones de ambientes sedimentarios locales. Se trata del eje de la depresión que, en la actualidad, está ocupado precisamente por el cauce principal del sistema.

El segmento C –que se extiende hasta el cordón litoral– (Fig. 61, pág. 190) se inicia con el paquete de arena basal, con contacto superior irregular y un paleo-relieve de hasta 40 m. Sobre el mismo se depositó un cuerpo sedimentario en facies de mezcla que alcanza la superficie actual, con espesores de hasta 40 m. En superficie se observan líneas de cheniers, separadas por amplias extensiones de fango cruzadas por canales de marea. Algunos de los cauces actuales que ocupan dichos canales son los arroyos Grande, Embalsado y Salinas. No aparecen lentes de arena intercaladas en el cuerpo sedimentario, por lo que se supone que la dinámica de cheniers fue un episodio tardío.

El segmento D (Fig. 62, pág. 191) corresponde a la Unidad Geomorfológica Albufera. El sedimento está compuesto por arcillas plásticas. De acuerdo con las evidencias geomorfológicas de superficie, se trata de sedimentos aportados por los afluentes menores (derivados de la Fm Hernandarias en el área sur de Entre Ríos). Consideramos que, en sentido estricto, la arena basal del perfil pertenece a un depósito predeltaico de edad Pleistoceno Superior.

Figura N° 60

Perfil de un sector de la llanura de bancos y meandros del complejo litoral (tomado de Iriondo, 2004b)

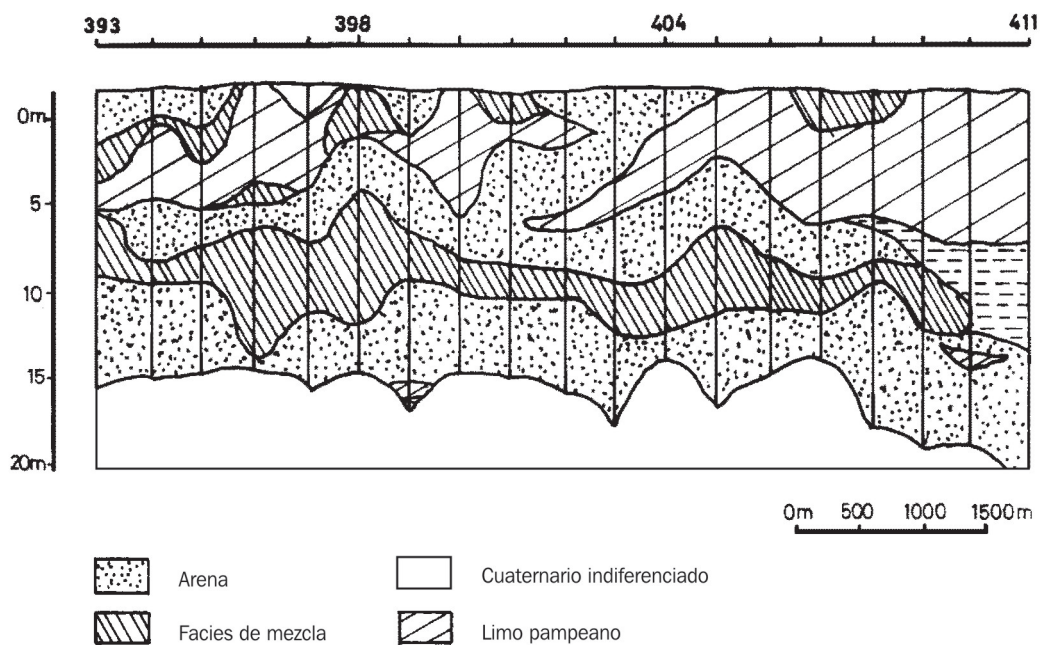


Figura N° 61

Perfil de un sector de la zona distal del complejo litoral (tomado de Iriondo, 2004b)

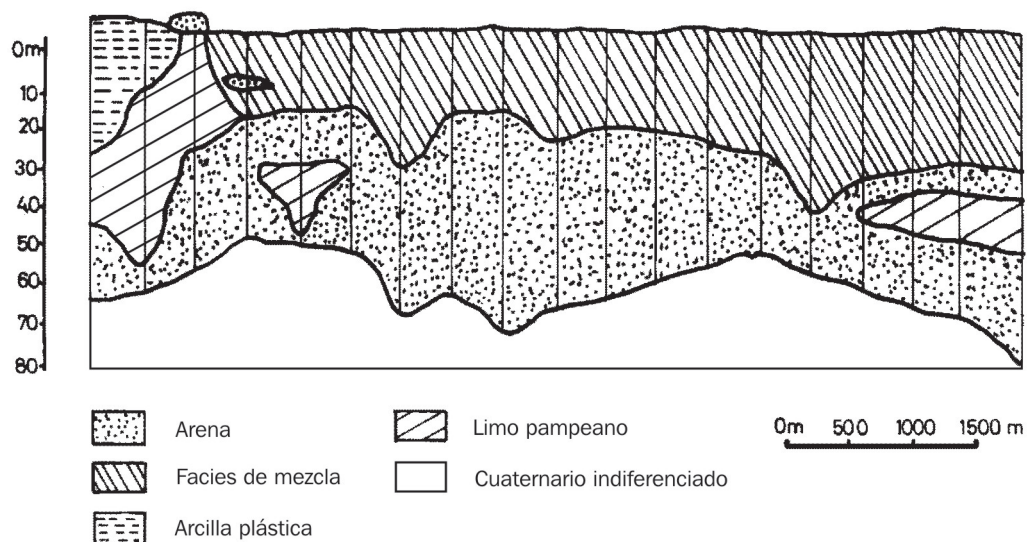
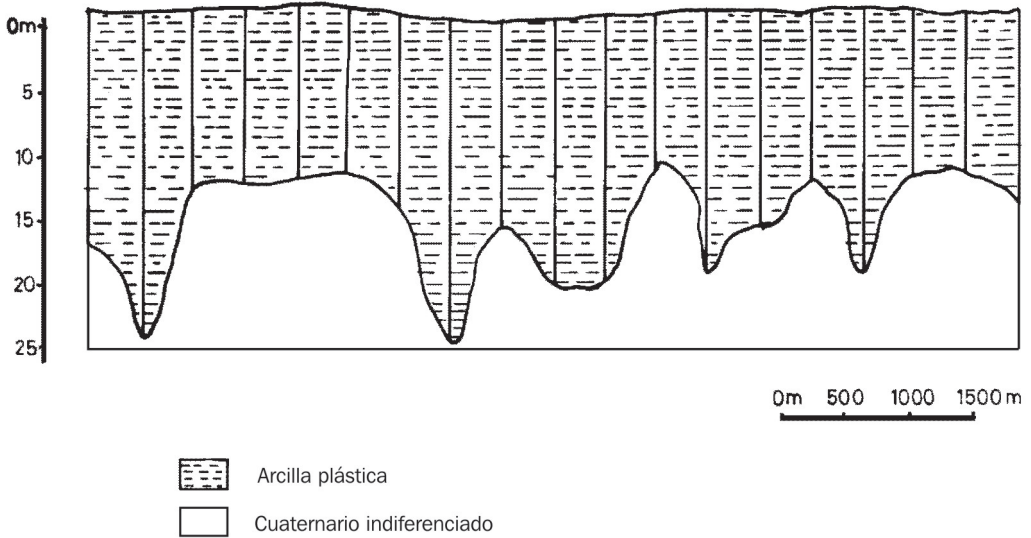


Figura N° 62

Perfil del relleno holoceno de la albufera del complejo litoral
(tomado de Iriondo, 2004b)



El Complejo Litoral en la Faja del Uruguay

La dinámica litoral acumuló una faja de sedimentos en el valle del Uruguay hasta la latitud de Concepción del Uruguay, localizada unos 400 km aguas arriba de la actual costa marina (Fig. 63, pág. 192; Fig. 64, pág. 193). Durante el máximo nivel del mar la desembocadura del río se encontraba aproximadamente frente a esa ciudad. En consecuencia, varias unidades litorales están directamente vinculadas con el río Uruguay. Una unidad pleistocena, representada por una terraza marina de erosión, se ha preservado a la latitud de 32°50' S en ambas márgenes del río. La superficie de dicha terraza se halla a una cota de 10 msnm. Está cubierta por una delgada carpeta de depósitos aluviales de edad Pleistoceno Tardío-Holoceno. Basados fundamentalmente en su cota sobre el nivel del mar, asignamos provisoriamente dicha terraza al EI05e (Eemiano). El nivel más alto de la ingresión holocena formó en el segmento inferior del río una serie de líneas de playa a la altura de la boca del río Negro y a lo largo de la costa uruguaya hacia el sur de esa ubicación. Éstas forman barreras cerrando las desembocaduras de pequeños afluentes. Al norte del río Negro, la barranca de la margen izquierda ha sufrido erosión por oleaje, con la formación de una gran media caña y pequeñas grutas, de 3 m de profundidad y 1,5 m de altura, ubicada a una altura media de 3 m sobre el nivel actual del agua. La fase estuárica del Holoceno Superior penetró 65 km en la faja del Uruguay, formando estuarios menores en los trechos inferiores de los pequeños afluentes en ambas márgenes del río (Fig. 65, pág. 193; Fig. 66, pág. 194).

Figura N° 63

Mapa geomorfológico de un sector de la cuenca inferior del Uruguay, aguas abajo de Concepción del Uruguay, Entre Ríos

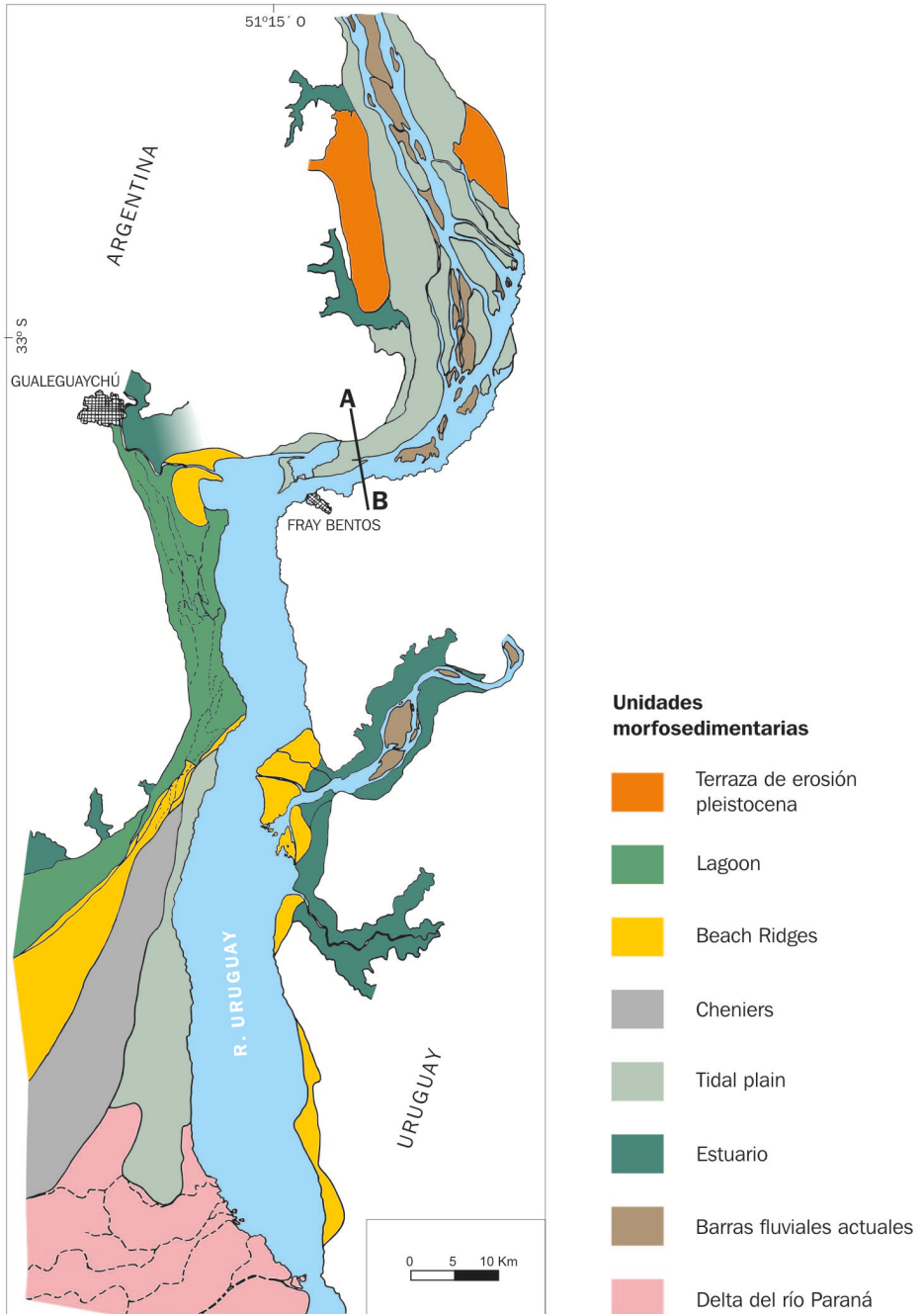


Figura N° 64

Mapa geomorfológico de un sector del tramo inferior del río Uruguay en el complejo litoral

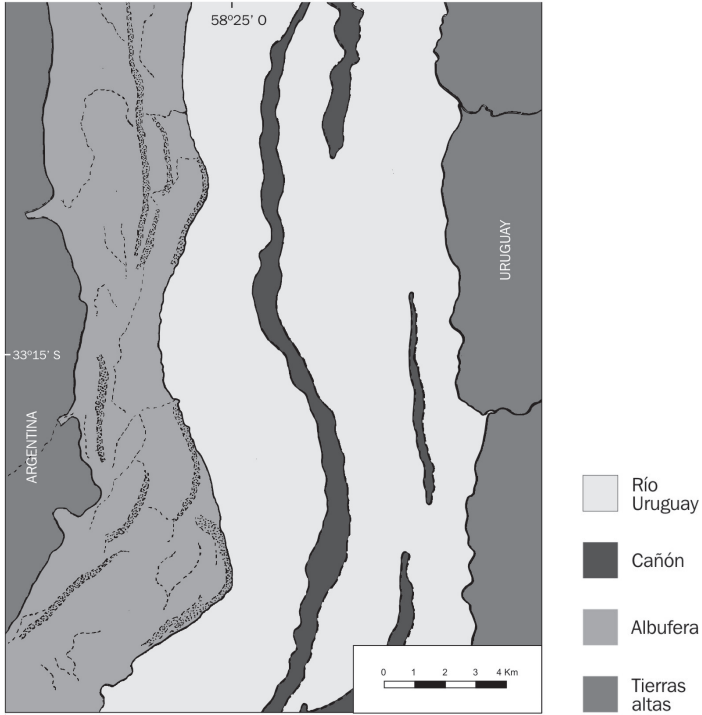


Figura N° 65

Perfiles sedimentarios de las unidades del mapa de la figura 63 (tramo inferior del Uruguay)

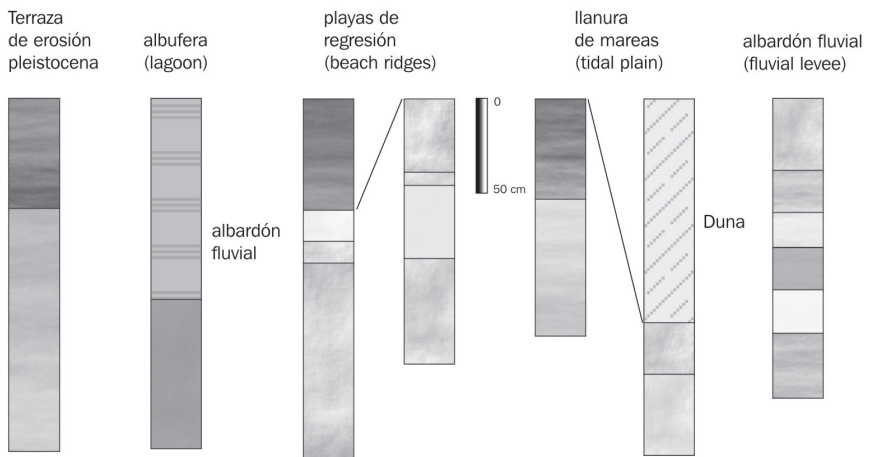
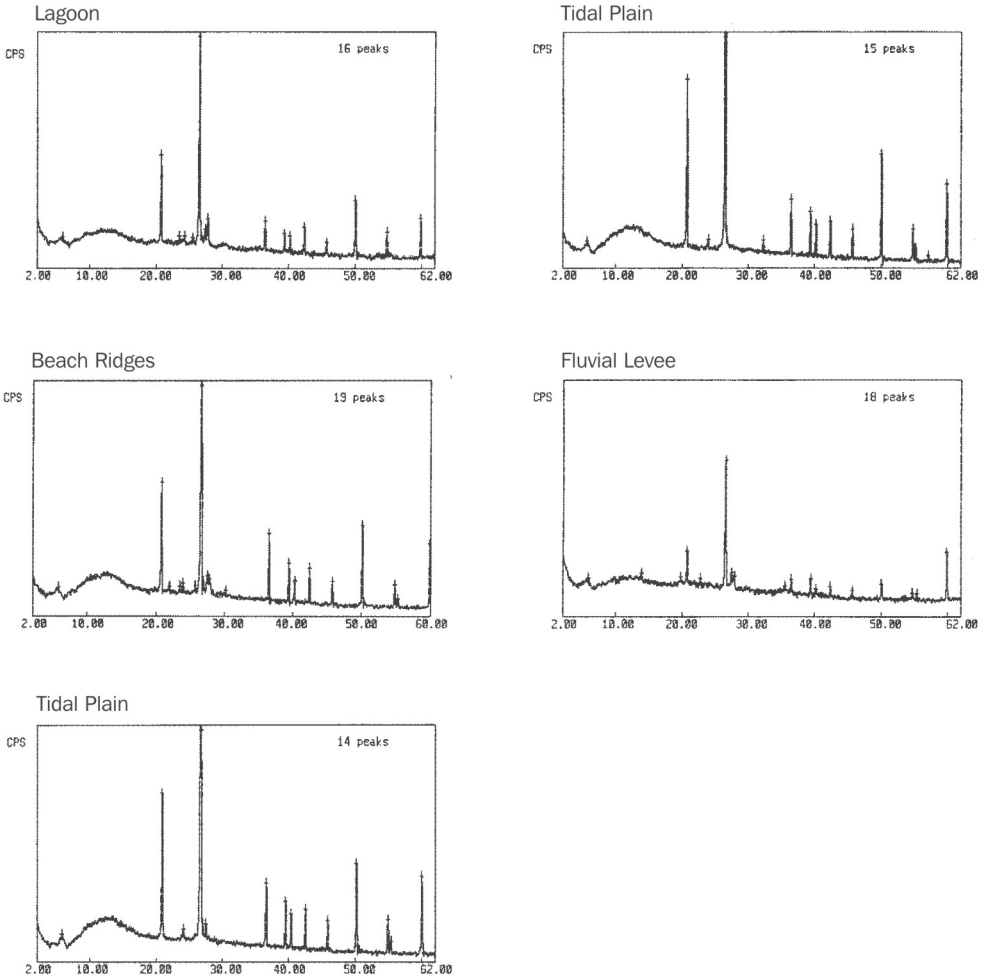


Figura N° 66

Difractogramas de rayos X de sedimentos típicos del complejo litoral en el área de Gualeguaychú, Entre Ríos (radiación $\text{CuK}\alpha$; muestras orientadas) (lagoon: albufera; tidal plain: llanura de mareas; beach ridges: playas de regresión; fluvial levee: albardón fluvial)



Los depósitos litorales alcanzan entre 20 y 27 m de potencia en las islas Vilardebó y Cambacú (Fig. 67, pág. 196). En ese sector, el cauce está labrado en las areniscas cretácicas de la Fm Asencio. La base del relleno está formada por 3 a 10 m de arena cuarzosa media a gruesa con abundantes gravas de cauce, de probable edad pleistocena. Por encima aparecen sedimentos arenosos y pelíticos mal seleccionados en toda la columna. Algunos cuerpos sedimentarios son de particular interés: una lente de sedimento muy blando de 2,50 a 4 m de espesor, compuesta por arcilla plástica con intercalaciones de arena muy fina, probablemente corresponde a la fase de aumento del nivel del mar durante el Holoceno Inferior. Estas son características frecuentes en llanuras de marea. Otro depósito de las mismas características (compactación extremadamente baja y alto contenido de agua intersticial) se encuentra entre 5 y 12 m de profundidad y tiene de 2 a 7 m de potencia; está compuesto por arcilla plástica gris oscuro con arena fina. Probablemente representa la fase de llanura de mareas del Holoceno Superior. La parte superior del perfil son sedimentos subactuales de inundación. En la actualidad toda el área se encuentra en un período de erosión; está atravesada por brazos del río que convergen y divergen formando islas relictuales.

La de mayor cota es la isla Rica. De acuerdo con referencias de pobladores, se ha estimado una tasa de erosión fluvial de la isla entre 1 y 2 m/año; además, se cita la existencia de un afloramiento de la Fm El Palmar en el brazo oeste del río a menor profundidad que la navegable. En su sector norte, la isla presenta un albardón de unos 50 m de ancho y de 2 m de altura sobre el nivel de aguas medias. Dicha faja limita hacia el interior de la isla con un bañado, cubierto por selva (a una latitud cercana a 32° S). La barranca en erosión del albardón en la margen noreste de la isla (frente a la boca del arroyo Cupalén) se describe a continuación (desde arriba hacia abajo):

- 0,00 - 0,40 m. Estrato tabular de arena muy fina a media (arena fina dominante), moderadamente seleccionada, cuarzosa, con arcilla subordinada. Presenta color marrón oscuro en húmedo (con variaciones graduales desde el marrón rojizo al marrón). Es friable y masivo. Hay numerosos moldes de raíces actuales.

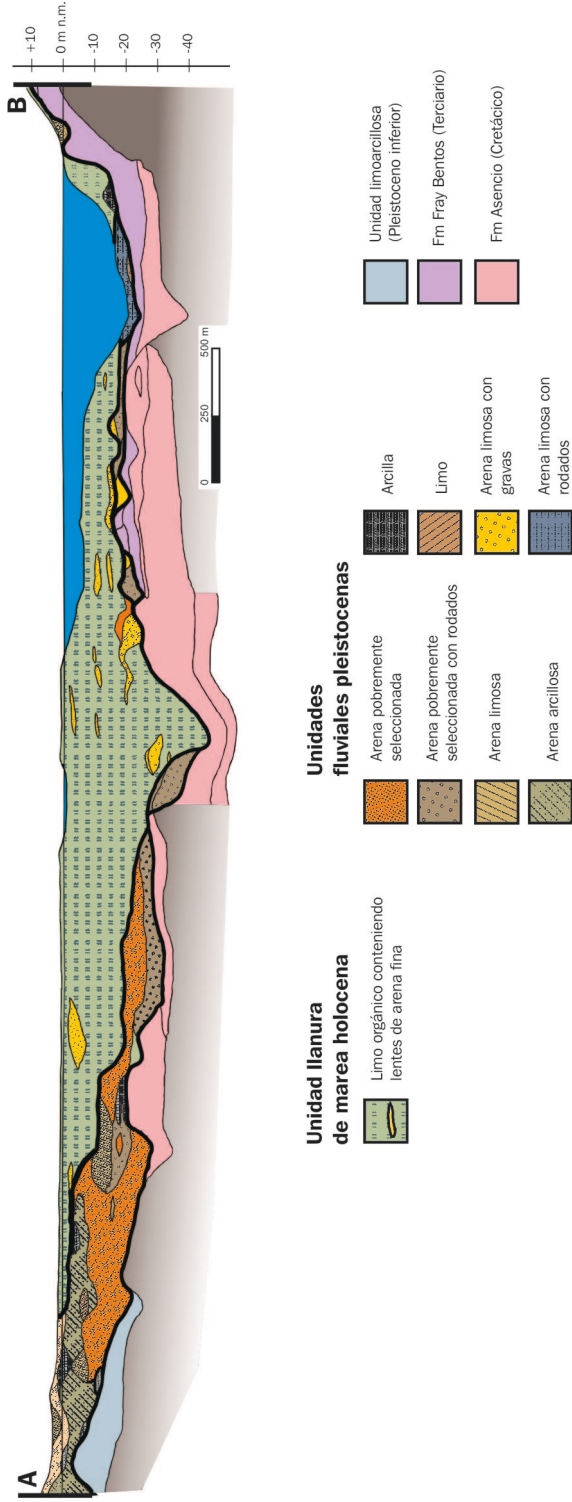
- 0,40 - 0,65 m. Estrato tabular limo-arcilloso o arcilla-limosa, poco arenoso, friable, masivo y de color marrón grisáceo. Presenta contactos difusos. Está atravesado por raíces actuales.

- 0,65 - 0,85 m. Estrato tabular de arena muy fina a fina, con arcilla subordinada, friable y masivo, de color marrón claro. Está atravesado por raíces actuales.

- 0,85 - 1,15 m. Estrato tabular de limo-arcilloso con escasa arena muy fina, masivo y friable, de contactos difusos y color marrón grisáceo.

- 1,15 - 1,45 m. Estrato tabular de arena muy fina arcillosa, friable y masivo, sin nódulos ni motas, macroporos finos. Estrato de contactos difusos.

Figura N° 67
 Perfil geológico del cauce del Uruguay en el tramo inferior, aguas arriba de Fray Bentos (sección A-B indicada en figura N° 63)



- 1,45 - 1,90 m (svb). Estrato tabular de arena muy fina, arcillo-limosa, de color general marrón oscuro en húmedo, friable y masivo. Localmente se presenta internamente organizado en estratos finos de límites difusos y de colores variables entre el marrón y el marrón grisáceo.

La isla Joanicó, ubicada unos kilómetros aguas abajo de la isla Rica, presenta el mismo patrón morfológico. Un albardón de 50 a 80 m de ancho, encerrando terrenos bajos hacia el interior de la isla, con vegetación enmarañada. Más adentro aparece otro albardón adosado, con vegetación en descomposición en los primeros centímetros del suelo. El patrón geomorfológico de estas islas persiste aguas abajo hasta la gran curva Fray Bentos-Gualeguaychú.

Los Materiales Superficiales

En los interfluvios de las regiones antiguas de la cuenca, formadas por rocas mesozoicas y paleozoicas, existen áreas cubiertas por materiales superficiales. Son fragmentos sueltos, muy jóvenes, que estimamos fueron formados durante el período seco del Holoceno Superior. Partes de sus componentes derivan de la disgregación física de las rocas subyacentes estrictamente *in situ*; otros han sufrido transporte relativamente corto por flujos de aguas no encauzadas y movimientos de masa. Un tercer conjunto está representado por los sedimentos finos aportados por el viento.

Canchal o escombrera basáltica "tropical"

En el alto Uruguay, la meseta basáltica está cubierta en ciertas áreas por un material superficial formado por una mezcla de fragmentos gruesos y muy gruesos de basalto, mezclados con un sedimento terroso suelto, de color marrón oscuro. Dicho sedimento es limo a franco limoso, de indudable aspecto eólico, que constituye entre el 40 y el 60 % de la mezcla. Los clastos basálticos tienen grados variables de alteración y redondeamiento, dominando los clastos angulares a subangulares. El redondeamiento que presentan algunos de ellos ha sido producido por exfoliación concéntrica durante la meteorización química de la roca, y no por transporte sedimentario. El canchal tiene espesores típicos entre 0,50 m y 2 m y puede observarse en áreas con relieve considerable, muchas de ellas ubicadas en regiones con amplia cobertura selvática, lo que sugiere que las observaciones de este párrafo no alcanzan a reflejar toda la extensión de esta cubierta. El canchal tiene una alta resistencia a la erosión hídrica. La fábrica actual de este depósito se debe a la acción mecánica de mezcla realizada por la

dinámica de las raíces de grandes árboles componentes de la selva actual. El resultado de este fenómeno fue observado en las vertientes del tramo inferior del arroyo Yabotí: un árbol derribado por una tormenta dejó sus raíces al descubierto. Dichas raíces eran superficiales y densas, con un diámetro de 1,80 m; éstas engloban una masa de sedimento fino con numerosos bloques y cantos rodados basálticos. Los clastos mayores en ese caso superan los 50 cm de largo, con predominio de fragmentos de 20 a 30 cm. De manera que la capacidad de extracción de clastos gruesos y muy gruesos en episodios como éste puede estimarse en más de 1 metro de profundidad. De esta manera, la escombrera tropical requiere tres procesos sucesivos para su formación: la generación de un canchal sobre basalto, la acumulación de material eólico fino y, finalmente, la instalación de una selva dominada por grandes árboles.

Un área significativa de canchal (de unos 30 km de extensión) sobre el basalto cretácico de Misiones, se halla a unos 15 km al sureste de Alem y hasta cerca de San Javier. Está compuesto por cantos rodados, gravas y bloques (diámetro medio entre 10 y 20 cm) subangulosos a redondeados de basalto muy alterado, en matriz limosa friable de color marrón oscuro. Tiene espesores menores a 2 m. Los clastos mayores forman aproximadamente un 50 % del material. Otra área similar se extiende en la cuenca del Paraná próximo a la divisoria con la cuenca del Uruguay, cubriendo en forma discontinua sectores con pendientes relativamente altas de Bonpland y Santa Ana, intercaladas con áreas cubiertas por Fm Oberá.

También aparece esta cubierta sobre basalto fresco y alterado en el área de Alto Alegre y Santa Rita (Misiones), alternando con afloramientos de basalto y escasos depósitos de la Fm Oberá. Otro sector se extiende desde proximidades de El Soberbio y hasta unos 30 km al este de dicha localidad, dominando en el sector de Puerto Paraíso; allí presenta sus características típicas, es decir, color marrón oscuro y abundancia de matriz limosa. Perfiles de canchal de 0,50 m de potencia se hallan próximos al cruce entre las rutas provinciales 20 y 17, al norte de San Pedro.

En Brasil, en las cuencas de los ríos Pelotas y Canoas (SC-RS), se encuentran amplias áreas cubiertas por la escombrera tropical; cabe citar sectores de la divisoria entre ambas cuencas (Celso Barros, Anita Garibaldi, Cerro Negro y Campo Belo do Sul) y también áreas de la vertiente sur de la Serra do Espigão (SC). Hacia el oeste, un depósito superficial formado por bloques de basalto en matriz derivada de la Fm Oberá (sedimento franco arcilloso rojo), se extiende en un área de varios kilómetros cuadrados entre las ciudades de Mondai y Chapecó (SC). Los clastos mayores son de basalto fresco y están cubiertos por una pátina de óxido férrico de color ocre amarillento. El canchal aparece también en los alrededores de la localidad de Palmitos con sus características típicas; tiene allí 1 m de espesor. El canchal es característico de las laderas excavadas en basalto por la red fluvial mayor en el

área de Erechim (RS). Aparece en esa zona con características típicas desde el río Uruguay hasta unos 87 km al sur, con escaso espesor, generalmente menor a 1 m. Está formado por limo arcilloso suelto de estructura granular, color marrón rojizo oscuro en húmedo (5 YR 3/3) que engloba clastos gruesos de basalto fresco.

Las pendientes laterales de algunos valles afluentes del Uruguay están cubiertas por canchales. Un caso representativo corresponde al valle del río Passo Fundo (RS), cerca de sus cabeceras, excavado en basalto. En los interfluvios cercanos, el canchal cubre a la Fm Oberá. Otra área extensa cubierta en gran parte por este material se halla entre Palmitinho y Tenente Portela (RS), donde forma en las laderas de los valles un verdadero *talus* sin signos de erosión hídrica.

Al este de São Borja (RS), entre Santo Ângelo e Ijuí, el canchal cubre áreas semiserranas en forma continua, compuesto por bloques basálticos en una masa terrosa marrón. Los pequeños agricultores tienden a cultivar preferentemente este material, aun con pendientes elevadas, probablemente debido a la alta fertilidad del sedimento fino.

Canchal o escombrera de la meseta basáltica uruguaya

En la meseta basáltica uruguaya (cabeceras de los ríos Cuareim, Catalanes, Arapey) aparecen en superficie amplios canchales cubriendo casi toda la región oriental. Están compuestos por fragmentos angulosos de basalto que van desde varios centímetros a pocos decímetros de largo, con escaso sedimento fino intersticial. Este material tiene espesores menores al metro. Fue generado por procesos de meteorización física sin transporte alguno. El limo intersticial se hace paulatinamente más importante hacia el oeste, hasta dominar en la mitad occidental de la meseta (al oeste de Artigas), donde cubre los fragmentos basálticos completamente.

El canchal de la meseta uruguaya es similar al de las áreas tropicales descrito anteriormente; sin embargo, ambos se diferencian en algunos aspectos. El primero tiene menor espesor; además, en la meseta uruguaya los fragmentos de basalto y el limo no han sufrido un proceso de mezcla producto de epigénesis, tal como se lo observa en las áreas tropicales.

Canchal o escombrera de la arenisca de Tres Cerros

Áreas de canchales se han desarrollado sobre la arenisca cretácica que aflora en el área de Tres Cerros, en Corrientes. En canteras localizadas en el área plana junto a la ladera norte de los cerros aflora un material residual formado por bloques y cantos rodados de arenisca, con escaso material fino intersticial. El espesor aflorante es de 1,30 msvb.

Material residual sobre la Fm El Palmar/Salto

Sobre la Fm El Palmar suele aparecer un material residual de granulometría gruesa que quedó relativamente *in situ* durante un importante episodio de erosión hídrica que sufrió la terraza alta cuando los afluentes del Uruguay labraron sus valles. Está en discordancia erosiva sobre Fm El Palmar y es mucho más joven que esta unidad, aunque hasta ahora se lo ha considerado parte de la misma. Ello no tiene importancia en la mayoría de los casos, debido a su pequeño espesor y a su naturaleza discontinua. Sin embargo, estimamos que es necesario diferenciarlo en algunas áreas, como por ejemplo al norte del río Arapey (Uruguay), donde cubre directamente el basalto en una extensión considerable y se lo ha mapeado como Fm Salto (Bossi *et al.*, 1975).

Este depósito está desarrollado especialmente en la zona de Constitución y Belén. En esa área de contacto con la meseta basáltica uruguaya, suele encontrarse el material residual yaciendo directamente sobre el basalto. En este caso particular, el material ha sufrido un corto transporte mediante flujo mantiforme.

En perfiles del área de Salto, el depósito residual tiene menos de 0,30 m de espesor sobre la Fm Salto. Forma una concentración de los materiales gruesos de dicha unidad (gravas y cantos rodados finos de composición silíceo). En Constitución, este material alcanza un 1 m de potencia sobre la Fm Salto. Está formado por clastos silíceos de tamaño guija a canto rodado fino, en general aplanados y redondeados. Los clastos mayores aparecen en la base del residual y están compuestos por arenisca; algunos son angulosos. El escaso material intersticial es de tamaño arena.

Al norte del río Arapey, en los perfiles de la ruta 3, aparece este material superficial yaciendo directamente sobre basalto, con pocos centímetros de espesor. Este esquema se repite en varios lugares hacia el norte. A 17 km al norte de la entrada a Constitución, este material forma un verdadero depósito de más de 1 m de espesor sobre roca muy alterada. Pocos kilómetros al norte del arroyo Mboicú aparece con 0,40 a 0,50 m de espesor sobre la Fm Salto; está compuesto allí por clastos uniformes, aplanados, de 2 a 3 cm de largo.

En Entre Ríos, el material residual aparece en discordancia sobre la Fm El Palmar en el Parque Nacional del mismo nombre, con 0,30 a 0,40 m de espesor de gravas y cantos rodados finos de calcedonia, de color marrón claro. Forma los topes de las colinas.

El mecanismo de formación de estos depósitos residuales ha sido el lavado de pendientes producido por agua no encauzada con escasa competencia. El ambiente general fue clima húmedo. La edad es indeterminada, dentro del Cuaternario Superior.

Anexo fotográfico
Capítulo 2



01. Afloramiento de la costra ferruginosa cubierta por la Fm Oberá en el área de São Borja (RS).

02. La Fm San Salvador en San Javier (Misiones).



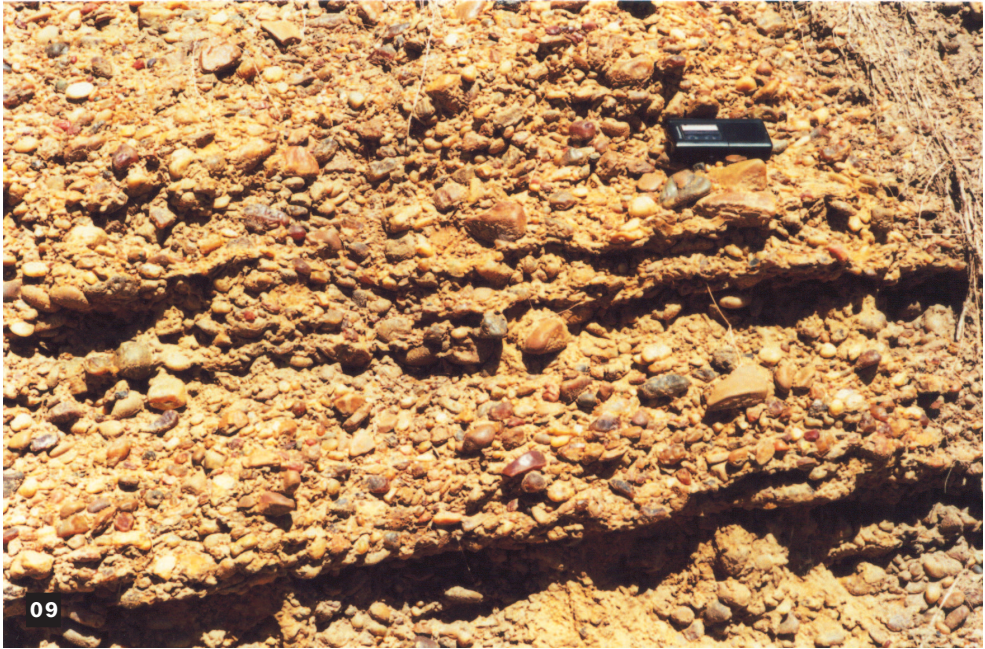
03. La Fm San Salvador en canteras del área de Puerto Campichuelo (Entre Ríos).

04. Barranca del río Paraná en Diamante (Entre Ríos). Afloramiento del Grupo Punta Gorda cubierto por la Fm Tezanos Pinto.

05. Vista del arroyo Itapebí cerca de Salto (Uruguay) aflorando el loess retransportado del Cuaternario Inferior.



- 06.** Cárcava desarrollada en la Fm Hernandarias en el centro de Entre Ríos.
07. La Fm Hernandarias aflorando en la barranca del embalse de Salto Grande en Federación (Entre Ríos).
08. Facies típicas de la Fm El Palmar aflorantes en canteras del Parque Nacional El Palmar (Entre Ríos).



09. Facies de cauce de la Fm El Palmar en una cantera en Nueva Escocia (Entre Ríos).

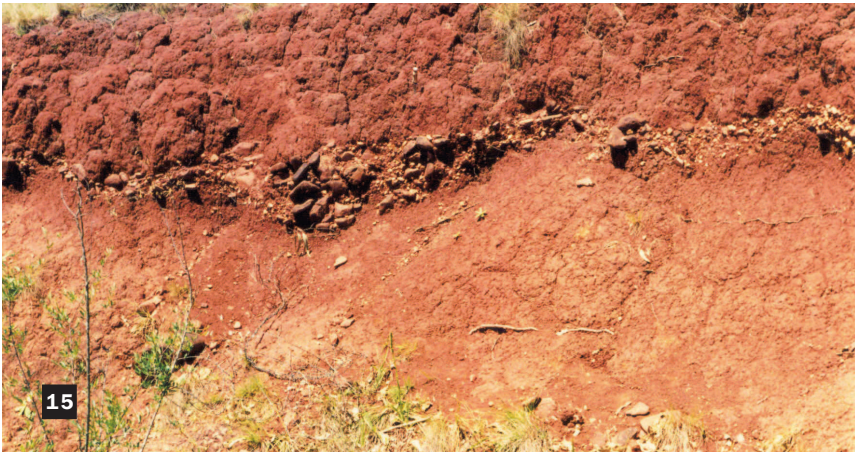
10. La Fm El Palmar/Salto aflorante en el acceso a Constitución (Uruguay).



11. Detalle de la facies de cauce de la Fm Salto del perfil de la foto 10.

12. Tronco fósil de palmera en la Fm Salto aflorante junto a la ruta 3 entre Constitución y Belén (Uruguay).





13. La Formación Oberá yaciendo en discordancia sobre basalto alterado en el área de Cerro Azul (Misiones).

14. El loess tropical cubriendo basalto y arenisca cretácicos en barrancas de un afluente del río Ibicuí en su cuenca media (RS).

15. Afloramiento de la Fm Oberá con sus facies loessica y torrencial, en discordancia sobre basalto alterado (Misiones).



16. Perfil típico de la Fm Oberá en la RN 14 (Misiones).
17. Suelos enterrados en la Fm Oberá en el área de Itacaruaré (Misiones).
18. Perfil tipo de la Fm Yapeyú (Corrientes).



19



20

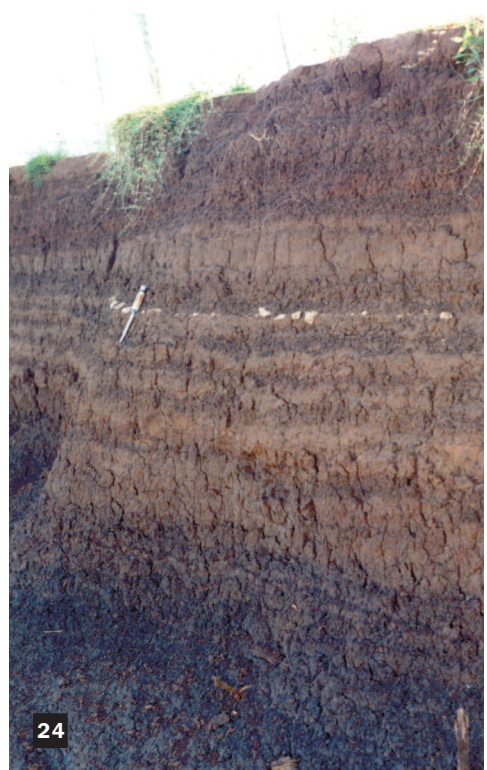
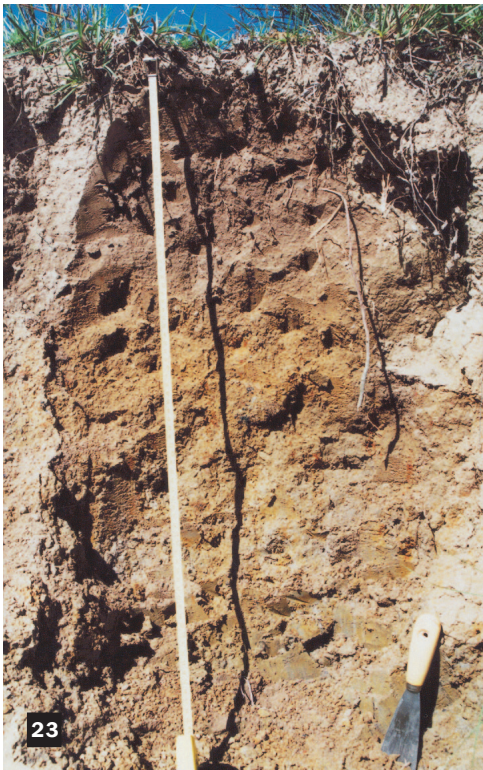


21

19. Detalle de la Fm Yapeyú en el perfil tipo (Corrientes).

20. Detalle de la Fm Yapeyú en la cuenca del Tacuarembó (Uruguay). (descrita anteriormente como parte superior de la Fm Las Arenas).

21. La "Arena Eólica Pleistocena" aflorando en barrancas de afluentes del Ibicuí (área de M. Viana, RS).



- 22.** La Fm Tapebicuá en el área de Curuzú Cuatiá (Corrientes).
- 23.** Detalle de la facies de llanura aluvial de la Fm Tapebicuá en el perfil tipo (Corrientes).
- 24.** Perfil de la Fm Concordia en Paysandú (Uruguay). Nótese el nivel de ocupación humana en la parte superior.



25. Perfil de un suelo complejo enterrado en el arroyo El Gato (sureste de Entre Ríos).

26. La Fm San Guillermo sobreyaciendo la Fm El Palmar/Salto en el suroeste de RS.

27. Perfil estratigráfico de la isla Rica en el delta del río Uruguay aguas arriba de Gualeguaychú (Entre Ríos) – Nuevo Berlín (Uruguay).

Capítulo 3

La geomorfología de la cuenca

La cuenca alta del río Uruguay

La meseta basáltica

La extensa meseta basáltica abarca más de 150.000 km² en el sur de Brasil y noreste de Argentina. Se trata de erupciones cretácicas vinculadas con la apertura del océano Atlántico, acumuladas en espesores de cientos de metros. La potencia aumenta desde 600 m en el suroeste hasta 1.000 m en el noreste (Padula, 1972). Almeida (1986) cita un espesor máximo de 1.700 m en una perforación practicada en el área central. Las coladas individuales tienen potencias típicas de 5 a 15 m; algunas de ellas son masivas, otras alveolares. El basalto se encuentra profundamente alterado en la mayor parte de los afloramientos, transformado en un regolito de color oscuro o bien donde tiene consistencia de roca, en una masa de minerales irreconocibles. En la Argentina, el basalto aflora en casi toda la provincia de Misiones y en una franja al noreste de Corrientes. En Brasil forma gran parte de la alta cuenca del río Uruguay; en el Uruguay el basalto aflorante ocupa el noroeste del país.

La génesis de los paisajes de meseta ha sido estudiada en Sudáfrica por Partridge y Maud (1987) y en Sudáfrica y Brasil por King (1956); Ab'Saber (1956; 1970), Bigarella *et al.* (1965) y autores posteriores desarrollaron el tema en Brasil. Dichos autores determinaron que los procesos principales en la evolución morfológica son el retroceso de escarpas y pedimentación que producen un nivel subhorizontal o “superficie” en cada ciclo erosivo. Siguiendo

a King, existen tres niveles generales del paisaje, denominados respectivamente Superficie Sul-Americana, Superficie Velhas y Paraguaçu. La llamada Superficie Sul-Americana de King (1956) corresponde a la superficie original de la meseta basáltica. La meseta ha sufrido durante el Neógeno los efectos del sistema de deformación andino. Los ciclos erosivos que actuaron durante el Terciario Superior y Cuaternario están representados por el entallamiento y apertura de valles que destruyeron la mayor parte del Planalto Sul-Americano y que ocupan ahora casi todo el paisaje. Las vertientes regresivas del ciclo Velhas destruyeron la Superficie Sul-Americana de King (Fig. 46, pág. 120).

Es notable en la teoría de King la falta de procesos geomorfológicos de tipo davisiano. Además, según el autor cada superficie aplanada permanece virtualmente inalterada hasta que es alcanzada y destruida por la escarpa del ciclo de erosión subsecuente, por debajo de la cual se desarrolla una peniplanicie del nuevo ciclo. Sin embargo, hasta el momento ésta es la teoría más adecuada para explicar la evolución del paisaje de la cuenca alta del río Uruguay.

La superficie original de la meseta basáltica en Misiones ha sido eliminada casi completamente por fenómenos de erosión areal ocurridos en el Terciario (Iriondo y Kröhling, 2004b). El mecanismo de esta erosión ha sido probablemente la formación y retroceso de pedimentos laterales a lo largo de los valles fluviales. Los relictos que se preservan están ubicados en el noreste de Misiones, en la zona de Bernardo de Irigoyen, a una altura de 800 msnm. Dicha superficie está muy disectada, tiene una antigüedad de más de sesenta millones de años y ha sufrido una larga influencia atmosférica de meteorización física y química, y persistente acción erosiva. Consideramos a la superficie original, o a lo que ha quedado de ella, equivalente *sensu lato* de la gran Superficie Sul-Americana (King, 1956) –o pd3 de Bigarella *et al.* (1965)– en sentido morfológico y estratigráfico. Sin embargo, corresponde aclarar que King (1956) se refiere a una vasta planicie producida por denudación entre el Cretácico Final y el Terciario Medio y no a una superficie de acumulación de lava.

La superficie de arrasamiento propiamente dicha correspondiente al ciclo Sul-Americano puede observarse en el área de Lages-Ponte Alta-Otaçílio Costas (SC, Brasil), labrado en el Grupo Passa Dois (Pérmico Superior; Planalto de Lages, según Justus *et al.*, 1986). El manto basáltico considerado como superficie original ha cubierto en forma masiva la mayor parte de la superficie arrasada antigua.

El relieve en dicha área es bajo e irregular, con colinas y depresiones más definidas y de pocas decenas de metros, sobrepuestas a las geoformas mayores. El domo de Lages ha sido erosionado profundamente en forma diferencial, respondiendo a la compleja litología aflorante (Grupo Itaráré, Carbonífero-Pérmico). Éste ha controlado el drenaje local generando un diseño anular. Una particula-

ridad destacable es que los cauces actuales (cuenca media del río Canoas) transportan abundante carga sedimentaria en suspensión.

El contacto entre el paisaje labrado sobre las rocas mesozoicas del Grupo São Bento y los afloramientos de las sedimentitas del Paleozoico Superior es siempre una escarpa de importancia. La Serra da Pedra Branca, en el sector atravesado por el río Caveiras al sureste de Lages, está formada por un paisaje de mesas con taludes prácticamente verticales, de varias decenas de metros de altura relativa, labradas en la estrecha faja aflorante de la Fm Botucatu. Dicha faja resalta en el paisaje junto al relieve bajo, irregular y poco definido de las rocas paleozoicas.

Un nivel más bajo, con cotas entre 300 y 400 msnm, abarca una gran superficie cubriendo el 35 % de la provincia de Misiones (Fig. 33, pág. 98). Ha sido labrado por erosión areal durante el llamado ciclo Velhas de King (1956) –o pd2 de Bigarella *et al.* (1965)–. Está compuesto por colinas suavemente onduladas, de perfil convexo, en muchos casos con una morfología del tipo “media naranja” (Fig. 46, pág. 120), aunque con relieve más suave que sus equivalentes brasileños. Puede deducirse un origen fluvial antiguo en el patrón geomorfológico. En el centro-sur de la provincia esta superficie tiene alrededor de 20 km de ancho y forma la divisoria entre las cuencas del Uruguay y del Paraná. Recibe en esa zona el nombre de Sierra de Misiones. Actualmente no es posible conocer la edad de esa superficie; tentativamente la colocamos en el Terciario Medio.

De acuerdo con King (1956), el aspecto más típico del paisaje es una superficie sobre la cual intervienen los dos ciclos erosivos, formando planaltos referidos al ciclo Sul-Americano y concordancia de crestas y valles resultantes del ciclo Velhas (Fig. 36, pág. 102).

La erosión cíclica pliocena está relacionada con un ciclo de profunda incisión de valles y regresión de las escarpas de erosión más importantes, denominado ciclo Paraguaçu (King, 1956). El río Uruguay es el nivel de base de este ciclo en la cuenca alta. El ciclo Paraguaçu –o pd1 (Bigarella *et al.*; 1965)– penetró en forma de valles afectando la Superficie Velhas. En Misiones este ciclo generó los valles de los afluentes directos del Uruguay. En el sur de Misiones y noreste de Corrientes se formó durante este ciclo una nueva superficie denominada Peniplanicie de Apóstoles, que se extiende por debajo de los 200 msnm.

Justus *et al.* (1986) han reconocido en el sureste de Brasil estos tres niveles del paisaje utilizando otras denominaciones. La Superficie Sul-Americana es denominada “Região Geomorfológica Planalto das Araucárias”; la “Região Geomorfológica Planalto das Missões” corresponde a la Superficie Velhas; la “Região Geomorfológica Planalto da Campanha” corresponde a la Peniplanicie de Apóstoles.

La superficie original de la meseta basáltica

Un área interesante de la superficie original se encuentra junto al río Uruguay, entre la localidad de El Soberbio (tramo final del arroyo El Soberbio o Guatamboca) y los Saltos del Moconá (Misiones). En dicha área forma un paisaje de planicie afectado por cauces pequeños con control estructural y de baja pendiente (localmente aparecen pantanos). Esta superficie basáltica está cubierta parcialmente por el manto de la Fm Oberá. En la superficie original se destacan pequeñas depresiones de 200 a 300 m de diámetro, excavadas en el basalto, en general de planta circular, ocupadas por pantanos semipermanentes. Es notable el hecho de que los pantanos no contienen sedimentos terrígenos; su fondo está ocupado por varios decímetros de materia vegetal en descomposición, raramente más de un metro, yaciendo directamente sobre el basalto. Por lo tanto, es necesario postular un período de remoción eólica de la Fm Oberá durante una época muy reciente. Necesariamente se trata de erosión por remolinos, similar a la que formó las hoyas de deflación de la Pampa (Iriondo, 1987).

En el área de El Soberbio el río Uruguay ha excavado un cañón de 80 m de profundidad y de unos 5 km de ancho aproximado, en varios episodios diferentes que han quedado registrados en las pendientes laterales de dicho cañón. Las mismas están compuestas por varios segmentos de distinta naturaleza: la superficie original se conecta con un talud de unos 40° de pendiente que luego se continúa hacia abajo en un pedimento de flanco. El pedimento termina en una superficie ubicada a 15 m por encima del nivel medio del río. Dicha superficie ha sido a su vez erosionada. En un nivel topográfico inferior aparece la terraza baja, con anchos de entre 100 y 500 m. Algunos valles afluentes tienen sus laderas formadas en gran parte por los pedimentos, sin que se haya producido una excavación posterior. Localmente, las depresiones circulares aparecen cortadas por las pendientes laterales de los valles fluviales, lo que sugiere una gran antigüedad para estas geoformas.

Un relicto menor de la superficie original se encuentra sobre la margen izquierda del río Uruguay, frente a Panambí (RS). Allí se ha conservado en forma de cerros de cima plana, cuyas laderas están formadas por pedimentos. La evolución de la ladera pedimentada estuvo condicionada por la estructura original del basalto. A unos 2 km al norte de Panambí y sobre la margen derecha del río puede observarse un paisaje complejo, caracterizado por geoformas de erosión (valles, colinas, quebradas y pequeños cerros largos con formas menores que obedecen a las estructuras basálticas). A distintos niveles se han preservado pequeñas superficies estructurales de pocas hectáreas. Se trata del primer proceso erosivo que afectó a la gran superficie basáltica original, y que es anterior al gran ciclo de aplanamiento conocido como Velhas o pd2.

La superficie original de la meseta se ha preservado en el área de Bernardo de Irigoyen-Barracão, en la zona de frontera seca argentino-brasileña. En la margen argentina dicha superficie es bastante estrecha y está muy disectada por valles fluviales en V profundos. Se destacan en ella pequeñas depresiones de 200 a 300 m de largo, y de 5 a 10 m de profundidad con respecto al nivel general. Esas depresiones contienen turberas actuales que no alcanzan a superar 1 m de espesor de materia vegetal acumulada.

En el área de cabeceras de la cuenca (subcuencas del río Pelotas y del río Canoas, Brasil) la superficie original se encuentra bien desarrollada; allí se han conservado tres áreas mayores separadas por dos amplias fajas de erosión. Justus *et al.* (1986) la denominaron “Região Geomorfológica Planalto das Araucárias” y la subdividen en “Unidade Planalto dos Campos Gerais” (superficie original), “Unidade Planalto Dissecado Rio Iguaçu-Rio Uruguai” (una de las fajas) y “Unidade Serra Geral” (la segunda faja deprimida). Esta región pertenece al “Domínio Morfoclimático da Araucária”, definido por Ab’Saber (1970).

El límite superior de la cuenca está formado por la Serra Geral. Ésta no corresponde al concepto “normal” de sierra; se trata de una gran escarpa erosiva de importancia continental de 1.000 a 1.200 m de altura, que enfrenta a la región litoral atlántica. La cuenca del Uruguay está desarrollada en la parte posterior de la misma.

La superficie original de la meseta tiene una pendiente regional hacia el oeste: las mayores alturas se encuentran en el borde oriental, con cotas entre 1.100 y 1.200 msnm (Serra Geral); las menores alcanzan los 500 m (cerca de la frontera argentina). En el área de cabeceras del río Pelotas también son citadas depresiones circulares denominadas localmente “dales”. La alta cuenca del río Pelotas ha labrado un relieve irregular de erosión fluvial típica, caracterizado por valles profundos de hasta 260 m de incisión vertical y lechos rocosos con correderas y saltos. Ésta se encuentra en la Unidade Geomorfológica Planalto Dissecado Rio Iguaçu-Rio Uruguai de Justus *et al.* (1986). Un relicto de considerable extensión de la superficie original en las cabeceras de la cuenca ha sido denominado “Planalto de Lages” (Almeida, 1952), interrumpido por el valle del río Canoas. Próximo al Planalto de Lages aparecen los relieves extremos de la cuenca: valles de 350 m de profundidad y cerros aislados de cumbre plana, formados por rocas efusivas ácidas.

En el área donde se ubican las localidades de Santa Cecilia, Fraiburgo y Tangara (Serra do Espigão, SC) se ha preservado un sector importante de la superficie original, representada por una meseta atravesada por valles fluviales menores, profundos y estrechos. En dicha superficie aparecen bloques de basalto dispersos, que localmente llegan a formar escombreras (por ejemplo, en el área de Lebon Regis). El basalto se presenta en general alterado hasta una profundidad de varios metros.

Otra área significativa de la superficie original se extiende entre Painei, São Joaquim y Bom Jardim da Serra (SC), inmediatamente al oeste de la gran escarpa erosiva, en el sector denominado Serra do Rio do Rastro. Está caracterizada por una superficie subhorizontal con algunas formas menores, con un relieve de pocas decenas de metros. Existen depresiones cerradas y valles someros con relleno de material fino cuaternario. En algunos sectores hay bloques de basalto fresco incluidos en una masa general de basalto alterado; en otros puntos los bloques aparecen como material deslizado de ladera. Hay cerros bajos de cima plana, frecuentemente cubiertos por canchales. Amplias áreas fueron destruidas durante el ciclo Velhas a lo largo del río Lava Tudo y su red de afluentes, afectando también el tramo superior del río Pelotas.

Los restos de la Superficie Sul-Americana aparecen formando cerros basálticos aislados en el área entre Getúlio Vargas y Erechim (SC), interrumpidos por valles afluentes del Uruguay y generados en el ciclo Velhas. En dicha área el río Uruguay corre en un cañón labrado en las colinas redondeadas de Velhas que, a su vez, forman una faja excavada unos 50 a 80 m por debajo de la superficie original.

Entre las localidades de Barracão y Palmitos (SC) la superficie original de la meseta está menos conservada aún, apareciendo reducidos relictos subordinados a la Superficie Velhas. La importancia relativa de la superficie original disminuye de norte a sur. Entre São José do Cedro e Itapiranga (SC) el relieve original de dicha superficie está mal conservado; presenta un micro-relieve marcado, en contraste con la Superficie Velhas que está expresada por el paisaje de medias naranjas bien visible. En la zona de Frederico Westphalen (RS) aparecen localmente los tres niveles del paisaje; el nivel inferior (Superficie Paraguaçu) tiene una extensión considerable.

El río Passo Fundo (embalse y tramo inferior) fluye en dirección sur-norte a lo largo de una faja preservada de la superficie original (52°45' a 52°35'S) con un ancho típico de 55 km y una longitud de 150 km al sur del río Uruguay. El ancho de la faja disminuye de sur a norte de 50 a 20 km. Dicha superficie se prolonga al norte del río Uruguay en forma menos conservada. Entre el río Uruguay y Chapecó se ha preservado una gran curva de meandro, ocupada actualmente en forma parcial por dos afluentes menores del Uruguay.

La Superficie “Velhas”

Esta superficie está sumamente extendida en toda la región basáltica de la alta cuenca. Su edad probable es difícil de precisar; lo más correcto sería suponer un largo período de clima seco en alguna época del Terciario Medio. Su morfogénesis está claramente diferenciada de los varios procesos erosivos registrados en la superficie original, que de por sí han debido ocupar lapsos

largos de tiempo (véase las pendientes compuestas al norte de El Soberbio). Esta superficie está también desconectada de la formación de costras ferruginosas, cuya edad es genéricamente pliocena, de manera que puede postularse por ahora edad terciaria media para este ciclo erosivo. Está compuesta en todas partes por un paisaje de colinas bajas, redondeadas, separadas por suaves valles de escasa profundidad, lo que indica que un clima húmedo importante sobreimpuso sus formas de paisaje a la morfología original. Las redes hidrográficas desarrolladas durante ese período fueron diferentes de las actuales. Este nivel topográfico está parcialmente destruido en varias áreas por la formación de cuencas fluviales más modernas; aun las líneas divisorias tienen relieve suave, con lomas y depresiones, lo que refuerza la hipótesis de un modelado fluvial. La última fase significativa en el modelado de esta superficie es la sedimentación de la Fm Oberá durante el Último Máximo Glacial.

La superficie de la llamada Sierra de Misiones se extiende con características típicas entre las localidades de L. Alem y San Pedro (distantes unos 170 km), alcanzando anchos de 15 a 20 km en el área central (Campo Grande-Aristóbulo del Valle) y estrechándose hacia el noreste hasta alcanzar 5 a 10 km de ancho. Un relicto de la Superficie Velhas hacia el suroeste (entre Apóstoles y L. Alem) lleva el nombre de Sierra del Imán o Itacuara, con cotas algo superiores a los 300 m (cotas máximas de 322-325 msnm, cerro Mártires). Estos restos aparecen aislados en las nacientes de la red del arroyo Itacaruaré.

Segmentos de la superficie (Sierra de Misiones) se prolongan hacia el río Uruguay con 5 a 10 km de ancho; el más importante es el del área de la localidad de 25 de Mayo, entre los arroyos Pindaití y Alegre. En ese sector el río Uruguay excavó decenas de metros dicha superficie formando un estrecho cañón. Otro segmento importante de similares características se prolonga desde L. Alem hacia San Javier a lo largo de unos 15 km, formando las nacientes del arroyo Guerrero.

El contacto entre la Sierra de Misiones y la Peniplanicie de Apóstoles en el área de Campo Grande-Aristóbulo del Valle está representado por una pendiente de 5 a 10 km de ancho formada por las cabeceras del arroyo Cuñapirú (afluente del Paraná); éste está caracterizado por unos pocos afluentes principales a los cuales confluyen numerosas quebradas. El desnivel entre ambas superficies se ensancha hacia el norte (en San Pedro alcanza 40 km de ancho), hasta pasar a ser prácticamente irreconocible en el paisaje.

En el área de Oberá, la Sierra de Misiones forma una superficie muy disectada aunque continua, representada por colinas redondeadas de 1 a 3 km de ancho. La cota de base de la Superficie Velhas es de 350 msnm con colinas de 20 a 30 m de altura. La disección ha avanzado a lo largo de controles estructurales de dirección noroeste-sureste en los que la erosión fluvial ha

formado valles de 5 a 7 km de longitud y 1 a 2 km de ancho. Un ejemplo de ello es el arroyo Campo Roca (afluente del arroyo Encantado; cuenca del Paraná); otro, el arroyo Tigre (afluente del Barra Bonita; cuenca del Uruguay), de 3,5 km de longitud y 0,8 km de ancho. Todo este sistema forma un rosario de orientación noroeste-sureste; dicho sistema tiene ramificaciones hacia ambos costados y relictos aislados a escasa distancia del eje central (< 5 km) y que siguen el mismo patrón general. Se destacan algunos cerros por encima de los 400 m, como los cerros del Chapá (403 msnm, 425 msnm, 408 msnm).

En Brasil esta superficie forma parte del “Domínio Morfoclimático de Pradeiras Mistas do Sudeste do RS”, definido por Ab’Saber (1970) y representado por “colinas pluriconvexas”, con pendientes gentiles cubiertas por vegetación herbácea y bosque en galería a lo largo de la red fluvial de baja densidad, con dominio de cauces meandriformes. Justus *et al.* (1986) se refieren al Planalto das Missões, representado por la “Unidade Geomorfológica Planalto de Santo Ângelo” (noroeste de RS). Estos autores describen un relieve homogéneo, caracterizado por colinas suaves y bien redondeadas (regionalmente conocidas como “coxilhas”), seccionadas por pequeños valles fluviales. En las áreas de interfluvio y en las zonas de cabeceras del drenaje es común la presencia de *dales*, es decir, áreas deprimidas de forma circular o elíptica con fondo plano.

En el área Fraiburgo-Caçador (SC; cabecera de la subcuenca del río do Peixe), al suroeste de la Serra do Espigão, domina el paisaje típico del ciclo Velhas, quedando la Superficie Sul-Americana reducida a una línea discontinua de cumbres. La Superficie Velhas está representada por colinas convexas de tamaño irregular (del orden de 1 km de longitud) compuestas por un sedimento fino de color marrón, localmente conteniendo bloques basálticos, con 1 a 2 m de espesor sobre el basalto alterado.

Un paisaje de colinas convexas de la Superficie Velhas es atravesado por la ruta 470 entre Campos Novos (SC) y Barracão (RS) –subcuenca del río Santa Cruz–. Los metros superiores de las colinas están formados por la Fm Oberá; la discordancia entre esta unidad y el basalto infrayacente está marcada por una superficie irregular. Una colina típica del paisaje medida en detalle presenta las siguientes dimensiones: 600 m de longitud, 80 m de ancho y 15 m de altura relativa.

La Superficie Velhas forma la divisoria entre las cuencas del río Canoas y el río Pelotas en el área Celso Barros-Anita Garibaldi-Cerro Negro (SC). Predomina allí el diamicto, representado por un sedimento fino marrón englobando bloques dispersos de basalto, que en ciertos sectores llegan a ser dominantes formando escombreras. Localmente aparece el manto de la Fm Oberá con escasa potencia sobre el basalto alterado. El paisaje de Velhas está representado por una línea de cumbres interrumpida por una red de valles afluentes de distintos tamaños, que fueron labrados durante la fase Paraguaçu.

En el área de São Joaquim (SC) es posible percibir con facilidad la morfología resultante de los ciclos Sul-Americano y Velhas. La superficie original forma una línea de crestas discontinuas (expresada por cerros y pequeñas mesetas), mientras que Velhas forma la mayor parte del paisaje representada por valles fluviales amplios (afluentes del Pelotas), depresiones y colinas.

La Superficie Velhas está bien desarrollada en toda la margen izquierda del río Pepirí Guazú. En Barracão (SC) está muy bien expresada y forma la mayor parte del paisaje. El área de cabeceras y los tramos superiores de las subcuencas de los ríos Guarita, Turvo, Buricá y Santa Rosa (RS) drenan la Superficie Velhas. Los sectores medio e inferior de esas subcuencas han erosionado la mayor parte de esta superficie, restando áreas relicto en las divisorias. La mayor de esas zonas corresponde al interfluvio entre los ríos Guarita y Turvo, en el área de Tenente Portela. Allí la superficie está formada por las típicas medias naranjas, redondeadas y bastante equidimensionales, cubiertas por la Fm Oberá. El nivel inferior (Superficie Apóstoles-pd1) está insinuado como superficie amplia en algunos lugares y representado por valles con perfiles en V en otros; se trata de un relieve bastante denso con superficies largas y muy estrechas del nivel superior (Velhas) interrumpidas por valles intermedios. Hacia el oeste, entre Portela y los Saltos del Moconá, domina la Superficie Velhas en un paisaje homogéneo. También hay un área grande de la Superficie Velhas junto al río Uruguay formando el interfluvio de los ríos Buricá y Santa Rosa, frente a la desembocadura del arroyo Los Muertos (Misiones).

Un área típica de la Superficie Velhas se halla entre las ciudades de Palmeira das Missões y Santo Augusto (RS), a 55 km de distancia. En dicha área las colinas del paisaje tienen forma general elíptica (entre 800 m y 2 km de longitud y 1/3 de ancho).

La denominada Serra do Espinilho representa el interfluvio entre los ríos Ijuí y Piratini (RS). De acuerdo con Justus *et al.* (1986), está representada por colinas de alturas entre 200 y 500 m (las cotas decrecen en dirección al río Uruguay). La profundidad de los valles afluentes del Ijuí varía entre 22 y 28 m, mientras que los valles asociados al Piratini alcanzan entre 37 y 52 m de profundidad. La Coxilha do Espinilho ocupa el interfluvio Piratini e Icamaquã (RS), representada por colinas alargadas de escasa altura, con cotas entre 200 y 270 m. Al sur de la Coxilha do Espinilho aparecen sectores residuales de esta superficie (área de São Canuto). Al igual que la Serra do Espinilho, la Serra do Iguaçu corresponde a interfluvios topográficamente bajos, representados por un conjunto de colinas. En el interfluvio conocido como Coxilha Grande (entre Cruz Alta y Tupanciretã, SC) es frecuente hallar afloramientos de costra ferruginosa constituyendo las partes altas del paisaje (Justus *et al.*, 1986).

En el área de nacientes del río Ijuí (SC), la Superficie Velhas está caracterizada por colinas convexas suaves, cubiertas por la Fm Oberá. O sea que los

puntos máximos relictuales son muy reducidos, deduciéndose una erosión bastante madura. Aquí se observa que las redes de drenaje fueron diferentes de las actuales, ya que en éstas hay campos de colinas desconectadas entre sí. Dicho patrón está bien representado en el área de Cruz Alta (SC), en la zona de divisoria entre la cuenca del Uruguay y la cuenca del río Jacuí (RS). El paisaje se hace más regular, más conservado desde la localidad de Carazinho (SC) hacia el este; las colinas son más largas y tendidas, separadas por valles más amplios y menos profundos. De esto se deduce que la red de drenaje actual sea la original de Velhas, en contraste con lo que ocurre en Misiones. En esa área de cabeceras, el río da Várzea ocupa un valle estrecho en el paisaje de colinas muy tendidas; el desnivel estimado entre el fondo del valle y las colinas vecinas es de 50 m. La Fm Oberá cubre todo el paisaje.

Justus *et al.* (1986) se refieren a un área de mayor disección del relieve respecto de las áreas circundantes, que comprende los valles de los ríos Ijuí y Comandá (RS). La profundidad del valle del tramo medio del Ijuí (de orientación general este-oeste, con control estructural) alcanza entre 55 y 140 m. El interfluvio Ijuí-Comandá (próximo a Guarani das Missões) y la margen izquierda del Ijuí (Roque Gonzales) está representado por colinas alargadas, con valles que registran profundidades entre 57 y 75 m. En el interfluvio entre el Ijuí y el Piratini aparecen cerros residuales aislados de crestas simétricas, conocidos regionalmente como Serra do Pirapó (con 312 m de altura máxima y cotas comunes entre 170 y 180 m) (Justus *et al.*, 1986).

En el área entre Getúlio Vargas y Erechim (RS) el ciclo Velhas sólo aparece en forma de valles de fondo plano, labrados en la Superficie Sul-Americana. En dicha área la Superficie Velhas forma una faja a lo largo del río Uruguay, caracterizada por las típicas colinas convexas.

Entre Cruz Alta y Santa María (RS) el paisaje está dominado por la presencia de un depósito sedimentario fluvial, al que se le atribuye edad terciaria (Fm Tupanciretá, según IBGE, 1986) y una acumulación eólica suprayacente, de edad Pleistoceno Superior, en partes en contacto transicional con la Fm Oberá. El paisaje es similar al del resto de la Superficie Velhas. En general, la Fm Tupanciretá no presenta expresión morfológica distintiva. Una arena eólica holocena aparece hacia el límite sur de la Superficie Velhas y se hace muy importante, cubriendo la mayor parte del paisaje de colinas tendidas y valles ahogados cerca de la ciudad de Santa María.

El ciclo "Paraguaçu"-La Peniplanicie de Apóstoles

El río Uruguay en la cuenca alta constituye el nivel de base del ciclo Paraguaçu, al contrario de lo ocurrido en los ciclos anteriores. Las redes hidrográficas de los afluentes mayores han sido los agentes principales de este proceso.

En Misiones, por debajo de los 200 msnm se extiende la Peniplanicie de Apóstoles, una superficie de colinas suaves y extendidas, labradas por ríos y arroyos de escasa pendiente. En Argentina esta morfología se extiende desde San Javier (Misiones) hasta Santo Tomé (Corrientes), donde el basalto se hunde en el subsuelo. Es equivalente al ciclo erosivo Paraguaçu de King (1956). Tanto en Argentina como en Brasil forma una orla de algunas decenas de kilómetros de ancho que penetra en forma de valles amplios hacia la Superficie Velhas. El cuadro general indica que se ha formado a expensas de dicho nivel, progresando mediante la erosión retrocedente de cauces y valles, que se han ido ampliando hasta coalescer. Esta superficie está vinculada a la red fluvial actual. Más hacia el norte, este ciclo erosivo se manifiesta en valles estrechos y bien marcados de los valles afluentes directos del Uruguay en Misiones. En su borde externo, que la limita con la llanura de Corrientes y de Rio Grande do Sul, se han formado costras ferruginosas discontinuas por la surgencia de aguas subterráneas cargadas con hidróxidos de hierro.

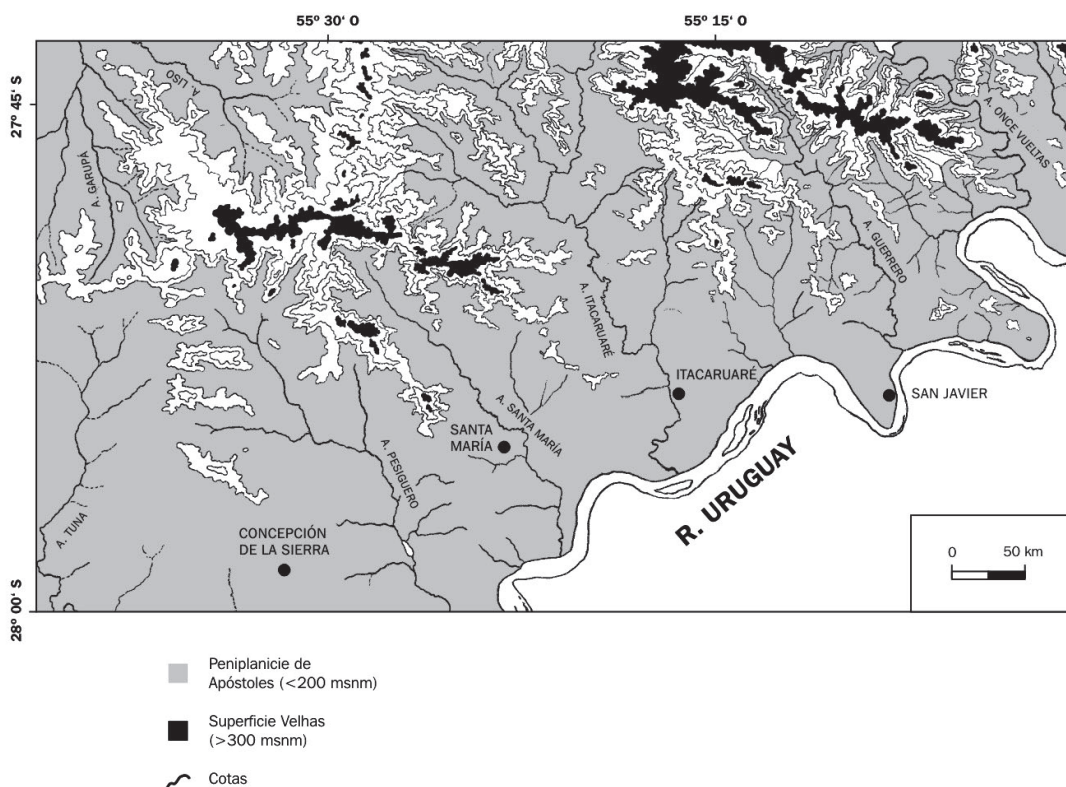
La edad de esta superficie puede ser colocada en el Terciario Superior, probablemente en el Plioceno, debido a que su posición estratigráfica es inmediatamente anterior a la secuencia sedimentaria cuaternaria del río Uruguay. En el Brasil dicha superficie ha sido denominada pd1 por Bigarella *et al.* (1965) y se correlaciona con el ciclo Paraguaçu de formación de valles de King (1956).

Un área típica de esta superficie aparece en la zona de la ciudad de Apóstoles (Misiones). La peniplanicie forma allí las cabeceras de los ríos Aguapey (cuenca del Uruguay) y Pindapoy Grande (cuenca del Paraná), junto con otros ríos menores. Sin embargo, en su mayor parte se ha desarrollado en la alta cuenca del río Chimiray. En general, la superficie está desarrollada en cotas entre 140 y 180 msnm. En dicha área se conservan restos aislados de la Superficie Velhas, limitados por grandes lóbulos producidos por erosión areal. Un caso particularmente claro de este fenómeno lo constituye la cabecera del arroyo Liso, afluente del arroyo Garupá y, en general, toda la red fluvial de éste. Esta peniplanicie se extiende por el oeste a lo largo del río Uruguay con un ancho irregular del orden de los 30 km, hasta el noroeste de San Javier (Fig. 68, pág. 224). Se halla entre cotas de 100 y 140 msnm. La Superficie de Apóstoles/Paraguacú avanzó unos 80 km desde el Uruguay en la subcuenca del arroyo Itacaruaré. Aguas arriba de San Javier, el ciclo Paraguacú está representado por los valles de afluentes como los arroyos Once Vueltas, Chico Alférez, Alegre y Los Muertos entre otros. El Once Vueltas labró una superficie de 2 a 3 km de ancho; los arroyos Acaraguá y el Saltillo, fajas más estrechas, de no más de 1 km.

En el área de Gdor. Virasoro (Corrientes) el paisaje está formado por colinas basálticas largas, de perfil convexo y de unos 8 a 10 m de desnivel relativo. Están cubiertas por el manto de Fm Oberá.

Figura N° 68

Mapa geomorfológico del área entre San Javier y Concepción de la Sierra (sureste de Misiones). dominada por la Peniplanicie de Apóstoles



Aguas arriba de la confluencia río Canoas-río Pelotas (SC-RS), los interfluvios y divisorias pertenecen a la Superficie Velhas, mientras que la red de valles afluentes fue generada durante el ciclo Paraguaçu, formando un paisaje general de valles estrechos y profundos (de 80 a 120 m) con interfluvios formados por colinas suaves y de poca altura relativa. Las pendientes que conectan ambos niveles del paisaje son abruptas, con frecuentes escombreras formadas por bloques (de 0,30 a 1m de diámetro) con alta angulosidad, lo que sugiere que el proceso de expansión areal de Paraguaçu (incipiente) se produjo mediante mecanismos de derrumbes.

En RS, la subcuenca del río da Várzea es un área muy afectada por el ciclo Paraguaçu, destruyendo la Superficie Velhas. Entre Osvaldo Cruz y Tenente Portela (subcuenca del río Guarita) la Superficie Apóstoles-pd1 está insinuada como superficie amplia en algunos lugares y representada por valles con perfiles en V en otros, desarrollados a expensas de la Superficie Velhas.

En el área de Santo Ângelo el paisaje está compuesto por colinas amplias y

muy tendidas, con pendientes laterales de bajo gradiente; se trata de formas simples. La colinas están cubiertas por la Fm Oberá. Este paisaje cambia gradualmente hacia el norte, hasta dominar la Superficie Velhas en Santa Rosa. El ciclo Paraguaçu está representado por amplios valles, como el que aparece entre Puerto Mauá y Tuparendi.

Uno de los valles principales del ciclo Paraguaçu en el área de São José es el río Icamaquã. El río tiene 50 m de ancho y abundante carga en suspensión; la velocidad de la corriente es baja. El curso presenta control estructural sobrepuesto a un diseño meandriforme anterior; el valle tiene unos 3.250 m de ancho y fondo plano (ruta BR 285). Se destacan dos paleocauces que conservan su albardón. La profundidad del valle oscila entre 5 y 8 m. Una de las laderas tiene 2.000 m de ancho. Otros valles fluviales próximos presentan pendientes laterales definidas y de la misma magnitud, con fondo plano, algunos de ellos sin cauce; dichos valles tienen varios cientos de metros de ancho.

Un resto bien conservado de esta superficie forma las áreas de interfluvio del río Ijuí con sus cuencas vecinas; dichas divisorias tienen cotas entre 145 y 180 msnm (próximo al río Uruguay éstas descienden a 70 msnm). Entre el área de São José y la de São Borja domina la Superficie Apóstoles, representada por colinas convexas simples y de poca altura, de dimensiones mayores que las colinas típicas de la Superficie Velhas. En general, la densidad de drenaje en la Peniplanicie de Apóstoles es menor que en aquélla.

Áreas de contacto o transición entre las superficies de la meseta basáltica

Las áreas de contacto entre las tres superficies principales presentan características particulares. El contacto entre la superficie original y la Superficie Velhas suele estar caracterizado por pedimentos.

En la zona de cabeceras de la cuenca del Uruguay, el borde sur y oriental de la superficie original de la meseta basáltica (Planalto dos Campos Gerais, de acuerdo con Justus *et al.*, 1986) es la escarpa erosiva denominada por dichos autores "Unidade Geomorfológica Serra Geral". Se trata de la gran escarpa de retroceso que se generó en Sudamérica a partir de la apertura del océano Atlántico, simétrica a la gran escarpa sudafricana. Su traza mantiene una orientación general nornoroeste-sursureste y está controlada localmente por la estructura tectónica y la litología de las formaciones erosionadas. En algunos tramos la escarpa tiene morfología compleja y abrupta, con valles fluviales profundos hacia la vertiente atlántica, adaptados a los lineamientos tectónicos. La cuenca del Uruguay en esa zona responde a los controles litológicos de las coladas basálticas.

La escarpa oriental (de dirección norte-sur en su parte más septentrional) tiene desniveles de hasta 1.000 m. La continuación de la escarpa, de dirección nornoroeste-

sursuroeste es conocida regionalmente como “Aparados da Serra”, presentando relieves más abruptos, con valles fluviales muy profundos, con control estructural. La escarpa se prolonga en forma discontinua hacia el oeste, manteniendo un rumbo general este-oeste, hasta las nacientes del río Jaguari-Mirim, perteneciente a la cuenca del Ibicuí. El borde sur de la escarpa es conocido popularmente como “Área Serrana”, representado por un talud más rebajado, con cotas altimétricas que disminuyen gradualmente hacia el oeste, y con un relieve más recortado por la acción erosiva de las redes de drenaje. La escarpa meridional (Área Serrana) presenta profunda disección y marcado control estructural, definiendo un borde de meseta muy festoneado y profundamente disectado por acción fluvial; localmente afloran las rocas areniscas de Fm Botucatu. En los afluentes de la margen derecha del río Ibicuí (RS) el profundo entallamiento fluvial generó vertientes abruptas escalonadas, condicionadas por las distintas coladas lávicas. El contacto entre el Área Serrana y la “Região Geomorfológica Depressão Central Gaúcha” está formado por relieves abruptos, que varían desde escarpas típicas a resaltos topográficos y bordes de niveles estructurales en áreas aisladas (Justus *et al.*, 1986).

El contacto entre la superficie original y la Superficie Velhas, particularmente en el segmento que se encuentra al oeste del embalse del río Passo Fundo (RS), es semejante al patrón de los Aparados da Serra, aunque con menores magnitudes. Este contacto está caracterizado por relieves abruptos y geofomas pequeñas; su extensión es de 3 a 5 km de ancho, hasta formar los afluentes de primer orden de la subcuenca del río da Várzea.

El contacto entre la Superficie Velhas y la Superficie Apóstoles en el área de San José-Apóstoles (Misiones) se extiende entre las cotas de 200 y 250 msnm; forma grandes lóbulos de 500 a 800 m de ancho y de 1 a 3 km de longitud. La zona de contacto constituye una faja de 500 m de ancho, con pendiente promedio del 10 %. Es la expresión de un retroceso areal de la superficie alta antigua a expensas de la superficie baja más moderna. La expresión final de este proceso ocurre cuando dos frentes de erosión se aproximan desde lados opuestos de la superficie alta y ambas fajas de transición quedan unidas. La estrecha Sierra de San José (de 24 km de longitud y de 500 m a 1 km de ancho) es un ejemplo de este estadio final del proceso. Se trata de un caso generalizado en toda la cuenca del Uruguay y regiones vecinas.

Los afluentes de la margen derecha del Icamaquã drenan la faja de contacto entre la Superficie Velhas y la Superficie Apóstoles en Rio Grande do Sul (los afluentes y sus tributarios tienen trazas recurvadas; la densidad de drenaje es alta).

Un área de transición entre la Superficie Velhas y la generada durante el ciclo Paraguaçu aparece al norte de Santo Ângelo y hacia Santa Rosa (RS). El mismo patrón de transición existe entre Santo Antonio das Missões y São José (RS); allí el paisaje está representado por colinas largas, de pendientes laterales simples de

bajo gradiente, interrumpidas por valles amplios de fondo plano y de bajo gradiente longitudinal. La transición entre la Superficie Velhas y el nivel Paraguaçu es considerablemente más estrecha en proximidades de Nhu-Pora (RS).

Los afluentes del río Uruguay en la meseta basáltica

La alta cuenca del Uruguay está atravesada por numerosos valles fluviales (Figs. 2 a 4, págs. 16-18). Dentro de la variedad propia de un sistema con ríos de diversos tamaños, en general presentan características comunes. Se estudiaron en detalle dos afluentes directos del Uruguay en Misiones: el arroyo Yabotí y el arroyo Los Muertos, representativos de un total de cuarenta arroyos en un tramo de 250 km del colector en la meseta basáltica. Ambas subcuencas se mantienen aún en estado prácticamente natural, casi sin modificaciones antrópicas.

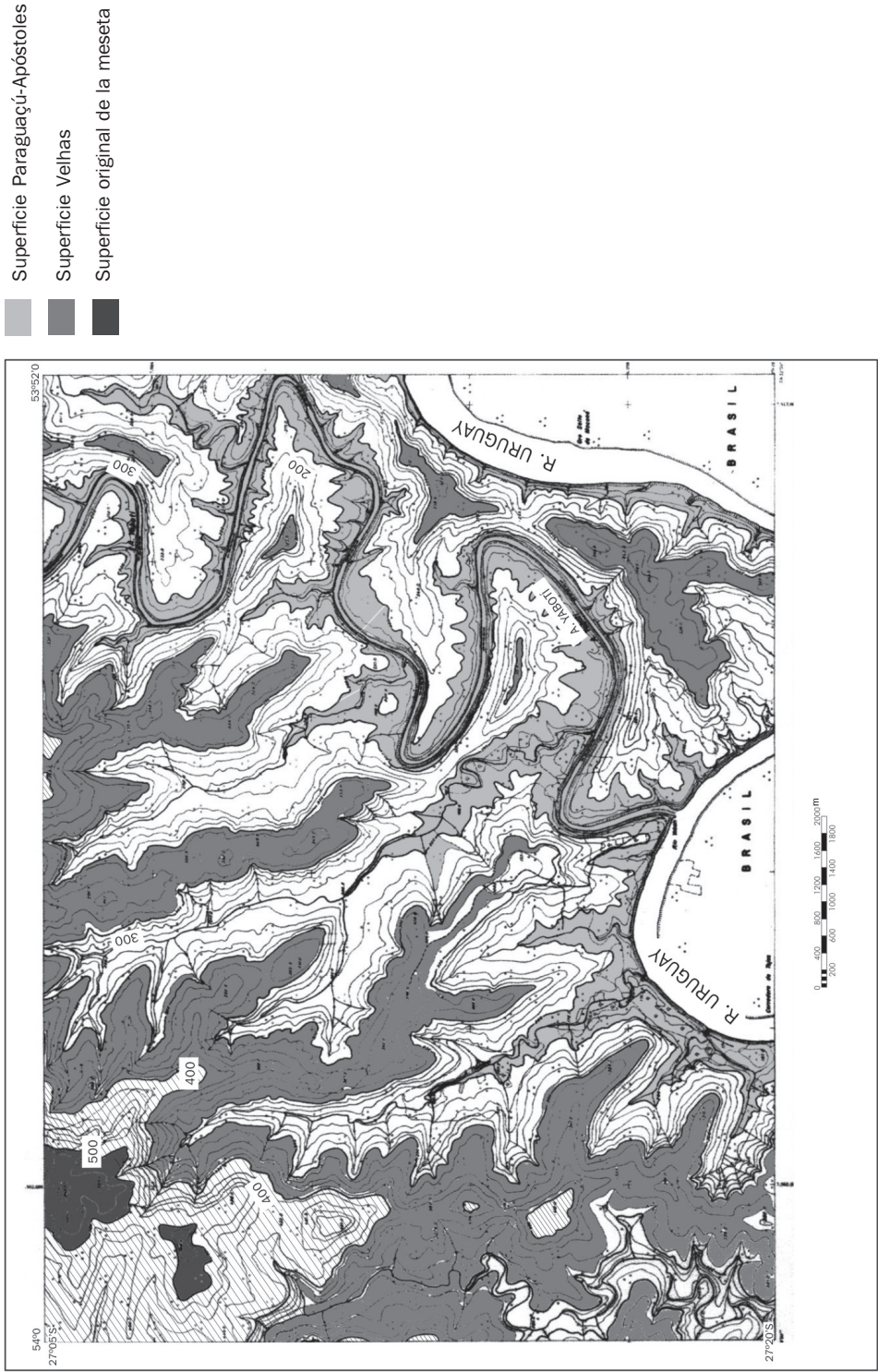
La cuenca del arroyo Yabotí es representativa de un área que se extiende entre el arroyo Paraíso y el río Pepirí Guazú. Corresponde a un bloque elevado por neotectónica, con presencia a veces dominante de la superficie original de la meseta y amplias áreas representadas por la Superficie Velhas. La cuenca del arroyo Los Muertos, por el contrario, constituye un caso representativo del paisaje que se extiende más al sur, cuyos controles regionales son la Superficie Velhas y la Superficie Paraguaçu-Apóstoles (cuencas de los arroyos El Saltito, Pindaitá, Alegre, Acaraguá y Once Vueltas).

Los afluentes misioneros tienen entre 20 y 40 km de largo y pendientes pronunciadas (entre 0,010 y 0,030 m/m), presentando generalmente lecho rocoso o cubierto por cantos rodados y bloques basálticos, con trechos de correderas y saltos. Forman valles relativamente cerrados, con llanuras de inundación restringidas o ausentes. Los cauces tienen un patrón submeándrico con fuertes inflexiones locales controladas por las fracturas del basalto. En general, el desarrollo de vegetación selvática en galería impide ver las geoformas asociadas a los afluentes.

El arroyo Yabotí

La mayor parte de la subcuenca del arroyo Yabotí forma parte de la conocida Reserva de la Biosfera Yabotí. Sus cabeceras se ubican en el área de San Pedro, en la Superficie Velhas. Sus principales cursos son el Yabotí Guazú y el Yabotí Miní, que se unen 12 km aguas arriba de la desembocadura del Yabotí en el río Uruguay. La longitud de la cuenca es de 65 km. Su cauce tiene un diseño de meandros encajados en toda su extensión, similar al del río Pepirí Guazú, que forma la frontera Argentina-Brasil, inmediatamente al noreste.

Figura N° 69
Paisaje de la subcuenca inferior del arroyo Yabotí (Misiones)



En la alta cuenca, el arroyo Yabotí Guazú forma meandros cerrados con un alto grado de divagación (1 km de longitud de onda) en un tramo de aproximadamente 10 km de longitud. Este patrón cambia en el tramo medio a meandros de mayor longitud de onda (de 2 a 3 km) y de mayor amplitud. Aguas abajo de la confluencia con el Yabotí Miní, la amplitud de los meandros se duplica hasta superar los 3 km.

El paisaje de la subcuenca inferior está integrado por geoformas de los tres ciclos geomorfológicos mayores (Fig. N° 69, pág. 228). Una observación realizada a 3,5 km de la desembocadura de este arroyo muestra una línea de cumbres correspondiente a la superficie original, que localmente forma mesetas de hasta más de 1 km de longitud. Dicha superficie relíctica está erosionada por un pedimento que la conecta con la Superficie Velhas, dominante en el área. El valle, representativo del ciclo Paraguaçu, constituye un cañón de 40 a 50 m de profundidad, excavado en dicha superficie. El cauce está labrado en basalto, con correderas dispuestas transversalmente y abundantes bloques y cantos rodados de composición basáltica. Su ancho es regular y la profundidad del agua menor a 1 m.

En detalle, el patrón general esbozado en el párrafo anterior presenta características de procesos locales. El contacto entre las superficies original y Velhas en un sector de la cuenca es una ladera irregular, de gradiente importante, en general formada por escombreras. En éstas predominan los clastos de basalto de tamaño canto rodado a bloques medianos, angulares. Los grandes clastos están inmersos en una abundante matriz formada por sedimento fino, que localmente llega a cubrirlos. El sedimento fino es de principal origen eólico y su color varía entre el rojo oscuro y el marrón grisáceo. La ladera está atravesada por cauces fluviales de primer orden, activos e inactivos, regulares en tamaño (de 2 a 4 m), ocupando valles estrechos poco definidos (de 10 a 15 m de ancho); éstos se suceden cada 2 a 3 km. El cauce está labrado en basalto, cubierto en gran parte por bloques procedentes de las escombreras. La superficie original está cubierta parcialmente por la Fm Oberá y por regolito. Dicha superficie presenta un microrelieve de pocos decímetros de desnivel, compuesto por pequeñas depresiones y montículos irregulares (de 2 a 5 m de diámetro), originados por la caída de grandes árboles de la selva. En estos casos, las raíces son superficiales y forman una densa red de 2 o más metros de diámetro y engloban numerosos cantos rodados y hasta bloques, que son arrancados del sustrato. Este fenómeno constituye un proceso erosivo característico de superficies rocosas en clima de selva. Además, son frecuentes los surcos generados en dichas superficies por la acción del escurrimiento encauzado.

En el último tramo del arroyo, en épocas de bajante, es frecuente que los laterales del lecho (de 50 m de ancho) queden expuestos (de 10 a 15 m a cada margen). El lecho está parcialmente cubierto por bloques basálticos, concentrados principalmente en las fajas laterales. Presenta una sucesión de correde-

ras transversales, con equidistancias de 100 a 200 m. Los rápidos están provocados por la existencia de formas de fondo correspondientes a bancos de cauce compuestos por bloques y rodados, que aparecen a intervalos regulares. Dichos bancos tienen un tope plano; comienzan imperceptiblemente aguas arriba y terminan con un borde subvertical aguas abajo, dando origen a los rápidos. Localmente aparecen barras longitudinales de mayor tamaño, formadas por sedimento grueso mal seleccionado, cuya altura duplica la altura de los bancos. Se encuentran parcialmente vegetadas, de manera que pueden haber sido generadas durante crecidas extraordinarias. Las pendientes laterales del cañón en las orillas externas de los meandros son prácticamente verticales, mientras que las del borde interno de éstos presentan un perfil escalonado por control litológico, con gradiente general menor.

En los últimos cientos de metros, previo a su desembocadura, el fondo del Yabotí es de acumulación; presenta la particularidad de que su superficie no es horizontal sino cóncava hacia ambas orillas. Sus depósitos presentan un buzamiento singénético de 10 a 20° hacia el talweg. Los sedimentos del lecho son en general gruesos y engloban troncos de árboles grandes.

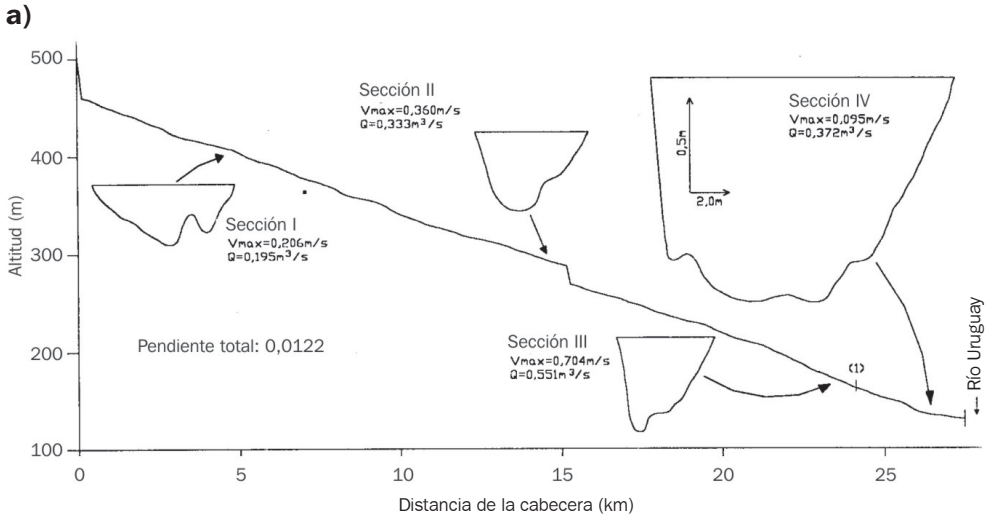
En la faja de contacto entre la Superficie Velhas y el nivel Paraguaçu se observa una mayor integración fluvial. Un caso es el siguiente: cauces permanentes de primer orden representados por canaletas de 2 m de ancho y 1 m de profundidad y alta pendiente longitudinal, con escasa carga en suspensión y escasos cantos rodados finos como carga de fondo. Los cauces de segundo orden (como el Oveja Negra) ocupan quebradas de 20 a 30 m de profundidad y tienen 10 m de ancho medio, con pendientes longitudinales menores (velocidad de la corriente: 1 m/s) y gran cantidad de troncos caídos e incorporados en las acumulaciones sedimentarias. El fondo de dichos cauces está ocupado por gran número de bloques caídos de las pendientes laterales. Una característica de los cauces de segundo orden es la existencia de un salto en cada cauce de 10 a 15 m de altura.

El arroyo Los Muertos

El valle de Los Muertos está labrado en la Superficie Velhas en toda su extensión y fue excavado probablemente durante el ciclo Paraguaçu. El arroyo nace en la ladera oriental de la Sierra de Misiones, a 583 msnm, en proximidades de las localidades de Dos de Mayo-Yerbal Nuevo, recorriendo cerca de 27 km. Es el colector de una cuenca estrecha, de 30 km de longitud total. El valle y el cauce comienzan en una cascada o salto de dimensiones desproporcionadas, ubicada a sólo 3 km aguas abajo de la divisoria de cabecera de la cuenca. Desemboca en el río Uruguay próximo al paraje de Puerto Londero (164 msnm), a unos 1.320 km de la desembocadura del Uruguay en el Río de la Plata. El arroyo Los Muertos

Figura N° 70

- a) Perfiles longitudinal y transversal del arroyo Los Muertos (Misiones).
- b) Caracterización hidráulica en aguas bajas de las secciones de cauce estudiadas (tomado de Iriondo *et al.*, 2001)



b)

Sección	Distancia desde la naciente(km)	Altitud (m)	Ancho (m)	Profundidad (m)	Velocidad máxima (m/s)	Caudal (m³/s)	Sólidos suspendidos (ppm)
I	5,0	400	7	0,40	0,205	0,19	0,66
II	16,2	270	6	0,40	0,29	0,33	1,16
III	24,0	175	5	0,50	0,70	0,55	1,33
IV	27,3	124	15	1,04	0,10	0,37	0,83

tiene una pendiente media de 0,01125 %, presentando trechos con rápidos y un salto con un desnivel de cerca de 30 m; su diseño es submeandriforme, con trechos rectos de evidente control estructural. Iriondo *et al.* (2001) estudiaron en detalle cuatro perfiles transversales ubicados de forma más o menos equidistante. En cada uno de ellos se describió la morfología y los sedimentos asociados y se midieron los caudales de agua y sedimento en época de bajante (Fig. 70, pag. 231).

La sección I se ubica en el salto. Éste tiene taludes verticales y grandes bloques de basalto en el fondo; forma una hoya circular en el lecho del arroyo, lo que indica que no se encuentra en retroceso en la actualidad. Aguas arriba del salto, el arroyo corta un depósito de ladera de 1 m de espesor, constituido por bloques de 30 a 60 cm de largo, sin redondeamiento alguno.

La superficie general del terreno en las cabeceras de la cuenca está formada por regolito de basalto, compuesto por bloques angulosos en una matriz pulverulenta gris, probablemente depositada por el viento. El terreno es un complejo de rampas pequeñas, de pocos cientos de metros de extensión.

En la sección II (aproximadamente 7 km aguas abajo del salto) el valle está bien definido, formado por dos rampas que llegan desde ambos costados hasta el cauce, con pendientes de entre 2 y 4 %. El sedimento de las rampas está compuesto por material fino de color marrón oscuro y rojo oscuro, con rodados y grava en la base. Fue datado por TL, dando una edad aproximada de 3.500 años AP. Un pequeño afluente de la margen derecha permite observar que el material de rampa tiene alrededor de 2 m de espesor a lo largo de más de 300 m, cubriendo en forma de manto un relieve de pedimento labrado en el basalto. En la base del material de rampa, tanto en la barranca del colector como en la del afluente, hay acumulación de rodados y gravas muy mezclados con el material fino. En muchos lugares es un sedimento matriz-soportado, típico de un depósito torrencial. El conjunto del valle a esa altura es el de dos pedimentos soterrados enfrentados a lo largo de una línea por donde corre el arroyo. En el lugar de la confluencia la rampa tiene 2,50 m de espesor. Se trata de un sedimento fino de color marrón, con estructuras pedogenéticas posdeposicionales. Aunque a simple vista aparece como un cuerpo sedimentario masivo único, la parte superior (de aproximadamente 1 m de espesor) es perceptiblemente menos compacta que la inferior. Hacia las áreas altas laterales, las laderas del valle están formadas por escalones casi horizontales ubicados erráticamente, formados por controles estructurales de las coladas basálticas.

En la sección III (junto al camino que une El Soberbio con Alba Posse, 7 km aguas abajo de la sección II) el valle es considerablemente más amplio, con una terraza horizontal de 400 m de ancho (100 m en la margen derecha y 300 m en la margen izquierda). El perfil transversal es allí el de un valle aluvial con cauce no migrante, caracterizado por un cauce fluvial flanqueado por albardones poblados por selva y una depresión pantanosa detrás, ocupada por pajonal. La terraza fue generada en un clima relativamente seco, datada por TL en aproximadamente 10.000 años AP; el albardón es más moderno, se ha formado bajo un clima húmedo y fue datado por TL en 1.500 ± 150 años AP, a mitad de su altura.

En la sección IV (desembocadura, situada en el paraje Puerto Londero) la terraza tiene entre 5 y 5,50 m de espesor. La dinámica del arroyo está controlada por el efecto de remanso del río Uruguay. En general, la terraza tiene una superficie plana y bien drenada, cubierta por árboles y atravesada por algunos surcos y cauces adventicios menores que transportan agua durante las crecidas. Se observa importante acumulación de hojas de árboles en descomposición en los 20 a 30 cm superiores de la terraza.

El arroyo Los Muertos mantiene un régimen permanente. Su cauce comienza a

unos pocos cientos de metros aguas arriba del salto, y corre a una cota 225 m más alta que al cruzar la ruta El Soberbio-Alba Posse. La pendiente promedio entre ambos puntos es, por lo tanto, de 0,01125 %. El cauce tiene en su primer trecho de 7 a 8 m de ancho y 0,40 m de profundidad. El caudal, medido en aguas bajas, es de 0,55 m³/s y la velocidad máxima de 0,5 m/s. Se midió una concentración de sedimento en suspensión de 0,66 ppm. El lecho es de basalto, cubierto en un 70 % por rodados formando barras de punta (*point-bars*). De acuerdo con la granulometría de los rodados, la velocidad del agua en las crecidas debe ser de por lo menos 2 m/s. Se trata de rodados finos poco redondeados, de composición basáltica en un 100 %. Se ha desarrollado un pequeño albardón de 1,50 m de altura y 20 m de ancho en la margen derecha; la margen izquierda es erosiva; de manera que el arroyo ya realiza actividad morfogénica de tipo fluvial en su tramo más alto.

En el segundo perfil, ubicado 8 km aguas arriba de la citada RP 2 y 46 m más alto, el arroyo tiene 8 m de ancho y 0,40 m de profundidad de agua. Rodados grandes y medianos cubren un 70 % del lecho; también hay bloques de hasta 50 cm de largo. Una característica importante es que en ese lugar el cauce está excavado varios decímetros en el basalto, lo que indica una considerable antigüedad para el mismo. El arroyo recibe en ese lugar un pequeño afluente de 4 a 5 m de ancho y caudal muy escaso en bajante. Sin embargo, su lecho está casi totalmente cubierto por rodados y se nota que contribuye con una importante carga de lecho al colector. Los Muertos tiene en esa sección un caudal de 0,33 m³/s y velocidad máxima de 0,36 m/s, con una concentración de sedimento en suspensión de 1,16 ppm.

En el punto donde el arroyo cruza la ruta, la sección de aforo (localizada 50 m aguas abajo del puente) es de 10 m de ancho y 0,35 m de profundidad. El lecho está parcialmente cubierto por rodados aplanados de 15 a 20 cm de largo. El cauce tiene un claro control estructural en ese tramo; hay bancos de punta formados por rodados medianos y trechos de roca viva con pozos y marmitas de hasta 1,50 m de profundidad, sin sedimentos y con troncos de árboles en el fondo. De ello se deduce que el agua corre a alta velocidad durante las crecientes mayores; la fuerte turbulencia arranca entonces los troncos y los cantos rodados del fondo de los pozos. Se observa arrastre de ramas y troncos por encima del albardón, que tiene de 6 a 8 m de altura y de 10 a 20 m de ancho en el lugar. Aguas arriba del puente, el arroyo es algo más profundo (1 m) y más ancho (15 m); el lecho está formado por cantos rodados y bloques pequeños redondeados. Ambas orillas están muy vegetadas por la selva, lo mismo que en los demás puntos investigados. Sin embargo, se nota actividad morfogénica, hay arrastre de ramas y troncos por crecientes hasta la parte alta del albardón. La pendiente de la barranca es pronunciada, de unos 60°.

En el sector de la desembocadura (Puerto Londero), el cauce tiene casi 20 m de ancho y alrededor de 1 m de profundidad en aguas bajas. Está a 14 m por debajo del nivel del cauce en el puente. El agua corre muy lentamente, a menos de 10 cm/s, con un caudal de 0,37 m³/s. La concentración de sedimen-

to en suspensión es de 0,83 ppm. Los sedimentos gruesos de fondo son escasos, cubren menos del 20 % del lecho. Hay un barro fino muy suelto cubriendo el lecho. Junto a la sección de aforo se ha formado un banco de arena con abundante matriz de barro adosado a la margen interior del meandro; éste fue datado por TL en 1.070 ± 150 años AP y presenta una tasa de sedimentación de 1,1 mm/año. También hay en el cauce bloques basálticos de 70 cm a 1 m de largo, transportados por derrumbes de la ladera derecha del valle, ubicada a corta distancia. Los bloques tienen aristas bien marcadas, sin signos de desgaste. El banco está formado por arena gruesa y muy gruesa mal seleccionada, con capas intercaladas de hojas de árboles semidescompuestas.

El nivel del agua, tanto en bajante como en creciente, está controlado por la altura de las aguas del río Uruguay, que actúa como nivel de base. La altura de la barranca es de 5,50 m y tiene una pendiente de 65 a 70° . No obstante, hay acreción de barro en ese talud. La causa de esto se encuentra muy probablemente en las propiedades eléctricas de los abundantes coloides del sedimento transportado.

En resumen, las características principales de la evolución de este valle afluyente son las siguientes: a) el valle se formó por erosión de una superficie de erosión areal o aplanamiento producida probablemente en el Terciario, y no en la superficie original (cretácica) de la meseta; b) en su parte superior se desarrolló por evolución de pedimentos a lo largo de una línea central; el tramo inferior del valle fue labrado por erosión encima de una superficie estructural horizontal de basalto; c) un episodio de erosión muy intensa se produjo inmediatamente antes del Holoceno, pues no hay sedimentos más antiguos que los de ese intervalo; d) los sedimentos holocenos reproducen las geoformas heredadas y labradas en basalto. En el valle inferior desarrollaron una terraza aluvial de 10.000 años de antigüedad; en el valle superior formaron una rampa bajo clima seco a 3.500 años AP; e) los coloides son una componente abundante en la roca alterada y en los sedimentos; seguramente son decisivos en la evolución del paisaje y en los fenómenos sedimentarios; f) el cauce es fijo y ha desarrollado un albardón homogéneo; está, por lo menos en parte, excavado en el basalto; g) los sedimentos del lecho del cauce tienen tamaño rodado y grava; se movilizan solamente durante las crecidas con velocidades mayores a 2 m/s. La carga de sedimento en suspensión es de alrededor de 1 ppm en aguas bajas, es decir, prácticamente inexistente.

Otros afluentes de la alta cuenca

Una descripción sistemática (aunque no exhaustiva) de los afluentes significativos de la alta cuenca del río Uruguay en Brasil revela una persistencia

general en sus rasgos morfológicos principales dentro de esta gran región geomorfológica. Son patrones similares a los descritos para los arroyos Yabotí y Los Muertos. Los cauces tienen un diseño de meandros encajados, presentando en varios segmentos dos ondas meándricas superpuestas.

El río Canoas (SC) es el afluente más importante del Uruguay en la alta cuenca (Figs. 2 y 3, págs. 16 y 17). Su cuenca superior se desarrolla en el área con afloramientos de rocas sedimentarias paleozoicas, lo que representa un caso particular. Las características morfológicas de sus tributarios en dicha área reflejan estas diferencias: valles poco definidos, ancho de cauces importante, meandros muy pequeños y alta carga de sedimento en suspensión. En el área cercana a Otacílio Costa el río Canoas presenta un diseño de meandros compuestos muy divagantes. El cauce tiene 80 m de ancho, baja profundidad y velocidad de la corriente media. Transporta alta carga sedimentaria en suspensión. Sus barrancas están bien definidas, con 2 m de altura relativa. Está limitado sobre la margen izquierda por una rampa extendida, de 200 m de ancho. Sus afluentes menores ocupan valles con fondo plano compuesto por sedimentos cuaternarios palustre/lacustres. En Correia Pinto, luego de rodear el domo de Lages y un área controlada por el paisaje dominado por los afloramientos de la Fm Botucatu, el río Canoas duplica su ancho, aumentando significativamente su caudal. El tramo inferior del río Canoas (140 km) fluye por la meseta basáltica con una morfología algo diferente. Próximo a Anita Garibaldi, a 70 km aguas arriba de su confluencia con el río Pelotas, el cauce tiene 300 a 500 m de ancho, con rápidos. Presenta meandros encajados unos 30 m en un paisaje de colinas. A unos 10 km aguas arriba de la confluencia, el valle del Canoas adquiere dimensiones similares al del colector Pelotas-Uruguay, con un cañón de 80 a 100 m de profundidad y pendientes laterales con gradientes entre 45 y 55°.

El río Caveiras es un afluente importante de la margen izquierda del Canoas, desarrollado principalmente en ambiente basáltico. En la Serra da Pedra Branca (contacto Fm Botucatu-Fm Serra Geral) el río tiene 45 m de ancho, presenta alta pendiente longitudinal, con rápidos en todo el segmento, con alta carga sedimentaria. En el área basáltica, en la divisoria entre las cuencas del Pelotas y del Canoas, la característica dominante del paisaje es la red de afluentes. Éstos ocupan valles irregulares en tamaño y morfología, con desniveles cercanos a 100 m y pendientes laterales compuestas (de 10 a 30°), característica que está controlada por la resistencia diferencial de las diferentes coladas basálticas; dichas pendientes presentan localmente escombreras con abundantes sedimentos finos intercalados.

Un afluente característico de la margen derecha del Canoas de la región basáltica es el río das Marombas, con su cabecera en la Serra do Espigão, a 120 km de su desembocadura, en una amplia extensión de la superficie original de la meseta. Presenta meandros cerrados y encajados. Un afluente cercano a Santa Cecilia, de

30 m de ancho, importante caudal y baja carga sedimentaria en suspensión, presenta una terraza holocena de 3 m de altura. Fluye con baja velocidad sobre sedimentos gruesos y muy gruesos. Su valle tiene 300 m de ancho y pendientes laterales bien definidas y de 80 a 100 m de profundidad. Otros afluentes, como los ríos Correntes y Bonito presentan morfología similar.

El río Lava Tudo (SC) es un afluente importante de la alta cuenca del río Pelotas en la meseta basáltica. Sus afluentes atraviesan la superficie original de la meseta. Algunos de los valles presentan fondo plano con relleno sedimentario moderno; otros cauces ocupan valles profundos, con un nivel de pedimentación. El río Lava Tudo en su primer segmento tiene de 60 a 80 m de ancho, con lecho irregular que localmente forma rápidos; la velocidad de la corriente es relativamente alta (régimen de dunas), con escaso sedimento en suspensión. Presenta una terraza irregular, de 1,50 a 2 m de altura sobre el nivel de aguas medias.

Un afluente importante del río Uruguay sobre margen derecha, a corta distancia aguas abajo de la confluencia Pelotas-Canoas, es el río do Peixe (SC), con 270 km de longitud. Su cabecera está ubicada en la “Serra do Espigão” y su extensión más importante en la Superficie Velhas. Próximo a las nacientes (área de Caçador), el río tiene 50 m de ancho y 1 m de profundidad en aguas medias y fluye con velocidad media sobre un lecho de bloques finos, dispersos. Los afluentes con nacientes en la superficie original de la meseta (río Bonito, entre otros) presentan un patrón morfológico similar al del arroyo Los Muertos de Misiones, ocupando valles profundos, con rápidos en sus cauces de 50 a 60 m de ancho y escasa carga sedimentaria en suspensión.

En el área entre Getúlio Vargas y Erechim (RS), unos 160 km aguas arriba de la frontera argentina, los valles afluentes menores cercanos a la divisoria presentan fondo plano sin cauce generado durante el ciclo Velhas y labrados en la superficie original de la meseta basáltica. Algunos de estos valles alcanzan varios cientos de metros de ancho, presentando ocupación humana permanente, indicando la ausencia de escurrimiento superficial. En G. Vargas se encuentra un valle de 300 m de ancho, que recibe numerosas quebraditas laterales. El valle tiene fondo plano, con un pequeño cauce divagante de 2 m de ancho, lo que indica que el escurrimiento encauzado es completamente subordinado en la dinámica del paisaje. Al aproximarse al gran colector, los valles presentan pequeños cauces subordinados que se hacen más importantes y permanentes cerca del río Uruguay.

En general, en los valles afluentes del Uruguay en la alta cuenca se han desarrollado dos niveles de terrazas que han sido erosionadas en distintos momentos; en algunos lugares desaparecieron ambas, en otros valles se conserva la terraza baja y muy localmente se ha preservado la terraza alta. En los afluentes locales menores,

la terraza baja está muy desarrollada. Las terrazas están compuestas por materiales finos, acumulados por sucesivas inundaciones y no por migración de cauces.

El valle del río Passo Fundo (RS) cerca de su cabecera está labrado en la Superficie Velhas. Próximo a la ciudad de Passo Fundo, el valle tiene una profundidad de unos 15 m, con pendientes laterales cubiertas por regolito. El río, importante afluente del Uruguay sobre la margen izquierda, tiene escasa profundidad y unos 40 m de ancho; la velocidad de la corriente es alta. En su cauce hay cantos rodados gruesos de basalto. Localmente se asocia sobre una de sus márgenes un depósito de sedimentos finos de inundación. En su tramo inferior, el cauce presenta meandros incididos en la superficie original de la meseta basáltica, con longitud de onda promedio de 2,6 km. En su desembocadura en el Uruguay, el cauce tiene 150 m de ancho, con importante caudal y velocidad de la corriente alta. Se asocia al mismo una terraza de arena fina rojiza conteniendo lentes de rodados en la base. En la orilla externa de uno de sus meandros se ha conservado una terraza más antigua y más desarrollada. En la orilla interna aparecen localmente bancos formados por cantos rodados de basalto. En otros lugares, una de las márgenes del río se halla labrada en basalto, formando un talud de 30 a 40 m de altura.

El río Chapecó, afluente importante de la margen derecha del Uruguay (SC), presenta un cauce con meandros incididos, con longitud de onda promedio en el tramo inferior de 3,2 km. En la zona de su desembocadura el ancho del cauce alcanza 150 m. En este lugar (São Carlos) presenta dos niveles de terrazas sobre ambas márgenes. La terraza inferior sobre margen izquierda tiene 5 m de ancho y 1,5 m de altura sobre el nivel medio del agua. La terraza alta está muy disectada y se eleva unos 2,5 m sobre el nivel de terraza baja; su ancho es de 50 a 100 m a lo largo de un sector entre dos meandros consecutivos de 800 m de largo. Las orillas internas de los meandros están muy evolucionadas. Las partes externas están dominadas todavía por la superficie original de la meseta.

El río da Várzea, otro afluente importante de la margen izquierda del colector (RS), ocupa próximo a su cabecera un valle estrecho labrado en la Superficie Velhas. El valle tiene fondo plano y un desnivel de unos 50 m (entre el fondo y las colinas cercanas). Próximo a su desembocadura, el río alcanza unos 140 m de ancho y está asociado a un nivel de terraza regular de 50 a 100 m de ancho que se ubica a unos 3 m de altura sobre el nivel del agua. Aguas abajo, el Uruguay recibe sobre la margen izquierda al río Guarita, que alcanza entre 80 y 100 m de ancho y transporta abundante carga sedimentaria. Ambos cauces presentan un nítido control estructural.

El río das Antas, afluente sobre la margen derecha del Uruguay (SC), tiene 40 m de ancho cerca de la desembocadura e importante caudal. Allí se conserva una terraza de unos 100 m de ancho sobre la margen izquierda. Su tramo inferior presenta evidente control estructural.

En general, los afluentes menores sobre ambas márgenes del río Uruguay en Brasil ocupan valles profundos con perfil en V, algunos con marcado control estructural. Éstos tienen en general un nivel de terraza bien desarrollado y continuo, de 50 a 200 m de ancho, con 3 a 4 m sobre el nivel medio del agua. Dicha terraza está compuesta por sedimentos finos de color marrón rojizo.

Los valles afluentes de la margen izquierda del Uruguay en su primer tramo de frontera Brasil-Argentina tienen características similares. En general, están excavados en la Superficie Velhas, con control estructural y están ocupados por cauces meándricos de ancho reducido (de 15 a 30 m de ancho). Los ríos Turvo y Buricá (RS) son afluentes pequeños, que transportan abundante carga de sedimento en suspensión debido a la gran extensión de las áreas cultivadas en sus cuencas. El río Buricá presenta un nivel de terraza alta escasamente disectada de pocas decenas de metros de ancho en cada margen.

El río Ijuí es uno de los grandes afluentes del Uruguay en RS. Su cauce es sinuoso, localmente con control estructural. Cerca de Santo Ângelo tiene 150 m de ancho y gran caudal (velocidad de la corriente media a alta), con abundante carga sedimentaria en suspensión. Presenta terrazas bien desarrolladas sobre ambas márgenes, de unos 100 a 200 m de ancho. El tributario Ijuizinho tiene sus cabeceras en el área dominada por la Fm Tupanciretá. Su cauce alcanza de 50 a 70 m de ancho; este río transporta una alta carga sedimentaria. Presenta una terraza bien desarrollada sobre la margen izquierda, de varias decenas de metros de ancho y 2,5 m sobre el nivel del río en aguas altas. Localmente la terraza está poco desarrollada sobre la margen derecha. En algunos de los afluentes del Ijuizinho, próximo a su desembocadura, se ha conservado la terraza alta de 20 a 30 m de ancho y superficie plana; localmente se conecta con una rampa.

Entre los ríos Ijuí y Piratini hay valles afluentes pequeños excavados en el basalto, con fondo plano y ancho, que presentan reducido escurrimiento encauzado. En general, conservan un nivel de terraza de 50 a 200 m de ancho en cada margen.

El río Piratini (RS) circula por un valle estrecho, con marcado control estructural; próximo a São Luis Gonzaga el valle tiene de 80 a 100 m de ancho, escaso desarrollo (ancho dos a tres veces menor respecto de otros valles que tienen cauces reducidos) y unos 40 m de profundidad. El río transporta gran cantidad de sedimento en suspensión, siendo la velocidad de la corriente mayor a 1m/s durante las crecidas. En dicho lugar presenta un nivel de terraza de pocos metros de ancho, en general preservada sobre ambas márgenes. Localmente se reconoce la terraza alta, muy reducida. Se trata de un caso particular en todo el sistema.

Los afluentes menores de los ríos Piratini, Ijuí y Uruguay en la zona próxima a la divisoria hidrográfica con la cuenca del río Jacuí (RS; vertiente atlántica) son arroyos de 5 a 20 m de ancho. Ocupan valles desproporcionadamente amplios y poco

profundos, labrados sobre la Superficie Velhas. En la zona de divisorias dominan los valles con fondo plano de 50 a 100 m de ancho, con cauce reducido o inexistente, indicando claramente la preservación parcial de antiguas redes hidrográficas.

En el sur de la alta cuenca formada por la Superficie Apóstoles, los ríos presentan un patrón de madurez, baja pendiente y ancho considerable. El valle del río Icamaquã (RS) está bien desarrollado en el área de São José. En su tramo inferior, el valle tiene 3.250 m de ancho y fondo plano extendido. Su profundidad varía entre 5 y 8 m, con pendientes laterales de 2 km de ancho. Su cauce presenta tramos rectos unidos por curvas en ángulo y se recuesta junto al borde derecho de su valle; tiene 50 m de ancho, abundante carga en suspensión y baja velocidad de la corriente (pocos cm/s). En el fondo del valle se distinguen dos paleocauces que conservan su albardón. Los valles próximos al Icamaquã tienen características similares, con pendientes laterales definidas y de la misma magnitud, con fondo plano, algunos sin cauce. Próximo a São Borja se encuentra un valle afluente, con fondo plano parcialmente anegado, que representa las $\frac{3}{4}$ partes del ancho del valle; dicho valle tiene poca profundidad y está limitado por pendientes de bajo gradiente.

Una característica sedimentológica a destacar de los afluentes del último tramo descrito es el cambio en la coloración del agua, que pasa del color rojo (ríos Turvo y Buricá), al marrón rojizo (río Piratini) y finalmente al marrón (río Icamaquã). Esto indica que la influencia de sedimentos “pampeanos” comienza entre los ríos Piratini e Icamaquã; es decir, básicamente en el límite entre la cuenca alta y la cuenca media del río Uruguay.

Los afluentes de la cuenca alta en Argentina son más cortos que sus análogos brasileños y con subcuencas menos desarrolladas. Una característica notable en los arroyos de Misiones es la existencia de numerosos valles pequeños con fondo plano (o “valles ahogados”), sin cauce y sin escurrimiento en las partes altas de las subcuencas. Dichos fondos planos (que alcanzan hasta 500 m de ancho en la Peniplanicie de Apóstoles) corresponden al nivel de terraza datado en aproximadamente 10.000 años AP en el valle de Los Muertos; es notable que dichos valles se hayan conservado sin desarrollar cauces a lo largo de tanto tiempo bajo climas que han sido húmedos, por lo menos durante dos períodos del Holoceno. El clima actual también es húmedo, con exceso de precipitaciones durante gran parte o todo el año; aun no existen cauces. Los afluentes mayores son de régimen permanente y presentan el depósito de 10.000 años de antigüedad transformado en terraza. La misma tiene desde pocas decenas de metros y hasta 200 m de ancho sobre cada margen del cauce, en general de superficie plana horizontal.

Salto de agua y cascadas

Un elemento geomorfológico sobresaliente de los arroyos de Misiones es la presencia de numerosos “saltos” o cascadas en la mayor parte de ellos. De acuerdo con información geográfica reciente, existen en la provincia más de 100 saltos, con alturas variables entre 4 y 50 m.

La razón básica de esto es la particular propiedad del basalto de retroceder mediante derrumbe de bloques a lo largo de diaclasas verticales, cuando está sometido a la erosión fluvial retrocedente. De esa manera, según un modelo simple, se forma un salto que va retrocediendo aguas arriba en forma regular, siempre con el mismo ancho y la misma altura. Sin embargo, los saltos actuales descritos en varios arroyos (Los Muertos, Paraíso, Yabebiry, y hasta las cataratas del Iguazú) presentan una variante a este esquema.

Los saltos observados en Misiones alcanzan hasta algunas decenas de metros de altura, están ubicados cerca de las nacientes de sus cuencas actuales, han excavado una hoya considerablemente más ancha que el valle y tienen su fondo tapizado por bloques de hasta varios metros cúbicos de diámetro. Esos bloques tienen forma de cubo u otros cuerpos con aristas vivas cerca del salto, y se han redondeado por meteorización tropical (no por rodamiento) aguas abajo del salto. La dinámica general es de no retroceso actual de los saltos.

Casos típicos se describen a continuación. El arroyo Paraíso nace en la parte central de la Sierra de Misiones, en el área de Fracrán, y desemboca en el Uruguay cerca de Colonia Paraíso, después de recorrer unos 70 km. El arroyo, que recibe el drenaje de un área de selva, tiene unos 30 m de ancho y pendiente considerable en la zona de su desembocadura y transporta muy poco sedimento en suspensión. El lecho está labrado en basalto con una cubierta discontinua de cantos rodados y bloques, movilizadas únicamente durante las crecidas. Se asocia al cauce una pequeña terraza de arena fina limpia formada por detritos de basalto, con abundantes minerales pesados. Próximo al camino El Soberbio-Cnia. Paraíso el arroyo recibe un afluente que forma un salto, 50 m aguas arriba de la confluencia. Dicho salto está desarrollado en el basalto y se divide en dos escalones controlados por los niveles de sendas coladas: el escalón superior con 2,5 m de altura y el inferior de 3 m. Inmediatamente aguas arriba del salto aparece una zona de rápidos. El salto ha formado una hoya de 20 m de diámetro; la profundidad total excavada, incluyendo los saltos, es de 10 a 12 m. La salida de la hoya está caracterizada por un banco de rodados y bloques de basalto poco redondeados, mal seleccionados; el tamaño característico es 30 cm, con algunos de hasta 1 m de diámetro. El basalto está poco alterado, en contraste con la mayor parte de la roca aflorante en el área.

En el área de divisoria entre las cuencas del Uruguay y del Paraná, en la zona de Oberá, puede mencionarse el salto Berrondo, de aproximadamente 10 m de altura, en un tributario menor de la subcuenca del arroyo Yabebiry. El desarrollo del salto comienza en la apertura de diaclasas preexistentes en el basalto por la caída del agua, provocando finalmente la caída de bloques en el interior de la hoya. Junto al salto los bloques son angulosos, de 3 m de largo y de 2 a 3 m de ancho; unos 25 a 30 m aguas abajo alcanzan aproximadamente 2 m x 1,5 m y están algo redondeados por meteorización. Finalmente, desaparecen a menos de 100 m de distancia del salto. El clima de selva los ha meteorizado y están completamente destruidos. En estas condiciones se mantiene la geoforma erosiva (cañón) y los depósitos correlativos desaparecen.

También en la zona de divisoria, en el área de Aristóbulo del Valle, se ha formado otro salto importante, el salto Encantado, en un afluente del arroyo Cuñapirú (cuenca del Paraná). El salto presenta una morfología compuesta. El sector de aguas arriba es una corredera de unos 30 a 40° de gradiente; a éste sigue el salto propiamente dicho formado por 70 m de desnivel vertical con caída libre de agua, que constituye una hoya circular con bordes verticales de 200 m de diámetro, excavada en varias coladas basálticas. El segmento inferior del salto es otro tramo de rápidos y correderas de alta pendiente, entre bloques basálticos. Cabe destacar que se trata de una geoforma claramente sobredimensionada, teniendo en cuenta la hidrografía actual, y debe asumirse que el cauce que labró el salto fue un río importante en el pasado geológico.

El salto Horacio Foerster del arroyo Oveja Negra, un cauce de segundo orden afluente del Yabotí, está ubicado en la faja de transición entre la Superficie Velhas y el nivel de Paraguaçu. El salto tiene dos partes bien definidas, separadas por un escalón de varios metros de largo. La parte superior (de 6 m de altura) presenta un talud vertical con irregularidades de origen litológico; continúa el escalón sin hoya que se conecta con el segmento inferior del salto (de 10 m de altura) excavado en tres coladas basálticas y con una hoya bien definida y profunda. Aguas abajo, el cauce está cubierto completamente por grandes bloques de hasta 5 m de diámetro.

Un caso contrastante con los arroyos de Misiones lo constituye la cascada de un afluente de primer orden del río Pelotas en la localidad de Bom Jardim da Serra (SC), al oeste de la gran escarpa denominada Serra do Rio Rastro. Se trata de un salto vertical simple, de 4 m de altura, con un ancho similar al del arroyo (10 m), que corre por un valle en V de 15 m de profundidad labrado en la superficie original de la meseta basáltica. Tanto aguas arriba como aguas abajo del salto se extienden rápidos entre bloques basálticos angulares.

El colector río Uruguay / río Pelotas

El colector de esta gran cuenca en estudio muestra una identidad definida, diferente del resto de los cauces desde muy cerca de la cabecera. Recibe sistemáticamente afluentes de diferente tamaño, aumentando sus dimensiones en forma paulatina. En los primeros 450 km de recorrido recibe el nombre de río Pelotas y a partir de su confluencia con el río Canoas cambia su nombre por el de Uruguay, sin modificar sustancialmente su rumbo ni sus características morfológicas. Por esta razón se considera bajo este título un único colector al eje Pelotas/Uruguay.

El cauce del río Uruguay en la meseta basáltica presenta un típico patrón de grandes meandros encajados. Se extiende desde la Serra Geral hasta el área de Santo Tomé (Corrientes)-São Borja (RS). Dichos meandros se originaron en algún momento del Terciario antes de la generación de la Superficie Velhas/pd2/Sierra de Misiones, porque atraviesan la superficie más antigua con las mismas características que las dos superficies posteriores de la meseta. El aumento paulatino en dimensiones del río se puede describir mediante el análisis de las variaciones en la longitud de onda entre meandros. El primer tramo del Pelotas, de 100 km de longitud en línea recta, tiene 3,3 km de longitud de onda promedio; el segundo tramo, de 250 km de extensión, pasa a 9,3 km de longitud de onda. Aguas abajo de la confluencia con el río Canoas, la longitud de onda aumenta a 9,7 km. En el tramo de 200 km del río Uruguay aguas arriba de la frontera Argentina-Brasil, la longitud de onda promedio entre meandros alcanza los 13,3 km.

Las nacientes del río Pelotas se ubican próximas al escarpe de Serra Geral, entre cotas de 1.500 y 1.700 msnm (al norte de Bom Jardim da Serra-SC). El río ocupa un cañón de alto gradiente (de acuerdo con Justus *et al.*, 1986, de 1.200 m de desnivel en 166 km de recorrido), presentando el típico diseño de meandros encajados, con control estructural (según lineamientos de dirección noreste-suroeste y noroeste-sureste), con islas rocosas generadas por erosión lateral.

En su tramo superior, entre São Joaquim y Bom Jardim da Serra (SC), el cauce del río Pelotas tiene entre 150 y 200 m de ancho, abundante carga en suspensión y una estrecha terraza, ocupando un valle de cierta profundidad. En su tramo medio, cerca de Vacaria, el cauce alcanza 250 m de ancho, con rápidos frecuentes. Ocupa un cañón de 100 m de profundidad, con pendientes laterales simples, de 40 a 50° de gradiente, cubiertas por selva. Próximo a la localidad de Anita Garibaldi (SC) el cauce es estrecho, presentando correderas y barras compuestas por gravas y cantos rodados que se hallan asociados con canaletas afectando las pendientes laterales del valle.

En el punto de confluencia entre el Pelotas y el Canoas (Barracão), el cañón del río Uruguay es profundo y de grandes dimensiones. Se trata del ciclo Paraguaçu,

que ha avanzado a lo largo del valle del río y de sus cauces principales. Es un valle en V sin terrazas, de varios cientos de metros de profundidad, excavado en la Superficie Velhas, que presenta madurez avanzada en dicha área. Las pendientes laterales del valle son simples y tienen gradientes de 40 a 50°, labradas en basalto poco alterado, cubierto por un delgado manto de coluvio de ladera; éste incluye escasos bloques de hasta 1 m de diámetro en una masa limoarcillosa de color marrón. El coluvio es estable; no hay indicios de movimientos de masa, excepto en algunas canaletas aisladas. Se puede suponer que el microclima producido por el río favorece esta estabilidad, pues las laderas están cubiertas por selva. El cauce junto a Barracão tiene 450 m de ancho, alta velocidad y turbulencia.

El río Uruguay en el área de Erechim forma meandros cerrados, encajados en un cañón de 30 a 50 m de profundidad con respecto al nivel general del paisaje local (Superficie Velhas) y con taludes de 30 a 40° de gradiente. El río tiene unos 500 m de ancho en aguas altas. Sus afluentes están también embudidos en cañones en las áreas de confluencia. En el área de Chapecó, el río Uruguay cruza la superficie original de la meseta basáltica, manteniendo el diseño citado aguas arriba. El cañón se ha transformado allí en un valle profundo de 2 km de ancho; presenta dos terrazas bien desarrolladas, de unos 200 m de ancho total sobre cada margen y el cauce mantiene un ancho regular de 200 a 300 m, con meandros encajados de 2 a 3 km de radio de curvatura. El lecho está compuesto por sedimentos gruesos y muy gruesos indicando mayor competencia que la que tuvo el río durante la sedimentación de ambas terrazas. En dicha área el río recibe al arroyo Passo Fundo, que también conserva terrazas. Aproximadamente 1 km aguas arriba de la confluencia con el Passo Fundo, ambas terrazas están bien desarrolladas. En ese sector, sobre la margen izquierda del río, el nivel de terraza inferior tiene de 80 a 100 m de ancho y es continuo; sobre la margen derecha, la terraza alta tiene 200 m de ancho y es continua. Este nivel aparece disectado por pequeños cauces; junto al talud del valle se conservan pequeños abanicos aluviales de 10 a 20 m de sección transversal.

El río Uruguay abandona la superficie original a unos 20 km en línea recta al oeste de la desembocadura del arroyo Passo Fundo y corre por un paisaje desarrollado en la Superficie Velhas muy erosionada. Desde el contacto entre ambas superficies y hasta la frontera argentina, el río ocupa un valle más ancho; el cauce forma meandros compuestos: una de las ondas tiene radios de curvatura de 2 a 3 km y la otra de 5 km. El ancho del cauce es irregular en el primer tramo (entre 200 m y 1 km) y aparecen islas alargadas en la dirección de la corriente. En ese trecho existen 10 islas de 1 km de longitud. Otras son más pequeñas; una de éstas, observada en detalle, alcanza 400 m de longitud y representa un resto de la terraza baja de la margen derecha del río. A lo largo de la ruta BR 158, cerca de Iraí, aparece un albardón en un sector de la terraza baja; dicho albardón tiene entre 1 y 2 m de altura relativa. Aguas abajo el río erosionó la terraza dejando una orilla recortada. Próximo a la frontera argentina, el ancho de cauce es más

regular (entre 400 y 600 m); aparece la terraza baja bien desarrollada, con 100 a 200 m de ancho constante sobre ambas márgenes. Ciertas geoformas en el borde del valle pueden corresponder a restos muy erosionados de la terraza alta.

En el gran meandro del Uruguay frente a São Carlos (SC) se observa que la superficie correspondiente a la orilla interna del meandro está mucho más evolucionada que la de la orilla externa, formada por la superficie original de la meseta basáltica.

Aguas abajo (entre Itapiranga y Mondai) el valle del Uruguay se ensancha aún más y sus pendientes laterales quedan menos definidas. Está labrado en el paisaje dominado por la Superficie Velhas. En el área de Mondai se conserva un rosario de islas en el centro del cauce actual, que tienen 200 m de largo y de 5 a 15 m de ancho. Esto sugiere que corresponden a restos de la terraza baja, formada cuando el cauce tenía la mitad de su ancho actual. Hacia aguas abajo aparece una fase anterior, representada por brazos del río disectando la terraza. Dichos cauces se van ensanchando hasta dejar restos menores de la terraza formando islas alargadas, de 100 a 200 m de largo y de 10 a 20 m de ancho. El proceso de ampliación del cauce ha provocado también la excavación del lecho hasta el basalto; esto se confirma por la presencia de rápidos, como los que aparecen a unos 25 km aguas arriba de Itapiranga. En el área de Itapiranga está bien desarrollada la terraza baja sobre ambas márgenes, con 300 m de ancho; el río la erosiona en forma persistente, aun en las orillas internas de los meandros.

Al alcanzar la frontera argentina, el río atraviesa un área dominada por la superficie original de la meseta, que se extiende hasta muy cerca de El Soberbio (Misiones). El cauce junto a la desembocadura del arroyo Yabotí presenta en aguas bajas una serie de correderas transversales. La carga en suspensión en este estado hidrológico es muy escasa. Una faja lateral del lecho queda expuesta y se halla cubierta parcialmente por bloques basálticos caídos desde los costados. Parte del lecho expuesto en ese lugar está formada por un conglomerado basáltico muy litificado, muy probablemente precuaternario. La naturaleza petrológica y sedimentaria de esa roca es idéntica a las de los bancos actuales del río. La terraza inferior aparece en la confluencia, con una altura notable de 25 m sobre el lecho. Allí la parte inferior del depósito está formada por cantos rodados medianos y gravas incluidos en el loam. La terraza está sujeta a movimientos de masa de tipo deslizamiento rotacional, lo que produce una morfología local de escalones desiguales.

En El Soberbio el río mantiene el diseño de meandros incididos de 2,5 a 3 km de radio de curvatura, con un valle de unos 3 km de ancho y 80 m de profundidad. Las pendientes laterales del valle están compuestas por segmentos sucesivos que indican las distintas fases de evolución del paisaje. El primero tiene 40° de pendiente y se continúa hacia abajo en un pedimento de flanco que termina en una superficie ubicada unos 15 m por encima del nivel medio del río; dicha superficie ha sido a su vez erosionada en el ciclo Paraguaçu.

En un nivel topográfico inferior aparece la terraza baja.

En el tramo de frontera internacional el cauce se halla sometido a un proceso de ensanchamiento generalizado. Aguas arriba de El Soberbio el cauce tiene 200 m y pasa a 600 m en Puerto Londero (en la desembocadura del arroyo Los Muertos) hasta alcanzar 800 a 1.000 m aguas abajo de Alba Posse. La terraza baja (Fm Concordia) se encuentra en erosión generalizada en ambas márgenes del río, lo que sugiere un aumento reciente del caudal. Dentro del cauce se conservan aún algunas islas alargadas en la dirección de la corriente, que son restos de la terraza baja.

En el tramo comprendido entre los afluentes Pepirí Guazú y Once Vueltas (junto a San Javier) los meandros tienen una longitud de onda promedio de 8.250 m. Aplicando la relación longitud de onda-caudal (Iriondo, 1990a) resulta un caudal medio de 10.500 m³/s para la época de generación de dichos meandros. Ello significa un clima algo más húmedo que el actual, porque dicho valor es aproximadamente igual al doble del caudal actual del río.

Una descripción detallada del río en el área de Porto Mauá (RS)-Alba Posse (Misiones) revela aspectos locales de importancia geomorfológica. La terraza baja aparece en forma discontinua en ambas márgenes del río. En Porto Mauá la terraza tiene 70 m de ancho y superficie plana. Inmediatamente aguas arriba de este punto se halla una isla de 200 m de ancho y 300 m de largo, separada de la terraza por un canal de 150 m de ancho. La isla se encuentra en proceso de erosión fluvial. Aguas abajo del puerto hay un sector de la terraza, de unos 400 m de largo, también sujeto a erosión actual. Frente a Alba Posse aparece otra isla alargada en la dirección de la corriente (isla Canal Tuerto, de 400 a 500 m largo y de 50 m de ancho) asociada con una zona de rápidos en un ensanchamiento del cauce. Inmediatamente aguas abajo de Porto Mauá, el río atraviesa un área reducida de la meseta original. En ese segmento desemboca un afluente en un valle de 3 a 5 km de ancho, donde la terraza aparece con buen desarrollo; en el resto del tramo, la terraza baja es muy angosta comparada con el ancho del cauce.

En Panambí (Misiones) la terraza baja está dividida en dos niveles, cada uno de los cuales termina en un albardón. La terraza se reconoce con dificultad debido al desarrollo de la vegetación selvática del área. El nivel superior es la terraza propiamente dicha, constituida por la Fm Concordia y ubicado a 2,5-3 m sobre el inferior. Es un plano regular de 60 a 70 m de ancho, con una ligera pendiente inversa, que pasa a un plano horizontal hacia atrás, y luego se conecta con la pendiente de una colina. Su borde presenta forma de albardón típica, en partes con microformas suaves. El nivel inferior está compuesto por una serie de albardones adosados, presentando irregularidades menores en su superficie; dicho plano tiene de 10 a 20 m de ancho y se ubica a 4,5-5 m sobre el nivel medio del agua. Aguas abajo la terraza forma un nivel regular de 7 m de altura sobre el nivel de aguas medias, sin los albardones adosados. Éstos también son reconocibles en la margen opuesta del río (Alecrim) en una faja muy estrecha.

Un corto trecho aguas abajo, en la parte interna de un gran meandro del río Uruguay de 2,5 km de radio de curvatura, se encuentra la localidad de San Javier. En aguas bajas aparecen líneas de rápidos distantes varios cientos de metros. Allí el río tiene un ancho típico de 1 km, oscilando entre 0,5 km (frente a la localidad citada) y 1,6 km aguas abajo. El cauce presenta islas alargadas de hasta 4 km de largo típico y de 200 a 600 m de ancho, que se repiten a intervalos de varios kilómetros; en ese trecho la longitud de onda de los meandros es de 9 km. Excavado en el lecho actual existe un canal estrecho que corta los rápidos.

En el área de San Javier, en Itacaruaré y probablemente otros lugares de esa zona, se conservan restos de la terraza alta del río. En la primera localidad se hallan ubicados en la zona protegida de la margen interna del gran meandro; en Itacaruaré este depósito se encuentra alejado del cauce actual. En ninguno de los dos casos existe una expresión topográfica distintiva. La terraza alta está formada por cantos rodados de composición predominantemente basáltica constituyendo un depósito de 6 m de espesor aflorante y de tipo clasto soportado. La terraza baja estrecha aparece sobre ambas márgenes del río a la altura de San Javier, muy erodada. Está representada por un nivel de unos 100 m de extensión en cada margen, ubicado a 7 m de altura respecto del nivel medio del río. Grandes bloques de basalto de varios metros cúbicos de volumen aparecen junto al cauce, producidos por derrumbes laterales.

El cauce del Uruguay próximo a Itacaruaré mantiene las características observadas en San Javier, con líneas de rápidos transversales en aguas bajas y dos grandes islas longitudinales compuestas por la Fm Concordia. La terraza inferior está bien desarrollada sobre la margen argentina.

*Elementos geomorfológicos notables:
el cañón sumergido y los Saltos del Moconá*

Una característica notable del cauce en la meseta es la existencia de un cañón incidido en su lecho basáltico y sumergido en forma permanente aun en aguas bajas. Dicho cañón mide entre $1/3$ y $1/4$ del ancho del cauce actual, y es de tres a siete veces más profundo. Sus bordes están bien definidos, en parte son casi verticales, y su fondo es plano. Sus curvas son consecuentemente más cortas e irregulares y su ancho es menor en los estrechamientos del cauce actual. Atraviesa los rápidos, estrechándose considerablemente en esos lugares; se han medido secciones del cañón no mayores de 4 m en algunas correderas. La existencia del cañón es de conocimiento general entre los pobladores de la región, quienes lo denominan “canal”. En algunos trechos, el cañón se bifurca formando brazos cortos denominados localmente “falsos canales” (Iriondo y Kröhling, 2003c).

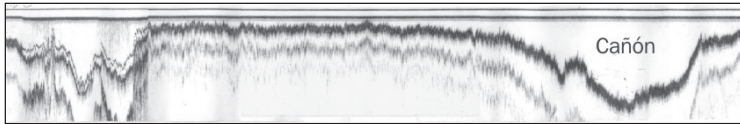
Se lo detecta mediante ecosonda a lo largo de todo el trecho de frontera argentino-brasileña de la meseta (más de 300 km). En un relevamiento

Figura N° 71

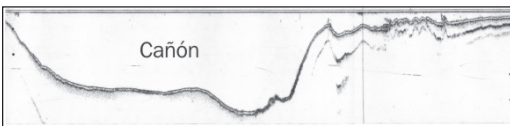
Perfiles batimétricos del cauce (sur de Misiones - RS)



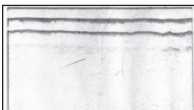
A Perfil batimétrico transversal



B Perfil batimétrico transversal



C Perfil longitudinal general



batimétrico realizado en la desembocadura del arroyo Los Muertos el cañón sumergido presenta bordes elevados en sus orillas, formas similares a albardones (Fig. 71, pág. 247). En el área de las islas de Itacaruaré se observa una línea de rápidos en casi todo el ancho del río y el cañón se bifurca rodeando las islas, presentando una de las ramas de tipo “falso canal”, que va disminuyendo su profundidad gradualmente hacia aguas abajo hasta desaparecer. El cañón es, sin dudas, un cauce excavado en un período seco del Cuaternario Inferior, suficientemente extenso como para erosionar varios metros de basalto.

Existen referencias que evidencian la existencia del cañón en el río Pelotas. En un estudio ecobatimétrico practicado en un tramo del río de 7 km de longitud ubicado en el área de la futura presa de Machadinho, se ha detectado un cauce menor sumergido de 12 a 16 m de profundidad, con referencia a un segmento del cauce presentando tres correderas que limitan piletones de unos 12 m de profundidad (Sánchez Dalotto, *com.pers.*).

Entre las desembocaduras de los arroyos Pepirí Guazú y Yabotí, al llegar el río Uruguay a la frontera argentina atraviesa un bloque elevado por neotec-tónica. Esto permite que el cañón emerja durante aguas bajas; en esas condiciones el agua del río cae desde el lecho normal del cauce al fondo del cañón a lo largo de 3 km, desde los costados. Este fenómeno forma los famosos Saltos del Moconá o Yucumá (denominación brasileña). Allí el cañón es estrecho (50 m) y particularmente profundo; su fondo es irregular, con profundidades típicas de 50 a 60 m y superando los 100 m en algunos puntos (Rosas, *com.pers.*). Observaciones realizadas en la última década estiman una altura máxima de los saltos de agua de 20 m en 1999; alturas normales oscilan entre 10 y 12 m. En ese trecho el cañón tiene un control netamente estructural; está formado por una sucesión de segmentos rectos de varios cientos de metros de longitud individual unidos por curvas suaves, donde se hallan las máximas profundidades del cañón. En ese tramo del río el cauce se ensancha considerablemente, pasando de 200 a 600 m. En general, aparecen cantos rodados dispersos sobre la roca del lecho del cauce (5 % de la superficie del mismo).

Frecuentemente el agua fluye por la faja derecha del fondo del cauce (margen argentina), permaneciendo seca la faja izquierda del mismo, aunque esta última está ubicada a niveles ligeramente más bajos y presenta surgencia de agua subterránea en su parte inferior. La aparente anomalía se explica por la canalización aguas arriba del meandro previo al salto. Ambas márgenes del cauce presentan una pendiente convexa hacia el cañón y con gradientes de 5 a 10°. Se deduce un cambio reciente en la dinámica, pues el costado brasileño del cauce aparece mucho más erosionado que el argentino, con pendientes menores (de 40 a 50°) y casi sin segmentos verticales en su borde. En el lado argentino, todo el frente del salto está dominado por taludes verticales formados por bloques del basalto diaclasado, lo que sugiere una corta permanencia de la caída del agua.

Los procesos de erosión dominantes en este salto son tres:

a) Cavitación: es el conocido proceso de formación de marmitas en el fondo de un cauce con lecho rocoso. En algunas áreas, el basalto está cribado de estos hoyos, que en general tienen de 10 a 15 cm de diámetro; algunos contienen pequeños rodados, lo que indica que el proceso erosivo es activo.

b) Diaclasamiento del basalto y desprendimiento de pequeños bloques: las dimensiones más frecuentes de los bloques varían entre 0,30 y 2 m.

c) Ensanchamiento regular de grietas en el basalto: el fenómeno comienza en las diaclasas, que se transforman en surcos rectos con un ancho típico de 4 a 6 cm y algunos de hasta 20 cm de ancho y profundidad algo menor. Sus bordes son suaves y ocasionalmente se ramifican en segmentos de varios decímetros. Algunos se desarrollan también en superficies verticales entre bloques. En principio, suponemos que se originan en algún tipo de disolución vinculado con actividad biológica.

Los saltos finalizan en un lugar llamado Piedra Bugre, caracterizado por un gran bloque basáltico aflorante en la margen argentina. El agua en ese lugar tiene gran turbulencia y forma remolinos de gran tamaño; el fondo del cauce presenta grandes irregularidades, entre ellas una hoya profunda. Las mayores velocidades de la corriente se registran junto a la margen izquierda, donde la profundidad del cañón es de 70 m (R. Rosas, *com.pers.*). En ese lugar la faja mejor preservada del lecho del cauce corresponde a la margen izquierda. La terraza inferior del río Uruguay aparece en la margen derecha, con 5 m de altura sobre el basalto.

La cuenca media del río Uruguay

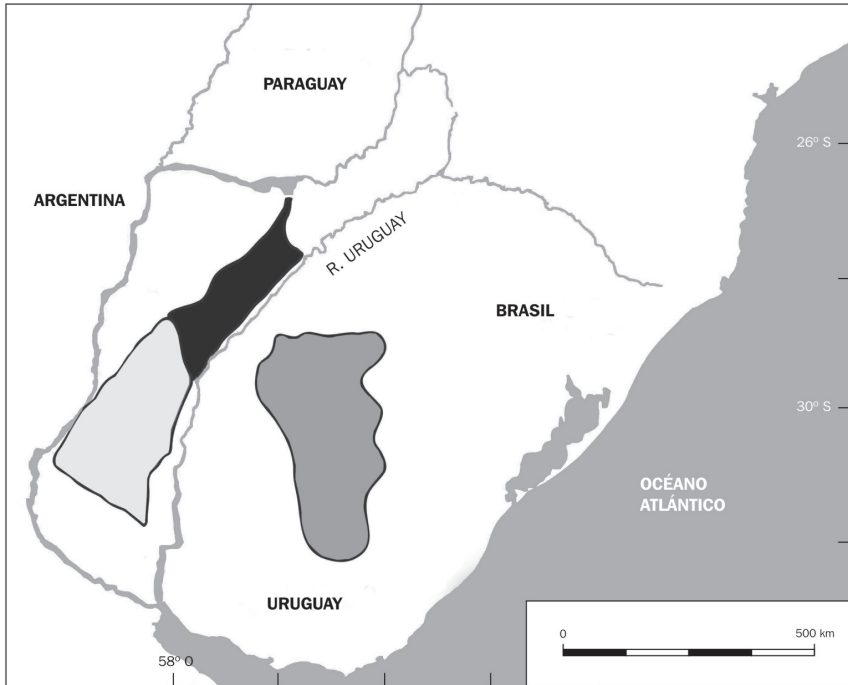
Los sistemas geomorfológicos de la cuenca media




La cuenca media del río Uruguay cubre una superficie de 163.000 km², extendiéndose entre Santo Tomé (Corrientes)-São Borja (RS) y Concepción del Uruguay (Entre Ríos)-Colonia Ofir (Uruguay) (Figs. 5, pág. 19; Fig. 6, pág. 20). Está caracterizada por terrenos bajos y de altura intermedia y menos meteorizados que los de la alta cuenca. Durante el Neógeno, la cuenca media estuvo caracterizada por grandes capturas fluviales, algunas de las cuales cubren miles de kilómetros cuadrados de superficie (Fig. 72, pág. 250). En una época no precisa se incorporó la mayor parte de la cuenca del río Ibicuy, mientras que en el Pleistoceno Medio se perdió una extensa área de la provincia de Entre Ríos y parte de la de Corrientes, que pasó a integrar la cuenca del Paraná. El último gran cambio fue la separación del río Paraná durante el Pleistoceno Superior.

Aplicando la clasificación geomorfológica general de Iriondo y Ramonell (1992) se dividió la cuenca media de norte a sur en los siguientes sistemas geomorfológicos: a) Superficie de la “Campanha Gaúcha”; b) Depresión del Alto Ibicuy; c) Meseta de Masoller; d) Depresión del Tacuarembó; e) Sistema Cretácico-Terciario del Oeste Uruguayo; f) Superficie Estructural de Mercedes; g) Llanura Palustre del Este de Corrientes; h) Superficie Feliciano-Federal e i) Faja Fluvial del río Uruguay.

Figura N° 72

Cambios principales sufridos
en la cuenca media del Uruguay



-  Pérdida de territorio (Pleistoceno Medio)
-  Incorporación areal (Cambio principal)
-  Área incorporada por captura fluvial

La margen derecha de la cuenca tiene como principal característica geomorfológica a enormes paleocauces cuaternarios de los ríos Paraná y/o Uruguay con grados variables de soterramiento; posteriormente esas depresiones fueron ocupadas por afluentes del Uruguay. La margen izquierda está desarrollada en un área con una geología más antigua y más diversificada (ver también Iriondo, 2003).

Los sistemas anteriores tienen diferente grado de antigüedad y preservación; sus geoformas corresponden a eventos que abarcaron territorios más amplios que los de la propia unidad donde se preservaron. Un ejemplo importante de elementos geomorfológicos que aparecen distribuidos en más de una unidad es la presencia de grandes paleocauces fluviales formados en el

Terciario Inferior, previo a la formación de la actual cuenca del Uruguay. Se encuentran en la Depresión del Alto Ibicuy, Superficie de la Campanha Gaúcha, Meseta de Masoller, Depresión del Tacuarembó y en otras zonas hacia el este.

La Superficie de la “Campanha Gaúcha”

En este sistema adoptamos, en gran parte, la descripción regional de Justus *et al.* (1986) referida a la “Região Planalto da Campanha”.

La superficie referida comprende el oeste de Rio Grande do Sul (RS) y representa el área sur de la Penillanura de Apóstoles, sobre la margen izquierda del río Uruguay. La superficie aparece cerca de São Borja y se extiende hasta casi la frontera uruguaya. Es una peniplanicie cubierta por el loess tropical de la Fm Oberá, formada por colinas extensas y de altura modesta, separadas por valles fluviales amplios con una terraza, que en algunas subcuencas es arenosa y en otras compuesta por sedimentos finos. El río Icamaquã circula a lo largo del pie de la zona de transición entre la Superficie Velhas y la Superficie de la Campanha.

El término “campanha” es una denominación regional que abarca el suroeste de RS. Las áreas interfluviales más extensas se denominan “cuchillas” (coxilhas), siendo las principales las coxilhas da Cruz, Macambará, do Espinilho y del Caverá. Es un área con pendiente suave hacia el oeste, en dirección al río Uruguay, de morfología muy suave. Hay una red fluvial antigua labrada en el basalto ocupada parcialmente por los cursos actuales. Dicha red se ha preservado en forma fragmentaria; a partir de la fotointerpretación de imágenes de radar e imágenes satelitarias se pueden identificar grandes curvas meándricas con radios de curvatura de entre 5 y 10 km. Éstas se encuentran mejor preservadas en el oeste de la superficie; un ejemplo es el gran meandro ocupado por la red fluvial del arroyo Butuí. La edad de dichas geoformas puede ubicarse en el Terciario.

Un área típica de la Superficie de la “Campanha” al norte del río Ibicuy presenta un paisaje de colinas suaves cubiertas por la Fm Oberá, interrumpidas por valles suaves y muy amplios cubiertos por la Fm San Guillermo. Escasos relictos de la Superficie Velhas se encuentran en el área; están caracterizados por un paisaje más ondulado, de colinas más pequeñas y de mayor altura, aflorando la roca basáltica en algunas de ellas. Al sur del río Ibicuy, en el área de Alegrete, el paisaje es más regular que al norte de ese río. Está representado por colinas largas simples, alternando con planos horizontales regulares y depresiones muy suaves afectadas por el desarrollo de cárcavas. La cubierta sedimentaria dominante es el manto eólico gris de la Fm San Guillermo y depósitos aluviales finos de poca potencia acumulados en las partes deprimidas y amplias; los depósitos rojos pertenecientes a la Fm Oberá están restringidos a escasos “manchones”. La superficie está formada en grandes áreas por roca

basáltica prácticamente en superficie. El paisaje se caracteriza por zonas de colinas suaves que alternan con otras, representadas por superficies estructurales planas correspondientes a relictos de la Superficie Masoller, expresada en el extremo sur riograndense por la coxilha de Santana.

La Depresión del Alto Ibicuy

Esta depresión es parte de la denominada “Depressão Central Gaúcha”, generada probablemente durante el Terciario, con drenaje hacia el océano Atlántico. Posteriormente, una captura fluvial modificó la red hidrográfica. El río Ibicuí constituyó un afluente pequeño del río Uruguay, cuya subcuenca estaba ubicada en su totalidad en la Superficie de la “Campanha Gaúcha”, con el área de cabeceras a unos 25 a 30 km al oeste de Manuel Viana. La captura cambió el drenaje de la alta cuenca del sistema del Jacuí, mudando las características generales de su hidrografía. El área capturada es más del doble de la original, y está caracterizada por sedimentos fluviales terciarios mal seleccionados de la Fm Santa Tecla (IBGE, 1986), los que a su vez provienen de la destrucción de areniscas eólicas cretácicas de la Fm Botucatu, que proveen gran cantidad de arena fina a la red fluvial. La depresión se halla por debajo de los 200 msnm.

El basalto de la Fm Serra Geral constituye un importante obstáculo para la erosión hídrica en la región. Superada la misma, la Fm Botucatu subyacente es fácilmente atacada por la acción fluvial predominante en la región. En el límite entre la Depresión del Alto Ibicuy y la Superficie de la Campanha hacia el oeste no existe control tectónico dominante; esto ha producido un límite transicional, caracterizado por una escarpa principal de traza irregular, que ha dejado en su retroceso numerosos cerros testigo. Algunos de ellos tienen topes tabulares, con restos de basalto; los más destruidos pasan a colinas convexas, completamente esculpidas en arenisca. La faja de transición así determinada mide entre 10 y 40 km de ancho. El área con mayor concentración de cerros testigo tiene una forma general alargada con rumbo coincidente con la elongación de cada cerro; éstos forman la llamada cuchilla de la Cruz (coxilha da Cruz). Dicho elemento geomorfológico se prolonga hacia el sur formando un elemento de primer orden denominado cuesta de Haedo en el Uruguay.

En el área de Santana do Livramento, la transición es compleja. Hay cerros testigo de cima plana labrados en la Fm Botucatu y cubiertos en forma discontinua por el loess tropical, y cerros remanentes de la meseta de Santana, de unos 70 m de altura, con depósitos residuales intercalados, entre otras geofomas menores.

Hacia el norte la Depresión del Alto Ibicuy limita con la Superficie Velhas en forma brusca y escarpada, constituyendo el extremo de la llamada “Serra

Geral”, curioso nombre para un elemento geomorfológico que es en realidad una cuesta o escarpa. En ese borde norte no hay cerros testigo de importancia. En la subcuenca del río Ibicuí da Armada, remanentes de arenisca aparecen dispersos en todas posiciones. Dicho afluente corre por un importante paleocauce de dirección norte-sur.

La localidad de Manuel Viana está ubicada en el sector transicional del límite entre la Depresión del Alto Ibicuy y la Superficie de la Campanha. En un área relativamente pequeña aparecen los principales eventos morfogenéticos representados por sus depósitos característicos. Junto al puente del camino sobre el arroyo Itú, en una ladera, afloran las areniscas de la Fm Botucatu, cubiertas por la Fm Oberá (1 m de espesor) a la que se sobrepone la Fm Yapeyú. Esta última presenta un aglomerado basal (formado por cantos rodados y bloques) que pasa hacia arriba a su composición característica de gravas dispersas en una masa de sedimento fino y masivo. En otro perfil de ladera afloran también las Fm Yapeyú y Oberá. El relieve es bastante suave; la Fm Yapeyú se encuentra también en el tope de algunas colinas, lo que indica una disección posterior a la misma, igual que en el este de la provincia de Corrientes, en el área de La Cruz-Yapeyú.

Son típicas en la zona del borde occidental de la Depresión del Alto Ibicuy las voladuras de arena producidas por el sobrepastoreo. Ocurren en superficies de sedimentos sueltos o muy poco consolidados, arenosos, de edad terciaria y cuaternaria, que derivan en último término de la Fm Botucatu. Estas acumulaciones eólicas son de pequeña extensión y aumentan en tamaño por efecto del viento noreste durante las estaciones secas. Localmente se las denomina “desertos” y “areais” en la literatura científica estadual. El mayor de ellos es el llamado desierto de São João (García y Souto, 1989). Las áreas deflacionadas típicas cubren superficies de cientos a miles de metros de extensión.

Medeiros *et al.* (1989) distinguen tres patrones diferentes de colinas en la zona; uno de ellos está identificado por la presencia de costras ferruginosas producto de la pedogénesis del basalto. Dichos autores se refieren a arenas de sedimentación pleistocénica y holocénica envolviendo campos de bloques provenientes de los taludes que deben ser explicados como resultado de la acción de corrientes de barro, semejantes a las que depositaron a la Fm Yapeyú.

La depresión está labrada en la Fm Santa Tecla, una unidad terciaria de origen fluvial, compuesta por areniscas y limolitas de color variable entre el amarillo y el marrón rojizo. La característica sobresaliente de la depresión es la falta de cobertura sedimentaria cuaternaria. Se trata de una superficie relativamente horizontal, disectada en colinas convexas extensas.

En la depresión se ha preservado un conjunto de paleocauces de gran tamaño labrados en la superficie original del basalto, en las areniscas cretácicas subyacentes y en las superficies más modernas, dispersos en un área de 70.000 km² en la

cuenca media. Éstos también se reconocen hacia el este en la cuenca del río Jacuí. Utilizando como base el mapa geológico de Rio Grande do Sul (IBGE, 1986), el mapa geológico de Uruguay (Bossi, 1969) e imágenes radar se mapearon y midieron 30 segmentos correspondientes a meandros aislados o partes de ellos, que funcionan como valles de arroyos actuales. Las curvas de meandro son bastante regulares; la orientación individual tiene su mayor frecuencia en el cuadrante norte, dentro de una dispersión general de rumbos. El tamaño de los meandros aumenta de norte a sur; la longitud de onda promedio es de 17,2 km en RS (el 90 % de ellos mide entre 10 y 22 km de longitud de onda), una cifra semejante a la del río Paraná a la latitud de Rosario. En Uruguay, la longitud de onda promedio alcanza 25,5 km.

El sistema anterior conduce a la reconstrucción de un paisaje caracterizado por una gran llanura de meandros, construida por el colector de una cuenca similar a la actual cuenca del Río de la Plata, que desembocaba en el océano Atlántico (RS) durante un período húmedo del Terciario Inferior, por ser anterior al ciclo erosivo Velhas. Postulamos que el clima fue húmedo durante este período a partir de la naturaleza meándrica de los cauces y por el tamaño de los mismos.

El patrón de avenamiento de la subcuenca del río Santa María se ha desarrollado por sobreimposición parcial de los cauces de la antigua llanura de meandros de grandes dimensiones.

El contacto entre la depresión y la Superficie Velhas en la zona de cabeceras del río Ibicuy, cerca de Santa María y São Pedro do Sul, está formado por una superficie plana, en la que se destacan algunos cerros testigo de cumbre plana, formados por basalto y arenisca. El basalto aparece muy alterado. En dicha zona el relieve interno de la depresión está representado por colinas labradas en la Fm Santa Tecla, de 10 a 20 m de altura, sin cobertura sedimentaria moderna. Se intercalan algunas depresiones de fondo plano horizontal y drenaje insuficiente, que alcanzan varios kilómetros de extensión. Las pendientes laterales de los valles están sujetas a carcavamientos actuales, que afectan a un sedimento fino de color marrón. La localidad de São Vicente do Sul se halla en un área típica de la depresión, con colinas más largas, de menores pendientes y de menor altura que en el área de São Pedro y de São Francisco de Assis, labradas en la arenisca terciaria. En la zona de São Francisco de Assis aparecen cerros testigo de cima plana de hasta 200 m de altura relativa, formados por la Fm Botucatu. En algunas de las laderas se formaron pedimentos. El paisaje de las áreas interfluviales entre los ríos Santa María y Cacequi es un plano bien conservado, casi horizontal, menos incidido que hacia el norte.

En la subcuenca del Ibicuí da Armada, al sur de Rosario do Sul, comienzan a aparecer depósitos discontinuos de loess tropical. Este loess cubre las colinas labradas en las limolitas y areniscas de la Fm Santa Tecla, las que en ciertos afloramientos presentan características litológicas parecidas al loess; con observaciones de detalle ambas pueden discriminarse en base a la granulometría. También, el loess tropical suprayace a las areniscas de la Fm

Botucatú, que aflora en cerros aislados (el espesor característico del loess es de 4 m). El manto eólico suavizó el relieve de colinas heredadas.

La Meseta de Masoller

Es un sistema geomorfológico desarrollado sobre la superficie basáltica de Arapey, con mayor desarrollo en el noroeste de Uruguay (300 km en dirección norte-sur y 150 km en dirección oeste-este), que abarca también la llamada coxilha de Santana, en el suroeste de Rio Grande do Sul. El nivel original de las coladas mesozoicas poco meteorizadas equivale a la Superficie Sul-Americana (con cota máxima en el noroeste de Uruguay de 380 msnm). La Meseta de Masoller ha sufrido escasa meteorización química bajo clima templado. Por el contrario, es evidente la meteorización física dominante en el basalto por la presencia generalizada de escombreras o canchales. El grado de erosión regional de la superficie es escaso; se manifiesta en algunos lugares como control estructural de coladas individuales sucesivas. Esto puede haber conducido a Antón (1975) a postular la existencia de tres superficies de distinta edad: Charqueada (Meso-Terciario), Masoller (Plioceno Tardío) y Sarandí del Arapey (Cuaternario Inferior). Estimamos que este patrón no tiene significado evolutivo de primer orden sino que obedece a condiciones locales. Por lo tanto, conservamos aquí uno de los nombres para toda la superficie de la meseta uruguaya.

La siguiente es una descripción de las características significativas de la meseta siguiendo la transecta este-oeste a lo largo de la ruta 30 en el noroeste de Uruguay (Tranqueras-T. Gomensoro).

La superficie general es básicamente horizontal, con pequeños desniveles de bajo gradiente. En la faja cercana a la escarpa de Haedo aparecen pequeñas quebradas con drenaje hacia la subcuenca del Tacuarembó. Las escombreras cubren casi toda la superficie desde unos 6 km de distancia de la escarpa hacia el oeste; están formadas por clastos de basalto de tamaño canto rodado con sedimento fino intersticial. La superficie tiene 25 km de extensión y comprende la zona de divisoria entre las subcuencas de los ríos Tacuarembó, Arapey Grande y Cuareim, en el área de Masoller. Ésta limita hacia el oeste con una superficie estructural ubicada a unos 10 m por encima; dicho nivel superior tiene 1,8 km de extensión. Existen escasos valles incipientes con pendientes condicionadas por los niveles estructurales de coladas superpuestas. El nivel siguiente, ubicado por encima del anterior, se halla próximo al cruce entre la ruta 30 y el acceso a la localidad de Sarandí del Arapey. En esa zona son visibles tres superficies estructurales escalonadas. Los canchales se extienden sobre todas las superficies. Las nacientes del arroyo Catalán, en el área de Sepultura, drenan una penillanura caracterizada

por valles muy amplios y suaves, que limita al oeste con una superficie más alta y bien definida. Algunos de los afluentes del río Catalán Grande y tributarios del Cuareim, en el área de Artigas, presentan una terraza reducida formada por sedimentos finos. En la zona de Artigas, la acción erosiva de afluentes relativamente pequeños del Cuareim ha atravesado la cubierta basáltica aflorando la arenisca de la Fm Tacuarembó (equivalente a la Fm Botucatú en Brasil). En los interfluvios se han preservado zonas de basalto. El perfil de erosión del basalto es escalonado por control litológico/estructural; esto es visible en el acceso a Colonia Piedra Pintada. La zona donde aflora la arenisca está compuesta por colinas.

Al oeste de Artigas, el paisaje sigue con las mismas características generales, representado por niveles estructurales que se suceden en forma irregular y que están ubicados a alturas relativas de poco desnivel, donde se destacan depresiones menores. La superficie del paisaje sigue cubierta por canchales, en los que progresivamente va aumentando hacia el oeste la proporción de sedimentos finos intersticiales. En el área de Javier de Viana aparece ya un depósito eólico de 0,50 m de espesor sobre el canchal, formado por limo gris oscuro con arena muy fina. En la alta cuenca de los arroyos Tres Cruces, Cuaró Grande y Yucutujá (afluentes del Cuareim) el depósito limoso cubre el paisaje en forma de manto continuo sobre una penillanura. La transecta retoma la superficie general de la meseta; aparecen escasos canchales y abundante limo eólico en superficie. La muy leve pendiente de la meseta (que no se percibe a escala de campo) y el drenaje deficiente bajo el clima húmedo actual favorecen el desarrollo de bañados de altura y pantanos.

La escarpa que constituye el límite oriental de la meseta es un elemento geomorfológico de magnitud regional y gran antigüedad; probablemente ha sufrido más de una fase de retroceso en períodos de decenas de millones de años. Considerando los paleocauces mencionados previamente para el suroeste de RS es evidente que esta escarpa es anterior al Plioceno, durante el cual se formó la cuenca del Plata; incluso, puede postularse basado en estos elementos que es anterior a la ingesión marina miocena. En escala regional el retroceso de la escarpa se debe a la erosión retrocedente de los valles principales de la subcuenca del Tacuarembó, pero localmente se observa un retroceso areal generalizado. Esta característica seguramente se debe a las propiedades particulares del basalto, que tiene tendencia a retroceder según taludes verticales.

La gran escarpa, denominada “cuesta o cuchilla de Haedo”, aparece a 10 km al oeste de Tranqueras en la ruta 30. Allí (lugar denominado Subida de Pena) está representada por un talud de 45° de pendiente promedio sin grandes variaciones y que se mantiene constante a lo largo de varios kilómetros, con perfil levemente cóncavo. La escarpa tiene entre 60 y 100 m de altura y está formada por geoformas equidimensionales.

Es necesario aclarar al lector no familiarizado con términos regionales que en esta zona se denomina cuchilla a una escarpa erosiva y no a una serranía baja o línea de colinas.

Entre la cuchilla de Haedo y la gran depresión del noreste uruguayo se extiende una amplia faja transicional labrada en la Fm Tacuarembó de 5 a 50 km de ancho, entre la frontera brasileño-uruguayo y el área asociada al embalse Rincón del Bonete, según el mapa de Bossi *et al.* (1975). En dicha faja aparecen cerros testigo de cima plana (cerro Batoví y otros), taludes de 20 a 30° y elementos menores configurando un paisaje similar a lo observado en la faja transicional de Rio Grande do Sul, en el área de M. Viana. En esta zona de borde de la meseta, labrada en la Fm Tacuarembó, son frecuentes los pedimentos. Evidentemente la arenisca eólica es un material favorable para el desarrollo de este tipo de geoformas, al contrario que el basalto.

El borde noroeste de la Meseta de Masoller fue generado por la acción erosiva del río Uruguay durante el Cuaternario. El contacto lateral neto entre la roca basáltica y la Fm Salto/ El Palmar (que forma la terraza alta del río Uruguay) lo demuestra; dicho contacto presenta una traza ondulada, típica de erosión lateral fluvial. La erosión del basalto avanzó allí hacia el este en algunos sectores más que en otros; las áreas preservadas de la meseta están asociadas a la desembocadura de afluentes importantes del Uruguay (Cuareim, Yacuí, Arapey, Itapebí y Dayman). En algunos lugares la roca basáltica constituye la orilla del embalse de Salto Grande, mientras que en otros sitios se halla a 20 km del mismo. El borde erosivo de la meseta, siguiendo la transecta de la ruta 30, se encuentra a 5 km al este del cruce entre la rutas 3 y 30. En la zona de la desembocadura del arroyo Itapebí (a 20 km al norte de Salto) el borde de la meseta está representado por un plano elevado con escasa pendiente, con algunas cárcavas y surcos. Es de destacar la diferencia entre el paisaje de la meseta y el paisaje de colinas labradas en la Fm Salto/El Palmar.

El borde suroeste de la Meseta de Masoller está representado por el contacto entre el basalto y el grupo de rocas sedimentarias del Cretácico Superior suprayacente, de traza muy recortada (tramo inferior del río Dayman). Estas rocas sedimentarias han sido erosionadas extensivamente, preservándose como estrechos relictos irregulares a lo largo de las divisorias de las subcuencas hídricas (principalmente el sector vinculado directamente al río Negro, aguas abajo de los embalses). El borde sur de la meseta basáltica marca aproximadamente el límite original de las coladas frente al basamento cristalino uruguayo.

La llamada “coxilha de Santana” constituye la prolongación de la Meseta de Masoller en territorio brasileño. Forma el interfluvio entre los afluentes de las subcuencas de los ríos Cuareim, Touro Passo e Ibicuy. Presenta una muy leve

pendiente hacia el oeste, desde una altura máxima de 400 m cercano a la escarpa oriental (nacientes del río Cuareim). La Superficie de Santana es comparable a la observada en el noroeste del Uruguay. En el área de Santana do Livramento los canchales son abundantes. La meseta está poco disectada en el área de cabeceras del río Ibirapuitã. En el área de Quaraí, la meseta ha sufrido erosión areal considerable, aflorando la arenisca de la Fm Botucatu en las subcuencas de afluentes del río Cuareim. Según Justus *et al.* (1986) la coxilha de Santana tiene su extremo abrupto al este, configurando un frente de cuesta orientada hacia la depresión Ibicuy-Río Negro, conocida como “cuesta de Haedo”, de orientación general noreste-suroeste. La cuesta de Haedo se presenta continua en un pequeño trecho al noroeste de la ciudad de Santana do Livramento. A partir de las nacientes del río Ibirapuitã la cuesta es discontinua y se encuentra bastante erosionada debido a la acción erosiva fluvial.

En imágenes satelitales la red de drenaje desarrollada sobre la Meseta de Masoller presenta alta densidad relativa. Los colectores tienen amplias fajas fluviales; la mayor parte de los afluentes de bajo orden presenta un diseño de drenaje dendrítico típico, lo que indica resistencia uniforme a la erosión fluvial y pendientes suaves. Un sector conservado de la Meseta de Masoller se halla en el interfluvio entre los ríos Cuareim y Arapey, a 50-70 km de distancia del río Uruguay.

La Depresión del Tacuarembó

Como continuación de la Depresión del Alto Ibicuy, al este de la Meseta de Masoller se extiende una antigua penillanura retrabajada durante el Cuaternario. Se trata de una amplia depresión en forma de arco, con 50 a 70 km de ancho, limitada al norte y al sur por rocas precámbricas. Esta penillanura se formó durante el Terciario en una época anterior a la conformación de la cuenca del Plata, durante la cual un gran colector fluyó por ese sector hacia el Atlántico a lo largo de la Depresión del Alto Ibicuí. Este proceso probablemente avanzó hasta un estadio de senilidad, afectando rocas de diversas edades (paleozoicas y mesozoicas). Posteriormente, en el Cuaternario, las redes fluviales se adaptaron parcialmente a los cauces heredados: los afluentes relativamente pequeños ocupan partes de antiguos cauces meándricos, lo que les da una traza curva; los colectores corren por valles extremadamente anchos. Hay áreas relictuales de decenas de kilómetros cuadrados de basalto y (igual que en la subcuenca del río Santa María en RS) loess tropical (Fm Las Arenas) y sus depósitos de corrientes de barro (Fm Yapeyú). Un enorme meandro heredado está ocupado actualmente por los ríos Tacuarembó y Cuaró-Yaguarí. Este valle tiene hoy más de 10 km de ancho y constituye una gran superficie plana horizontal sin geofomas menores significativas. Su ancho original fue probablemente de 3 km y luego

se amplió por procesos de erosión lateral de barrancas, en un caso similar al de los esteros correntinos y los cauces de la alta cuenca del Ibicuy.

En el área occidental labrada en la Fm Tacuarembó la depresión es asimétrica, con el colector en su borde oriental. Allí el manto de loess tropical ha sufrido procesos importantes de remoción en masa, generándose la Fm Yapeyú en varios sitios. En dicha área aparecen voladuras de arena afectando superficies pequeñas (cabe citar el sector cercano a la intersección de las rutas 5 y 30).

El Sistema Geomorfológico Cretácico-Terciario del oeste Uruguayo

Está labrado en las rocas sedimentarias del Cretácico Superior integradas por las Fm Guichón, Mercedes y Asencio. Cerca del río Uruguay, la Fm Fray Bentos cubre parcialmente a este Grupo. La Fm Asencio se comporta como una superficie estructural, formando mesetas de extensiones diversas sobre las Fm Guichón y Mercedes que, cuando son alcanzadas por la erosión, producen un paisaje de colinas. Las llamadas Calizas del Queguay, a pesar de su alta dureza, no tienen expresión morfológica significativa.

Al sur del río Dayman, la ruta 3 recorre un plano poco disectado, con afloramientos de rocas cretácicas (Fm Asencio) en superficie. Los valles fluviales en V típicos, como el del arroyo Quebracho son amplios, con 2 a 3 km de ancho, de traza irregular y excavados varios metros en la superficie general. La destrucción del grupo de rocas cretácicas provee de arena limpia a los afluentes del Queguay. La superficie de la Fm Fray Bentos forma un paisaje de colinas.

Frente a Puerto Yerúa aflora el grupo de rocas sedimentarias del Cretácico Superior, en la zona compuesto por las formaciones Guichón y Asencio. La mayor parte del paisaje y de la barranca está labrada en Fm Guichón, que produce una morfología de erosión de valles con perfil en V, formas redondeadas y taludes de 15 a 20°. En algunas áreas pequeñas se ha preservado la Fm Asencio, una arenisca silícea de 20 m de espesor que se destruye según diaclasas verticales y retroceso de frentes formando mesetas bien recortadas en el paisaje. Un elemento geomorfológico sobresaliente de este sistema es la Meseta de Artigas, cuyo tope es la Fm Asencio.

La Meseta de Artigas abarca una superficie aproximada de 1 ha, junto al río Uruguay y frente a la desembocadura del arroyo Yerúa. La superficie llega en forma de punta al borde del río Uruguay; se conecta con otra área similar mediante un estrechamiento; más hacia atrás ya las áreas de meseta son mayores. La Fm Asencio está allí representada por una arenisca silicificada de color gris muy claro de 15 a 30 m de potencia, organizada en estratos finos a medianos horizontales, que se erosiona mediante diaclasas verticales y retroceso de frente dejando un *talus* en la base. Esta característica se conserva en la parte visible;

el *talus* tiene un gradiente de 30 a 45° y fue generado durante el Cuaternario, siendo el único depósito de este período en el tramo recto del río sobre la margen izquierda. Infrayace a la Fm Asencio la Fm Guichón, una arenisca rojiza dispuesta en estratos finos, con un espesor aflorante de 10 a 15 m sobre el nivel de aguas medias del río Uruguay. Esta unidad forma un talud de menor gradiente (de 15 a 20°), con geoformas redondeadas, presentando en general mayor susceptibilidad a la erosión. El talud de la Fm Guichón está compuesto por bloques de 1 m³ como máximo, siendo el tamaño característico unas diez veces menor. La superficie de la Fm Guichón se extiende hacia el sur, cubriendo un área mayor que la de la Fm Asencio.

La Superficie Estructural de Mercedes

La geomorfología del área de Mercedes (Corrientes) está caracterizada por una superficie estructural del basalto cretácico (Grupo São Bento), muy cercana a la superficie del terreno. Éste constituye la base dominante del paisaje, en la que están labradas las geoformas mayores. Incluso elementos menores, como cauces de arroyos, suelen estar excavados en la roca uno o dos metros. La superficie estructural presenta un leve hundimiento hacia el sur, cuyas cotas disminuyen desde 120 msnm (Mercedes) hasta 70 msnm (P. Díaz Colodrero-Los Conquistadores). Estas rocas cretácicas están cubiertas por una capa casi continua de sedimentos finos cuaternarios. En el área norte (Mercedes) se depositó un manto delgado limoso de origen eólico (Fm San Guillermo), mientras que en el área sur (Curuzú Cuatía-San Jaime) el río Uruguay depositó hasta 5 m de espesor de sedimentos finos (Fm Hernandarias) que evolucionaron en ambientes locales palustres. El paisaje general varía de colinas suaves a superficies horizontales muy planas, con drenaje deficiente.

La impermeabilidad del sustrato, sumada a la horizontalidad del terreno bajo un clima húmedo, han generado en esta unidad un riquísimo sistema palustre, caracterizado por gran variedad de pantanos, bañados y lagunas someras. Existen grandes depresiones longitudinales pantanosas, denominadas localmente “esteros”, cuyo origen obedece a dos procesos diferentes: algunos son paleocauces de un gran río, el Paraná, que fluyó sobre este sistema geomorfológico en alguna época del Terciario y que posteriormente cambió de curso; otros han sido fajas fluviales normales que se han ensanchado mediante mecanismos de retroceso de barrancas durante un período seco. Dicho proceso fue posible debido a las particulares propiedades de los sedimentos palustres de erosionarse en cortos taludes verticales, tal como se puede observar actualmente en algunas cárcavas.

En su parte norte, el Sistema de Mercedes está formado por una superficie plana, anegable, con un sistema hidrográfico bastante denso aunque poco eficiente. Esto se debe a que, pese a que cartográficamente aparezca como un área de

morfología fluvial normal, tiene un origen realmente diferente, esbozado en el párrafo anterior. Esta área limita con la Depresión del Iberá, que pertenece a la cuenca del Paraná. El límite entre el Sistema del Iberá y las tierras altas al este está bien marcado: tiene una traza ondulada bastante regular, con longitud de onda de 10 km y de 1 a 2 km de amplitud en toda su extensión; puede observarse que se trata de dimensiones similares a las del actual río Uruguay en Concordia. Probablemente ha sido labrado por erosión fluvial lateral del gran cauce del Paraná. Ese margen ha sufrido una evolución mediante erosión retrocedente de cárcavas, actualmente rellenas. Las cárcavas tienen entre 5 y 10 km de largo y se extienden hacia el sur; reciben localmente la denominación de “cañadas” (cañadas Tegúcuá, Dolores, Asunción, entre otras). Drenan pequeñas cuencas de forma triangular, con la base de los triángulos de 4 a 10 km de longitud hacia las cabeceras.

El área típica de Mercedes se extiende hacia el sur hasta la zona de San Jaime-Los Conquistadores (norte de Entre Ríos). La RN 119 atraviesa este sistema geomorfológico en la divisoria entre las cuencas del Paraná y del Uruguay. En la divisoria, un sistema de valles pequeños heredados ha sido captado por cauces pertenecientes a una u otra de estas cuencas. Los valles originales cruzando la divisoria son claramente visibles a lo largo de la RN 119 entre Curuzú Cuatía y Mercedes y por la RP 40 al norte de Mercedes. La influencia de la superficie estructural es clara en ciertos sectores donde el sistema de cauces menores es paralelo. Cabe citar los afluentes de la margen derecha de la alta cuenca del río Mocoretá, y los afluentes de primer orden del arroyo Yaguarí en el área de Baibiene, al oeste y norte de Curuzú Cuatía, respectivamente.

Un elemento característico de este sistema geomorfológico son los bañados de altura, con diámetros máximos de 200 m y forma redondeada. En la zona de Los Conquistadores los bañados son especialmente numerosos y aparecen en áreas donde la superficie estructural es plana (carece de geoformas menores), parte norte de la denominada regionalmente “Cuchilla Grande Entrerriana”.

El área norte del Sistema de Mercedes comprende la cabecera de la subcuenca del arroyo Ayuí Grande, formada por un sistema de esteros y planos anegables; el principal es el Gran Malezal. Éste ocupa una depresión de forma elíptica de 250 km² (con un relieve interno del orden de 1 m –cotas 74/75 msnm–), de bordes indefinidos y probablemente con sustrato rocoso impermeable inmediato a la superficie (basalto). Este sistema hidrográfico tiene como característica principal valles muy anchos, prácticamente desde las cabeceras. El estero del Pairiri, ubicado al sur del Gran Malezal, tiene de 2 a 4 km de ancho (con cotas menores a 70 msnm). Próximo al Ayuí Grande alcanza 5 km de ancho. Los bordes laterales aparecen recortados y bien definidos en imágenes satelitarias, con cárcavas estabilizadas de cientos de metros de largo. A escala de campo, junto a la ruta 40, el estero está inundado con vegetación palustre. Su cauce es muy estrecho (20 m

de ancho) y marginado por albardones, amplios y apenas marcados. Al norte del Pairiri el paisaje está formado por planos extendidos de varios kilómetros de extensión, que se alternan con escasos valles apenas insinuados. La roca aflora en algunos sectores; en el resto está cubierta por la Fm San Guillermo. El drenaje de esta área es deficitario; todas las depresiones son pantanosas.

El colector local (Ayuí Grande) es algo más estrecho, con 2 km de ancho. Tiene el mismo patrón general, con bordes laterales aserrados, con entradas de algunos cientos de metros a pocos kilómetros. Estas geoformas heredadas han sido ocupadas por el sistema hidrográfico actual, que está formado por cauces estrechos que corren dentro de algunos de los esteros. Dichos cauces son más pequeños (menos de 100 m de ancho), forman meandros irregulares; los del Ayuí Grande tienen longitudes de onda de 400 m. Esta red fluvial actual ha sobrepasado en su desarrollo al sistema de esteros y depresiones areales, ocupando prácticamente todo el territorio con densidad de drenaje relativamente alta. Cerca de las nacientes, el Ayuí Grande es atravesado por la ruta 40. El valle tiene allí 3 km de ancho y su mitad está anegada, con vegetación palustre. El resto corresponde a un nivel de terraza, cubierto por pajonal. Ambos elementos han sido cubiertos por la Fm San Guillermo.

En el interfluvio entre el estero Ayuí Grande y su afluente local Ayuí Chico se destaca un grupo de cerros rocosos con delgada cobertura sedimentaria, distantes entre sí entre 7 y 10 km, con cotas máximas entre 80 y 100 msnm. Entre ellos cabe citar al Cerro Itá-Curuzú (111 msnm) y al Cerro Verde (99 msnm).

La complejidad geomorfológica de la llanura palustre correntina se nota en el área interfluvial anegable (malezal) ubicada al este del Gran Malezal. Se trata de un área de cabeceras anegadas compartidas por la subcuenca del arroyo Ayuí Grande y la del arroyo Cavaty (afluente directo del Miriñay). Es un caso especialmente llamativo de hidrografía de llanuras en el que una divisoria no está representada por una línea de mayor altura en el terreno (Iriondo, 1980). Dicho malezal se halla a 67-68 msnm, 6 ó 7 m por debajo de la cota de los cerros ubicados al norte; el área cubierta es de unos 180 km². El drenaje principal del malezal está constituido por el arroyo Cavaty, con su cabecera en el Cerro Verde, que atraviesa todo el malezal y finalmente corre en el interior del estero del mismo nombre, correspondiente a una depresión heredada. Hacia el norte se extiende un rosario de cerros interpretados como posibles *necks* de diabasa, cubiertos por una delgada capa de sedimentos. Dichos cerros se hallan distantes entre sí de 2 a 5 km; cabe citar los cerros Yovay y Tuna (75 msnm). Éstos forman la divisoria con la subcuenca de otro estero, también llamado Pairiri (afluente directo del Miriñay). Este último tiene 20 km de longitud y 5 km de ancho en su desembocadura, con cotas de 66 msnm en sus bordes. Presenta un patrón similar al del otro Pairiri, con cabeceras en otro malezal.

El Sistema de Mercedes se prolonga en una estrecha faja hacia el este llegando

hasta cerca del río Uruguay, al oeste de La Cruz (recorrida por la RN 14). Dicha faja está formada por un bloque elevado de arenisca muy afectado por pedimentación. La superficie original ha desaparecido, preservándose algunos restos aislados denominados “cerros”. La faja tiene 34 km de longitud y de 2 a 5 km de ancho, entre las cotas de 80 y 180 msnm. La mayor parte del área está ocupada por los pedimentos desarrollados en ambos flancos de la faja, más extendidos en el extremo noroeste (Paraje Loma Alta). Dichos pedimentos están cubiertos por el loess tropical (Fm Oberá). Las mayores alturas se hallan al este, en el Paraje Tres Cerros (de 60 a 110 m de altura relativa), destacándose los cerros Nazareno (179 msnm), Capará (159 msnm), Pelón (127 msnm) y Chico (123 msnm). En las zonas bajas que rodean los cerros del Paraje Loma Alta hay escombreras casi en superficie, compuestas por fragmentos de tamaño bloque y canto rodado, sin estructuras de tracción ni indicios de movimiento, excepto algo de redondeamiento en algunos clastos, proceso que puede ser atribuido a la meteorización. Desde el punto de vista de la petrología sedimentaria se trata de un conglomerado monomítico (compuesto por clastos de arenisca), de tipo clasto-sostén. Toda el área está cubierta por 0,30 a 0,50 m de la Fm San Guillermo.

En el área central del Sistema de Mercedes, los cauces que integran la subcuenca del arroyo Yaguarí ocupan grandes meandros heredados; uno de ellos se halla bien preservado en un corto tramo de 1 km de ancho, ubicado entre 10 y 20 km aguas arriba de su desembocadura en el río Miriñay. El resto ha sido afectado por retroceso lateral de cárcavas que han producido un ensanchamiento del valle de hasta 3 km.

La divisoria entre las subcuencas de los arroyos Yuquerí y Yaguarí está atravesada por paleocauces labrados en el basalto, cubiertos por un sedimento eólico limo-arenoso evolucionado en ambiente de pantano. La roca se halla casi en superficie, con afloramientos reducidos, compuestos por bloques redondeados. La Fm San Guillermo (formada en esa área por arena fina a muy fina poco limosa) cubre el paisaje en forma de manto de poco espesor.

Entre el estero del Pairiri y Mercedes se extiende la superficie estructural de basalto formando un plano cubierto por 0,50 a 0,60 m de la Fm San Guillermo, que localmente incluye gravillas silíceas. Esto indica aporte eólico y también una fuente fluvial. El paisaje es plano, con muy leves ondulaciones. Junto a Mercedes hay afloramientos dispersos de calizas silicificadas cretácicas de la Fm Pay Ubre. Éstas no tienen expresión morfológica diferencial.

En el área de Curuzú Cuatí el paisaje está formado por ondulaciones amplias y escasamente definidas que, a escala de campo, difícilmente pueden percibirse como valles y colinas.

Las cabeceras del arroyo Curuzú Cuatí son un ejemplo del patrón general de la red de drenaje fuera de los esteros propiamente dichos. Ocupan mean-

dros encajados unos 3 m en basalto, dentro de un paisaje de penillanura cubierta por 1 m de sedimentos. Cerca de la RN 126 el arroyo tiene 30 m de ancho, 5 m de profundidad y 20 m de longitud de onda. Hay bloques y fragmentos angulares de tamaño canto rodado en el fondo del cauce, sin indicios de transporte. Estimamos que han caído de los bordes laterales y que la corriente no tiene la capacidad de transporte necesaria. El lecho forma correderas en basalto fresco, con xenolitos de arenisca vitrificada y estructura almohadillada. En la barranca aflora un limo eólico marrón considerablemente arcilloso, con un estrato basal de tipo torrencial o escombrera formado por sedimentos gruesos y muy gruesos poco redondeados con matriz limosa. Los sedimentos de la parte superior son limos arcillosos marrones, transportados por el viento y depositados en ambiente de pantano. En los interfluvios aparecen bañados de altura, similares a los del norte de Entre Ríos.

El paisaje entre la ciudad de Curuzú Cuatiá y el río Miriñay es más irregular que en el norte del sistema, pues presenta varios metros de relieve local debido a una cobertura cuaternaria relativamente espesa, que se estima en unos 5 m de espesor sobre (muy probablemente) la Fm Fray Bentos (Eoceno). Esta última tiene espesores similares o mayores, de manera que la roca dura (basalto en esa área) no influye directamente en la geomorfología. El sedimento cuaternario está representado por la Fm Hernandarias, que se encuentra en todos los niveles del paisaje, lo que hace suponer un levantamiento epirogénico por neotetónica posterior a un millón de años. El límite oriental de este sistema geomorfológico forma el borde de la Fm Tapebicuá, de manera que el levantamiento ocurrió antes de que se depositara dicha unidad, durante el Pleistoceno Final.

En ese sector también se encuentran esteros ocupando paleovalles de hasta 1.700 m de ancho. Uno de los afluentes del Miriñay tiene fondo plano, sin elementos geomorfológicos menores y 700 m de ladera en la margen izquierda. Esta última es una geoforma producida por procesos locales de relleno y evolución de laderas, una vez que la depresión ha sido abandonada por el río que la formó. Considerando que la extensión y gradiente de la ladera son una indicación cualitativa de su edad, el caso observado en ese cauce representa una larga evolución. Las geoformas en esa área son muy antiguas; ello queda claramente expresado en otro valle ubicado al este del anterior, con 1,4 km de ancho y varios metros de profundidad. Su depresión central plana es estrecha y está anegada pero sin cauce. El valle está labrado en basalto y ha sufrido largos procesos locales de relleno lateral.

El área sur del sistema de Mercedes está ocupada en buena parte por la subcuenca del río Mocoretá. El paisaje es de colinas suaves y alargadas, separadas por una red densa de afluentes; la cota máxima de las colinas varía desde los 75 msnm en la divisoria hasta 65 msnm cerca del colector. Los afluentes principales del colector son de 2º y 3º orden, paralelos con equidistancias de 20

km, de lo que se deduce un patrón estructural subyacente. El Mocoretá ocupa un gran paleocauce, cuyo fondo tiene 2 km de ancho regular. Los afluentes están considerablemente ensanchados por retroceso lateral de laderas, alcanzando un ancho típico de 1 km en las desembocaduras. Tienen entre 15 y 30 km de longitud y están labrados en la Fm Hernandarias. Los interfluvios están representados por planos horizontales que se extienden hacia el norte hasta cerca de Curuzú Cuatiá, donde comienza un paisaje formado por ondulaciones muy largas y poco marcadas. Las nacientes del río Mocoretá se hallan en un paleocauce heredado de épocas precuaternarias. Actualmente éste forma un valle somero de 1,5 km de ancho, con una estrecha faja de pantanos de 100 a 200 m de ancho en la parte central.

El Mocoretá abandona el Sistema de Mercedes a la altura de su confluencia con el arroyo Tuna, en el límite entre las provincias de Corrientes y Entre Ríos. En la margen izquierda del río Mocoretá, el Sistema de Mercedes se prolonga algunos kilómetros hacia el sur hasta las nacientes del río Gualeguay, donde pasa en transición a la Superficie Feliciano-Federal del norte de Entre Ríos. El criterio utilizado en esta división es el hundimiento considerable de la superficie estructural, por debajo de la Fm Hernandarias. Dicha superficie no ejerce un control significativo en el paisaje del área citada sino que el elemento geomorfológico determinante comienza a ser el techo plano horizontal de la Fm Hernandarias. En la zona de transición se han conservado grandes áreas de paisaje horizontal surcadas por algunos paleocauces amplios.

Según el mapa de suelos de Corrientes (Escobar y Capurro –INTA–, 1990), en el Sistema de Mercedes aparecen Molisoles y Vertisoles; los Vertisoles (serie Perugorría) se han desarrollado sobre la Fm Hernandarias, mientras que los Molisoles evolucionaron sobre acumulaciones limosas eólicas (Fm San Guillermo).

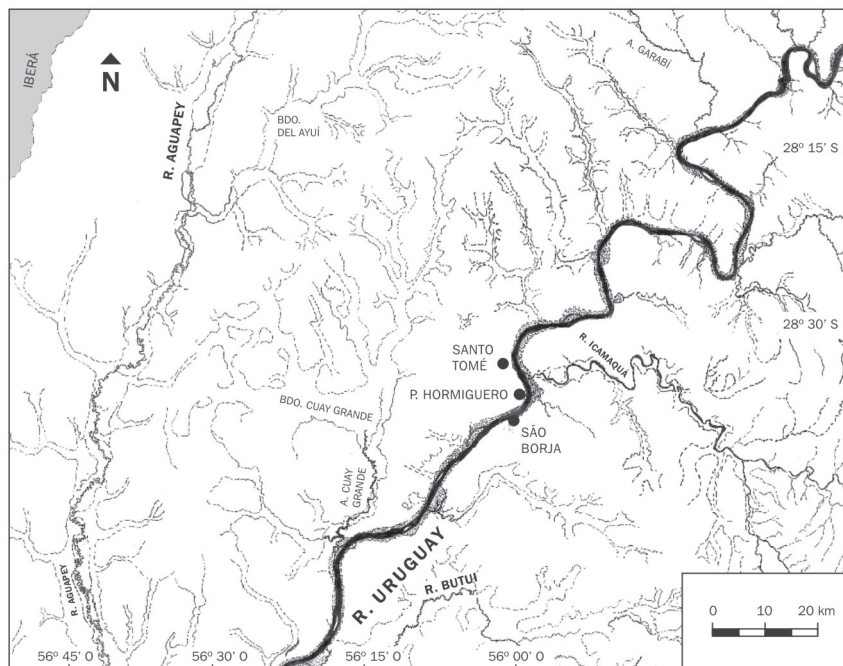
La Llanura Palustre del este de Corrientes




Se extiende entre el estero del Miriñay y la faja fluvial del río Uruguay; limita al noreste con la Penillanura de Apóstoles, al noroeste con la Depresión del Iberá, al oeste y suroeste con la Superficie Estructural de Mercedes y al sur con el área de confluencia entre el Miriñay y el río Uruguay. El elemento geomorfológico fundamental es el techo de la Fm Tapebicuá, una superficie plana extremadamente horizontal en su origen, constituida por sedimentos areno-arcillosos impermeables. En general, dicha superficie se halla entre cotas de 66 y 67 msnm en extensiones de cientos de kilómetros cuadrados, lo que resulta un caso poco común. Está rodeada en la mayor parte de su perímetro por sistemas geomorfológicos ubicados a cotas mayores. La edad de dicha unidad es Pleistoceno Superior. Interpretamos que el sistema hídrico que depositó esta formación ha sido sin dudas de gran

tamaño, debido a la homogeneidad de toda esta superficie y a la existencia de grandes paleocauces que, con dirección norte-sur, se extienden desde el área de Yaciretá-Apipé y desde el noreste de la Depresión del Iberá hasta el río Uruguay (esteros del Miriñay, Guaviraví y Aguapey; Fig. 73, pág. 266). Considerando la morfología regional y la composición sedimentológica de la Fm Tapebicuá, se deduce claramente que fue depositada por el río Paraná. El predominio de sílice en la facies de cauce de esta unidad sedimentaria es casi absoluto, característico de los depósitos del río Paraná y ajeno a los materiales de la alta cuenca del Uruguay. La existencia de caolinita en la fracción arcilla es otro indicador. La presencia de abundante segregación de sesquióxidos de hierro y manganeso en la Fm Tapebicuá indica que el sistema evolucionó bajo clima tropical húmedo. Existe una gran similitud en la fauna de Poríferos registrada por Ezcurra de Drago (*com.pers.*) en el alto Paraná y en los tramos superior y medio del río Uruguay; en cambio, al compararla con la fauna de la llanura aluvial del Paraná medio, la similitud es baja.

Figura N° 73

Mapa geomorfológico de un área representativa de la cuenca media del río Uruguay (Corrientes y oeste de RS)



-  río Uruguay
-  Terraza inferior del río Uruguay
-  Paleocauces

Este sistema es un caso típico de “pantanal”, es decir, un gran humedal arenoso tropical (Iriondo, 2004a). Durante su sedimentación, el pantano de Tapebicuá (miembro superior) cubrió el paisaje heredado con sedimentos extremadamente porosos y con gran cantidad de agua intersticial; el componente orgánico fue sin dudas importante. Posteriormente, siguiendo la evolución general de los sedimentos palustres, comenzó a compactarse y a perder el agua intersticial, desapareciendo la materia orgánica. En consecuencia, la capa sedimentaria pierde hasta el 90 % de su espesor, reproduciendo entonces el paisaje enterrado en forma ligeramente suavizada. Esto explica que ahora se observe a la Fm Tapebicuá formando planos horizontales a diferentes alturas y aun en las pendientes laterales de los valles enterrados.

Los bordes de los grandes esteros actuales del sistema se hallan a cotas levemente más altas que los interfluvios que, al ser básicamente planos, quedan con su drenaje impedido. De esta manera, aparecen grandes áreas anegadas en forma permanente, especialmente cuando los interfluvios son extensos y sólo parcial y dificultosamente drenados por cauces menores y antiguas cárcavas. Estas áreas son denominadas “malezales”; entre ellos cabe citar los malezales del Ibi-bay, de unos 900 km² de superficie entre el estero del río Miriñay y el estero del río Aguapey (Ea. Pozo Cuadrado). Otro malezal ocupa el interfluvio entre el estero del Miriñay y el estero del arroyo Guaviraví (Ea. Ferreyra), con 650 km² de superficie. Áreas interfluviales menores de malezales aparecen frente a la laguna de Luna (sistema del Iberá) y en el área de la localidad de Torrent (entre 150 y 200 km²).

El río Miriñay ocupa una antigua llanura aluvial del Paraná que forma el límite occidental de este sistema geomorfológico. El río Aguapey, el otro afluente importante del sistema, nace en el norte de Corrientes y en su primer tramo atraviesa la Peniplanicie de Apóstoles con una dirección surestenoeste hacia el río Paraná, hasta muy cerca del mismo; luego cambia de rumbo notoriamente hacia el sur. Este tramo con dirección hacia el río Uruguay ocupa también parte de un gran paleocauce del río Paraná. Las características principales de los ríos Miriñay y Aguapey se describen bajo el título referido a los afluentes principales del Uruguay en la cuenca media.

El relleno sedimentario típico del Sistema Llanura Palustre del este de Corrientes es la Fm Tapebicuá, una unidad principalmente palustre. Las áreas interfluviales entre las fajas del Miriñay y del Aguapey están caracterizadas por el techo plano de esta unidad, que es la característica sobresaliente del paisaje. Suelos del tipo de los Alfisoles (serie Malezales) han sido mapeados por Escobar y Capurro (1990) en el área. Localmente la erosión de las fajas aluviales ha destruido el plano original restando líneas de colinas bajas, como se observa próximo al acceso a Monte Caseros. Las cárcavas que afectan la

Fm Tapebicuá y están vinculadas directamente con el río Uruguay en el área de Monte Caseros-Paso de los Libres tienen longitudes típicas de 3 km y anchos de 500 m. Algunas han evolucionado hasta ser verdaderos arroyos (como el arroyo San Joaquín); en esos casos el cauce y una faja aluvial han excavado entre 1 y 2 m el fondo de dichas cárcavas, quedando ese nivel aterrizado. En la zona cercana a la RN 14, el fondo plano del valle del arroyo San Joaquín tiene 1 km de ancho y pendientes laterales bien expresadas de unos 300 m de ancho, con desniveles de 10 a 15 m.

El valle del arroyo Guaviraví es un sistema de menores dimensiones, similar en morfología al del Aguapey. Presenta una orientación norte-sur, con un ancho regular de 2 a 3 km, una profundidad de 5 a 10 m y bordes recortados en el plano de Tapebicuá. Tiene la particularidad de carecer de cauce en casi todo su recorrido. Recibe varios afluentes importantes en la margen derecha (denominados “bañados”). En el área de su desembocadura en el Uruguay el cauce es meandriforme, presentando evidentes fenómenos de avulsión. El valle del Guaviraví está afectado por flujos de barro originados en la Fm Oberá y que en conjunto constituyen la Fm Yapeyú. La probable fuente directa de los sedimentos de dichos flujos de barro es la Fm Oberá, que cubre los pedimentos del área de Tres Cerros-Loma Alta.

El paisaje de la faja cercana al río Uruguay desde la Cañada Colorada (cercana a La Cruz) hasta cerca de Santo Tomé está formado por una sucesión de lomas suaves y convexas labradas en la Fm Yapeyú. En el sector norte, las lomas suelen estar resaltadas por una costra ferruginosa. En el área tipo (Yapeyú, Alvear), las lomas son suaves, convexas y simples; se presentan distantes unos 5 km unas de otras y están separadas por planos horizontales representados por el techo de la Fm Tapebicuá.

El sistema de los bañados del Cuay representa una red local arborescente, cubierta por la sedimentación palustre de la Fm Tapebicuá. La compactación de los sedimentos originalmente horizontales reproduce en forma suavizada el relieve heredado. A diferencia de los valles antes citados, la red enterrada no ha sufrido procesos fluviales o cárcavamiento posteriores. Esta red es parcialmente drenada por los cauces de los arroyos Cuay Grande y Cuay Chico, que en sus tramos finales presentan un diseño similar al de los ríos Aguapey y Miriñay. El desnivel general de la depresión es de 10 m.

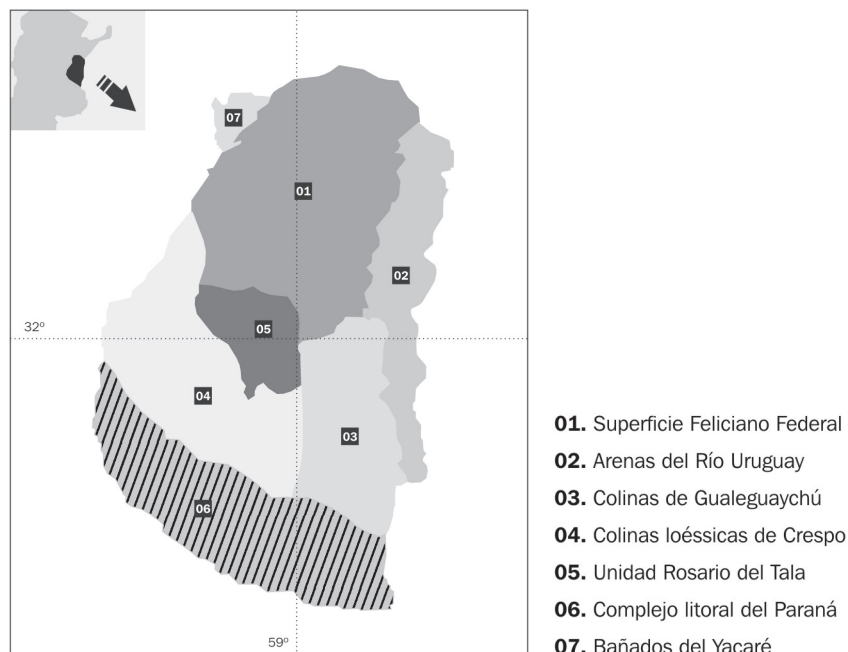
El ángulo suroeste del estado de Rio Grande do Sul está formado por una depresión de 50 km de longitud por 30 km de ancho denominada Pontal do Quaraí. Está ocupada por la Fm Tapebicuá, en facies de canal, cubierta por la facies palustre típica, lo que sugiere que el río Uruguay fue el agente modelador del área. Además, la entrada del río Cuareim al área está claramente controlada por la estructura del basalto, lo que apoya la información anterior.

La Superficie Feliciano-Federal del este de Entre Ríos

Esta superficie ocupa gran parte de la provincia de Entre Ríos (Fig. 74, pag. 269), caracterizada por una morfología de grandes cauces enterrados del Paraná, del Uruguay y del gran río que formaron ambos en las épocas en que confluían más arriba que en el Río de la Plata. Los cauces han migrado por avulsión y han depositado fajas de arena en por lo menos dos épocas en el Cuaternario. Durante ciclos posteriores de clima seco se depositaron arcillas en ambiente palustre; el caso más importante es el de la Fm Hernandarias, compuesta por derrames de barreales y salinas que formó el río Uruguay alrededor de un millón de años antes del presente, probablemente durante la Gran Glaciación Sudamericana. La cantidad de sedimentos depositados fue considerable. Estaban constituidos fundamentalmente por arcillas plásticas montmorilloníticas; hubo también aportes eólicos desde el suroeste. Esta unidad cubrió el paisaje heredado, de origen fluvial, con espesores de entre 20 y 40 m (Iriondo, 1998).

Figura N° 74

Mapa geomorfológico de Entre Ríos
(tomado de Iriondo, 1998)



Luego comenzó la compactación de esas arcillas. La alta porosidad y el gran contenido de agua intersticial de la montmorillonita permitieron que la carpeta resultante reprodujera el sistema de grandes cauces en forma suavizada, quedando depresiones de algunos kilómetros de ancho, formando meandros regulares de 10 a 20 km de longitud de onda. Los sistemas fluviales medianos de la provincia ocupan ahora esas depresiones, que funcionan como valles. Resulta entonces un sistema geomorfológico con semejanzas al descrito para Corrientes y algunas diferencias, que consisten en que la profundidad de la roca es mucho mayor y no tiene influencia directa. Incluso, entre el basalto y el sistema geomorfológico cuaternario hay un espesor de varios cientos de metros de depósitos terciarios (Fm Fray Bentos y otras) en buena parte de la provincia. La única excepción a este esquema es el sector sudoeste (fuera de la cuenca del Uruguay), donde hay un sistema típicamente pampeano. En la parte este, en general, el paisaje está dominado por un gran cauce (probablemente el río conjunto), en cuyos meandros se alinean los principales afluentes entrerrianos del Uruguay.

La Fm Hernandarias se extiende también en la cuenca del Paraná, en Entre Ríos (Fig. 27, pág. 75), prolongándose sobre la divisoria, que a escala regional se denomina “cuchilla Grande”. Constituye un plano horizontal de 5 a 15 km de ancho que se extiende desde el límite con Corrientes hasta las cercanías de Villa Elisa, 170 km al sur. Es una geoforma que representa el techo de la Fm Hernandarias, cubierta por escasos decímetros de la Fm San Guillermo y caracterizada por pantanos y bañados redondeados y elípticos de 100 a 1.000 m de diámetro. Es la parte mejor conservada de la Superficie Feliciano Federal. En el sector sur está ubicada a cotas entre 64 y 68 msnm, mientras que en el sector norte se halla entre 70 y 76 msnm.

La cuchilla Grande está muy bien desarrollada en las divisorias llanas entre las cuencas del río Gualeguay y de los arroyos Mocoretá y Feliciano (Fig. 32, pág. 96). Allí aparece como una superficie plana horizontal recorrida por frecuentes paleovalles y cauces enterrados, algunos muy grandes y anchos, otros estrechos y mejor marcados, lo que indica edad menor para estos últimos. Es frecuente encontrar sectores de superficie plana sin interrupciones, de 10 a 15 km de extensión. Un elemento característico son los “bañados de altura”, superficies anegadas gran parte del año, con vegetación de gramíneas y árboles dispersos.

Los arroyos entrerrianos mayores (Mandisoví, Yuquerí, Ayuí, etc.), afluentes directos del Uruguay, tienen sus cauces labrados en el gran paleocauce definido sedimentológicamente como Fm San Salvador (Fig. 12, pág. 50). Este es el origen de la forma general de todos ellos, que recorren curvas

amplias, de algunas decenas de kilómetros de longitud de onda y más de 30 km de amplitud de onda. Esta característica es muy visible, porque ha habido fenómenos de erosión lateral en los valles que resaltan esa morfología. La erosión ha avanzado hasta los límites del antiguo cauce, de manera que los valles tienen un ancho regular a lo largo de todo su recorrido.

El arroyo Yuquerí Grande tiene un valle de 2 a 3 km de ancho, que ha desarrollado el fenómeno citado hasta unos 35 km de su desembocadura; más arriba, la erosión lateral de valle no ha avanzado. Tiene los bordes recortados, con entradas de algunos cientos de metros y recibe afluentes cortos cada 3 a 5 km con desembocaduras tipo cárcavas rellenas. El cauce corre por una faja de 300 a 400 m de ancho y longitudes de onda regulares de aproximadamente 1 km dentro del valle, en el trecho final de 23 km. Próximo a la RN 14 presenta una terraza de 1 km de ancho a cada margen del cauce.

El arroyo Yuquerí Chico es un caso representativo de los afluentes mayores de Entre Ríos. Tiene una longitud de 40 km y corre por un gran paleocauce enterrado de la Fm San Salvador en sentido oeste-este. Sus cabeceras están en el borde de la cuchilla Grande, y ya en esa área (a 10 km de distancia de la cabecera) ha excavado un valle de 15 m de profundidad bajo el terreno circundante. El cauce está definido y es colector de las surgencias del agua freática. Presenta una traza irregular, con curvas compuestas por dos ondas de meandro. La más marcada es la menor, con unos 300 m de longitud de onda; ha sido formada por la hidráulica del canal. La mayor, de 1 km o más, está probablemente originada en controles litológicos y estructurales del subsuelo. Los afluentes son cortos, entre 3 y 5 km de largo, y se suceden a distancias de 2 a 4 km. Forman un patrón de tipo pinnado, con mayor desarrollo en la margen izquierda. Son valles de 10 a 15 m de profundidad, en general sin cauce definido. Los interfluvios están formados por colinas alargadas cuyos topes descienden de oeste a este, desde más de 60 msnm hasta menos de 50 msnm. Cerca de la desembocadura aparecen en los interfluvios restos pequeños a cota de 50 a 55 msnm, mientras que el fondo del valle se halla a cotas inferiores a 13 msnm, indicando un relieve local de más de 40 m, considerablemente mayor que el de las cabeceras, donde alcanza sólo 15 m. Esto se debe a la diferente resistencia a la erosión de la Fm Hernandarias (cabeceras) y la Fm El Palmar (cuenca baja). Una terraza aluvial pantanosa se asocia al cauce. El valle tiene un ancho total de 1,5 a 2 km, con fondo plano de 1 km de ancho; sus bordes son recortados. El ensanchamiento del valle alcanza una distancia de 30 km desde la desembocadura; la edad del ensanchamiento debe ser la misma que la de la generación de *badlands* en el borde del lago de Salto Grande.

El valle del arroyo Mandisoví Grande tiene pendientes laterales del orden de 1 km de ancho y fondo plano parcialmente anegado de 1,5 km de ancho.

La Fm Hernandarias cubriendo el paisaje heredado en forma de manto resulta útil en la descripción general de los rasgos mayores de la geomorfología entrerriana; pero constituye una simplificación en ciertas áreas, sobre todo en la faja cercana al río Uruguay labrada en la Fm El Palmar, que forma la terraza alta del Uruguay. Ese paisaje tuvo relieve significativo durante la sedimentación de unidades holocenas y del Pleistoceno final. Una transecta geomorfológica realizada desde Colón hasta Concordia, a lo largo de la RN 14, permitió caracterizar las grandes fajas fluviales mayores de ese tramo. Éstas se describen a continuación.

La primera faja es la ocupada por el arroyo Perucho Verna. El valle tiene 1.300 m de ancho, con 1.000 m de fondo plano; el cauce actual tiene pocos metros de ancho. La profundidad del valle es de 10 m, con pendientes laterales de bajo gradiente, conectadas mediante rampas a las lomas del paisaje de colinas. El interfluvio tiene 20 m de relieve y está formado por colinas alineadas de 300 a 800 m de largo. La segunda faja, actualmente recorrida por el arroyo Caraballo, está representada por un valle de 1 km de ancho (la RN 14 lo cruza en forma diagonal), con 600 m de fondo plano; las pendientes laterales son comparables a las del valle del Perucho Verna. La profundidad del valle es de 7 m. La tercera faja corresponde al arroyo Mármol; el valle está ensanchado por una serie de cárcavas muy próximas entre sí que se han desarrollado en su margen izquierda. Su ancho total es de 2.600 m con 700 a 1.000 m de fondo plano. El arroyo tiene de 2 a 3 m de ancho, con bordes bien definidos sin indicios de erosión reciente. Las pendientes laterales del valle están mejor definidas que en los casos anteriores; la pendiente derecha tiene 1.100 m de ancho y la izquierda 800 m. El desnivel del valle es de 5 a 6 m. La cuarta faja está ocupada por el arroyo La Clarita (la ruta lo cruza en forma diagonal). Su valle tiene 900 m de ancho, con pendientes (de bajo gradiente) de 300 m de ancho y 300 m de ancho de fondo plano horizontal. El arroyo tiene de 1 a 2 m de ancho, afectado por cárcavas. La quinta faja corresponde al arroyo El Palmar; tiene 4,5 km de ancho total, con un valle de 1 km de ancho con fondo plano. Una descripción de esta última faja siguiendo la ruta 14: el borde sur está representado por una pendiente simple bien expresada, con irregularidades menores, de 900 m de ancho. Dicha pendiente se conecta con el pequeño arroyo La Capilla, que ocupa un valle menor, labrado en una fase posterior. La morfología de la faja está representada por pequeñas lomas y depresiones suaves, de desnivel menor a 2 m y escaso ancho (de 50 a 100 m).

Desde el arroyo El Palmar y hasta el arroyo Yerúa inclusive se extiende un bloque tectónico levemente hundido con rocas sedimentarias cretácicas cercanas a la superficie; dicha característica controla en forma directa la morfología de los afluentes actuales de los arroyos principales y de los pequeños afluentes directos del Uruguay. Evidentemente, el Cuaternario ha heredado un relieve labrado en dichas rocas. El bloque mide entre 10 y 20 km de ancho

y 50 km de largo; el río Uruguay circula a lo largo del contacto con el bloque del Sistema Geomorfológico Cretácico-Terciario del oeste Uruguayo. Los afluentes mayores del Uruguay que recorren las fajas en el tramo citado cambian su diseño fluvial al entrar en dicho bloque. Las fajas fluviales se estrechan hasta pocos cientos de metros y los cauces manifiestan control estructural. En el bloque, los afluentes de los arroyos principales son numerosos, estrechos y cortos. Los interfluvios son extensos, sin vías de drenaje importantes. Los pequeños afluentes directos del Uruguay también presentan una red de avenamiento densa e incipiente. El arroyo El Palmar corre encajado en dicho bloque (7 m), en un valle estrecho con morfología en V simétrica. El cauce transporta importante cantidad de arena.

Sigue hacia el sur la faja fluvial del arroyo Grande del Pedernal. En una transecta realizada al oeste del bloque tectónico, el valle está bien expresado, con 4.400 m de ancho total, con fondo plano anegado de unos 500 m de ancho y unos 7 m de desnivel. Al entrar al bloque, el valle se estrecha y desaparece el fondo plano, quedando solamente el cauce actual bien definido, con curvas irregulares y tramos frecuentemente rectos. La profundidad del valle es baja (< 5 m); unos 6 km aguas arriba de su desembocadura recibe al arroyo Rabón, cuyas características morfológicas son similares. El arroyo Yerúa recorre la última faja descrita en la transecta. Están representados en ella varios episodios morfogenéticos; las dos pendientes laterales del valle son compuestas y muy amplias en comparación con el fondo plano. El primer segmento de la pendiente lateral derecha, de bajo gradiente, tiene 1.000 m de ancho; el segundo tiene mayor gradiente y 400 m de ancho. El fondo plano alcanza 300 m de ancho; la pendiente izquierda es semejante en sus características y dimensiones. Este perfil sugiere tres fases sucesivas de modelado fluvial que afectaron dicha faja.

La red fluvial en la cuenca media

El río Miriñay

El estero del Miriñay es una antigua llanura aluvial del Paraná que forma el límite occidental de este sistema geomorfológico. El estero comienza en la Laguna del Iberá, donde una depresión fluvial de 1,5 km de ancho intersecta la divisoria (70 msnm en el área de Colonia C. Pellegrini). Actualmente la laguna ha avanzado a lo largo de la depresión hasta unos 5 km hacia el sur. Esa es la parte más estrecha del Miriñay; inmediatamente aguas abajo el río corre por una llanura aluvial muy amplia dentro de un paleocauce del río Paraná, con 4 a 5 km de ancho bastante regular (en un tramo de 86 km), con valores extremos de 3 a 6 km y bordes bien definidos (entre 28°35' S y la

desembocadura del Ayuí Grande). El paleocauce propiamente dicho se conserva en forma de una faja central de 3 a 5 km de ancho, la misma amplitud que el cauce actual del Paraná. En el sector de la desembocadura del Pairiri se han preservado parcialmente albardones antiguos en ambas márgenes. En imágenes satelitarias ese sector presenta una morfología de albardón típica, con pendientes mayores hacia el centro de la depresión y una pendiente suave hacia la parte externa que termina en un pantano de grandes dimensiones. Ese albardón se encuentra ahora semidestruido; los típicos cortes que comunicaban el río con la depresión lateral de la llanura aluvial original se han ensanchado considerablemente y tienen ahora 1 km de ancho regular (son denominados también esteros). Es probable que ello haya ocurrido durante la fase de ensanchamiento de los valles del Sistema de Mercedes. Los restos del albardón miden entre 1 y 2 km de ancho y de 2 a 9 km de longitud (cotas de 63 a 67 msnm), las que resultan dimensiones extensas. Sin embargo, miden entre 1/3 y 1/5 del ancho de la depresión central que corresponde al paleocauce propiamente dicho; en consecuencia, se trata de dimensiones coherentes. El proceso de acreción vertical ahogó parcialmente la superficie estructural heredada, sobresaliendo aún en su perfil algunos cerros rocosos; entre ellos se destaca el cerro San Gabriel (80 msnm).

El estero del Pairiri es una amplia faja anegada conectada con el estero del Miriñay. Ambos bordes de aquel estero están atravesados por sendos arroyitos actuales; cabe citar el arroyo Cavaty que desarrolla una visible actividad morfogenética, con meandros regulares de 1.300 m de longitud. Los esteros afluentes de la margen derecha, como el Cavaty (antes de llegar a la depresión) y otros, ocupan grandes meandros de origen fluvial. Numerosas cárcavas afectan el borde izquierdo del Miriñay, registrándose acumulación de sedimentos en las bocas de dichas cárcavas y en el sector aledaño del estero. En general, los afluentes de la margen izquierda del Miriñay (Sistema Llanura Palustre del este de Corrientes) son más frecuentes que los de la margen derecha (Sistema de Mercedes).

Inmediatamente aguas abajo de la desembocadura del Ayuí Grande la traza del valle del Miriñay se hace completamente irregular; su ancho varía entre 1 y 6 km y sus bordes son netos, recortados en forma irregular. El cauce del Miriñay está formado allí por meandros muy cerrados, con una dinámica activa de estrangulamiento. La faja del río y sus meandros (500 m de ancho) divagan dentro del estero. Junto a la ruta que une Paso de los Libres con Mercedes el valle del Miriñay es claramente asimétrico; el cauce se recuesta contra la pendiente lateral derecha, labrada en basalto relativamente fresco, con una cubierta de bloques de escombrera. La pendiente izquierda tiene 1,1 km de ancho y se prolonga en un fondo plano de 2 km de ancho. El cauce actual alcanza 70 m de ancho.

En la confluencia con el Yaguarí, el Miriñay ocupa un gran meandro de 3 km de radio de curvatura y una depresión inundable irregular de 1 a 2 km de ancho. El tramo final, ubicado inmediatamente aguas abajo (área de Paso Ledesma), presenta neto control estructural; allí el diseño del cauce cambia de meandriforme a rectangular con una reducida llanura aluvial actual. El cauce tiene 120 m de ancho y albardones; corre dentro de una faja relativamente antigua de 1 km de ancho y de 20 m de desnivel. En los costados de esta faja se han formado pequeños deltas de arroyos afluentes menores (como el del Yrupé). En algunos sectores el río ha migrado formando una faja de inundación de algunos cientos de metros de ancho. El valle del Miriñay conserva en ese tramo su ancho original de 1,5 km. En la zona de Paso Ledesma, el valle del Miriñay presenta pendientes laterales cortas y de bajo gradiente; la pendiente derecha tiene 300 m de ancho y 500 m la izquierda, esta última labrada en basalto. Se asocia al cauce una terraza de poca altura, cubierta por la Fm San Guillermo. El cauce actual tiene 100 m de ancho y albardón en ambas márgenes. El resto del valle del Miriñay hacia aguas abajo fue afectado considerablemente por un ensanchamiento, alcanzando un ancho de 7 km aguas abajo de Paso Rosario.

El segmento del valle del Miriñay atravesado por la RN 14 presenta cierta complejidad, lo que evidencia una evolución morfológica compuesta por varias etapas. La pendiente lateral izquierda está formada por dos segmentos, el inferior de 700 m de ancho, que se conecta con otro segmento de menor gradiente y 500 m de ancho, unido a la ladera de una colina. La pendiente lateral derecha tiene 700 m de ancho y gradiente moderado. En el fondo plano del valle se prolonga la terraza plana horizontal observada aguas arriba, con 1 a 3 km de ancho. La faja aluvial actual tiene 500 m de ancho sobre margen derecha y algunos cientos de metros sobre la margen opuesta; el río, de 250 m de ancho, está incidido unos 2 m en dicha faja. El arroyo Ayuí (afluente del Miriñay en esa área) ocupa un valle amplio, con pendientes laterales apenas insinuadas. Su cauce es meandriforme, con 15 a 20 m de ancho y llanura de inundación extensa, asociada a un nivel amplio de terraza sobre ambas márgenes (elevada 4 m por encima del nivel del arroyo, de 600 m de ancho sobre margen derecha y 1,3 km de ancho sobre margen opuesta).

La confluencia del Miriñay con el río Uruguay ocurre en una amplia zona deprimida frente a la desembocadura del río Cuareim, afluente de la margen izquierda del Uruguay. En dicha zona se produjo una sedimentación generalizada por parte del colector y de ambos afluentes. Allí el Miriñay forma meandros cerrados; el Cuareim presenta algunas islas de cauce actuales y el Uruguay tiene una faja litoral amplia y varias islas de cauce.

El río Aguapey

El río Aguapey nace en el norte de Corrientes; su primer tramo de 40 km atraviesa la Peniplanicie de Apóstoles con una dirección sureste-noroeste hacia el río Paraná hasta muy cerca del mismo (a una distancia de sólo 8 km). Entonces cambia de rumbo notoriamente hacia el sur en un ángulo muy cerrado (de 30°) frente a la isla Talavera. Este último tramo del Aguapey con dirección hacia el río Uruguay ocupa parte de un paleocauce del río Paraná. El primer tramo del paleocauce está cubierto por la Fm Tapebicuá. El paleocauce está labrado en el basalto y relleno con sedimentos gruesos y muy gruesos, conectando al río Paraná con el Aguapey y el Sistema del Iberá. En condiciones originales ocurría transfluencia de agua subterránea durante las grandes crecidas del río Paraná. Actualmente, con el nivel del Paraná elevado en forma permanente por la presa de Yaciretá, se produce un escurrimiento subterráneo continuo que provoca ascensos generalizados en la cota media de los esteros del Sistema del Iberá.

En el primer segmento del tramo norte-sur y el sector atravesado por la RP 37, el valle recorre el borde occidental de la Peniplanicie de Apóstoles. Allí tiene de 1 a 3 km de ancho irregular, con frecuentes afluentes de corta longitud, normalmente sin cauce (“bañados” según la toponimia local). El valle está encajado 10 m por debajo de la superficie de Tapebicuá. El cauce del Aguapey cambia frecuentemente de ubicación dentro del valle, recostándose por trechos junto a uno u otro de sus bordes, con un diseño de meandros muy cerrados (el ancho del cauce es menor a 100 m, con albardones sobre ambas márgenes). Aguas abajo de la gran curva, el Aguapey mantiene una traza bastante recta de unos 200 km de extensión hasta desembocar en el río Uruguay. El ancho del valle es 3 a 4 veces mayor al del cauce del río Uruguay, aguas arriba de su confluencia, y está normalmente anegado.

El tramo del valle del Aguapey inmediatamente aguas abajo de la gran curva tiene 35 km de longitud y de 3 a 5 km de ancho regular, incluye un cauce irregular que ocupa diferentes ubicaciones dentro de la depresión. El valle está limitado en ambas márgenes por superficies planas de la Fm Tapebicuá. Un perfil transversal realizado en la RP 38 (que vincula Ituzaingó con Gdor. Virasoro) describe un valle amplio y bien desarrollado. Su pendiente lateral derecha tiene dos segmentos: el superior de 800 m de ancho y bajo gradiente, conectado al inferior, que forma una pendiente apenas visible en el campo y de 1.300 m de ancho. El plano horizontal tiene 1.400 m de ancho y el cauce, de 110 m de ancho, está recostado sobre la pendiente lateral izquierda, de 600 m de ancho.

Próximo a la confluencia con el bañado del Ayuí comienza un segmento del valle de 25 km de longitud (Fig. 73, pág. 266); éste es estrecho (de 1 a 2 km

de ancho máximo), de traza irregular, limitado por la cota de 60 m en el área de la RP 40, con una profundidad de 15 a 20 m. Dicho segmento, que finaliza en la confluencia con el bañado Ombú, cruza un bloque levemente elevado. El último tramo del valle es el más extenso (75 km). Tiene un ancho regular de 4 a 5 km, ensanchándose hasta alcanzar casi 7 km en la desembocadura, junto a Alvear; su profundidad característica es de 15 m y está limitado por pendientes laterales bien marcadas (de 300 a 500 m de ancho en su parte alta, hasta alcanzar 1 km).

En el área de la desembocadura la pendiente lateral izquierda del valle del Aguapey es más pronunciada, debido a acción erosiva por divagación del cauce, afectando a la Fm Yapeyú. Allí el cauce (de 80 m de ancho) presenta meandros muy cerrados, algunos de ellos estrangulados, formando un patrón compacto en una faja de 800 m a 1 km de ancho, levemente excavada en el fondo del valle anegado, que queda formando un nivel aterrazado de varios kilómetros de ancho y de 5 m de altura. En la desembocadura el tamaño de los meandros aumenta, con frecuentes meandros abandonados.

El río Ibicuy

Gran parte de la Depresión del Alto Ibicuy se halla drenada directamente por la subcuenca del río Ibicuy (o Ibicuí), el afluente más importante sobre la margen izquierda del río Uruguay. Según Justus *et al.* (1986) esta depresión (referida por ellos como “Depresión río Ibicuy-río Negro”) se presenta disectada en formas de topes convexos planos con pendientes suaves hacia los valles. Estas formas están relacionadas con el trabajo erosivo de los ríos Ibicuí da Armada, Santa María e Ibicuí Mirim, que presentan una red de drenaje de patrón dendrítico a subdendrítico. Dichos autores señalan algunas áreas donde la disección es más intensa, configurando colinas de tope convexo y de pendientes más bajas, localizadas principalmente al este del río Santa María. En la margen derecha del Ibicuy, entre Cacequi y Rosario do Sul, las colinas elongadas presentan pendientes en forma de rampas. En general, los ríos principales ocupan valles amplios con extensas llanuras de inundación, cuyos cauces tienen bancos e islas arenosas. De acuerdo con Justus *et al.* (1986), los valles fluviales labrados en la depresión tienen profundidades de hasta 20 y 35 m y algunos alcanzan entre 50 y 54 m de profundidad. En la planicie del río Ibicuí-Mirim, en las proximidades de Dilermando de Aguiar y en las cabeceras de pequeños afluentes de los ríos Santa María, Ibicuí da Armada y Negro, los autores citan la presencia de una serie de lagunas. Áreas anegables conocidas regionalmente como “banhados” se localizan principalmente al sur y sureste de la depresión.

Los afluentes del área norte del Alto Ibicuy (Tupanciretá) tienen sus nacientes fuera de la depresión, donde afloran rocas basálticas cretácicas y rocas sedimentarias terciarias. En dicha zona, los principales afluentes son el río Ibicuí Mirim y el río Toropi; los afluentes sobre la margen opuesta tienen reducido caudal.

Al entrar a la depresión, el cauce del Ibicuí Mirim tiene unos 25 m de ancho y su llanura de inundación es muy amplia (1,5 km de ancho). El río Toropi ocupa también un valle amplio y suave próximo a su desembocadura en el Ibicuy; su cauce tiene unos 40 m de ancho asociado con una llanura de inundación de ancho variable entre 1 y 2 km sobre su margen izquierda y de 5 km de ancho sobre su margen derecha.

Otro afluente importante del Ibicuy sobre su margen derecha es el río Jaguari. Sus afluentes de la alta cuenca tienen también las nacientes en el área con afloramientos de rocas basálticas cretácicas y sedimentarias terciarias, al norte de la depresión. La acción erosiva de sus afluentes ha generado un profundo retroceso del borde de la depresión. El cauce del Jaguari en la depresión tiene unos 80 m de ancho, con una llanura aluvial muy extendida (4 km de ancho total).

El tramo del río Ibicuy comprendido entre las desembocaduras de los ríos Toropi y Jaguari ocupa un valle muy amplio, con una llanura de inundación de 5 km de ancho típico. En el área de Cacequi el cauce tiene unos 100 m de ancho; está asociado a un plano inundable sobre su margen derecha de 400 m de ancho y de 2,7 km sobre la margen izquierda. Es notoria la reducción en el ancho de la llanura aluvial en el tramo del Ibicuy que se extiende entre la desembocadura del Jaguari y el borde de la depresión (junto a M. Viana), alcanzando un ancho regular entre 1 y 2 km. Inmediatamente aguas abajo de la localidad de Viana, el cauce (observado durante una crecida ordinaria) alcanza 500 m de ancho, con velocidad de la corriente entre 0,5 y 1 m/s. Sobre ambos márgenes del río hay una terraza con morfología de albardón; éste tiene 1,20 m de altura sobre la depresión trasera y 5 m de ancho relictual (ya que está afectado por erosión hídrica). La terraza es reducida en comparación con el ancho del cauce. La depresión trasera y la terraza presentan surgencia de agua subterránea. Se observa en dicha área una serie de islas generadas por ensanchamiento del río, de manera similar al origen de las islas del alto Uruguay; las islas del Ibicuy tienen de 1 a 3 km de longitud. En el área de transición entre la Depresión del Alto Ibicuy y el Planalto da Campanha de Justus *et al.* (1986) –equivalente a la Peniplanicie de Apóstoles–, el Ibicuy recibe sobre su margen izquierda al arroyo Lajeado Grande (de pocas decenas de metros de ancho) asociado a un plano de terraza fluvial sobre cada margen. Allí la transición está formada por cerros de cima plana formados por arenisca cretácica.

El área sur de la Depresión del Alto Ibicuy es drenada por la subcuenca del río Santa María, principal afluente del Ibicuy sobre su margen izquierda. Los afluentes principales de dicha subcuenca son el río Santa María, con sus cabeceras en el escudo de Rio Grande do Sul, el río Ibicuí da Armada, con la mayor parte de sus nacientes en la faja de rocas pérmicas que rodea al escudo, y el río Ibicuí da Faxina, con sus cabeceras en el área de rocas jurásico-cretácicas del fondo de la depresión. Dichos afluentes ocupan valles extensos y bien definidos, con fondos planos amplios formados por llanuras aluviales arenosas (localmente en cada llanura aluvial, de 5 a 10 km de ancho, aparecen dos o tres cauces).

El río Ibicuí da Armada, en el cruce de la ruta BR 293, se asocia a un plano aluvial de 4,2 km de ancho sobre margen izquierda; el cauce principal (de 35 a 40 m de ancho) se recuesta junto a la pendiente lateral derecha del valle. Su valle tiene de 10 a 12 m de profundidad, limitado por pendientes laterales bien definidas (la pendiente izquierda labrada en rocas pérmicas, y la derecha en rocas mesozoicas). Justus *et al.* (1986) citan que en el interfluvio arroyo Upacará-banhado dos Vaqueiros (afluentes de la margen derecha del Ibicuí da Armada) el drenaje presenta un nítido patrón anular. El río Ibicuí da Faxina, junto a la misma ruta, tiene una llanura aluvial de 3 km de ancho con un cauce de 30 m de ancho. El colector (río Santa María), próximo a Rosario do Sul, tiene unos 100 m de ancho y caudal importante; la llanura aluvial alcanza 3 km de ancho sobre la margen derecha y 600 m de ancho sobre la margen izquierda. Inmediatamente aguas abajo, el río Santa María fluye por un plano aluvial que alcanza un ancho de 8 a 11 km. Un afluente importante del Santa María próximo a su desembocadura en el Ibicuy es el río Cacequi. Éste alcanza casi 100 m de ancho, al que se asocia un plano aluvial de 4 km de ancho. Se trata evidentemente de grandes fajas fluviales antiguas, recorridas actualmente por este sistema fluvial de pequeñas dimensiones.

El río Ibicuy cruza la Superficie de la Campanha Gaúcha con características alóctonas, especialmente desde el punto de vista sedimentario. El río transporta importante cantidad de arena desde la Depresión del Alto Ibicuy hasta el río Uruguay a lo largo de una superficie estructural basáltica. El cauce forma meandros incididos, heredados de épocas anteriores; por lo tanto, no está en equilibrio hidráulico. Esto se traduce en la formación de bancos de arena adosados a las márgenes del cauce y de bancos en el centro del mismo. Dichos bancos tienen de 1 a 1,5 km de longitud. En varios trechos se observa que los bancos son alternantes, lo que indica la longitud de onda de meandros que tendría el cauce actual si migrara libremente. En los escasos lugares ensanchados, la longitud de onda de los meandros actuales del río es de 2 a 3 km, lo que se puede comparar con la longitud de onda de los meandros incididos, que alcanza los 10 km.

Al analizar la faja fluvial del Ibicuy al cruzar la Campanha (aguas abajo de la localidad de M.Viana) se distinguen tres segmentos: el primero (de dirección sureste-noroeste y de unos 60 km de longitud) está representado por una faja de 600 m a 1,5 km de ancho. A 25 km al este de Viana, en línea recta, se encuentra el lugar donde el antiguo Ibicuy capturó al resto de su actual red hidrográfica. En el segundo segmento de la faja fluvial (de dirección este-oeste y de 60 km de longitud) el cauce, de 200 a 600 m de ancho, fluye en una faja más amplia (de 2 a 3 km de ancho sobre cada margen) con abundante cantidad de arena y presencia de bancos. También se observan allí algunas voladuras de arena de hasta 3 km de largo. El último segmento (aguas abajo de la desembocadura del Piracaí) está representado por una faja de 2 km de ancho sobre la margen izquierda del cauce; éste se recuesta sobre la margen opuesta, alcanzando 800 m de ancho sin formar islas ni bancos.

Un pequeño afluente (el arroyo Puitá) recorre el área transicional noroccidental entre la Depresión del Alto Ibicuy y la Superficie de la Campanha. Su cauce es meandriforme, tiene de 10 a 20 m de ancho, la velocidad de la corriente es de 50 cm/s y tiene escaso sedimento en suspensión (40 ppm). Ocupa un valle estrecho, con pendientes laterales labradas en arenisca, y presenta un conspicuo albardón formado por arena muy fina bien seleccionada. Dicha geoforma tiene de 6 a 7 m de ancho, 1,7 m de altura sobre el nivel del pantano trasero y 1,5 m de altura sobre el nivel del arroyo.

La subcuenca del río Itu, importante afluente de la margen derecha del Ibicuy, constituye un caso particular, ya que tiene su cabecera en la Superficie Velhas labrada en rocas basálticas; el río atraviesa un área con afloramientos de areniscas cretácicas y termina su recorrido a lo largo de un sector de la Superficie de la Campanha, adquiriendo un patrón distinto en cada una de estas superficies. El cauce presenta nítido control estructural en su tramo superior y medio en la Superficie Velhas.

La evolución morfológica cuaternaria de esta área presenta cierta complejidad. Un caso representativo se observó en un afluente del río Itu, junto al camino Encruzilhada-Viana. El mismo presenta una terraza fluvial de 150 m de ancho sobre ambas márgenes, formada por arena fina bien seleccionada producto del retrabajo fluvial de la Fm Oberá. Este depósito incluye cantos rodados, gravas y pequeños bloques, en general, dispersos en la masa sedimentaria; los clastos están formados en partes iguales por basalto (cantos rodados de 25 cm de diámetro) y por sílice (rodados y gravas de diámetros menores a 10 cm), tienen rodamiento (con indicio de transporte) y fracturas de impacto. El sedimento de la terraza es friable con moderada estructuración en su techo; presenta moteados de color ocre amarillento a ocre casi rojizo, que se destacan del color general rojo claro. La terraza, de probable edad

holocena, se eleva entre 4,5 y 5 m sobre el nivel del arroyo. En forma errática sobre el depósito de la terraza y en contacto neto, sigue una acumulación eólica compuesta por arena fina friable a suelta, con escasa arena gruesa, de color ocre amarillento claro, sin moteados; se destacan estructuras de disipación en todo el frente aflorante. Este depósito tiene una expresión morfológica de dunas disipadas (de espesor variable, de 2 m como máximo). Localmente se conserva la superficie original de la terraza, conteniendo un pequeño paleocauce.

El río Ibirapuitã es el principal afluente del Ibicuy sobre su margen izquierda en el Planalto da Campanha. Las cabeceras de dicha subcuenca se hallan en el área de contacto transicional entre la depresión y el planalto, denominada coxilha da Cruz (arroyo Cavera) y en la coxilha de Santana junto a la llamada cuesta de Haedo (río Ibirapuitã). Aguas abajo, el río Ibirapuitã penetra en el Planalto da Campanha, cerca de Alegrete. En ambas superficies, el colector presenta un diseño rectangular más marcado en su último tramo, donde está acompañado por una llanura aluvial estrecha (de 200 a 400 m de ancho total). La siguiente es una descripción detallada en la zona de Alegrete: el cauce tiene 80 m de ancho y ocupa un valle labrado en el basalto; la velocidad de la corriente es de unos 80 cm/s con escaso transporte de sedimentos. Localmente, sobre una de sus márgenes se asocia una terraza con un albardón que es comparable en forma, tamaño y composición a los del arroyo Puitá. Junto al puente del ferrocarril en Alegrete y sobre la margen derecha, aflora la roca basáltica; localmente hay un talud cubierto por arena actual; sobre la margen izquierda se halla un albardón formado por arena fina bien seleccionada, de unos 4 m de altura y un frente erosivo que constituye un talud de 45°. Localmente, sobre la margen izquierda aparece un plano regular elevado 4 a 5 m sobre el nivel del agua y de 200 m de ancho. Un arroyo afluente de la margen izquierda tiene un nivel de terraza de 300 m de ancho sobre su margen izquierda, en partes anegado. Los valles de los arroyos afluentes del Ibirapuitã en el área de Alegrete están bien expresados en el paisaje; tienen de 50 a 100 m de ancho, con fondo y pendientes laterales formadas por basalto. Localmente una unidad palustre aflora en los perfiles de escasa altura que limitan los arroyos.

El arroyo Piracaí es el último afluente importante sobre la margen izquierda del Ibicuy. Su cauce es irregular, pequeño y subordinado. En su tramo superior y medio ocupa una faja deprimida de 1 a 3 km de ancho y de bordes aserrados. El tramo inferior del cauce es meandriforme, presentando meandros cerrados que ocupan una faja de ancho similar a la de aguas arriba.

El río Cuareim y otros afluentes uruguayos

El río Cuareim (o “Quaraí”) ocupa un valle encajado en el norte de la Meseta de Masoller, constituyendo el límite entre Uruguay y Brasil. Sus na-

cientes se hallan próximas a la escarpa de la meseta (cuesta de Haedo) a unos 400 m de altura, y desemboca en el río Uruguay en el área denominada “barra do Quaraí” a cotas inferiores a 40 msnm. El cauce mantiene una trayectoria paralela a la del río Ibicuy (sureste-noroeste). De acuerdo con Justus *et al.* (1986), los afluentes principales del Cuareim en su alta cuenca en Brasil, los ríos Invernada y Espinilho, nacen en el sector oriental de la coxilha de Santana (300 msnm) y desembocan en el Cuareim a alturas próximas a 100 m. Estos afluentes se hallan bastante encajados desde sus cabeceras. En su tramo medio, comprendido entre los arroyos Sarandí y Camoatim, el río Cuareim presenta curvas angulares entalladas en el basalto; es rara la ocurrencia de terrazas o planicies fluviales. La faja fluvial tiene anchos regulares entre pocos cientos de metros y 2 km. Los afluentes del Cuareim sobre la margen uruguaya tienen menor longitud.

En Artigas, el río Cuareim presenta una terraza baja sobre su margen izquierda, de 300 a 400 m de ancho, sobre la cual se ha edificado el parque municipal. La superficie de la terraza presenta microformas generadas por la acción de las crecidas, que forman pequeños surcos de 30 a 40 cm de profundidad y de 2 a 5 m de ancho; algunos surcos alcanzan hasta casi 1 m de profundidad. La terraza tiene 3,5 m de altura sobre el nivel del río durante las crecidas ordinarias. En el cauce aparecen algunas islas.

Al sur de la ciudad de Quaraí, los afluentes principales de la margen brasileña, arroyos Cati y Areal, presentan terrazas fluviales que coalescen con la planicie aluvial del Cuareim (Justus *et al.*, 1986). Los cauces de dichos ríos presentan meandros de pequeña amplitud, encajados en los depósitos aluviales. En el área aparecen paleocauces y meandros abandonados (algunos colmatados y otros ocupados por lagunas).

A partir del arroyo Camoatim y hasta su desembocadura en el Uruguay, el río Cuareim se caracteriza por presentar bruscos cambios de dirección de su cauce, con evidente control estructural. En ese segmento existe una amplia llanura de inundación continua, con cotas desde 50 msnm a menos de 40 msnm hacia el Uruguay. El río y sus afluentes se encuentran encajados en sus depósitos aluviales. Los afluentes nacen en la coxilha de Santana y pasan luego a un nivel topográfico inferior de relieves planares, que coalescen con una extensa terraza fluvial (Justus *et al.*, 1986).

En el tramo comprendido entre las desembocaduras de los arroyos Camoatim (margen derecha) y la confluencia de los arroyos Tres Cruces y Cuaró (margen izquierda) el cauce tiene 100 m de ancho y ocupa una faja fluvial de 2 a 3 km de ancho (entre cotas de 50 y 60 msnm). Ambos afluentes importantes sobre la margen izquierda ocupan fajas fluviales amplias (de 1 a 2 km de ancho); en general, los afluentes de bajo orden de dichos cauces mantienen un diseño subdendrítico.

En su último tramo, el cauce del Cuareim presenta un diseño rectangular y alcanza 200 m de ancho. Su llanura de inundación (localmente terraza) tiene un ancho muy variable (entre 100 m y 3 km), siendo más irregular en su parte final (800 m y 1 km de ancho). Algunos paleocauces son visibles en dicha faja. El cauce rodea el área de Bella Unión antes de desembocar en el Uruguay. Los afluentes sobre ambas márgenes en este tramo presentan varios canales y ocupan fajas fluviales de 1 a 2 km de ancho en su tramo medio a inferior. Su tramo superior presenta una red de afluentes con diseño dendrítico. Entre ellos se destaca el arroyo Yucutujá, que ocupa una faja fluvial de ancho similar al del colector en su tramo medio a inferior.

Los ríos Arapey Grande y Dayman recorren la meseta de Masoller con características comparables a las del río Cuareim. Sus cauces fluyen por una faja fluvial de 1 a 1,5 km de ancho en su tramo medio a inferior, con control estructural. Localmente los cauces presentan bifurcaciones. En las áreas de cabeceras de los ríos Arapey Grande y Arapey Chico, los afluentes se integran formando un patrón dendrítico.

El río Dayman presenta varios cauces en su tramo superior y ocupa una faja fluvial de 200 a 600 m de ancho. Las pequeñas subcuencas en sus cabeceras tienen diseño dendrítico. A 60 km aguas arriba de su desembocadura (en línea recta) su llanura de inundación se ensancha (tiene de 1 a 1,2 km de ancho). Los afluentes son paralelos a subparalelos. El tramo final (de 25 km de longitud) presenta nítido control estructural con uno a dos cauces definidos en una llanura de inundación estrecha (de 400 a 600 m de ancho). Al pasar de la meseta basáltica de Masoller a la superficie de rocas cretácico-terciarias, el cauce se ensancha alcanzando 250 m de ancho y formando curvas con fuerte control estructural en una faja de 1 km de ancho, comparable con la del río Queguay.

La faja fluvial del río Uruguay

El cauce en la cuenca media mantiene el diseño de meandros encajados flanqueados por la terraza inferior. La terraza alta aparece en forma discontinua a lo largo del río. Esto se debe a que durante la época en que se depositó la misma, el cauce no tenía el mismo recorrido que tiene hoy en toda su extensión. Pueden observarse grandes lóbulos meándricos en ambos lados de la faja actual; éstos miden varios kilómetros de longitud de onda y de 1 a 4 km de ancho. En los trechos en donde el río actual los corta o el rumbo coincide con el antiguo, sus sedimentos aparecen en forma de terraza; en los demás segmentos la terraza alta no existe.

La terraza baja es continua en general; fue formada mediante dinámica de inundaciones (por acreción vertical) en una época de clima más seco que el actual. En épocas modernas se adosan a ese cuerpo sedimentario uno o más albardones de alturas semejantes. En ciertos casos es difícil diferenciar ambos elementos geomorfológicos, aunque los mecanismos genéticos son claramente diferentes (Kröhling e Iriondo, 2002).

En Santo Tomé (Corrientes), la terraza baja del río Uruguay tiene de 50 a 200 m de ancho y está limitada en su frente por un albardón actual. Hacia atrás se conecta con las lomas de las tierras altas. El albardón se ha desarrollado también frente a un afluente pequeño que desemboca inmediatamente al norte de la ciudad. Éste ha provocado un endicamiento de la descarga del afluente. El albardón puede verse también en el camping municipal, allí es algo más alto que la terraza, se asienta sobre basalto y tiene 4 m de altura.

La terraza baja se ensancha pocos kilómetros aguas abajo, en el área de Puerto Hormiguero, donde alcanza un ancho regular de 1 km y se extiende en forma continua 74 km aguas abajo. Forma un plano regular entre cotas que varían entre 55 msnm y 45 msnm; está cubierta por vegetación herbácea y localmente aparecen pequeños pantanos temporarios. Junto al río, el adosamiento de albardones ha formado una faja de hasta 200 m de ancho, que está cubierta por selva. Esta faja tiene 20 km de longitud inmediatamente aguas abajo de Puerto Hormiguero. Localmente es discontinua; en ciertos trechos los albardones han desaparecido por erosión o no se formaron. En efecto, las islas del cauce están compuestas por adosamiento de albardones; éstos tienen longitudes individuales de 2 a 4 km y anchos entre 100 y 300 m. Ese patrón se prolonga aguas abajo hasta Alvear. Hacia atrás, la terraza baja limita con la terraza alta mediante un talud de unos 15 m de altura y de 35 a 40° de gradiente en el área de Puerto Hormiguero. Esto indica que entre la época de sedimentación de la terraza alta y el período de acumulación de la terraza baja, la incisión del río fue de 15 m.

La terraza alta tiene una extensión de unos 4 km en el acceso al puente internacional Santo Tomé-São Borja. Forma allí un plano horizontal (cota: 70 msnm) con escasas irregularidades menores, cubierto por vegetación herbácea y localmente palustre.

En el área de Puerto Hormiguero, el cañón sumergido (denominado localmente “canal”) está bien definido. En aguas bajas el cauce actual tiene cientos de metros de ancho y de 1,50 a 1,80 m de profundidad característica; el canal sumergido es de sólo 30 m de ancho y profundidades variables mucho mayores, entre 10 y 20 m.

Sobre la margen izquierda del río, en el área de São Borja (RS), la terraza baja está bien desarrollada y termina en una rampa que la conecta con las tierras altas. En su frente tiene 4,5 m de talud vertical desde el lecho hasta el

tope. La terraza baja ocupa una amplia área que se extiende aguas abajo del puerto, con 5 km de ancho y 10 km de largo. El río Icamaquá corta en su desembocadura la faja de albardones desarrollada junto a la terraza baja de la margen brasileña.

En la zona de la desembocadura de los bañados Cuay, un tramo de varios kilómetros del cauce actual coincide con la faja antigua del río. En ese lugar se conservaron ambas terrazas; la terraza alta está ubicada a 65 msnm y la baja a 52,5 msnm.

Entre las localidades de Garruchos y Alvear (Corrientes) el cauce tiene entre 0,8 y 1,2 km de ancho, con una longitud de onda promedio de los meandros de 17 km. Es decir, que en el tramo considerado el río tiene la mitad del ancho y el doble de la longitud de onda entre meandros respecto del que presenta aguas arriba en la meseta basáltica. Estas dimensiones fuera de proporción son producto del encajamiento del río. El ancho original puede verse en el área de la desembocadura de los bañados Cuay, donde la depresión ocupada por la terraza alta es de 8 km de ancho, comprendiendo ambas márgenes.

La sección del río en Alvear-Itaqué (RS) es extremadamente estrecha (400 m); hacia aguas abajo continúa un trecho controlado tectónicamente que se extiende hasta Yapeyú, con algunos rápidos y correderas. Inmediatamente aguas abajo de Alvear el río recibe a su afluente Aguapey, que ocupa una faja desproporcionadamente ancha (8 km) en la desembocadura. La terraza baja existe sólo en la mitad de la extensión del tramo considerado (entre La Cruz y Aguapé), con un ancho de 1 a 1,7 km, incluida la faja de albardones. El albardón alcanza unos 3 m por encima del nivel de terraza (45 msnm). Un talud de 10 a 12 m de desnivel y de 500 m de ancho típico conecta el plano de terraza con la superficie formada por el techo de la Fm Tapebicuá (ubicado a 65 msnm).

En la zona de Yapeyú el río Uruguay tiene entre 0,5 y 1,5 km de ancho. Recibe varios afluentes pequeños (distantes entre sí 5 y 10 km). La morfología de sus confluencias con el Uruguay es semejante. Un buen ejemplo de éstas es la desembocadura del arroyo Guaviraví (Ea. San Carlos). Entre el nivel del techo de la Fm Tapebicuá (65 msnm) y la terraza baja aparece una terraza alta poco desarrollada, que se conserva en segmentos aislados y elevados varios metros por encima de la terraza baja. Al sur de Yapeyú la terraza baja está elevada 2 m con respecto a las cotas de la terraza aguas arriba. Ésta tiene allí unos 2 km de ancho y se encuentra anegada casi permanentemente por efecto del endicamiento de afluentes producido por uno o dos albardones actuales del río. Un caso notable lo constituye el río Tapebicuá, que atraviesa la terraza y gira en ángulo recto hacia el sur, fluyendo a lo largo del albardón por unos 12 km antes de desembocar en el Uruguay.

Una descripción de detalle realizada en la localidad de Yapeyú determinó la existencia de una terraza alta residual discontinua. Dichos relictos están par-

cialmente cubiertos por una serie de rampas formadas por corrientes de barro que bajan de las tierras altas, constituidas por la Fm Tapebicuá. Una rampa típica tiene unos 80 m de largo y de 6 a 7 m de altura, y perfil levemente convexo. Se puede marcar in situ su límite inferior y hacia atrás se integra en el paisaje alto en forma transicional. La pendiente promedio es de 12 a 13°. Los segmentos de la antigua barranca que formaba el borde del valle tienen en promedio 20 m de longitud y se suceden entre las diferentes rampas. La parte visible que no ha sido ahogada por la rampa mide unos 2,5 m de altura y tiene una pendiente atenuada de unos 25° (las viviendas construidas en el borde de la terraza aprovechan este elemento morfológico). Este patrón morfológico se repite en el área del puesto de Prefectura de Aguapé y en la zona de La Cruz (Corrientes), ubicada unos 30 km aguas arriba.

La desembocadura del río Butuí (RS), un afluente sobre la margen opuesta del Uruguay frente a Yapeyú, presenta características similares, siendo especialmente notorio el grado de desarrollo y el número de albardones adosados. Este río es el colector de una pequeña cuenca fluvial cuyos cauces principales ocupan un gran meandro abandonado del Uruguay.

En el área de Paso de Los Libres-Uruguiana (RS), el río Uruguay tiene entre 1,2 y 1,5 km de ancho. La terraza baja es estrecha; en el área de Paso de los Libres se formó un albardón sobre el plano de terraza. Aguas arriba del puente internacional, la terraza tiene 3,5 m de altura y está cubierta por dicho albardón; éste tiene hasta 2 m de altura y se encuentra en proceso de destrucción. Hacia atrás, la superficie original de la terraza está ocupada por pantanos y lagunas. Desde la desembocadura del arroyo San Joaquín y hasta casi la desembocadura del arroyo Juan Asencio (tramo de 28 km de extensión), aparece junto al Uruguay una faja de dunas eólicas de 1 km de ancho sobre la margen derecha, bloqueando hacia atrás una faja de pantanos.

Un área singular del río Uruguay es la de Monte Caseros (Corrientes)-Bella Unión (Uruguay), que ha sido afectada por neotectónica. El elemento geomorfológico más importante es un meandro cerrado del Uruguay (denominado en la margen uruguaya rincón de Santa Rosa), con 4 km de correderas. En el mismo desembocan en cada margen los importantes ríos Miriñay y Cuareim, formando confluencias dificultadas por la acumulación de sedimentos generados por acreción lateral del colector. La terraza baja sobre la margen derecha del Uruguay es muy estrecha (de 200 a 400 m de ancho en Monte Caseros) y localmente desaparece; se halla entre 1,5 y 2 m sobre el nivel medio del río y su superficie es notablemente irregular. La ciudad está construida en un afloramiento de roca basáltica, con un delgado manto de regolito. En el área de Dos Vías aparece otro campo de dunas disipadas.

La margen derecha de la faja fluvial en Entre Ríos

El cauce, la terraza baja y las depresiones asociadas están actualmente anegados por el embalse de Salto Grande en el extremo sur de la provincia de Corrientes y el norte de Entre Ríos, hasta cerca de Concordia. El perímetro del lago es sumamente irregular y aserrado, lo que indica el efecto geomorfológico de un período muy seco, con formación de *badlands*. El lago de Salto Grande tiene una importante longitud norte-sur, lo que facilita la formación de trenes de olas relativamente grandes cuando soplan vientos del cuadrante sur durante varias horas.

La faja que rodea el lago de Salto Grande fue descrita en la localidad de Federación (Entre Ríos). El límite de la misma es una barranca de 1,80 a 2 m de altura, con evidentes signos de erosión por oleaje. Al pie de la barranca se ha desarrollado una superficie de abrasión, de 40 a 80 m de ancho hasta el nivel de aguas bajas. Allí se ha formado una faja de barreales y playas discontinuas. Dichas geoformas erosivas están labradas en la Fm Hernandarias. Fragmentos de basalto y rocas de composición silíceas de hasta 15 cm de diámetro se encuentran dispersos sobre la superficie de abrasión, lo que indica una considerable energía del oleaje. Sobre la margen opuesta hay indicadores semejantes de la acción del oleaje sobre la Fm Salto. En Constitución (Uruguay) se produce erosión acelerada, evidenciada por la presencia de árboles con las raíces al descubierto en el interior del lago. Los clastos mayores de la terraza han quedado como sedimento residual en la orilla, formándose playas pequeñas, con una berma principal compuesta por grava y una berma de tormenta formada por cantos rodados; esta última se halla de 60 a 80 cm por encima de la anterior y a varios metros por detrás.

Observaciones realizadas previo a la construcción del dique y el análisis de cartas topográficas antiguas permiten reconocer algunas características significativas del tramo del río ocupado actualmente por el embalse; dicho tramo tiene unos 180 km de longitud. Entre las desembocaduras del Mocoretá y del Arapey Grande el cauce tenía originariamente anchos variables entre 1 y 2 km y frecuentes rápidos y correderas labradas en basalto. Ibáñez (1978) cita la serie de saltos y correderas que se sucedían entre Monte Caseros (Corrientes) y Belén (Uruguay): correderas de Santa Rosa, de Tacumbú y de San Gregorio; estas últimas abarcando 18 km de extensión y notables por la presencia de una alta restinga llamada El Paredón. En el extremo sur de Corrientes existían islas largas y angostas, formadas por adosamiento de sucesivos albardones. Dichas islas tienden a ubicarse junto a la margen derecha del río.

Es notable la similitud del valle del arroyo Mocoretá con el trecho del Uruguay aguas abajo de su confluencia. El Mocoretá presenta barrancas recortadas y afluentes cortos y anchos con ramificaciones particulares. El Uruguay

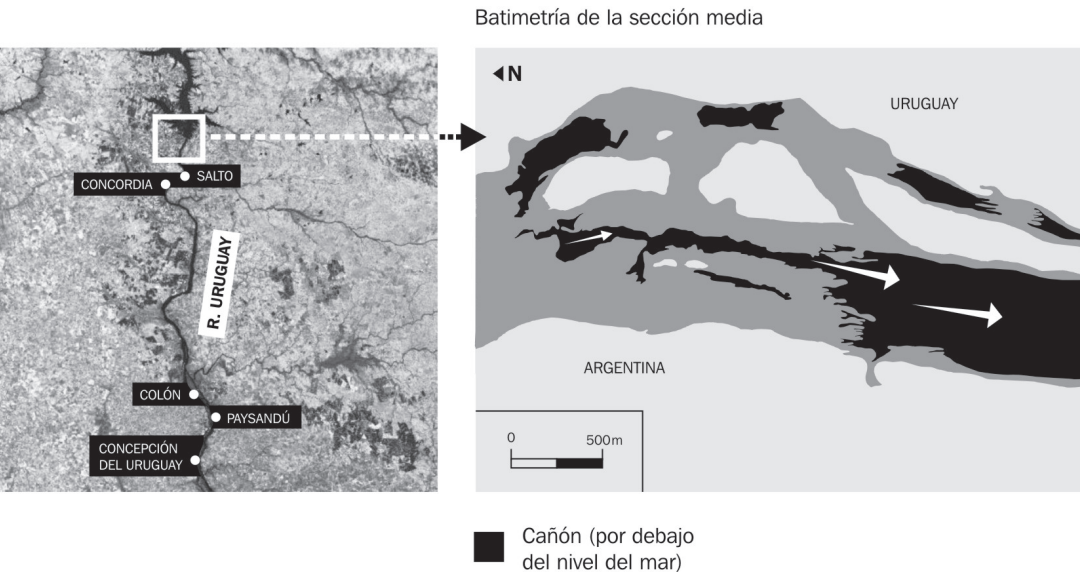
mantiene el mismo patrón geomorfológico en un tramo relativamente largo, sugiriendo un probable cambio de posición del río por avulsión.

Es interesante describir en detalle el llamado Salto Grande, lugar donde se ha construido la gran presa que lleva ese nombre. En realidad, se trataba de un trecho de 9 km de largo y ancho considerable (entre 1,5 y 2 km), caracterizado por varios islotes y correderas. Cada uno de estos elementos tenía su nombre y micromorfología particular (corredera del Infiernillo; islotes del Naufragio; restingas Ceibal, de Herrera, Francia). También había varias islas rocosas (isla de Abajo, del Medio, Salto Grande y Redonda). Según Ibáñez (1978), las correderas de Salto Grande presentaban un desnivel de 13 m (a lo largo de 13 km de extensión). La restinga Salto Grande tenía una caída de 5 m en aguas bajas, reducida a simples rápidos durante las crecidas. A unos 18 km aguas abajo del Salto Grande se halla el Salto Chico, formado por tres restingas que determinan una caída de 2,70 m en bajante. El desnivel total del tramo comprendido entre el Salto Grande y el Salto Chico es de 25 m (1,38 m/km; Ibáñez, 1978).

El cañón del río Uruguay tiene en el sector de Salto Grande una expresión importante (Fig. 75, pág. 288). Incluye profundos pozos cuyo fondo se halla a más de 20 m (por debajo del nivel del mar) (Lambert, 1948); el relieve del lecho del río en Salto Grande es de 12 m. El control estructural es muy claro en todo el tramo citado, que finaliza en Salto Chico, frente a Concordia.

Figura N° 75

Segmento característico del cauce del Uruguay en la cuenca media



Analizando las cartas topográficas de IGM se observa que inmediatamente aguas abajo de Salto Grande el ancho del río disminuía a 0,7-1 km; este tramo está acompañado por la terraza baja sobre ambas márgenes.

Aguas abajo del embalse de Salto Grande y hasta el Parque Nacional El Palmar, el río Uruguay corre encajado en rocas cretácicas, que afloran en algunos lugares. Morfológicamente el tramo está compuesto por dos grandes meandros encajados, unidos por un tramo recto de 29 km de extensión. El primer trecho del río hasta Concordia tiene un ancho regular de 600 a 800 m, sin islas. El cauce se encuentra en promedio a 2 msnm, con relieve interno de 4 m labrado en basalto en las zonas de rápidos (Salto Chico, Paso Corralito). La terraza baja es estrecha (de 200 a 500 m) y su superficie se halla entre 10 y 12 m por encima del lecho del río, siendo bastante continua sobre ambas márgenes.

La terraza alta del Uruguay en el área de Concordia (Entre Ríos) tiene un ancho irregular, con valores típicos de 4 a 6 km. Constituye las áreas de interfluvio de los tramos inferiores de los afluentes importantes (arroyos Yuquerés y Ayuies), entre cotas de 35 y 45 msnm. La superficie de la terraza ha sido transformada en un sistema de colinas convexas alargadas, con desniveles algo mayores que los de aguas arriba; el contacto entre ambos modelados se halla a la latitud de Salto Grande. La terraza baja en el área de Concordia es continua, con anchos típicos entre 300 m y 500 m. En dicha área (y hasta 30 km al sur), las colinas labradas en la terraza alta y el borde externo de la terraza baja están cubiertas por una capa discontinua de arena eólica disipada, con escasa expresión morfológica. Esto se repite sobre la margen izquierda en cercanías de la ciudad de Salto (Uruguay).

En Puerto Yerúa (Entre Ríos) la terraza baja tiene 150 m de ancho y superficie plana horizontal. El mecanismo de retroceso del borde externo de la terraza está caracterizado por flujos densos, probablemente provocados por la surgencia de agua subterránea en el contacto entre ambos miembros componentes de la terraza. En ciertas condiciones de saturación, el miembro inferior fluye hacia el río, mientras que el miembro superior sufre hundimientos locales.

En Puerto Yerúa, el río entra en un bloque elevado y corre por el tramo recto mencionado. Rocas sedimentarias cretácicas afloran en ambas márgenes (Fm Puerto Yerúa) debido a un levantamiento tectónico ocurrido después de la sedimentación de la terraza alta. Allí, ésta tiene 2,20 m de espesor y su base se encuentra a 10 m por sobre el nivel de la terraza baja, la que a su vez tiene una altura de 4 m por sobre el lecho actual del cauce. De manera que la incisión fluvial total ocurrida en los últimos 80.000 años ha sido de 14 m. Entre Puerto Yerúa y Nueva Escocia, el borde del bloque elevado se extiende en línea recta unos 29 km. El río Uruguay ha adosado la terraza baja, que alcanza frente a la desembocadura del arroyo Yerúa un ancho máximo de 3 km. El desnivel entre la superficie de la terraza y el bloque elevado es de 10 a 12 m.

En la Estancia Humaitá (Entre Ríos), la barranca del río Uruguay tiene 15 m de altura y está totalmente formada por rocas sedimentarias cretácicas. Junto a la base de la barranca se han acumulado grandes bloques derrumbados, de hasta 4 m de diámetro. En el área de Nueva Escocia (Entre Ríos) afloran varios metros de espesor de la facies de canal de la Fm El Palmar, lo que constituye una particularidad en este tramo del río dominado por afloramientos de rocas cretácicas.

En el tramo recto, el río aumenta su ancho a valores de 1,5 a 1,8 km y presenta bancos de arena e islas alargadas y estrechas, estas últimas recostadas sobre la margen izquierda. Es notable la persistente tendencia hacia la acumulación de sedimentos en dicha margen a lo largo de este tramo. Probablemente las islas comenzaron siendo bancos adosados a la orilla y posteriormente quedaron separadas de ella.

Observaciones del lecho del Uruguay en el tramo citado registraron ciertas características de transporte fluvial de sedimentos gruesos, similares a las observadas en la cuenca alta. El cauce en dicho tramo está labrado en las areniscas silíceas cretácicas y en su margen derecha tiene una pendiente lateral de 5 a 10°. El lecho está allí parcialmente cubierto por sedimentos gruesos y muy gruesos (bloques finos y cantos rodados). Contrariamente al modelo clásico (clastos acumulados en bancos bien definidos y separados por trechos limpios), los clastos se encuentran dispersos en forma homogénea. Este patrón sugiere un transporte individual generalizado de los mismos. Estos clastos pertenecen a dos poblaciones granulométricas distintas: una de ellas está compuesta por bloques y cantos rodados medianos a gruesos, angulosos, de basalto. El diámetro mayor de los bloques es de 40 cm, indicando la capacidad máxima de transporte de la corriente, pues diámetros mayores caídos por derrumbes laterales de la roca quedan in situ sin ser movilizados. La otra población granulométrica está formada por cantos rodados finos con alta redondez y formas elípticas (de 2 a 5 cm de diámetro), compuestos en su mayor parte por calcedonia y un 10 % de cuarzo.

Los arroyos Yeruá y Grande del Pedernal (Entre Ríos) representan otros casos típicos de desembocaduras bloqueadas parcialmente por barras laterales del río Uruguay.

El segundo gran meandro del río, inmediatamente aguas abajo de la Estancia Humaitá, está encajado en rocas sedimentarias del Cretácico Superior sobre ambas márgenes. Tiene 10 km de amplitud y ancho variable entre 1 y 1,7 km. La terraza baja está prácticamente ausente. Numerosos bancos grandes de arena estables aparecen en ese tramo, y le otorgan al río características transicionales a la cuenca inferior. Uno de éstos, con características típicas, se encuentra frente a Humaitá (el “banco Humaitá”). Mide 2,7 km de largo

y 0,5 km de ancho; está formado por grandes dunas transversales a la dirección general de la corriente, con un relieve interno de más de 1 m. Otro banco de características comparables es el que aparece frente al Parque Nacional El Palmar. Aguas abajo el número de bancos de cauce aumenta.

En el área de Colón-Parque Nacional El Palmar (Entre Ríos) la terraza alta está bien desarrollada, alcanzando hasta 15 km de ancho. Sin embargo, no es continua en toda la extensión hallándose algunos relictos de la Fm Hernandarias en contacto lateral con la terraza baja. De la misma manera que en otras áreas, la superficie original de la terraza alta en el área de Colón no se ha conservado; el paisaje de esta unidad está transformado en colinas alargadas con valles intermedios de afluentes locales. La terraza baja es discontinua y de ancho variable. Al sur de la desembocadura del arroyo Caraballo, el plano de terraza tiene más de 1 km de ancho. Entre la desembocadura del arroyo Perucho Verna y la ciudad de Colón queda reducida a un plano de unos 300 m de ancho, faltando en algunos lugares (Fig. 76, pág. 292).

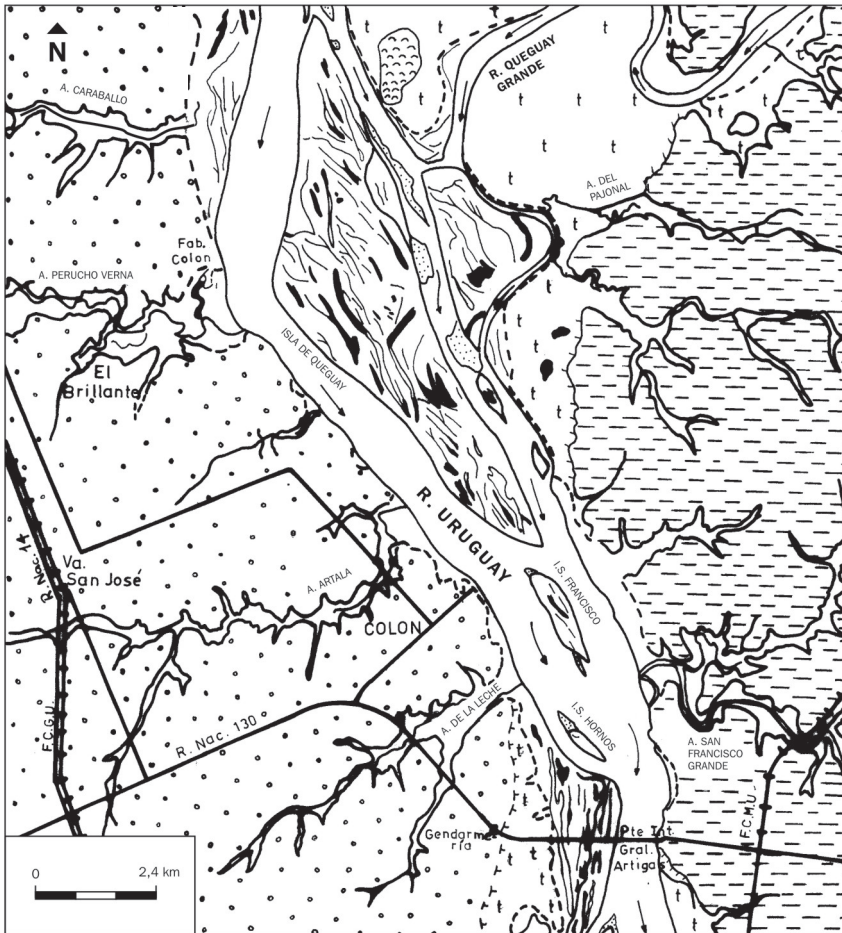
El puente internacional Colón-Paysandú y su acceso atraviesan un perfil del sistema morfológico del Holoceno fluvial del río Uruguay. Al acceder al río desde la margen argentina, se encuentra la terraza baja bien preservada, a la que se han adosado 12 albardones sucesivos con la misma altura que ésta. La terraza es plana horizontal y tiene 500 m de ancho. El adosamiento de albardones produce un relieve local del orden de los 2 m, con valores extremos de 4 m. Las depresiones interalbardón presentan irregularidades de varios decímetros de altura y están ocupadas por lagunas, pantanos y pajonales. La distancia entre albardones varía entre 20 y 100 m; dichos elementos morfológicos tienen un relieve interno del orden de los 0,70 m, y sobre ellos se desarrolla actualmente vegetación arbórea. Este proceso de adosamiento más o menos regular de albardones dio origen a una amplia superficie frente a la desembocadura del río Queguay, en la margen izquierda; un brazo del río Uruguay la atravesó posteriormente, formándose la actual isla del Queguay, isla San Francisco e islas aledañas. El río Queguay Grande (Uruguay) formó por migración lateral de su tramo final una terraza amplia de 3 km de ancho, que se une en forma transicional con el área de sedimentación del río Uruguay.

El ancho del Uruguay oscila en este trecho entre 1 km (en el puente) y 2,5 km. Una característica persistente de la dinámica actual en todo el tramo en análisis es el adosamiento de bancos de arena en el extremo de aguas arriba de las islas. La arena de los bancos de cauce ha sido deflacionada en algunos puntos favorables por vientos del sur, formando campos de dunas de 1 km de ancho típico, como los que aparecen entre Colón y Concepción del Uruguay.

La terraza baja en Concepción del Uruguay (frente a la isla del Puerto) tiene 300 m de ancho y se halla de 2 a 2,5 m de altura respecto del nivel del río. El borde externo está representado por un talud de 1,5 m de altura y pendiente pronunciada.

Figura N° 76

Mapa geomorfológico del río Uruguay
en un sector de la cuenca media (Colón, Entre Ríos)



- | | | | |
|--|---------------------------------|--|---|
| | Fondo plano de valle fluvial | | Barra de arena |
| | Llanura aluvial del río Uruguay | | Terraza fluvial inferior (Fm Concordia; Holoceno) (a): límite externo |
| | Canal fluvial | | Campos de dunas vegetado |
| | Arroyo / Canal fluvial | | Terraza fluvial alta (Fm El palmar; Pleistoceno Superior) |
| | Laguna | | Fm Asencio; Fm Mercedes; Fm Guichón (Cretácico Superior) |
| | Pantanos | | |

La margen izquierda de la faja fluvial en Uruguay

El río Cuareim (Quaraí) ha divagado considerablemente en su área de desembocadura, formando superficies planas durante el Cuaternario Superior. Esta área es conocida en Brasil como Pontal do Quaraí. En esta margen del río la terraza baja tiene un importante desarrollo. Se conecta con un nivel de terraza ligeramente más alto (1 a 2 m), que corresponde al nivel afectado por rampas en el área de Yapeyú (Corrientes). Dicho nivel llega hasta muy cerca de Bella Unión (Uruguay), donde comienza la cuchilla de Santa Rosa.

A lo largo de la margen uruguaya del río e inmediatamente al sur de Bella Unión se extiende la terraza alta, formada por la Fm Salto. Ésta tiene 5 km de ancho cerca del arroyo Itacumbú y aumenta hacia el sur hasta alcanzar 23 km de ancho en Colonia Palma. El río Uruguay ha erosionado la meseta basáltica en el noroeste de Uruguay, formando un contacto geológico de trazos curvos entre ambas superficies (techo de la Fm Salto y Meseta de Masoller). La RN 3 recorre aproximadamente esta línea de contacto. Prácticamente no quedan áreas extensas de la superficie original de la terraza alta ya que la acción erosiva de los afluentes la ha transformado en un paisaje de colinas. Entre el arroyo Guaviyú y el río Arapey, el río Uruguay corre a lo largo del borde la meseta. Al sur del arroyo Yacuy se extiende otra superficie extensa de la terraza alta.

Más hacia el sur, en el área de la localidad de Belén, el tope de las colinas alcanza cotas de 65 msnm, unos 25 m por encima de las alturas características de la terraza alta sobre la margen derecha del río (Santa Ana). En detalle, el paisaje del área de Belén es un nivel general disectado formando lomas largas y convexas, de 5 a 10 m de altura relativa respecto del fondo de los valles. La terraza baja del Uruguay en el tramo considerado es continua sobre ambas márgenes, aunque sumamente estrecha.

Más hacia el sur, el contacto entre la meseta basáltica y la superficie de la terraza alta pasa por la ruta de acceso a Constitución. El paisaje labrado en la terraza alta está formado en esa zona por colinas convexas que marcan un nivel topográficamente más bajo que el plano de la meseta basáltica. La terraza alta no se ha desarrollado frente a Salto Grande sobre la margen izquierda del río (frente a la desembocadura del arroyo Itapebí).

El área tipo de la terraza alta sobre la margen uruguaya está ubicada en la zona de la ciudad de Salto. Se trata de un gran paleocauce del Uruguay claramente reconocible en imágenes satelitarias. Al igual que en otras áreas, se ha labrado un paisaje de colinas convexas y largas, quedando escasos remanentes de la superficie original de la terraza (bancos resistentes de cantos rodados y planchones de arenisca) a cota 60 msnm. A continuación se realiza una descripción de detalle del área.

La terraza baja tiene en Salto entre 400 y 700 m de ancho; está representa-

da por un plano con pantanos y áreas emergidas. Escasos relictos aflorantes de la Fm Fray Bentos (Terciario) forman “mogotes” de algunos cientos de metros cuadrados en el borde de la terraza. La antigua ruta 3 recorre el contacto entre la terraza alta y la baja. Se destacan algunos “cerritos” de la Fm Salto que alcanzan unos 10 m de altura sobre la terraza baja. Dichos cerritos están compuestos por lentes de cantos rodados y/o planchones de arenisca generadas por cementación sílicea de arenas cuarzosas limpias. Los planchones aparecen fragmentados en el tope de las colinas, alcanzando de 40 a 70 cm de espesor y de 1,5 a 2 m de diámetro.

La rambla norte de la ciudad está ubicada sobre un nivel heredado donde aflora roca cretácica. La terraza baja está bien desarrollada junto al meandro que rodea a Colonia Corralito (aguas abajo de Salto) y tiene un ancho regular de 250 m. En el tramo cercano a la desembocadura del río Dayman se observa una serie de albardones adosados. En los arrabales situados al sur de Salto la terraza baja se conecta hacia atrás con la terraza alta mediante una pendiente de 10 m de desnivel, igual que en la rambla. En esa zona y hasta la boca del río Dayman se extiende un paisaje de colinas convexas, labrado en la terraza alta. La superficie original horizontal de esta terraza se ha conservado excepcionalmente en el paraje Arenitas Blancas. En toda esa zona predomina la facies de canal en la Fm Salto.

Una descripción de detalle de la terraza baja en Paysandú, inmediatamente aguas abajo del puerto, aporta la siguiente información: forma un plano horizontal, de 300 a 400 m de ancho, con pequeñas depresiones o surcos de 20 a 40 cm de profundidad, generados por la dinámica actual y formas menores disipadas de la dinámica original. Las depresiones están ocupadas por pantanos redondeados y elípticos de 30 a 50 m de diámetro en la fase senil de evolución de un cuerpo de agua. La terraza está afectada por la erosión del río, que la hace retroceder rápidamente. Esta terraza limita hacia atrás con las tierras altas (probablemente pertenecientes a la Fm Fray Bentos) mediante un talud de 50 m de ancho y sólo 2 m de desnivel.

La cuenca inferior del río Uruguay

El tramo inferior del río Uruguay comienza en un corto trecho aguas arriba de la ciudad de Concepción del Uruguay (Entre Ríos) y llega aguas abajo hasta la localidad de Nueva Palmira (Uruguay), donde se produce un estrechamiento debido al avance actual del delta del Paraná (Fig. 6, pág. 20). En ese punto comienza el Río de la Plata. Su longitud total es de 170 km. Ese tramo inferior del colector está determinado por dos características ambientales importantes: la principal es la influencia directa del mar, que penetró profundamente en el valle durante la ingresión holocena; la otra es la gran abundancia

de arena y sedimentos finos, que generan gran cantidad de bancos e islas. El canal sumergido se conserva aquí profundo y estrecho a lo largo de todo el cauce, con su lecho por debajo del nivel del mar en gran parte del recorrido.

El territorio de la cuenca inferior es considerablemente asimétrico, tanto geológica como geográficamente. En la margen argentina mide 10.200 km² y está formado por depósitos pleistocenos palustres y fluviales y sedimentos litorales de edad holocena. Recibe un solo afluente de dimensiones medianas, el río Gualeguaychú. En la margen uruguaya, por el contrario, la cuenca inferior es mucho mayor y está compuesta por una columna geológica compleja, que comienza con granitos proterozoicos y cubre la mayor parte del Eón Fanerozoico. El Uruguay recibe en esa margen izquierda al río Negro, un importante afluente cuya subcuenca abarca varios ambientes.

El Complejo Litoral vinculado al río Paraná

La zona de desembocadura del río Uruguay en el Río de la Plata está formada por varias unidades que se desarrollaron durante la ingresión marina del Holoceno Medio (Fig. 56, pág. 184). Todo ese sistema estuvo vinculado a la dinámica del río Paraná durante esa época, pero actualmente un sector considerable del mismo (entre el 25 y el 30 %) vuelca sus aguas en el río Uruguay, de manera que se lo describe aquí como parte de esta cuenca. A fin de colocar a esos ambientes en su contexto natural, corresponde entonces esbozar brevemente las principales características del Paraná.

Las dimensiones del río Paraná son mayores que las del Uruguay en todos sus parámetros. Resulta de interés mencionar sus principales dimensiones actuales para apreciar mejor la escala del sistema durante las épocas en que ambos ríos confluían en la cuenca media o bien en la cuenca inferior aguas arriba del Río de la Plata.

La descarga media del Paraná inferior es de 16.000 m³/s, con picos de hasta 60.000 m³/s. La descarga anual de sedimentos en suspensión en el océano Atlántico está estimada en alrededor de 200 millones de toneladas. La composición granulométrica está dominada por partículas y agregados de tamaño limo. Los agregados son flóculos de coloides y arcillas; después de dispersos en el laboratorio, la composición del sedimento es: 40 % arcilla, 25 % de coloides y 35 % de partículas monominerales de limo. El sedimento transportado por arrastre en el fondo se calcula en 10 millones de toneladas por año, aunque el error de cálculo puede ser grande.

El Paraná y el Uruguay desembocan en un amplio complejo litoral desarrollado en el área interna del Río de la Plata, que es un profundo golfo que ocupa la

superficie de un bloque tectónico hundido. La mayor parte del sedimento en el complejo fue aportado por el Paraná. Los depósitos litorales ocupan un área de 13.500 km² con una longitud de 300 km. De acuerdo con Iriondo (2004b), durante la fase de máximo nivel del mar las corrientes marinas circularon en sentido horario dentro del golfo, resultando en la acumulación de sedimentos a lo largo de la costa noreste (cerca del río Uruguay). Se formó un cordón litoral que encerró una albufera. Dentro de la albufera los afluentes menores del norte comenzaron a construir deltas, mientras que los afluentes de la costa suroeste en la provincia de Buenos Aires desarrollaron amplios estuarios. Durante la regresión se formó una serie de playas regresivas; en una fase estuárica posterior se generó una llanura de mareas de cerca de 150 km de largo. La fase actual está caracterizada por tres unidades geomorfológicas: 1) faja de bancos y meandros a lo largo de los cauces principales del Paraná; 2) planicie de meandros finos generados por distributarios menores en la zona superior y, 3) delta progradante en el Río de la Plata, cuyo frente llega hasta casi la barranca uruguaya (Fig. 57, pág. 185; Fig. 58, pág. 186).

El complejo litoral es enteramente inundado durante las grandes crecidas del Paraná, que ocurren cada varios años. Las crecidas mayores del Uruguay producen inundaciones parciales en el área oriental del complejo, cubriendo una faja de barrizales y playas y el área frontal del delta del Paraná. Las crecidas mayores del río Gualeguay cubren la albufera y un sector de las playas durante varios meses. El factor de inundación más importante es la “sudestada”, viento del sureste que provoca la elevación del nivel del agua hasta 2,5 m por sobre el terreno. Las áreas afectadas son el delta, las playas de regresión y la albufera. Las mareas tienen alrededor de 1 m de amplitud normal en el delta, cubriendo amplias extensiones diariamente. Aguas arriba, la amplitud de mareas decrece gradualmente hasta llegar a valores imperceptibles en Rosario (Santa Fe), en el ápice del complejo litoral. En el río Uruguay la marea es perceptible hasta Concepción del Uruguay.

También es notable la acción morfogenética del viento en la actualidad. Los vientos del sur y suroeste deflacionan el cordón litoral formando dunas de varios metros de altura en algunos lugares, dunas que migran hacia la albufera, avanzando hacia el norte con alturas de hasta 12 y 15 m en Puerto Arizmendi y otros lugares; sin embargo, la mayor parte de estos campos de dunas tiene sólo de 1 a 1,5 m de altura, cubriendo parcialmente alambrados y árboles vivos. El frente de los mismos es irregular, con corredores de deflación y pequeñas formas erosivas. Hay algunos indicadores de que el período actual de deflación no ha sido el único en la historia holocena del complejo litoral. En el área de la estancia Sol de Mayo, la superficie general del terreno es superior a 10 msnm, considerablemente mayor que la general; muy probablemente ese caso es el resultado de la disipación de un antiguo campo de dunas ocurrida en el pasado.

Las unidades geomorfológicas definidas en el complejo se describen a con-

tinuación, en el orden cronológico en que se formaron (Iriondo y Scotta, 1978; Iriondo, 2004b).

La Llanura Aluvial Pleistocena del río Paraná

Esta unidad no pertenece al área de estudio (ver Iriondo y Kröhling, 2004c).

El Cordón Litoral

El cordón litoral se formó durante la fase de máximo nivel del mar de la ingresión (Fig. 56, pág. 184). Una vez establecido éste, la dinámica litoral distribuyó la carga de arena del Paraná a lo largo de la costa noreste en una distancia de más de 220 km, hasta lo que era la boca del Uruguay. La primera sección de la unidad, desde la antigua boca del Paraná y hasta el río Nogoyá (65 km de distancia) es un complejo de crestas adosadas con ancho variable, entre 200 y 700 m, que bordea la llanura aluvial pleistocena. Desde ese punto hacia el este la unidad es un típico cordón litoral desarrollado en el interior del golfo, fuera de la costa original, a una distancia de entre 6 y 30 km. El ancho del cordón es variable, con valores mayores observados en áreas donde la deflación actual ha formado dunas, que migran hacia el norte dentro de la laguna. En los lugares donde el cordón no ha sufrido alteración su ancho es raramente mayor a 400 m.

El cordón está compuesto por una secuencia de fajas de arena adosadas, cada una de las cuales tiene varios cientos de metros de longitud y entre 10 y 100 m de ancho. Las bermas son relativamente estrechas e irregulares, con depresiones intercaladas amplias y planas (con profundidades de 1,5 m y menores). La altura típica del cordón sobre la planicie vecina es de 2 a 3 m. La granulometría de la arena que lo forma es variable, predominando arena fina. Más del 90 % de la arena está compuesta por cuarzo.

Varios segmentos pueden ser definidos en el cordón. Cerca del río Gualeguay está bien marcado en el paisaje a lo largo de una distancia de 6 km; tiene un ancho de 200 a 300 m y el tope está a 6 m por encima del nivel del mar (3 m por encima del nivel general de la planicie). El cordón está compuesto allí por arena media a gruesa; el sector fue generado por corrientes litorales en dirección contraria al rumbo general de la deriva sedimentaria (suroeste-noreste). Ese patrón está marcado por varios ganchos litorales en la paleocosta, cerca de la estancia La Calera. Los ganchos son pequeños, con 50 m de longitud y 100 de ancho; están compuestos por arena fina limpia, con abundantes fragmentos de bivalvos. El cordón se bifurca en el extremo sureste del área.

El segmento siguiente tiene 15 km de longitud y una forma bastante irregu-

lar, con 100 a 400 m de ancho. Está caracterizado por numerosos ganchos paralelos de arena; dichas geoformas son relativamente grandes, con 2.500 a 3.500 m de largo. Lo atraviesa un pequeño cauce moderno, el riacho La Calerita, que drena una porción pequeña del delta del Gualeguay. Sobre ambas márgenes de dicho canal el viento formó sendos campos de dunas; el mayor de ellos tiene 9 km de largo y hasta 1 km de ancho; el otro, aproximadamente, la mitad de ese tamaño.

Hacia el sureste continúa un segmento de 24 km de longitud, con ancho variable de 200 a 300 m. La altura es muy modesta en la primera parte (de 4 a 5 msnm). Varios canales de marea cruzan el cordón; el mayor de ellos lleva el nombre de arroyo San Agustín. Su red fluvial actual drena un importante sector del delta del Gualeguay. El cordón es más alto y más ancho en la segunda mitad del sector, desde Puesto Dutra hasta la RN 12. A la altura de Puesto Ramos su ancho alcanza los 600 m. No se registra deflación en ese sector. Un canal de marea bien preservado en esa área (arroyo El Gallego) tiene dimensiones originales de 16 m de ancho y 2 m de profundidad. El cordón está formado allí por cuatro fajas paralelas con relieve interno de 1 a 1,5 m. Las bermas están localizadas a distancias de 30 a 100 m entre sí. El microrelieve es variable, está en el orden de los 30 cm, formado por depresiones cerradas y pequeñas lomas elípticas. Es más visible en las depresiones que sobre las bermas, que son bastante planas. La altura del cordón sobre las playas de regresión vecinas es de más de 3 m. La arena es fina a muy fina en el sector. El sector siguiente tiene sólo 2 km de longitud e incluye el pequeño pueblo de Médanos, donde la arena ha sido completamente deflacionada. El ancho original allí fue de alrededor de 1 km.

Varios campos de dunas han sido generados por deflación del cordón litoral, muy probablemente como resultado de actividad antrópica.

La Albufera (lagoon)

El desarrollo del cordón litoral formó una albufera o laguna litoral hacia el norte (Fig. 56, pág. 184; Fig. 57, pág. 185). Ésta fue posteriormente rellenada en forma parcial por los deltas de los arroyos Nogoyá y Clé y por la faja fluvial del Gualeguay, restando dos áreas de albufera hacia el final de la ingresión holocena. Una de ellas está localizada al este de la llanura aluvial del Gualeguay. Tiene forma elíptica con 65 km de largo y 30 km de ancho. La segunda forma un rectángulo de 25 km de largo y 15 km de ancho al oeste del delta del arroyo Clé. El área mayor está formada por tres zonas bien diferenciadas: a) una rampa de 6 a 7 km de longitud

que forma una muy suave pendiente hacia el área central, con pequeños cauces que colectan el agua de áreas altas cercanas; b) un área central ligeramente cóncava con pendiente hacia el sur y el este, con un ancho máximo de 12 km, cubierta actualmente por amplios pantanos y, c) una faja de 10 km de ancho al sur, caracterizada por numerosos canales de marea meándricos con anchos de hasta 200 m, que cruzan el cordón litoral. El gran número de canales observado hace suponer que estos no funcionaron simultáneamente sino de acuerdo con un mecanismo de obstrucciones y aberturas alternadas de sus desembocaduras. En el área menor pueden observarse los mismos tres sectores, aunque con un área central proporcionalmente mayor. La rampa se encuentra solamente en el sector noroeste de la misma y tiene 2 km de largo; el sector de canales de marea está escasamente definido.

En el sector mayor, la faja de canales de marea es algo más alta que el área central. Su superficie se halla entre 5,5 y 7 msnm. Un típico canal de marea es cruzado por la RN 12 a 30 km de la ciudad de Gualeguay. Dicho canal tiene 0,50 m de profundidad y 200 m de ancho; incluye ahora un cauce fluvial permanente en su parte central, con 20 a 25 m de ancho y 0,60 m de profundidad. El resto está formado por sedimentos orgánicos cubiertos por vegetación palustre. La fracción detrítica en esos depósitos está compuesta por arcillas y limos con predominio de arcilla de baja plasticidad.

El Delta del río Gualeguay

El río Gualeguay, con una longitud de 300 km y una cuenca de 20.000 km², drena el área central de la provincia de Entre Ríos. No se lo considera aquí como afluente del Uruguay, a pesar de que sus desbordes se vuelcan a esa cuenca. Durante la ingesión el río extendió su faja aluvial dentro de la laguna y a través del cordón litoral hasta aguas abiertas del golfo (Fig. 56, pág. 184; Fig. 57, pág. 185). Sus depósitos formaron allí un delta que avanzó de 8 a 9 km mar adentro hasta que alcanzó un perfil de equilibrio y comenzó a crecer lateralmente, resultando en un frente de 40 km de ancho. El frente de equilibrio produjo una línea de playas compleja y bien desarrollada que hacia el este se une al cordón litoral.

Actualmente el delta del Gualeguay forma un triángulo con vértice en Puerto Ruiz. Está limitado al noroeste por el pequeño delta del arroyo Clé, hacia el este por la albufera y por las playas regresivas en el resto de su perímetro. La superficie total es de 210 km². El río fluye actualmente por el borde norte del delta, en una sucesión de grandes meandros y con 100 a 200 m de ancho. A ambos lados del cauce aparecen bancos de arena laterales. Durante las crecientes el agua penetra en el delta por varios puntos de la margen izquierda; en cada uno de esos puntos

se ha formado un cauce estable e intermitente que penetra al interior de la planicie deltaica. Dichos cauces son anastomosados e irregulares; tienen varios kilómetros de largo y de 20 a 40 m de ancho. Se van haciendo menos visibles aguas abajo, hasta desaparecer en la planicie dejando depósitos de derrame. Conducen agua en dirección contraria (es decir, hacia el cauce del Gualeguay) durante la fase de bajante de la inundación; su lecho está compuesto por fango y cubierto por pajonal. Los cauces mayores son los arroyos El Pato y La Cruz. La mayor parte de la superficie del delta está formada por los derrames de esos pequeños cauces.

Un importante lóbulo de derrame fue formado por el arroyo San Agustín, ubicado en la parte oriental del delta. El mismo comienza en el ápice del delta, cerca de la estancia El Destino y se extiende 14 km con una superficie total de 35 km². Otros depósitos análogos, menores o más antiguos que aquél, son menos visibles. El lóbulo de San Agustín está compuesto por sedimentos finos cohesivos. Cuando se seca aparecen en superficie eflorescencias salinas y cristales de yeso de tamaño milimétrico. Además, numerosas concreciones de óxidos de hierro están incluidas en el sedimento, la mayor parte de ellas menor a 1 cm. La interpretación de estos indicadores ambientales contradictorios puede ser la siguiente: las eflorescencias salinas son producidas por la surgencia de agua freática proveniente de las tierras altas en época actual. Por otro lado, las concreciones de hierro precipitaron durante un clima subreciente, bajo un clima más cálido que el actual. La teoría general establece que el hierro es movilizado masivamente con temperaturas anuales de 20°C o mayores, o sea, a partir de 2°C más que el registro actual.

La composición sedimentológica del delta del Gualeguay es compleja. Aguas abajo de Puerto Ruiz el sedimento varía entre limo arcilloso y arena arcillosa. Un albardón de 200 a 300 m de ancho y 1,5 m de alto se ha desarrollado en ese sector del río. El fondo de los cauces locales de derrame en ese sector está compuesto por arena limpia, indicando condiciones de mayor energía que en el caso general. Los cauces de derrame mayores en esa área tienen de 200 a 300 m de ancho en la salida y de 60 a 80 m de ancho varios kilómetros aguas abajo. La profundidad varía de 1,5 m en el comienzo a 0,5 m en el final. Aguas abajo el albardón está compuesto por limo conteniendo aproximadamente 20 % de arena fina. El área de la estancia La Calera está dominada por una morfología de ganchos litorales con barreales intermedios (limo de baja plasticidad conteniendo de 10 a 15 % de arena cuarzosa fina). El relieve del delta del Gualeguay es extremadamente bajo, varía entre 4,6 y 4,9 msnm en casi toda su superficie. Muy escasas áreas superan los 5 msnm.

Las Playas de Regresión (beach ridges)

En la fase de retroceso del mar, amplias áreas costeras emergían. Este proceso fue complementado con el aporte de grandes cantidades de arena del río Paraná. Los trenes de olas circulando en dirección horaria distribuyeron la arena a lo largo de la costa a niveles sucesivamente más bajos. Este proceso resultó en una sucesión de playas adosadas o separadas por barreales constituyendo un sistema de playas de regresión (*beach ridges*) (Fig. 56, pág. 184; Fig. 58, pág. 186).

El área de playas de regresión en esta región es particularmente amplia y compleja debido al gran volumen de arena contribuido por el Paraná. La descarga actual de arena en el río es estimada en alrededor de 10 millones de tn/año. Durante la formación de estas playas (alrededor de 4.000 años AP) la descarga fue probablemente similar si se considera que el clima de la cuenca era húmedo. Durante esa época la desembocadura del Paraná estaba localizada cerca de Rosario (Santa Fe), unos 250 km aguas arriba de la actual.

Las playas individuales son en general discontinuas, de 4 a 8 km de largo, con valores extremos de 20 km. El ancho típico oscila entre 100 y 200 m, con casos excepcionales de 300 m. El sector caracterizado por la mayor concentración de playas se extiende desde Ceibas hasta la estancia La Matrera, donde están adosadas directamente o separadas por barreales estrechos. El relieve interno de la unidad varía entre 0,50 y 1,30. La arena es fina y bien seleccionada y compuesta por granos de cuarzo. Los barrizales intercalados están formados por arena muy fina de color gris con manchas ferruginosas, débilmente laminada; se destaca un mineral micáceo en placas menores de 1 mm, probablemente correspondientes a caolinita autigénica.

En el sector adyacente al delta del Gualeguay, las playas son más cortas y más angostas (de 2 a 3 km de largo y de 50 a 100 m de ancho). Las distancias entre playas son mayores (alrededor de 1 km). Los barrizales están cruzados allí por numerosos canales de marea. El espesor de los cuerpos arenosos oscila entre 1 y 1,3 m. La topografía de esta unidad muestra una inclinación general noroeste-sureste, desde 3 msnm cerca de Gualeguay, con 2,8 a 2,6 msnm, hasta 1,7-1,4 msnm cerca de Ceibas.

El Gran Bajío (big shoal)

Al sur del delta del Gualeguay se formó durante la ingesión marina un gran bajío provocado por una topografía heredada que quedó cubierta por una escasa profundidad de agua. Durante la época de formación de las playas de regresión, las irregularidades del fondo provocaban la difracción de los trenes

de olas. Dicho proceso resultó en la generación de varios depósitos de arena en forma de arco de gran tamaño, que actualmente alcanzan varios metros de altura por sobre el relieve heredado (Fig. 56, pág. 184; Fig. 58, pág. 186).

El mayor de ellos es el arco de Ibicuy, con 35 km de largo y de 1 a 3 km de ancho. Está formado por un complejo de barras adosadas, depresiones y dunas eólicas. La barra mayor está ocupada por la villa Paranacito y varias estancias; la localidad principal del área (Ibicuy) fue una faja lateral caracterizada por frecuentes ganchos de arena. La elevación de la barra mayor es de 8 a 10 msnm. El nivel de la faja lateral es de 5 a 6 msnm.

La superficie general del arco es bastante plana y resulta un poco difícil de explicar la considerable altura de este elemento geomorfológico. La hipótesis más probable es que la arena de la playa original haya sido deflacionada formándose dunas de varios metros de altura que fueron posteriormente disipadas por procesos pluviales. Posiblemente ocurrió más de un ciclo de este tipo. De acuerdo con la forma del arco, el agente principal de transporte de arena en el área fue el viento del sudeste. En el interior del arco principal se han depositado fajas de arena menores de varios kilómetros de longitud y de 300 a 500 m de ancho. Dichas fajas no han sido deflacionadas; su elevación por sobre los barrizales es de sólo 1,5 m. El área central rodeada por este arco está formada por loess de la Fm Tezanos Pinto, sin cobertura alguna de sedimentos de la ingresión marina, lo que indica que esa área fue una isla. Por otro lado, resulta notable la referencia de Cavalotto (*com.pers.*) sobre el hallazgo de sedimentos marinos en ese sector.

Junto a la isla el bajío produjo una neta difracción de los trenes de ondas, resultando en una distribución en abanico de numerosos bancos de arena cortos y bajos. El ápice del abanico está localizado cerca de la estación de ferrocarril de Paranacito. El diámetro del abanico tiene una longitud de 15 a 20 km, alcanzando al río Paranacito en su borde. Los bancos de arena tienen entre 700 m y 2 km de largo y alrededor de 100 m de ancho. La distancia entre las sucesivas líneas de bancos es de varios cientos de metros, raramente 1 km. El espesor de los bancos oscila entre 1,20 y 1,40 m; tienen perfil transversal convexo con amplios topes planos. La composición sedimentaria de estos bancos está dominada por arena fina mal seleccionada conteniendo hasta 10 % de arena media y 3 % de sedimentos finos.

Los barrizales intercalados están atravesados perpendicularmente por una densa red de canales de marea resultando en un patrón de drenaje rectangular. Dicho patrón indica un equilibrio entre la acción del oleaje durante el ascenso de la marea y el efecto de la marea durante la bajante. Varios arcos menores se extienden hacia el noroeste, el más importante de los cuales, localizado en la estancia San Juan, forma una elipse de 8 km de largo y 4 km de ancho.

La Zona Distal con cheniers

La zona distal representa una fase avanzada de la regresión holocena, durante la cual una dinámica de mareas dominaba el área (Fig. 56, pág. 184). Los elementos litorales más importantes allí son barrizales y canales de marea, con *cheniers* subordinados. Los canales de marea forman una densa red, con colectores someros y anchos (de 400 a 600 m). La pendiente original fue noreste-suroeste; actualmente dichas redes hidrográficas están ocupadas por pequeños ríos locales como el Paranacito, el Grande, el Sagastume y otros. El punto importante aquí es que corren en sentido oeste-este, marcando un basculamiento regional reciente (< 4.000 años).

El perfil sedimentario de la zona distal está caracterizado por un contacto discordante con la arena basal. El relieve del contacto es de 40 m, una magnitud importante para la región.

La Planicie de Mareas

Esta planicie está compuesta por sedimentos depositados en el ambiente estuárico que apareció después de la fase alta de la ingresión (Fig. 56, pág. 184). Es una extensa unidad, con 150 km de longitud, lo que permite suponer que las corrientes de marea desarrollaban altas velocidades y una gran energía morfogenética. La sedimentación fue homogénea en toda el área, con canales de marea principales, subparalelos, formados por segmentos rectos y ángulos bien definidos. Cada canal principal desarrolló una red de tributarios de hasta el 3º orden manteniendo el mismo patrón: las confluencias ocurren predominantemente a ángulos rectos. Actualmente la unidad está sujeta a dinámica fluvial dominada por las aguas del Paraná, que fluyen parcialmente dentro de la red de canales de marea modificándolos en algunos lugares.

La Faja Actual de Bancos y Meandros del río Paraná

Esta unidad no pertenece al área de estudio.

El Delta del río Paraná

Es un clásico cuerpo deltaico de forma triangular, construido por el avance frontal del Paraná en el Río de la Plata (Fig. 56, pág. 184). Está caracterizado

por amplios canales con albardones bien desarrollados, varios de los cuales desembocan en el tramo final del río Uruguay. El avance subacuático de los albardones en el Río de la Plata forma islas con bordes relativamente altos y una depresión central ocupada por una laguna o pantano. El Paraná descarga la mayor parte de su carga sedimentaria de fondo en el frente deltaico. Las mareas, con una amplitud media de 1 m, son un agente morfológico significativo sobre el delta.

La unidad tiene de 85 a 90 km de longitud (3.500 km² de superficie). La corriente se distribuye en dos grandes brazos en el ápice del delta: el Paraná de las Palmas y el Paraná Guazú. El brazo sur está representado por un canal recto, mientras que el brazo norte sufre sucesivas divisiones desembocando en la parte final del río Uruguay. La agradación deltaica ha reducido el Uruguay a un $\frac{1}{4}$ de su ancho normal en ese punto. De acuerdo con documentos cartográficos, el frente del delta ha avanzado un promedio de 70 m/año desde 1818 (Soldano, 1947).

Las Unidades Litorales Vinculadas Directamente con el río Uruguay

Existen varias unidades geomorfológicas litorales que se formaron en el valle inundado del Uruguay durante la ingresión marina holocena. Son similares a las descritas en el punto anterior, aunque menores y distribuidas de manera algo diferente debido a las menores dimensiones y forma estrecha del sistema, en comparación con los terrenos vinculados al Paraná. También debe considerarse el menor caudal del río y la escasez relativa de arena en los aportes del Uruguay; es lógico, entonces, que la unidad geomorfológica más desarrollada sea la llanura de mareas, compuesta por una importante proporción de sedimentos finos que abundan en la cuenca. Esta zona está compuesta por las unidades principales (Fig. 63, pág. 192).

El Delta del río Uruguay

A la altura de Concepción del Uruguay el valle se abre en forma suave, pasando de 1 km de ancho al norte de la ciudad, a 6 km en Colonia Elía (Entre Ríos) y 14 km inmediatamente al norte de la localidad de Nuevo Berlín (Uruguay). El cauce se divide en dos brazos principales y otros secundarios, formando un delta alargado de 65 km de longitud (Fig. 63, pág. 192). Dicho delta tiene un patrón claramente distributivo en los 20 km finales; aguas arriba presenta morfología anastomosada. El sistema de canales

distributarios actuales tiene una dinámica bastante intensa, con variaciones importantes en las profundidades.

El delta está compuesto por dos unidades geomorfológicas principales: a) en el sector superior hay una llanura de bancos actuales, que crece por adosamiento de nuevas acumulaciones de arena en la punta de aguas arriba de islas preexistentes. El motivo de este crecimiento en dirección contraria a la corriente es un caso realmente anómalo. Estimamos que se debe a la influencia del viento sur, que provoca turbulencia irregular y trenes de olas de considerable energía durante algunas tormentas. En esos casos la corriente se detiene en las capas superiores del agua. Los depósitos actuales se forman también a los costados de las islas mayores, como las de Cambá Cuá y Dolores; b) una extensa llanura de mareas, que se hace claramente visible unos 10 km al sur, en las islas, y más al sur domina ampliamente en ambos costados del sistema. Forma amplias terrazas de hasta 5 km de ancho. En el frente de las terrazas y en los bordes de las islas se desarrolla un albardón actual. El segmento más septentrional de la llanura de mareas en Entre Ríos está ubicado en la desembocadura del arroyo El Molino, 5 km al norte de Concepción del Uruguay. De manera que el mar, con dinámica de oleaje, penetró en el río Uruguay entre 15 y 20 km más al norte que en el Paraná. Los afluentes entrerrianos pequeños entre los arroyos El Molino (en Concepción del Uruguay) y el Potrero (al sur) han desarrollado pequeños estuarios en las desembocaduras. Son depresiones muy anchas y cortas, con 4 a 6 km de longitud y 2 km de ancho en la boca, formando triángulos con bordes muy recortados con entradas irregulares y angulosas de 200 a 500 m de largo. Se trata de una morfología típica de estuarios formada en la misma época que la llanura de mareas que domina a todo el sistema.

En la parte inferior del delta, el patrón distributivo está indicando claramente que el río ha invadido una llanura de mareas, atravesándola con varios brazos, debido al evidente aumento de su caudal. Las islas están formadas por un albardón perimetral y una depresión central compuesta por los depósitos de marea, con la parte de aguas abajo sin albardón, o sea, abierta a la entrada de agua. La cota de la depresión es de alrededor de 1 msnm y está ocupada por un pantano. En esa zona, los principales canales son el del Burro (con 14 m de profundidad) y el de la Filomena (9 m de profundidad). Es notable el hecho de que la corriente excava los canales y deposita la carga de arena en el frente de éstos contra la margen uruguaya (Nuevo Berlín), disminuyendo la profundidad de los canales a menos de la mitad de sus valores máximos. Cada canal presenta un relieve interno de pozos y umbrales irregulares, de 5 m de desnivel en los dos casos citados. Dichas características han sido originadas en la acción de corrientes de marea.

El delta del Uruguay llega hasta la gran curva del río, ubicada frente a Gualeguaychú-Fray Bentos, donde el patrón distributivo forma diez brazos. Se trata de un frente en retroceso; los brazos tienden a ensancharse, erosionando lateralmente las islas formadas durante el período de acumulación de la llanura de mareas. No hay progradación actual en el sector inferior del delta. Inmediatamente aguas abajo el río corre de este a oeste en un trecho de 20 km. Se ubica allí un grupo de islas pequeñas y más espaciadas, que representan un estadio más avanzado de destrucción.

La Terraza Marina Pleistocena

Una terraza marina antigua de 20 km de largo por 3,5 km de ancho se ha desarrollado sobre la margen argentina, entre los arroyos Cupalán y Potrero, junto al delta del Uruguay (Iriondo y Kröhling, 2002; Fig. 63, pág. 192; Fig. 65, pág. 193). La terraza se halla a una cota media de 10 msnm, con una leve pendiente hacia el este, con valores extremos de 12,5 msnm (junto a las colinas) y de 7,5 msnm en el borde que la limita con la llanura de mareas holocena. Esta pendiente probablemente se ha formado por la acumulación de una delgada capa sedimentaria originada en la destrucción de las colinas adyacentes labradas en la Fm Hernandarias. Dichas colinas tienen alturas de 25 a 30 msnm. El frente de la terraza está cubierto por dunas eólicas, que forman campos de 2 km de longitud típica y de 200 a 300 m de ancho. En general la superficie de la terraza no presenta elementos morfológicos visibles, sólo un área pantanosa en el norte. Inmediatamente al sur del arroyo El Potrero se preserva un sector menor de la terraza, con una longitud de 11 km y un ancho de 1 km.

En la margen izquierda del río Uruguay se ha preservado un área menor de la terraza con forma elíptica en el área de la desembocadura de los arroyos Román Grande y El Pingüino (al norte de Nuevo Berlín), con 10 km de largo y 4 km de ancho.

La terraza representa una ingresión anterior a la del Holoceno Medio durante un interglacial más antiguo. Teniendo en cuenta su cota, este depósito puede ser asimilado al Eemiano (EIO 5e), que está registrado en la provincia de Buenos Aires a la misma cota (con la denominación de “piso Belgranense”). De acuerdo con los conocimientos actuales, la elevación real del nivel del mar fue de 6 m en ese intervalo, por lo que se deduce un leve levantamiento epirogénico (Iriondo y Kröhling, 2002).

En este tramo el río corre hacia el oeste a lo largo de 20 km, controlado por una importante fractura que se extiende desde Tostado en Santa Fe, pasando por la ciudad de Santa Fe hasta el interior de la República Oriental del Uruguay. La curva incluye un sector de llanura de mareas que sigue la faja, doblando hacia el oeste. Tiene un ancho promedio de 3 km (entre 2,5 y 3,5 km) y termina en un borde erosivo (Fig. 63, pág. 192; Fig. 67, pág. 196).

El paraje Puerto Unzué (Entre Ríos) se encuentra en dicha área de llanura de mareas, afectada allí por erosión fluvial actual. El sedimento está formado por un estrato superior de arena fina a media marrón, moderadamente seleccionada, cuarzosa. El depósito contiene baja cantidad de finos, es friable y masivo. Éste pasa hacia abajo a un estrato de arena cuarzosa mal seleccionada, de color amarillo claro, sin apreciable cantidad de finos y friable.

La ingresión holocena formó pequeños estuarios en la boca de afluentes menores del río Uruguay en el área. Un caso representativo lo constituye el arroyo San Lorenzo, con una planicie actual desproporcionadamente amplia y un cauce navegable meandriforme de 40 a 50 m de ancho. Las barrancas (de 1 m de altura) están formadas por un depósito de arena arcillosa de color marrón.

El paisaje complejo ubicado frente al extremo del depósito de llanuras está compuesto por varios elementos geomorfológicos de interés. Una descripción de detalle realizada junto al puesto La Victoria I (estancia El Potrero), ubicado inmediatamente al oeste del acceso entrerriano al puente internacional Gral. San Martín, revela la posición relativa de los elementos geomorfológicos principales de este sector. Existe una barranca de unos 20 m de altura frente a la llanura de mareas. Corresponde a la antigua barranca durante la ingresión marina holocena; actualmente evolucionada a un talud compuesto e irregular y con pendiente cercana a los 40°. El segmento superior de dicho talud es simple, tiene 20° de pendiente y de 2 a 3 m de desnivel. El siguiente segmento tiene 35° de pendiente y está formado por pequeños túmulos de arena suelta pertenecientes a un campo de dunas trepadoras; el ancho es de 15 a 20 m. El segmento inferior (presentando surgencia de agua generalizada) tiene de 4 a 5 m de desnivel, 15° de pendiente y 40 m de ancho. El talud se halla vegetado. Junto al tercer segmento se encuentra un área plana de 150 m a 400 m de ancho, generada durante la ingresión holocena. Ésta pasa hacia fuera a un pantano limitado por un cordón arenoso interpretado como línea de playa. Una perforación realizada en este cordón registró un

sedimento formado por arena verde amarillenta con segregaciones de óxido férrico en los 0,60 m superiores y arena fina a media bien seleccionada, típica de facies de playa, por debajo (Fig. 65, pág. 193).

Hacia el este, estas unidades se prolongan varios cientos de metros, con variaciones locales; entre ellas se destaca una menor altura de la antigua barranca y una mayor extensión de la faja asociada al pie de la misma. Otra perforación realizada a unos 100 al oeste de la ruta de acceso al puente internacional, en el pie de la barranca, en un ambiente de dunas parcialmente disipadas, resultó en el siguiente perfil: 1,60 m de arena eólica que pasa por debajo a una arena cuarzosa arcillosa y plástica, de color oliva grisáceo, con segregaciones de óxido férrico (Fig. 65, pág. 193).

En otra observación practicada pocos kilómetros al este, en el antiguo camino a Puerto Unzué (Ea. El Potrero), se identificaron la antigua barranca y la llanura de mareas contigua. Allí la barranca está formada por un segmento superior de 200 m de ancho y de bajo gradiente, que sigue con un talud de pendiente mayor y de 100 m de ancho y pasa a un segmento inferior de 200 m de ancho y de bajo gradiente. De manera que se conserva la morfología observada en otros lugares aunque con diferencias menores. La llanura de mareas se halla casi totalmente anegada, presentando vegetación herbácea, con arbustos y árboles dispersos. En una perforación ubicada a 800 m de distancia de la antigua barranca se halló una capa compuesta por raíces y materia orgánica en descomposición parcial. A 0,60 m de profundidad aparece arena fina a media moderadamente seleccionada sin finos, de color amarillo anaranjado.

Durante la fase alta de la ingresión holocena el río Gualeguaychú formó un pequeño delta (de aproximadamente 5 km de largo y 10 km de ancho), en su mayor parte compuesto por una sucesión de líneas de playa (Fig. 63, pág. 192). En una perforación practicada en una de las líneas de playa mejor preservadas (Ea. El Lorenzo), a unos 200 m del arroyo El Lorenzo y a pocas decenas de metros de un "cerrito" indígena (donde se hallaron abundantes fragmentos de cerámica lisa), se atravesó el siguiente perfil: los 0,70 m superiores están formados por arcilla plástica marrón, que pasa hacia abajo a arena fina cuarzosa bien seleccionada y suelta. A 0,90 m de profundidad aparece un estrato de arena de color amarillo, suelta, que pasa hacia abajo a arena amarillo grisácea, con algo de compactación intermedia y continua hasta el 1,90 m perforado. En ese sector la superficie del terreno presenta un microrelieve de pocas decenas de centímetros. Las líneas de playa están separadas por depresiones pantanosas de 300 a 400 m de ancho. Dicha superficie holocena está parcialmente cubierta por derrames subactuales del río Gualeguachú. En la barranca del arroyo Bellaco (a unos 200 m aguas arriba de la boca), aflora

un depósito formado por arena arcillosa de color gris azulado (de 1,90 a 2,60 m de la superficie). En el sector ubicado entre la desembocadura de los ríos Gualeguaychú y Bellaco se extiende una línea de playas bien preservada.

Una interpretación de un perfil geológico reconstruido a partir de perforaciones de estudio de la traza del puente internacional Fray Bentos-Pto. Unzué se observa en la figura 67, pág. 196. Está caracterizado por la presencia de unidades cretácicas en el subsuelo, ubicadas entre 10 y 60 m por debajo del lecho del río. Sobre estas rocas se encuentra una capa irregular de la Fm Fray Bentos, compuesta por limolitas arenosas compactas con matriz calcárea. Dicha unidad se extiende en la mitad izquierda del perfil con un espesor típico de 2 a 4 m, alcanzando un máximo de 25 m en el extremo oriental, y cubre en forma irregular el relieve preexistente. El Cuaternario comienza con una formación de limos arcillosos y arcillas limosas endurecidos con abundantes concreciones de CaCO_3 . Estimamos que se trata de un sedimento eólico edafizado del Pleistoceno Inferior o Medio. Se perforaron hasta 12 m de espesor en esta formación.

En esta columna estratigráfica el río excavó su valle hasta una profundidad de más de 50 m en la faja central. La mayor parte de la incisión alcanzó entre 20 y 30 m, formando una terraza estructural cortada en la Fm Fray Bentos y en las unidades cretácicas. El ancho total es de 4 km. Esto indica probablemente un rebajamiento del nivel de base durante una antigua glaciación, tal vez, la Gran Glaciación Sudamericana ocurrida alrededor de 1 Ma AP, según Thon-That *et al.* (1999).

Dicho valle se ha ido rellenando en varios episodios posteriores. La base del relleno está compuesta por un depósito de arena fina a media, con cantos rodados incluidos, de 2 a 5 m de espesor y distribución discontinua. Éste está cubierto por arena pobremente seleccionada con espesor variable de varios metros y de origen fluvial. La potencia máxima de esta facies es de 20 m. Los cantos rodados se extienden por el valle a lo largo de 3 km, mientras que la arena unos 600 m más hacia el este. Este paquete sedimentario es atribuido a la Fm El Palmar, de edad Pleistoceno Superior.

En la margen argentina del valle y en discordancia erosiva suprayacen sedimentos litorales correspondientes a la ingesión marina del Holoceno Medio. Están depositados en el sector norte del valle, con un ancho de aproximadamente 2,4 km. Esta unidad sedimentaria tiene un espesor constante de 10 m; está formada por arena arcillosa con paleocanales de unos 100 m de ancho individual y de 2 a 3 m de profundidad original, posteriormente rellenos con limos y arcilla de baja plasticidad. Su techo forma la superficie del terreno en el extremo norte. Se interpreta para esa formación un ambiente de tipo *chenier*, similar al que se encuentra en el delta del Paraná anexo a esta área. Corres-

ponde a la fase de elevación del nivel del mar que, de acuerdo con las estimaciones generales, alcanzó estas cotas entre 12.000 y 7.000 años AP.

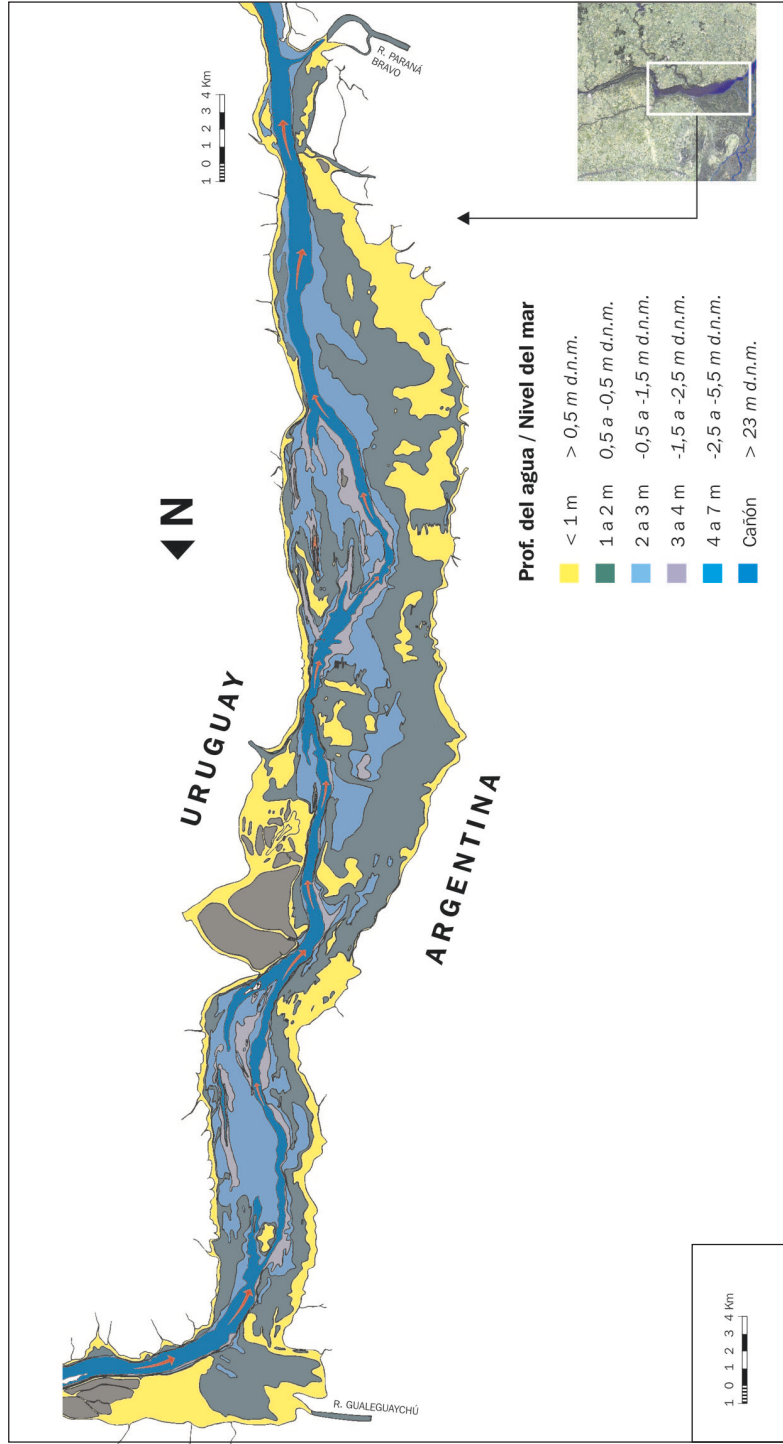
En concordancia, y formando la parte superior de la mayor parte del valle, se depositaron los sedimentos estuáricos de llanura de mareas del Holoceno Superior. Están compuestos en su mayoría por barros orgánicos con alto contenido de agua intersticial, de color negro, y lentes pequeñas de arena. Dispersos en la masa de sedimento fino se intercalan algunos depósitos de canales de marea; son facies de arena de poco espesor (entre 1 y 2 m) y de 100 a 200 m de ancho. Se estima que ese ambiente se instaló 3.500 años AP y se extendió hasta el 1.400 AP. La fase actual ha excavado un canal de 20 m de profundidad ubicado en la margen izquierda del valle.

Cerca del río aparecen también campos de dunas parcialmente disipadas de 1 a 2 m de altura en la margen entrerriana.

El Tramo Final del río Uruguay

El tramo final del río Uruguay es una amplia depresión heredada, de 85 km de longitud por 5 a 12 km de ancho, entre Gualeguaychú y el delta actual del Paraná (Brazo Gutiérrez), frente a Nueva Palmira (Fig. 77, pág. 311). No se trata de un cauce fluvial propiamente dicho; es una amplia depresión inundada y por su interior corre el cañón sumergido mencionado para la cuenca alta y media del río Uruguay (Iriondo y Kröhling, 2002; 2003c). El resto del cauce es un área anegada de escasa profundidad, que limita con los barreales con *cheniers* en la margen derecha y con las barrancas de Fray Bentos en la margen uruguaya. Este segmento tiene una dinámica general de oleaje, generada por los vientos dominantes. La margen argentina es atacada por los trenes de olas producidas por el viento del noreste (el más frecuente) que erosiona trechos de formas irregulares de 50 a 200 m de largo. Este proceso es más intenso en el sector de la boca del arroyo Paranacito, donde pueden verse relictos de 200 a 400 m de largo de la planicie transformados en islas.

Figura N° 77
 Mapa batimétrico del cauce aguas
 abajo de Guauguaychú—Fray Bentos



Entre punta Las Rosas y punta Caballos (Entre Ríos) el ancho del tramo final del río es de 6 a 7,5 km, con 1 a 3 m de profundidad (Fig. 64, pág. 193). En su parte central se halla el canal profundo (canal de Los Ingleses). Está bien definido, mide solamente 1/10 del ancho total del lecho (de 400 a 800 m de ancho), tiene una profundidad mínima de 5,79 m y curvas muy amplias. Cabe mencionar la presencia de depresiones alargadas y estrechas al este del canal (de 4 a 6 km de largo y de 300 a 500 m de ancho) con profundidades similares o mayores a las de aquél (más de 10 m). Esto indica una fuerte dinámica hídrica, con episodios de erosión y sedimentación actual.

La mitad inferior del gran espejo de agua está formada por un canal profundo, con 10 a 18 m de profundidad, que incluso llega a los 25 m en la angostura frente a Nueva Palmira. Es un canal estrecho, de 200 a 500 m de ancho. El resto está formado por una amplia superficie horizontal con profundidades inferiores a 1 m (entre 0,3 y 0,9 m). El canal se recuesta sobre la margen izquierda; a lo largo de la margen derecha hay una faja de 1 km de ancho promedio con 1,80 m de profundidad, indicando un flujo dividido. La parte central tiene un leve relieve interno, producto de la turbulencia del agua. El ancho excesivo de este cuerpo de agua es debido a la erosión lateral de los depósitos holocenos litorales sueltos por los vientos dominantes y las tormentas del sudeste. El canal está influido por el sistema litoral de mareas, puesto que su fondo se encuentra por debajo del nivel del mar en toda su extensión.

La margen derecha es compleja; en el rincón norte, donde desemboca el Gualaguaychú, está compuesta por una serie de playas (*beach ridges*) atravesadas por ese río. Hacia abajo hay un trecho de 25 km que corresponde a una albufera grande erosionada en gran parte. Allí se observa un paleocauce del Gualaguaychú con dirección norte-sur y que desembocaba en la parte central de la misma, a 15 km de distancia de la desembocadura actual. Esta albufera limita con la zona distal de barreales y *cheniers* del complejo litoral vinculado con el Paraná y el Gualaguay. La parte sur está ocupada por paleocauces anastomosados del arroyo Tala, un pequeño afluente con cuenca desarrollada en el rincón sureste de Entre Ríos. Dicho arroyo corría a lo largo del borde de las tierras altas en dirección sur-norte dentro de la albufera.

En la margen uruguaya, toda la curva desde el frente del delta del Uruguay está ocupada por una costa con barrancas muy recortadas, desarrolladas en la Fm Fray Bentos (Fig. 63, pág. 192). La unidad tiene una media caña en algunos lugares (en las cercanías de Fray Bentos), ubicada a 3 m por encima del nivel actual del río Uruguay. Este elemento morfológico tiene más de 100 m de continuidad y hasta 3 m de profundidad.

Hacia el sur de la desembocadura del arroyo San Salvador, la margen izquierda del Uruguay está compuesta en su casi totalidad por *beach ridges*, una

serie continua sujeta ahora a erosión, que llega hasta Nueva Palmira. Tiene entre 500 m y 2 km de ancho frente a la antigua barranca. Los arroyos que desembocan en ese tramo tienen morfología estuárica en sus desembocaduras, por detrás de los *beach ridges*.

En la actualidad el sistema litoral está sujeto a dinámica fluvial. La llanura de mareas se ha transformado en un sistema deltaico, con un patrón distributivo, en el cual los canales desarrollan albardones y producen acreción en varias áreas, formando nuevas islas. La parte más baja del río, en general ancha y poco profunda, está sujeta a la influencia de las mareas y de los vientos del sureste (sudestadas).

Los Afluentes Principales del Uruguay en la Cuenca Inferior

El río Gualeguaychú

Este río nace en el área de la localidad de Arroyo Barú (Entre Ríos), con las divisorias a 60 msnm (Fig. 6, pág. 20). Corre hacia el sur en un arco hasta la latitud de 32°, en un paisaje de colinas suaves labradas en la Fm Hernandarias, cuya altura promedio es de 10 m. En ese tramo el cauce es permanente y estrecho, ocupa un valle bien definido en el paisaje. Unos 10 km al sur de Villa Elisa el río entra en un paleocauce bien definido de 2 km de ancho, con curvas suaves de 5 km de radio de curvatura. Forma una terraza fluvial pantanosa, con laderas definidas de unos 200 m de ancho presentando eflorescencias salinas. El cauce es fijo, sin divagación lateral en su recorrido; corre normalmente en la parte central, con una sucesión de curvas irregulares de 200 a 500 m de longitud de onda y unos 200 a 300 m de radio de curvatura.

En el área de Herrera el río circula dentro de una faja deprimida de 1 a 2 km de ancho; el cauce meándrico tiene 10 m de ancho, con 30 a 40 m de radio de curvatura. La escorrentía es permanente. Tiene una carga de sedimento en suspensión mediana a baja y transporta arena fina bien seleccionada por arrastre. No presenta actividad morfogenética.

En su tramo medio, el Gualeguaychú recibe afluentes pequeños, de 2 a 6 km de longitud, que terminan en ensanchamientos tipo cárcava en los últimos cientos de metros. En esa zona se produjo un fenómeno de erosión retrocedente de laderas hasta el borde del paleocauce, resaltando esa geoforma enterrada. Dicha erosión ocurrió en un clima seco. Al sur de la latitud de Concepción del Uruguay, el valle se ensancha a 3 ó 4 km, hasta la zona de la desembocadura, donde entra en el complejo litoral. En los últimos 25 km de su recorrido el ancho del cauce aumenta considerablemente hasta 200 m y desarrolla un albardón actual. Las curvas siguen con su patrón irregular y tienen allí entre 1 y 3 km de longitud de onda. Dentro del complejo litoral, el

área directamente vinculada a este río tiene forma triangular, con su largo paleocauce dentro de la albufera, y las *beach ridges* en la desembocadura actual (Fig. 63, pág. 192; Fig. 65, pág. 193).

El río Negro

El tramo inferior del río Negro (de dirección noreste-suroeste, Uruguay) está caracterizado por una serie de grandes meandros regulares de 10 a 12 km de longitud de onda y de 6 a 8 km de amplitud de onda. El cauce tiene en ese tramo de 500 a 800 m de ancho. Presenta bancos e islas de cauce, cuyo tamaño aumenta hacia la desembocadura (Fig. 63, pág. 192). Se asocia al cauce una terraza probablemente generada en la ingresión marina del Pleistoceno Superior.

Los depósitos del río Negro han desarrollado una extensa área litoral durante el Holoceno. En el sector norte de la misma se define un área triangular formada por las islas de Vizcaíno, Lobos y un sector de la tierra alledaña con apariencia deltaica. Ésta tiene 7 km de largo y 14 km de ancho. El área está formada por playas sucesivas (*beach ridges*); se trata de un delta de playas, formado bajo la acción dominante del oleaje y típicamente arenoso. Dicho cuerpo lleva la denominación formal de Fm Vizcaíno (Bossi, 1969). El resto de ese complejo está compuesto por un patrón de playas de regresión (de 25 km de longitud y 9 km de ancho) que penetra profundamente en el valle del río San Salvador casi hasta Dolores (Fig. 63, pág. 192). El arroyo San Salvador presenta traza irregular en una faja de 3 a 4 km de ancho y morfología estuárica.

Campos de dunas disipadas aparecen en el área de Mercedes; probablemente son voladuras producidas durante el período seco del Holoceno Superior.

Anexo fotográfico
Capítulo 3



28. Vista de la gran escarpa (Serra Geral) al este de Bom Jardim da Serra (SC).

29. Afluente de primer orden del río Pelotas en la zona de São Joaquim (SC).



30. Valle del río Pelotas en la ruta 116 entre Lages y Vacaria (Brasil).

31. Vista del río Canoas próximo a la confluencia con el río Pelotas (SC; desde margen derecha).



32



33

32. Colinas (loess tropical) en la margen izquierda del río Canoas próximo a su confluencia con el río Pelotas (SC).

33. Vista del río Caveiras cerca de Lages (SC).



34. Terraza desarrollada sobre margen izquierda del río Lava Tudo cerca de São Joaquim (SC).

35. Valle del río Itajaí en la alta cuenca con morfología característica de la gran escarpa de Serra Geral (SC).



36. Valle del río Uruguay próximo a la confluencia Pelotas-Canoas (Campos Novos, SC–Barracão, RS).

37. Típica colina labrada en la Superficie Velhas en el área de Campos Novos (SC) –loess tropical cubriendo basalto alterado.



38. Lecho del río Uruguay en el área de Machadinho (Brasil).

39. Valle del río Uruguay en el área de Erechim (RS).



40. Vista de las dos terrazas del río Uruguay en el área de Chapecó (Brasil).

41. Terraza alta del río Uruguay en el área de Chapecó (Brasil), cubierta por loess tropical.





42. Islas del río Uruguay generadas por erosión fluvial de la terraza inferior en el área de Iraí (RS).
43. Vista de la terraza holocena de un afluente del río Uruguay en el área de Iraí (RS).



44



45

44. Meandro incidado del río Uruguay con sus dos terrazas en el área de Mondai-Itapiranga (SC).
45. Saltos del Moconá (río Uruguay) en la frontera Misiones-RS.



46. Vista desde la margen argentina del cauce del Uruguay en el área de los Saltos del Moconá.

47. Meandro incidado del Uruguay en la frontera internacional cerca de El Soberbio (Misiones).



48. Vista del río Uruguay aguas arriba de la desembocadura del arroyo Pepirí Miní (Misiones).

49. El valle del río Uruguay en la frontera internacional Misiones-RS. Se destacan la Superficie Velhas y parte de la Superficie Apóstoles.

50. Vista panorámica del Valle del río Yabotí representativo del ciclo Paraguaçu. La superficie original de la meseta basáltica aparece en el horizonte y la Superficie Velhas en primer plano (Misiones).



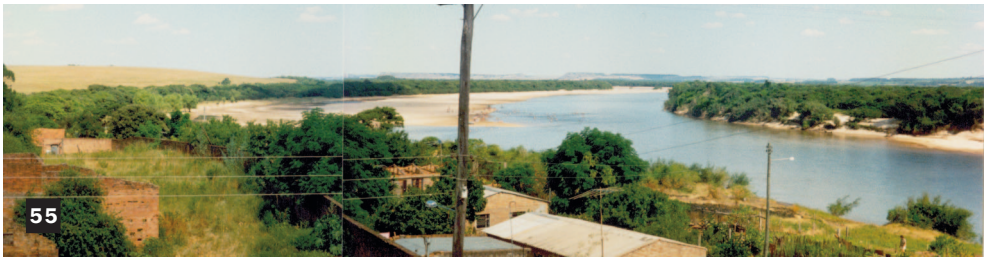
51. El arroyo Los Muertos
en su cuenca alta (Misiones).



52. El Salto Encantado del arroyo Cuñapirú en la escarpa que forma el contacto entre la Superficie Velhas y la Superficie Apóstoles (Misiones).



53. Vista de la escarpa entre las Superficies Velhas y Apóstoles en el valle del Cuñapirú, aguas abajo del Salto Encantado (área de Aristóbulo del Valle).



54. Salto típico de un arroyo misionero abandonando la Peniplanicie de Apóstoles.

55. El río Ibicuí en Manuel Viana (RS) entrando a la región basáltica.

56. Vista de la Llanura Palustre del este de Corrientes con las elevaciones de Tres Cerros en la línea del horizonte.



57. Vista de la escarpa desde la superficie de la Meseta de Masoller en el área de Masoller (norte de Uruguay).

58. Afluente del río Tacuarembó cerca de la gran escarpa de la Meseta de Masoller en el área de Tranqueras (norte de Uruguay).



59. Barranca de la margen izquierda del río Uruguay, aguas abajo de la presa de Salto Grande, labrada en la Fm Fray Bentos (Uruguay).

60. El Salto Chico frente a Concordia (Uruguay), con la terraza inferior en la margen opuesta.





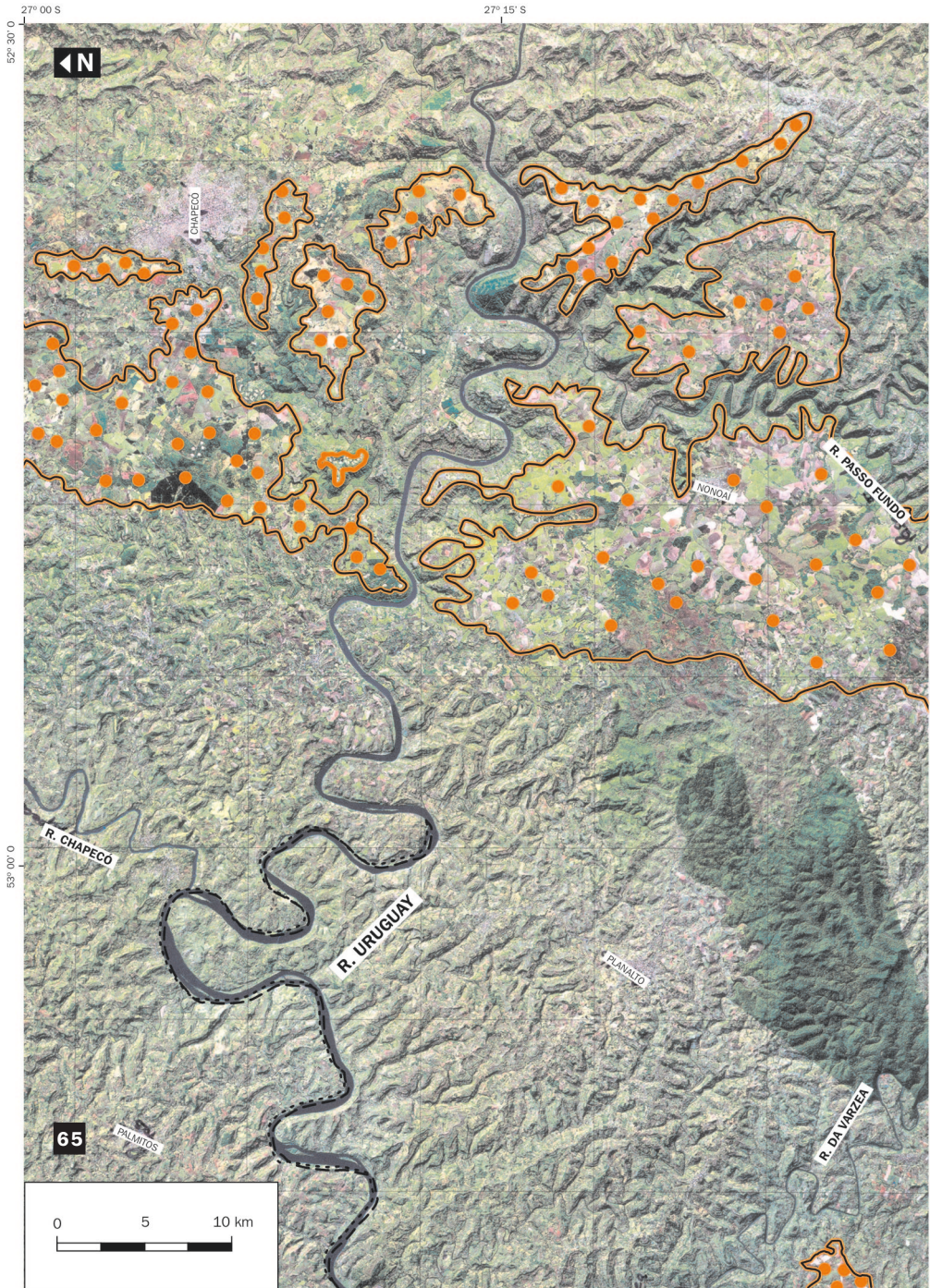
61. La Meseta de Artigas. Rocas cretácicas en la margen izquierda del Uruguay (Uruguay).

62. Barranca del río Uruguay en el área de Fray Bentos, presentando “media cañas” producidas por erosión de oleaje durante la ingresión marina holocena (Uruguay).



63. El Complejo Litoral holoceno aguas abajo del puente internacional Gualeguaychú-Fray Bentos. Sobre la margen argentina: en el ángulo superior izquierdo la llanura de mareas; en primer plano arenas eólicas cubriendo playas de regresión.

64. Vista del cordón litoral de la albufera parcialmente deflacionado en el área de Médanos (sur de Entre Ríos).



Superficie original de la meseta basáltica



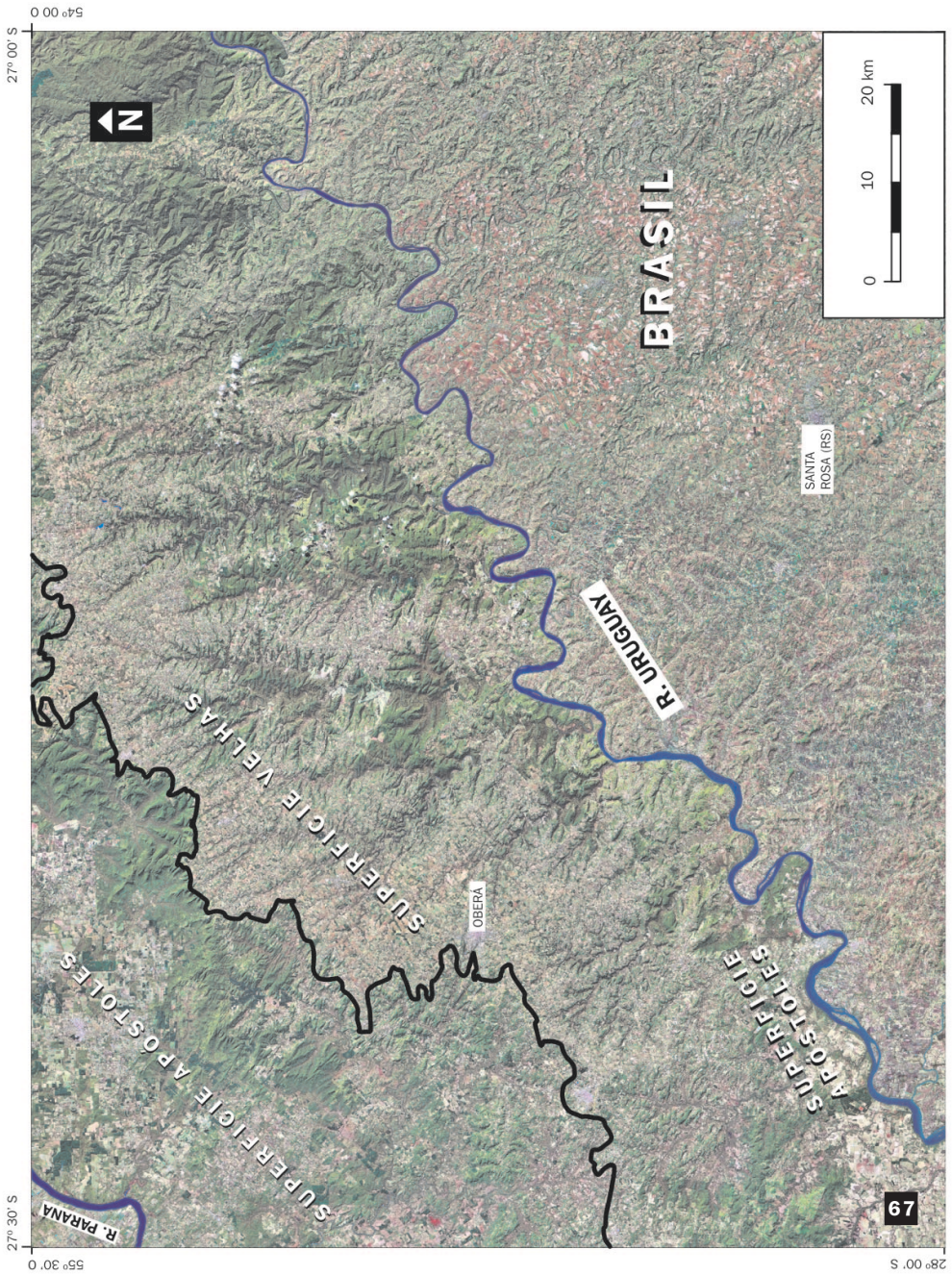
Terrazas del río Uruguay

65. Imagen satelital del área de Chapecó (alta cuenca del río Uruguay, Brasil) mostrando la superficie original de la meseta (tomada de Carta Imagen de la Rep. Arg. 2754-IV; IGM).



 Superficie "Velhas"

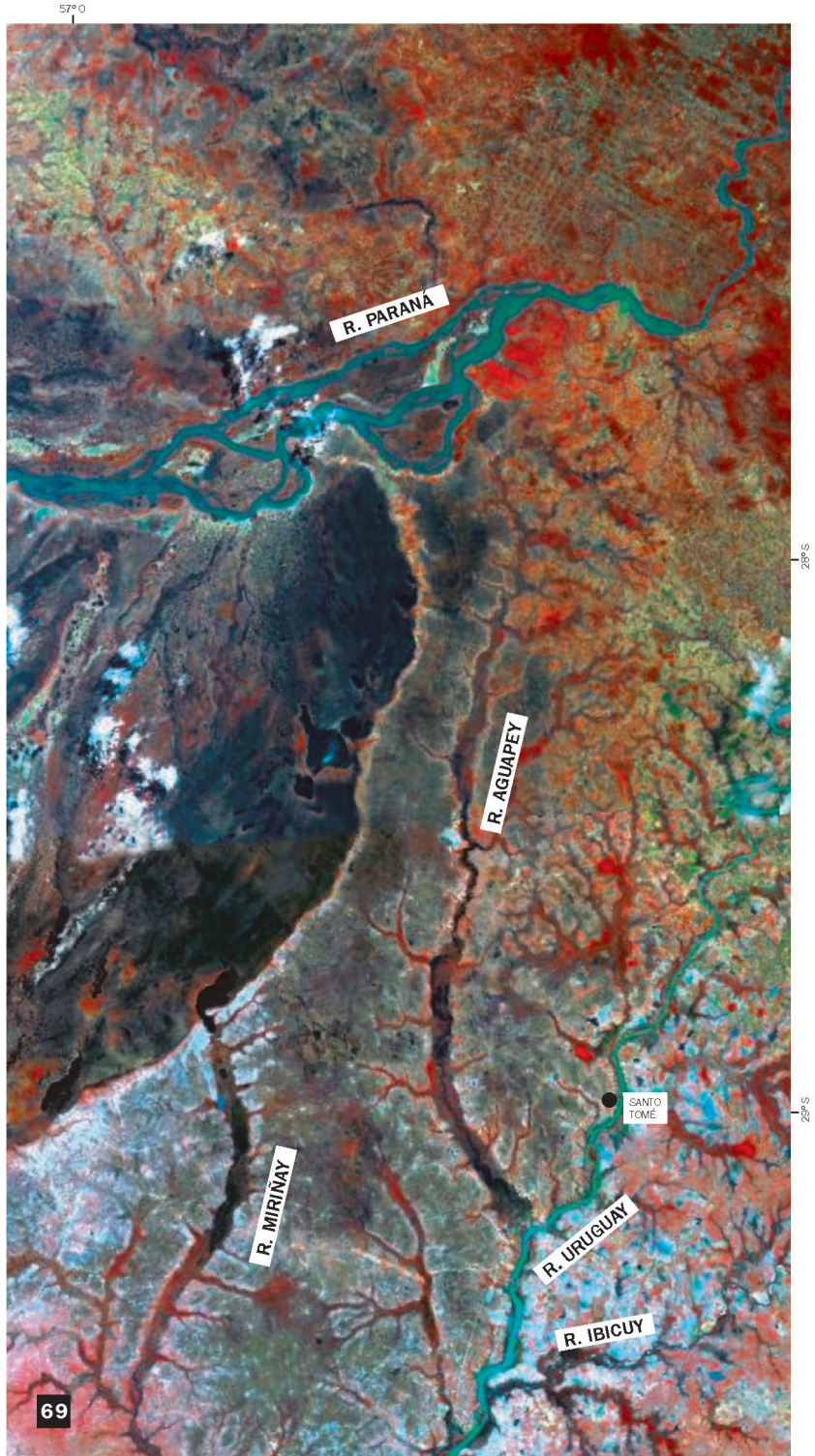
66. Imagen satelital del área de frontera internacional (alta cuenca del Uruguay) destacando la Superficie Velhas cultivada (tomada de Carta Imagen de la Rep. Arg. 2754-IV; IGM).



67. Imagen satelital de la alta cuenca del Uruguay en Misiones, con la Superfície Velhas, la Peniplanicie de Apóstoles y la escarpa que las separa (tomada de Carta Imagen de la Rep. Arg. 2754-III; IGM).



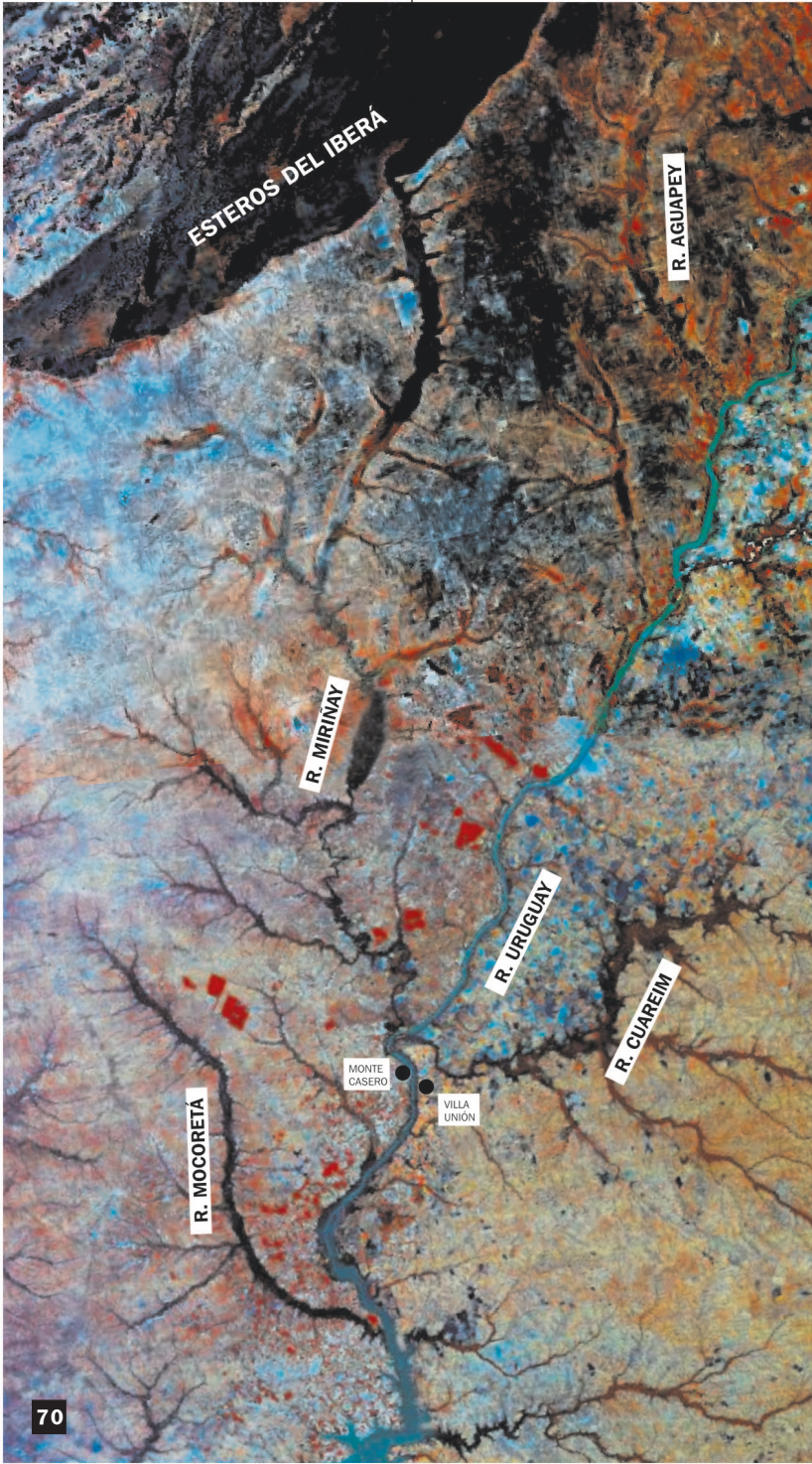
68. Imagen satelital de un área típica de la cuenca media del Uruguay (Corrientes-RS) (tomada de Carta Imagen de la Rep. Arg. 2957-IV; IGM).

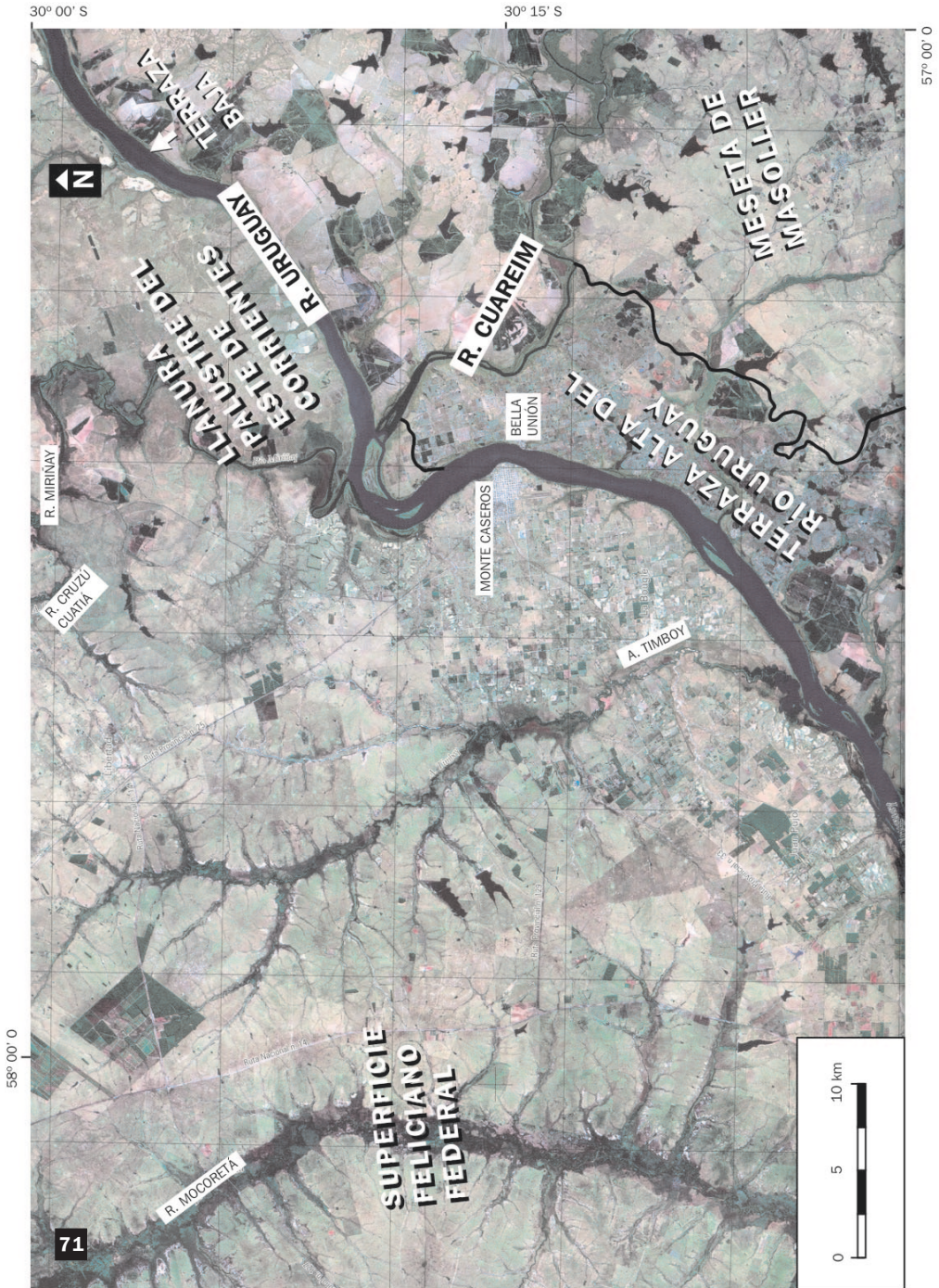


69 y 70.

Imagen satelital del este de Corrientes mostrando las conexiones de los ríos Paraná y Uruguay en épocas del Cuaternario. (Fuente de imagen: NASA)

57° 0





71. Imagen satelital de un sector de la cuenca media con cuatro sistemas geomorfológicos limitantes con la faja fluvial del Uruguay (tomada de Carta Imagen de la Rep. Arg. 3157-I; IGM).



73. Imagen satelital de parte de la cuenca inferior donde se destaca el delta del río Uruguay entre otros sistemas geomorfológicos (tomada de Carta Imagen de la Rep. Arg. 3357-I; IGM).

Capítulo 4

Síntesis y comentarios finales

Una síntesis del Cuaternario de la cuenca del río Uruguay se representa en la figura 9 (pág. 42). Las características más importantes de las principales formaciones geológicas definidas en la cuenca se presentan en la figura 11 (pág. 48).

La historia geológica de la cuenca del Uruguay comienza sobre terrenos heredados de períodos anteriores, sobre paisajes desarrollados en rocas cretácicas en la cuenca superior y media. El sistema principal es la meseta basáltica; la superficie original de la misma ha sido eliminada casi completamente por fenómenos de erosión areal ocurridos en el Terciario. El mecanismo de esa erosión ha sido probablemente la formación y retroceso de pedimentos laterales a lo largo de valles fluviales formando “superficies”. El segundo ciclo de este tipo (ciclo “Velhas”) tiene importancia en la cuenca alta y ocurrió antes de la formación de la cuenca, probablemente en el Terciario Medio, durante la gran crisis ambiental que separa el Paleógeno del Neógeno. Un tercer ciclo erosivo (ciclo “Paraguaçu”) ocurrió durante el Terciario Superior, generando una profunda incisión de valles y regresión de las escarpas de erosión más importantes (Iriando y Kröhling, 2004b).

El primer proceso identificable en la cuenca fue la formación de grandes meandros en el tramo superior del río Uruguay durante un clima húmedo posterior al ciclo Velhas. Posteriormente ocurrió la incisión de dichos meandros en las rocas basálticas, muy probablemente durante el ciclo Paraguaçu. Durante este ciclo se formaron también los valles afluentes del Uruguay y una peniplanicie que forma una orla de algunas decenas de kilómetros de ancho (Peniplanicie de Apóstoles) y penetra en forma de valles amplios erosionando la Superficie Velhas.

En la base del Cuaternario se generó una costra ferruginosa discontinua que bordea la cuenca alta (la Peniplanicie de Apóstoles), por surgencia de aguas subterráneas con alta carga de hidróxidos de hierro.

La formación geológica cuaternaria más antigua de la cuenca es la Fm San Salvador, un depósito de un gran paleocauce meándrico y facies asociadas de inundación ubicado en el este de Entre Ríos. Hay indicios razonables de que dicho paleocauce estuvo compuesto por la confluencia de los ríos Uruguay y Paraná en el noreste de Corrientes en el límite Plioceno/Pleistoceno Temprano. Si el clima de la cuenca en dicho período fue similar al actual (Iriando y Kröhling, 2003b), entonces se confirma dicha conexión fluvial.

En la parte final del Pleistoceno Inferior ocurrió un ciclo sedimentario de tipo pampeano eólico (clima semiárido) en el sur de la cuenca, vinculado con la Gran Glaciación Sudamericana, ocurrida alrededor de 1 Ma AP. Este ciclo está representado en el suroeste de Entre Ríos por el Grupo Punta Gorda, compuesto por las formaciones Puerto Alvear, La Juanita y Punta Gorda. El “loess de Itapebí” del noroeste de Uruguay se correlaciona con el Grupo Punta Gorda.

En la misma época el río Uruguay, con un caudal muy reducido, depositó un barreal en gran parte de la provincia de Entre Ríos y sur de la de Corrientes. Dicho depósito acumulado bajo clima árido es denominado Fm Hernandarias y cubre casi completamente a la Fm San Salvador. Los aportes del río Uruguay en el Pleistoceno Inferior están formados por montmorillonita proveniente de la alteración del basalto y por arena muy fina derivada de la destrucción de areniscas cretácicas, ambos aflorantes en la alta cuenca. Debe postularse entonces la existencia de un período semiárido y cálido ocurrido entre la sedimentación de la Fm San Salvador y la de la Fm Hernandarias.

Sigue un largo período que abarcó casi todo el Cuaternario Medio sin registro sedimentario o morfológico significativo. El Estadio Isotópico 5a está representado en la cuenca media por un clima húmedo y cálido con actividad fluvial generalizada, durante el cual el río Uruguay acumuló la Fm El Palmar/Salto. Dicho depósito constituye actualmente la terraza alta del río, que aparece sobre ambas márgenes en forma discontinua a lo largo del cauce. Esto se debe a que durante la época de generación de la terraza, el cauce no coincidía exactamente con el actual. Relictos de la terraza alta aparecen también en la cuenca alta en Brasil. Esta unidad yace sobre el basalto cretácico.

El último interglacial (Eemiano) marca el comienzo del Pleistoceno Superior (EIO 5). Durante el EIO 5 se produjo una ingresión marina que está representada en la cuenca inferior del Uruguay por una terraza marina ubicada a ambas márgenes del río, entre Concepción del Uruguay y Gualaguaychú.

Sobrevino posteriormente la época glacial, caracterizada en Sudamérica por un pulso muy frío y seco (EIO 4; Iriondo, 1999b) del cual no se han encontrado registros sedimentarios en la cuenca. Un mejoramiento climático se produjo posteriormente (EIO 3) representado por condiciones climáticas húmedas, con una fase semiárida intermedia. Este período ambiental produjo la excavación de los valles afluentes del Uruguay en Entre Ríos y la formación de una terraza fluvial, mejor expresada en los tributarios del río Paraná, representada por la Fm Arroyo Feliciano. Los valles de los afluentes del noroeste de Uruguay acumularon también sedimentos finos en esa época, constituyendo el miembro inferior de la Fm Sopas.

Posteriormente, un enfriamiento general de la atmósfera produjo un avance del clima patagónico hacia la cuenca del río Uruguay. Este período frío y seco se conoce como Último Máximo Glacial (UMG; EIO 2) y estuvo caracterizado por actividad eólica dominante en toda la región. En la cuenca alta, los vientos del suroeste deflacionaron los depósitos aluviales de los ríos Paraná y Uruguay depositando el polvo eólico al noreste y formando un manto que cubrió el noreste de Corrientes, Misiones y la cuenca alta en Brasil. Se trata del miembro inferior de la Fm Oberá. En el suroeste de la cuenca, los limos eólicos de procedencia pampeana formaron un loess típico (Fm Tezanos Pinto). El material que constituye la Fm Oberá tiene características tixotrópicas particulares, que permiten la generación de flujos de barro en períodos estacionales de lluvias concentradas. En la faja deprimida del Uruguay en el este de Corrientes la topografía permitió la acumulación de esos flujos, que llevan el nombre de Fm Yapeyú. En la región de la “Campanha Gaúcha” (RS) se acumularon arenas eólicas durante este período de varios miles de años de duración.

Durante la transición Pleistoceno Tardío–Holoceno Temprano (después del UMG) ocurrió un episodio de primera importancia en la cuenca media. El río Paraná migró hacia el Uruguay probablemente a lo largo de los ríos Aguapey y Miriñay, depositando la Fm Tapebicuá. Esta unidad se inicia con una facies de cauce de alta energía que pasa hacia arriba a una facies de llanura aluvial que evolucionó a un ambiente de pantanos tropicales. El techo de la formación se conserva actualmente en el este de Corrientes como una superficie extremadamente horizontal. El miembro superior de la Fm Sopas y depósitos equivalentes (Fm Touro Passo y Fm Dolores) fueron depositados en los valles uruguayos y riograndenses durante la misma época.

A partir de ese período climático y a lo largo de la mayor parte del Holoceno se generó la terraza baja del río Uruguay, cuyo cuerpo sedimentario corresponde a la Fm Concordia. Se trata de un depósito de unos 1.300 km de largo, que abarca la cuenca alta y media hasta Concepción del Uruguay. La

terrazza fluvial holocena es notablemente homogénea sedimentológica y morfológicamente desde un extremo hasta el opuesto, de manera que se supone que las condiciones ambientales han sido similares, tal vez por la existencia de un “mesoclima” generado por el propio río. La terraza baja también se formó en los afluentes principales de la red hidrográfica.

El Holoceno Medio estuvo caracterizado por un clima más húmedo y cálido que el actual en toda la cuenca, durante un período de unos 5.000 años de duración, denominado en la literatura especializada internacional como Período Optimum Climaticum del Holoceno. Este ambiente produjo el desarrollo de suelo en el tope de las unidades aflorantes (Fm Oberá, Tapebicuá, Concordia, Hernandarias, Tezanos Pinto). La diferente naturaleza de los materiales originarios dominó el tipo de pedogénesis de este período.

Los escenarios ambientales del UMG y del Holoceno Medio de la cuenca del Uruguay y su relación con regiones vecinas pueden observarse en los mapas de Beaulieu *et al.* (1999).

Durante el Holoceno Superior se instaló un clima seco dominado por un anticiclón estacional ubicado en la región central argentina, con acción eólica dominante (Iriondo, 1990b). Se formó un delgado manto loésico ubicuo (Fm San Guillermo) y campos de arena aislados en la cuenca media e inferior. Los arenales más significativos se encuentran junto al río Uruguay en Entre Ríos y en la subcuenca del río Ibicuy (RS). En la cuenca alta se depositó el miembro superior de la Fm Oberá, cubriendo el suelo truncado (del Holoceno Medio).

En los interfluvios de las regiones antiguas de la cuenca, formadas por rocas mesozoicas y paleozoicas, existen áreas cubiertas por materiales superficiales (canchal o escombrera basáltica tropical, escombrera de la meseta basáltica uruguaya, escombrera de la arenisca de Tres Cerros y material residual sobre la Fm El Palmar/Salto). Éstos fueron generados por meteorización física de dichas rocas durante el período seco del Holoceno Superior.

La zona de desembocadura del río Uruguay en el Río de la Plata está formada por varias unidades que se desarrollaron durante la ingresión marina del Holoceno Medio. La mayor parte de este sistema estuvo vinculada a la dinámica del río Paraná durante esa época, pero actualmente un sector considerable del mismo pertenece a la cuenca inferior del Uruguay. Está formada por una albufera, un cordón litoral de gran extensión, deltas de afluentes menores, playas de regresión (*beach ridges*), bajíos, una planicie de mareas y el delta actual del Paraná. En el valle inundado del Uruguay se formó un delta entre Concepción del Uruguay y Nuevo Berlín, compuesto por una llanura de bancos actuales en la parte superior y una llanura de mareas más al sur. El tramo final del río Uruguay

aguas abajo del delta es una amplia depresión sujeta actualmente a la dinámica de mareas y oleaje por efecto de la sudestada.

El clima actual se estableció en la cuenca hace 200 años (Iriondo, 1981), después de dos breves fases climáticas que no tuvieron incidencia significativa en la región (período Cálido Húmedo Medieval y Pequeña Edad del Hielo). El período climático actual es húmedo y tropical-subtropical. Los interfluvios están sujetos a pedogénesis generalizada. En las estaciones secas en la cuenca inferior del Ibicuy se producen voladuras de arenas eólicas holocenas, fenómeno caracterizado como “desertización” por los técnicos agrícolas de la región. Los canchales o escombreras de la cuenca alta y media están cubiertos por vegetación de selva o palustre.

El cauce actual del Uruguay tiene una dinámica general de erosión sobre ambas márgenes, lo que indica mayor caudal que en el período anterior. Los efectos de la marea alcanzan hacia arriba hasta Concepción del Uruguay, generando surcos muy profundos en los brazos del delta del Uruguay y en el tramo inferior del río. Durante las sudestadas, el oleaje provoca erosión visible en la margen derecha del río en dicho tramo y también el retroceso del frente deltaico.

El complejo mosaico de formaciones geológicas y unidades geomorfológicas sintetizadas en los párrafos anteriores permite entrever algunas líneas directrices en la evolución ambiental de esta región. Las principales son:

- La discontinuidad de los registros sedimentológicos y geomorfológicos. Existen largos intervalos de tiempo sin signos aparentes de sedimentación o erosión separados por series casi continuas muy bien representadas por sedimentos, suelos y discordancias. El ejemplo más evidente de la falta de registros es el Pleistoceno Medio. Ni los autores de este libro ni otros colegas han descrito formaciones o procesos atribuibles en forma concreta a ese intervalo. Por el contrario, el Pleistoceno Superior y Holoceno están representados por abundantes registros. Lo mismo sucede con la parte final del Pleistoceno Inferior, durante la cual la sedimentación del Grupo Punta Gorda requirió varias decenas de miles de años, a juzgar por el número de paleosuelos y discordancias que se encuentran en el mismo. ¿Será esto un resultado de erosiones muy fuertes y completas o de disponibilidad de abundantes sedimentos (vía glaciaciones) en los casos opuestos?

- Otra característica notable es la naturaleza persistentemente tropical húmeda de los sedimentos en la alta cuenca, en contraste con el carácter templado semiárido de la cuenca baja. Independientemente de las importantes oscilaciones en precipitaciones sufridas por todo el sistema y por ciertas características locales significativas, en el sur dominan los limos de origen

cordillerano con segregaciones de carbonato de calcio, mientras que en el norte se observa dominancia de óxidos de hierro y abundancia de arena fina muy madura. El contraste será muy grande si se compara el tipo de alteración del basalto en Misiones y sur de Brasil con el de la meseta de Masoller en Uruguay. En el primer caso se trata de meteorización química profunda, con alteración completa de los minerales originales y producción de coloides y posteriormente caolinita. En el segundo, el basalto cretácico ha sufrido escasa o nula alteración y procesos de meteorización física avanzada, formándose espesas escombreras, indicadoras de climas desérticos.

- Debe mencionarse también la inestabilidad del río Uruguay en el tramo medio e inferior de su recorrido. Recurrentemente ha cambiado de curso, uniéndose al Paraná y separándose de aquél, dejando paleocauces de diferentes edades en Corrientes, Entre Ríos y Uruguay.

Bibliografía

Ab'Saber, A. (1956): "État actuel des connaissances sur les niveaux d'érosion et les surfaces d'aplanissement au Brésil" en F. Ruellan: *Premier rapport de la Commission pour l'étude des niveaux et les surfaces d'aplanissement autour de l'Atlantique*, Rio de Janeiro, UGI, Tome V.

——— (1962): "Revisão dos conhecimentos sobre o horizonte subsuperficial de cascalhos inhumados do Brasil Oriental" en *Boletim da Universidade do Paraná*, 2:1-31, Instituto de Geología, Geografía Física, Curitiba.

——— (1970): *Províncias geológicas e domínios morfoclimáticos no Brasil*. Instituto de Geografia, São Paulo, Universidade de São Paulo, 26 págs.

——— (2000): "Spaces occupied by the expansion of dry climates in South America during the Quaternary ice ages" en *Revista do Instituto Geológico*, São Paulo, 21 (1/2):71-78.

Almeida, F. (1952): "Contribuição à geomorfologia da região oriental de Santa Catarina" en *Boletim Paulista de Geografia*, 10:3-32, São Paulo.

——— (1986): "Distribuição regional e relações tectônicas do magmatismo pós-Paleozóico no Brasil" en *Revista Brasileira de Geociências*, 16:325-349.

Anton, D. (1975): *Evolución geomorfológica del norte de Uruguay*. Dirección de Suelos y Fertilizantes, MAP, Montevideo, 28 págs.

Anton, D. y H. Goso (1974): *Estado actual de los conocimientos sobre el Cuaternario en el Uruguay*. Dirección de Suelos y Fertilizantes, MAP, Montevideo, 12 págs.

Atlas Total (1981): *Atlas físico de la República Argentina*. Buenos Aires, Centro Editor de América Latina SA, 192 págs.

de Beaulieu, J.; Boulton, G.; Iriondo, M.; Kershaw, P.; Lytissina, O.; Partridge, T.; Vliet-Lanoe, B.; Yuan, B. y M. Van Der Zijp (1999): *Maps of the world environments during the two climatic extremes (Last Glacial Maximum and Hypsithermal period)*. Escala 1:25.000.000. Commission for the Geological Map of the World y Agence Nationale pour la Gestion des Dechets Radiactifs, París.

Behling, H. y M. Lichte (1997): "Evidence of dry and cold climatic conditions at glacial times in tropical South-eastern Brazil" en *Quaternary Research*, 48: 348-358.

Behling, H.; De Patta Pillar, V.; Orlóci, L. y G. Bauermann, S. (2004): "Late Quaternary Araucaria forest, grassland (Campos), fire and climate dynamics, studied by high-resolution pollen, charcoal and multivariate analysis of the Cambará do Sul core in southern Brazil" en *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 203:277-297. Elsevier.

Bidegain, J. (1991): "Sedimentary development, magnetostratigraphy and sequence of events of the

Late Cenozoic in Entre Ríos and surrounding areas in Argentina". Doctoral Thesis, Dept. of Geology & Geochemistry, Stockholm University, Estocolmo, 1-198.

Bigarella, J. y Mousinho, M. (1965): "Considerações a respeito dos terraços fluviais, ram-pas de colúvios e várzeas" en *Boletim Paranaense de Geografia*, 16/17:153-197, Curitiba.

Bigarella, J.; Mousinho, M. y J. Da Silva (1965): "Pediplanos, pedimentos e seus depósitos correlativos no Brasil" en *Boletim Paranaense de Geografia*, 16/17:117-151, Curitiba.

Bischoff, S.; García, N.; Vargas, W.; Jones, P. y D. Conway (2000): "Climatic variability and the Uruguay river flows" en *Water International*, 25(3):446-456.

Bombín, M. (1975): "Afinidade paleoecológica, cronológica e estratigráfica do componente de megamamíferos na biota do Quaternário terminal da provincia de Buenos Aires (Argentina), Uruguai e Rio Grande do Sul (Brasil)". *Comunicações Museum de Ciências da PUCRGS*, 9:1-28, Porto Alegre.

——— (1976): "Modelo paleoecológico evolutivo para o Neokuaternário da região da Campanha oeste do Rio Grande do Sul. A Formação Touro Passo, seu conteúdo fossilífero e a pedogénesis pós-deposicional". *Comunicações Museum de Ciências PUCRGS*, 15:1-90, Porto Alegre.

Bonarelli, G. y E. Longobardi (1929): Memoria explicativa del mapa geo-agrológico y minero de la provincia de Corrientes. *Imp. Est.*, 1-2, Corrientes.

Bórmida, M. (1964): "Las industrias líticas precerámicas del arroyo Catalán Chico y del río Cuareim (Departamento de Artigas, R.O. del Uruguay)" en *Rivista di Scienze Preistoriche*, 19:195-232, Firenze.

Bossi, J. (1969): *Geología del Uruguay*, Colección Ciencias 2, Dpto. de Publicaciones de la Universidad de la República, Montevideo, 464 págs.

Bossi, J. y R. Navarro (1991): *Geología del Uruguay*, Dpto. Publicaciones de la Universidad de la República, 2:463-970, Montevideo.

——— **Ferrando, L.; Fernandez, A.; Elizalde, G.; Morales, H.; Ledesma, J.; Carballo, E.; Medina, E.; Ford, I. y J. Montaña (1975):** *Carta Geológica del Uruguay*, Dirección de Suelos y Fertilizantes, MAP, Montevideo.

Brea, M. (1998): "*Ulminium mucilaginosum* n.sp. y *Ulminium artabae* n.sp., dos leños fósiles de Laura-

ceae en la Formación El Palmar, provincia de Entre Ríos, Argentina" en *Ameghiniana, Revista de la Asociación Paleontológica Argentina*, 35(2):193-204, Buenos Aires.

——— (1999): "Leños fósiles de *Anacardiaceae* y *Mimosaceae* de la Formación El Palmar (Pleistoceno superior), departamento de Concordia, provincia de Entre Ríos, Argentina" en *Ameghiniana, Revista de la Asociación Paleontológica Argentina*, 36(1):63-69, Buenos Aires.

Brea, M. y A. Zucol (2001a): "Maderas fósiles de *Combretaceae* de la Formación El Palmar (Pleistoceno), Entre Ríos, Argentina" en *Ameghiniana, Revista de la Asociación Paleontológica Argentina*, 38(4):409-417, Buenos Aires.

——— (2001b): "Estudios paleobotánicos del Parque Nacional El Palmar; silicobiolitos en sedimentos continentales del Pleistoceno Superior" en *Ameghiniana, Revista de la Asociación Paleontológica Argentina*, 38 (4-supl.):29R, Buenos Aires.

Brea, M.; Zucol, A. y A. Scoppel (2000): "Estudios paleobotánicos del Parque Nacional El Palmar (Argentina): 1. Presencia de cuerpos cristalinos en leños fósiles de Myrtaceae. Resúmenes" en *Ameghiniana, Revista de la Asociación Paleontológica Argentina*, 36(4), Suplemento:41R, Buenos Aires.

Brito Neves, B.; Teixeira, W.; Tassinari, C. y K. Kawashita (1989): "A contribution to the subdivision of the Precambrian time in South America". 28th International Geological Congress, Abstract 2:510-511, Washington.

Cabrera, A. (1976): *Regiones Fitogeográficas Argentinas*. Enciclopedia Argentina de Agricultura y Jardinería, ACME, 2da. edición, 2(1):1-85, Buenos Aires.

Catt, J. (ed.) (1990): "Paleopedology Manual" en *Quaternary International*, 6:1-95, INQUA/Pergamon Pres, Oxford.

Chebli, G.; Tofalo, O. y G. Turazzini (1989): "Mesopotamia" en Chebli, G. y L. Spalletti (eds.): *Cuencas Sedimentarias Argentinas*, Instituto Superior de Correlación Geológica, Univ. Nac. de Tucumán. Serie Correlación Geológica 6:65-78.

Chebli, G.; Mozetic, M.; Rossello, E y M. Bühler (1999): "Cuencas Sedimentarias de la llanura Chacopampeana" en R. Caminos (ed.): *Geología*

- Argentina, Instituto de Geología y Recursos Minerales (SEGEMAR), Anales N°29 (20):627-644, Buenos Aires.
- Cione, A. y E. Tonni (1995):** "Chronostratigraphy and 'Land-Mammal Ages' in the Cenozoic of Southern South America: Principles, Practices, and the 'Uquian Problem'" en *Journal of Paleontology*, Vol. 69 (1): 135-159.
- Clapperton, Ch. (1993):** *Quaternary Geology and Geomorphology of South America*. Elsevier, Amsterdam, 779 pág.
- Comité Argentino de Estratigrafía (1992):** Código Argentino de Estratigrafía, Asociación Geológica Argentina, Serie B, 20:1-64, Buenos Aires.
- Cordini, R. (1949):** *Contribución al conocimiento de la Geología Económica de Entre Ríos*, Dirección General de Industria Minera, Anales II (N°87-MIC), Buenos Aires, 78 págs.
- Departamento Nacional da Produção Mineral (DNPM) (1986):** *Mapa Geológico do Estado de Santa Catarina. E 1:500.000*.
- Depetris, P. (1975):** "Mineralogía de la fracción arcilla en suelos lateríticos de la provincia de Misiones. Su posible relación con los sedimentos suspendidos del río Paraná". VI Congreso Geológico Argentino, Actas II:275-280.
- Díaz, A.; Studzinski, C. y C. Mechoso (1998):** "Relationships between Precipitation Anomalies in Uruguay and Southern Brazil and Sea Surface Temperature in the Pacific and Atlantic Oceans" en *Journal of Climate*, 11(2):251-271, American Meteorological Society.
- Di Persia, D. y J. Neiff (1986):** "The Uruguay river system" en B. Davies y K. Walker (eds.): *The Ecology of River Systems*, Cap. 12:599-621. Dr. W. Junk Publishers, Dordrecht.
- Duarte, A.; Verde, M.; Ubilla, M.; Araújo, A.; Martins, P.; Reinhard, K. y L. Ferreira (1999):** "Note on parasite eggs in mineralized carnivora coprolites from the upper Pleistocene Sopas Formation, Uruguay" en *Paleopathology Newsletter*, 107:5-8.
- Emiliani, C. (1955):** "Pleistocene temperatures" en *Journal of Geology*, 63:538-578.
- Escobar, E. y R. Capurro (1990):** "Mapa de suelos de la provincia de Corrientes" en *Atlas de suelos de la República Argentina*, Secretaría de Agricultura, Ganadería y Pesca (INTA); Escala 1:500.000, Buenos Aires.
- Fernández Garrasino, C. (1996):** "La sucesión gondwánica del subsuelo de la provincia de Entre Ríos, Argentina". XIII Congreso Geológico Argentino, Actas I:99-109, Buenos Aires.
- Ferrando, L. y M. Daza. (1974):** "Mineralogía de la fracción arcillosa de la Formación Fray Bentos en el suroeste del Uruguay". *Anais do XXVIII Congresso Brasileiro de Geologia*, 5:3-13, Porto Alegre.
- Frenguelli, J. (1927):** "Sobre la posición estratigráfica y la edad de los basaltos del río Uruguay" en *GAEA*, 2(3):403-424, Buenos Aires.
- (1939): "El río Uruguay entre Salto Grande y Paso Hervidero. Apuntes geológicos y geomorfológicos" en Sociedad Científica Argentina, Anales: 128(6):342-368, Buenos Aires.
- García, G. y J. Souto (1989):** "Identificação o mapeamento de áreas de desertificação sob clima úmido no Brasil" en *Geociências* 8:69-78, São Paulo.
- García, N.O. y W. Vargas (1998):** "The temporal climatic variability in the Rio de la Plata basin displayed by the river discharges" en *Climatic Change*, 38:359-379.
- Gentili, C. y H. Rimoldi (1979):** "Mesopotamia" en en J. Turner (ed.): *Geología Regional Argentina*, II Simposio Geología Regional Argentina, Vol. I:185-223, Córdoba.
- Ghietto, M. (2000):** "Variabilidad y cambio climático". Tesina Final del curso regular sistémico de la Maestría en Ingeniería en Recursos Hídricos, Facultad de Ingeniería y Ciencias Hídricas, UNL (inédita).
- Ghietto, M. y N.O. García (2003):** "Temporary variability of the precipitation in the Uruguay river basin". Seventh International Conference on Southern Hemisphere Meteorology and Oceanography, Abstract 3:48, Nueva Zelanda.
- González Bonorino, F. (1966):** "Soil clay mineralogy of the Pampa plains, Argentina" en *Journal of Sedimentary Research*, 36:1026-1035.
- Gradstein, F.; Ogg, J.; Smith, A.; Agterberg, F.; Bleeker, W.; Cooper, R.; Davydov, V.; Gibbard, P.; Hinnov, L.; House, M.; Lourens, L.; Luterbacher, H.; McArthur, J.; Melchin, M.; Robb, L.; Shergold, J.; Villeneuve, M.; Wardlaw, B.; Ali, J.; Brinkhuis, H.; Hilgen, F.; Hooker, J.; Howarth, R. y otros (2004):** *A Geologic Time Scale 2004*. Geological Survey of Canadá, Miscellaneous Report 86, 1 poster; ICS

- (International Commission on Stratigraphy, 2004).
- Herbst, R. y J. Santa Cruz (1985):** "Mapa litoestratigráfico de la provincia de Corrientes" en *D'Orbignyana*, 2:1-51, Corrientes.
- Hjulström, F. (1935):** "The morphological activity of rivers as illustrated by the river Fyris" en *Bulletin Geological Institut Uppsala*, 25:221-527, Uppsala.
- IBGE (Fundação Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística) (1986):** *Mapa Geológico E 1:1.000.000; Folhas SH.22 Porto Alegre e parte das Folhas SH.21 Uruguiana e SI.22 Lagoa Mirim*. Vol 33: Levantamento de Recursos Naturais, Rio de Janeiro.
- **(1993):** *Mapa de vegetação do Brasil*. E 1:5.000.000, Brasília.
- ISSC (1976):** *International Stratigraphic Guide*. New York, J. Wiley and Sons.
- Ibáñez, F. (1978):** *Historia de Salto Grande*. Editorial de la Mesopotamia, 107 págs.
- Iriondo, M. (1980):** "El Cuaternario de Entre Ríos" en *Revista de la Asociación de Ciencias Naturales del Litoral*, 11:125-141, Santa Fe.
- **(1981):** "Antigüedad del último cambio climático en el Litoral" en *Ecología*, 6:5-8, Santa Fe.
- **(1985):** "Facies sedimentarias del subsuelo del delta del río Paraná". Publicación de la Universidad Nacional del Litoral, Santa Fe, 15 págs.
- **(1987):** "Geomorfología y Cuaternario de la Provincia de Santa Fe" en *D'Orbignyana* 4:1-54, Corrientes.
- **(1989):** "Mapa de isopacas de la Formación Hernandarias". Informe de la Facultad de Ingeniería y Ciencias Hídricas, UNL (inédito).
- **(1990a):** "Relación longitud de onda-caudal en los ríos chaco-pampeanos". III Reunión Argentina de Sedimentología. Resúmenes expandidos: 145-150, San Juan.
- **(1990b):** "A late Holocene dry period in the Argentine plains" en *Quaternary of South America & Antarctic Peninsula*, 7:197-218, Rotterdam, Balkema Publ.
- **(1994):** "Los climas cuaternarios de la región pampeana". Com. Museo Provincial de Ciencias Naturales Florentino Ameghino (N.S.), 4(2):1-48, Santa Fe.
- **(1996a):** "A tropical loess-like sediment". *30th International Geological Congress, Abstracts*, 3, pág. 224; Beijing.
- **(1996b):** "Estratigrafía del Cuaternario de la cuenca del río Uruguay". XIII Congreso Geológico Argentino, Actas IV:15-26; Buenos Aires.
- **(1998):** "Excursion Guide N°3: Province of Entre Rios". International Joint Field Meeting: Loess in Argentina: Temperate and Tropical. INQUA-PASH-CLIP-UNER-CECOAL. Vol.3: 1-19.
- **(1999a):** "El Cuaternario del Chaco y Litoral" en R. Caminos (ed.): *Geología Argentina*. Instituto de Geología y Recursos Minerales (SEGEMAR), Anales N°29 (23):696-699, Buenos Aires.
- **(1999b):** "Climatic Changes in the South American Plains: Records of a continent-size oscillation" en Partridge, T.; Iriondo, M. y P. Kershaw (eds.): *Paleoclimates of the Southern Hemisphere; Quaternary International*, 57/58:93-112. Oxford, Pergamon Press.
- **(2003):** "South American major systems in the last extreme climates". XVI INQUA Congress; Abstracts, pág. 97, Reno.
- **(2004a):** "Large wetlands of South America: a model for Quaternary humid environments" en *Quaternary International*, 114: 3-9. Oxford, Pergamon Press.
- **(2004b):** "The littoral complex at the Paraná mouth" en *Quaternary International*, 114:143-154, Oxford, Pergamon Press.
- Iriondo, M. y N. García (1993):** "Climatic variations in the Argentine plains during the last 18,000 years" en *Palaeogeography, Paleoclimatology, Palaeoecology*, 101:209-220. Amsterdam, Elsevier Sc. Publ. BV.
- Iriondo, M. y D. Kröhling (1995):** "El Sistema Eólico Pampeano". Com. Museo Provincial de Ciencias Naturales Florentino Ameghino (N.S.), 5(1):1-68, Santa Fe.
- **(1997):** "The tropical loess". Proceedings of the 30th International Geological Congress. VSP Publ., 21:61-78, Utrecht.
- **(2001a):** "A neoformed kaolinitic mineral in the Upper Pleistocene of NE Argentina". 12th International Clay Conference "2001 a Clay Odyssey". Abstract, pág. 6, Univ. Nac. del Sur. Bahía Blanca.
- **(2001b):** "The parent material as the dominant factor on the hypsithermal pedogenesis in the Uruguay basin (Argentina, Brazil, Uruguay)". VI International Symposium and Field Workshop on Paleope-

dology in Mexico City (INQUA-ISSS), Abstracts, 19, México.

——— (2001c): Comment on: "Dry and cold climatic conditions in the formation of the present landscape in Southeastern Brazil. An interdisciplinary approach to a controversially discussed topic". *Zeitschrift fuer Geomorphologie*, 45(3):401-402, Berlin, Gebrueder Borntraeger.

——— (2002): "The Holocene marine ingression in the lower Uruguay river". 2nd Annual Conference of the International Geological Correlation Program Project N°464 "Continental Shelves during the Last Glacial Cycle: knowledge and applications" (UNESCO/IUGS, Univ. Sao Paulo -IIOUSP-); abstract, pág. 49, Sao Paulo.

——— (2003a): "A neoformed kaolinitic mineral in the Upper Pleistocene of NE Argentina" en Dominguez, E.; Mas, G. y Cravero, F. (eds.): *2001: A Clay Odyssey*. Cap. II:109-116. Amsterdam, Elsevier Publ.

——— (2003b): "The Pleistocene of the Uruguay River Basin, South America". XVI INQUA Congress; Abstracts, pág. 122, Reno.

——— (2003c): "A stable canyon excavated in the bottom of a large river of South America". XVI INQUA Congress; Abstracts, pág. 84, Reno.

——— (2004a): "The parent material as the dominant factor on the Hypsithermal pedogenesis in the Uruguay basin (Argentina, Brazil, Uruguay)" en P. Jacobs y S. Sedov (eds.): *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*. México, 21(1):175-184.

——— (2004b): "Cenozoic geomorphological evolution of the Uruguay river basin, South America". 32nd International Geological Congress (IUGS), Abstracts (CD), 1 pag., Florencia.

——— (2004c): "Advances in the Quaternary of the La Plata river basin, South America. Editorial" en Iriondo, M.; Krohling, D. y J. Stevaux (eds.): *Quaternary International*, 114:1-2, Oxford, Pergamon Press.

Iriondo, M. y C. Ramonell (1992): "Guía de Campo del Cuaternario de San Luis". 6ta. Reunión del CADINQUA, 28 págs., San Luis.

Iriondo, M. y E. Scotta (1978): "The evolution of the Paraná River delta" en Sugio, K.; Fairchild, M.; Martin, L. y J. Flexor (eds.)(1978): *International Symposium on Coastal Evolution in the Quaternary*, INQUA; Proceedings:405-418, Sao Paulo.

Iriondo, M.; Kröhling, D. y J. Bidegain (2000): "The Quaternary of SW Entre Rios, Argentina". 31th. International Geological Congress. Abstracts, Río de Janeiro.

Iriondo, M.; Kröhling, D. y O. Orfeo (1997): "La Formación Oberá, un sedimento eólico tropical". *Memorias del I Congreso Latinoamericano de Sedimentología*, Soc. Venezolana de Geólogos, Tomo 1:343-348, Porlamar.

——— (1998): "Excursion Guide N°4: Tropical Realm (provinces of Corrientes and Misiones)". *International Joint Field Meeting: "Loess in Argentina: Temperate and Tropical"*. (INQUA Loess Commission -PASH-CLIP-UNER-CECOAL), Vol. 4:1-27, Paraná.

Iriondo, M.; Stevaux, J. y O. Orfeo (2001): "Caracterização Geomorfológica e Sedimentológica do Arroio Los Muertos: um Tributário Típico da Alta bacia do Río Uruguai" en *Revista Geociencias*, 19(1):58-66, Sao Paulo.

Iriondo, M.; Tardivo, R. y C. Ceruti (1985): "Geomorfología y Cuaternario del tramo inferior del arroyo Feliciano" en *Revista Asociación Ciencias Naturales del Litoral*, 16(2):149-156, Santa Fe.

Journaux, A. (1975): "A recherches geomorphologiques en Amazonic bresilienne" en *Bulletin N° 20*, Centre de Geomorphologie de Caen 68, Caen.

Justus, J.; Machado, M. y M. Franco (1986): "Geomorfología" en *Levantamento de Recursos Naturais. Folha SH.22 Porto Alegre e parte das folhas SH.21 Uruguaiana e SI.22 Lagoa Mirim*. 33(2): 313-392. Fundação Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística (IBGE), Rio de Janeiro.

King, L. (1956): "A Geomorfología do Brasil Oriental" en *Revista Brasileira de Geografia*, 18(2):147-265, Río de Janeiro.

Krepper, C.; García, N. y P. Jones (2003): "Inter-annual variability in the Uruguay river basin" en *International Journal of Climatology*, 23:103-115. Royal Meteorological Society.

Kröhling, D. (1996): "La Formación Lucio Lopez (Holoceno), noreste de la llanura pampeana". XIII Congreso Geológico Argentino; Actas IV, pág. 69, Buenos Aires.

——— (1999): "Sedimentary maps of loessic units outcropping in North Pampa, Argentina" en M. Iriondo (ed.): *South American Loess and related topics. Quaternary International*, 62:49-55. Oxford, Pergamon Press.

- (2001): "Quaternary loess-paleosol sequence of southwestern Entre Ríos Province, Northern Pampa, Argentina". VI International Symposium and Field Workshop on Paleopedology in Mexico City (INQUA-ISSS), Abstracts, pág. 27, UNAM, México.
- Kröhling, D. y M. Iriondo (2002):** "La terraza inferior del río Uruguay (Holoceno), una unidad sedimentaria típica de la cuenca". VI Reunión Argentina de Sedimentología (AAS), Resúmenes, pág. 95.
- (2004): "Influencia determinante del material parental en los paleosuelos de la cuenca del río Uruguay". XIX Congreso Argentino de la Ciencia del Suelo (AACs; UNER e INTA), Resúmenes, pág. 354, Paraná.
- (2006): "Tropical Loess of SE South America". International Workshop "Lower Latitudes Loess. Dust Transport Past and Present". Resúmenes, pág. 20, Islas Canarias.
- Lacroix, A. (1913):** "Les latérites de Guinée et les produits d'altération qui leur sont associés". *Nouv Arch. Mus. Hist. Nat.* 5:255-356.
- Lambert, L. (1948):** "Informe geológico relacionado con un proyecto de dique de embalse del río Uruguay en Salto Grande". Dirección de Minas y Geología, 63:4-19, Buenos Aires.
- Larese, M. y D. Kröhling (2005):** "Grid point analysis for the identification of climatic extremes in the Uruguay river basin, South America". Joint Meeting of IGCP490 and ICSU/IUGS: "Holocene Environmental Catastrophes in South America: From the Lowlands to the Andes"; Abstract, Miramar (Córdoba).
- Leopold, L.; Wolman, M. y J. Miller (1964):** *Fluvial Processes in Geomorphology*. W. Freeman and Co., 522 págs., San Francisco.
- Lichte, M. (1991):** "Cyclic features in the Quaternary development in SE Brazil". 3º Congresso Associação Brasileira de Estudos do Quaternário; Resumos. Publicação Especial N°1:33-35, Belo Horizonte.
- y **H. Behling (1999):** "Dry and cold climatic conditions in the formation of the present landscape in Southern Brasil. An interdisciplinary approach to a controversially discussed topic". *Zeitschrift fuer Geomorphologie*, 43(3):341-358. Berlin, Gebrueder Borntraeger.
- Macar, P. (1957):** "Notes sur l'excursion à l'atataia" en *Zeitschrift fuer Geomorphologie*, 1(3):293-296, Berlin.
- Maignien, R. (1976):** *Review of research on laterites*. ORSTOM-UNESCO, 148 págs.
- Martínez, S. y A. Rojas (2004):** "Quaternary continental molluscs from Northern Uruguay: distribution and paleoecology" en *Quaternary International* 114:123-128, Pergamon.
- Medeiros, E.; Muller Filho, I. y P. Veiga (1989):** "O Mesozóico no oeste do Estado do Rio Grande do Sul (São Francisco de Assis e Alegrete)". *Acta Geológica Leopoldensia*, 29(12):42-60.
- Miller, E. (1969):** "Pesquisas efetuadas no oeste do Rio Grande do Sul-Campanha-Missões" en Programa Nacional de Pesquisas Arqueológicas. Resultados preliminares do Primeiro Ano (1965-1966). Publicações Avulsas do Museu Goeldi, 13:13-30, Belém.
- Morrás, H.; Bayarski, A.; Benayas, J. y V. Vesco (1993):** "Algunas características genéticas y litológicas de una toposecuencia de suelos vérticos de la provincia de Entre Ríos" en *El estudio del suelo y de su degradación en relación con la desertización*. Sociedad Española de la Ciencia del Suelo (SECS), págs: 1054-1 061, Salamanca.
- Mousinho, M. y Bigarella, J. (1965):** "Movimientos de masa no transporte dos detritos da meteorização das rochas" en *Boletim Paranaense de Geografia*, 16/17:43-84, Curitiba.
- Olinuck, J. (2002):** "El Clima de la localidad de San Vicente. Período 1970-2000". Informe técnico N°79. Publicaciones del EEA-INTA Cerro Azul. 39 págs.
- (2003): "Informe agrometeorológico de la localidad de Cerro Azul. Año 2002". Miscelánea N°50. Publicaciones del EEA-INTA Cerro Azul, 20 págs.
- Orfeo, O. (1995):** "Sedimentología del río Paraná en el área de confluencia con el río Paraguay". Tesis Doctoral, Fac. Ciencias Naturales y Museo, Univ. Nac. La Plata, 173 págs. (inérita).
- Padula, E. (1972):** "Subsuelo de la Mesopotamia y regiones adyacentes" en A. Leanza (ed.): *Geología Regional Argentina*, 213-237. Córdoba, Academia Nacional de Ciencias.
- Panario, D. y O. Gutierrez (1999):** "The continental Uruguayan Cenozoic: an overview" en M. Iriondo (ed.): *Loess in South America and related topics*.

- Quaternary International 62:75-84, Oxford, Pergamon Press.
- Paoli, M.; Iriondo, M. y N. García (2000):** "Capítulo 1: Características de las cuencas de aporte" en C. Paoli y M. Schreider (eds.): *El río Paraná en su tramo medio*. Tomo 1:27-68. Colección Ciencia y Técnica, Santa Fe, Universidad Nacional del Litoral.
- Partridge, T. y R. Maud (1987):** "Geomorphic evolution of southern Africa since the Mesozoic" en *South African Journal of Geology*, 90:179-208.
- Perea, D. y S. Martínez (1984):** "La fauna fósil (Mammalia, Reptilia y Mollusca) de los arroyos Gutiérrez Grande y Chico, Dpto. de Río Negro, Uruguay". *Boletín de la Sociedad Zoológica del Uruguay (2ª. Epoca)*, 2:47-53, Montevideo.
- Piccirillo, E.; Melfi, A.; Comin-Chiaramonti, P.; Bellieni, G.; Ernesto, M.; Marques, L.; Nardy, L.; Pacca, A.; Roisemberg, A. y D. Stofa (1988):** "Continental flood volcanism from the Paraná Basin (Brazil)" en J. MacDougall (ed.): *Continental Flood Basalts*. Kluwer Academic, Dordrecht, Alemania, págs. 195-238.
- Preciozzi, F.; Spoturno, J.; Heinzen, W. y P. Rossi (1985):** *Carta Geológica del Uruguay a escala 1:500.000*, 1-90, 1 mapa. Montevideo, Dirección Nacional de Minería y Geología.
- Quirós, R. y S. Cuch (1981):** "Características limnológicas del embalse de Salto Grande, 1. Cambios estacionales de ciertos parámetros físico-químicos" en *Ecología* 7, Buenos Aires.
- Riggi, J. y N. Riggi (1964):** "Meteorización de los basaltos en Misiones" en *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 19(1):57-70, Buenos Aires.
- Rimoldi, H. (1962):** "Aprovechamiento del río Uruguay en la zona de Salto Grande" en *Anales de las Primeras Jornadas Geológicas Argentinas*, 2:287-310, Buenos Aires.
- Romero, S. (1985):** "Estudio geológico-económico del área yesífera de Piedras Blancas, provincia de Entre Ríos". Tesis de Licenciatura, Dpto. de Geología de la Universidad de Buenos Aires, 60 págs. (inédita).
- Rubinstein, C. (1983):** "Estudio sedimentológico y ambiental de la Formación Hernandarias". Tesis de grado, Facultad de Ciencias Exactas y Naturales, Universidad de Buenos Aires, 45 págs.
- Shackleton, N. (1969):** "The last interglacial in the marine and terrestrial records". *Proceedings of the Royal Society B174*: 135-154, Londres.
- Schenato, F.; Formoso, M.; Dudoignon, P.; Meunier, A.; Proust, D. y A. Mas (2003):** "Alteration processes of a thick basaltic lava flow of the Paraná Basin (Brazil): petrographic and mineralogical studies" en *Journal of South American Earth Sciences*, 16:423-444, Oxford, Pergamon Press.
- Simões, M. (1972):** "Índice das Fases Arqueológicas Brasileiras". *Publicações Avulsas do Museu Goeldi*, 18:1-75, Belém.
- Soldano, F. (1947):** *Régimen y aprovechamiento de la red fluvial argentina*. Cimera, Buenos Aires, 277 págs.
- Thomas, M. (1996):** "Laterites revisited" en *Progress in Physical Geography*, book review article, 20(1):113-121, Arnold.
- Ton-That, T.; Singer, B.; Möerner, N. y J. Rabassa (1999):** "Datación de lavas basálticas por Ar/Ar y geología glacial de la región del lago Buenos Aires, provincia de Santa Cruz, Argentina" en *Revista de la Asociación Geológica Argentina*. 54(4):333-352, Buenos Aires.
- Tonni, E. (1987):** "Stegomastodon platensis y la antigüedad de la Formación El Palmar en el Departamento Colón, Entre Ríos" en *Nota Paleontológica Ameghiniana*, 24(3-4):323-324, Buenos Aires.
- Tricart, J. (1959):** "Divisão morfoclimática do Brasil Atlântico Central" en *Boletim Paulista de Geografia*, 31:3-44, São Paulo.
- Ubilla, M. (1996):** "Paleozoología del Cuaternario continental de la cuenca norte del Uruguay: biogeografía, cronología y aspectos climático-ambientales". Tesis Doctoral, 232 págs. Uruguay, FC-Pedeciba (inédita).
- (1999): "Dataciones radiocarbónicas (14C) para la Fm Dolores (Río Santa Lucia, Dpto. de Canelones y Aº Gutierrez Chico, Dpto. de Río Negro) y comentarios sobre la fauna de vertebrados asociada" en *Revista de la Sociedad Uruguaya de Geología*, III Epoca Nº6:48-54.
- Ubilla, M. y D. Perea (1999):** "Quaternary vertebrates of Uruguay: A biostratigraphic, biogeographic and climatic overview" en J. Rabassa y M. Salemme (eds.): *Quaternary of South America and Antarctic Peninsula*, 12:75-90. AA, Balkema, Rotterdam.
- Ubilla, M.; Piñeiro, G. y C. Quintana (1999):** "A new extinct species of the Genus *Microcavia* (Ro-

dentia, Caviidae) from the Upper Pleistocene of the Northern Basin of Uruguay, with paleobiogeographic and paleoenvironmental comments" en *Studies on Neotropical Fauna and Environment*, 34:141-149, Swets and Zeitlinger Publ.

Ubilla, M.; Perea, D.; Goso Aguilar, C. y N. Lorenzo (2004): "Late Pleistocene vertebrates from northern Uruguay: tools for biostratigraphic, Climatic and environmental reconstruction" en *Quaternary International* 114:129-142, Pergamon.

Veiga, P.; Medeiros, E. y D. Suertegaray (1987): "Gênese dos campos de areia no município de Quaraí, RS". Iº Congresso da Associação Brasileira de Estudos do Quaternário, Porto Alegre.

Zabert, L. y R. Herbst (1986): "Ostracodos pleistocénicos del arroyo Perucho Verna, provincia de Entre Ríos, Argentina" en *Ameghiniana* 23(3-4):213-224, Buenos Aires.

Zucol, A. y M. Brea (2001): "Asociación fitolética de la Formación Alvear (Pleistoceno Inferior), Entre Ríos, Argentina" en *Ameghiniana, Revista de la Asociación Paleontológica Argentina* 38(4-supl.):49R, Buenos Aires.

Sobre el autor y la autora

Martín H. Iriondo. Doctor en Ciencias Geológicas (UNC) y Profesor Titular de Geología y Geomorfología Categoría I hasta 2013. Investigador Principal del CONICET hasta su retiro (2015), con lugar de trabajo en la Facultad de Ingeniería y Ciencias Hídricas (FICH, UNL). Especialista en Geología del Cuaternario. Autor de más de 100 trabajos publicados en revistas científicas, generalmente internacionales. Vicepresidente de la Unión Internacional de Estudio del Cuaternario (INQUA; 1995–1999) y editor científico de 5 volúmenes multiautorales en las editoriales Pergamon Press (Cambridge) y Springer Verlag (Berlín). Autor de una Clasificación de Llanuras y del Mapa de Llanuras de América del Sur (National Geographic Soc.). Dictó cursos de posgrado de su especialidad en universidades de Argentina, Brasil, USA, España, Ecuador y Bolivia. Autor del libro *Introducción a la Geología* con varias ediciones y de 5 libros sobre el Cuaternario de la mayor parte de los países de Sudamérica, además de varios capítulos de libros nacionales e internacionales. Fue un pionero en la aplicación de métodos geológicos en la investigación del Cuaternario sudamericano incluso a escala continental, coordinando y promoviendo la especialidad en diferentes ámbitos académicos.

Daniela M. Kröhling. Geóloga (UNC) y Doctora en Ciencias Geológicas (UNC). Es Investigadora Independiente del CONICET en las áreas de Estratigrafía del Cuaternario, Geomorfología, Sedimentología y Paleoclimas. Directora o miembro de grupo responsable en 24 proyectos de investigación nacionales (UNL, PIP–CONICET, FONCYT) y en 7 proyectos internacionales (NATGEO, INQUA). Profesora Adjunta e Investigadora Categoría I de la Facultad de Ingeniería y Ciencias Hídricas (UNL); es responsable del curso de posgrado «Geomorfología de Procesos en ambientes de llanura». Directora de becas de posgrado, tesis de maestría y de doctorados nacionales e internacionales. Autora de numerosos capítulos de libros internacionales y nacionales, artículos científicos en revistas de publicación periódica internacionales indexadas, publicaciones breves o editoriales en revistas internacionales y artículos en revistas nacionales, además de editora de 3 volúmenes especiales (Elsevier). Ha presentado numerosos trabajos orales en congresos internacionales y nacionales, y participado como conferencista invitada en varias instituciones. Organizadora de reuniones científicas internacionales y de congresos nacio-

nales. Miembro pleno de la Paleopedology Commission (INQUA y IUSS) y de la Commission on Terrestrial Processes, Deposits and History (TERPRO-INQUA), Secretaria y Webmaster de TERPRO-INQUA. Coordinator de la Skill Int. Initiative on Quaternary Geology of South America (INQUA), Directora del Int. Focus Area Group on Quat. Geology of South America, (INQUA) y Miembro del INQUA Int. Council representando a Argentina.

Este libro trata sobre la sucesión de ambientes ocurridos en la cuenca del río Uruguay en el último período de la historia geológica, deducida a partir de investigaciones geológicas y geomorfológicas, llevadas a cabo íntegramente por los autores. Dicha cuenca es un territorio complejo que vincula una región tropical con áreas bajo clima templado, una característica sumamente ventajosa para correlaciones de gran escala.

La obra intenta descifrar la historia evolutiva de los últimos millones de años de una importante región prácticamente desconocida y brinda a la comunidad científica y a todo interesado resultados de investigaciones llevadas a cabo en las distintas áreas de la cuenca. La temática se desarrolla de manera entendible, con referencias a los numerosos datos colectados por los autores y con el apoyo de ilustraciones propias, en general con resultados originales que no han sido publicados previamente in extenso.

La presente edición constituye un avance en las investigaciones dedicadas a la detección de incidencias recientes de variabilidad climática, especialmente las resultantes de períodos climáticos extremos sobre esta gran cuenca. La obra será de utilidad para acompañar la toma de decisiones de administradores territoriales, planificadores, operadores de vías de comunicación y demás agentes del área estatal o privada de los países que forman parte de la cuenca en lo que respecta a su conocimiento, manejo y preservación.