

AGUAS SUBTERRÁNEAS Y SUPERFICIALES DE LA PROVINCIA DE SANTA FE

Martín H. Iriondo

RESUMEN

La provincia de Santa Fe está ubicada en el sector noreste de la República Argentina, en la región denominada “el Litoral”, bajo un clima subtropical húmedo, con balance hídrico positivo y una temperatura media anual de 17 °C en su región central. Su superficie es de 133.000 Km². Forma parte de la gran llanura chaco-pampeana; su territorio ocupa sectores orientales del Chaco, de la Pampa Norte y de la Pampa Sur, y una faja perteneciente a la Mesopotamia (la llanura aluvial del Paraná). El sistema tectónico de la provincia y áreas vecinas pertenece a un antepaís distal con fracturas de compresión de pocos metros de rechazo.

En forma muy simple, se puede expresar que la naturaleza del agua del segundo acuífero es el principal y depende de las formaciones geológicas del subsuelo; la capa freática es de caudal reducido, y junto con las lagunas depende en su calidad de la unidad geomorfológica local; y el sistema fluvial depende en general de climas y relieves localizados fuera de la provincia.

El Chaco Austral o Chaco Santafesino ocupa casi la mitad del territorio provincial. Está formado por cuatro sistemas: eólico, del Salado, del Paraná y del Bermejo. El segundo acuífero está ubicado en las formaciones Paraná (marina, con agua salada) e Ituzaingó (fluvial, con agua potable). Ituzaingó está apoyada sobre Paraná en la mitad oriental de la provincia; no se extiende hacia el oeste. El mismo patrón se conserva en la Pampa Norte, donde el bloque elevado de San Guillermo impidió la sedimentación de Fm Ituzaingó. En la pampa Sur (al sur de Venado Tuerto) la Fm Ituzaingó abarca casi todo el ancho de la provincia.

La capa freática forma un mosaico bastante complejo de unidades menores. En el Chaco santafesino es salobre, excepto en el área del Sistema del Paraná, donde los sedimentos superficiales son arenosos. En la Pampa Norte es de salinidad baja a intermedia, sobre todo dentro de la cuenca hídrica del río Carcarañá. En la Pampa Sur posee en general salinidad baja.

Las aguas superficiales se dividen en fluviales (lóticas) y lagunares (leníticas). El río Salado es el sistema fluvial con mayor superficie en la provincia; sus caudales dependen de los aportes que llegan desde Santiago del Estero (donde atraviesa zonas de salitres) y de las contribuciones del arroyo Golondrinas-Calchaquí, menos salinizado. El agua de este río es clorurada-sódica. El río Carcarañá tiene sus nacientes en las Sierras de Córdoba y depende hidrológicamente del régimen del río Tercero; sin embargo las sales disueltas en el mismo son sulfatado-sódicas, aportadas por el pequeño afluente San Antonio-Tortugas desde la laguna Mar Chiquita. El río “Salado de Buenos Aires” nace en realidad en la Pampa Sur santafesina y (con carácter intermitente) drena gran parte de ella hasta llegar a la laguna del Chañar, en el límite bonaerense, donde se transforma en permanente. Sus sales son clorurado-sódicas, con grandes variaciones en concentración.

El Paraná es uno de los mayores ríos de Sudamérica. Su caudal medio es de 17.200 m³/seg y alcanzó los 60.000 m³/seg en una gran creciente recientemente. Su llanura aluvial contiene alrededor de cinco mil lagunas. El agua es de baja salinidad y proviene en su mayor parte de la alta cuenca situada fuera del país. Todos los ríos santafesinos son sus afluentes, aunque su influencia sobre el Paraná es mínima; está reducida principalmente al ingreso de sales. Se estima que la incorporación de sales por surgencia e infiltración de la freática puede ser considerable.

Las lagunas son muy numerosas en la provincia; las mayores suman varias decenas. Hay tres grupos principales; dos de ellos se encuentran en el norte chaqueño. El primero (lagunas La Tigra, Los Toldos y otras) está ubicado en el extremo oriental del sistema geomorfológico del Salado, reciben sus aguas de la Cañada de las Víboras y está fuertemente salinizado. El otro grupo está ubicado en un paleocauce del Paraná (lagunas La Blanca, El Palmar, etc.), tiene salinidad más baja y drena al Salado por el arroyo Calchaquí.

El tercer grupo se encuentra en los arenales de la Pampa Sur y está formado por casi doscientos cuerpos de agua en total (considerando las lagunas no permanentes y áreas vecinas). El mayor de éstos es la laguna La Picasa; su extensión y tenor salino son muy variables, tanto en la época actual como durante el Cuaternario superior. En algunos de esos cuerpos de agua (Sancti Spíritu, Venado Tuerto) y también en los arroyos menores del sur (Pavón, del Medio) se detecta en el tipo de sales influencia del Carcarañá en el pasado.

ABSTRACT

The Santa Fe province, with an area of 133,000 Km² is located in the northeastern region of Argentina named “el Litoral”. The present climate is humid subtropical with a positive hydrological balance and a mean annual temperature of 17°C in the central region. The province is located in the great Chaco-Pampa region; it includes the eastern sectors of Chaco, North Pampa and South Pampa, a narrow belt at the eastern fringe (the Paraná flood plain) belongs to the Mesopotamia region. The tectonic setting of Santa Fe belongs to a distal foreland with Quaternary compressive stresses.

In short, the hydrogeological pattern of the province is composed of a “second aquifer” (the most important one) with characteristics linked to the Neogene geological formations; and a rather complex phreatic level whose volume and salinity can be deduced and mapped by the study of the geomorphology of each area. The superficial waters are allochthonous rivers (Paraná, Salado, Carcarañá), autochthonous rivers (“Salado de Buenos Aires”, several arroyos) and numerous shallow lakes which form three main groups.

The fluvial nets of Santa Fe are typical of plains: flat divides, transient marshes, dells and scarce channels. Most lakes are fed by seepage and floods. Seepage is the main process in the lakes located in the sandy South Pampa; flood is the dominant dynamics of the Chaco lakes. The Paraná River is by far the largest water body, with a mean annual discharge of 17,000 m³/sec; it flows along the eastern limit of the province inside a large flood- plain. The Salado River drains a large area in the north and central sectors, the water is dominated by Chlorine and Sodium. The Carcarañá River conveys SO₄Na₂ solutions, a rather unusual salinity, derived from the Mar Chiquita Lake.

Shallow lakes are numerous (about 5,000 in the Paraná flood plain alone). Besides that lenitic system, three main groups of lakes can be noted: two of them in the northern Chaco region and the other in the South Pampa. All of them undergo large changes in size and depth. The largest lake in North Pampa is the Laguna Melincué, characterized by a sodium-sulphate solution, hence, genetically linked to the Carcarañá river.

INTRODUCCIÓN

Esta contribución al conocimiento de las aguas superficiales y subterráneas de la provincia de Santa Fe es el resultado del trabajo del Grupo GEC (Grupo de Estudio del Cuaternario – Sudamérica) realizado dentro del marco del Proyecto FLAGS (Simulación Numérica...). La estructura de ese proyecto de investigación estuvo compuesta por tres grupos con tareas diferentes. Según el Plan de Trabajo, al GEC le correspondió estudiar y mapear las unidades naturales de la provincia, con enfoque y técnicas geológicas y geomorfológicas, para que los otros grupos pudieran modelar correctamente las condiciones hidrológicas del “mundo real”.

De esta manera se avanzó en el estudio territorial de la provincia, principalmente utilizando y adaptando resultados y conocimientos propios obtenidos en investigaciones científicas iniciadas en 1970. Surgió así un interesante escenario natural que sirve de marco a las aguas de Santa Fe. Resulta aquí lo que ya se conoce desde siempre: cada formación geológica posee características propias y persistentes de naturaleza hidrológica (además de las clásicas sedimentarias, paleontológicas, etc.) y su conocimiento concreto resulta imprescindible para el uso racional del recurso agua.

El trabajo realizado incluyó la realización de **perforaciones de estudio** de hasta cien metros de profundidad. Una perforación de estudio requiere la extracción de muestras inalteradas a cada metro de avance (u otra técnica similar) con control permanente de un especialista, ensayos especiales de campo y análisis mineralógicos y geoquímicos de laboratorio de todas las formaciones atravesadas. Se realizaron cinco perforaciones principales y varias menores de este tipo; sus descripciones están incluidas en esta publicación. Las perforaciones para agua subterránea ya existentes en la provincia, que suman varios cientos, fueron hechas con otro objetivo, que es la provisión de agua potable a localidades del interior. Sirven para eso y la información general que aportan es menor y simplificada; resultan de buena utilidad como complementos de las perforaciones de estudio pero no las reemplazan. Todo este panorama se refiere al segundo acuífero, es decir al nivel más caudaloso del agua subterránea aprovechable.

La capa freática está incluida en los sedimentos que forman los metros superficiales del paisaje. De manera que se encaró su estudio con un enfoque geomorfológico, pues este acuífero inevitablemente sigue los lineamientos morfológicos del terreno. Los grandes sistemas naturales de la provincia (Chaco, pampa Norte y Pampa Sur) se dividen en esta publicación en unidades geomorfológicas menores que explican la naturaleza y dinámica del

acuífero freático. Mejor dicho: forman el marco natural que se deberá considerar cuando se estudie el acuífero ordenadamente. Conviene resaltar que hoy en día es el más utilizado de la provincia y que en varias unidades geomorfológicas es de excelente calidad.

Las aguas superficiales se agrupan aquí en ríos y lagunas. Los ríos se agrupan en autóctonos y alóctonos. Para los ríos y redes fluviales se considera un enfoque teórico propio (publicado anteriormente en una revista especializada internacional) que incorpora la existencia de bañados y cañadas en el sistema, algo necesario para entender la hidrología de llanuras. Se describen en detalle las condiciones de borde de las subcuencas del Salado, que suponemos se deben considerar en los modelos de simulación. Las numerosas lagunas santafesinas resultan reunidas en tres grupos, dos de ellas en el Chaco y el restante en la Pampa Sur. La laguna Melincué constituye un caso aislado, localizado en la pampa Norte y vinculado de alguna manera al sistema hídrico del Carcarañá.

Este volumen ha sido pensado como una contribución general al conocimiento de las aguas santafesinas desde el punto de vista geológico-geomorfológico, con base en las teorías y técnicas actuales (principio del siglo XXI) al alcance de usuarios y profesiones afines. Se ha tratado de darle un carácter sistémico y genético. En ese sentido, puede resultar complementario del clásico libro de Gollán y Lachaga (1939), que entre otras virtudes cuenta con numerosos datos analíticos que aquí no se encuentran.

REGIONES NATURALES

La provincia de Santa Fe se extiende desde el paralelo 28° S entre los meridianos 58° 53' O y el paralelo 34° 23' entre los meridianos 61° 43' y 62° 53' O. Abarca una superficie de 133.007 Km², cubriendo partes del **Chaco Austral, Pampa Norte y Pampa Sur** (Fig. 1). La llanura aluvial del Paraná, que puede considerarse parte de **la Mesopotamia**, forma una delgada faja en el borde oriental. De manera que el territorio provincial incluye áreas de cuatro regiones naturales de primer orden de la Argentina. Desde el punto de vista del estudio de las aguas superficiales y subterráneas, el territorio provincial está influido por tres sistemas naturales: La estructura geológica, la geomorfología regional y la hidrología de llanuras.



Fig. 1 – Regiones naturales que componen el territorio santafesino.

ESQUEMA ESTRUCTURAL DEL NORESTE ARGENTINO

La estructura geológica de una región ejerce influencia dominante en el comportamiento del agua, tanto superficial como subterránea. Es visible que la orientación de las pendientes y la presencia de resaltos de fracturas condiciona la dirección de los ríos y el desarrollo de las cuencas. El efecto en el agua subterránea es análogo, las fallas pueden actuar como diques

para el flujo subterráneo o provocar el efecto contrario y servir de vías de infiltración o surgencia. De manera que (por ejemplo) los acuíferos ubicados dentro de un bloque determinado por cuatro fallas componen una unidad identificable y con idéntica dinámica hidrológica. Conocer adecuadamente esa geometría regional es imprescindible para realizar estudios hidrogeológicos correctos.

Desde el punto de vista geotectónico, la provincia de Santa Fe está ubicada en un amplio antepaís distal que ha sido dominado durante el Cenozoico tardío por una dinámica de esfuerzos compresivos, los que se han propagado por todo el continente, incluso su borde atlántico (Chebli et al., 2000). La identificación de grandes fracturas de orientación norte-sur, deducidas geológicamente a partir de las perforaciones realizadas por Stappenbeck (1926) es un antecedente de actividad neotectónica (o sea de tectónica reciente) en las planicies de Córdoba y Santa Fe. Este autor propuso una edad cuaternaria para la cuenca estructural de la laguna Mar Chiquita. Pasotti (1974) apoyó esa hipótesis. El análisis estratigráfico y geomorfológico realizado por Kröhling e Iriondo (2003) y por Brunetto e Iriondo (2007) permitieron precisar el sistema con más detalles (ver fig. Bloque San Guillermo).

Para el usuario que no es especialista en Neotectónica y trabaja en Hidrología, el mapa esquemático de la figura 2 resulta de utilidad. Las principales fracturas de la región son las siguientes (con la misma numeración):

- 1) **La fractura Tostado-Gualeguaychú** – Tiene dirección noroeste-sureste. Es una de las más antiguas, ya que apareció en el Paleozoico. Sufrió movimientos horizontales de varios kilómetros y verticales de aproximadamente 40 metros en el Plio-Pleistoceno (Terciario superior/Cuaternario). El bloque elevado sudoccidental formó una barrera que impidió el acceso del río Paraná en el sudoeste de Entre Ríos.
- 2) **La fractura Ituzaingó-La Paz** – Atraviesa la provincia de Corrientes de noreste a sudoeste, dividiéndola en dos áreas de aproximadamente la misma superficie. Existe por lo menos desde el Plioceno y constituye en Corrientes el límite entre las áreas de influencia del río Paraná y los basaltos cretácicos. Tiene 480 Km de longitud y se prolonga más abajo al sureste a lo largo del río Paraná.
- 3) **La fractura Tostado-Selva** - Tiene 400 Km de longitud; corre a lo largo del límite occidental de Santa Fe, desde Tostado hasta el río Carcarañá. Esta falla tiene traza irregular; está compuesta por una sucesión de segmentos rectos de 10 a 30

kilómetros de largo, con orientación variable. Topográficamente, el bloque oriental es 25 a 30 metros más alto que el occidental en Mar Chiquita.

- 4) **La falla del río Salado** – Corre a lo largo de unos 300 Km en dirección norte-sur a lo largo del meridiano de 60° 45' O en Santa Fe. Su traza es también irregular; está compuesta por segmentos rectos de 5 a 15 Km de longitud. El bloque elevado es también el oriental. Apareció en el pleistoceno medio, lo mismo que la Tostado-Selva (Iriando, 1982).
- 5) **La fractura Santa Sylvina-Quitilipi** – Se desarrolla en la provincia del Chaco a lo largo de 150 Km. El bloque elevado noroccidental está caracterizado por hasta 25 metros de espesor de la Formación Urundel, un loess del Último Máximo Glacial. En el bloque hundido aparece la Formación Fortín Tres Pozos, de origen palustre y edad Pleistoceno superior; su superficie está actualmente también ocupada por pantanos. Dicho bloque es conocido geográficamente como “Bajos Submeridionales”. Esta fractura estuvo activa durante el Pleistoceno superior y el Holoceno.
- 6) **La fractura Patiño** – Se desarrolla de noreste a sudoeste en la provincia de Formosa y se continúa en el Chaco Paraguayo. Tiene más de 200 Km de longitud. De acuerdo a los datos disponibles, estuvo activa durante el Holoceno hasta el presente.
- 7) El río Paraguay corre a lo largo el Chaco Paraguayo y Formosa, siguiendo una importante fractura originada probablemente en el Terciario.
- 8) El río Paraná fluye en dirección general norte-sur a lo largo de líneas estructurales. Durante largo tiempo se ha discutido acerca de “la falla del Paraná”, de ubicación y características inciertas, ya que los datos de campo son algo confusos y contradictorios. Lo que sucede en realidad es que este río fluye a lo largo de por lo menos cuatro fracturas mayores sucesivas (y atraviesa también elementos menores). La primera de ellas se extiende desde Corrientes hasta cerca de Goya. Desde Goya-Reconquista hasta La Paz se desarrolla la segunda; desde allí corre a lo largo de la fractura Ituzaingó-La Paz hasta El Cerro (algo al norte de la ciudad de Paraná) con dirección noreste-suroeste. Sigue este-oeste a lo largo de la fractura Tostado-Gualeguaychú a lo largo de 20 kilómetros y finalmente toma un rumbo perpendicular al anterior hasta llegar al complejo litoral y al Río de la Plata.

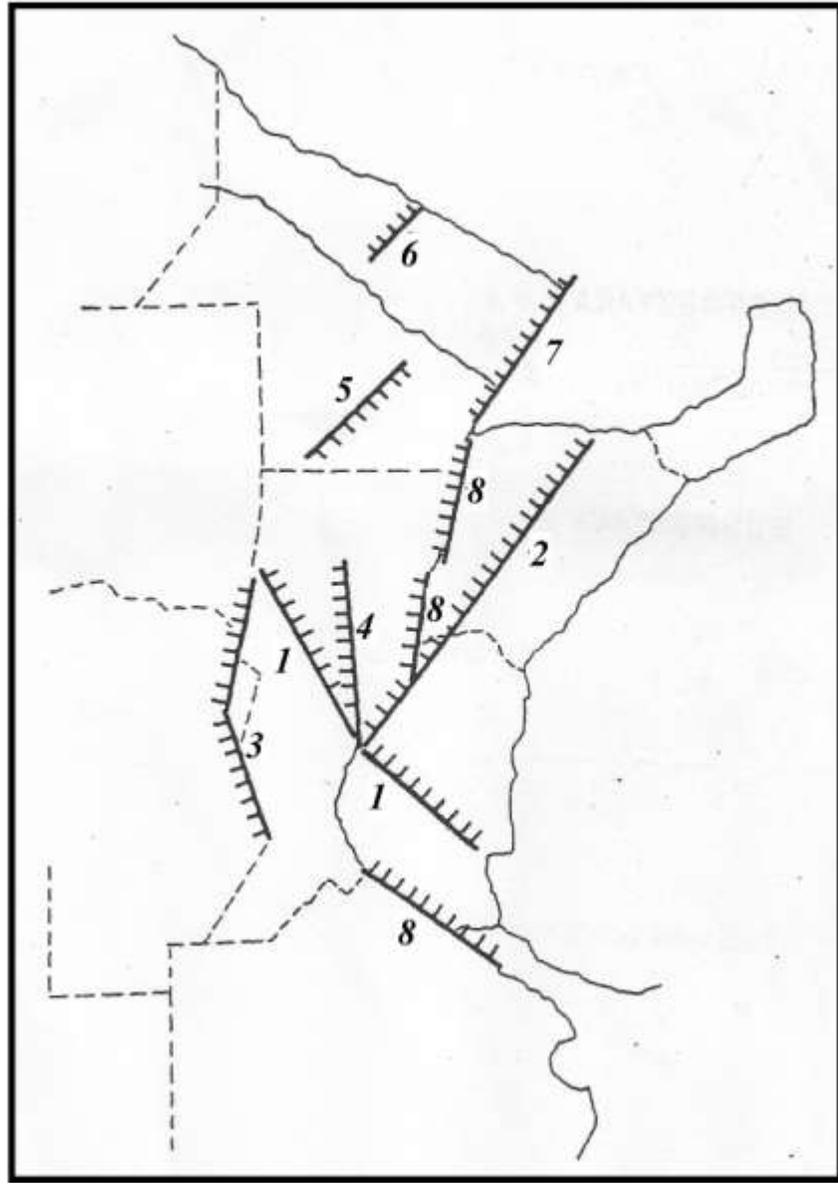


Fig. 2 – Esquema estructural del noreste argentino

Las principales estructuras tectónicas de la provincia

En el paisaje de la provincia de Santa Fe existen evidentes controles estructurales. La provincia está dividida en bloques elevados, hundidos y principalmente basculados, con rechazos de pocos metros. En algunos casos los movimientos sufridos son acomodamientos modernos de estructuras antiguas, pero en otros se trata sin dudas de estructuras cuaternarias (Fig. 3).

De acuerdo a la importancia relativa de las fallas, puede definirse un sistema de fracturas de primer orden. Dicho sistema determina los grandes lineamientos del paisaje, sobre los cuales actuaron y actúan los agentes exógenos, tales como el agua y el viento. Tienen orientación general norte-sur y son básicamente dos. El lineamiento principal es **la fractura Tostado-Selva**, que corre a lo largo del límite con Santiago del Estero y Córdoba, en varios trechos fuera de la provincia de Santa Fe (1). Esta fractura aparece algo al norte de Tostado y se extiende hacia el sur hasta el río Carcarañá, a 420 kilómetros de distancia. Presenta una traza irregular, formada por una sucesión de segmentos rectos de 10 a 30 Km de longitud y orientación variable. El río Salado la recorre un trecho al entrar desde Santiago del Estero y la atraviesa en Tostado. El bloque oriental está elevado unos 25 a 30 metros con respecto al bloque occidental en la zona de Mar Chiquita (este segmento en la provincia de Córdoba), formando el límite de la laguna. El bloque oriental está basculado en dirección oeste-este. El arroyo San Antonio-Tortugas la recorre en dirección sur, formando el límite Córdoba-Santa Fe desde Castelar hasta Cruz Alta.

La otra fractura principal es la del **río Salado** corre aproximadamente de norte a sur a lo largo del meridiano de $60^{\circ} 45' O$, también con traza algo irregular, formado por trechos rectos de 5 a 15 Km de longitud (2). Aparece en el área de Golondrinas, cerca del límite con la provincia del Chaco, y se la puede seguir hasta la ciudad de Santa Fe, a 360 Km de distancia. Estimamos que la edad de estas fracturas corresponde al Pleistoceno medio (Iriondo, 1982).

Las fracturas de segundo orden tienen decenas de kilómetros de longitud y orientación variable. En el noroeste de la provincia el sistema de fallas tiene direcciones NO-SE y NE-SO. La más importante es la que delimita la cañada de Las Víboras, con 110 Km de extensión; se trata también de una fractura de basculamiento, claramente visible en el terreno (3). Dicho sistema se extiende hacia el sur hasta aproximadamente la línea Tostado-Calchaquí.

La región centro-oeste de la provincia posee un sistema de fracturas de rumbo este-oeste y norte-sur (4). La más importante es la de **Sunchales**, con 80 Km de longitud en la provincia. Se extiende hacia el oeste en Córdoba, donde afecta a la fractura Tostado-Selva, produciéndole un desplazamiento horizontal de 5 kilómetros en Altos del Chipión. Forma allí

el límite sur de la laguna Mar Chiquita, con 30 metros de rechazo visible. Dentro de Santa Fe, en el bloque norte (hundido), las cañadas se extienden unos 30 Km más hacia el este que en el bloque sur. Por la fractura corre la cañada Sunchales, la cual tiene elementos morfológicos que indican una cierta evolución de tipo fluvial (que es un indicador de mayor edad que las demás).

En la confluencia del río Salado con el Calchaquí aparece otra fractura importante con rumbo este-oeste. Tiene una extensión visible de por lo menos 75 Km; en el bloque hundido (el norte) se observa divagación de cauces, extensas zonas inundables y grandes lagunas permanente^{4s} (La Blanca, Cabral, Palos Negros) (5). El arroyo Las Conchas la recorre de oeste a este a lo largo de 40 Km hasta desembocar en el Salado, en el mismo lugar de la confluencia con el Calchaquí y la laguna La Blanca. Ese tipo de “nudo de fracturas” tiene gran potencial como reservorio de agua subterránea y forma un umbral topográfico que el colector fluvial, que en este caso es el río Salado, debe cruzar. Una vez que el río Salado atraviesa el umbral en ese lugar, ya no aparecen cauces abandonados ni lagunas permanentes hacia el sur; lo que revela que el agua superficial (y muy probablemente la subterránea) ha entrado en otra unidad natural.

Entre las fracturas con rumbo norte-sur merece citarse la de **Rafaela**, con unos 80 Km de extensión y 30 m de rechazo. Entre las latitudes de Santa Fe y Rosario se extiende por toda la provincia una zona de bloques basculados. La dirección predominante de las fracturas que los limitan es noroeste-sureste (6). La más importante de éstas forma la cañada **Carrizales**. En el sur de la provincia no se han descrito fracturas de magnitud comparable con las mencionadas anteriormente.

En varias áreas existen fracturas de tercer orden, son lineamientos estructurales representados principalmente por cañadas paralelas (muy numerosas en ciertas zonas). La orientación de esas cañadas está en conformidad con las fracturas mayores de cada área y son elementos hidrológicos de primera importancia.

La fractura Tostado-Gualeguaychú ejerce una influencia de primer orden en la dinámica general de las aguas de la provincia de Santa Fe, atravesándola en dirección noroeste-sureste desde Tostado hasta la ciudad de Santa Fe. Su expresión superficial, sin embargo, es indirecta; está afectada profundamente por la erosión hídrica superficial. Al sur de San Cristóbal, por ejemplo, dicha erosión ha avanzado más de 25 kilómetros hacia el oeste. Su traza está acompañada por varias pequeñas fosas rectangulares, de 5 a 15 Km de lado y pocos metros de profundidad, donde se desarrollan en la actualidad ambientes palustres y suelos

salinos. Dichas áreas pequeñas, en realidad bloques menores de fallas transcurrentes, han resultado ser excelentes reservorios de aguas subterráneas en Israel y otros países de Medio Oriente.

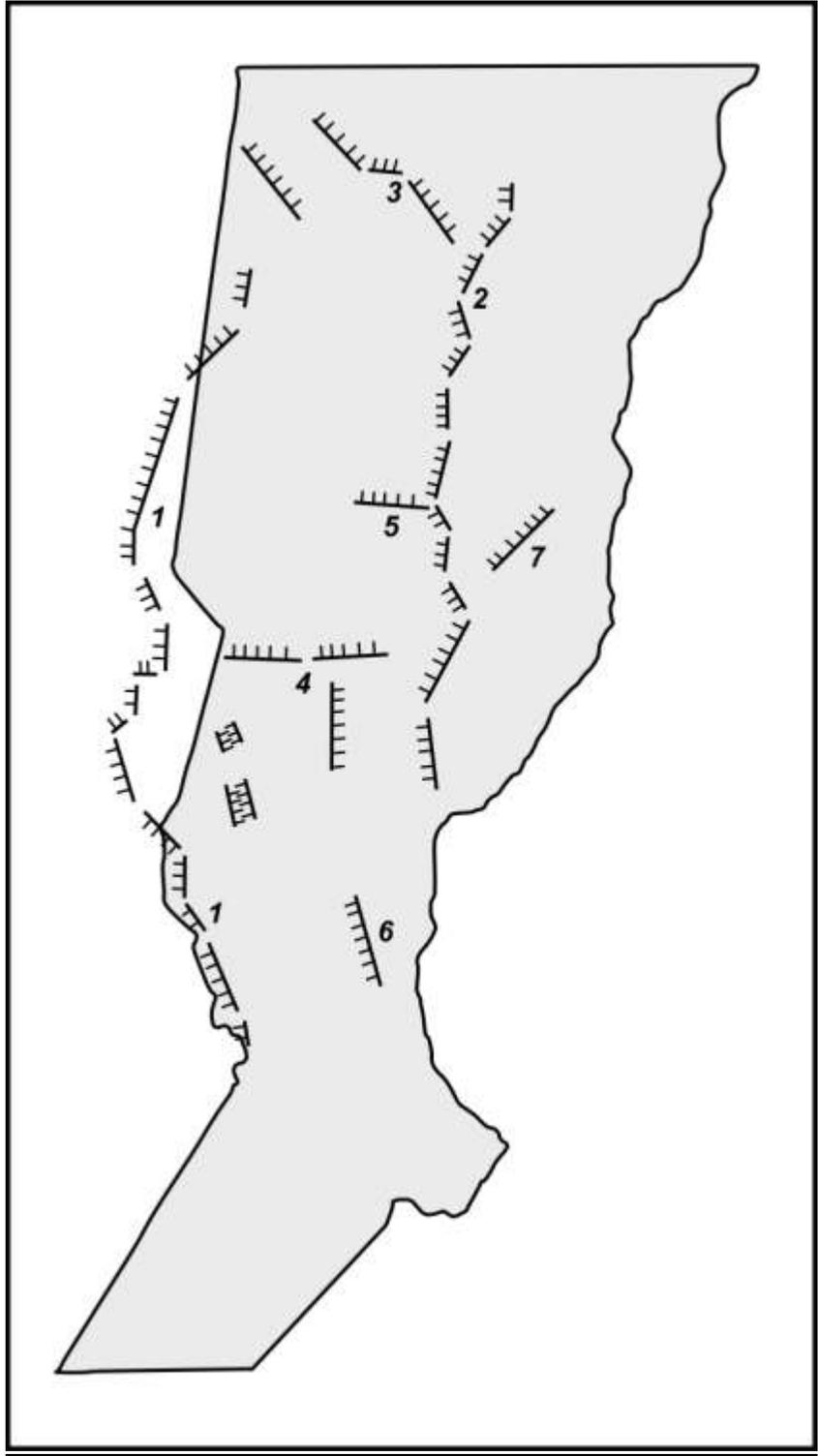


Fig. 3 – Principales fracturas de la provincia de Santa Fe

Fosas rectangulares de pequeño tamaño son frecuentes en el centro-oeste de la provincia, entre **Curupaytí y Zenón Pereira**. Tienen un interesante potencial como reservorios de agua subterránea, pero hasta ahora no han sido exploradas en forma adecuada. Miden de 20 a 30 Km de longitud por 5 a 10 Km de ancho. La fosa de Josefina está ubicada entre las localidades de Josefina y Santa Clara de Sagüer. Mide aproximadamente 18 Km de largo de norte a sur por 10 Km de este a oeste. Está surcada por tres cañadas, desconectadas ahora del sistema hídrico superficial. Tiene una profundidad de aproximadamente 2 metros.

La **fosa de Zenón Pereira** es también de forma rectangular; mide 15 Km de largo por 6 Km de ancho. Se extiende entre las localidades de Zenón Pereira y Estación Clucellas; aparentemente está controlada por las mismas fracturas que la de Josefina, en su interior hay unas pocas cañadas aisladas. Tiene entre 1,50 y 2 metros de profundidad. El piso de esas fosas está formado por loess de Tezanos Pinto en facies eólica, de lo que se deduce que son de edad holocena.

La faja santafesina del río Paraná es estructuralmente compleja: No existe una “falla del Paraná” única, sino varias de diferente importancia y longitudes diversas. En la zona de Reconquista aparece una terraza compuesta por sedimentos areno-arcillosos depositados durante un período hidrológico más seco que el actual. Su nivel es de 2 a 3 metros más alto que la llanura aluvial actual; el puerto de Reconquista está construido sobre dicha terraza. Esa unidad sedimentaria está basculada hacia el norte en forma muy visible: En el extremo norte de la provincia, frente a Las Toscas y Villa Ocampo, los mismos sedimentos se encuentran a un nivel más bajo que la misma llanura aluvial, evidenciando un hundimiento en ese sector. La amplitud total del movimiento se estima en 5 metros. La edad estimada del movimiento es holocena.

En el Bajo de los Saladillos, en el paraje La Brava (al noroeste de San Javier), cruza una fractura de unos 60 kilómetros de longitud, probablemente holocena (7). El mapeo geomorfológico de parte de la provincia en escala 1:100.000 (Iriando, 1985) ha puesto en evidencia fracturas menores.

EL CLIMA

El clima de la provincia de Santa Fe es subtropical húmedo con balance hídrico positivo; tiene un gradiente de temperaturas de norte a sur, desde cerca de 20 °C de temperatura media anual en el límite con la provincia del Chaco hasta 16,5 °C en Rufino. Las precipitaciones también están sometidas a variaciones desde el noreste al suroeste. Un caso orientativo está representado por los valores de Rosario (Fig. 4):

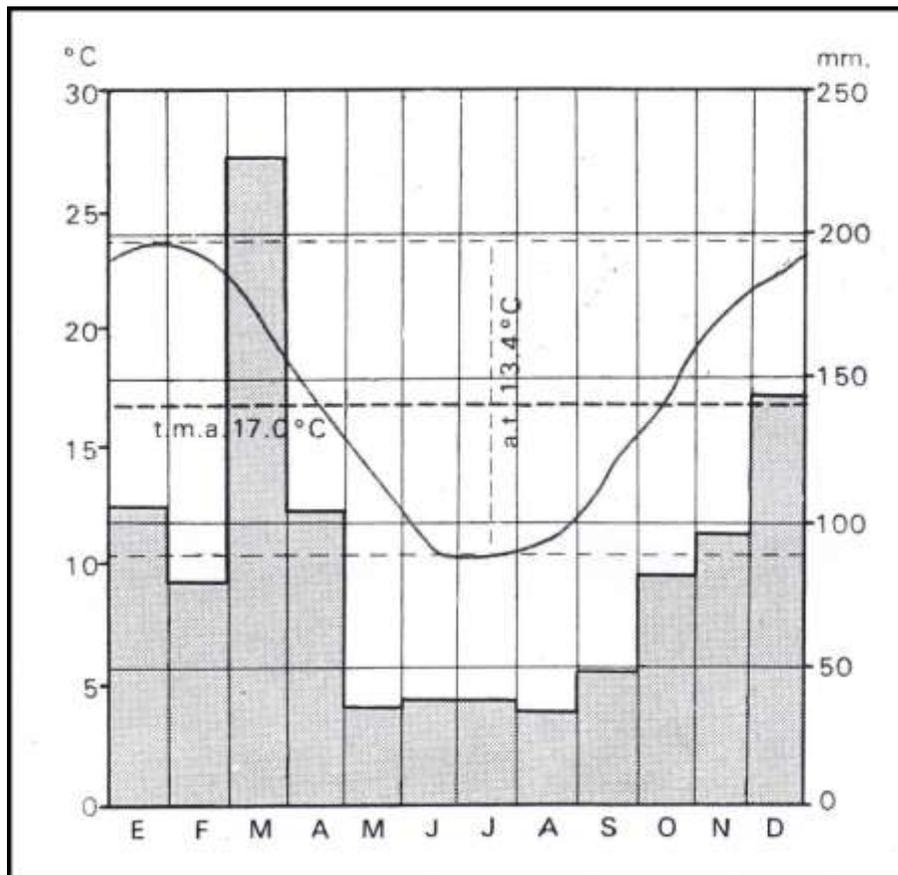


Fig. 4 – Climograma de Rosario (Según IGM)

Temperatura media anual 17°C

Precipitaciones	1.016 mm
Período libre de heladas	Noviembre/Abril
Viento predominante	NE
Velocidad media anual	12 Km/h
Días de calma	90

Debe considerarse que, de acuerdo al escenario que surge de este estudio, el clima no es el factor más importante en la naturaleza de las aguas subterráneas y superficiales de Santa Fe, sino que está subordinado a la herencia geológica, sistemas geomorfológicos y ubicación geográfica de la provincia.

LA GEOMORFOLOGÍA REGIONAL

El Chaco Austral o Chaco Santafesino

Ocupa aproximadamente la mitad del territorio provincial. Es una llanura extremadamente horizontal, con pendientes inferiores al 1 % en casi toda su extensión. Particularmente su parte central, llamada “Bajos Submeridionales” en la geografía provincial, y que abarca el oeste del departamento Vera y el este del departamento 9 de Julio. Es un área prácticamente sin pendientes, con una muy leve pendiente hacia el sureste, que retiene el agua de inundación durante semanas y hasta meses. El oeste de la región, perteneciente al Sistema Eólico, tiene una suave pendiente oeste-este difícil de percibir en el campo aunque relativamente efectiva para la dinámica hídrica superficial. Un paisaje diferente (aunque dentro de lo que se define como llanura) aparece en el este, en los terrenos depositados por el río Paraná, donde existen rasgos geomorfológicos de diverso tipo visibles a escala de campo, tales como arroyos, lagunas y campos de dunas disipadas. De acuerdo al mapeo realizado utilizando imágenes satelitales, fotos aéreas y trabajos de campo, el Chaco Santafesino está formado por cuatro sistemas geomorfológicos: el Eólico, el del Salado, el del Bermejo y el del Paraná.

Sistema eólico

Este sistema está representado por una sola unidad geomorfológica, el Área Elevada de Tostado (Iriando, 2007) (Fig. 5).

El Área Elevada de Tostado es una superficie relativamente alta, plana, con un declive muy suave en sentido NO-SE. Prácticamente no hay elementos leve en sentido NW-SE. Prácticamente no hay elementos geomorfológicos visibles, solo pueden mencionarse muy escasas hoyas de deflación. Está ubicada en el oeste de la región mapeada, entre la localidad de Santa Margarita y Tostado, (aproximadamente 115 km de norte a sur). Su ancho máximo se encuentra a la altura de Pozo Borrado, con unos 60 km. Fuera del área mapeada se extiende hacia el sur (Iriondo, 1983) y el oeste. Existen indicios bastante consistentes de que sus límites son de naturaleza tectónica.

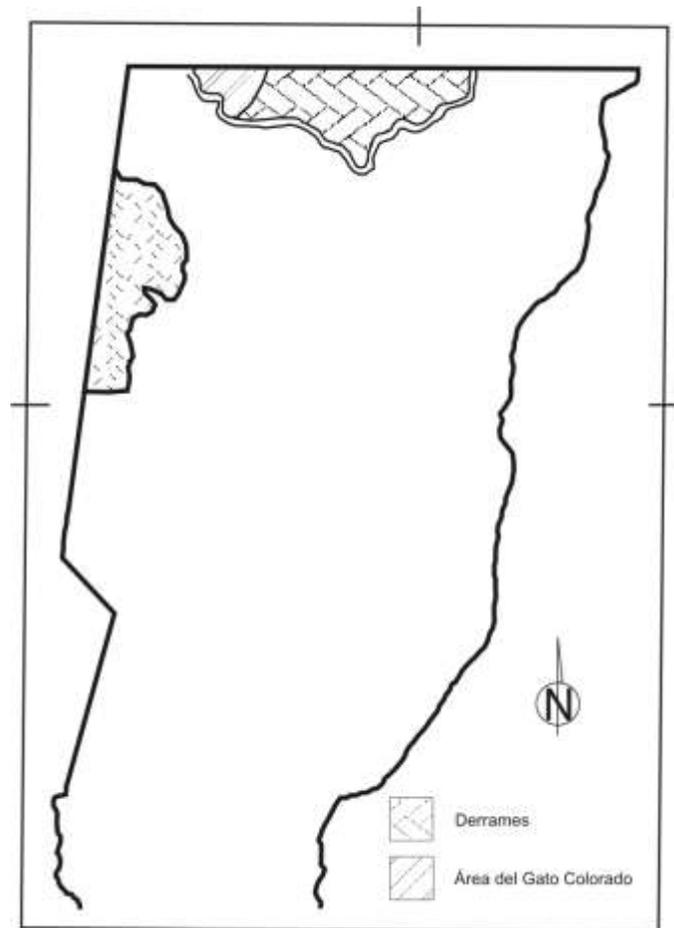


Fig. 5 – Sistema eólico y Sistema del Bermejo en el Chaco Santafesino.

Esta unidad está constituida en superficie por un limo castaño de facies eólica con intercalaciones de limo verde, de origen palustre. Se observan moteados ferruginosos débiles y manchas pequeñas de manganeso. Existen cristales de yeso, generalmente menores de 1 mm

aunque pueden ser mayores de 1 cm en algunos niveles. En ciertos niveles el sedimento se rompe en poliedros irregulares de varios milímetros de espesor; las superficies de los mismos están ocupadas por barnices gruesos bastante continuos. El limo verde se presenta en niveles definidos de hasta más de 1 m de espesor, acompañado por manchas de manganeso. En otros casos forma nódulos y zonas mal definidas del sedimento, de varios decímetros de largo.

Los limos que forman los metros superiores de esta unidad fueron depositados en su mayor parte por el viento en ambiente subaéreo. Esto se deduce de la homogeneidad del material, falta de estructuras sedimentarias y alta porosidad. Los estratos de limo verde con nódulos de manganeso son indudablemente de origen lacustre, mientras los nódulos y manchas del mismo color probablemente se originaron en decoloraciones producidas por la descomposición de materia orgánica alrededor de raíces muertas y de otros restos vegetales. Es notable en estos sedimentos la casi completa ausencia de carbonato de calcio, lo que podría atribuirse a la ausencia de procesos pedológicos estables y bien definidos.

La presencia de moteados de hierro en todo el perfil hasta varios metros de profundidad permite deducir que las inundaciones generalizadas que ha sufrido la zona en los últimos años no han sido un episodio extraordinario, sino que se trata de un fenómeno recurrente.

Sistema del Salado

Constituye el tramo final de la extensa faja aluvial desarrollada por el río Salado en la llanura argentina a lo largo del Cuaternario (Fig. 6). En Santa Fe ocupa el área principal de los llamados Bajos Submeridionales. Se divide en cuatro unidades geomorfológicas que son el resultado de la interacción entre la dinámica del río, la actividad tectónica y las fases de sedimentación eólica. Abarca desde los derrames del Bermejo en el norte hasta la línea Saladillo-Las Conchas, aproximadamente a los 30° de latitud sur, ya fuera del área mapeada en este trabajo (ver mapa). Se observa un evidente control estructural de dirección NW-SE en sus lineamientos regionales.

Las unidades geomorfológicas del sistema son las siguientes:

Área de Derrames del Salado - Está caracterizada por una gran cantidad de paleocauces del Salado, de dirección general oeste-este; en el sector norte la dirección varía a sudoeste-noreste. De norte a sur mide aproximadamente 140 kilómetros. El ancho este-oeste es variable, oscilando entre 20 y 70 km. Se encuentra inmediatamente al este del Área Elevada de Tostado. Los paleocauces son de trazado irregular y poco divagantes. En general, su ancho no sobrepasa los 200 metros. Están totalmente colmatados, siendo muy difíciles de ubicar en el

terreno. Se detectan en su mayor parte como alineamientos de hoyas de deflación, excavadas en una época posterior. Unos pocos de ellos, sin embargo, constituyeron verdaderas llanuras aluviales de 2 á 3 Km de ancho. Actualmente los cursos de distinta edad y dirección se presentan parcialmente superpuestos y entrecruzados, en una trama irregular. Algunos de ellos son portadores de agua dulce en los subálveos, lo que les confiere un gran valor potencial en una región con graves problemas de agua.

Regionalmente, se distinguen dos puntos principales de divagación, uno de ellos está ubicado en la localidad de Tostado y el otro en Villa Minetti, unos 80 km al norte. Las hoyas de deflación son muy frecuentes en esta unidad. Las más pequeñas tienen alrededor de 200 m de diámetro y se encuentran prácticamente colmatadas. La parte más profunda de las mismas no excede los 20 ó 30 cm y normalmente se encuentra desplazada del centro de la hoya debido a colmatación lateral. Las hoyas de mayor tamaño, de hasta 500 metros de diámetro, tienden a estar mejor definidas, con bordes más precisos y profundidades de hasta 1 metro. Algunas de ellas conservan agua aún en épocas secas.

Un elemento de real importancia geomorfológica en esta unidad y en esta región en general, son los hormigueros. Se encuentran amplias áreas de kilómetros de extensión, cubiertas en un 20 ó 30 % de su superficie por los llamados “tacurús” (nidos de *Camponotus* sp) de 40 cm a 1 m de diámetro y de 40 á 80 cm de altura con forma de semiesfera. Están compuestos por sedimento fino endurecido, posiblemente cementado por algún material orgánico. Tienen gran cantidad de tubos y canales ramificados de 4 á 5 mm de diámetro y sección irregular. Es evidente que la cantidad de material removido y alterado de esta manera es enorme.

Existen otros dos tipos de hormigueros en la zona. Uno de ellos es una masa porosa, blanda y friable, de hasta 50 cm de altura y de 1,30 m de diámetro. La profundidad que alcanza por debajo del nivel del suelo es aproximadamente el doble que su altura, formando una mezcla de terrones de tamaño irregular, menores de 1 cm de diámetro. Se trata de túmulos del género *Acromyrmex*. El otro es un gran túmulo formado por las hormigas del género *Atta*. En ciertas áreas se ha formado un microrrelieve con depresiones alargadas de decenas de metros de ancho y 20 a 30 cm de profundidad, con dirección general oeste-este. El perfil geológico es un poco diferente al de la unidad anterior, con mayor proporción de arcilla y de ambientes palustres. El carbonato de calcio en nódulos es frecuente a lo largo del perfil. Un kilómetro al este de Villa Minetti existe un corte artificial en una represa, de aproximadamente 1,50 m de profundidad. La parte superior está compuesta por limo arcilloso gris endurecido, de 20 a 40 cm de espesor, que se parte en bloques mal definidos, de aristas redondeadas, de 10

a 20 cm de diámetro. Corresponde a la Formación San Guillermo, (Iriondo, op. cit.). Debajo de la misma hay 30 á 40 cm de limo arcilloso castaño endurecido, se parte en polígonos irregulares de 2 á 3 cm de diámetro. Está en contacto abrupto con la unidad suprayacente. Hacia abajo, en contacto transicional sigue un limo arcilloso algo más blando de pocos centímetros y finalmente un limo arcilloso con abundantes concreciones irregulares de carbonato muy impuro. Algunas de las concreciones son groseramente cilíndricas, de 1 a 5 cm de diámetro, sugiriendo un relleno de moldes de raíces. Este último estrato pasa lateralmente a arcilla limosa castaño oscura, porosa, con películas de manganeso. Tiene aspecto fragmentoso, irregular, con formas de poliedros mal definidos. Veinte kilómetros hacia el este del punto descrito anteriormente se realizó una perforación de 4 m de profundidad, observándose predominio de limo arcilloso castaño, en partes endurecido, con concreciones limo-arcillosas, pequeñas concreciones de carbonato pulverulento y abundantes concreciones de manganeso.

Ambientalmente esta unidad está caracterizada por un predominio de facies palustres y fluviales, con estratos mal definidos, evidencias de saturación permanente y actividad hidroquímica en varios niveles. La bioturbación producida por las hormigas en la fase actual es sin duda muy grande hasta una profundidad de 1 á 2 m.

Planicie de lagunas irregulares - Está situada al sudeste de los derrames del Salado aguas abajo de los mismos. Está caracterizada por grandes lagunas someras, de hasta 5 Km de diámetro. Gran parte de ellas presenta contornos sumamente irregulares pero bien definidos, con restos de lunetas formando islas y penínsulas estrechas. Esto se debe sin duda a que las cubetas originales fueron más pequeñas que las lagunas actuales. Existen además lagunas redondeadas de hasta 4 km de diámetro que no han sufrido deformación, conservando su tamaño original. Las lunetas pueden alcanzar hasta 8 ó 10 m de altura, como en la laguna La Tigra. Las hoyas de deflación de 200 a 500 m de diámetro son muy numerosas.

La superficie general de la unidad es completamente horizontal, excepto algunas depresiones muy someras, de 1 a 5 km de ancho que la recorren en sentido noroeste-sureste. En ellas se encuentra un gran número de lagunas pequeñas no permanentes y bañados. Se trata de antiguas fajas aluviales del Salado ya casi completamente colmatadas. En el sector norte de la estancia Los Charabones se observaron dos lagunas que ocupan típicos meandros abandonados de un cauce que tuvo originalmente 300 a 400 m de ancho y 500 m de radio de curvatura. Entre las fajas aluviales hay áreas extensas, algo más altas solo alcanzadas por las grandes inundaciones.

En varias zonas de esta unidad el paisaje está caracterizado por la presencia de "isletas". Se trata de pequeñas superficies, de decenas algunos cientos de metros de diámetro, cubiertas por un monte muy tupido de árboles y arbustos que se destacan en el monótono paisaje de pajonal de espartillo. Son de origen biogénico; se forman mediante el desarrollo y adosamiento de grandes hormigueros del género *Atta*. Estos insectos forman extensos túmulos de hasta 6 u 8 m de diámetro, de superficie y perímetro irregular y 20 a 40 cm de altura. Cada hormiguero tiene un sistema de cámaras y galerías que puede llegar hasta 3 m de profundidad (Bonetto, 1959); el volumen de tierra removida y alterada en cada hormiguero es de varios metros cúbicos. Perforaciones realizadas con barreno manual en estos hormigueros evidenciaron que están constituidos por un sedimento blando y húmedo, compuesto por grumos redondeados de menos de 2 mm de diámetro y alta porosidad. Evidentemente los grumos son producidos por la actividad biológica de las hormigas, resultando en un depósito de características geológicas. Este material forma un sustrato adecuado para arbusto y árboles.

En las cercanías de la laguna La Tigra existen numerosas isletas, pudiendo observarse las transiciones entre hormigueros aislados, pequeñas isletas de 5 ó 6 m de diámetro cubiertas por arbustos y las isletas grandes ya colonizadas por árboles. Aún en estas últimas, gran parte de la superficie sigue ocupada por hormigueros actuales. En la zona de La Tigra la distancia entre una isleta y otra oscila entre 100 y 500 metros.

Un perfil de 5 m de profundidad perforado en la entrada de la estancia Los Charabones, en el centro de la unidad geomorfológica, está formado por limo fino con 20 a 30 % de arcilla. Hasta 2 m de profundidad es de color castaño con abundantes concreciones de carbonato de calcio redondeadas e irregulares, de 5 a 20 mm de diámetro. En la parte inferior aparecen cristales de yeso menores de 1 mm. Existen abundantes restos de materia vegetal en descomposición; en algunos casos todavía se conservan las fibras, en otros sólo líneas de carbón con aureolas de reducción de pocos milímetros de espesor. Esta materia orgánica proviene casi indudablemente de las raíces de eucaliptos plantados en el lugar. La media granulométrica del sedimento oscila entre 20 y 25 micrones, con 25 % de arcilla. Entre 2 y 5 m de profundidad el sedimento se hace paulatinamente más fino, hasta llegar a una media granulométrica de 13 micrones, con 32 % de arcilla a los 4,90 m.

Dentro de la llamada "arcilla total", el porcentaje de coloides menores de 1 micrón también aumenta de arriba a abajo, hasta llegar al 20 % del total del sedimento a 4,90 m. Aparecen también zonas de color verde grisáceo en el sedimento, en forma de manchas e intercalaciones dentro de la masa castaña. Hacia abajo aumentan paulatinamente en proporción, ocupando el 50 % del sedimento a los 3,90 m y el 70 % a los 4,10 metros. El

carbonato de calcio presente en estos niveles es bastante abundante aparece principalmente en forma pulverulenta y en menor proporción en concreciones.

El ambiente de sedimentación de esta unidad fue principalmente palustre, lo que se deduce de la alta proporción de arcillas y coloides en el perfil, además de la presencia de carbonato de calcio pulverulento y color verde en los sedimentos. En menor medida se encuentran fajas de origen fluvial. El ambiente eólico actuó en época reciente, formando gran cantidad de hoyas de deflación, aparentemente durante un tiempo corto. Las áreas lacustres actuales constituidas por las grandes lagunas con formación de playas y otros elementos leníticos, no alcanzan al 10 % del total de la unidad.

Cañada de las Víboras - Se conoce bajo este nombre a una amplia depresión de origen estructural de unos 160 km de longitud y ancho bastante variable, de rumbo noroeste-sureste. Su perfil transversal es sumamente asimétrico, con el eje situado entre 1 y 2 km del borde sur y a decenas de kilómetros del borde norte. Está compuesto por una faja de esteros de 2 á 5 km de ancho en la parte más profunda y una gran área de bañados cubiertos por espartillo en la margen izquierda. Existen unas pocas fajas mal definidas de 200 á 400 m de ancho, de algunos decímetros de altura sobre el nivel general y ocupadas por árboles dispersos, que corresponden a albardones de antiguos cauces del río Salado. Tres de ellos, separados aproximadamente 5 km uno de otro, cruzan la ruta 95. Por su continuidad y por la presencia de albardones bien desarrollados, puede deducirse que eran cauces estables, sin divagación importante, durante su fase activa. El borde suroeste de la cañada está determinado por una fractura de unos 110 km de longitud y pocos metros de rechazo, configurando un límite neto. Hacia el noreste, por el contrario, existe una transición muy suave, hacia los derrames del Bermejo, a lo largo de varios kilómetros.

Una perforación de 6 m de profundidad realizada junto a la Ruta 95 atravesó limo fino con media granulométrica de 8 micrones y 30 % de arcilla (excepto en la muestra de 2,70 m de profundidad, con media de 25 micrones y un 15 % de arcilla). Las fracciones menores de un micrón oscilan entre el 8 y el 13 %. Son frecuentes los nódulos de limo poroso y de limo arcilloso endurecido. El carbonato de calcio pulverulento aparece en todo el perfil en cuerpos de pocos milímetros de diámetro. También aparecen nódulos y pátinas de manganeso del mismo tamaño y concreciones calcáreas duras. El sedimento superficial contiene cristales de yeso entre 30 a 50 cm de profundidad. El color es gris hasta los 80 cm de profundidad; desde ese punto hacia abajo es una mezcla de castaño y verde grisáceo.

La morfología de la cañada de las Víboras indica claramente que se trata de un bloque basculado hacia el sur. Dicho movimiento se produjo sin duda en tiempos muy recientes, pues

los cauces anteriores al mismo ubicados más al norte aun son definibles en la superficie del terreno. El ambiente de formación de sedimentos fue palustre, lo que se deduce de la presencia de manganeso y carbonato de calcio pulverulento, la abundancia de arcilla y el estado de oxidación del hierro.

Sistema del Bermejo

El área comprendida en este sistema constituye el extremo sur del gran cono aluvial que desarrolló el río Bermejo durante el Cuaternario en las provincias de Salta, Chaco y Formosa (Iriondo 1984). En el sur del Chaco está constituido en superficie por grandes lóbulos de derrame, de cientos de kilómetros cuadrados compuestos por limo y limo arcilloso, donde crece vegetación arbórea, y áreas de bañados compuestas por arcilla montmorillonítica. Dicho mineral se endurece en las sequías y solo permite vegetación de pajonal. Los controles tectónicos ejercen una influencia considerable en el paisaje. Este sistema penetra en el extremo norte de Santa Fe en una extensión de 120 km este-oeste y con una profundidad de 30.á 50 km hacia el sur. Las unidades sedimentario/geomorfológicas del área son:

Derrames del Bermejo_ Forman el borde distal de los derrames chaqueños. Están constituidos por áreas bajas, frecuentemente inundadas y cubiertas de pajonal, que alternan con fajas algo más elevadas de varios kilómetros de ancho ocupadas por palmares muy dispersos. El contacto entre unas y otras suele ser visible en el campo, donde forma una pendiente muy suave de 500 a 1000 metros de longitud. Todo el conjunto tiene orientación general norte-sur. Los paleocauces que produjeron los derrames forman ahora esteros mal definidos, de pocos cientos de metros de ancho, donde se alinean hoyas de deflación circulares. Los únicos dos lóbulos típicos de derrame que penetran en territorio santafesino son el de La Viruela y El Palmar. Están caracterizados por varios decímetros de limo friable en superficie y la presencia de un monte chaqueño bien desarrollado (quebracho, timbó, algarrobo, etc.).

Sobre la Ruta Provincial N°30, 25 km al este de Gato Colorado se realizó una perforación de 5 m de profundidad en un bañado. El perfil está compuesto por limo fino arcilloso, con media granulométrica que oscila entre los 12 y 15 micrones y de 28 a 32 % de arcilla. Las fracciones menores de 1 micrón son muy abundantes, entre 17 y 20 % del total. El color del sedimento es castaño claro a castaño oscuro, con manchas verdes. Entre los 2.90 y los 3,90 metros aparecen colores rosados, rojizos, blancos y negros íntimamente entremezclados; los límites entre unos y otros son netos y el tamaño de cada mancha no

mayor a 2 mm. A todo lo largo del perfil se encuentra carbonato de calcio pulverulento, en algunos sectores constituye hasta el 20 % del total del sedimento. Pátinas y nódulos de manganeso de pocos milímetros de diámetro y restos de materia orgánica con aureolas verdosas de reducción son también comunes. También merece destacarse la presencia de frecuentes nódulos limo-arcillosos de 2 a 4 mm (hasta 10 mm en casos aislados) de diámetro, de forma irregular, a veces recubiertos por manganeso. Su origen es probablemente biogénico.

Area elevada de Gato Colorado- Forma el extremo sur de un bloque elevado que abarca una extensa superficie en el centro de la provincia del Chaco. Dicho bloque está limitado al sureste por una importante fractura que termina, ya con un rechazo muy pequeño, en la cañada de Las Víboras. En el sur del Chaco el bloque elevado está formado por 20 a 25 metros de espesor de loess castaño claro, friable y pulverulento, surcado por paleocauces de rumbo general NO-SE.

En el área de Gato Colorado los sedimentos son más finos y compactos. Su techo forma una superficie plana, surcada por paleocauces de orientación norte-sur de 100 á 300 m de ancho, que aparecen como fajas de pajonal dentro del monte. Su profundidad máxima es generalmente menor que un metro; suelen estar ocupados por hoyas de deflación transformadas ahora en lagunas someras semipermanentes. Constituyen los reservorios de agua potable de la zona. La superficie general de esta unidad está cribada por un gran número de hoyas de deflación de 200 a 300 m de diámetro. Existen escasas hoyas mayores, de 500 á 1000 m de diámetro, transformadas en lagunas semipermanentes.

Sistema del Paraná

Constituye una faja de 90 a 100 km de ancho que comienza en la provincia del Chaco y se extiende hacia el sur cientos de kilómetros, hasta la ciudad de Santa Fe. Fue formada por la sedimentación de arenas y pelitas transportadas por el río Paraná desde su alta cuenca. Se trata de arenas cuarzosas muy maduras acompañadas por la asociación de pesados circón-turmalina-estauroлита. Geomorfológicamente está caracterizada por paleocauces de diversos tamaños, según los haya formado el cauce principal del Paraná o alguno de sus brazos menores. Los paleocauces son meándricos en su mayor parte y presentan grados diversos de colmatación y enmascaramiento, derivados de procesos locales posteriores a su abandono por parte del Paraná. La actividad neotectónica ha sido significativa en épocas recientes,

principalmente provocada por la aparición de fracturas de rumbo norte-sur. Sus unidades geomorfológicas son las siguientes:

Paleocauce Golondrinas-Calchaquí - Se lo puede seguir desde cerca de Cañada Ombú (22 km al sur del límite con la provincia del Chaco) hasta la unión del Calchaquí con el Salado, unos 175 km al sur. Fue un cauce típicamente meándrico de grandes dimensiones. Su ancho varía entre 3 y 6 kilómetros, con radios de curvatura entre 7 y 10 km. Actualmente está colmatado en forma irregular. Está ocupado por una cadena de lagunas permanentes (La Loca, del Toro, del Palmar y otras), cada una de ellas de decenas de kilómetros cuadrados de superficie. El lecho de dichas lagunas está compuesto por arena cuarzosa fina algo arcillosa de color verde. En sus márgenes son frecuentes las dunas de arcilla, constituidas aquí por limo, limo arenoso y en partes por arena fina. Están desarrolladas casi exclusivamente en dirección este-oeste, por lo que se deduce que fueron acumuladas por un sistema de vientos norte-sur. Su altura alcanza a 4 ó 5 metros sobre el nivel de la planicie. Tienen pendientes en general suaves, salvo en los lugares donde la erosión litoral de las lagunas las ataca. Las lagunas sirven de descarga a las aguas freáticas de la zona y están interconectadas por un arroyo (el Golondrinas-Calchaquí) que solamente en su tramo inferior ha desarrollado un cauce bien definido. Popolizio et al. (1978) han encontrado en la laguna El Palmar indicios de procesos morfogenéticos complejos, con movimiento rotacional de las aguas superficiales en el sentido de las agujas del reloj.

El relleno del paleocauce es bastante irregular. En los extremos norte y sur ha recibido pocos aportes exógenos, lo que le ha permitido conservar mejor sus características originales, especialmente en el sector del Estero Grande, al norte de la laguna La Loca. En el tramo central, por el contrario, los aportes laterales del Salado casi lo han hecho desaparecer, quedando solo una sucesión de lagunas pequeñas. Este paleocauce ha quedado separado del resto del sistema del Paraná por una fractura de rumbo general norte-sur, que lo limita hacia el este y lo recorre en toda su extensión. Las dimensiones del paleocauce y su carácter meándrico indican que se formó durante una época más húmeda que la actual. Después de haber sido abandonado por el río y establecidas condiciones lacustres, sufrió remodelación parcial (formación de lunetas o dunas de arcilla) en una época de clima seco.

Bajo de los Saladillos - Es una antigua llanura aluvial del Paraná. De acuerdo a los datos disponibles, se trata de la llanura aluvial más reciente antes de la actual. Aparece aproximadamente entre las localidades de Romang y Alejandra (29° a 29°30') y se extiende hacia el sur hasta la ciudad de Santa Fe, a más de 200 km de distancia. Es una faja deprimida e inundable de 35 a 40 Km de ancho, con borde occidental bien marcado y límite oriental

irregularmente definido. Se la mapeó hasta la localidad de Cayastá (31°10'). Está constituida por una superficie general completamente horizontal con algunas hoyas de deflación, formadas por depósitos palustres de dos a tres metros de espesor, que enmascara parcialmente y en grados diversos a los elementos geomorfológicos fluviales anteriores. Estos pueden dividirse en paleocauces meándricos y paleocauces anastomosados.

Existe un paleocauce meándrico que puede seguirse a lo largo de unos 70 kilómetros, de 3 a 5 km de ancho y 10 km de radio de curvatura, dimensiones mayores que las del Paraná actual. Está colmatado, con la superficie actual solo unos decímetros por debajo de la superficie general, y ocupado por unas pocas lagunas someras relativamente pequeñas. Está ubicado en la parte central de la unidad. También se detectaron paleocauces meándricos más pequeños bastante numerosos, de 500 a 1500 m de ancho que corresponden sin duda a antiguos brazos secundarios del río. En el sur se observa una tendencia muy marcada en estos brazos menores a recorrer diagonalmente la unidad en sentido noreste-sudoeste.

En la margen derecha de la unidad existe un paleocauce bien conservado, de traza recta, de 140 km de longitud y 5 a 10 km de ancho. Por sus características morfométricas y dimensiones se trata de una faja fluvial de régimen anastomosado del actual cauce principal del Paraná. Está relleno por 2 a 3 metros de pelitas laminadas y con estratificación horizontal muy fina, de probable ambiente lacustre. Se encuentra en esta faja una serie de grandes lagunas redondeadas y elípticas de hasta 10 km de diámetro mayor, son las lagunas del Cristal, Redonda, del Plata y otras. De acuerdo a los indicios de campo, estas lagunas fueron excavadas por erosión eólica en los sedimentos laminados hasta alcanzar las arenas finas fluviales subyacentes. Son completamente someras (no más de 1 metro de profundidad) pero muy raramente se secan, lo que indica que están alimentadas por el agua subterránea ya que los aportes superficiales son insignificantes. En el lecho de la laguna Redonda se extrajo un ejemplar de gliptodonte (*Glyptodon reticulatus*, Viras_ ro como pers.). Todas ellas están bordeadas al norte y al sur por dunas de arcilla bien desarrolladas, de hasta 4 metros de altura, compuestas por sedimentos con estratificación mediana a gruesa.

El talud de la margen derecha del Bajo de los Saladillos ha evolucionado considerablemente desde que quedó aislado del río. Actualmente se presenta como una faja de 2 a 6 kilómetros de ancho, con dinámica erosiva y relieve considerable, labrado por el loess de la Formación Tezanos Pinto que cubre las tierras altas. Está surcado de oeste a este por pequeñas redes de avenamiento ramificadas y bien definidas, ahora estabilizadas. Algunas de ellas tienen cientos de metros de ancho y fondo plano, lo que indica que se desarrollaron en un clima más seco que el actual. El borde oriental de la unidad tiene características diferentes. Es

menos definido y considerablemente más bajo. A la altura de la localidad de Alejandra hay un área de arena fluvial deflacionada por el viento (que la transportó fuera de la llanura aluvial) de 17 km de longitud norte-sur por 5 km de ancho. Otra área similar de mayores dimensiones se encuentra en la zona de Helvecia y Cayastá, En superficie tienen morfología eólica bien definida y se encuentran varios metros por encima del Bajo de los Saladillos. Se las ha estudiado en detalle en la región de Coronda (Iriondo y Musetti, 1984).

Hay claros indicios de actividad tectónica. Toda la unidad ha sufrido un basculamiento con hundimiento hacia el oeste, lo que está indicado por la edad relativa de los paleocauces y la acumulación de agua en el borde occidental; conforme a ello, el basculamiento comenzó antes de que el Paraná abandonara esta faja. La dirección principal de fracturación dentro de la unidad está trazada por la orientación NE-SO de los paleocauces meándricos secundarios ya mencionados. Una de estas fracturas ha desplazado lateralmente al paleocauce anastomosado unos 10 km en la cercanía de La Criolla. Merece destacarse la magnitud de este movimiento, teniendo en cuenta su edad extremadamente joven.

Faja con relieve de Reconquista - Está caracterizada por un relieve moderado a bajo, levemente convexo, que contrasta con la horizontalidad de las otras unidades. Tiene redes hidrográficas bien definidas; se trata de cuencas estrechas y largas de orientación norte-sur que se alinean paralelamente. Por lo general, los colectores doblan bruscamente hacia el este en tramo final, conformando un patrón constante. Los principales de ellos son Los Amores, Las Garzas, El Rey, Malabrigo y El Toba. El relieve se encuentra en fajas de algunos kilómetros de ancho a lo largo de los valles fluviales. Se observa erosión areal bastante frecuente vinculada a los bordes de los valles y a las cunetas de los caminos, afectando a la Fm. San Guillermo. En esos lugares también se producen cárcavas de hasta 2 ó 3 metros de profundidad. Las áreas centrales de los interfluvios tienen un relieve sumamente suave sin erosión visible. Un perfil real izado en una excavación junto a la Ruta Provincial 40, cerca del arroyo Malabrigo, muestra en superficie a la Fm. San Guillermo., compuesta por 30 cm de limo pulverulento gris con cierto porcentaje de arena muy fina. Debajo hay 70 cm de limo fino muy arcilloso, con abundante CO_3Ca en forma pulverulenta y en concreciones de diverso tamaño; el color es castaño claro. Por desecación se parte en polígonos de forma irregular de 2 a 4 cm de diámetro. Debajo aparece un loess pulverulento con el aspecto típico de la Fm Tezanos Pinto. Al norte de Las Garzas este perfil es reemplazado por una sucesión de 20 metros de arenas cuarzosas finas, grises y amarillas, seguidas hacia abajo por arenas cuarzosas medianas.

Se observan en toda la unidad numerosos paleocauces meándricos secundarios del Paraná, de 1 a 2 km de ancho. Algunos de ellos fueron incorporados a las redes fluviales locales posteriores. En otros casos las redes fluviales siguen lineamientos estructurales rectos, siendo frecuente la sucesión de ambos controles a lo largo de un mismo arroyo. Los valles de los arroyos principales tienen de 2000 a 2300 metros de ancho y sus bordes son pendientes considerablemente evolucionadas de 500 a 1000 metros de longitud. Actualmente están en un período de reactivación, con cauce propiamente dicho solamente en los trechos centrales y finales de los colectores. Aguas arriba de ellos son simples fajas palustres cubiertas de juncos o de vegetación flotante todavía no alcanzada por la erosión retrocedente de los cauces, con 200 a 300 metros de bañados en sus bordes. Los sedimentos depositados en los valles indican ambientes fluviales y palustres. En el arroyo Malabrigo, 100 m al norte de la Ruta Provincial 40, se encuentra en superficie la Fm San Guillermo (14 a 25 cm) seguida hacia abajo por un limo muy arcilloso de 76 cm de espesor (7 a 8 micrones de media) con nódulos de manganeso, color castaño oscuro, estructurado en poliedros irregulares de pocos centímetros de diámetro. Debajo aparece 1,20 m de espesor de limo arcilloso algo más grueso (15 a 20 micrones) color verde, con abundantes cristales y rosetas de yeso en algunos niveles. Se observan en el mismo numerosos canalículos de raíces rellenos de materia orgánica descompuesta, con aureolas de decoloración. En partes presenta grietas de desecación y barnices de arcilla. En el tramo final del arroyo Los Amores, los depósitos de valle equivalentes a los descritos anteriormente forman una terraza. El arroyo está desarrollando actualmente una nueva llanura aluvial predominantemente arenosa, formada por depósitos de cauce. La terraza está parcialmente cubierta por bancos de arena depositados en episodios extraordinarios de la fase actual. Debajo sigue 1,80 m de limo arcilloso castaño semejante al del arroyo Malabrigo y debajo del mismo 1,50 m de arenas finas interestratificadas con limos arcillosos finos de unos 5 cm de espesor, paralelas y con gran persistencia lateral. Esta facies lacustre puede ser interpretada como la colmatación de un cauce abandonado; constituye el sedimento más antiguo del arroyo. En discordancia erosiva se encuentra debajo la Fm Ituzaingó, en estratos medianos a gruesos, compactos, de arena mediana a fina algo arcillosa, color amarillo verdoso.

El arroyo El Rey, cerca de la localidad de Moussy, unos 50 kilómetros aguas arriba de la desembocadura, presenta características similares. Corre por una amplia llanura aluvial arenosa, con meandros abandonados en proceso de colmatación y bancos de arena cuarzosa fina, de decenas de metros de largo. La terraza tiene 2 a 3 metros de altura y está sufriendo erosión areal con formas dendríticas que confluyen hacia el cauce. Los límites de esta unidad geomorfológica son de tipo estructural. Hacia el este limita con la llanura aluvial del Paraná en una traza que se compone de segmentos prácticamente rectos, de 20 a 60 km de longitud.

Desde el extremo norte hasta Los Laureles (29°20') se desarrolla en la llanura aluvial una terraza, el talud entre ella y el área elevada tiene una pendiente de aproximadamente 10 % y una altura de 4 metros. El límite occidental es considerablemente menos marcado, aunque visible en el campo en una transición de 1 a 2 Km. Está compuesto por segmentos rectos de 5 a 35 kilómetros de longitud.

Área Plana de Vera - Se extiende entre el área con el leve de Reconquista y el paleocauce Golondrinas-Calchaquí. Está caracterizada por una superficie horizontal con relieve muy escaso, prácticamente no detectable en campaña. Está surcada en sentido noroeste-sureste por los afluentes de los arroyos citados anteriormente, y en sentido norte-sur por algunos colectores. El origen de las redes fluviales es el mismo que el mencionado para el área de Reconquista, si bien el control estructural directo de los cauces es raro. Los valles colmatados son amplios, de 500 a 2500 metros de ancho. Tienen sus bordes muy recortados por carcavamiento y fenómenos asociados, ocurridos durante un clima seco, ahora visibles por leves diferencias en el relieve e importantes diferencias en la vegetación.

La reactivación de los valles no ha alcanzado a esta unidad, salvo en los trechos finales de los arroyos Los Amores y El Re, que son los más importantes. Los meandros abandonados que no fueron integrados a la red fluvial se presentan en el campo como amplias depresiones muy suaves, de 400 a 3000 metros de ancho y 1 a 4 metros de profundidad con respecto al terreno circundante. Tienen características de bañados, con anegamiento temporario después de las lluvias y sin vegetación arbórea.

El grado de colmatación de los paleocauces y cobertura general de la superficie aumenta transicionalmente de norte a sur, lo mismo que el número y tamaño de las hoyas de deflación, lo que permite deducir que la actividad eólica ha sido la responsable del incipiente soterramiento. En el sector sur de la unidad se pueden distinguir en la superficie general áreas relativamente más bajas que otras, cubiertas esporádicamente por bañados. La diferencia en altitud entre ellas y las áreas "altas" es sumamente pequeña y los declives imposible de detectar a simple vista en campaña. La distribución relativa de ambos niveles y su posición con respecto a los demás elementos geomorfológicos no permite deducir con claridad su origen.

Los lineamientos estructurales dominantes tienen dirección noroeste-sureste al norte de Vera y noreste-suroeste al sur de esa ciudad. En el extremo norte de la zona mapeada, cerca del límite con el Chaco, fracturas de rumbo este-oeste provocan importantes alteraciones en

las redes hidrográficas de Los Amores y el estero Cocherek. El límite entre esta unidad y el paleocauce Golondrinas-Calchaquí está determinado por una importante fractura de rumbo norte-sur, que en la latitud de Reconquista está expresada por un desnivel de varios metros y hacia el norte va disminuyendo hasta hacerse imperceptible en la Ruta Provincial N°30. Esta fractura continúa hacia el sur hasta la ciudad de Santa Fe, bordeando el curso inferior del río Salado. Evidentemente, los movimientos tectónicos fueron anteriores al desarrollo de las redes fluviales ahora colmatadas.

Dinámica hídrica actual en el Chaco Santafesino

En la actualidad, el escurrimiento de las aguas superficiales muestra un avance del sistema del Salado sobre los otros. En los períodos húmedos ocurren inundaciones de varios meses de duración, que se originan por la llegada de agua desde el noroeste, desde la alta cuenca del Salado. Cubren en forma de láminas de pocos decímetros de espesor gran parte de los sistemas del Salado y del Bermejo. Debido a los acomodamientos tectónicos recientes, las aguas se dirigen al paleocauce Golondrinas-Calchaquí, que sirve de colector y confluye con el Salado en el paraje Las Juntas, cerca de la localidad de La Criolla.

Los excesos de agua provenientes del sector chaqueño del cono aluvial del Bermejo, después de superar umbrales tectónicos en el Área de Los Amores y Cañada Ombú, se encauzan en los grandes arroyos de las unidades Vera y Reconquista, para desembocar finalmente en el Paraná. Este punto ha sido desarrollado ampliamente por Popolizio (1978) y por Manzi y Fritzchy (1983).

La Pampa Norte

La Región Pampeana es una extensa llanura que cubre la región central de la Argentina, con una superficie total de 600.000 Km². Se la divide en dos partes diferentes entre sí: Pampa Norte y Pampa Sur. La Pampa Norte abarca el área comprendida entre la Sierra Chica de Córdoba y el río Paraná, con un sector del sudoeste de Entre Ríos. Está dominada en el oeste por la influencia geológica de las Sierras Pampeanas y en el este por los aportes sedimentarios chaqueños y brasileños; el límite entre ambos sectores está bien definido, es la falla Tostado-Selva (Iriondo, 2010).

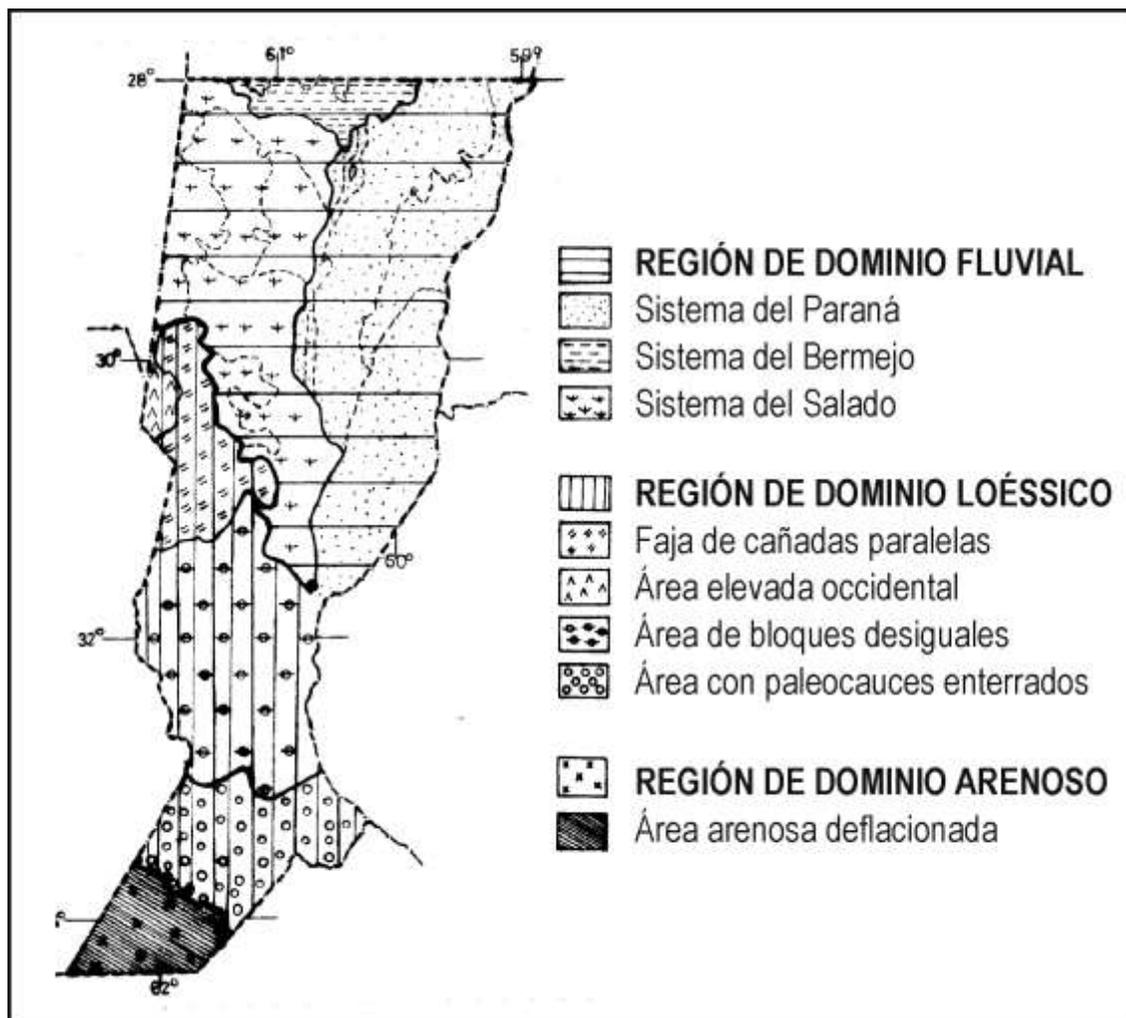


Fig. 6 – Unidades geomorfológicas de la provincia de Santa Fe (Iriando, 1985). La “Región de dominio fluvial” corresponde al Chaco Santafesino. La “Región de Dominio Loésico” a la Pampa Norte. La “Región de Dominio Arenoso” a la Pampa Sur.

El Área Oriental está situada en la provincia de Santa Fe, noreste de Buenos Aires y sudoeste de Entre Ríos. El desarrollo de las unidades sedimentarias cuaternarias, que son las portadoras de agua potable, estuvo dominado por la dinámica del río Paraná, en un paisaje de

llanura dividido en bloques tectónicos de miles de kilómetros cuadrados de superficie. Igualmente importantes fueron los aportes eólicos de sedimentos cordilleranos provenientes del sur. En 1987 se mapeó la geomorfología de Santa Fe (Iriondo, 1987), determinándose las siguientes unidades:

- Área Elevada Occidental o Bloque de San Guillermo.
- Faja de Cañadas Paralelas.
- Área de Hoyas de Deflación.
- Área de Bloques Desiguales.
- Área con Paleocauces Enterrados.

Bloque de San Guillermo - El bloque de San Guillermo (Fig. 7) es un área alta de la llanura limitada por fracturas y fallas reactivadas por Neotectónica. Su mayor parte se halla en la provincia de Santa Fe, con excepción de un sector del noreste de la provincia de Córdoba. Abarca el Área Elevada Occidental y parte del Área de Bloques Desiguales del mapa geomorfológico de Iriondo (1987). El bloque fue definido en base al análisis geomorfológico, siguiendo criterios de campo y gabinete (interpretación de imágenes satelitales y análisis de cartas topográficas del IGM). Su superficie constituye una planicie prácticamente horizontal con una muy leve pendiente general hacia el ENE y sólo localmente está atravesado por algunas cañadas o paleocauces. Cubre un área de unos 17.800 k y presenta un desnivel típico de 15 a 35 m, con respecto a las unidades vecinas.

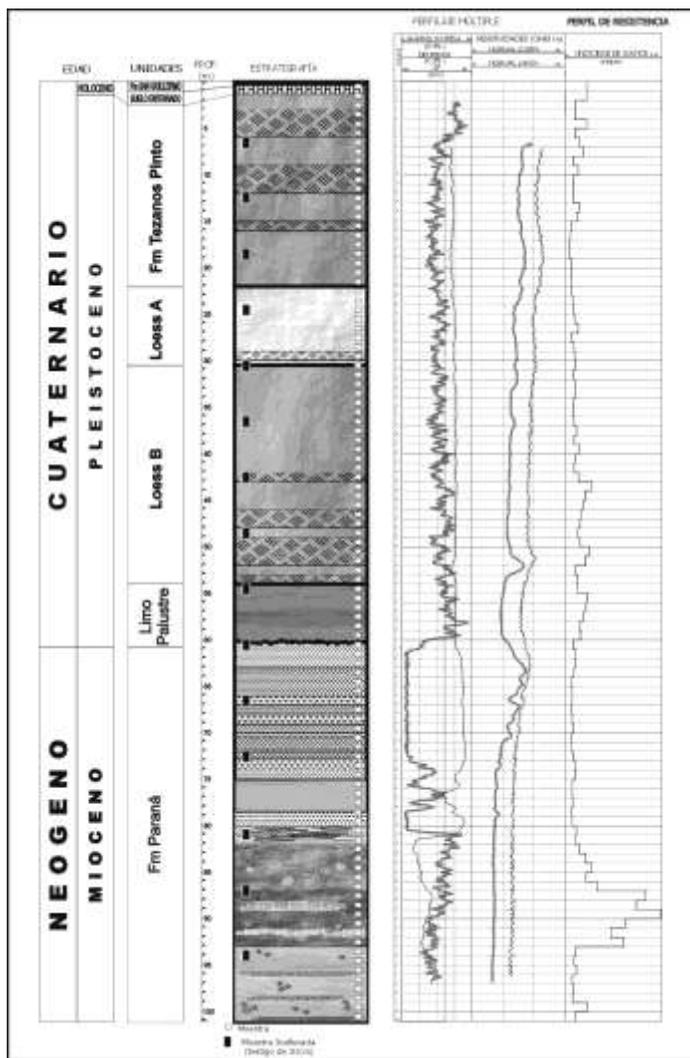


Fig. 7 – Columna estratigráfica del Bloque de San Guillermo.

El límite oeste del bloque es la falla Tostado-Selva (definida por Pasotti y Castellanos, 1963), de edad Pleistoceno medio y reactivada en el Holoceno (Iriando, 1987). Presenta una traza irregular formada por una sucesión de segmentos rectos de 10 a 30 km de longitud, orientación variable y dirección general norte-sur. La falla aparece algo al norte de la localidad de Tostado y aumenta su desnivel y altura hacia el sur, hasta terminar bruscamente sobre la margen norte del río Carcarañá, a 420 km de distancia. Forma una escarpa de pendiente constante y superficie regular afectada por erosión hídrica (Passotti y Castellanos, 1963). El bloque oriental (San Guillermo) está elevado 20-39 m con respecto a la depresión de Mar

Chiquita, constituyendo actualmente el borde este de la laguna Mar Chiquita (Borde de los Altos). En la mitad del bloque (al oeste de Altos de Chipión), la escarpa es visible en el campo con un desnivel de 32 m y 10.7‰ de gradiente. El desnivel entre el bloque de San Guillermo y la fosa tectónica de la Cañada de San Antonio aumenta hacia el sur (con 10-15 m y 3-5‰ de pendiente en el sector Landeta-Piamonte; en Bouquet, con desnivel de 29 m y 6,4‰ de gradiente; en el sector Montes de Oca-Tortugas, con 40-45 m de desnivel y gradientes entre 6 y 8‰; Passotti y Castellanos, 1963).

El límite oriental del bloque de San Guillermo, por el contrario es complejo; en el sector sur está representado por la escarpa de la falla El Trébol (definida por Pasotti y Castellanos, 1963; Kröhling, 1998), de 3 a 8 km de ancho, 4-7‰ de gradiente y 15-30 m de desnivel, aumentando localmente a 38 m por erosión retrocedente en las cabeceras de arroyos locales. En su parte central, el límite este del bloque de San Guillermo está representado por un resalto topográfico estructural también modificado por erosión retrocedente, poco visible en el terreno pero bien expresado en cartas topográficas e imágenes satelitarias. En ese trabajo (Kröhling e Iriondo) se lo define como falla Rafaela, aunque previamente fue referida por Iriondo (1987) como una fractura de segundo orden. Está formada por dos segmentos mayores de rumbo NNE-SSO y de 45 km de longitud individual. El mayor desnivel topográfico entre el bloque de San Guillermo y el área ubicada al este de la falla se registra en el área de Rafaela, alcanzando valores de 30 a 37,5 m y expresado por un talud de 0,4% de gradiente, con disminución en desnivel y gradiente hacia el norte (22,5-25 m; 0,2%). El segmento de la falla al sur de Rafaela vincula una depresión tectónica menor del bloque de San Guillermo con el área baja ubicada al este de la falla; siendo el desnivel entre ambos de 12 a 16 m (0,20 a 0,30% de pendiente).

El sector noreste del bloque de San Guillermo está limitado por fracturas y fallas de distinta orientación, en su mayor parte de rumbo NO-SE. En el segmento entre Va. Trinidad y Arrufó, el desnivel entre el bloque y el área situada al este varía entre 2,5 y 3,75 m; en el segmento entre Morteros y Palacios, el desnivel se reduce a 1,25 m. Esta fractura se vincula con la Falla Rafaela a través de una fractura de rumbo E-O, denominada Fractura Sunchales por Iriondo (1987). Esta controla la cañada Sunchales, con desniveles cercanos a los 10 m en el área de Sunchales. Un segmento de la falla Sunchales afecta la falla Tostado-Selva produciendo un desplazamiento horizontal de 5 km en el sector de Altos de Chipión, donde constituye el límite sur de la laguna Mar Chiquita, con 36 m de desplazamiento vertical visible.

El área sur del bloque de San Guillermo comprende el bloque tectónico de Armstrong, definido por Pasotti y Castellanos (1963) y limitado por las fallas Tostado-Selva y El Trébol y por fracturas ortogonales de segundo orden.

Faja de Cañadas Paralelas – Está caracterizada por un sistema bastante denso de cañadas paralelas y subparalelas. Se extiende al este del Bloque de San Guillermo desde la latitud de Tostado hasta Rafaela, a 200 kilómetros de distancia. Su ancho es bastante variable, entre 20 y 70 Km. La forma general de esta unidad geomorfológica es alargada en sentido NNO-SSE. Su morfología obedece a que existe una pendiente definida en casi toda la unidad, formando un bloque tectónico en la mayor parte de la unidad. Desde Sunchales hacia el sur, por efecto de la fractura Brinckmann-Sunchales, la dirección de la pendiente se hace oeste-este.

Las cañadas presentan un patrón subparalelo, observándose entre ellas diferencias morfológicas en tamaño, forma y grado de definición de las orillas. En general miden entre 150 y 400 metros de ancho y 10 a 50 Km de largo. Tienen orillas de pendientes muy suaves; más que bordes definidos se observan en el campo fajas de transición entre las cañadas y las tierras más altas. Prácticamente todas las cañadas son rectas o curvas de ángulo muy abierto. Algunas de ellas son asimétricas, con pendiente mayor en la margen derecha, lo que indica un movimiento muy suave de basculamiento de los pequeños bloques que existen entre una y otra y determinan su aparición. Evidentemente, las cañadas son la expresión superficial de fracturas de alto ángulo (verticales o subverticales), que muy probablemente sirven como vías de recarga de los acuíferos subterráneos.

El grado de definición de las cañadas se va modificando paulatinamente de norte a sur. En el norte, entre Tostado y Hersilia, hay un trecho alto y sin cañadas de 10 kilómetros de distancia. La siguiente sección llega hasta Curupaytí; está caracterizado por una densa serie de cañadas largas, de 25 a 35 Km de longitud y entre 1y 2 Km de equidistancia. Entre Curupaytí y Sunchales las cañadas son menos numerosas y ya presentan una tendencia incipiente a integrarse en redes hidrográficas. Esa tendencia se define claramente más al sur, donde las cañadas están conectadas entre sí, formando la red de afluentes de Las Prusianas en la margen derecha del arroyo Cululú. Esta variación en la naturaleza de las cañadas refleja un acentuamiento de las pendientes de norte a sur, que varía desde valores muy bajos en el área Tostado-Ceres hasta el 2 % en la zona cercana a Rafaela. En las épocas lluviosas las cañadas transportan considerable cantidad de agua. Varias de ellas han sido canalizadas; en ciertos

casos los canales acarrear importantes cantidades de sedimentos en suspensión y tienen un visible poder erosivo.

Área de Hoyas de Deflación – Es una unidad geomorfológica pequeña, de forma irregular, que se encuentra en la parte central de la cuenca del Salado. Su característica sobresaliente es la gran cantidad de hoyas de deflación de 200 a 300 metros de diámetro. Las dimensiones mayores del área son 75 Km de norte a sur y 55 Km de este a oeste, aunque presenta profundas involuciones que hacen disminuir bastante su superficie total. Es una zona caracterizada por una pendiente general de 0,5 % en sentido oeste-este. Esta unidad recibe las aguas del Área de Cañadas Paralelas. La gran cantidad de depresiones hace que casi toda la unidad se comporte como una cuenca cerrada, sin conexión superficial con la cuenca del Salado, por lo menos para los estados hidrológicos bajos e intermedios. En épocas húmedas las hoyas de deflación se transforman en lagunas semipermanentes, produciéndose la evaporación y evapotranspiración de la mayor parte de la lluvia caída.

En el norte, esta unidad comprende las grandes lagunas permanentes Palos Negros y Cabral, dos cuerpos de agua ubicados en un bloque tectónico hundido. Ambas tienen forma redondeada y alrededor de 5 Km de diámetro. Por lo que se conoce en la actualidad, se alimentan principalmente por surgencia del agua freática.

Área de Bloques Desiguales – El Área de Bloques Desiguales forma un gran rectángulo cuyos vértices son las ciudades de Rosario, Santa Fe, San Francisco y Cruz Alta. Está compuesto por un conjunto de bloques tectónicos basculados, generalmente hacia el noreste. El tamaño de dichos bloques es muy variable, alcanzando el mayor alrededor de 70 Km de ancho. Los más pequeños miden no más de 10 Km de lado.

El elemento geomorfológico más importante son las largas y suaves pendientes que constituyen la superficie de los bloques, ocupadas en su tramo final por amplias superficies pantanosas salinizadas. Se trata de cañadas de un tipo diferente a las descritas anteriormente, muy anchas y asimétricas. Las principales son la cañada Rosquín (de 200 Km² de extensión), la cañada Malaquías (350 Km² de superficie) y la que se extiende al este de Rafaela (con 700 Km² de extensión). Tienen claro origen tectónico, y se han formado en el contacto entre bloques basculados. Existen cañadas menores (del primer tipo) perpendiculares a esas depresiones y en algunas áreas muy numerosas; al sur de San Francisco, entre Castelar y Las Petacas, miden entre 25 y 35 kilómetros de longitud y 2 a 3 Km de equidistancia; al este de Las Bandurrias se extiende otra área similar. En general, estas vías de avenamiento son afluentes de las depresiones mayores.

Área con Paleocauces Enterrados – Al sur del paralelo de 33* S, que corre a la altura de Rosario, se encuentra una unidad geomorfológica caracterizada por un conjunto de cauces y redes hidrográficas cubiertas por el manto de loess de la Formación Tezanos Pinto. Esta unidad se extiende hasta el límite con la Pampa Sur, es decir la línea Maggiolo-Venado Tuerto-Colón. Dichas redes enterradas representan la base de la capa del agua freática y determinan su flujo en el subsuelo hacia el río Paraná.

Las redes hidrográficas enterradas tienen patrón dendrítico y característicamente de 50 a 70 Km de longitud, con orientaciones SO-NE y desembocan en el Paraná al sur de Rosario. Los paleocauces que ahora aparecen en superficie como afluentes de primer orden tienen longitudes que varían entre 7 y 15 kilómetros. El ancho de los paleocauces oscila entre 500 y 1500 metros. Las redes enterradas de este tipo aparecen en el sector oriental de la unidad geomorfológica, hasta el meridiano de 61* 15'O. Algunos arroyos actuales han reconstruido parcialmente los viejos sistemas hidrográficos mediante erosión retrocedente; el Saladillo, el Pavón y el Arroyo del Medio son los más notables. Aguas arriba de los paleocauces enterrados, en la zona de Hughes y Labordeboy, aparece en superficie una zona de cañadas paralelas de origen tectónico, también con rumbo SO-NE.

La mitad occidental del Área con Paleocauces Enterrados está caracterizada por largos paleocauces alóctonos, visibles solo en ciertos trechos del paisaje. Algunos de ellos pueden seguirse sin interrupciones hasta el Carcarañá o hasta el río Quinto, ya en Córdoba. De manera que se trata de cauces enterrados, abandonados por esos dos ríos. En la zona de Los Quirquinchos este esquema de cauces es particularmente intrincado. Los mismos se distinguen en el paisaje en forma de suaves depresiones ocupadas por lagunas temporarias y pantanos en las partes más bajas. Resulta evidente que los cauces ocuparon lineamientos tectónicos preexistentes (cañadas) y fueron modificando su traza de acuerdo a su dinámica hídrica, hasta que el proceso se interrumpía por avulsión (es decir, por un cambio muy importante en la dirección de escurrimiento) y comenzaba en otra línea. Se pudo observar en la región toda una gama de casos transicionales entre fajas rectas y meandros suavemente curvados, todos ellos cubiertos por varios metros de loess de la Formación Tezanos Pinto.

En esta unidad geomorfológica existen tres fosas tectónicas de aproximadamente el mismo tamaño, 10 a 15 Km de longitud por 6 a 10 Km de ancho, con orientación suroeste-noreste. La mayor de ellas está ocupada por la laguna Melincué, las otras dos por complejos de lagunas menores y bañados. Una de éstos está ubicado 10 kilómetros al noreste de Chateaubriand; es conocido localmente como Cañada Los Leones. El tro se encuentra 15 Km al oeste de Villa Cañas. Se trata de fosas creadas por movimientos tectónicos recientes, posteriores al episodio

húmedo que formó los paleocauces (estimado como el Estadio Isotópico 3, entre 65.000 y 36.000 años antes del presente). Esto se deduce del hecho que las depresiones están aisladas, tanto de los paleocauces alóctonos como de las redes fluviales locales.

El manto de loess que cubre el paisaje es la Formación Tezanos Pinto, estudiada principalmente en Entre Ríos y en el Bloque de San Guillermo. Se trata básicamente de un acuitardo, con abundantes sales de sodio. En el sur de la provincia está compuesta por limo arcilloso pulverulento, color marrón amarillento (7.5 YR 5/4). Mineralógicamente está compuesto por una mezcla de plagioclasas y fragmentos líticos (alrededor de 30 % cada uno), con porcentajes menores de cuarzo (entre el 12 y el 20 % según las muestras) y feldespato potásico (entre 5 y 10 %). El vidrio volcánico es un componente bastante variable, oscila entre 4 y 30 % (INTA, 1984). La asociación de minerales pesados está representada por hornblenda, magnetita y epidoto. Entre los minerales arcillosos predomina la illita. La mineralogía del loess indica que proviene de áreas situadas al oeste y sur de la provincia. Esto concuerda con los elementos de juicio sedimentológico y geomorfológico citados más arriba. El espesor del loess es de 7 metros en Hughes, 5 metros en Firmat y valores similares en el resto de la unidad geomorfológica.

La Pampa Sur

La Pampa Sur abarca la llanura argentina desde el río Colorado hasta la diagonal Villa María-Venado Tuerto-Junín-San Miguel del Monte. Abarca parcialmente a cinco provincias: San Luis, La Pampa, Córdoba, Santa Fe y Buenos Aires. El área santafesina constituye un sector relativamente pequeño de esta gran región. Está compuesta en los metros superiores del perfil por un extenso manto de arena, el Mar de Arena Pampeano (MAP), un excelente acuífero potable, utilizado para riego y consumo humano. Es de edad Pleistoceno superior y ha sufrido varios episodios climáticos que lo modificaron parcialmente (Iriondo y Kröhling, 1995). Por debajo de este manto existe un relieve enterrado de paleocauces alóctonos, similar a la zona oeste del Área con Paleocauces Enterrados; no existen allí evidencias de redes locales superficiales desarrolladas. El sur de la provincia de Santa Fe forma parte del Mar de Arena Pampeano (Sistema Eólico Pampeano), que ha sufrido una secuencia de episodios áridos y húmedos a lo largo de los últimos períodos del Pleistoceno. El paisaje actual resulta fundamentalmente de la influencia del clima húmedo del Estadio Isotópico 3 (EIO 3; 64-36 ka. A.P.) y de la actividad eólica durante un clima seco del Holoceno superior (3,5-1,4 ka. B.P.).

La secuencia de eventos sedimentológicos y geomorfológicos fue la siguiente: Durante el período húmedo del EIO3 se desarrolló una red fluvial de llanura, que actualmente forma la alta cuenca del río Salado de Buenos Aires, labrada sobre sedimentos de la Fm Carcarañá. Posteriormente se depositó la Formación Teodelina, por sedimentación eólica. Esta tiene 10 a 12 m de espesor típico y unos 5 m en áreas sometidas a erosión; está compuesta por limo grueso arenoso y arena fina limosa, con modas principales entre 125-250 y 53-62 μ , color 10YR 6/4 (marrón amarillento) y similares. La composición mineralógica de la fracción entre 53 y 62 μ está dominada por vidrio volcánico, con feldespato, cuarzo y alteritas como accesorios. La redondez y esfericidad de los granos varían entre bajas y moderadas, con dos poblaciones.

En el Pleistoceno final ocurrió un episodio eólico predominantemente erosivo, dominado por vientos del oeste que labraron cientos de depresiones de miles de metros de extensión. Ocurrió una sedimentación discontinua de loess arenoso de hasta 2 m de espesor con granulometría bimodal. El período Hypsithermal del Holoceno Medio (8,5-3,5 ka. A.P.) estuvo caracterizado por un clima cálido y húmedo con régimen údico, que generó un suelo en los terrenos loésicos y produjo el ascenso del nivel del agua en las lagunas y pantanos.

El Holoceno superior, entre 3,5 y 1,4 ka. A.P., estuvo dominado por un clima seco, con formación de campos de dunas denominadas aquí Formación San Gregorio. Está formada por arena muy fina a fina, suelta, masiva, color marrón amarillento. Compuesta por trizas vítreas, alteritas y feldespatos como componentes principales y cuarzo como componente secundario; los minerales pesados son de procedencia serrana.

La época actual está caracterizada por un exceso de agua en el paisaje; el proceso sedimentológico más relevante es la movilización de grandes volúmenes de sales disueltas, particularmente cloruros y sulfatos.

Desde el punto de vista hidrológico, el sector santafesino de la Pampa Sur se divide en dos unidades: la cuenca superior del río Sanado del Sur (o “Salado de Buenos Aires”) y las cuencas endorreicas de lagunas. La geomorfología es algo diferente, está dividida en dos unidades: el Área con Megadunas y el Área Plana del Este.

El Área con Megadunas – Está desarrollada principalmente en el sureste de Córdoba, también en el noroeste de Buenos Aires. En Santa Fe se extiende en la zona de San Gregorio, Christophersen y Rufino, es decir, en el sector oeste limítrofe con Córdoba. La Formación San Gregorio está compuesta por arena suelta de edad holocena; forma megadunas parabólicas de hasta 8 kilómetros de largo, 500 metros de ancho y hasta 5 metros de altura. Ese sedimento tiene gran permeabilidad y considerable capacidad de almacenamiento. En las épocas lluviosas interanuales se forman lagunas permanentes en la depresión central de esas geoformas; el número total de lagunas de ese tipo es muy numeroso en esa unidad geomorfológica. Este tipo de relieve no es continuo en toda la unidad, pues existen sectores con superficie plana horizontal.

El Área Plana del Este – Se extiende entre Venado Tuerto y las localidades bonaerenses de la Ruta Nacional No. 8. Está caracterizada por la ausencia general de relieve y algunas cañadas de gran tamaño que reflejan en forma suavizada los paleocauces enterrados en el subsuelo entre 10 y 15 metros de profundidad. Es una planicie arenosa formada por la Fm Teodelina, una arena fina permeable, aunque no tanto como la Fm. San Gregorio de la unidad anterior.

LA HIDROLOGÍA DE LLANURAS

Las aguas superficiales de la provincia pertenecen a un sistema de Hidrología de Llanuras en casi toda su extensión, que compone un patrón claramente diferente al de la Hidrología clásica (Iriondo y Drago, 2004). El patrón resultante puede explicarse de manera secuencial, formando una serie de elementos hidrográficos:

1º Elemento – Divisorias – La naturaleza de las divisorias es probablemente el problema más complicado vinculado con los cuerpos de agua en llanuras. La escasa pendiente del terreno resulta a veces menor a la pendiente hidráulica, y el agua fluye en una u otra dirección de acuerdo a la dirección del viento o a la presencia de rugosidad tal como pajonales, terraplenes mínimos y obstáculos similares. En algunos casos es posible definir las divisorias hidrográficas de acuerdo con los métodos clásicos de la topografía y la geomorfología. En otros, las divisorias no están bien definidas en el terreno, porque no se trata de líneas sino de superficies horizontales, a veces de extensión considerable. Allí el agua fluye en una u otra dirección de acuerdo a la dirección del viento, tipo de vegetación o gradiente hidráulico producido por las diferencias en precipitación. Desde el punto de vista hidráulico, dichas áreas tienen una estructura probabilística, es decir, el agua superficial en diferentes puntos va a fluir

con mayor o menor frecuencia hacia una u otra cuenca de acuerdo a la distancia que hay a la superficie bien definida de cada cuenca. Se trata de condiciones de borde “borrosas” (“fuzzi class”). Otro tipo de divisoria hídrica indefinida está compuesta por pendientes suaves que son independientes de los sistemas hídricos particulares; se trata de planos casi horizontales compartidos por dos cuencas adyacentes, que están inclinados en forma paralela a los colectores. Un ejemplo de esto es un sector de la divisoria del arroyo Cululú, ubicado en el centro de la provincia.

Dentro de este patrón hidrológico básico, un caso típico en las áreas arenosas del sur de la provincia es la rápida infiltración del agua de lluvia en las superficies relativamente elevadas, seguida por el flujo subsuperficial hacia las depresiones vecinas, donde se produce lentamente la surgencia. En estos casos, la superficie real de la cuenca hídrica no es completamente equivalente a la topografía del terreno. En ocasión de las grandes inundaciones del año 1982, cuando se anegaron miles de kilómetros cuadrados en toda la región pampeana, se identificaron tres tipos de divisoria (Iriondo, 1983):

- a) Segmentos lineales, claramente definidos.
- b) Áreas indefinidas, homogéneas, horizontales, sin ningún tipo de cañada u otras irregularidades. Están formadas básicamente por sedimentos loésicos, que son materiales permeables; debido a ello se produce una infiltración relativamente rápida.
- c) Áreas pequeñas y aisladas de origen tectónico reciente (neotectónico).

2º Elemento – Bañados – El drenaje en la llanura pampeana comienza con unos elementos conocidos desde hace siglos: los bañados. Son superficies horizontales, relativamente deprimidas, que se cubren temporariamente de agua de lluvia de tanto en tanto; pueden alcanzar superficies de miles de kilómetros cuadrados y durar semanas enteras hasta meses. Sin embargo, no son áreas de naturaleza hídrica: No transporta sedimentos y su profundidad es menor a un metro. Una vez que desaparece el agua de un lugar, no quedan rastros en el paisaje; son ambientes naturalmente subaéreos.

La masa de agua de bañado es móvil; se desplaza lentamente pendiente abajo a lo largo del suave relieve en términos de días o semanas, cambiando la forma y ubicación del área inundada. Se trata de un caso de “flujo no encauzado”. Este flujo tiene las siguientes fases sucesivas:

- a) Una fase de acumulación de agua, con un flujo extremadamente lento (generalmente centrípeto). El estancamiento predomina sobre el drenaje.
- b) Una primera fase de drenaje, que rebaja el nivel y reduce el área de acumulación.
- c) Una segunda fase de drenaje, que inunda áreas aguas abajo y desocupa el área original del bañado. Ocurre días después de la lluvia.
- d) Una fase de canalización, al llegar el agua a cañadas o cauces. Desaparece el bañado.

3° Elemento – Cañadas – Las cañadas son depresiones lineales, anchas y de escasa profundidad, en muchos casos rectas, que contienen agua en forma temporaria o permanente. Algunas cañadas tienen un pequeño cauce en el centro, pero siempre se trata de un elemento menor, fuertemente subordinado al resto de la depresión en la hidrodinámica general.

En muchos casos de la provincia de Santa Fe, las cañadas son lineamientos tectónicos, localizados en forma paralela a intervalos regulares. En su mayoría son asimétricas; dichas formas, aunque resultan imperceptibles en la observación de campo, se refleja en los anchos diferentes que tienen las fajas de vegetación a ambos lados de la depresión central. Las cañadas más profundas o con menor pendiente suelen contener agua permanente y vegetación palustre. A ambos lados crece pajonal, una vegetación de humedal semipermanente. Frecuentemente la faja de pajonal de una margen es dos o tres veces más ancha que la de la margen opuesta. Este patrón es producido por basculamiento de pequeños bloques tectónicos.

El tamaño de las cañadas es variable, la mayoría tiene entre 200 y 400 metros de ancho y 2 a 4 metros de profundidad. La longitud es de más de 5 Km, con máximos de hasta 35 Km. En la unidad geomorfológica Cañadas Paralelas de la Pampa Norte se suceden en intervalos de 1,5 a 2,5 Km. En otras áreas son escasas o inexistentes. En la cuenca del Salado las cañadas han sufrido la influencia de procesos hídricos y eólicos de importancia variable. Se pueden definir tres tipos:

- a) **Cañadas simples** – Generadas por procesos neotectónicos muy recientes, sin influencia exógena.
- b) **Cañadas con hoyas de deflación** – Las cañadas fueron lugares favorables para la excavación de hoyas de deflación durante los climas áridos del Holoceno. Se trata de depresiones circulares de unos 200 metros de diámetro y pocos decímetros de profundidad, transformadas ahora en lagunas. Estas lagunas forman largas cadenas en la línea central de las cañadas.

- c) ***Cañadas con cauces centrales*** – Este tipo ha sufrido un incipiente modelado hídrico. El canal es normalmente mucho más estrecho que la depresión general y tiene escasa influencia en la dinámica hídrica.

Las cañadas colectan el agua superficial y el escurrimiento subsuperficial. La mayoría de ellas tiene régimen temporario o intermitente, conteniendo agua solamente durante las épocas húmedas o después de tormentas importantes. Desde el punto de vista hidráulico, las cañadas están caracterizadas por alta rugosidad, causada por las densas matas de pajonal (*Panicum prionitis*) y de espartillar (*Spartina densiflora*) entre otras plantas. La alta rugosidad y la escasa pendiente longitudinal frenan el escurrimiento del agua. Dentro de estas características generales, existen visibles diferencias secundarias entre los diversos tipos de cañada; las del tipo c) permiten un drenaje comparativamente rápido, mientras que las de tipo a) tienen lacapacidad mínima de escurrimiento, con mayores tiempos de retención y consecuentes altas tasas de infiltración y evapotranspiración. El tipo b) tiene el mayor potencial de evaporación directa.

En el clima húmedo actual las cañadas tienden a evolucionar hacia un paisaje fluvial, integrándose paulatinamente a las redes fluviales normales. Este proceso está considerablemente avanzado en la subcuenca del arroyo Cululú, donde varias cañadas se han transformado en verdaderos cauces fluviales completamente integrados a la red hidrográfica del Salado. Por el contrario, en el norte de la provincia dicho proceso es menos importante o ausente: La subcuenca del arroyo San Antonio incluye varias cañadas directamente conectadas con la red fluvial y otras aisladas, mientras que el área Ceres-Tostado está caracterizada por numerosas cañadas completamente aisladas, sin evolución hídrica.

Frecuentemente las cañadas funcionan como cabeceras de los arroyos y ríos autóctonos de la llanura, lo que significa que son los cauces de primer orden de esas cuencas. El patrón de avenamiento es paralelo, debido al origen tectónico de las depresiones. En general, la longitud total del conjunto de las cañadas menores es mucho mayor que la suma de las más importantes.

4º Elemento – *Cauces fluviales* – Un cauce fluvial propiamente dicho se distingue fácilmente de un cañada: es un canal o “zanja” excavado por el flujo del agua pendiente abajo. En un cauce activo la velocidad del agua varía desde pocos decímetros por segundo hasta más de dos metros por segundo. Los cauces fluviales en llanuras de agradación como la santafesina son dimensionados por el agua que fluye por ellos. La geometría hidráulica de los cauces fluviales (perfil transversal, profundidad, bancos de arena o barro, etc.) es claramente diferente a la de

las cañadas, así también como su evolución. La naturaleza de un cauce de llanura es el producto del volumen de agua y sedimentos transportados por procesos de erosión y sedimentación en bajos gradientes.

AGUAS SUBTERRÁNEAS

Las aguas subterráneas de la provincia de Santa Fe que se consideran en este trabajo son la capa freática o “primera napa” y las que se denominan empíricamente “segunda napa”, o con más propiedad “segunda capa” o “segundo acuífero”, mucho más caudaloso que el anterior. La capa freática produce caudales bajos o muy bajos y de salinidad bastante elevada, excepto en algunas zonas del sur de la provincia. Se la utiliza para consumo del ganado y domiciliario en ciertos casos. La segunda capa es el reservorio universal para la explotación de redes urbanas de agua potable, sus caudales son mucho mayores y su calidad variable en las diferentes regiones de la provincia. Ello depende de la composición geológica de los terrenos que se extienden desde la superficie hasta aproximadamente cien metros de profundidad.

Dichos terrenos son formaciones sedimentarias que se han acumulado durante los últimos cinco millones de años en la región pampeana (dentro del Neógeno, que comprende al Terciario superior y al Cuaternario) en ambientes y paisajes generalmente diferentes a los actuales. Se depositaron en cada zona varias formaciones geológicas superpuestas, cada una de ellas con propiedades físicas e hidráulicas particulares (permeabilidad, salinidad, recarga, etc.) que se reflejan inevitablemente en la hidrología subterránea resultante. El mapeo y otros estudios regionales realizados por nuestro Proyecto de Investigación determinaron la existencia de cinco regiones naturales de primer orden de aguas subterráneas dentro del territorio provincial: **Bajos Submeridionales, Cuña Boscosa** (ambas en el Chaco Austral), **Bloque de San Guillermo, Pampa Norte fuera del Bloque de San Guillermo** (las dos en la Pampa Norte), y **Pampa Sur**.

Esta división tiene cierta correspondencia con las cuencas fluviales superficiales, aunque no se trata precisamente de lo mismo. El río Salado está vinculado a los Bajos Submeridionales, el Paraná a la Cuña Boscosa, el Carcarañá a la Pampa Norte y el Salado del

Sur a la Pampa Sur. Pero la correspondencia no es exacta entre el Segundo Acuífero y la hidrografía superficial. Por ello se los trata aquí en capítulos diferentes. Existe un problema básico en el conocimiento de este acuífero en la provincia de Santa Fe, que es la falta de datos. Las instituciones responsables del tema no han hecho perforaciones de estudio. La información que existe sobre este importantísimo recurso proviene de fuentes indirectas, en primer lugar de los datos muy parciales que surgen de las perforaciones realizadas para provisión de agua potable a pueblos y ciudades de la provincia, algo que es visiblemente insuficiente. Se desconocen de esta manera datos básicos, por ejemplo el espesor de los acuíferos, un dato fundamental para cualquier pretensión de manejo.

Dentro de las modestas posibilidades que ofrecía el Proyecto PID 99 Ag. 74 -13513 “Simulación numérica en gran escala de la interrelación entre el flujo de las aguas subterráneas y el flujo de las aguas superficiales (FLAGS)”, se realizaron cinco perforaciones de estudio en las localidades de mayor interés, la más profunda de ellas a más de cien metros en el Bloque de San Guillermo, otra en el centro de los Bajos Submeridionales y el resto en la pampa Sur (Teodelina y laguna La Picasa). Dichas perforaciones se utilizan aquí como referencias básicas, usándose las otras como accesorias. Por ello resulta necesario desarrollar esta contribución con el esquema geológico como punto de partida. El patrón fundamental de este enfoque es el segundo acuífero.

Ahora bien, el modesto acuífero freático está mucho más al alcance del individuo habitante de la provincia, del mediano empresario rural que cría vacas o del simple ciudadano que habita la periferia de una ciudad chica santafesina. El acuífero freático es siempre en esta provincia la formación geológica superficial expresada por la unidad geomorfológica que la abarca. Se puede deducir de su estudio, hasta cierto punto, su naturaleza y su dinámica (reserva, dirección de flujo, recarga) con métodos mucho más baratos. Es por esto que se desarrolla en esta contribución la descripción de las unidades geomorfológicas en bastante detalle, pues pueden servir de base geográfica y conceptual a futuros estudios de hidráulica freática.

Bajos Submeridionales

Estratigrafía

La composición geológica del Chaco santafesino hasta unos cien metros de profundidad está integrada por varias formaciones sedimentarias cuaternarias depositadas

sobre un sustrato marino mioceno (*Fm Paraná*). Dichas formaciones cuaternarias son loessicas en el oeste, palustres en la zona central, y fluviales en el este. La secuencia estratigráfica es la siguiente:

Formación Paraná - La Formación Paraná representa una ingesión marina miocena que se extendió sobre toda la región chaco-pampeana argentina y penetró hacia el norte en Paraguay y Bolivia. Fue un mar somero, y sus depósitos son generalmente litorales y neríticos proximales. Está compuesta por arena cuarzosa fina a muy fina color gris y amarillo, con intercalaciones de fangos grises, arcillas verdes y calizas organógenas. En una perforación realizada en San Guillermo, a escasa distancia de la región estudiada en este trabajo, se atravesaron 41 metros de espesor de esta formación. Está compuesta por estratos de arena cuarzosa mal seleccionada, de fina a muy gruesa, con abundantes segregaciones de óxido férrico, incluyendo escasos clastos de tamaño gránulo a canto rodado fino. Se intercalan estratos de limo arcilloso color oliva, de hasta tres metros de espesor y capas calcáreas y lutitas diagenizadas. En los niveles inferiores aparece una ceniza volcánica alterada incluyendo abundantes cristales de yeso (Krohling e Iriondo, 2003). La Fm Paraná se extiende en el subsuelo de todo el Chaco santafesino.

Formación Ituzaingó - La Formación Ituzaingó es el depósito fluvial característico del río Paraná. Está compuesto por arena cuarzosa fina amarillenta y rojiza en estratos medianos y gruesos, interestratificada con limo gris y verde. Comenzó a sedimentarse al formarse este gran colector, en algún momento del Plioceno, es decir entre 2 y 4 millones de años atrás. Y sigue depositándose hasta el día de hoy. Esta formación ha recibido varias denominaciones informales en el siglo pasado; la más persistente es la de “Arenas Puelches”. Su espesor máximo es de 150 metros, aunque los valores típicos oscilan entre 10 y 20 metros. Está

distribuida a lo largo del lineamiento Paraguay-Paraná desde Asunción hasta la depresión del Salado en la provincia de Buenos Aires, cubriendo una superficie de 120.000 Km² (Iriando, 1984).

La Formación Ituzaingó en el Chaco santafesino ha crecido por yuxtaposición de fajas fluviales controladas por fracturas. El mecanismo de divagación del cauce se produjo por fenómenos de avulsión, es decir que se traslada mediante desplazamientos discontinuos y no por un mecanismo de “barrido” lateral continuo.

En la perforación realizada en el paraje Fortín Tres Pozos se atravesó la formación Ituzaingó desde la profundidad de 19,50 m hasta el final de la misma, a los 30 m. Las facies fluviales típicas aparecieron entre los 25 m y el fondo de la misma; la parte superior está compuesta por una mezcla de arena y sedimentos finos, probablemente relleno local de un cauce abandonado.

En la facies fluvial la relación cuarzo/feldespatos oscila entre 17 y 100 (es decir, hay entre 94 y 99 % de cuarzo). El mineral arcilloso representativo es la caolinita, que aparece en porcentajes escasos. La goethita es abundante, con picos de hasta 30 % del máximo en el difractograma de rayos X. Granulométricamente es una arena bien seleccionada con diámetros entre 200 y 300 micrones. La facies superior de relleno tiene 5,50 m de espesor; está compuesta por arena fina limosa y limo areno-arcilloso. Su composición mineralógica está dominada por cuarzo; la relación cuarzo/feldespato tiene un valor de 10 en la base, disminuyendo paulatinamente hasta 2 en el techo. Los minerales arcillosos están representados por illita en la base y en el techo, y por predominio de montmorillonita en la parte central, lo que sugiere diferentes fuentes de aporte durante la sedimentación. Considerando un esquema simplificado de las arcillas de la región, puede deducirse que durante la acumulación de ese relleno se interrumpió el aporte de sedimentos del alto Paraná (caolinita) y predominaron fuentes ubicadas en el sur y el oeste (illita), y ocasionalmente del este (montmorillonita).

La resistencia a la penetración según el ensayo SPT es alta a muy alta en la Fm Ituzaingó, alrededor de 50 golpes excepto en un solo nivel. Dicha característica es típica de arenas fluviales antiguas densas y muy densas, bien empaquetadas. El nivel débil indica probablemente la existencia de un acuífero.

La Fm Ituzaingó se encuentra en el subsuelo de las regiones central y oriental del Chaco santafesino, entre el río Paraná hasta unos 40 kilómetros al este de la ciudad de Tostado. No fue depositada en la región eólica del oeste.

Formación Tezanos Pinto y otras unidades loésicas - La Formación Tezanos Pinto es el clásico loess pampeano que cubre la región central de la provincia de Santa Fe (Iriondo y Krohling, 1995). Se extiende en el oeste del Chaco santafesino en una faja de varios kilómetros de ancho a lo largo del límite con Santiago del Estero, abarcando más de la mitad del Departamento 9 de Julio e incluyendo las localidades de Tostado y Villa Minetti; y sigue hacia el norte en la provincia del Chaco. Tezanos Pinto es en esta región geomofológica y sedimentológicamente similar a la que se encuentra en la Pampa Norte (Krohling e Iriondo, 2003). Es un limo eólico con arcilla subordinada y escasa arena muy fina, de color marrón claro (7.5 YR 6/4). Poroso, friable y masivo. Canalículos rizoides revestidos por segregaciones de Fe y Mn. Incluye cantidades variables, siempre significativas, de Co_3Ca disperso y en concreciones. Mineralógicamente está compuesta por cuarzo policristalino dominante, con porcentajes importantes de microaglomerados y porcentajes accesorios de cuarzo monocristalino, vidrio volcánico y feldespatos. Tiene 20 a 25 metros de espesor. Se depositó entre 36.000 y 8.500 años antes del presente, es decir en el Último Máximo Glacial.

De acuerdo a datos indirectos de subsuelo, Tezanos Pinto sobreyace a otras dos formaciones sedimentarias eólicas encontradas en la Pampa Norte (Krohling e Iriondo, op.cit.). Estas fueron denominadas provisoriamente “Loess A” y “Loess B”. El Loess A está

compuesto por limo grueso con arcilla y arena fina subordinadas, de color rosado a marrón claro; contiene escaso CO_3Ca secundario formando segregaciones aisladas y concreciones duras. Tiene 10 a 15 metros de espesor. El Loess B es un limo eólico grueso con arcilla subordinada y escasa arena muy fina, color rosado; motas de óxidos de Fe-Mn; tiene de 20 a 25 metros de espesor. Una datación según OSL determinó una edad de 99.730 ± 7.540 años antes del presente para la parte central del Loess B. De manera que la sedimentación loessica abarca en esa región casi todo el Pleistoceno Superior, desde el Último Interglacial hasta la base del Holoceno.

Formación Fortín Tres Pozos - Esta unidad geológica ocupa el centro del territorio del Chaco Austral o Santafesino. La Formación Fortín Tres Pozos es un depósito palustre que forma el relleno de la parte central del Chaco santafesino, o sea la mitad oriental del Departamento 9 de Julio y el sector oeste del Departamento Vera (Fig. 5-8). Se encuentra en todo el lóbulo de derrame del Bermejo y el Sistema Geomorfológico del Salado. Tiene un espesor de 15 a 25 metros color gris verdoso a marrón grisáceo en perforaciones y marrón claro en afloramientos; su granulometría es limo arcillosa, con perfil grano-decreciente. Está formada por tres miembros de espesores similares. El inferior está compuesto por limo grueso y limo fino en porcentajes similares, seguidos por arcilla y coloides, en ese orden de abundancia. El miembro medio presenta predominio de limo fino, con proporciones similares de limo fino y arcilla subordinadas. El miembro superior contiene más de 60 % de arcilla, seguido por limo fino y coloides, con escaso limo grueso. La arena es muy fina y aparece en proporciones modestas (entre el 4 y el 12 % en el perfil tipo). Es notable el porcentaje de coloides en todo el perfil, un 16 % de todo el sedimento en la mayor parte de la columna.

En la Fm Fortín Tres Pozos el ensayo de resistencia a la penetración (SPT) indicó características particulares para cada uno de sus tres miembros. El miembro superior, entre 2 y 8,50 m.b.b.p., presenta resistencia creciente desde 5 golpes hasta 25 con incremento desde

blando hasta muy compacto. El miembro medio decrece paulatinamente en resistencia desde 25 hasta 13 golpes en su base, localizada a 12,50 m.b.b.p. (o sea de muy compacto a compacto). El miembro inferior registró tendencia creciente hasta alcanzar 34 golpes en la base, lo que indica un sedimento consolidado, denso, duro y poco poroso.

La composición mineralógica está dominada por cuarzo e illita, con porcentajes variables de carbonatos introducidos por precipitación química. La relación cuarzo/feldespato es alta, en general entre 2 y 5. Entre los minerales arcillosos la illita es casi excluyente (Fig. 5) La columna analítica de la calcita muestra claramente que ha precipitado en una serie de siete niveles discretos, con concentraciones crecientes de abajo hacia arriba. También existen picos importantes de goethita ($\text{Fe}_2\text{O}_3 \cdot \text{H}_2\text{O}$), que llegan hasta el 20 % del pico del cuarzo, con intensidades semejantes a lo largo de todo el perfil y porcentajes mayores en la base de la formación.

En la Ruta 13, al norte de la estancia El Triunfo ($28^\circ 50'S/61^\circ W$, Dto. 9 de Julio), esta formación aparece compuesta por limo friable, con plasticidad moderada, en estratos horizontales mal definidos, de 30 a 40 cm de espesor. Contiene allí concreciones de CO_3Ca . En el cruce de las rutas 13 y 30 aparece con las mismas características, 25 kilómetros hacia el este aflora en un canal, compuesta por dos estratos muy gruesos; el inferior tiene 70 a 80 cm de espesor y algunas características loessicas, tales como talud subvertical y alta porosidad. El estrato superior es algo más compacto, masivo, y contiene entre 5 y 10 % de concreciones de carbonato de origen pedogénico; dichas concreciones aparecen más abundantes en algunos trechos de 5 a 6 m de longitud a lo largo del afloramiento. Este perfil se extiende con características similares a lo largo de 50 kilómetros hacia el este, hasta alcanzar el límite de los Bajos Submeridionales.

El color del sedimento varía entre marrón muy claro (10 YR 7/3), marrón típico (7.5 YR 4/3) y marrón grisáceo (10 YR 3/2), con algunos niveles color marrón oliva (2.5 YR 5/4).

El perfil tipo de la **Formación Fortín Tres Pozos** está ubicado en el paraje homónimo, en la zona central de los Bajos Submeridionales (Lat. 29° 05'S, Long. 61° 15'W, Dto. 9 de Julio), unos 55 kilómetros al este de la ciudad de Tostado. En ese lugar no aflora; fue atravesado en todo su espesor por una perforación de investigación, que también atravesó parte de la Fm Ituzaingó y los Limos Superficiales de los Bajos Submeridionales. De abajo hacia arriba:

0,00-5,50 m – **Formación Ituzaingó**. Arena cuarzosa fina amarillenta (2.5 YR 8/2) a rojiza, con escasa arcilla de composición caolinítica y abundante goethita. Facies fluvial.

5,50-10,50 m – **Fm. Ituzaingó**. Arena cuarzosa fina limosa y limo arenoso arcilloso, color marrón amarillento (10 YR 5/4). El porcentaje de cuarzo disminuye hacia arriba, aunque es siempre dominante. Entre los minerales arcillosos dominan la illita, la montmorillonita y la caolinita en diferentes niveles.

10.50 m ----- Base de la **Formación Fortín Tres Pozos** -----

10,50-15,50 m – **Formación Fortín Tres Pozos** – Limo arcilloso a arcilla con abundantes coloides, color marrón a marrón amarillento (7.5 YR 4/3, 2.5 Y 7/3) El limo es predominantemente cuarzoso y la arcilla illítica. Abundante goethita aparece en el perfil.

15,50-20,50 m – Limo fino arcilloso, color marrón a marrón amarillento (10 YR 5/3; 10 YR 5/4) Los minerales principales son cuarzo e illita. En la parte superior se encuentra un nivel de precipitación de calcita, diseminada y en concreciones.

20,50-28,00 m – Arcilla limosa con abundantes coloides. Color marrón muy claro (10 YR 7/3). El porcentaje de cuarzo en el limo es menor que en el resto de la formación. Aumenta el contenido de calcita precipitada en concreciones pequeñas. La illita es el único mineral arcilloso presente en este nivel.

28,00 --- Discordancia --- Techo de la **Formación Fortín Tres Pozos** -----

28,00-29,50 m – Sedimentos Palustres Superficiales -Limo arcilloso palustre gris a gris verdoso, en estratos finos de 5 a 8 cm. de espesor, continuos, horizontales, con concreciones ásperas de CO₃Ca de 1 a 3 cm. de largo. Colores “negro verdoso” a gris verdoso (1 10 Y; 1 6.5 GY), característicos de suelos gley.

29,50-30,00 m – Limo arcilloso poroso, masivo, con valvas de gasterópodos. Rompe en terrones irregulares de 5 a 10 cm. de largo. Equivalente a Fm. San Guillermo.

La edad de la Formación Fortín Tres Pozos puede deducirse mediante correlación con las tres unidades loessicas del oeste, es decir Fm Tezanos Ponto, Loess A y Loess B (Krohling e Iriondo, op.cit.). Cada uno de los tres miembros correlaciona con una de aquellas; siguiendo este razonamiento, la depresión de Los Bajos Submeridionales existió durante casi todo el Pleistoceno Superior hasta la actualidad, y la sedimentación de la Fm Fortín Tres Pozos abarca desde aproximadamente 100.000 años hasta 8.500 años antes del presente.

RESISTENCIA A LA PENETRACIÓN

Perforación Fortín Tres Pozos

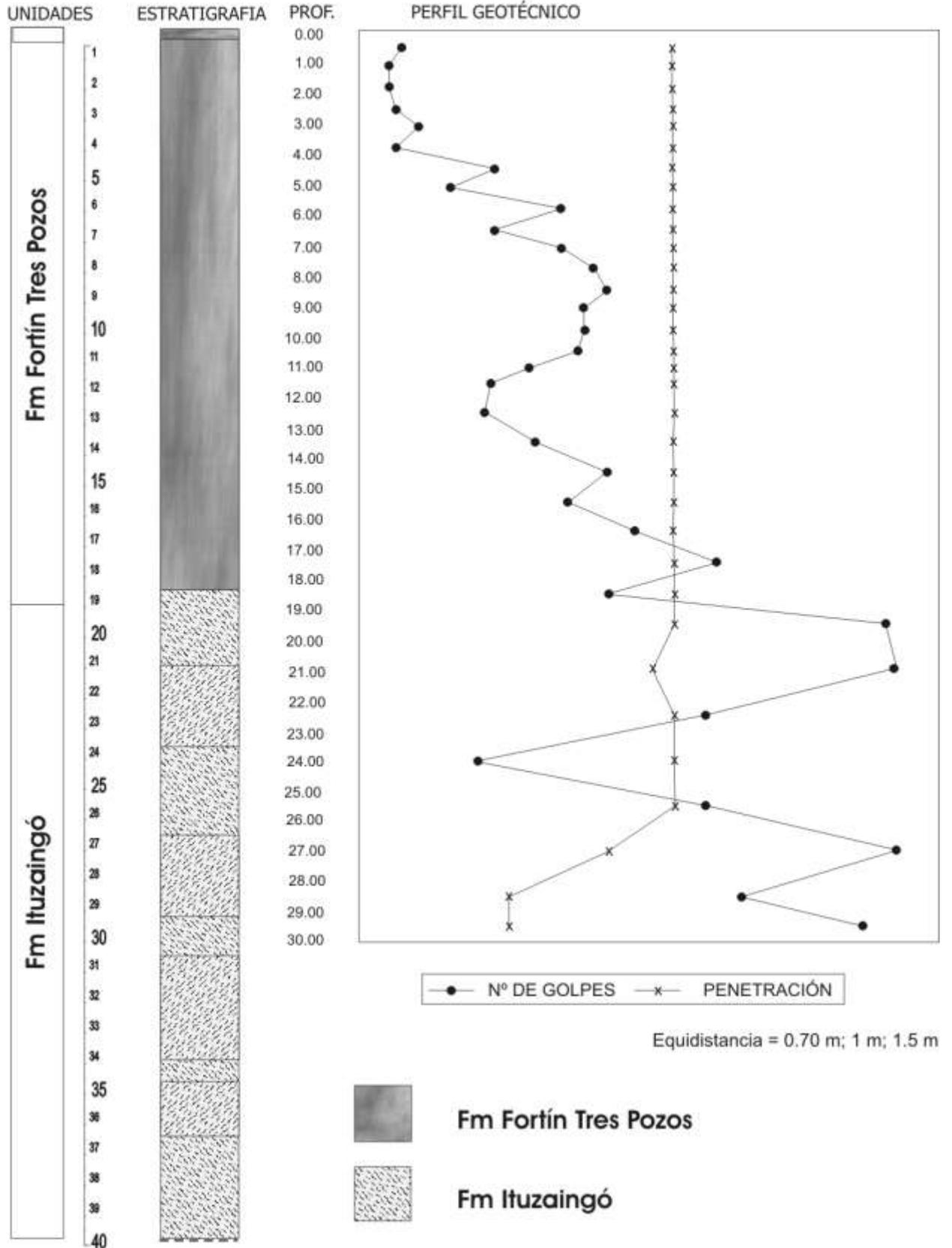


Fig. 8 – Formaciones Ituzaingó y Fortín Tres Pozos en el paraje Fortín Tres Pozos.

Suelo Hypsithermal - En el techo de la Fm. Tezanos Pinto se desarrolló un suelo durante el Periodo Húmedo Hypsithermal u Optimum Climaticum del Holoceno medio, entre 8000 y 3500 años antes del presente. En las áreas de interfluvios el suelo está bien desarrollado, con una secuencia A-Bt-C. Este suelo aparece truncado en la mayor parte de la región.

COLUMNAS ESTRATIGRÁFICAS REPRESENTATIVAS

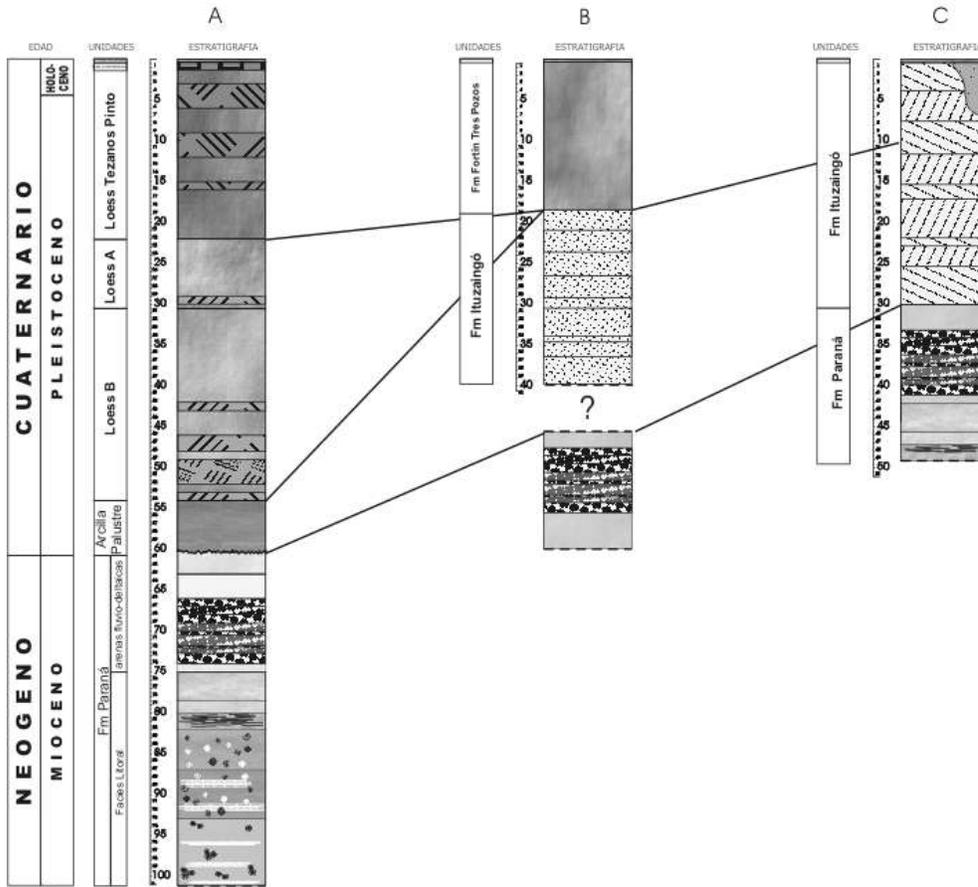


Fig. 5 – 9 – Correlación estratigráfica de las regiones que componen el Chaco Austral (según Iriondo, 2007).

Sedimentos Palustres Superficiales - La parte superior de la columna geológica cuaternaria en la región central del Chaco Santafesino (denominada Bajos Submeridionales en la geografía local, que abarca desde una línea norte-sur que corre unos 20 kilómetros al este de Tostado hasta el cauce del arroyo Golondrinas/Calchaquí: este del Dto. 9 de Julio y oeste de Vera) está formada por un cuerpo de sedimentos limo-arcillosos grises y gris verdosos,

acumulados en ambiente palustre, de espesor variable entre 25 cm y 2 metros. En casi toda la región aparece en dos secciones, la inferior netamente palustre y la superior con ciertas características eólicas. En la localidad de Fortín Tres Pozos la sección inferior está organizada en estratos finos de 5 a 8 cm de espesor, continuos, difusos, concordantes, horizontales. Contiene abundantes concreciones de carbonato sucio, de 1 a 4 cm de diámetro, equidimensionales e irregulares, con superficie áspera.

La sección superior es limo-arcillosa, forma talud vertical y mayor porosidad; carece de laminación interna. Rompe en terrones irregulares de 5 a 10 cm de largo. Contiene valvas de gasterópodos en todo su espesor. El contacto entre ambas secciones es concordante.

Los sedimentos palustres superficiales aparecen con espesores de 60 a 110 cm, en discordancia sobre la Formación Fortín Tres Pozos al norte de la estancia El Triunfo. Los menores espesores observados (unos 15 cm) aparecen sobreyaciendo a arenas aluviales muy finas en la Cañada de las Víboras. En el cruce de las rutas 13 y 30, en el límite con la provincia del Chaco (28°S/61°W, Dto. 9 de Julio), el perfil aflorante de esta unidad aparece con sus dos secciones bien definidas, la inferior con 30 a 50 cm de espesor y la superior con 20 a 30 cm de potencia; ambas rompen en terrones de 2 a 6 cm de largo. Sus características sedimentarias son similares a las descritas en las otras localidades.

Estos limos superficiales tienen escasa resistencia a la penetración. Los ensayos SPT resultaron en valores de alrededor de 5 golpes, típicos de sedimentos blandos, porosos y escasamente consolidados (Fig. 8).

La edad de estos sedimentos es holocena superior, coincidiendo la sección superior con la **Fm San Guillermo**.

Formación San Guillermo (Iriondo y Krohling, 1995). Yace en discordancia erosiva sobre el suelo parcialmente erodado de la Fm Tezanos Pinto. Está compuesta por limo gris (10 YR 5/1) con escasas arcilla y arena muy fina. Su espesor varía entre 30 cm y 1 metro. La formación es masiva, en general friable, porosa, permeable y no calcárea. Está atravesada por numerosos moldes de raíces, macroporos y canalículos (Krohling y Orfeo, 2002). Esta unidad fue depositada en el Holoceno superior, entre 3500 y 1400 años antes del presente. Contiene fragmentos de cerámica y bolas de boleadoras.

Campos de dunas holocenas - Durante la época de sedimentación de la Fm. San Guillermo se formaron campos de dunas eólicas a lo largo del río Paraná. Están formados por arena fina cuarzosa deflacionada de la llanura aluvial de ese río. Existen tres campos mayores en la región, uno de éstos ubicado en la zona de Alejandra (Dto. San Javier), mide 17 Km de longitud N-S y 5 Km de ancho. Otro, de superficie algo mayor, se encuentra en la zona de Helvecia (Dto. Garay) y Cayastá. El tercero cubre el área de Santa Rosa y Rincón, en el extremo sureste del Chaco. Originalmente estuvieron compuestos por grandes dunas parabólicas de orientación sureste-noroeste. Otro campo de dunas del mismo origen se encuentra en el área de Coronada (ya fuera de la región chaqueña); fue estudiado por Iriondo et al.,(1983).

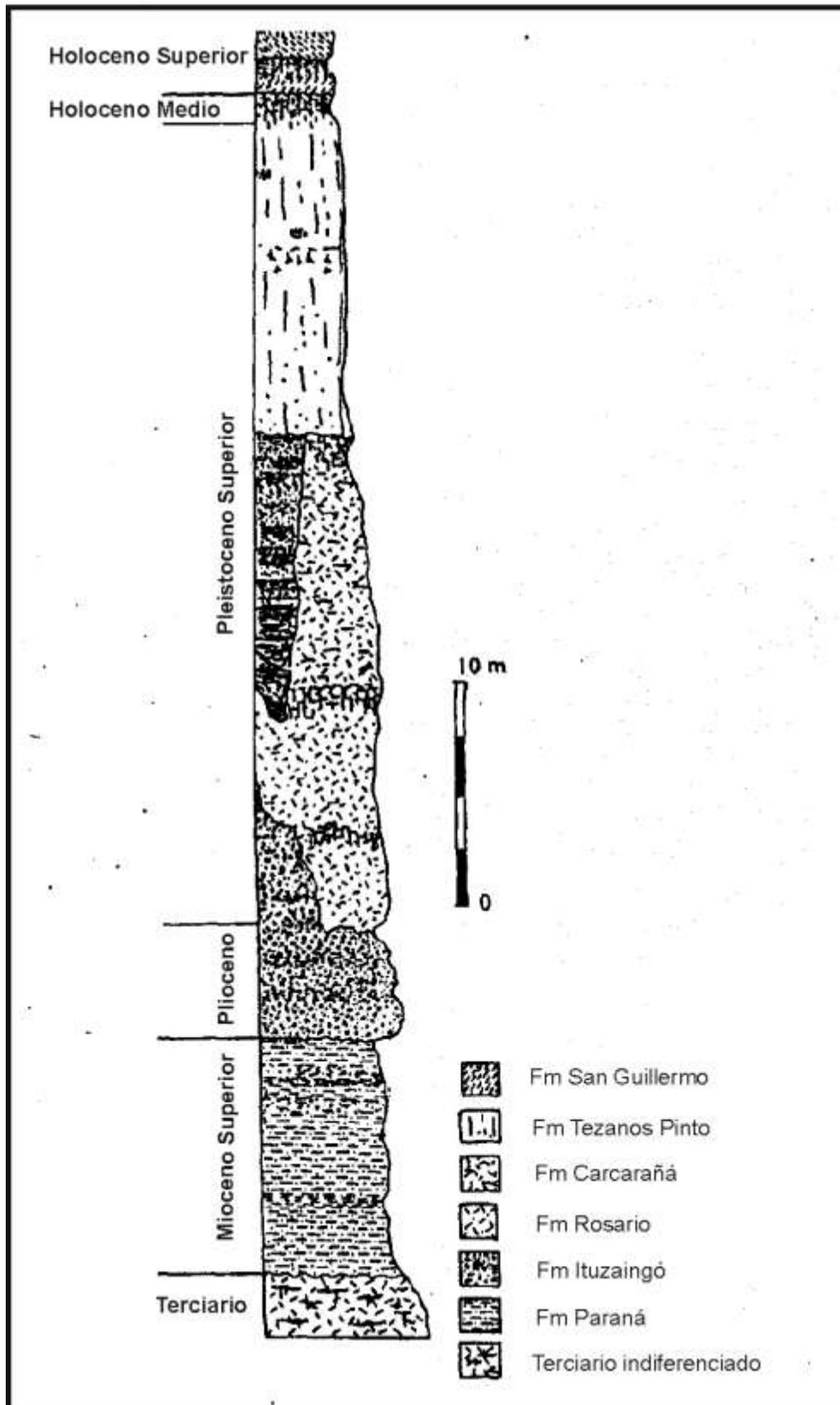


Fig. 10 – Columna estratigráfica de la Pampa Norte, que limita en transición con el Chaco Austral.

- CH Bajos submeridionales, Fortín tres Pozos (P/I/TP/P). c)
- CH Cuña Boscosa, (P/I/ar). D)
- PN Bloque S. Guillermo, pozo San Guillermo (P/ar/LB/LA/TP/SG). E)

Estratigrafía del Bloque de San Guillermo

El Bloque de San Guillermo está compuesto estratigráficamente por las siguientes formaciones geológicas, de abajo a arriba:

- Formación Paraná (acuífero/acuícludo)
- Limo arcilloso (acuícludo)
- Loess B (acuitardo)
- Loess A (acuitardo)
- Formación Tezanos Pinto (acuitardo)
- Formación San Guillermo (acuífero)

Descripción estratigráfica del perfil -La perforación atravesó una columna cuaternaria de 60,3 m de potencia, sobreyaciendo a una formación marina miocena. El resultado obtenido fue el perfil estratigráfico de la figura 3, compuesto por 54 m de loess primario (no re TRABAJADO) que hacia abajo pasa a una unidad formada por limo arcilloso palustre de 6,3 m de espesor, sobreyaciendo a la Fm Paraná.

El perfil comienza arriba con la clásica secuencia estratigráfica del Cuaternario Superior de la Pampa Norte aflorante en perfiles naturales (Iriondo y Kröhling, 1995; Kröhling, 1998; 1999a): Formación San Guillermo (Holoceno tardío; Iriondo, 1987), suelo enterrado del Holoceno medio y Formación Tezanos Pinto (Iriondo, 1987). La descripción

macroscópica de las muestras de la perforación sugiere la división de la columna loésica en tres unidades pleistocenas; para la primera de éstas conservamos el nombre de Fm Tezanos Pinto y denominamos provisoriamente Loess A y Loess B a las dos unidades infrayacentes. La edad de la Fm Tezanos Pinto está comprendida entre 36.000 y 8.500 años antes del Presente (EIO2) en base a numerosas dataciones por termoluminiscencia y radiocarbono (Iriondo y Kröhling, 1996; Kröhling, 1999a).

Una unidad limo-arcillosa palustre aparece con identidad bien definida en contacto concordante transicional por debajo del paquete loésico, (entre 54 m y 60,3 m.b.b.p.). La Fm Paraná (Mioceno medio-tardío), comienza con un importante depósito de arenas cuarzosas amarillentas a grises (entre 60,3 y 75 m.b.b.p.) representando un ambiente de transición. Este apoya sobre un paquete formado por pelitas verdes masivas y ocasionalmente laminadas, con niveles intercalados formados por arenas verdes a amarillentas, en parte calcáreas, que hacia abajo pasan a la típica facies de arcillas grises, azuladas y verdosas conteniendo niveles fosilíferos, representativa de un ambiente marino somero.

Descripción sedimentológica de la perforación (profundidades expresadas en metros bajo boca de pozo):

0,0 – 0,6 m.b.b.p. **Fm San Guillermo**. Limo eólico gris (5YR 5/1), masivo, moderadamente estructurado en prismas muy gruesos, resistentes.

0,6 – 1,1 m.b.b.p. **Suelo enterrado del Holoceno medio**. Horizonte Bt moderadamente desarrollado formado por limo arcilloso marrón grisáceo oscuro (10YR 4/2) con cutanes de arcilla iluvial revistiendo canales y parte de las caras de los agregados; estructurado en prismas medianos y firmes.

1,1 – 22,0 m.b.b.p. **Fm Tezanos Pinto**. Limo eólico con arcilla subordinada y escasa arena muy fina, de color marrón claro (7,5 YR 6/4). Poroso, friable y masivo. Canalículos rizoides revestidos por segregaciones de óxidos de Fe y Mn. Variable cantidad de segregaciones puntuales de CaCO₃ y formando concreciones pulverulentas de tamaños centimétricos. Frecuentes agregados finos de limo marrón.

Entre 3- 6 m; 9 - 12 m y 15 - 16 m.b.b.p. Lentes palustres intercaladas compuestas por limo arcilloso marrón claro estructurado en agregados finos de consistencia firme. Macroporos finos comunes. Numerosos moldes de raíces recubiertos por óxidos de Fe y/o Mn. Segregaciones comunes de óxidos de Fe/Mn y concreciones de CaCO₃ escasas a comunes. Importante cantidad de agregados finos de limo marrón.

22,0 – 30,5 m.b.b.p. **Loess A.** Limo eólico grueso con arcilla y arena fina subordinadas, de color rosado (7,5 YR 7/3) a marrón claro (7,5 YR 6/3). Macroporos comunes y canalículos rizoides, con segregaciones de óxidos de Fe y Mn. Escaso CaCO₃ secundario formando segregaciones puntuales y concreciones duras. Escasos agregados de limo marrón incluidos en la masa.

Entre 29,0-30,0 m.b.b.p. Lente palustre compuesta por arena muy fina a limo grueso arcilloso, de color amarillo rojizo (7,5 YR 6/6). Numerosos moldes finos de raíces, recubiertos por pátinas de óxidos de Fe y Mn. Segregaciones de CaCO₃ diseminado en la matriz.

30,5 – 54,0 m. **Loess B.** Limo eólico grueso con arcilla subordinada y escasa arena muy fina, color rosado (7,5 YR 7/3). Segregaciones secundarias comunes de CaCO₃ y rizoconcreciones duras. Escasos macroporos finos y moldes de raíces. Escasos nódulos ferromangáníferos.

Entre 42-43 m; 46-52 m y 53-54 m.b.b.p. Limo grueso arcilloso rosado (7,5 YR 7/3), estructurado en pedrs finos y firmes. Escasos macroporos finos. Segregaciones escasas a comunes de óxidos de Fe-Mn, algunas formando motas. Agregados comunes de limo arcilloso marrón en forma de bloques incluidos en la masa, con numerosas segregaciones ferruginosas. Niveles calcáreos intercalados y escasas concreciones pulverulentas de CaCO₃ y ferromangáníferas.

54,0 – 60,3 m.b.b.p. Unidad limosa palustre, de color marrón amarillento (10 YR 6/4) en los 3 m superiores. Segregaciones escasas a comunes de óxidos de Fe y/o Mn y CaCO₃. Escasos nódulos ferríferos y concreciones duras de CaCO₃. Contiene concentraciones (1-3cm de diámetro) friables de ceniza volcánica alterada, de color oliva (5Y 5/4). Agregados comunes finos de arcilla de color oliva pálido y menor cantidad de agregados finos de arcilla marrón, ambos revestidos por segregaciones de óxidos de Fe y/o Mn. Escasas segregaciones de CaCO₃ secundario y concreciones pulverulentas a duras de CaCO₃. Nódulos ferromangáníferos pulverulentos escasos a comunes. En los 3 m inferiores, ceniza volcánica alterada de color oliva pálido (5Y 6/3). Intercalaciones de niveles calcáreos y capas pelíticas rosadas (5YR 7/3), parcialmente recubiertas por películas de óxidos de Mn. Nódulos ferrimangáníferos escasos a comunes.

60,3 – 75,0 m.b.b.p. **Fm Paraná** (facies de transición). Arena cuarzosa muy fina a fina, amarillo pálido (2,5 Y 8/3), moderadamente seleccionada (contiene escasa arena mediana a gruesa y placas micáceas). Escasas concreciones duras de CaCO₃ en algunos niveles.

Entre 63,0 y 66,0 m.b.b.p. Estratos formados por arena cuarzosa muy fina a fina bien seleccionada de color amarillo pálido.

Entre 66,0 y 74,0 m.b.b.p. Estratos de arena mal seleccionada de color amarillo claro intercalados con estratos de arena fina a muy gruesa subordinada y escasos clastos silíceos subredondeados de tamaño gránulo a canto rodado fino. Escasas placas micáceas. Segregaciones abundantes de óxido férrico y escasas concreciones férricas duras en los niveles inferiores. En los 2 m inferiores, capas pelíticas y calcáreas intercaladas.

75,0 – 101,5 m.b.b.p. **Fm Paraná** (facies litoral):

Entre 75,0 y 78,5 m.b.b.p. Limo arcilloso color oliva (5Y 4/4).

Entre 78,5 y 80,0 m.b.b.p. Arena cuarzosa muy fina bien seleccionada de color amarillo claro (2,5 Y 8/3), con escasa arena cuarzosa gruesa a muy gruesa. Abundantes concreciones férricas duras.

Entre 80,0 y 82,0 m.b.b.p. Limo grueso arcilloso de color oliva (5Y 4/4) con motas férricas. Capas calcáreas y lutíticas intercaladas.

Entre 82,0 y 87,0 m.b.b.p. Lutita verde grisácea (G1 4/2)

Entre 87,0 y 93,0 m.b.b.p. Paquete lutítico verde grisáceo, con intercalaciones de probable ceniza volcánica alterada de color amarillo claro (5Y 8/2) a oliva claro (5Y 6/3), con segregaciones de óxido férrico y niveles calcáreos.

Entre 93,0 y 101,5 m.b.b.p. Probable ceniza volcánica alterada de color gris verdoso (G1 5/1) conteniendo lentes lutíticas de color marrón. Abundantes cristales de yeso de tamaños milimétricos. Algunos niveles contienen diatomeas.

La Fm Tezanos Pinto está compuesta por cuarzo policristalino dominante, con porcentajes importantes de microaglomerados (entre el 15 y el 30 % en la mayor parte de las muestras) y cantidades accesorias de cuarzo monocristalino, vidrio volcánico y feldespatos. Kröhling y Orfeo (2002) indican una alta participación de microaglomerados en la fracción modal de arenas de la Fm T. Pinto en Santa Fe. El cuarzo policristalino aparece en granos redondeados, con alta redondez y esfericidad. Por el contrario, el cuarzo monocristalino y los microaglomerados son fragmentos angulosos y de superficie irregular, con baja esfericidad y escaso rodamiento; las trizas vítreas de composición ácida son frescas. Puede deducirse que el material proviene de dos fuentes de origen diferentes, la más lejana aportando cuarzo policristalino, vidrio volcánico y plagioclasas y la más cercana, los demás componentes mineralógicos.

La composición mineralógica del **Loess A** presenta un aumento importante de los microaglomerados, que pasan a ser dominantes (entre 80 y 99 %). Los granos de cuarzo

policristalino son escasos y faltan en algunos niveles. Las trizas vítreas no manifiestan retransporte. Las partículas mayores de cuarzo en los microaglomerados están rodadas en algunos casos, en otros son angulares y frescas. El cuarzo monocristalino es redondeado y cubierto de picaduras en algunos casos, otros son angulares y sin marcas. El feldespato potásico aparece muy alterado. La fracción arena muy fina del Loess B es similar a las del Loess A, con un incremento de cuarzo monocristalino en la parte superior, que llega al 14 %. La fracción arena muy fina del limo palustre infrayacente está compuesta por feldespatos (58%; en su mayor parte plagioclasas con avanzado grado de alteración), con igual participación de cuarzo monocristalino, policristalino y de microaglomerados (entre 10 y 12% cada uno) y escasas trizas de vidrio volcánico fresco y de fragmentos pumíceos, algunos con procesos de devitrificación (6%).

El análisis mineralógico sobre muestra total por difracción de Rayos X permite caracterizar la composición mineralógica de las formaciones cuaternarias atravesadas en el sondeo y contrastarla con la mineralogía de la formación infrayacente. La Fm Tezanos Pinto está integrada por cuarzo y feldespatos ($PI \geq O$; $Q:F > 1$), con illita como mineral de arcillas presente. Estos resultados coinciden con los obtenidos previamente para esta formación en la Pampa Norte (Iriando y Kröhling, 1996; Kröhling, 1999a; Kröhling y Orfeo, 2002). Los difractogramas del Loess A son similares a los obtenidos para la unidad loessica suprayacente, con importante cantidad de calcita como mineral secundario. El Loess B (Fig. 7) está compuesto por cuarzo, feldespatos ($PI \geq O$; $Q:F > 1$), illita subordinada y goethita como mineral minoritario.

Los diagramas del limo palustre infrayacente al paquete loessico (Fig. 8) indican una mineralogía comparable a éste, con cuarzo y feldespatos ($PI \geq O$; $Q:F > 1$) como mayoritarios y regular cantidad de mica y calcita.

La asociación mineralógica de la facies de arenas cuarzosas del techo de la **Fm Paraná** se diferencia claramente por el absoluto predominio de cuarzo en la fracción arena y de esmectitas en la fracción arcilla subordinada y por una mezcla de minerales amorfos en la fracción coloidal. Algunos de los niveles lutíticos de la Fm Paraná están formados por cuarzo, con menor cantidad de feldespatos ($PI > O$), goethita y minerales de arcilla pobremente cristalizada.

Extrapolación del perfil de la perforación en el área - La ejecución de esta perforación de estudio en condiciones cuidadosamente controladas permite aprovechar con razonable certeza descripciones existentes de otros pozos perforados para provisión de agua en la región. Dichas descripciones normalmente son realizadas por perforistas o ingenieros interesados en los acuíferos y lógicamente algo desprolijas al referirse a los detalles de los sedimentos suprayacentes. No obstante, éstas son básicamente correctas en grandes líneas y representan una buena información complementaria.

A la información obtenida en reparticiones nacionales se sumó la recopilación de la información hidrogeológica realizada por el Convenio DPOH-INA (2002), con un total de 94 descripciones de pozos en un área de unos 50.000 km² en la región central de la provincia de Santa Fe, 35 de los cuales están ubicados en el área del bloque de San Guillermo. La interpretación de esos perfiles permite reconocer con seguridad los conjuntos sedimentarios mayores dentro de todo el bloque San Guillermo: el paquete loessico pleistoceno (acuitardo), la unidad palustre infrayacente (acuicludo) y la Fm Paraná (acuífero salado)(Fig. 10).

De acuerdo al análisis de la información complementaria, la secuencia sedimentaria del área que se extiende al este del bloque de San Guillermo (provincia de Santa Fe) está representada por una columna loésica cuaternaria de menor potencia, que descansa en discordancia sobre la Fm Ituzaingó (“arenas Puelches”) de edad Plioceno-Pleistoceno inferior y que hacia abajo pasa en discordancia a la facies pelítica litoral de la Fm Paraná (Fig. 11). Al correlacionar las columnas estratigráficas típicas dentro y fuera del bloque de San Guillermo se deduce que éste constituye el borde occidental de la Formación Ituzaingó, depositada por el río Paraná. La unidad palustre cuaternaria que aparece en la mayor parte de las perforaciones situadas en el bloque de San Guillermo ha sido muy probablemente eliminada por erosión fluvial al este del mismo.

El bloque de San Guillermo presenta la singularidad de no haber sido alcanzado o influenciado por las fajas y abanicos aluviales que dominaron la Pampa Norte durante el Cuaternario. También actuó como límite occidental de las migraciones del río Paraná, cuya Formación Ituzaingó/“Arenas Puelches” no fueron sedimentadas en esa área. Esto se deduce de la columna estratigráfica general, de las correlaciones estratigráficas dentro y fuera del bloque y de la geomorfología regional. La superficie del bloque fue un área relativamente elevada, sujeta solo a la acumulación de polvo eólico, aparentemente desde el Mioceno tardío hasta la actualidad, si bien se ha estimado la edad de la falla más visible (Tostado-Selva) en

Pleistoceno Medio. Es la única área con esas características en la Pampa Norte, de acuerdo a los conocimientos actuales.

Merece destacarse que la mayor parte de los sedimentos cuaternarios son fragmentos retransportados de loess más antiguos, lo que plantea el interesante problema de identificar el mecanismo concreto de destrucción de aquellos depósitos parcialmente consolidados. La madurez mineralógica es muy alta y no hemos encontrado semejanza entre los microaglomerados dominantes y la arena del Paraná. Dado que las Sierras Pampeanas producen sedimentos con significativa proporción de feldespatos, se deduce que la fuente del material loessico debe ser alguna región alejada situada al sur.

Pampa Norte Fuera del Bloque de San Guillermo

La columna estratigráfica que contiene las aguas subterráneas de interés en esta área está compuesta por las siguientes unidades, de abajo a arriba (Kröhling, 1999):

- Formación Paraná (acuífero/acuícludo).
- Formación Ituzaingó (acuífero)
- Formación Carcarañá (acuífero)
- Formación Ceres (acuícludo)
- Formación Tezanos Pinto (acuitardo)
- Arenas Eólicas de Hansen (acuífero)
- Formación Lucio López (acuitardo/acuícludo)

Además aparecen en superficie el Suelo Hypsithermal y la Formación San Guillermo, de escaso espesor, aunque de importancia para la infiltración.

Formación Paraná – El perfil estratigráfico de la Formación Paraná en la Pampa Norte fuera del Bloque de San Guillermo es poco conocido, pues normalmente las perforaciones hidrogeológicas no la atraviesan. De acuerdo a los escasos datos disponibles, se considera que su parte superior es semejante al perfil tipo descrito en el arroyo Antoñico de la ciudad de Paraná (Fig. 9) (Iriondo, 1973, Iriondo y Krohling, 2009). Dicho perfil está compuesto por cinco estratos de arena verde, caliza organógena blanca, arena arcillosa verde y gris y arcilla gris. Corresponde a los 20 metros superiores de la formación.

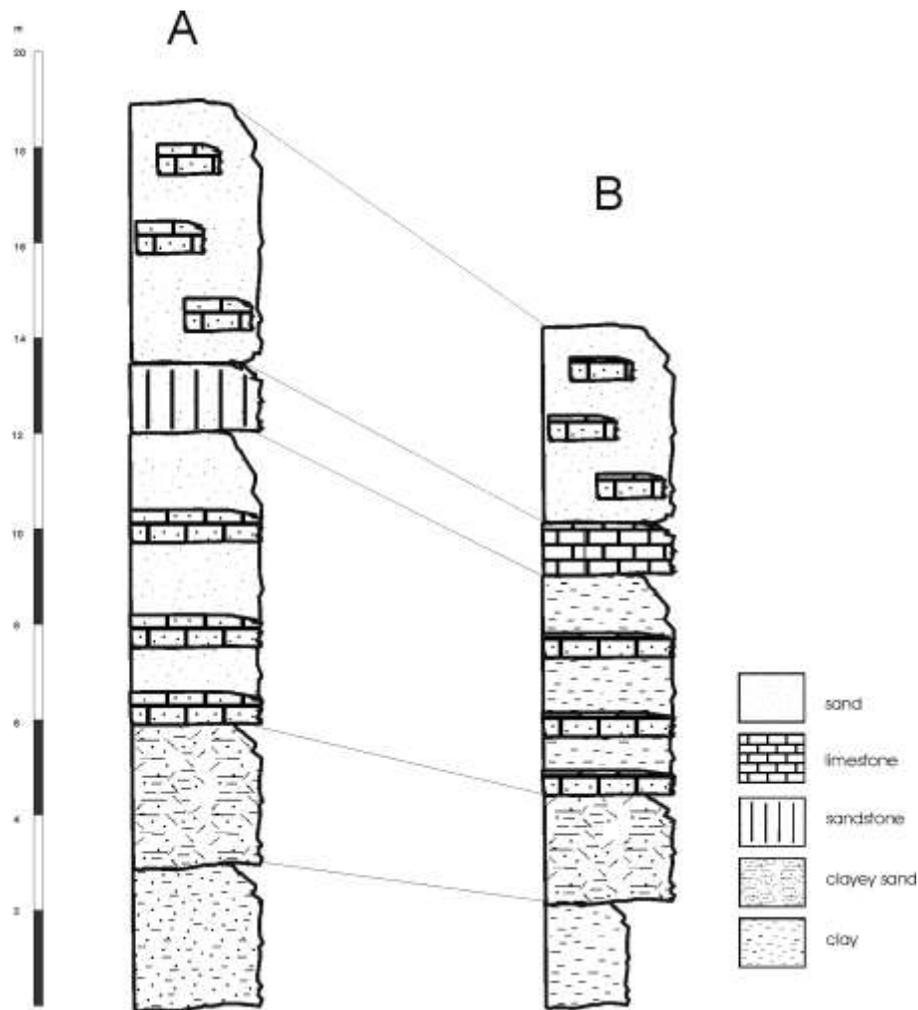


Fig. 11 – Perfil tipo de la Formación Paraná, representativo de la Pampa Norte fuera del Bloque de San Guillermo (según Iriondo, 1973).

Formación Ituzaingó – Es el acuífero más importante de la región; se lo conoce informalmente con el nombre de “Arenas Puelches”. Está compuesta por arena fina bien seleccionada, en estratos medianos a gruesos, de color amarillo y blanco, cubiertas por sedimentos más finos limo-arcillosos. En líneas generales, el perfil descrito en el paraje Fortín Tres Pozos es representativo también de esta unidad en la Pampa Norte, pues aflora en forma

semejante en la barranca del Paraná inmediatamente al sur de la desembocadura del río Carcarañá.

Formación Carcarañá – Está compuesta por arena muy fina a fina limosa y por limo con arena muy fina, escasamente arcillosa, con muscovita visible. Color marrón rojizo brillante en húmedo (5YR 5/6) y naranja mate en seco (7.5YR 6/4). Está organizada en estratos muy gruesos, horizontales, poco definidos y en general de contactos concordantes. El sedimento presenta un grado de consolidación intermedio, entre friable y consolidado; está estructurado en bloques poco definidos, finos a medios, resistentes. Es en general no calcárea; localmente está afectada por bioturbaciones. Compone la parte inferior y media de las barrancas de los ríos, formando taludes de baja pendiente a subverticales, que contrastan con los de las unidades suprayacentes. Pasa hacia arriba mediante discordancia irregular a la Fm Tezanos Pinto en los interfluvios y a la Fm Lucio López en los valles fluviales.

Esta formación es de origen básicamente eólico, producto de la disipación de dunas del Mar de Arena Pampeano. Las estructuras originales de las dunas del MAP afloran en perfiles localizados al sur de la Pampa Norte (en Rufino). Localmente aparecen estructuras de disipación, caracterizadas por un patrón ondulado irregular.

Formación Ceres – Limo arcilloso de origen eólico color marrón rojizo y marrón oscuro. Aflora en el área de Tortugas; sus características originales están enmascaradas por pedogénesis de tipo gley y precipitación de carbonatos. Tiene un espesor aflorante de 7 a 8 metros. La edad de esta formación oscila entre el final del pleistoceno medio y principios del pleistoceno superior. Una muestra tomada por debajo del Horizonte Btg dio una edad TL de 91.900 +/- 4310 años AP. Está cubierta por la Fm Tezanos Pinto.

Formación Tezanos Pinto – Está compuesta por limos eólicos, cubriendo en forma de manto continuo a las formaciones más antiguas. Tiene en esta región un espesor típico de 2 a 7 metros. Está formada por un conjunto de facies sedimentarias (Iriondo, 1987; Iriondo y Manavella, 1990) que reflejan los procesos y ambientes locales de acumulación:

- Facies de loess primario. Tiene la mayor representación areal, con espesores típicos de 2 a 4 metros y buen desarrollo en zonas de interfluvio. Es un loess pardo brillante en húmedo (7.5YR 5/6) y naranja mate en seco (7.5YR 7/3) constituido por limo con poca o regular proporción de arcilla y arena (65/75 % de limo, 5/20 % de arena muy fina, 10/15 de arcilla y 5/15 % de coloides). Es masiva, con textura migajosa, pulverulento y friable, poco estructurado en bloques angulares medios a gruesos, muy débiles. El

sedimento es en general calcáreo; contiene pequeños agregados pulverulentos y concreciones diseminadas de CO_3Ca . En la composición mineralógica de la fracción limo grueso predomina el cuarzo, con importante cantidad de feldespatos, además de calcita, goethita, hematita y otros. En la fracción limo fino la relación cuarzo/feldespatos disminuye con respecto a la anterior; contiene los mismos minerales accesorios. La fracción arcilla total muestra el predominio de cuarzo sobre feldespatos e illita como el mineral arcilloso más abundante.

- Facies de limo con nódulos. Es frecuente en el área. Está formada por limo grueso amarillento (7YR 8/3 en húmedo) en partes algo arcilloso. En promedio: 80 % de limo, 17 % de arcilla y 3 % de arena. El sedimento está estructurado en bloques gruesos (de 20 a 40 mm de lado), moderadamente firmes a muy firmes en húmedo. El sedimento alojante es calcáreo (5-10 % CO_3Ca) y también contiene concreciones de carbonato de calcio con forma de placa y algunas subangulares, de superficie rugosa, de 2,5 cm de largo promedio. Hay pequeños sectores con abundante cantidad de raíces actuales, orientados en direcciones varias. La característica sobresaliente de esta facies es la presencia de nódulos compactos de limo en cantidades variables dentro del mismo depósito, con una frecuencia típica del 5 al 10 % de la masa total; tienen tamaños que varían entre pocos milímetros y más de 1 centímetro, son subredondeados a subangulares. Algunos nódulos están formados por limo grueso o arena muy fina; su color es pardo más oscuro que la masa general del sedimento. Hay macroporos muy finos y finos y motas de óxidos de hierro y manganeso en el interior de los nódulos. Se interpretan como producto de la actividad de escarabajos estercoleros. El ambiente de depositación de esta facies es subaéreo. Esta facies alcanza 5 metros de espesor (sin ver base) en una cantera ubicada pocos kilómetros al sudoeste de Cañada de Gómez. La mineralogía está dominada por materiales volcanoclásticos (granos policristalinos de cuarzo, vidrio volcánico y fragmentos líticos). Los minerales provenientes de las Sierras Pampeanas (cuarzo, feldespato y alteritas) es significativamente menor.
- Facies de limo arcilloso. Está compuesta por limos arcillosos marrones (5YR 7/4) parcialmente cubiertos por pátinas pardo rojizas. Constituye cuerpos tabulares y lentiformes que se intercalan en la facies eólica. Fue depositada en ambiente de pantanos no permanentes, con temporadas de oxidación subaérea.
- Facies palustre gris. Compuesta por sedimentos limosos y arcillosos (10YR 5/2), muy duros en seco, que se fragmentan en poliedros bien definidos. Aflora en perfiles de cárcavas y arroyos, ocupando paleovalles fluviales. Se depositó en pantanos permanentes con ambiente reductor. La mineralogía de livianos de la fracción modal

de arena de esta facies está dominada por volcanoclastos (cuarzo policristalino, vidrio y líticos) sobre menores proporciones de materiales de las Sierras pampeanas (cuarzo y feldespatos potásicos).

De acuerdo a varias dataciones absolutas realizadas mediante radiocarbono y termoluminiscencia, esta formación comenzó a depositarse 36.000 años AP y finalizó su sedimentación a los 8.500 años AP.

Arenas Eólicas de Hansen – En el sector sudoeste de la Pampa Norte el loess de la Fm Tezanos Pinto está reemplazado en algunas áreas por arena eólica del Mar de Arena Pampeano (típica de la Pampa Sur). Aflora en cunetas de caminos vecinales y en canales de drenaje y arroyos. Está compuesta por arena muy fina poco limosa y algo plástica en algunos sectores. Tiene color naranja (7.5YR 6/6) en seco; en húmedo el tinte ocráceo es más acentuado. Es friable, masiva o con estructuras poco visibles. Localmente contiene numerosas concreciones de CO₃Ca grandes, de forma botrioidal, en la parte inferior de los afloramientos. El espesor máximo aflorante (sin ver base) es de 3,50 m. Un perfil representativo de esta unidad está ubicado sobre la pendiente lateral izquierda del paleovalle del arroyo Los Leones; aflora en los laterales del camino que une Hansen con la Ruta 92. Cubre en discordancia a la Fm Carcarañá y pasa hacia arriba en discordancia erosiva a la Fm San Guillermo.

Formación Lucio López – Constituye una secuencia compleja de relleno de valles, diferenciada en tres miembros. Está compuesta granulométricamente por limo arcilloso, con escasa arena muy fina (limo 58/77 %; arcilla 19/37 %; arena 3/6 %). Se dispone en estrato con variaciones de color que van del oliva al gris claro, con niveles pedogénicos intercalados en su sección media. Localmente presenta altos contenidos de materiales biogénicos (principalmente gasterópodos y restos vegetales). Aflora en forma discontinua en los perfiles de los cursos principales, con sus características diagnósticas y mayor potencia en las barrancas del río Carcarañá. Su espesor oscila entre 0,5 y 5 metros, alcanzando localmente varios metros de persistencia lateral. El miembro inferior está compuesto por material fino de origen eólico y depositado en ambiente palustre; el miembro intermedio presenta un suelo complejo que pasa lateralmente a un depósito palustre coronado por niveles pedogénicos; el miembro superior está formado por la acumulación de ceniza volcánica lavada del paisaje por la lluvia y concentrada por flujos no encauzados en la faja del río Carcarañá y de sus afluentes. Sus minerales tienen origen volcanoclástico y es probablemente una fuente significativa de arsénico en la región.

Estratigrafía de la Pampa Sur

- Formación Paraná (acuífero/acuícludo)
- Formación Ituzaingó (acuífero)
- Formación Carcarañá (acuífero)
- Formación Teodelina (acuífero)
- Formación San Gregorio (acuífero)

El esquema estratigráfico general de la región estudiada está representado en la figura 4 (Iriondo y Kröhling, 1995). Se trata de una típica secuencia de sedimentos eólicos intercalados con paleosuelos. Los sedimentos más antiguos alcanzados en este estudio corresponden a la Fm Carcarañá, de edad Pleistoceno Superior. Tomando como referencia a la columna estratigráfica de lat. 34°S de la figura 2, la secuencia estratigráfica elaborada para el área del presente estudio es la siguiente:

Formación Paraná - La Fm Paraná se considera la base del “segundo acuífero”, o sea de la máxima reserva de agua subterránea potable de la provincia. El concepto general es que está compuesta por “arcillas verdes”, algo que se revela erróneo al estudiar correctamente sus perfiles. Contiene agua de alta salinidad en Santa Fe, aunque en el suroeste de Entre Ríos es un acuífero potable. En las últimas décadas ha sido estudiada en general por varios autores (Irigoyen, 1969; Herbst, 1971; Iriondo, 1973; Marengo, 2005). Sin embargo, son muy escasas las descripciones de esta unidad en Santa Fe; pueden ser citadas aquí el perfil de San Guillermo (Kröhling e Iriondo, 2003) y el perfil de Fortín Tres Pozos en los Bajos Submeridionales (Iriondo, 2007). Para la Pampa Norte santafesina cercana al Paraná puede servir como referencia el perfil tipo de esta formación, ubicado en la ciudad de Paraná (Darwin, 1843; Iriondo, 1973; Iriondo y Kröhling, 2009). De abajo a arriba, sin ver base:

- 0,00-3,00 m – Arena cuarzosa verde en estratos de 30 a 50 cm de espesor. Incluye una alta proporción de intraclastos de arcilla, planos, de contornos angulares sin redondeamiento. Granocreciente hacia arriba. Tamaño medio de grano alrededor de 0,2 mm. Contacto superior transicional.

- 3,00-6,00 m – Arena verde masiva, sin estratificación interna; engloba intraclastos elípticos de hasta 10 cm de largo, que forman el 20 % del total de la masa. El tamaño medio de los granos está alrededor de 0,25 mm. Granocreciente. Levemente cementado con carbonato de calcio. Contacto superior neto.
- 6,00-12,00 m - Secuencia interestratificada de arena y limo arcilloso. Los cuerpos de arena son lentes cortos de hasta 1,60 m de espesor, con laminación interna. Suelta, cuarzosa y de color amarillo. Los sedimentos finos son plásticos (limos arcillosos plásticos) de color gris, que forman estratos continuos de hasta 30 centímetros de espesor y 50 a 60 metros de longitud. ESTA PARTE ES TOMADA POR LOS POCEROS COMO EL TECHO DE LA “ARCILLA VERDE”. Sin embargo, se encuentra a 12 metros por debajo de la Formación Paraná: un acuífero altamente salino. La sección superior de este set está formada por arenisca blanca con estructuras de dunas, conteniendo pelecípodos bien conservados. Hacia arriba pasa a conglomerado fino.
- 12,00-13,50 m – Arenisca calcárea blanca, con estructuras de dunas y estratos ondulados. Enriquecimiento lateral y hacia arriba de conchas de Pelecípodos y escasas Ostras. Las conchas de palecípodos han sufrido un avanzado grado de disolución y reprecipitación, quedando solamente como moldes. Las ostras están bien preservadas.
- 13,50-19,00 m – El sector inferior está caracterizado por arena blanca, cementada en forma incipiente por el carbonato derivado de la disolución local de conchas; la sección superior está compuesto por arena fina cuarzosa. Color verde.

El escenario general dibujado por este perfil geológico es un ambiente de mareas. Esto es, arenas y gravas submareales, barros intermareales, canales de marea de ubicación cambiante y corrientes costeras. Es decir, al aproximarnos hacia el oeste el perfil de referencia a considerar será el de la perforación de San Guillermo.

Formación Ituzaingó - La Formación Ituzaingó es el depósito fluvial característico del río Paraná y constituye el mejor acuífero de la provincia, tanto por su caudal como por su escasa salinidad. Está compuesto por arena cuarzosa fina amarillenta y rojiza en estratos medianos y gruesos, interestratificada con limo gris y verde. Comenzó a sedimentarse al formarse este gran colector, en algún momento del Plioceno, es decir entre 2 y 4 millones de años atrás. Y sigue depositándose hasta el día de hoy. Esta formación ha recibido varias denominaciones

informales en el siglo pasado; la más persistente es la de “Arenas Puelches”. Su espesor máximo es de 150 metros, aunque los valores típicos oscilan entre 10 y 20 metros. Está distribuida a lo largo del lineamiento Paraguay-Paraná desde Asunción hasta la depresión del Salado en la provincia de Buenos Aires, cubriendo una superficie de 120.000 Km² (Iriondo, 1984).

La formación Ituzaingó en la Pampa Norte ha crecido por yuxtaposición de fajas fluviales controladas por fracturas. El mecanismo de divagación del cauce se produjo por fenómenos de avulsión, es decir que se traslada mediante desplazamientos discontinuos y no por un mecanismo de “barrido” lateral continuo. En esta región fue depositada solamente en la mitad oriental del territorio provincial, hasta algunos kilómetros al oeste de la ciudad de Esperanza. Más hacia el oeste (incluyendo Rafaela y San Francisco) la elevación del Bloque de San Guillermo impidió la migración del Paraná.

En la perforación realizada en el paraje Fortín Tres Pozos (en el Chaco santafesino) se atravesó la formación Ituzaingó desde la profundidad de 19,50 m hasta el final de la misma, a los 30 m. Las facies fluviales típicas aparecieron entre los 25 m y el fondo de la misma; la parte superior está compuesta por una mezcla de arena y sedimentos finos, probablemente relleno local de un cauce abandonado. Un perfil similar al de la parte superior del mismo aparece en la barranca del río Coronda, al sur de la boca del Carcarañá. De manera que recomendamos considerar al perfil de Tres Pozos como el representativo de este sector de la Pampa Norte.

Formación Carcarañá

Esta unidad de principal origen eólico es el resultado del retrabajo por disipación de un campo de dunas del MAP. Corresponde al nivel D5 de la figura 4. Fue definida formalmente por Kröhling (1998,1999) en la barranca del río Carcarañá, en la ciudad del mismo nombre. En el área de estudio aflora en la parte inferior de perfiles artificiales de pocos metros de altura, constituyendo taludes subverticales. Esta unidad fue alcanzada por la perforación practicada en Teodelina.

La **Fm Carcarañá** está formada por arena muy fina a fina limosa con escasa participación de arcillas, de color marrón rojizo brillante en húmedo (5YR 5/6) y marrón amarillento oscuro (10YR 3/6) en seco. Está organizada en estratos muy gruesos horizontales y poco definidos, en general con contactos concordantes y sin estructuras internas visibles. Presenta moderado grado de compactación y estructuración débil en bloques mal definidos, finos a medios, resistentes. El sedimento es no calcáreo en general. Localmente se presenta bioturbado (moldes de raíces y crotovinas). Su contacto inferior no es visible, el contacto superior está marcado por una discordancia erosiva, que en el área de estudio, la separa de la Fm Teodelina.

La facies eólica principal conserva localmente estructuras sedimentarias de disipación, caracterizadas por un patrón irregular ondulado continuo y de pocas decenas de centímetros de espesor, marcado por diferencias en la concentración de materiales coloidales. En las depresiones mayores del área, particularmente en la red de paleovalles del río Salado, afloran las facies aluvial y palustre de la formación. Frenguelli (1828) halló restos de megafauna extinguida en un sector de la barranca del tramo inferior del río Carcarañá, al norte de esta área de estudio y que se interpreta como perteneciente a esta formación (muelas de *Mastodon sp.?* y de *Hippidium principale*).

Los resultados granulométricos de los dos testigos inferiores de la perforación practicada en Teodelina indican una composición areno limosa (en promedio: 51% de arenas), con modas entre 250-125 μm y 88-74 μm (figura 5). Según Kröhling (1998), la formación está integrada por materiales volcanoclásticos de procedencia andina (vidrio volcánico ácido, con cuarzo policristalino, plagioclasas y fragmentos líticos subordinados), con escasa participación de minerales de procedencia serrana (cuarzo y ortoclasa). Los minerales pesados ocupan menos del 3% del total de la fracción modal de arenas (piroxenos, hornblenda, turmalina, micas y magnetita, entre otros). La fracción modal de arenas (74 - 88 μm) del testigo más profundo de la perforación practicada en Teodelina (14,75 m por debajo de la superficie del terreno) presenta alto contenido en vitroclastos (51,6%), acompañados por alteritas (20,8%; algunas correspondientes a litoclastos muy alterados) y feldespatos (18,4%); con escasa participación de cuarzo (4,3%), litoclastos (3,8%) y otros minerales (0,3%). Los componentes pesados alcanzan el 0,8% del total de la fracción. Teniendo en cuenta el resultado del análisis de las texturas superficiales de los vitroclastos se discriminaron las siguientes poblaciones, por orden de abundancia: a) trizas incoloras con textura fluidal parcialmente afectada por devitrificación o presentando alta birrefringencia a lo largo de canalículos y paredes de vacuolas. (17,9% del total de la fracción modal), b) Láminas muy

alteradas, en general con alto grado de sericitización (12,8%), c) bloques incoloros con superficies lisas y leve devitrificación en su parte central (9,8%), d) trizas triangulares a tubulares, parcialmente devitrificadas, especialmente a lo largo de microcanales (9,8%), e) bloques incoloros con superficies lisas (0,9%) y f) trizas castañas (0,4%). Los feldespatos se discriminaron en: a) plagioclasas frescas, de hábito tabular, con maclado polisintético; algunas presentando zonación (7,2%), b) feldespatos indiferenciados no maclados y poco alterados, en general subredondeados (5,2%), c) plagioclasas no macladas, parcialmente alteradas, subangulares a subredondeadas (4,7%), feldespatos potásicos parcialmente alterados, en general con moderado a alto índice de redondez (1,3%). El cuarzo se presenta en granos ecuanes; bajo lupa algunos se muestran esmerilados y con moderada redondez. Los litoclastos corresponden a plagioclasas con adherencias vítreas y a opacos adheridos a pasta vítrea.

Relictos de un **paleosuelo intraformacional** (S5) afloran en el piso de cárcavas ubicadas en el fondo de paleovalles fluviales de la cuenca del río Carcarañá, al norte del área de estudio (Kröhling, 1999). De acuerdo con Kröhling (1999), una datación por TL de la parte media del depósito de disipación aflorante en el área tipo arrojó una edad de 52.310 ± 1.200 años, correspondiente al Estadio Isotópico del Oxígeno 3 (EIO3).

Perforaciones realizadas

Se realizaron cuatro perforaciones estratigráficas en el área de estudio y una auxiliar fuera de ella. En el extremo sur de la provincia de Santa Fe se ejecutaron dos perforaciones rotativas, con ensayos geotécnicos normalizados de tipo SPT y obtención de muestras inalteradas cada 0,70 m de avance, utilizando toma-muestra Standard o Terzaghi, de 35 mm de diámetro con contenedor plástico con tapas. Se registró la velocidad de avance de la herramienta y el número de golpes en cada SPT.

La perforación principal se llevó a cabo en el área de la localidad de Teodelina ($34^{\circ}11'$ lat. S y $61^{\circ}31'$ long. O; 88 m.s.n.m.; figura 2). El punto perforado se ubica en el piso de un préstamo, que se halla a 3 m por debajo de la superficie del terreno. En dicha perforación resultaron 17 determinaciones y 15 muestras (dos testigos por muestra) alcanzando 12,15 m.b.b.p. La perforación accesoria se ejecutó a unos 2 km al este del punto donde la ruta nacional 7 intersecta el borde oriental de la laguna La Picasa (a 5 km al oeste del acceso a Diego de Alvear). El punto de la perforación se halla en el piso de una cantera en explotación,

ubicado a 2 m por debajo del nivel general del terreno ($34^{\circ}23'$ lat. S y $62^{\circ}08'$ long. O; 113 m.s.n.m.). Se obtuvieron 18 muestras hasta una profundidad de 15,15 m.b.b.p.

Las restantes perforaciones se ejecutaron mediante barreno manual, una de ellas, ubicada a 13 km al noreste de San Gregorio ($34^{\circ}17'$ lat. S y $61^{\circ}55'$ long. O; 102 m.s.n.m.; figura 2, Santa Fe) en el cuerpo de una duna parabólica bien preservada, resultando 4,80 m atravesados (9 muestras); la otra perforación fue practicada en el piso de un canal artificial próximo a Venado Tuerto ($33^{\circ}45'$ lat. S y $61^{\circ}55'$ long. O; 103 ms.n.m.; Santa Fe), con 4,60 m perforados. Una perforación auxiliar fue practicada en una duna poco disipada de unos 6 m de altura relativa respecto a un paleocauce ubicado al este de la geoforma, de varios cientos de metros de longitud. La duna se halla a 8 Km al NO de la localidad de Canals, junto a la ruta nac. 8 ($33^{\circ}32'$ lat. S y $62^{\circ}57'$ long. O; 124 m.s.n.m.; Córdoba), con 4 m perforados (9 muestras).

La compactación es un parámetro utilizado frecuentemente para describir o discriminar formaciones cuaternarias; dichas descripciones son normalmente realizadas con criterio libre y en forma cualitativa, lo que depende de la habilidad observacional del geólogo de campo y aunque muy útiles resultan poco comparables con otras. Por ello, en dos perforaciones se realizaron “ensayos normales de penetración” geotécnicos tipo SPT. Se lograron resultados verdaderamente significativos.

Los sedimentos de la región varían entre arena muy fina limosa y limo grueso arenoso, con una media cercana al valor de 4θ y frecuentemente algo menor. Considerando que los perfiles estudiados atraviesan cuerpos de dunas típicas, surge una característica sedimentológica poco común: dunas formadas por más del 50 % con diámetro inferior a 62μ . Esto es un tema de alto interés teórico, acerca de cuál es el límite real entre arena y limo. Wentworth (1922) lo coloca en 62μ debido muy probablemente a las propiedades matemáticas de su serie θ ; en la Ciencia del Suelo este límite está en 50μ , algo que suena tan arbitrario como el anterior. Por otro lado, experimentos en túneles de viento muestran que el arrastre de granos individuales de arena por el viento comienza con diámetros de 70μ , por debajo de los cuales el flujo del aire forma una película laminar, semi-viscosa, que requiere mayor fuerza del viento para producir deflación (Bagnold, 1965). Este autor, en base a las propiedades aerodinámicas de las diferentes clases granulométricas, sugiere un límite inferior de 80μ para las arenas.

Para este caso, considerando que las dunas son estructuras sedimentarias formadas por el transporte de granos en arrastre y saltación, el pequeño diámetro de sus granos es coherente con la clasificación utilizada comúnmente en Alemania, que incluye la clase de “arenas pulverulentas” (staubsand) entre 62 y 20 μ . También la clasificación de Hopkins, actualmente en desuso, es de utilidad pues coloca el límite arena-limo en 32 μ (Muller, 1967).

El análisis de las especies minerales livianas fue realizado siguiendo la técnica de grano suelto, por microscopía óptica. Previamente se atacaron las pátinas de óxidos de hierro que recubren los granos para su identificación. Además se realizó el análisis mineralógico sobre muestra total mediante difracción de Rayos X (radiación $\text{CuK}\alpha$). Como complemento, se realizó una somera descripción de los atributos geométricos de los granos. La forma (redondez y esfericidad) fue estudiada en la fracción de 74 μ , mediante comparación visual con la “Chart of Visual Estimation of Roundness and Sphericity” de Krumbein y Sloss (1955). Se trata de un método simple, pero robusto y fácilmente accesible. Las texturas superficiales de los granos fueron estudiadas también en la fracción de 74 μ , siguiendo en general a Krinsley y Margolis (en Carver, 1971). Tanto forma de granos como texturas superficiales son en este trabajo complementos menores de la granulometría y mineralogía de las arenas.

Paleosuperficie del EIO3 - Un nivel caracterizado por sedimentos finos, segregación de CaCO_3 , depósitos aluviales y un nivel de suelo desarrollado en el tope de la Fm Carcarañá indican la existencia de una superficie estable generada durante un evento húmedo dentro del EIO3. Constituye el piso del sistema hídrico superficial, que incluye a la capa freática y las aguas específicamente superficiales, particularmente las lagunas que se forman en las depresiones entre dunas.

El suelo que aparece en el techo de la Fm Carcarañá forma relictos de pocos metros de extensión y ubicados a cotas variables. Al norte del área de este estudio, el horizonte diagnóstico es de color marrón rojizo claro y está moderadamente estructurado en bloques finos, muy firmes, que hacia abajo pasan a agregados de tipo placa. Presenta moldes de raíces revestidas por películas negras y macroporos finos. Por debajo hay rizoconcreciones.

En ciertas áreas deprimidas se formó una costra carbonática, que localmente forma una tosca dura compuesta por una red de venillas de extensión predominantemente horizontal, lo que

indica segregación de origen freático. Su espesor típico oscila entre 40 y 80 cm. Está estructurada en bloques subangulares de 2 a 3 cm de largo. El color general es marrón con sectores verde oliva, livianos, posiblemente compuestos por ceniza volcánica alterada.

Los depósitos fluviales forman el fondo del colector de la cuenca y afloran entre las lagunas La Encadenadas en el área de Villa Cañas. Se trata de un sedimento areno arcilloso, de color marrón. Este incluye nódulos de CaCO₃, que en algunos sectores conforman verdaderos planchones de “tosca” compacta. En el camino que atraviesa Las Encadenadas, dicha “tosca” es una arenisca de grano muy fino, bien seleccionada, color amarillo a castaño pálido, con cemento de carbonático. Los granos contienen un porcentaje apreciable de laminillas de mica menores a 1 mm. La cementación ha producido un conjunto de polígonos más o menos regulares, de 40 a 50 cm de diámetro, separados por tabiques verticales de CaCO₃. Se observan tubos finos rellenos con óxidos de manganeso, precipitados posteriormente. Estos sedimentos contienen fauna extinguida de Edad Mamífero Lujanense, en su mayor parte corazas de gliptodóntidos (*Panochtus* y *Doedicurus*), también *Sclerocaliptus*, *Scelidotherium*, *Lestodon*, *Equus* y *Ctenomys*. Están generalmente cubiertos por sedimentos palustres más jóvenes.

Formación Teodelina - La perforación ejecutada en la localidad de Teodelina atravesó en su totalidad los sedimentos depositados durante el EIO2. Se propone aquí el nombre de **Formación Teodelina**; el perfil tipo está ubicado en el área sur de la cantera vial situada junto a la ruta provincial 94, 5 Km al norte de la localidad de Teodelina (34°11'lat.S y 61°31'long.O; 88 m.s.n.m.). La descripción del perfil tipo de la Fm Teodelina, compuesto por una parte aflorante (1,30 m) y la mayor perforada en esta investigación (10 m) y sus formaciones limitantes, es la siguiente:

a) Perfil de la perforación desde abajo hacia arriba (m: profundidades indicadas en metros por debajo de la superficie del terreno; m.b.b.p: profundidades expresadas en metros bajo boca de pozo):

15,15 - 13,85 m. **Fm Carcarañá** (sin ver base), diferenciada en:

15,15 - 14,70 m (12,15 - 11,70 m.b.b.p.): Limo arenoso bien seleccionado, de color 10YR 3/6 (marrón amarillento oscuro), bimodal (modas entre 53-62 μ y entre 74-88 μ). La mineralogía

de la fracción arena está dominada por vitroclastos , con feldespatos y alteritas como componentes subordinados y escaso cuarzo y litoclastos. Alta compacción (E.N.P.: 39).

14,70 - 13,85 m (11,70 - 10,85 m.b.b.p.): Arena muy fina a fina limosa de color 10YR 5/4 (marrón amarillento), con moda principal entre 125 y 250 μ y moda secundaria entre 74-88 μ , con alta compacción (E.N.P.: 33).

13,85 - 13,00 m (10,85 -10,00 m.b.b.p.): Limo arcilloso con 36% de arena fina a muy fina, de color 10YR 5/4 (marrón amarillento) La moda principal se halla entre 125 y 250 μ y la moda secundaria entre 53 y 62 μ . Presenta menor compacción que la del sedimento infrayacente (E.N.P.: 20). Se interpreta como probable paleosuelo desarrollado en el techo de la Fm Carcarañá.

13,00 m (10,00 m.b.b.p.): Discordancia resaltada por un cambio litológico y por una disminución importante de la compacción, que baja al 20% de los valores anteriores.

13,00 – 3,00 (10,00 – 0,00 m.b.b.p.). **Fm Teodelina:**

13,00 - 12,15 m (10,00 - 9,15 m.b.b.p.): Limo con importante contribución de arena fina a muy fina (37-40%), de color 10YR 5/4 (marrón amarillento –en húmedo-, con moda principal entre 125 y 250 μ y moda secundaria en 53-62 μ , con moderada compacción (E.N.P.: 11).

12,15 - 10,85 m (9,15 - 7,85 m.b.b.p.): Limo arenoso (29% de arena), de color 10YR 6/4 (marrón amarillento claro), con moda principal entre 53-62 μ y moda secundaria en 74 y 88 μ , con moderada compacción (E.N.P.: 6-9).

10,85 - 9,55 m (7,85 – 6,55 m.b.b.p.): Limo arenoso (30-32% de arena fina a muy fina), de color 10YR 6/4 (marrón amarillento claro), con segregaciones de óxido férrico (que otorgan color marrón fuerte a partes del sedimento (7,5YR 5/8). Presenta moda principal entre 125 y 250 μ y moda secundaria en 53-62 μ , con moderada compacción (E.N.P.: 8).

9,55 – 8,80 m (6,55 – 5,80 m.b.b.p.): Arena fina limosa, de color 10YR 6/4 (marrón amarillento claro), con moda principal entre 125 y 250 μ y moda secundaria entre 74 y 88 μ , con moderada compacción (E.N.P.: 14).

8,80 – 7,10 m (5,80 – 4,10 m.b.b.p.): Arena limosa a limo arenoso (38-51% de arena fina), 10YR 6/4 (marrón amarillento claro), con moda principal entre 125-250 μ y secundaria entre 44-53 μ , con moderada compacción (E.N.P.:6).

7,10 – 6,20 m (4,10 – 3,20 m.b.b.p.): Limo arenoso (29% de arena fina a muy fina), de color 10YR 6/4 (marrón amarillento claro), con moda principal entre 53-62 μ y moda secundaria entre 250 y 125 μ , con baja compacción (E.N.P.: 4).

6,20 - 3,00 m (2,90 – 0,00 m.b.b.p): Limo arenoso (27-28% de arena fina a muy fina), de color 10YR 6/4 (marrón amarillento claro), con moda principal entre 125 y 250 μ y moda secundaria en 53-62 μ , con baja compacción (E.N.P.: 3). Techo de la perforación.

b) Sector aflorante, de abajo hacia arriba:

0 – 1,30 m. **Fm Teodelina** (continuación de lo perforado). Arena fina a muy fina limosa, con moda principal entre 74 y 88 μ y moda secundaria entre 53 y 62 μ . Color marrón fuerte en húmedo (7,5 YR 4/6), friable. No calcárea. Contacto superior discordante (la discordancia tiene un relieve marcado, de hasta 1,50 m a lo largo de 4,5 m; figura 5). Techo de la Fm Teodelina.

1,30 – 2,85 m (espesor variable entre 1 y 2 m). Loess arenoso, compuesto por arena fina a muy fina limosa, con moda principal entre 74 y 88 μ y moda secundaria entre 53 y 62 μ , de color marrón amarillento (10 YR 5/4). Presenta una leve mayor compacción que la de la unidad infrayacente (especialmente en su parte inferior) y disyunción columnar. Sin segregaciones de CaCO₃.

2,85 - 3,10 m. Suelo enterrado débilmente desarrollado, representado por el horizonte Bw, poco estructurado y de color marrón oscuro en húmedo (7,5 YR 3/3). Está sujeto a pedogénesis actual.

3,10 – 3,45 m. Estrato formado por arena muy fina limosa marrón grisácea en húmedo (7,5YR 3/1), débilmente estructurada en bloques gruesos resistentes. Está afectado por pedogénesis actual (horizonte A del suelo actual). **Fin del perfil tipo.**

Una perforación practicada en María Teresa (34°00' lat.S y 61°54' long.O; C. Manavella, com. pers.) se interpreta como perfil accesorio de la Fm Teodelina (de abajo hacia arriba):

0,00-36,00 m. **Fm Carcarañá:**

0,00 -14,00 m. Limo de estructura poliédrica, con abundante arena fina subordinada.

14,00 -25,00 m. Limo con arena fina subordinada, friable, marrón amarillento.

25,00 – 28,00 m. Limo palustre, estructurado en poliedros angulares, con abundantes concreciones de CaCO₃ y nódulos de óxidos de Mn.

28,00 – 29,00 m. Limo eólico friable de textura migajosa, de color marrón amarillento claro.

29,00 – 35,00 m. Limo palustre, estructurado en poliedros angulares, con abundantes concreciones de CaCO₃ y nódulos de óxidos de Mn.

35,00 – 36,00 m. Limo eólico, de textura migajosa, suave.

36,00 – 47,00 m. Fm Teodelina. Limo muy arenoso a arena muy fina limosa, de color marrón claro.

47,00 – 50,00 m. Unidad loésica superficial. Arena muy fina limosa, de color marrón claro.

En la zona de Villa Cañas, la Fm Teodelina contiene concreciones ramificadas de CaCO₃. Una perforación realizada en dicha localidad (34°00'lat.S y 61°36'long.O; 101 m.s.n.m.; Manavella, com. pers.) atravesó dicha unidad entre 5,50 y 14 m.b.b.p.

Un perfil aflorante descrito en un canal de desagüe en el área de cabeceras de la cuenca (camino Venado Tuerto - Carmen) revela la persistencia regional de la columna estratigráfica estudiada. De abajo a arriba:

0 – 4,00 m. **Fm Carcarañá**. Arena muy fina eólica de color marrón rojizo claro, consolidada. Localmente aflora una facies de retrabajo fluvial.

4,00 - 4,60 m. Probable **suelo enterrado** formado por arena muy fina de color marrón claro, masiva, de menor consolidación que la anterior, con abundantes microporos. Contactos superior e inferior erosivos.

4,60 - 9,20 m – **Fm Teodelina**. Arena muy fina limosa de color marrón claro, masiva y friable, no calcárea. En su masa se hallaron dos gliptodontes bien preservados.

9,20 - 9,70 m – Formación San Guillermo. Limo arenoso gris.

En las márgenes de la laguna Sastre (23 Km al SO de Venado Tuerto) se encontraron en la Fm Teodelina restos de Lama guanicoe, Ctenomys y otros indeterminados.

La **Fm Teodelina** ha sido depositada durante el Ultimo Máximo Glacial (EIO 2) en forma de dunas posteriormente disipadas en uno o más episodios subhúmedos, resultando actualmente en amplias superficies planas y relativamente altas que dominan el paisaje de la región.

Granulometría: Las muestras representativas del sector aflorante de la unidad en el perfil tipo se clasifican como arena limosa (57,5% correspondiente a la fracción $> 62 \mu\text{m}$, con moda principal entre 88 y 74 μm y moda secundaria entre 62 y 53 μm). El cuerpo principal de la formación en el perfil tipo está compuesto por un sedimento franco en primera aproximación, que distribuido en fracciones de $\frac{1}{4}$ de ϕ muestra la existencia de tres poblaciones definidas, que responden claramente a diferentes mecanismos de transporte eólico (figura 5). Las moda principal y secundaria aparecen persistentemente en los intervalos: 250-125 μ y 62-53 μ . Las fracciones menores a 37 μ tienen una alta participación en el total del sedimento (41% en promedio).

Es notable la baja participación de las fracciones granulométricas intermedias en todo el sedimento. Las poblaciones detectadas corresponden a tres de los tipos de mecánica de transporte eólico propuestos por Nickling (1994): saltación pura, suspensión breve y suspensión prolongada. Se estima que la sedimentación original en campos de dunas es responsable de los dos primeros mecanismos citados y que la suspensión prolongada incorporó volúmenes de finos durante el proceso subsiguiente de disipación.

Mineralogía: La composición mineralógica de la fracción modal entre 53 y 62 μ está dominada por trizas de vidrio volcánico (64.1%), con baja participación de feldespatos (18.1%), escaso cuarzo (6.6%) y alteritas (6.6%) –con 0.3% de litoclastos y 0.6% de otros minerales indiferenciados-. El contenido de minerales pesados alcanza el 3.7% (en su mayor parte correspondientes a anfíboles y piroxenos).

La redondez y la esfericidad varían entre bajas y moderadas, con algunos casos de alta esfericidad. Se diferenció una población mayoritaria de origen volcánico formado fundamentalmente por vidrio volcánico, con albita y cuarzo accesorios con valores típicos de S (esfericidad) entre 0,2 y 0,4 y de R (redondez) entre 0,3 y 0,5. La población subordinada es de origen serrano; está formada por cuarzo, feldespatos potásicos microaglomerados y líticos y registra valores de S entre 0,6 y 0,9 y de R entre 0,3 y 0,8. Las texturas superficiales presentan también las características de dos poblaciones mezcladas.

Las poblaciones de vitroclastos identificadas en dicha fracción se discriminaron según el grado de alteración superficial y desgaste presentes: 1) Vidrio volcánico fresco: a) Trizas incoloras de formas triangulares y rectangulares, presentando bordes curvos y vértices marcados y algunas con cavidades tubulares y fracturas a lo largo de vacuolas; escasas trizas incluyen microfenocristales (16.3 %). b) Placas planas incoloras, con muy escasa alteración en su parte central y el resto de la superficie límpida (0.6%). 2) Vidrio parcialmente alterado: a) trizas angulosas incoloras con textura fluidal afectada por procesos de devitrificación, presentando birrefringencia moderada a alta a lo largo de canalículos y paredes de vacuolas (27.6%). b) Fragmentos subredondeados y con regular a alta esfericidad, devitrificados en su mayor parte (5.6 %). c) Trizas alteradas, algunas con inclusiones de microlitos y cristales prismáticos verdes (14 %).

Una descripción morfológica detallada del vidrio volcánico indica: fracturas concoides de vulcanismo explosivo, formas angulares (poliedros de 3 a 6 caras), superficies suaves, aristas afiladas y vértices con escaso redondeamiento. En general, el vidrio es transparente a translúcido con leve sericitización. Algunos clastos poseen textura fluidal, con burbujas y vacuolas, alteración frecuentemente concentrada en zonas menores y líneas y escasas fracturas de choque.

En el grupo de feldespatos se reconocieron las siguientes poblaciones: a) granos de hábito tabular pertenecientes a plagioclasas ácidas bastante frescas (albita), algunas presentando zonalidad y maclado polisintético (3.1%), otras con inclusiones. b) granos subredondeados no maclados y en general con alto grado de alteración que produce superficies

de color pardo, pertenecientes muy probablemente a ortoclasas, con esfericidad y redondez intermedias (S 0,7-0,5 y R 0,4-0,6). Presentan superficies muy alteradas por corrosión, que en ciertos granos aparece formando surcos paralelos por unión y crecimiento de cavidades adyacentes dentro de estrías anteriores. Los huecos miden de 3 a 5 μ de diámetros, existen huecos aislados más grandes, de 8 a 10 μ de diámetro, redondeados, rellenos de un material opaco. Alteración a material amarillo brillante, frecuentemente eliminado por abrasión (14.7 %). c) granos subredondeados correspondientes a microclino (0.3%). Los granos de plagioclasas ácidas presentan escasas picaduras y alteración en zonas menores, de hasta 10 % de la superficie total. Formas determinadas por clivaje y por escasas fracturas de choque (S 0,6-0,8 y R 0,3-0,5) de 20 a 40 μ de ancho. Algunos granos tienen placas completamente alteradas, intercaladas con otras completamente limpias.

El cuarzo se presenta en granos ecuanes (S 0,7-0,9 y R 0,3). En la mayoría de los granos, numerosas fracturas concoides e irregulares de choque, frescas, de 20 a 40 μ de ancho. Corrosión variable, desde escasas picaduras muy pequeñas a corrosión generalizada en estrías paralelas anteriores. En algunos casos posee extinción ondulosa marcando zonas soldadas de tamaño limo. Algunos granos tienen escaleras, estrías y bloques imbricados. En menor proporción sus clastos están menos desgastados y redondeados, aunque también hay en éstos picaduras y fracturas de choque.

Los litoclastos corresponden a plagioclasas con adherencias vítreas. Los microaglomerados están formados por partículas de limo y arcilla fuertemente cohesionados; engloban fibras vegetales y espículas de diferentes tamaños. Poseen redondez y esfericidad altas (R 0,8-0,9 y S 0,6-0,8). Sus partículas componentes poseen el mismo tipo de alteración que el vidrio y los feldespatos. Algunos granos están compuestos completamente por fibras, casi sin partículas minerales. Fracturas concoides de 15 a 25 μ de largo. La sílice biogénica correspondiente a fragmentos de espinas y otros fitolitos forman entre el 5 y el 10 % del total de la fracción.

La mineralogía obtenida a partir de la interpretación de los difractogramas de RX de la fracción entre 125 y 250 μ (moda principal) y de la fracción entre 74 y 88 μ (moda secundaria) indica alta relación cuarzo/feldespatos, con predominio de plagioclasas ácidas entre los feldespatos, y muscovita y calcita como minoritarios. En la fracción 52-62 μ se detectó la presencia de cristobalita.

Loess del Pleistoceno Final - La columna estratigráfica del área de estudio finaliza con una unidad de apariencia loessica de espesor variable entre 1 y 2 m, correspondiente a L3 de la figura 4. Teniendo en cuenta el criterio de campo, se trata de un loess arenoso, de color marrón amarillento (10 YR 5/4) que forma perfiles verticales afectados en parte por disyunción columnar. El loess presenta una compacción levemente mayor que la de la Fm Teodelina infrayacente (especialmente en su parte inferior). La unidad loessica no tiene segregaciones de CaCO₃. Descansa en discordancia erosiva sobre la Fm Teodelina y está coronada en su techo por un suelo moderadamente desarrollado.

Los resultados granulométricos permitieron clasificar al sedimento como arena fina a muy fina limosa (56,6 % de la fracción > a 62 μm), con moda principal entre 74 y 88 μ y moda secundaria entre 53 y 62 μ. Dicha unidad loessica aparece en otras localidades de la cuenca, ubicadas a decenas de kilómetros de distancia de Teodelina. En una cantera ubicada a 2 km al NE de María Teresa, se describió el siguiente perfil, de arriba hacia abajo: 1,30 de la unidad loésica arenosa (arena muy fina a limo marrón amarillenta, friable, presentando disyunción vertical y no calcárea), coronada por un estrato (30 a 50 cm de espesor) de arena muy fina limosa, marrón grisáceo oscuro estructurado en bloques resistentes. Esta unidad se correlaciona tentativamente con el miembro superior de la Fm Tezanos Pinto, el cual fue depositado durante el período seco del Pleistoceno Tardío - Holoceno Temprano -14.000 y 8.000 años AP-, basado en dataciones por termoluminiscencia y C14 (Kröhling, 1999; Iriando, 1999). Hacia el norte, en el área central de la provincia de Santa Fe, esta formación es predominantemente limosa (Kröhling y Orfeo, 2002).

Formación San Gregorio – La Formación San Gregorio es una unidad formada por arena muy fina a fina, suelta, de color marrón amarillento, que constituye el cuerpo sedimentario de las dunas generadas durante el Holoceno superior, con validez para los campos de dunas de esa edad en la región pampeana (Iriando y Kröhling, 2007). El perfil tipo se ubica en el cruce del camino central San Gregorio – Cnia. Morgan con el camino a Christophersen; ambos intersectan una duna parabólica ubicada a 15 Km al este de la localidad de San Gregorio (34°20' lat. S y 62° long. O; 102 msnm). Se compone de un perfil aflorante de 3,90 m de altura y un sector perforado con barreno manual de 4,80 m.s.v.b. La descripción del perfil tipo es la siguiente, de abajo hacia arriba:

0,00 – Base no alcanzada en la perforación.

0,00-4,80 m – Arena muy fina a fina, suelta, marrón amarillenta, masiva.

4,80-8,30 m. – Arena muy fina a fina, suelta, color marrón amarillento, masiva en general, incluyendo sectores laminación plana discontinua difusa.

7,30-8,30 m – Arena similar a la anterior. Color marrón grisáceo debido a la evolución del suelo actual, que también resulta en un ligero aumento en la consolidación del depósito.

Un perfil accesorio de esta unidad sedimentaria fue levantado en la barranca de la costa sur de la laguna Ancalú, ubicada al este de San Gregorio. Allí la secuencia es la siguiente, de abajo hacia arriba:

Fm Teodelina (0,40 m de espesor aflorante),

Fm San Gregorio (de espesor variable entre 0,50 y 2 m; se halló una lasca de cuarzo en su interior).

Arena eólica depositada durante la Pequeña Edad de Hielo (formando una duna de 2,50 m de altura).

En el área de General Arenales (Buenos Aires) esta formación constituye un campo de dunas semejante al que aparece en el área de San Gregorio. En la parte baja de un perfil de 5,5 m de altura ubicado en el cuerpo de dichas dunas aparecen estructuras de disipación. Esta unidad sedimentaria corresponde a D2 en la columna sedimentaria general. Está expresada en el terreno con formas de colinas suaves y extendidas, fijadas por la vegetación, con depresiones cerradas frecuentemente ocupadas por lagunas. Correlaciona con la Formación San Guillermo (Iriando, 1990a) con una edad que varía entre 3,5 y 1,4 ka. Contiene restos de fauna actual sudamericana (*Lama glama guanicoe*, *Eudromia elegans*, *Lagostomus maximus*, *Ctenomys*).

Granulometría: La composición granulométrica de la Fm San Gregorio es arena muy fina que oscila entre pura y limosa, con contenido variable de limo que pasa gradualmente del 4% en la parte superior a 37% en el extremo inferior alcanzado (figura 7a). La moda se halla en la fracción entre 74 y 88 μ . En la figura 7b se observa que entre 125 y 74 μ se acumula el volumen dominante del sedimento, con predominio de limo grueso sobre limo medio.

Mineralogía: La mineralogía de la fracción modal (74-88 μ) de la Fm San Gregorio en su perfil tipo está integrada por: trizas vítreas (38.4 %), alteritas (26.1 %) y feldespatos (21.8 %), con cuarzo como componente secundario (9.3 %) –y 0.8 % de minerales indiferenciados-. La proporción de minerales pesados es significativa (3.8 %), debido a la contribución de minerales de procedencia serrana (granate y hornblenda, entre otros).

El vidrio volcánico se presenta en varias poblaciones, con distinto grado de alteración superficial y desgaste: a) Placas incoloras planas y subangulares frescas, algunas con microfenocristales (5.2 %). b) Placas incoloras devitrificadas en su parte central (2.8 %). c) Trizas incoloras devitrificadas a lo largo de canales y paredes de vacuolas; algunas con microlitos (17.8 %). d) Trizas totalmente alteradas subredondeadas a redondeadas (11.8 %). e) Vidrio de color castaño (0.8 %). Las poblaciones pertenecientes al grupo de los feldespatos son: a) Plagioclasas ácidas macladas, con hábito tabular y zonación; algunas con inclusiones minerales (6.9 %). b) Plagioclasas parcialmente alteradas, en granos subangulares a subredondeados (5.5 %). c) Microclino (0.3 %). d) Feldespatos indiferenciados no maclados, poco alterados (9.1 %). El cuarzo se presenta en granos ecuanes con inclusiones de minerales prismáticos; otros granos son de cuarzo policristalino. Bajo lupa binocular se observó que la mayor parte de los granos de cuarzo y feldespatos se encuentran esmerilados, con alta esfericidad y redondez intermedia.

La composición mineralógica de la formación se mantiene en forma relativamente homogénea en largas distancias de la región, como en General Arenales hacia el SE (70 km) y Canals hacia el NO (250 Km).

RÍOS Y CUENCAS SUPERFICIALES DE SANTA FE

Los ríos santafesinos y sus afluentes se dividen en alóctonos y autóctonos. Los primeros son el Paraná, el Salado y el Carcarañá; tienen sus cabeceras en zonas de montaña alejadas de la provincia y la mayor parte de sus cuencas fuera de ella. Los autóctonos, que forman verdaderas cuencas de llanura (denominadas aquí “subcuencas”), son los arroyos afluentes de aquellos y el Salado del Sur (o Salado de Buenos Aires), que ocupa prácticamente todo el Departamento

General López. Existen cuencas cerradas de distinto tamaño vinculadas a los Salados y al Carcarañá que incluyen lagunas, las mayores de las cuales son la de **Melincué y La Picasa**.

El río Salado

El Salado es uno de los grandes ríos argentinos. Tiene una longitud de más de 1500 kilómetros y una cuenca de 247.000 Km². Su alta cuenca está ubicada en el borde de la Puna catamarqueña y salteña, donde recibe el nombre de Guachipas-Las Conchas en los Valles Calchaquíes, donde presenta en su curso sucesivos fenómenos de captura por erosión retrocedente (Atlas total, 1982). En la confluencia con el río Lerma toma el nombre de Pasaje o Juramento y al entrar en la provincia de Santiago del Estero recibe el de Salado. Su caudal es considerable en el área de los nevados que bordean la Puna y aguas abajo los va perdiendo debido a embalses y otros aprovechamientos. En El Arenal la descarga promedio es de 20,8 m³/seg y aguas abajo, en Suncho Corral disminuye a 15,73 debido a los aprovechamientos del dique Los Figueroa. El río cruza varios bloques tectónicos en Salta y Santiago del Estero, que provocaron migraciones en su curso y una sucesión de pantanos y abanicos aluviales (Iriando, 2010).

El Salado entra en Santa Fe a la altura de Tostado y fluye con caudales modestos (a veces se corta completamente) en dirección sureste a lo largo de 120 kilómetros hasta confluir con el arroyo Golondrinas-Calchaquí, que le aporta la mayor parte del caudal de la baja cuenca. Ha desarrollado albardones a lo largo de todo su recorrido. En el tramo norte, en los últimos 30 Km de recorrido antes de la confluencia con el Calchaquí, los albardones tienen de 130 a 150 metros de ancho y 1 metro de altura o menos sobre la planicie circundante. Este elemento aísla completamente al cauce de la planicie, de manera tal que durante las inundaciones no hay conexión entre los mismos. En ciertos trechos aparece entre el albardón y el cauce otro albardón más pequeño, de pocos metros de ancho pero de altura similar al mayor, lo que sugiere que el albardón grande fue generado en un régimen distinto al actual.

En la zona de nacimiento del arroyo Saladillo, el cauce del Salado corre por una amplia superficie plana horizontal, bordeado por sus albardones pero si haber excavado valle. Aguas abajo, en el sector ya mencionado (unos 30 Km antes de doblar hacia el sur), existe una faja de 2 a 5 Km de ancho de tierras algo más altas junto a los albardones, que son probablemente antiguos derrames depositados durante las crecientes, cuando el agua desbordaba el albardón en algún punto y sedimentaba su carga afuera.

Al sur de la confluencia con el Calchaquí, el Salado fluye por una llanura aluvial bien definida de 130 kilómetros de longitud, con albardones más estrechos que los anteriores, interrumpidos por cárcavas que comunican el cauce con bañados. Una de las características principales del río en el tramo final norte-sur es la presencia de meandros abandonados. Hay meandros abandonados recientes, bien conservados, con curvatura, ancho y forma similares a los del cauce actual. Pueden verse otros, bastante disipados, finos y con curvas en ángulos agudos. En algunos sectores se detecta una generación de meandros aun más antiguos, casi completamente borrados por la sedimentación posterior, de amplio radio de curvatura y claramente mayores que los meandros actuales. De estas evidencias puede deducirse que el río corrió por la actual llanura aluvial bajo tres regímenes hidrológicos distintos: a) el más antiguo con mucha agua, b) el segundo en condiciones más secas que las actuales (cauce delgado, curvas angulosas) y finalmente c) con el régimen actual.

La edad de estos cambios de régimen hidrológico no ha sido establecida todavía. La hipótesis más probable es que el régimen “a)” corresponda al Máximo Medieval y el régimen hidrológico “b)” a la Pequeña Edad del Hielo (Iriondo y Kröhling, 1995). Otra posibilidad, menos probable, es que “a)” sea hypsithermal y “b)” Holoceno superior, entre 3500 y 1400 años antes del presente.

Las áreas bajas, pantanosas, que se encuentran en la llanura aluvial detrás de los albardones en el tramo sur, forman una sucesión de depresiones definidas, más o menos conectadas entre sí por canales incipientes, que en épocas de inundación transportan el agua de desborde paralelamente al cauce por trechos variables, hasta que se unen al mismo por alguna cárcava que corta el albardón.

Áreas de erosión generalizada – En la cuenca del Salado hay extensas áreas que están sufriendo erosión generalizada de tipo areal, debido a procesos hídricos. Se trata de un fenómeno que afecta a las capas superficiales del suelo, desde pocos centímetros de espesor hasta más de medio metro en casos extremos. Los mecanismos que producen la erosión son básicamente tres:

- 1) Flujo no encauzado. Las aguas de lluvia, antes de encauzarse en cañadas y arroyos, fluyen en la llanura formando un manto de algunos milímetros o centímetros de espesor. Ese manto tiene poder suficiente como para transportar sedimentos en suspensión y sales disueltas. Dicho mecanismo actúa principalmente en el sector sur de la cuenca, específicamente en la parte oriental de la subcuenca del Cululú y en la faja asociada directamente al Salado, donde se dan las mayores pendientes del sistema.

- 2) Flujo hipodérmico. En las áreas donde la Formación San Guillermo se superpone a arcillas palustres, la gran diferencia en permeabilidad y almacenamiento entre ambas unidades hace que el agua fluya lateralmente por la base de los limos de San Guillermo hacia las partes bajas en forma de “flujo hipodérmico”. Al aflorar el agua en alguna barranca o zanja de camino, se produce el desmoronamiento de la estructura del limo, el cual queda formando una “terracilla” de talud vertical en retroceso permanente. Este proceso de erosión es muy efectivo en el noroeste de la cuenca, donde el retroceso areal ya ha recorrido kilómetros, eliminando la capa fértil del suelo.
- 3) Crecientes extraordinarias de los cauces principales. La erosión se produce en este caso en las llanuras aluviales de los afluentes mayores. En las crecientes normales el cauce desborda y el agua fluye fuera del mismo a escasa velocidad, sin capacidad erosiva y depositando sedimentos. En las crecientes extraordinarias el volumen de agua es tan grande que la profundidad, velocidad y turbulencia del agua desbordada se asemejan a las del cauce, rompiéndose el equilibrio de la llanura aluvial y erodando en forma generalizada. Desde hace años, la construcción de canales de drenaje en las partes altas de las subcuencas produce crecientes muy concentradas en los colectores principales, transformándose así en “extraordinarias” casi todas las crecientes anuales. Los efectos más avanzados de este fenómeno se observan en el Cululú y en el San Antonio.

Exceptuando la región norte, todas las llanuras aluviales de la cuenca del río Salado están acompañadas por fajas de erosión generalizada. El arroyo Las Conchas tiene una faja de erosión de 6 a 7 kilómetros de ancho en la margen izquierda o otra de 2 a 5 Km de ancho en la margen derecha. El San Antonio presenta fajas más estrechas (entre 1,5 y 3 Km), excepto en la parte media de su subcuenca, donde pueden alcanzar los 6 kilómetros. La subcuenca del arroyo Cululú ha desarrollado fajas de erosión no solamente en el colector, sino también en casi todos los afluentes, especialmente en la zona de Providencia.

El río Salado está bordeado por fajas de erosión en su recorrido norte-sur. En general, miden de 3 a 5 kilómetros de ancho, aunque alcanzan hasta 6 Km en la desembocadura de Las Vizcacheras y en La Emilia (en el sur). Aguas abajo de Recreo desaparece la faja de erosión de la margen izquierda. Como característica general para toda la cuenca, la erosión areal produce la desaparición de la Formación San Guillermo, cuya granulometría y fábrica tienen gran sensibilidad a estos fenómenos.

Elementos geomorfológicos de origen eólico – Los procesos eólicos han influido considerablemente en la morfología de la cuenca del Salado y en la dinámica actual del agua

superficial. Se han generado en épocas de clima seco gran cantidad de hoyas de deflación y lunetas junto a algunas depresiones.

Hoyas de deflación. Son depresiones circulares, algunas elípticas, de escasa profundidad, excavadas por el viento durante un clima seco, semiárido, como los que se instalaron en la región entre 3500 y 1400 a. AP (Holoceno superior) y 800-200 a. AP (Pequeña Edad del Hielo). En regiones de clima seco y suelos arcillosos el viento no consigue erosionar directamente la superficie debido a la consolidación que sufren las arcillas al secarse. Las lluvias que esporádicamente caen en la región producen acumulación de agua en las partes deprimidas del paisaje. Al evaporarse el agua, la sal disuelta en ese líquido precipita y al formarse los cristales, rompen la cohesión de la arcilla. Se producen así fragmentos de tamaño variable, casi siempre entre 0,1 y 0,5 milímetros de diámetro, que son acarreados por el viento.

En los climas semiáridos el mecanismo efectivo de deflación no es el viento propiamente dicho, sino los remolinos que se forman en las horas más calientes del día durante el verano. Dichos remolinos se establecen y permanecen oscilando sobre las superficies libres de vegetación (que son precisamente las depresiones salinas), lo que está favorecido por la condición física llamada “diferencia de albedo”. Con el tiempo, la repetición de ese proceso produce depresiones circulares de escasa profundidad. En la cuenca del Salado tienen entre 200 y 300 metros de diámetro y 20 a 50 centímetros de profundidad (en la subcuenca del arroyo Las Conchas son de mayor tamaño, hasta 600 m de diámetro). La efectividad del “efecto de salina” en el origen de las hoyas de deflación en Santa Fe está apoyada en el hecho de que las áreas en que más abundan dichas geofomas son regiones de suelos salinos.

Las hoyas de deflación pueden ser numerosas en ciertas áreas, favorecen allí la evaporación directa y la evapotranspiración del agua de lluvia, modificando el patrón del balance hídrico.

Las lunetas. En las lagunas temporarias con climas secos el efecto salina es más importante. Durante las estaciones sin lluvia el lecho seco de la depresión se transforma en una capa de polvo suelto que puede alcanzar varios centímetros de espesor. El viento dominante lo arrastra hacia el borde de la misma, donde existe algo de vegetación arbustiva que actúa como una trampa de sedimentos, atrapando el polvo que se acumula paulatinamente. Con el tiempo se forma un terraplén en forma de media luna, que puede alcanzar dos metros de altura o aun más. Se los denomina “luneta” o “duna de arcilla”. Se han formado en el borde de algunas lagunas de la cuenca del Salado y en otras regiones de la provincia.

Elementos geomorfológicos de origen pedológico -Los procesos pedogenéticos propiamente dichos están poco desarrollados en la cuenca del Salado debido al predominio de climas secos y semiáridos durante la sedimentación del loess y épocas posteriores. El clima húmedo actual todavía no ha actuado el tiempo suficiente como para producir en el paisaje efectos relevantes de origen pedogenético. Una excepción de esto está constituida por las áreas con eflorescencias salinas.

Áreas con eflorescencias salinas – Son zonas caracterizadas por la presencia de costras de sal en la superficie. Las costras se originan en el movimiento vertical del agua en el suelo: al evaporarse la humedad de la superficie, la humedad localizada en los poros del suelo asciende arrastrando las sales disueltas, que cristalizan al secarse el terreno.

En la cuenca hay numerosas áreas con eflorescencias salinas. En la margen derecha del Saladillo se encuentra una extensa zona de 40 Km de largo por 25 Km de ancho y más al oeste otra de más de 20 Km de largo en el área donde las cañadas de la región de Ceres alcanzan la depresión del Saladillo. En la zona de San Cristóbal las eflorescencias salinas están diseminadas en una superficie irregular de más de 50 kilómetros de lado. En la subcuenca del arroyo Cululú, al este de Rafaela, se extiende un área salina de forma rectangular, con 30 Km de longitud norte-sur y 10 a 15 Km de ancho. La importancia hidrológica de estas áreas es realmente grande. Ellas proveen la mayor parte de las sales disueltas a los afluentes y al río Salado; son las responsables de la salinidad del sistema.

El Salado desemboca en el Paraná junto a la ciudad de Santa Fe, con un caudal medio anual de 137 m³/seg, con máximo en mayo (196 m³/seg) y mínimo en octubre (96,1 m³/seg) (Giacosa et al., 2000).

Subcuencas del río Salado

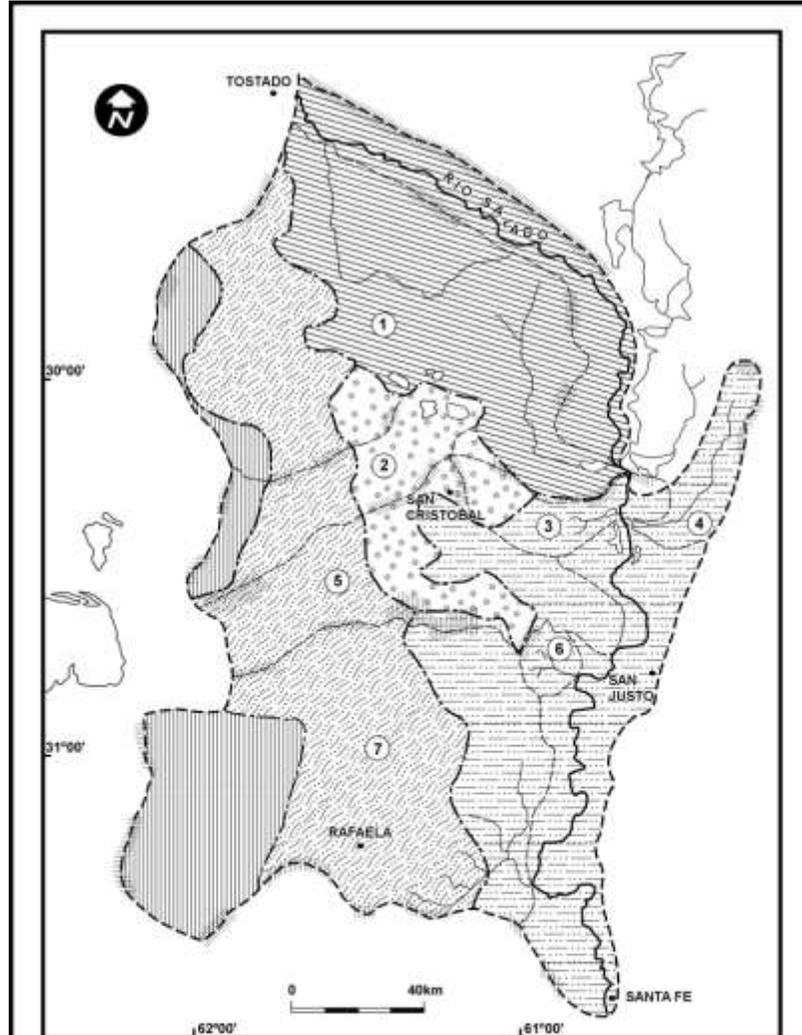
La cuenca del Salado en Santa Fe está formada por dos partes desiguales; en su margen derecha comprende a los Bajos Submeridionales y a la Cuña Boscosa, y recibe los aportes de agua de inundación no encauzada de aquellos y del arroyo Golondrinas (un paleocauce del Paraná).

Al torcer al sur, después de la confluencia con el Golondrinas, la cuenca se torna fuertemente asimétrica. En la margen derecha se extiende entre 100 y 130 kilómetros, con desarrollo de varias subcuencas importantes, de orientación general oeste-este: Saladillo, Las Conchas, Las Vizcacheras, San Antonio, Arizmendi, Cululú (Fig. 8). En la margen izquierda,

la cuenca está reducida a una faja de 5 a 15 Km de ancho (raramente alcanza los 20 Km) y sin cauces afluentes, excepto el arroyo Pantanoso cuya subcuenca se extiende hacia el norte. La mayor parte de las subcuencas se han generado a partir de la erosión retrocedente producida en cauces abandonados del río. El Salado ha cambiado varias veces de cauce en Santa Fe mediante el mecanismo llamado “avulsión”, lo que significa que el cauce abandona un trecho de varios o muchos kilómetros de longitud en un solo episodio y toma por otra línea. Este ha sido el mecanismo principal de migración del Salado, pues la estrangulación y abandono de meandros individuales es bastante reducida en todo el recorrido y la deriva lateral por erosión y sedimentación es muy poco importante.

Además de los paleocauces que desarrollaron subcuencas propias, existen otros, casi todos en la margen derecha del cauce actual. Aguas debajo de Tostado aparecen dos de ellos, en la margen izquierda y paralelos al mismo; están bien conservados, lo que significa una edad reciente para ellos. 20 kilómetros aguas abajo diverge del cauce actual el arroyo Saladillo, que es recargado por el río durante las crecientes importantes. La sur de la confluencia con el Calchaquí los paleocauces observados son más antiguos; están cubiertos por el loess de Tezanos Pinto y se los detecta solamente mediante el mapeo detallado de hoyas de deflación alineadas. Entre los arroyos Las Vizcacheras y San Antonio existe una serie de meandros enterrados que se extienden unos 20 kilómetros en dirección sudoeste desde la actual llanura aluvial. Estimamos que es una faja del río de edad EI3 (entre 56.000 y 36.000 años antes del Presente), cuando existió en la llanura argentina un clima más húmedo y cálido que el actual. Dicha faja tiene buen potencial para agua subterránea de baja salinidad.

Hacia el este existen paleocauces en la zona de Marcelino Escalada y Ramayón. Más hacia el sur, cerca de Nelson, se detectó otro cauce enterrado; hay otros fragmentos de meandros dispersos en la cuenca. En general, se encuentran en una faja de 10 a 15 kilómetros a cada lado de la llanura aluvial actual (entre la confluencia del Calchaquí y la desembocadura en el Paraná); aparentemente esa fue la amplitud de divagación del río. Los meandros enterrados son semejantes entre sí en sus radios de curvatura y anchos de cauce, por lo que se asume que pertenecen a una única fase de divagación. Estos paleocauces ofrecen gran interés como posibles reservorios locales de agua subterránea de calidad aceptable.



REFERENCIAS

- | | | | |
|---|---------------------------------|--|---------------------------------|
| ① | SUBCUENCA SALADILLO-LAS CONCHAS | | DIVISORIA CUENCA Y SUBCUENCA |
| ② | SUBCUENCA PALOS NEGROS-CABRAL | | DIVISORIA NO DEFINIDA |
| ③ | SUBCUENCA LAS VIZCACHERAS | | LIMITE UNIDADES GEOMORFOLOGICAS |
| ④ | SUBCUENCA PANTANOSO | | COMPLEJO FLUVIAL DEL NORTE |
| ⑤ | SUBCUENCA SAN ANTONIO | | FAJA ELEVADA OCCIDENTAL |
| ⑥ | SUBCUENCA ARIZMENDI | | FAJA DE CAÑADAS SUBPARALELAS |
| ⑦ | SUBCUENCA CULULU | | AREA DE HOYAS DE DEFLACION |
| | | | AREA DE VALLES FLUVIALES |

Fig. 12 – Subcuencas del río Salado en la provincia de Santa Fe.

La subcuenca Saladillo-Las Conchas es una de las dos mayores, con aproximadamente 145 Km de largo en sentido oeste-este y 100 Km de ancho máximo en la zona de Ceres. En la parte norte presenta una gran área deprimida en la margen izquierda del Saladillo. Este curso de agua nace en los desbordes del Salado cerca de la localidad de Logroño y recibe los aportes principalmente de la margen derecha, encauzados por una serie de cañadas de rumbo SO-NE que drenan desde la zona de Ceres y Arrufó. Aguas debajo de esa área el Saladillo tiene zonas bajas de difícil avenamiento, en un ancho de 5 a 15 Km, terminando en una amplia zona inundable de 15 Km de largo por 10 Km de ancho que da origen al arroyo Las Conchas. Este arroyo recorre un área alta, posee un valle bien definido y afluentes con red fluvial integrada. Sólo se observan dificultades de avenamiento en la desembocadura del arroyo en el Salado, donde el albardón del río funciona como dique de contención de las aguas.

La subcuenca de las lagunas Palos Negros y Cabral forma una faja rectangular de aproximadamente 80 Km de largo por 20 Km de ancho, de dirección SO-NE. Está caracterizada por una serie de cañadas paralelas que conducen el agua a una zona de drenaje difícil, donde se encuentran ambas lagunas. También se encuentran en la misma depresión las lagunas La Verde y El Dentado, algo menores. Son de forma redondeada y están acompañadas por lunetas. El origen de estas lagunas es tectónico, la fractura este-oeste que corre por la confluencia Salado-Calchaquí las limita hacia el sur. La laguna Cabral está vinculada con la Verde mediante una depresión de 2 a 3 Km de ancho rellena con depósitos lacustres, que sigue rumbo al norte hasta conectarse con el Saladillo. La depresión formaba el lecho de un lago hoy parcialmente colmatado, cuyos restos son esas lagunas. La laguna Palos Negros está desconectada de la Cabral y su nivel es por lo menos 2,50 metros más alto; también tiene depósitos lacustres asociados. El Dentado también tiene un área de depósitos lacustres asociados.

Este sistema funciona como una cuenca cerrada hasta un cierto nivel de acumulación del agua. Por encima de ese nivel, el agua atraviesa un umbral cercano a la laguna Palos Negros y a través de la laguna La Verde se comunica con el arroyo Las Conchas. Las lagunas

(incluyendo la del Dentado) muy probablemente sean importantes áreas de control del agua subterránea de esa región. Las canalizaciones han alterado considerablemente a esta subcuenca. La edad de este complejo lagunar es probablemente pleistocena, pues se trata de cuerpos de agua limnológicamente evolucionados.

Otro tipo de lagunas permanentes son las que se encuentran en la llanura aluvial del Salado. La más importante de ellas es La Blanca, de forma triangular, limitada en dos de sus lados por las barrancas de la llanura aluvial y en el tercero por el albardón del río. Su funcionamiento depende de las crecientes del arroyo Calchaquí, que controlan su nivel. El principal tema a dilucidar con respecto a estas lagunas es su relación con las aguas subterráneas.

La subcuenca del arroyo Las Vizcacheras es pequeña, de 50 Km de longitud por 10 a 15 Km de ancho. Tiene en sus cabeceras una zona divisoria indefinida de más de 100 Km² en el área de hoyas de deflación. El resto de la subcuenca está formada por un bloque basculado con hundimiento hacia el sur, que determina una completa asimetría de la misma, con el colector fluyendo por el borde sur y una amplia zona anegadiza en la margen izquierda. El trecho final del arroyo Las Vizcacheras presenta unos 10 Km de valle bien definido y la zona de la desembocadura ensanchada, endicada por el albardón del Salado.

La subcuenca del arroyo San Antonio es de considerable longitud en sentido oeste-este (aproximadamente 120 kilómetros) y de ancho bastante irregular, entre 15 y 50 Km. Sus divisorias presentan considerable indefinición, principalmente en el sector correspondiente al Área de Hoyas de Deflación. La parte alta de la subcuenca está dominada por cañadas subparalelas de dirección SO-NE, que llegan en el sector central al Área de Hoyas de Deflación y a la red fluvial propiamente dicha. El valle del San Antonio está bien desarrollado, con bordes recortados y amplios depósitos aluviales, aunque la red de afluentes menores está poco desarrollada y hay grandes áreas de drenaje difícil. En su trecho final de 25 Km el arroyo se encajona en un valle angosto y desemboca en el Salado sin impedimentos en su desembocadura.

La subcuenca del arroyo Arizmendi es pequeña, de 28 m de largo por 25 Km de ancho máximo. Está bien definida y no tiene drenaje difícil fuera de la red fluvial. El valle aluvial es desproporcionadamente ancho y bien desarrollado para la cuenca del arroyo. El albardón del Salado retarda el flujo en la desembocadura.

La subcuenca del arroyo Cululú es la mayor de todas y está ubicada en la Pampa Norte (las demás pertenecen al Chaco Austral), con 130 Km de longitud oeste-este y 100 Km de ancho, abarcando una superficie de 6834 Km². Su morfología está claramente controlada por lineamientos tectónicos de orientación norte-sur y este-oeste. Las cabeceras se encuentran en la provincia de Córdoba, de San Francisco hacia el norte, en un área plana con pendientes poco definidas y declive general muy suave hacia el este, con cañadas de rumbo oeste-este. La pendiente general de ese trecho es de 12 a 15 cm/Km. A la altura de Rafaela aparece una faja norte-sur de 7 a 15 kilómetros de ancho y pendiente de 0,60 a 4,50 m/Km. Hacia el este continúa otra superficie de 25 Km de ancho y pendiente muy baja (25 cm/Km), para alcanzar finalmente la depresión asociada al río con pendiente mayor. El sistema de escalones es bastante claro en el sur y centro de la subcuenca, hasta la latitud de Sunchales. Al norte de allí la morfología es similar a la de los arroyos San Antonio y Arizmendi.

La subcuenca del arroyo Pantanoso es la única de importancia en la margen izquierda del Salado aguas debajo de la confluencia con el Golondrinas. Se extiende con forma elíptica en dirección norte-sur paralelamente a la subcuenca de la laguna Blanca. Tiene 50 Km de longitud y 18 Km de ancho. En las cabeceras existe una zona de indefinición de casi 20 Km de largo por 5 Km de ancho en la divisoria con el Bajo de los Saladillos. El arroyo Pantanoso posee una red de afluentes bien desarrollada y un valle aluvial claramente definido, de 500 a 800 m de ancho. En el último tramo de 10 Km el arroyo se encajona, no forma depósitos aluviales y desemboca en el Salado sin impedimentos.

Existen algunas áreas que drenan directamente en el río Salado, ya sea por escurrimiento no encauzado o mediante pequeños cauces. En el norte hay una faja de 5 a 15 Km de ancho vinculada directamente al río, o más específicamente a la llanura aluvial, ya que la altura del albardón impide que las aguas locales lleguen al cauce.

Cuencas cerradas - Hay tres cuencas cerradas, que se extienden sobre sendos bloques tectónicos hundidos, en el área de la cuenca del Salado en Santa Fe. Son la de Morteros, Josefina y Zenón Pereyra. Tienen escasa profundidad y estuvieron ocupadas originalmente por pantanos no permanentes; actualmente tienen drenajes artificiales y no se perciben fácilmente en el campo.

Cuenca cerrada de Morteros – Es de forma groseramente cuadrangular, de unos 25 kilómetros de lado. De este a oeste se extiende desde Colonia San Pedro hasta cerca de la laguna Mar Chiquita. Hacia el sur llega casi hasta Suardi, donde limita con la fractura Suardi-Sunchales. Tiene 3 a 4 metros de profundidad. Su parte central es un plano inclinado hacia el

sur. Salvo en épocas de lluvias excepcionales, toda el agua caída infiltra hacia la freática a través de sedimentos permeables Formaciones San Guillermo y Tezanos Pinto).

Cuenca cerrada de Josefina – Está ubicada dentro de la subcuenca del Cululú, entre las localidades de Josefina y Santa Clara de Saguier. Mide aproximadamente 18 Km de largo de norte a sur por 10 Km en dirección este-oeste. Está surcada ahora por tres cañadas, desconectadas ahora del sistema del Cululú por un umbral ubicado en el borde oriental de la cuenca cerrada. Tiene una profundidad aproximada de 2 metros.

Cuenca cerrada de Zenón Pereyra – Es de forma alargada. Mide 15 Km de largo en dirección norte-sur por 6 Km de ancho. Se extiende entre las localidades de Zenón Pereira y Estación Clucellas. Tiene el mismo control estructural que la depresión de Josefina. En su interior aparecen unas pocas cañadas aisladas; su profundidad oscila entre 1,50 y 2 metros.

Condiciones de borde entre subcuencas – Como resultado de un mapeo específico, se pudo determinar que las divisorias entre las diferentes subcuencas del río Salado no son simples, sino que presentan varias características particulares bastante importantes. Las mismas deben ser tenidas en cuenta en el enfoque hidrológico, ya sea para desarrollar modelos, canales de drenaje o estadísticas de infiltración. Una breve descripción de los casos principales es la siguiente

Divisoria Salado-Calchaquí – Es una faja plana, algo elevada, de 2 a 6 Km de ancho, de dirección NO-SE paralela al Salado. Separa dos depresiones, una de ellas asociada al Salado y la otra perteneciente a la cuenca del Calchaquí. Se trata de una superficie casi completamente horizontal y probablemente no tenga más de 40 a 50 cm de altura sobre las depresiones. En crecientes importantes, como la del invierno de 1981, el nivel del agua sobrepasa la divisoria.

Divisoria Salado-Saladillo – Tiene dos zonas indefinidas, de 6 a 7 Km de ancho en ambos casos. Una de ellas se encuentra inmediatamente aguas debajo del nacimiento del Saladillo y la otra aguas arriba de la Ruta 13. Están formadas por antiguos derrames del Salado y sobresalen por encima de las depresiones, que pertenecen a la subcuenca del Saladillo. Ambas áreas están separadas por un trecho de divisoria bien definida de 10 Km de longitud, constituida por el albardón del Salado.

Divisoria Saladillo-Palos Negros – La divisoria natural Saladillo-Palos Negros era naturalmente indefinida en un ancho de varios kilómetros. Posteriormente se construyó el

Canal Principal No. 3 de la Dirección de Hidráulica precisamente por la divisoria, alterándose el sistema fluvial. De todas maneras, el drenaje local de la antigua faja divisoria es difícil.

Divisoria Las Vizcacheras-San Antonio-Las Conchas – Forma una gran zona irregular, de avenamiento indefinido, al norte y al este de San Cristóbal. Tiene aproximadamente 25 Km de largo y un ancho variable, de 2 a 10 Km. Se trata de una superficie de pendiente general hacia el este, con valores de aproximadamente 50 cm/Km, aunque con microrrelieve dominante, debido a la presencia de gran cantidad de hoyas de deflación.

Divisoria Las Conchas-Las Vizcacheras – En la zona cercana a la desembocadura hay una superficie residual similar a la descrita anteriormente, de aproximadamente 20 Km de largo por 3 a 4 Km de ancho.

Divisoria San Antonio-Cululú – Entre las localidades de Constanza y Elisa se extiende una zona de pendiente poco definida, con hoyas de deflación y otras depresiones cerradas que configuran un mesorrelieve independiente de la pendiente regional. Dicha pendiente regional es muy suave y tiene dirección general hacia el este. El área tiene una longitud de 25 a 30 Km y 5 a 7 Km de ancho. La zona indefinida alcanza hasta las cabeceras del arroyo Arizmendi.

Borde sur de la subcuenca del arroyo Cululú – La mayor parte del borde sur de esta subcuenca está indefinido en un ancho de 3 a 6 kilómetros. La naturaleza de esta divisoria areal ya fue explicada anteriormente: no se trata de un área de drenaje difícil ni con mesorrelieve superpuesto que altere la pendiente regional, sino una pendiente homogénea que no pertenece a ninguna de las dos cuencas adyacentes.

Divisoria entre las cuencas del río Salado y la laguna Mar Chiquita – El borde occidental de la cuenca del Salado se extiende a lo largo de aproximadamente 300 kilómetros. Se trata de una divisoria de características complejas, con una larga historia de procesos tectónicos, hídricos y eólicos que lo fueron modificando en forma sucesiva o simultánea. Actualmente presenta las siguientes características principales:

- a) Tramos de divisorias definidas. Son tramos en los cuales se puede trazar sobre el terreno el límite de cuenca sin mayores dudas.
- b) Áreas indefinidas. Se trata de áreas altas y planas, muy homogéneas, sin cañadas ni otro tipo de irregularidades. Están formadas por loess pleistoceno, cubierto por 0,50 a 1 metro de limos de la Fm. San Guillermo (Holoceno), es decir, dos formaciones

geológicas de alta permeabilidad, por lo que el agua no se estanca en la superficie del terreno sino sino que se infiltra rápidamente.

- c) Cuencas cerradas. Sin duda por efecto de tectonismo reciente, en el oeste de la cuenca del Salado se han formado cuencas cerradas de extensión considerable.

Geoquímica

El Salado está caracterizado por transportar una alta concentración de sales disueltas. Los valores absolutos de estas concentraciones son altamente variables; aunque se observa una tendencia a la dilución desde que entra a la provincia de Santa Fe (cerca de Tostado) hasta la desembocadura en Cuatro Bocas. De acuerdo a datos aportados por Gollán y Lachaga (1939) la salinidad total disminuye hasta un tercio. Básicamente, el agua es clorurada/sódica, con un considerable porcentaje de sulfatos; los contenidos de calcio y de bicarbonato son sorprendentemente bajos. En la parte alta, donde fluye de noroeste a sureste (antes de confluir con el Golondrinas-Calchaquí) se saliniza fuertemente, hasta llegar a formar pequeñas salinas. Las cuatro lagunas permanentes: El Dientudo, Palos Negros, La Cabral y La Verde se alimentan de surgencia del agua de lluvia local; su composición es bicarbonatada/sódica.

La composición química de las sales disueltas del río Salado es variable; en épocas de creciente la concentración es menor. Además se va diluyendo su carga desde que entra en la provincia hasta que desemboca en Santa Fe. Datos de Gollán y Lachaga (1939) muestran la tendencia claramente:

En Logroño				En S. Justo/S. Cristóbal			
Si	45	Cl	4438	Si	90	Cl	3380
Ca	99	SO4	3789	Ca	70	SO4	1497
Na/K	3935	CO3H	190	Na/K	2995	CO3H	500

Las cuatro lagunas permanentes: El Dientudo, Palos Negros, La Cabral y La Verde se alimentan de surgencia del agua de lluvia local; su composición es bicarbonatada/sódica.

El río Paraná

El Paraná es uno de los grandes ríos del mundo. Drena una cuenca de tamaño continental formada por varias regiones diferentes, y en algunos casos contrastantes. Dichas regiones cubren áreas de cientos de miles de kilómetros cuadrados de extensión. El segmento del río que forma parte de la provincia de Santa Fe es el llamado “Paraná Medio” que resulta una especie de síntesis de una gran cuenca de 2.600.000 a 2.800.000 Km² (de acuerdo a los diferentes criterios que se usan al medirla), que incluye una diversidad de selvas, montañas, desiertos, sabanas y pampas. La red hidrográfica del Paraná puede ser considerada como una gran máquina natural de tamaño continental que colecta, modifica y transporta agua, nutrientes y sedimentos desde latitudes tropicales de Sudamérica hasta las latitudes frías del océano Atlántico Sur. Todo esto circula a lo largo de la provincia de Santa Fe.

En síntesis, la cuenca del Paraná está compuesta por seis grandes provincias geológicas (Iriondo y Paira, 2007). El Escudo Brasileño está formado por gneisses y otras rocas metamórficas y granitos muy antiguos, de edad proterozoica, cubiertas por tierras rojas; es una fuente de arena curzosa y caolinita. La Cordillera de los Andes forma el sector occidental de la cuenca; predominan en ella rocas sedimentarias de grano fino y provee la mayor parte de los sedimentos finos transportados en suspensión. La Región Jurásico-cretácica del Alto Paraná es una de las mayores; está formada por basaltos y areniscas mesozoicas cubiertas por loess tropical, que proveen arena cuarzosa y arcillas (caolinita y montmorillonita) al río. La Llanura Chaco-pampeana es la región más extensa de la cuenca; está compuesta por sedimentos cuaternarios, principalmente arena fina, limo e illita y su principal contribución al río son las sales disueltas que llegan por afluentes e infiltración. Las Planicies Orientales, comprenden gran parte de la Mesopotamia y sur del Paraguay, junto con el pantanal del Mato Grosso; están formadas por sedimentos cuaternarios que proveen montmorillonita y arena cuarzosa al Paraná.

La llanura aluvial actual del Paraná (de la cual más de la mitad se encuentra en la provincia de Santa Fe) es una amplia faja recorrida por el cauce principal del río y brazos menores permanentes, riachos temporarios y gran cantidad de lagunas, bañados y pantanos (Iriondo, 1991). El cauce principal fluye a lo largo de la barranca izquierda en casi todo el recorrido. A lo largo de toda la llanura se observan importantes corrientes menores junto a la margen derecha, conectadas por medio de riachos transversales con el cauce principal, del cual reciben la mayor parte de su caudal. La descarga media anual del río está en el orden de los 18.000 m³/seg, con máximos extremos que llegan a 65.000 m³/seg. El caudal sólido está

compuesto por 200 millones de toneladas anuales de sedimento fino en suspensión (limo y arcilla) y 5 a 15 millones de toneladas anuales de arena fina cuarzosa transportada en arrastre.

La descarga de agua está dominada por los aportes que se producen aguas arriba, fuera del territorio argentino (Giacosa et al., 2000). La causa principal del caudal del río son las lluvias producidas en el Alto Paraná, río Paraguay y río Iguazú. Ingresa al Paraná Medio con un caudal del propio Alto Paraná (12.400 m³/seg en Posadas) y Paraguay (3.800 m³/seg en Puerto Bermejo). El ingreso del Bermejo por la margen derecha del río Paraguay le aporta la mayor parte del sedimento en suspensión que transporta hacia el mar. Se estima que a lo largo de la llanura aluvial debajo de Confluencia el Paraná recibe unos 1.000 m³/seg de agua en promedio anual. Los aportes son los siguientes:

Afluentes de la margen derecha (caudal en m³/seg)

Tapenagá.....	18
Los Amores.....	27
El Rey.....	31
Malabrigo.....	15
Saladillo Dulce.....	9
Saladillo Amargo.....	17
Salado.....	137
Carcarañá.....	72

Afluentes de la margen izquierda (caudal en m³/seg)

Santa Lucía.....	66
Corriente.....	274
Guayquiraró.....	25
Feliciano.....	43

Los caudales del Paraná se miden regularmente desde hace cerca de cien años. La curva hidrométrica (de los niveles del agua) muestra un interesante comportamiento, según Giacosa y colaboradores:

Los caudales máximos aparecen en febrero y los mínimos en septiembre. Los valores medios de máximos y mínimos fueron 22.000 m³/seg y 14.000 m³/seg aproximadamente.

Los valores extremos para el período 1904-1997 fueron calculados en 38.726 y 9.575 m³/seg respectivamente según modelos matemáticos. No obstante, en la gran crecida 1982/83 se midieron caudales de más de 60.000 m³/seg en Corrientes.

Desde el comienzo del siglo XX hasta los años 30 los caudales anuales se mantienen (con altibajos) alrededor del valor medio, con una leve tendencia positiva.

Entre la década de 1930 y la década de 1970 ocurren los caudales más bajos de todo el siglo, incluso con una tendencia negativa.

A partir de 1970 aparecen los caudales mayores de todo el registro, coincidiendo con el cambio climático registrado en todo el sureste de Sudamérica.

El comportamiento del río Paraguay fue algo diferente: Los caudales se mantuvieron sin variaciones mayores (aunque con diferencias anuales) entre 1910 y 1970, cuando aumentan considerablemente hasta la actualidad.

Existen datos aislados de cronistas de tiempos coloniales que indican un río Paraná menos caudaloso. Por ejemplo, Parra refiere que cerca de 1750 se produjo una bajante tan grande del río que tuvo que viajar de Corrientes a Santa Fe “en un botecillo” porque no había profundidad para los lanchones de esa época (que calaban poco más de un metro).

De acuerdo a Popolizio (en conferencias) la mayor crecida del Paraná se habría producido en el año 1812.

Las crecientes e inundaciones – Dadas las características geográficas de la provincia de Santa Fe y regiones vecinas, las crecidas del Paraná representan un tema crítico en aspectos económicos y sociales. Los aspectos destacados de este fenómeno son los siguientes (Paoli y Cacik, 2000):

Hay dos tipos de crecidas. A) Aquellas de subida rápida, “empuntadas”, generalmente con un pico importante y de corta duración; el volumen de agua es comparativamente pequeño. Caso típico: la crecida de 1905. B) aquellas de mayor volumen y duración, con subidas más lentas; suelen tener dos o más picos importantes, que aparecen sucesivamente. Caso típico: la crecida de 1982.

Las subidas más violentas corresponden a gradientes superiores a los mil metros cúbicos por segundo cada día, mientras que las suaves presentan aumentos promedio de 250 a 300 m³/seg.día.

Las bajantes son siempre menos pronunciadas, entre 300 y 600 M³/seg.día.

En dos de cada tres años ocurren crecidas que alcanzan proporciones tales que se producen daños.

La ocurrencia de crecidas que causan daños apreciables es en promedio de una cada diez años.

Las mayores crecidas de los últimos doscientos años ocurrieron en 1812, 1858, 1878, 1905, 1966 y 1982.

Existen noticias históricas de grandes crecidas anteriores: en 1612 y 1748.

Las mayores crecidas se producen cuando ocurren aportes simultáneos de dos o más subcuencas grandes del Alto Paraná.

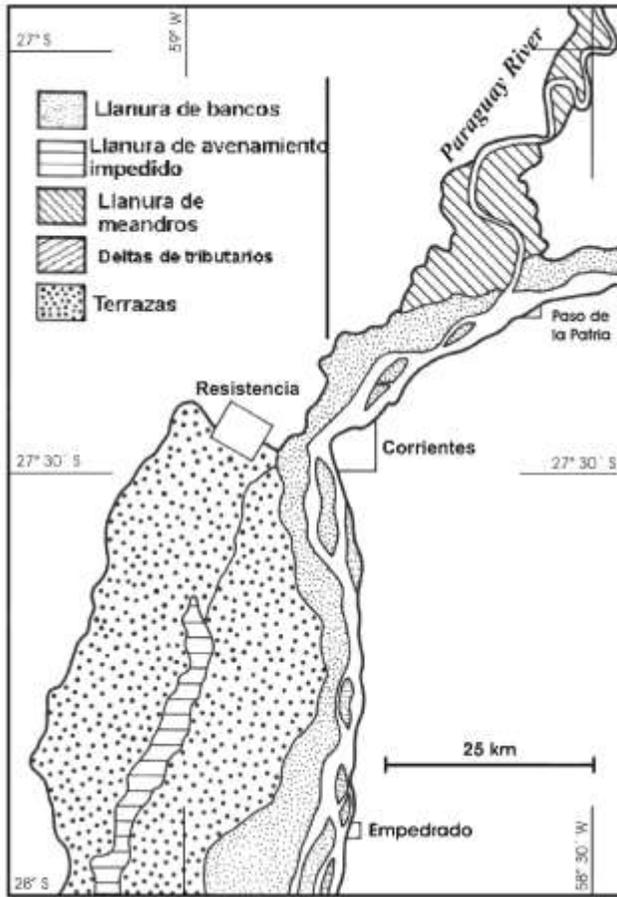
El Paraná tiene dos crecidas en el año: la mayor en febrero y la menor en junio, esta última debida a la influencia del río Paraguay.

Durante la fase “seca” del Paraná, entre 1940 y 1970, la disminución del caudal se debió fundamentalmente a la marcada disminución de la creciente menor de junio.

Sedimentos - Se puede observar actividad tectónica holocena y probablemente actual dentro de la llanura aluvial. Los cambios de ubicación del cauce, junto con los cambios hidrológicos combinados a aquella han producido un complejo paisaje fluvial. Sin embargo, existen solamente cuatro facies sedimentarias de primer orden en los depósitos de la llanura: facies de

cauce (arena fina), facies de albardón (arena limo-arcillosa), de laguna (limo oscuro con materia orgánica) y de duna eólica (arena marrón).

Forma general – La llanura aluvial del Paraná tiene unos 900 kilómetros de longitud, desde la ciudad de Posadas hasta la latitud de 33°S, algo al sur de Rosario, donde limita transicionalmente con el complejo litoral denominado (algo incorrectamente) “delta del Paraná”. La descripción tradicional en la literatura de la región la define con comienzo en la confluencia entre los ríos Paraguay y Paraná, frente a la ciudad de Corrientes (300 Km aguas debajo de Posadas) y la denomina “Paraná Medio”. Su dirección general es norte-sur; en su recorrido atraviesa en forma perpendicular o diagonal a varios bloques tectónicos, lo que produce la aparición de segmentos con distintas orientaciones y pendientes longitudinales variables. El ancho de este sistema es variable (debido a las mismas causas estructurales); el valor típico es de unos 20 kilómetros, con extremos en 8 y 45 Km (Iriando, 1991).



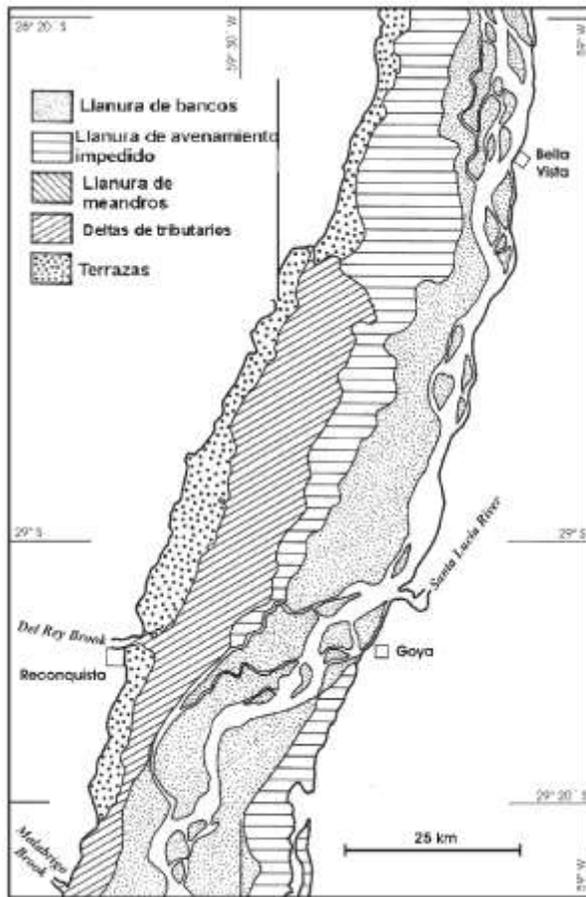


Fig. 13 – Mapa geomorfológico de la llanura aluvial del río Paraná.

La barranca – La barranca izquierda de la llanura aluvial tiene 900 kilómetros de longitud y 30 a 50 metros de altura; se extiende también aguas abajo frente al complejo litoral por más de 100 Km. Está compuesta por varias formaciones geológicas superpuestas, principalmente las formaciones Paraná, Ituzaingó y Hernandarias. Su mecanismo natural de retroceso son los movimientos en masa de deslizamientos, la erosión por carcavamiento también ocurre en menor medida. La barranca de la margen derecha, en territorio santafesino, es considerablemente más baja hasta la ciudad de Santa Fe; aguas debajo de ese punto aumenta paulatinamente en altura hasta alcanzar los 40 a 50 metros en el límite con la provincia de Buenos Aires. Está formada por depósitos cuaternarios pampeanos, considerablemente resistentes a la erosión, que forman taludes casi verticales. Está labrada en las formaciones

Rosario, Puerto San Martín y Tezanos Pinto (Iriando, 2010). El retroceso de esta barranca se produce por socavamiento de su base.

El cauce – El cauce del río Paraná presenta un diseño típicamente trezado/anastomosado. Forma una sucesión de trechos ensanchados, en los cuales se divide en varios brazos, con bancos de arena e islas continuamente erosionados y depositados por los brazos divagantes. Dichos trechos ensanchados están separados por “estrangulamientos” cortos y bien definidos, ubicados en fracturas transversales, donde el río fluye por un solo cauce. Los estrangulamientos son secciones planimétricamente estables que no han sufrido modificaciones en su ubicación desde hace por lo menos cien años. Tienen, por otro lado, importantes modificaciones en profundidad: las grandes crecientes profundizan el lecho varios metros, y se produce un paulatino relleno en años normales (Drago, 1979). El ancho del cauce en estos trechos oscila entre 0,50 y 2,50 metros y la profundidad varía de 15 a 30 metros, claramente por debajo del nivel del mar. Los trechos ensanchados miden de 20 a 30 kilómetros de largo y 4 a 8 kilómetros de ancho, incluyendo islas y bancos de arena. Los cauces propiamente dichos totalizan de 2 a 5 Km de ancho; su profundidad típica oscila entre 5 y 10 metros (ver también Ramonell et al, 2000).

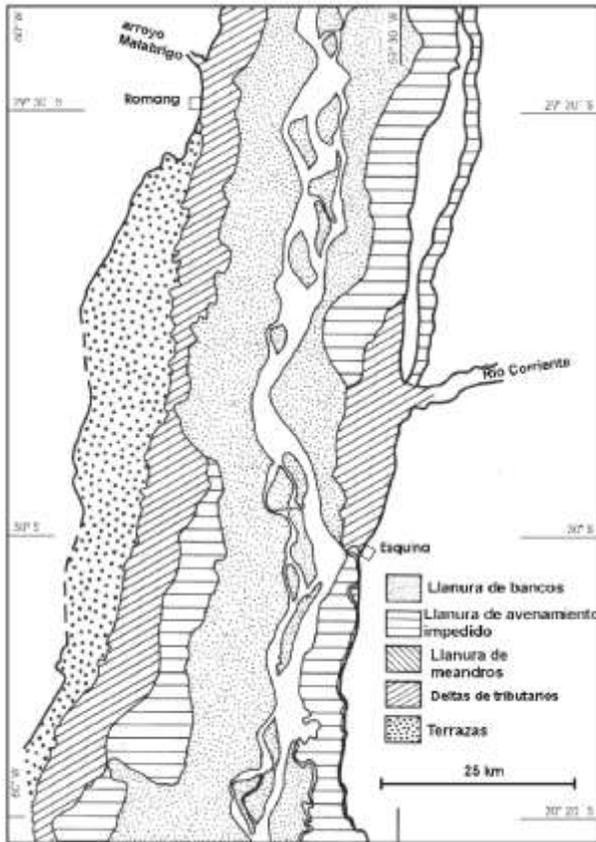


Fig. 13 – Mapa geomorfológico de la llanura aluvial del río Paraná.

Las fajas de bancos y meandros actuales – Una faja de arena fina, compuesta por bancos de forma groseramente elíptica acompaña al cauce a lo largo de toda la llanura aluvial. Está compuesta por arena fina bien seleccionada y ha sido depositada por el cauce en la fase hidrológica actual. Está sometida a una dinámica permanente de sedimentación y erosión. Mide entre 2 y 7 Km de ancho. A lo largo de la margen derecha de la llanura aluvial, alejada del cauce principal, fluye un cauce secundario activo de tipo meándrico, que desarrolla amplias llanuras de meandro en ciertos trechos. Ese cauce recibe varios nombres a lo largo de su recorrido: San Javier, Colastiné, Coronda, etc. La mayor llanura de meandros es la del Colastiné; se encuentra al norte de la ciudad de Santa Fe, mide más de 60 Km de longitud por 6 a 8 Km de ancho (Iriondo, 2007). Esta unidad geomorfológica y sedimentaria está constituida por arena limosa fina.

Los bancos y meandros evolucionados – Pertenecen a una fase muy reciente de la historia de la llanura aluvial, probablemente sometida al mismo régimen hidrológico que hoy en día. Forma fajas discontinuas que no están sometidas a la dinámica constante del cauce, y por consiguiente evidencian ya un modelado incipiente producido por los procesos de inundación sobrepuestos a las formas heredadas. Los bancos de arena son menos visibles, aparece algo de limo intersticial depositado por las inundaciones y se forman pequeños cauces activos que depositan fajas de meandros finos, con relaciones *radio de curvatura/ancho de cauce* extremadamente grandes.

La llanura de avenamiento impedido – Son depósitos de inundación caracterizados por áreas planas con numerosas lagunas someras, pantanos y pequeños cauces adventicios, activos solamente al comienzo y al final de las inundaciones. Se extienden por el centro y por la margen derecha de la llanura aluvial, a lo largo de toda la misma. Están compuestos fundamentalmente por las facies sedimentarias de albardón y de laguna.

Los depósitos de inundación cubren una superficie total de 6048 Km² en el Paraná Medio. El mapeo a escalas 1:100.000 y 1:200.000 ha permitido dividirlos en varias unidades geomorfológicas. Cada unidad representa un estadio particular en la evolución desde el primer estadio de morfología de cauce. La evolución presenta dos líneas divergentes, una de ellas en áreas que sufren elevación neotectónica y la otra en zonas sometidas a hundimiento. El primer estadio de la morfología de inundación es en ambos casos el mismo: Los cauces menores que recorren la llanura de bancos dejan de funcionar, se convierten en brazos muertos y comienzan a ensancharse irregularmente en algunas partes, formándose pequeñas lagunas.

En las áreas elevadas desaparecen paulatinamente los cauces y las lagunas evolucionan conforme a su dinámica lenítica, resultando la siguiente sucesión: Áreas con riachos ensanchados – Áreas con lagunas pequeñas y grandes – Áreas altas con lagunas grandes aisladas. En las áreas sujetas a hundimiento, el predominio de pantanos y lagunas es cada vez mayor. La sucesión morfológica es la siguiente: áreas con riachos ensanchados – Áreas de lagunas con riachos asociados – Áreas permanentemente anegadas.

Depósitos antiguos – Son típicos de la zona norte de la provincia (Reconquista y Romang, entre otras localidades) y fueron sedimentados en un ciclo hidrológico del Paraná anterior al actual, con caudales más reducidos y alta salinidad. Están caracterizados por un relieve extremadamente suave, prácticamente invisible en escala de campo. Están compuestos por arena mediana color verde grisáceo, que incluye concreciones de CO_3Ca de superficie áspera. El sedimento está atravesado por numerosos poros y tubos. Presenta intercalaciones de limo arenoso gris con eflorescencias salinas en los afloramientos. Esos depósitos aluviales y palustres están cubiertos por la Fm San Guillermo y dunas eólicas cerca de Reconquista y Esquina. Esta unidad aparece desde Confluencia ($27^{\circ} 25'S$) hasta la latitud de $30^{\circ} 40'S$, formando dos fajas discontinuas a ambos costados de la llanura aluvial. En el sector norte, hasta los $28^{\circ} 30'S$ (o sea hasta 50 Km al sur del límite con la provincia del Chaco) se encuentra hundida, o sea a cotas más bajas que las unidades sedimentarias más modernas. Más hacia el sur, estos depósitos antiguos han sido elevados por movimientos neotectónicos, formando ahora una terraza. La diferencia de cota entre ambos sectores es de más de 4 metros.

Deltas de afluentes – Son áreas de sedimentación formadas dentro de la llanura aluvial durante un clima seco ocurrido entre los años 3500 y 1000/1400 antes del presente. En esa época, la descarga fue menor que en la actualidad en todo el sistema y los afluentes no alcanzaban al cauce principal (colector) del río, depositando sus cargas sedimentarias en posiciones laterales dentro de la llanura aluvial. Ese proceso resultó en cuerpos sedimentarios relativamente cortos y amplios, con formas deltaicas. El Paraná fue también más pequeño que en la actualidad. Las cuencas de los afluentes menores de la margen derecha están ubicadas en la región chaqueña (provincias del Chaco y Santa Fe) y aportan un conjunto de sedimentos diferente que el del Paraná, por lo que son fácilmente identificables. Algunos de los deltas han sido retrabajados y modificados; las descargas mayores de la actualidad permiten la vinculación permanente con el colector. En consecuencia, los deltas son actualmente áreas inactivas como sistemas sedimentarios, aunque están sometidos a varios procesos fluviales. Cada uno de ellos tiene características particulares.

El arroyo del Rey formó un delta de 45 kilómetros de ancho y 8 kilómetros de largo. Está formado por terrenos bajos y pantanosos con escasas lagunas bien definidas. El área está atravesada por cauces de pequeño tamaño; el canal del arroyo El Rey tiene allí 50 metros de ancho y está caracterizado por curvas pronunciadas e irregulares de alrededor de 100 metros de longitud. Un cauce abandonado similar ha formado una faja estrecha. Ambos cauces finalizan en un área de lagunas ubicada a lo largo del riacho Correntoso (que es una rama del cauce principal), que está separado de las lagunas por un ancho albardón.

El arroyo Los Amores entra en la llanura aluvial al sur de Villa Ocampo y fluye a lo largo de la barranca derecha (dentro de la llanura aluvial) a lo largo de 50 kilómetros dentro de una estrecha faja de 500 a 1000 metros de ancho. El cauce forma meandros cerrados y está flanqueado por numerosos meandros abandonados (oxbow lakes). El sedimento de esa faja es predominantemente arenoso. Termina en un pequeño delta de 20 Km de ancho y 5 Km de largo frente a Reconquista. Dicho delta está ocupado por varias lagunas grandes, bien definidas, de 600 a 1500 metros de largo, conectadas entre sí por numerosos canales adventicios bien formados. Es predominantemente arenoso.

El río Corriente drena una amplia zona correntina de 280 Km de longitud y confluye con el Paraná desde la margen izquierda. Ha formado un delta de 46 Km de ancho y 6 Km de longitud. La superficie es una llanura de meandros atravesada por varios riachos originados en el Corriente y también en el cauce principal del Paraná. El sedimento está compuesto por arena cuarzosa fina bien seleccionada, acompañada de sedimentos finos (caolinita, montmorillonita y restos orgánicos en diferentes estados de descomposición). Sobre su superficie se han formado en la actualidad algunos pequeños campos de dunas; el mayor de éstos tiene 12 Km de longitud y 2 a 3 Km de ancho y se extiende en dirección norte-sur. Las dunas miden varios metros de altura y están formados por arena fina, suelta, originada en el río Corriente.

El río Carcarañá

El Carcarañá nace en la confluencia de los ríos Tercero y Cuarto (Ctalamochicta y Chocancharagua, según sus nombres originales y oficiales actualmente en la provincia de Córdoba) en la Pampa Norte cordobesa (Pampa Norte Occidental). El Tercero es el principal de los dos, con varios afluentes caudalosos de las Sierras Grandes y Comechingones (sometidas a clima húmedo entre 800 y 1200 mm/a) que resultan en caudales medios de cerca

de 27 m³/seg. Al entrar en la llanura, el caudal disminuye considerablemente por infiltración, llegando a 17 m³/seg en Bell Ville y 72 m³/seg en Andino (ya como Carcarañá en Santa Fe). Su creciente ocurre en marzo, con 111 m³/seg, y la bajante en agosto (46,1 m³/seg) (Giacosa et al., op. cit.)

El río Cuarto es un sistema menor, que ha oscilado como tributario del río Tercero y del río Quinto en los últimos miles de años. Se origina en el sector sur de la sierra de Comechingones y entra en una depresión tectónica aguas abajo de La Carlota, donde incorpora importantes cantidades de sulfatos disueltos al sistema. Toma en esa área el nombre de Saladillo.

Kröhling (1998, 1999) definió varias unidades en la cuenca del río Carcarañá, en el sudeste de Córdoba y centro-sur de Santa Fe: Paleocauces de Noetinger, Derrames del río Tercero, Depresión de la cañada de San Antonio, Planicie de Marcos Juárez, Faja fluvial del Carcarañá superior, Paleovalles fluviales de Berabevú, Terrazas fluviales del Carcarañá, Valles fluviales de Villa Eloísa, Paleovalles fluviales de Cañada de Gómez, Planicie Antigua de Bustinza, Paleocauces de Luis Palacios y Faja fluvial del Carcarañá inferior (Fig. Car). Kröhling e Iriondo (1999) mapearon el sistema del abanico aluvial del río Segundo y sus unidades geomorfológicas. Una breve descripción de este sistema fluvial en la provincia de Santa Fe es la siguiente:

- a) **Terrazas Fluviales del Carcarañá.** Componen la faja fluvial del río desde que éste entra en la provincia hasta la mitad de su recorrido (long. 61° 15'W), donde cruza una falla que altera la morfología. Son dos terrazas continuas con niveles intermedios en algunos sectores. El cauce actual fluye encajonado, sin llanura aluvial. La terraza alta tiene 3000 metros de ancho y está atravesada por numerosos paleocauces del río; los pequeños tributarios formaron abanicos aluviales sobre ella. También aparecen hoyas de deflación en su superficie, algunas de éstas se han transformado en lagunas temporarias. La terraza baja es mucho más pequeña (300 m de ancho). El cauce actual en ese trecho es meándrico y sus orillas son altas, cortadas por cárcavas.
- b) **Faja Fluvial del Carcarañá.** Se extiende aguas debajo de la anterior. Está formada por una terraza alta, continua, con 2500 metros de ancho, y un nivel estrecho (de 100 a 300 m de ancho) dentro del que fluye el cauce. Este último nivel ha sido parcialmente rellenado por la Formación Lucio López durante el Holoceno; dicha formación posee características tixotrópicas: han ocurrido recientemente grandes flujos de barro hacia el río, dejando numerosas depresiones de 50 a 300 metros de

largo y hasta 3,5 metros de profundidad en la superficie de la faja. La Fm Lucio López es probablemente una importante fuente de arsénico para el agua de la región, debido a su origen vinculado a lluvias de ceniza volcánica.

- c) **Valles Fluviales de Villa Eloísa.** Los elementos típicos de esta unidad son los afluentes del Carcarañá. La red hidrográfica original está cubierta por el loess de Tezanos Pinto, con cauces episódicos superpuestos. Los valles tienen perfil asimétrico, con anchos que varían entre 800 y 1200 metros y profundidad de 5 a 7 metros; el mayor de ellos tiene 2700 m de ancho y 15 m de profundidad, con un abanico aluvial inactivo en la desembocadura. La densidad de avenamiento es alta, lo que indica una base de escasa permeabilidad, que constituye actualmente el piso de la capa freática, que fluye hacia el Carcarañá. En lluvias importantes los cauces se reactivan esporádicamente.
- d) **Paleovalles Fluviales de Cañada de Gómez.** Esta unidad está caracterizada por un patrón fluvial bien definido, formado por una serie de paleovalles del Carcarañá, aproximadamente paralelos a la dirección actual del río. Se trata de valles asimétricos y complejos, enmascarados parcialmente por la cubierta loésica; se los interpreta como fajas poligenéticas, afectadas por neotectónica. El paleovalle mayor tiene 4900 metros de ancho y 18 metros de profundidad con respecto a la llanura circundante. Dentro de dichos paleovalles aparecen numerosos paleocauces, junto con algunos cauces esporádicos y hoyas de deflación.
- e) **Planicie Antigua de Bustinza.** Este es un paisaje relictual, escasamente afectado por los procesos fluviales de este sistema, y cubierto por el manto de loess. Las geoformas sobresalientes son las hoyas de deflación. Hay paleovalles pequeños y paleocauces con direcciones generales hacia el río Carcarañá. Predominan las superficies largas y suaves, con escaso relieve. Algunas depresiones y pendientes de origen estructural afectan la regularidad del paisaje. En el sector occidental del área, a lo largo del arroyo Tortugas, aparece una serie de colinas bien definidas que son interpretadas como dunas de arena eólica cubierta por el manto de loess. Si se confirma este esquema, se trataría de un buen acuífero, libre de arsénico.
- f) **Paleovalles Fluviales de Berabevú.** Esta unidad está compuesta por paleovalles alóctonos, conteniendo paleocauces, con patrón colinear; estas geoformas están cubiertas por sedimentos eólicos. El paleovalle mayor tiene perfil transversal simétrico, 1,5 a 3 Km de ancho y 6 a 18 metros de profundidad. Su fondo es plano y se ha preservado en el mismo un paleocauce de 300 metros de ancho. Los

paleovalles son geoformas generadas por el río Quinto, con cabeceras ubicadas en la Sierra de San Luis. El sector suroeste de esta unidad está ubicado en la zona de transición entre la Pampa Norte y la Pampa Sur. Dicha transición forma una faja de unos 10 kilómetros de ancho; el paisaje allí está dominado por dunas parcialmente disipadas alternando con áreas completamente planas. Existen numerosas hoyas de deflación; las mayores se encuentran en los paleocauces, donde alcanzan hasta 500 metros de diámetro; algunas de ellas se han transformado en lagunas semipermanentes.

- g) **Paleocauces de Luis Palacios.** Es una faja ubicada en la margen derecha del cauce inferior. Está definida por una serie de depresiones suaves, alineadas, que forman arcos de 10 a 15 kilómetros de radio. Las depresiones tienen anchos típicos de 1,5 Km están parcialmente inundadas. Se trata de un paleocauce del río Paraná cubierto por una delgada capa de loess de Tezanos Pinto de pocos metros de espesor. Se han formado numerosas hoyas de deflación en superficie.
- h) **Valle fluvial del arroyo Tortugas.** Es un arroyo local que forma el límite entre las provincias de Santa Fe y Córdoba, desarrollado sobre el paleocauce del río Dulce que fue tributario del Carcarañá durante parte del Pleistoceno. Tiene perfil transversal asimétrico y fuerte control estructural. Está cubierto por unos 30 metros de loess, con el valle actual del arroyo sobreimpuesto a ese depósito. Los límites laterales del valle están bien definidos; el izquierdo es la falla Tostado-Selva (con hasta 30 m de altura), mientras que el derecho es una orilla simple de erosión fluvial. A ambos lados se han desarrollado cauces afluentes de hasta 4 kilómetros de longitud.

SUBCUENCAS

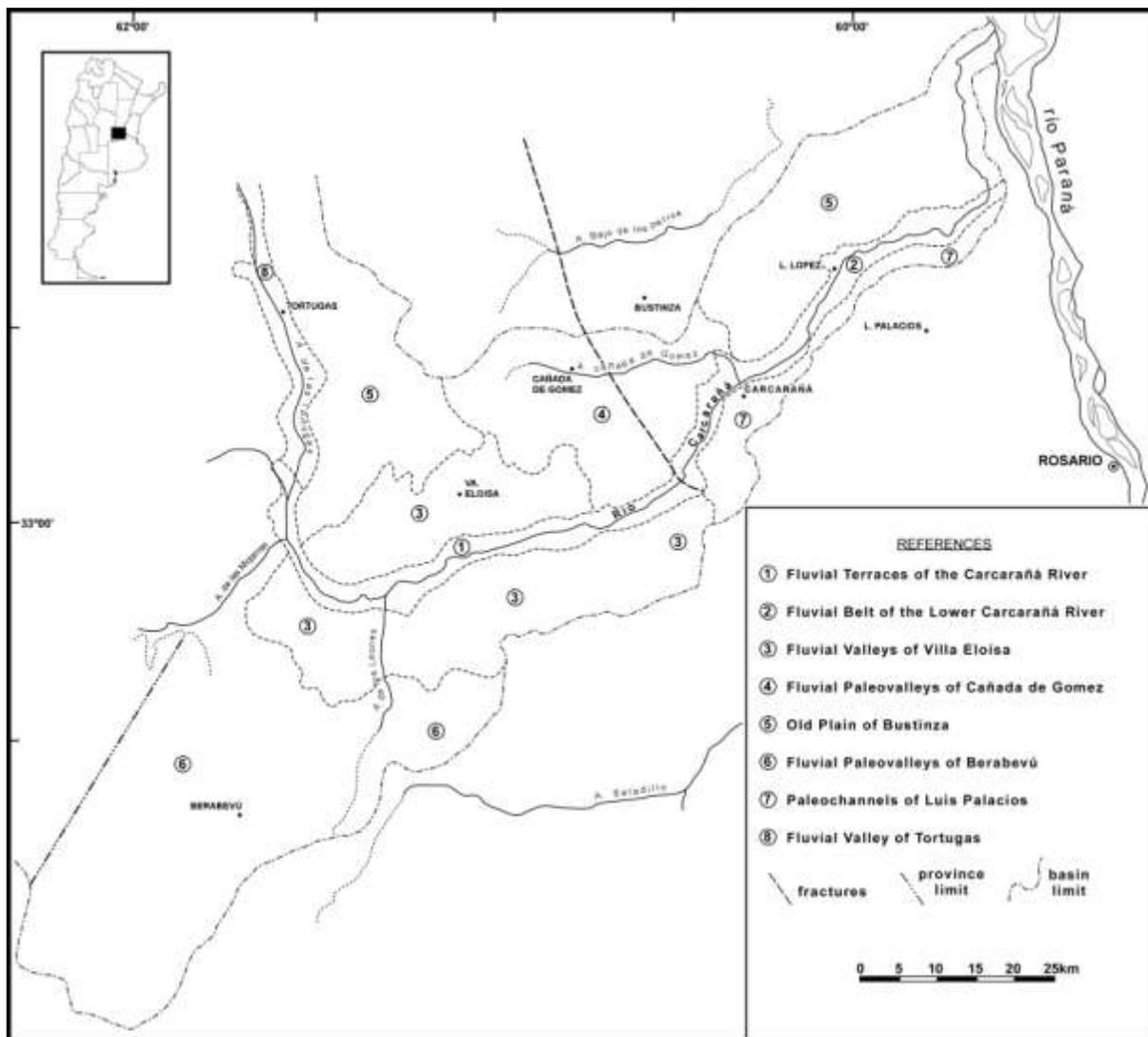


Fig. 14 – Subcuencas del río Carcarañá en la provincia de Santa Fe.

La Formación Lucio López – Se trata de un depósito típico de la faja fluvial del Carcarañá y de afluentes de su alta cuenca; correlaciona con sedimentos similares en otros ríos y arroyos cordobeses. Está compuesta principalmente por ceniza volcánica en distintos grados de alteración, lavada originariamente hacia la red hidrográfica por aguas pluviales no encauzadas y sedimentada en ambientes aluvial y palustre. Se ha acumulado en algunos sectores en la

llanura aluvial actual y formando una terraza baja en otros lugares. Su edad abarca gran parte del Holoceno.

Geoquímica del río Carcarañá

El Carcarañá entra en la provincia con un alto contenido de sales y carácter clorurado/sódico; contiene también considerable porcentaje de sulfatos, debido a los aportes del río Cuarto (dentro de Córdoba) y del arroyo Las Mojarras, que confluye desde el sudeste. Debido a la influencia de la cañada San Antonio/Tortugas, que llega del área de influencia de la laguna Mar Chiquita, se transforma en agua sulfatada/sódica hasta su desembocadura. El anión bicarbonato va cobrando importancia aguas abajo, lo que sugiere aportes pluviales significativos.

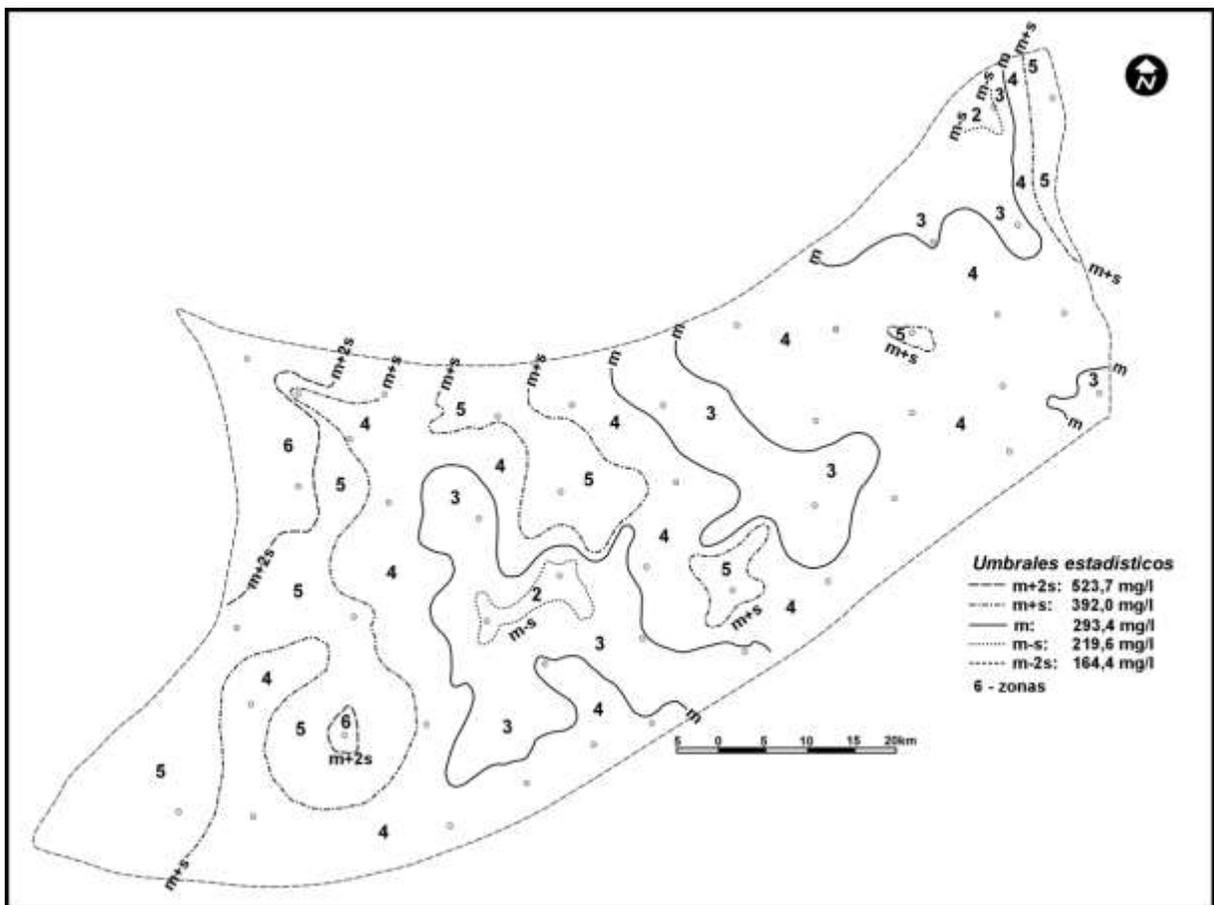


Fig. 15 – Mapa del contenido de sodio en la capa freática de la cuenca del río Carcarañá en la provincia de Santa Fe (según Krohling, 1990).

HCO₃ DEL CARCARAÑÁ

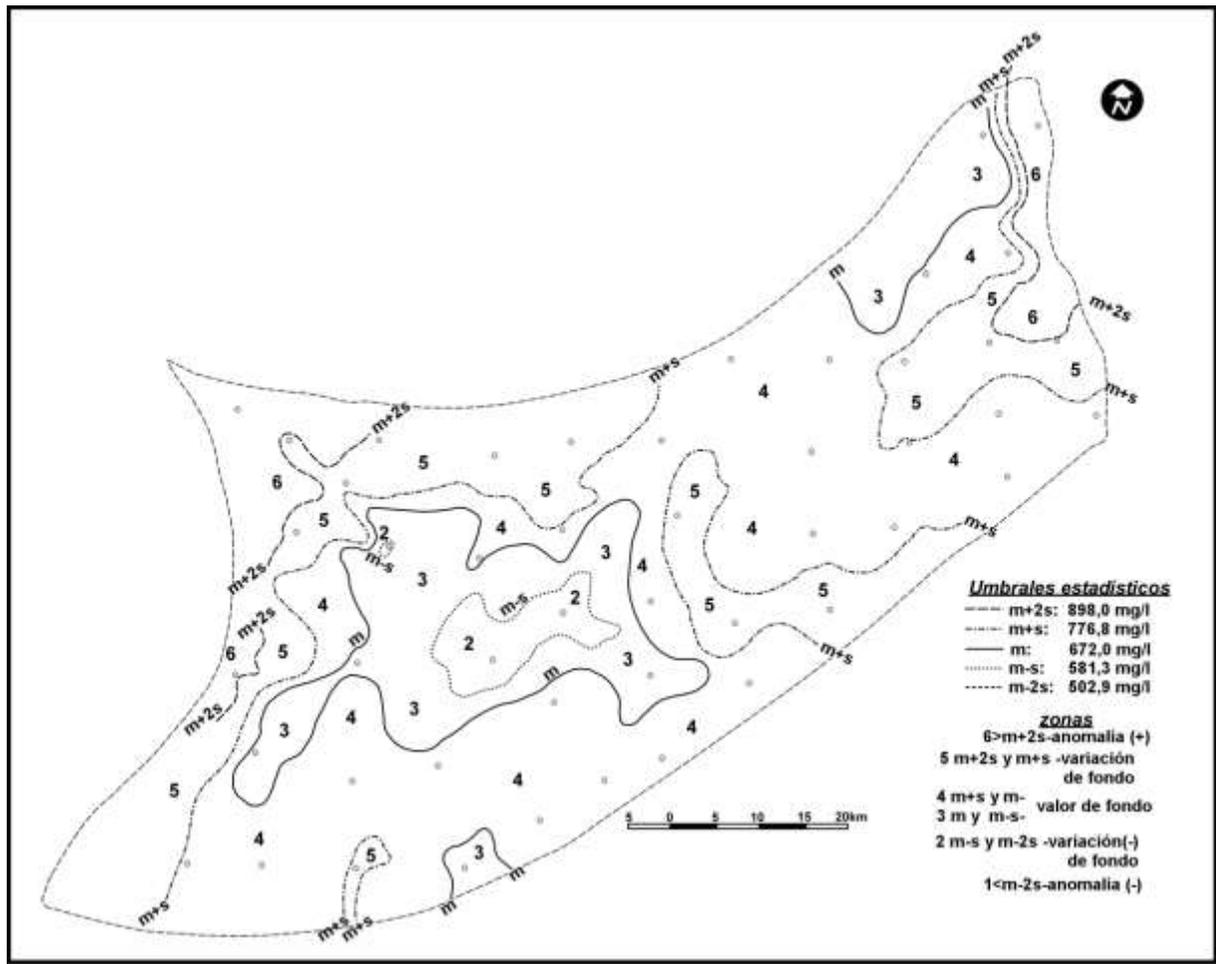


Fig. 16 – Mapa del contenido de bicarbonato en la capa freática de la cuenca del río Carcarañá en la provincia de Santa Fe (según Krohling, 1990).

Geoquímica de los arroyos del sureste

En el sur de la provincia la Pampa Norte alcanza a la llanura aluvial del Paraná y entra en Buenos Aires. En la faja cercana a ese río se han desarrollado algunas cuencas pequeñas, las de los arroyos Seco, Pavón y Del Medio. Dichos cauces están caracterizados por agua

sulfatada sódica y baja salinidad. El origen más probable de ese tipo de sales es la divagación del Carcarañá durante el Pleistoceno.

El río Salado del Sur o “Salado de Buenos Aires”

Características principales

- El río Salado de Buenos Aires tiene sus cabeceras en la provincia de Santa Fe, a 80 Km de distancia del límite interprovincial.
- El colector es un paleocauce del río Tercero del Pleistoceno Superior, transformado hoy en una gran cañada con lagunas interconectadas.
- La morfología de la región y su dinámica hídrica están dominadas por geoformas de acumulación eólica.
- Dos unidades sedimentarias eólicas arenosas dominan en la región: **la Formación Teodelina y la Formación San Gregorio.**
- **La Fm Teodelina** (Pleistoceno Superior) tiene 10 a 12 m de espesor. Está compuesta por limo grueso arenoso y arena muy fina limosa, con modas en 125-250 μ y 53-62 μ . La composición mineralógica de la fracción modal de arenas está dominada por vidrio volcánico, con baja proporción de feldespatos (plagioclasas ácidas), con cuarzo y alteritas subordinados, en su mayor parte de procedencia andina.
- **La Fm San Gregorio** (Holoceno Superior), está compuesta por más de 7 m de arena muy fina a fina, suelta y de color marrón amarillento. La mineralogía de la fracción modal de arenas está representada por vidrio volcánico, alteritas y feldespatos, con escaso cuarzo. Entre los minerales pesados es notable el porcentaje de especies de procedencia serrana.

En este trabajo se describen las características fundamentales del sector superior de la cuenca del río Salado. Mide aproximadamente 130 Km de longitud, con 80 Km dentro de la provincia de Santa Fe y el resto pertenece a Buenos Aires. La superficie es de 3.900 Km². Su límite norte coincide bastante bien con la faja de contacto entre los subsistemas geomorfológicos: Mar de Arena Pampeano (MAP) y Faja Periférica de Loess (Iriundo, 1990a; Iriundo y

Kröhling, 1995; figura 1). El límite de sotavento del MAP es una traza irregular de rumbo SSE-NNO a través del norte de Buenos Aires, sur de Santa Fe y SE de Córdoba (figura 2). La delimitación y visualización de esta cuenca es sumamente difícil en el terreno, pero relativamente sencilla si se utilizan imágenes satelitales, especialmente las obtenidas durante épocas de grandes lluvias. Durante dichos períodos puede comprobarse claramente que se trata de una cuenca fluvial activa, con flujo generalizado de decímetros por segundo en cañadas, confluencias, tributarios y colectores cubriendo todo el territorio.

El transporte de sedimentos en arrastre y suspensión es insignificante, aunque la movilización de sales disueltas es alta, especialmente cloruros. Se trata de una red fluvial intermitente, que moviliza unos 200 millones de metros cúbicos de agua y alrededor de cien mil toneladas de sales en cada período de actividad, algo que per se la califica como un interesante sistema sedimentario.

Evolución geomorfológica

La geomorfología de esta región está actualmente dominada por grandes dunas parabólicas y longitudinales del Holoceno superior de orientación S-N y SSW-NNE (Formación San Gregorio) cubriendo en forma discontinua una superficie general sumamente horizontal, que es el tope de la Formación Teodelina parcialmente cubierta por el loess del Pleistoceno Final. El paisaje actual de la región refleja la secuencia de eventos climáticos mayores del Cuaternario Superior. El paisaje de la región ha sufrido la siguiente evolución:

Período húmedo del EIO 3 - Las geoformas más antiguas corresponden al EIO 3. Se trata de una red fluvial transformada actualmente en series de cañadas y lagunas encadenadas. Se desarrolló en dicho período con caudales alóctonos de las Sierras Pampeanas. El colector de esta red es un paleocauce del río Tercero, que recorre la cuenca en sentido NO-SE desde Venado Tuerto hasta salir de la provincia de Santa Fe en la localidad de Teodelina; éste se transforma en el río Salado al entrar en Buenos Aires. Las evidencias geomorfológicas son la existencia de tramos de grandes paleocauces ubicados al NO del área de estudio, como los ocupados por las cañadas de las Totoras y de Santa Lucía y por el arroyo de las Mojarras. El indicador sedimentológico principal es la presencia de minerales pesados de procedencia serrana en dichos paleocauces.

El colector tiene un fuerte control estructural y está formado por segmentos de 3 a 4 Km de longitud con orientaciones NO-SE y NE-SO. El ancho original de la faja fluvial fue de 800 a 1500 m; se depositaron sedimentos arenosos en su interior. Dicha faja presenta un ancho

regular y definido hasta cerca de General Arenales (entre 350 y 800 m, aumentando en las confluencias, actualmente ocupadas por lagunas y pantanos). En el primer tramo en Buenos Aires, el valle del Salado alcanza un ancho típico de 2 Km, con 7,5 a 10 m de profundidad; el cauce presenta tramos rectos de 15 km de longitud individual, unidos por curvas suaves o por lagunas de varios kilómetros de diámetro mayor. Aguas arriba de la laguna El Chañar, el colector forma una red anastomosada de cauces menores ocupando la faja deprimida y parcialmente anegada, con lagunas en las confluencias de dicha faja y paleocauces secundarios.

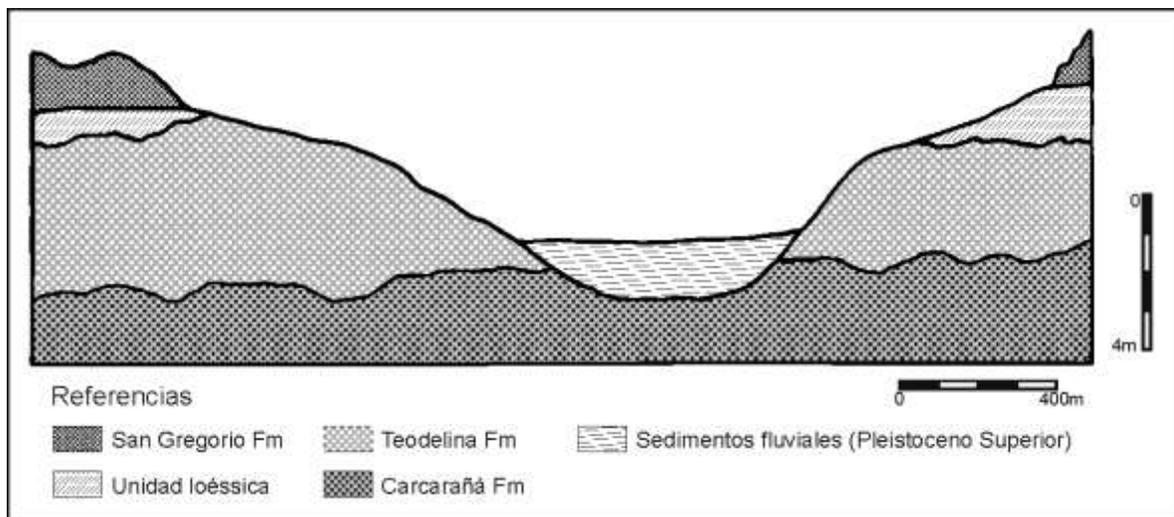


Fig. 17 – Perfil geológico del colector de la cuenca del río Salado del Sur (según Iriondo y Krohling, 2007).

En los interfluvios se generaron extensas áreas planas debido a la disipación (Fm Carcarañá) casi total de las dunas del período anterior (EIO4). Su superficie fue endurecida por procesos pedogénicos y epigenéticos, resultando en una base impermeable para la infiltración de las aguas de lluvia. Este nivel aparece en extensas áreas al norte y al este de la laguna La Picasa, y al este de Venado Tuerto, cubierto por la Fm Teodelina.

Un perfil transversal típico del valle colector fue construido entre las localidades de Santa Isabel y María Teresa. El mismo tiene un ancho total de 2.300 m, 5 m de profundidad y fondo plano de 700 m (ocupado por la laguna Sesenta y Seis; figura 8). En la zona de cabeceras, el perfil del colector es más simple (1.000 m de ancho y 3 m de profundidad al

atravesar la ruta nacional 8), debido a que ese segmento no estuvo sujeto a la dinámica fluvial del Holoceno medio. El fondo está allí ocupado por bañados y pantanos. Los afluentes directos de dicho colector tuvieron un desarrollo considerable. Un afluente importante está ubicado entre las localidades de Santa Isabel y Va. Cañas y alcanza un ancho de 1.900 m y un desnivel de 6 m cerca de la confluencia. Su fondo está actualmente bien definido.

Período seco del EIO 2 - Durante el EIO 2 (entre 36.000 y 16.000 años A.P.), se generó la Fm Teodelina mediante complejos procesos eólicos. La arena colmató los paleocauces, aunque sin borrarlos completamente del paisaje. El paisaje general de las cabeceras (en el área de Venado Tuerto y en un radio de 50 km) es una expresión de ese fenómeno; está formado por lomas muy bajas y extensas (de varios kilómetros de longitud), que no se pueden definir a escala de campo. La faja deprimida al este de esta ciudad tiene 300 a 500 m de ancho, en general ocupada por bañados y lagunas alineadas con su radio mayor en dirección N-S.

Período seco del Pleistoceno Final - En el Pleistoceno final, entre 14 .000 y 8.500 años A.P. (Iriondo y Kröhling, 1995) la dinámica dominante fue erosiva. Se formaron numerosas hoyas de deflación dentro de las fajas fluviales y fuera de ellas. El material movilizado cubrió parcialmente la irregularidades menores del paisaje, bien expresadas en el área de Teodelina; también resultó en la colmatación parcial de depresiones extensas, como el bloque hundido de Quirno (al este de Va. Cañas) y la depresión actualmente ocupada por la laguna La Picasa, vecina a la cuenca de estudio (figura 2). También se depositó la capa discontinua de loess arenoso referido más arriba.

Esas depresiones tienen forma generalmente elíptica con clara orientación oeste-este; en menor proporción son circulares, irregulares y compuestas, estas últimas generadas por la unión de dos o más depresiones en procesos limnológicos posteriores. En un estudio detallado se midieron 184 depresiones en el sur de Santa Fe (actualmente transformadas en lagunas). Dichas depresiones tienen una longitud promedio de 1,34 Km; en su gran mayoría están comprendidas entre los 0,5 y los 2 Km, lo que indica una notable regularidad en los vientos que provocaron la deflación. Además, dicha característica indica homogeneidad en la consistencia de los agregados superficiales y en la granulometría de los sedimentos superficiales. La profundidad típica de las lagunas en la actualidad oscila entre los 2 y los 3 m (Fig. 13).

Para obtener resultados estadísticamente válidos de las dimensiones de las depresiones se midió el eje mayor, como indicador de la dirección del viento dominante, volcándose los resultados en forma gráfica en proyección circular para formar rosas de vientos (figura 9). Se

destacan dos direcciones de viento bien definidas. La más importante de estas tiene una moda bien marcada de dirección oeste-este (correspondiente a 47 depresiones) con dispersión escasa hacia ambos costados. Esta dirección agrupa al 61 % de las lagunas. La otra dirección presenta un máximo SSO-NNE (25 depresiones) y considerable dispersión hacia el S-N y el SO-NE; agrupa al 35 % de las lagunas.

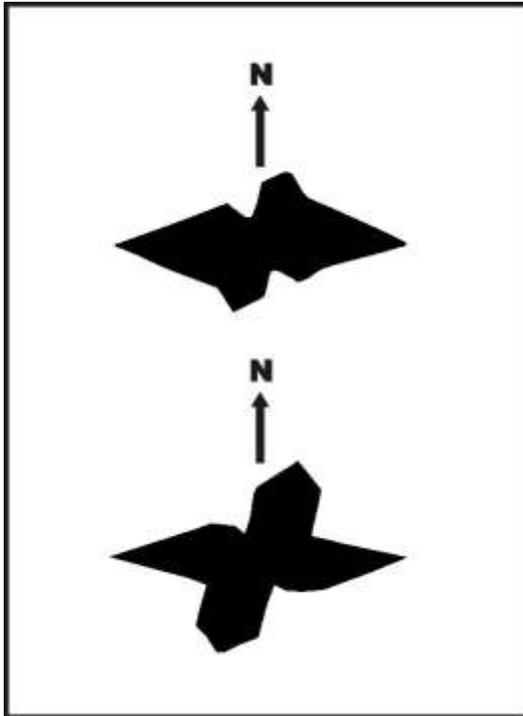


Fig. 18 – Orientación de los paleovientos en el sur de Santa Fe durante el Pleistoceno final (según Iriondo y Krohling, 1995).

Evidentemente, la distribución de las depresiones indica dos regímenes de vientos dominantes: oeste-este y SSO-NNE. De acuerdo con las evidencias de campo, los vientos oeste-este soplaron en un período anterior a los de dirección SSO-NNE. Entre las evidencias figuran la preservación de lunetas, las pendientes de los bordes y el grado actual de colmatación. Las orillas este y oeste de las lagunas son en general suaves, con algunas lunetas muy destruidas en su margen oriental. Los vientos del SSO dominaron visiblemente en un período posterior, muy probablemente en la Pequeña Edad del Hielo.

En las depresiones ubicadas erráticamente en el paisaje, fuera de los paleocauces, el predominio de los vientos del oeste es muy grande, casi de 3 a 1 con respecto a las otras direcciones. Esto indica que en los lugares en que no había paleoformas heredadas (que favorecen la deflación) la capacidad erosiva de los vientos del oeste del Pleistoceno final fue mucho mayor que las de los posteriores vientos del SSO. Un pequeño campo de dunas de dirección oeste-este generadas en este período (con equidistancias de 200 a 500 m entre dunas y un relieve preservado de 0,80 a 3 m) se ha preservado a pocos kilómetros al NO de San Gregorio. Dicho campo está parcialmente cubierto por dunas holocenas.

Se debe notar que actualmente los vientos del oeste son prácticamente inexistentes en la región. Ocurren muy raramente, cuando la faja de anticiclones del Océano Austral sube hacia el norte. Vientos permanentes del oeste de 30 a 35 nudos de velocidad, con capacidad de erodar sedimentos finos, ocurren actualmente en Patagonia, al sur del paralelo de 40°. Dicha característica indica que la circulación oeste-este estuvo ubicada unos 8 grados de latitud (900 Km) hacia el norte de su posición actual, produciéndose vientos fuertes y secos en el sur de la provincia de Santa Fe.

Un elemento geomorfológico frecuente en la región son las lunetas, acumulaciones marginales a ciertas hoyas de deflación. Restos de estas geoformas se preservan en el borde de algunas lagunas, sobre las que la erosión hídrica labró barrancas (laguna Las Encadenadas y laguna La Amarga, entre otras). Una de las lagunas ubicadas al sur de la localidad de Maggiolo presenta una luneta con forma en media luna ocupando todo su borde norte, con una altura relativa de 5 m respecto al nivel de la planicie circundante. La luneta tiene 60 a 80 m de ancho y cientos de metros de longitud. Esta geoforma está compuesta por estratos mal definidos de 5 a 40 cm de espesor, buzantes hacia fuera de la laguna. En la base de la barranca labrada en la luneta se hallaron huesos de ñandú.

Las lunetas que marginan a las lagunas del área de San Eduardo, tienen entre 2,5 y 4 m de altura máxima en su parte central, disminuyendo paulatinamente hacia los laterales hasta desaparecer en pocos cientos de metros. Actualmente se encuentran en proceso de erosión por oleaje, que ha generado una barranca subvertical en su frente. Se estudió una luneta representativa. La pendiente de sotavento de dicha geoforma presenta bajo gradiente (5 a 10°) y 100 m de longitud. Esta se encuentra tapizada por vegetación herbácea y se conecta al norte con un pantano. El cuerpo es sedimentológicamente poco homogéneo; en su parte central está compuesto por arena muy fina poco limosa, bien seleccionada, friable a suelta, de color marrón amarillento, en partes masiva. Incluye segregaciones puntuales de CaCO₃. En su techo

aparece un suelo incipiente, identificable por su mayor cohesión y su contenido en materia orgánica; por debajo del suelo se ha formado una media caña. A unos 80 m hacia el este, la luneta está formada por estratos horizontales mal definidos, de 15 a 40 cm de espesor individual, con diferente grado de compacción. Localmente en la composición de los estratos participan arenas gruesas a guijas, en su mayor parte correspondientes a restos de concreciones calcáreas y a pequeños gasterópodos. El estrato que culmina la secuencia descansa en discordancia erosiva y presenta similar composición sedimentológica a la de los estratos infrayacentes.

Otra luneta bien definida margina por el norte a la laguna Sancti Spiritu. La margen este de la laguna de Grigera (Las Encadenadas) está representada por una luneta de hasta 5,5 km de longitud y de 1 a 3 m de altura, actualmente en erosión hídrica. La laguna La Picasa Chica, descrita previamente al período húmedo actual, presentaba una luneta de varias decenas de metros de extensión en su margen sur; alcanzando una altura máxima de 2,5 a 3 m. Está compuesta por arena fina a muy fina, marrón amarillenta, cubierta por un estrato de 0,20 a 0,40 m de espesor formada por arena limosa gris.

Período Húmedo del Holoceno Medio (Hypsithermal) - Este período marcó probablemente una fase de máxima extensión de las lagunas; ello puede deducirse de la existencia de un nivel de terraza lacustre de unos 2 m de altura por encima del nivel actual del agua en la laguna del Chañar (área de Teodelina) y de una extensa área similar, con 3 m de altura en la margen norte de la laguna La Picasa. Existen indicios de que también el colector fluvial fue reactivado, pues la Fm Teodelina ha sufrido erosión en las márgenes del mismo.

Período Seco del Holoceno superior - El episodio morfogenético más importante para el paisaje actual ocurrió durante el clima seco del Holoceno superior, con formación de grandes dunas parabólicas y longitudinales de orientación S-N y SSO-NNE. Un área representativa en el sur de Santa Fe se encuentra al noreste de la laguna La Picasa, entre las localidades de San Gregorio, Sancti Spiritu, Christophersen y Cnia. Morgan (de aproximadamente 1600 km²; figura 2). La altura relativa de los campos de dunas alcanza 10-16 m respecto a la cota del plano horizontal que rodea por el norte a la laguna. En general predominan dunas de 1,5 a 3 m de altura relativa y de 100 a 300 m de extensión. Estas modificaron la topografía preexistente (mucho más suave) a lo largo de las lagunas Bella Vista, Martín García y Morgan, entre otras localizadas al este de San Gregorio.

La duna parabólica donde se ha descrito el perfil tipo de la Fm San Gregorio, situada al este de dicha localidad (localmente llamada “médano La Morocha”) de dirección NE-SO,

alcanza 4 m de altura relativa y tiene brazos de 2 Km de longitud individual. Esta duna bordea por el NE una laguna de 2 km de diámetro.

Inmediatamente al este de Christophersen y San Gregorio, el campo de dunas se presenta poco disipado, integrado por lomas definidas, de orientación general sur-norte; éstas alcanzan hasta 250 m de longitud, de 5 a 7 m de altura relativa (excepcionalmente hasta 9 m), respecto a las depresiones eólicas adyacentes. A pocos kilómetros al oeste de Christophersen se destaca en el paisaje una duna parabólica limitando por el SO una hoya de deflación. El cuerpo de la duna presenta micromorfología marcada; alcanza 6 m de altura relativa y brazos de más de 100 m de longitud y 35 m de ancho. Pequeños campos de dunas se hallan al noreste del área representativa citada. En la zona de San Eduardo se describieron dos megadunas parabólicas con dirección S-N, de 3 a 5 km de ancho y alas de más de 10 km de longitud que se prolongan hacia el sur. La altura total de las dunas es de 8 a 12 m sobre las áreas planas circundantes (de edad Holoceno medio). El relieve interno es irregular, con formas menores de 400 a 800 m de longitud y 3 a 5 m de desnivel. El interior de los grandes arcos parabólicos está ocupado por lagunas permanentes con barrancas bien definidas. En el área de María Teresa se formaron cuerpos de arena de 6-10 Km de largo, 4 a 8 Km de ancho con dirección SO-NE y 5 a 10 m de altura relativa; su relieve interno es suave, compuesto por geoformas de 800 a 1.200 m de extensión y 2 a 4 m de altura.

En el ángulo NO de Buenos Aires entre General Pinto y Lincoln se encuentran pequeños campos de dunas del Holoceno superior, constituyendo un paisaje representado por lomas cortas e irregulares de pocos metros de relieve. Otros campos de dunas parabólicas aparecen próximos al río Salado, con características típicas en el área entre Vedia y General Arenales. Allí el paisaje está caracterizado por lomas alternantes con depresiones producidas por deflación (actualmente anegadas) y con desniveles relativos de 2 a 4 m. Uno de los cuerpos parabólicos descritos en dicha área presenta 7 m de altura relativa y 3 km de longitud entre extremos (limitando una laguna al SO de la acumulación). Inmediatamente al sur de Gral. Arenales aparecen dunas parabólicas de rumbo SO-NE y S-N, de 4 a 7 m de altura relativa y brazos de 1 Km de longitud típica. En algunos puntos se presentan dunas adosadas lateralmente. Las dunas del Holoceno Superior sufrieron un episodio menor de disipación durante el período húmedo medieval o Máximo Medieval (Iriondo y Kröhling, 1995).

Período Seco de la Pequeña Edad del Hielo - La Pequeña Edad del Hielo, coincidente con el período colonial en la Argentina, representa un clima seco dominado por el viento Pampero (Parras, 1943). La actividad morfogenética del viento fue relativamente modesta, aunque se

en el área de San Eduardo. Está formado por lomas irregulares y definidas, de 1 a 1,5 m de altura relativa y 200 a 250 m de longitud y 50 m de ancho típico, compuestas por arena fina marrón grisácea a marrón anaranjado, suelta.

En el sector sudoeste de la localidad de Sancti Spiritu el paisaje está integrado por varias de las unidades descritas en este trabajo. Allí aflora la Fm Teodelina, representativa de las dunas disipadas del Pleistoceno Superior, la Fm San Gregorio y dunas bien conservadas de arena muy suelta generadas en la Pequeña Edad de Hielo.

Hidrología

Esta región conformada durante el Cuaternario Superior por procesos eólicos está sometida actualmente a un clima húmedo y en consecuencia a una dinámica hídrica de llanura. El proceso sedimentario dominante es el transporte de sales en solución. En el paisaje generado por la secuencia de eventos descritos más arriba, las cabeceras del Salado conforman una típica cuenca de llanura, caracterizada por divisorias amplias y bajas (campos de arena holocenos, en este caso), numerosas lagunas y pantanos y una red hidrográfica formada por cañadas interconectadas (Iriondo, 2004). La dinámica hídrica actual está así definida por factores geológicos y climáticos.

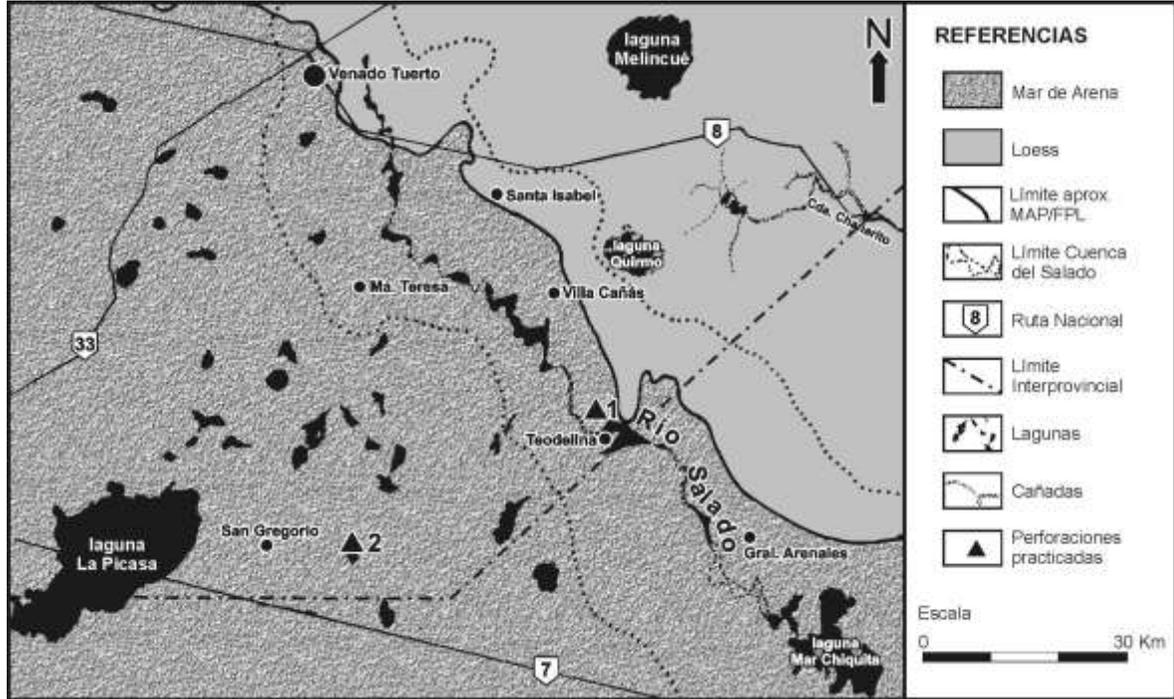


Fig. 20 – Mapa de la geología superficial del sur de Santa Fe. Mar de arena: Pampa Sur – Loess: Pampa Norte.

Entre los factores geológicos son de importancia inmediata la geomorfología eólica y la alta permeabilidad del terreno (Iriondo, 1986). El primer factor importante es el estilo tectónico, caracterizado por lineamientos de rumbo NE-SO y NO-SE y por pequeños bloques hundidos con dimensiones entre 15 y 70 Km². El mayor de éstos es el bloque de Quiroga, situado al NE de Villa Cañas. La laguna Melincué es un ejemplo de otro bloque hundido cercano a la cuenca. El segundo factor fue la impronta climática de modelación fluvial del período húmedo y cálido ocurrido en el EIO 3, entre aproximadamente 65.000 y 36.000 A.P. (Iriondo y Kröhling, 1995; Iriondo, 1999), durante el cual, además de recibirse caudales alóctonos de las Sierras de Córdoba, la dinámica hídrica formó una red fluvial bien integrada y un nivel de suelo en un paisaje muy plano. Dicho suelo y precipitados posteriores de carbonatos en el mismo nivel forman hoy la base impermeable del agua superficial y freática, limitando el actual sistema hidrológico vinculado directamente con la atmósfera.

La característica fundamental del factor climático en la Pampa es que está formado por ciclos hidrológicos interanuales, es decir que varios años secos sucesivos son seguidos por otros húmedos, en un patrón irregular. Durante los períodos hídricos normales y secos, el

escurrimiento superficial en la región es de tipo endorreico hacia bajos y lagunas locales y el agua se evapora e infiltra desde estos cuerpos de agua. En estas condiciones predominan los procesos de transferencia de agua verticales sobre el escurrimiento (Paoli et al., 2005). En los períodos húmedos se produce una elevación generalizada del nivel freático que alcanza la superficie en los lugares más bajos, provocando surgencia y formando bañados. Si los excesos hídricos superan la capacidad de almacenamiento de los bajos y lagunas, éstos desbordan y se concatenan formando líneas temporarias de flujo superficial relativamente concentrado.

El incremento de precipitaciones a partir del 1970-1971 ha producido anegamientos de gran magnitud y permanencia en la región. La proximidad de la freática a la superficie del terreno origina un aumento significativo del potencial de escurrimiento del terreno. Cuando la precipitación cae sobre un sistema saturado el porcentaje de la misma que se transforma en escurrimiento es mayor que el correspondiente a una condición de humedad antecedente normal. En consecuencia, el aumento del nivel freático, además de ser un efecto de la mayor generación de excesos hídricos, se ha convertido en una causa que potencia dicho aumento (Paoli et al., 2005).

Los cuerpos de agua en el sur de la provincia de Santa Fe son numerosos y pueden agruparse en leníticos (lagunas y pantanos) y lóticos (cañadas). Estos últimos forman una red integrada, que da origen al cauce fluvial normal del río Salado precisamente en el límite Santa Fe - Buenos Aires. La cañada más importante comienza junto a Venado Tuerto (Tuerto (33°45' lat. S y 61°55' long. O) y recorre unos 90 Km hacia el SE, desembocando en la laguna del Chañar (Teodelina), situada en el límite provincial. Tiene un ancho típico de 900 m y en la misma se han formado varias lagunas de gran tamaño, como Grigera y Las Encadenadas (junto a Villa Cañás). Esta cañada recibe como afluente principal en su margen izquierda a otra línea de depresiones.

Los bañados son cuerpos de agua transitorios que ocupan áreas normalmente subaéreas. Pueden abarcar superficies considerables, de hasta cientos de kilómetros cuadrados; fluyen lentamente pendiente abajo en forma de flujo no encauzado sumamente lento, sin transportar sedimentos ni dejar rastros ulteriores en el paisaje (Iriondo y Drago, 2004). La profundidad típica es de algunos centímetros. En la fase siguiente el agua se concentra lentamente en cañadas, depresiones lineales someras y muy anchas, cubiertas normalmente por pajonal y vegetación palustre, donde el agua alcanza una profundidad del orden de un metro y fluye en régimen laminar. No hay transporte de sedimentos, aunque el caudal de sales

disueltas (principalmente cloruros) es considerable. Las cañadas se extienden a lo largo de lineamientos tectónicos, parcialmente modificados por la dinámica fluvial del EIO 3.

Los pantanos son cuerpos de agua somera caracterizados por una cubierta continua de vegetación palustre enraizada en el sustrato, con parte de la planta dentro del agua y parte emergida. Pueden desecarse en períodos muy secos y sufrir inundaciones generalizadas en los extremos climáticos húmedos, transformándose en lagunas. El mayor pantano de la cuenca está ubicado en la depresión de Quirno, un área rectangular de 70 Km², formada en períodos normales por una superficie palustre general con numerosas lagunas de formas redondeadas y botrioidales desconectadas entre sí, con diámetros que varían entre 300 y 1100 m. Estas ocupan de 20 a 30 % de la superficie del pantano. Las formas botrioidales resultan de la unión de dos o más cuerpos de agua simples (originalmente redondos o elípticos) por la erosión de oleaje; de manera que se trata de una dinámica hídrica avanzada. Varias depresiones similares se encuentran en esta zona, con semejantes elementos geomorfológicos aunque cubriendo superficies menores. Existen rasgos geomorfológicos que indican que Quirno tuvo una fase lagunar durante alguna época del Holoceno.

Una característica frecuente en la hidrología de llanuras es la transfluencia temporaria entre cuencas vecinas en períodos húmedos (Iriondo, 1987). Este caso ocurre aquí en períodos extraordinarios, en los que la cuenca del Salado recibe agua de cuencas endorreicas adyacentes (figura 2).

El río Bermejo

El Bermejo ejerce una influencia indirecta, aunque importante, en la provincia de Santa Fe. Su cauce actual no fluye por la provincia, aunque el extremo norte recibe grandes volúmenes de agua no encauzada de ese origen desde la provincia del Chaco durante las inundaciones importantes. Además, una parte importante de los sedimentos suspendidos que transporta el Paraná a lo largo de su llanura aluvial provienen del Alto Bermejo, situado en las Sierras Subandinas de Salta y Jujuy.

Este río tiene 1450 kilómetros de longitud y una cuenca de 135.000 Km². Forma un mega-abanico de 650 Km de longitud con ápice en Embarcación y que cubre la mayor parte de la provincia del Chaco y una faja en Formosa. Está caracterizado por derrames y paleocauces de diferentes edades y grados de colmatación. En Santa Fe, los derrames del Bermejo cubren el norte de los departamentos Vera y General Obligado; también el Área de Gato Colorado

(actualmente elevada por movimientos tectónicos recientes) forma parte del sistema sedimentario del Bermejo.

Arroyos menores del noreste

Varias cuencas fluviales menores se desarrollaron sobre los sistemas mayores del Paraná y del Bermejo: Tapenagá (en la provincia del Chaco), Los Amores, El Rey, Malabrigo y otros. El arroyo Los Amores es un caso típico: La alta cuenca (aproximadamente 600 Km²) es parte del Chaco Occidental, cubierto por el loess de la Formación Urundel, con permeabilidad mediana a alta. En esa área predomina la infiltración por sobre el escurrimiento; casi no hay aportes de sedimentos a los cauces. La cuenca media mide unos 4000 Km²; está localizada sobre la Formación Fortín Tres Pozos y los limos palustres superficiales impermeables y salinizados. Se trata de un bloque levemente hundido, con muy escasa pendiente y escurrimiento lento del agua en los cauces; se forman turberas tropicales en los interfluvios debido a la acumulación de materia orgánica en pantanos y bañados. Esa región no contribuye con sedimentos clásticos a la red fluvial, pero el aporte de coloides es alto (Iriondo, 1993).

La cuenca inferior del arroyo Los Amores tiene una superficie de 3500 Km² y está desarrollada sobre el Sistema del Paraná. El relieve allí es moderado a bajo; el sistema fluvial está constituido por una red relativamente bien desarrollada de afluentes y un cauce colector morfológicamente activo. El escurrimiento es alto, con erosión de márgenes y sedimentación de bancos de arena. Al entrar a la llanura aluvial del Paraná tuerce hacia el sur, adosado a la barranca, conservando su identidad y su carácter salino durante largo trecho. La masa de agua de este arroyo fluye en forma de filetes líquidos dentro del sistema (Gollán y Lachaga, op. cit.). Dentro de la llanura aluvial ha formado un abanico aluvial durante una época seca del Holoceno, hoy en día es inactivo. Los demás arroyos presentan cuencas y cauces similares. El caudal medio anual en el sector inferior de la cuenca es de 27 m³/seg.

Arroyos menores del sureste

En el sur de la provincia la Pampa Norte alcanza a la llanura aluvial del Paraná y entra en Buenos Aires. En la faja cercana a ese río se han desarrollado algunas cuencas pequeñas, las de los arroyos Seco, Pavón y Del Medio. Dichos cauces están caracterizados por agua

sulfatada sódica y baja salinidad. El origen más probable de ese tipo de sales es la divagación del Carcarañá durante el Pleistoceno.

LAS LAGUNAS

Lagunas del norte

En el Chaco, en la faja del límite entre los Sistemas del Salado y del Paraná se han formado un conjunto de lagunas permanentes: La Salada, Las Chuñas, Las Juntas, La Tigra, La Barrancosa, Los Toldos, Martín García y Aguará, que se alimentan fundamentalmente de la surgencia de la freática. Están fuertemente salinizadas con cloruro de sodio. Todas o casi todas tienen lunetas de 2 a 4 metros de altura en sus márgenes norte y sur. Durante las grandes inundaciones interanuales llega agua desde el noroeste, a lo largo de los salitrales de la laguna de Los Cisnes (Santiago del Estero) y de la Cañada de las Víboras. En esas ocasiones se forma una gran laguna temporaria de 100 kilómetros de longitud norte-sur y casi 50 kilómetros de ancho, y se produce un efecto de estratificación salina, con el agua superficial conteniendo concentraciones menores.

A lo largo de la parte central del departamento Vera se encuentra otro conjunto de lagunas permanentes: El Tobiano, La Loquita, La Loca, Palo Pelado, La Blanca, La Melada, Isoatí, El Toro, El Cerrito, Cueva del Tigre y El Palmar (Gollán y Lachaga, op. cit.). Están alineadas en un paleocauce del Paraná. En época de inundaciones forman también un cuerpo de agua continuo, que escurre lentamente hacia el arroyo Golondrinas. La profundidad de las lagunas es de más de 2 metros. La salinidad del agua de estas lagunas es menor que las del grupo anterior.

La laguna Melincué

La Laguna Melincué es el cuerpo de agua de mayores dimensiones del sector santafesino de la Pampa Norte, región con escasas lagunas. Ocupa el área más deprimida de un bloque levemente hundido que forma una cuenca endorreica, sus aguas y la freática de la cuenca son de tipo sulfatado-sódico, lo que indica un origen vinculado a la laguna Mar Chiquita. Existe una evidencia coincidente de tipo geomorfológico: una cañada importante, de 40 kilómetros de longitud y 5 kilómetros de ancho de orientación noroeste-sureste que se extiende inmediata a la laguna. La cuenca es de forma aproximadamente cuadrangular, con un área de 1850 Km² (Fig.). Esta característica geoquímica la relaciona con La laguna ocupa

actualmente una superficie de 160 Km². No contamos con datos ciertos de la profundidad, pero se estima en alrededor de siete metros. Se alimenta por surgencia de la capa freática y aportes de algunas cañadas; durante lluvias muy importantes se produce flujo no encauzado, principalmente desde el norte (Pasotti et al., 1978).

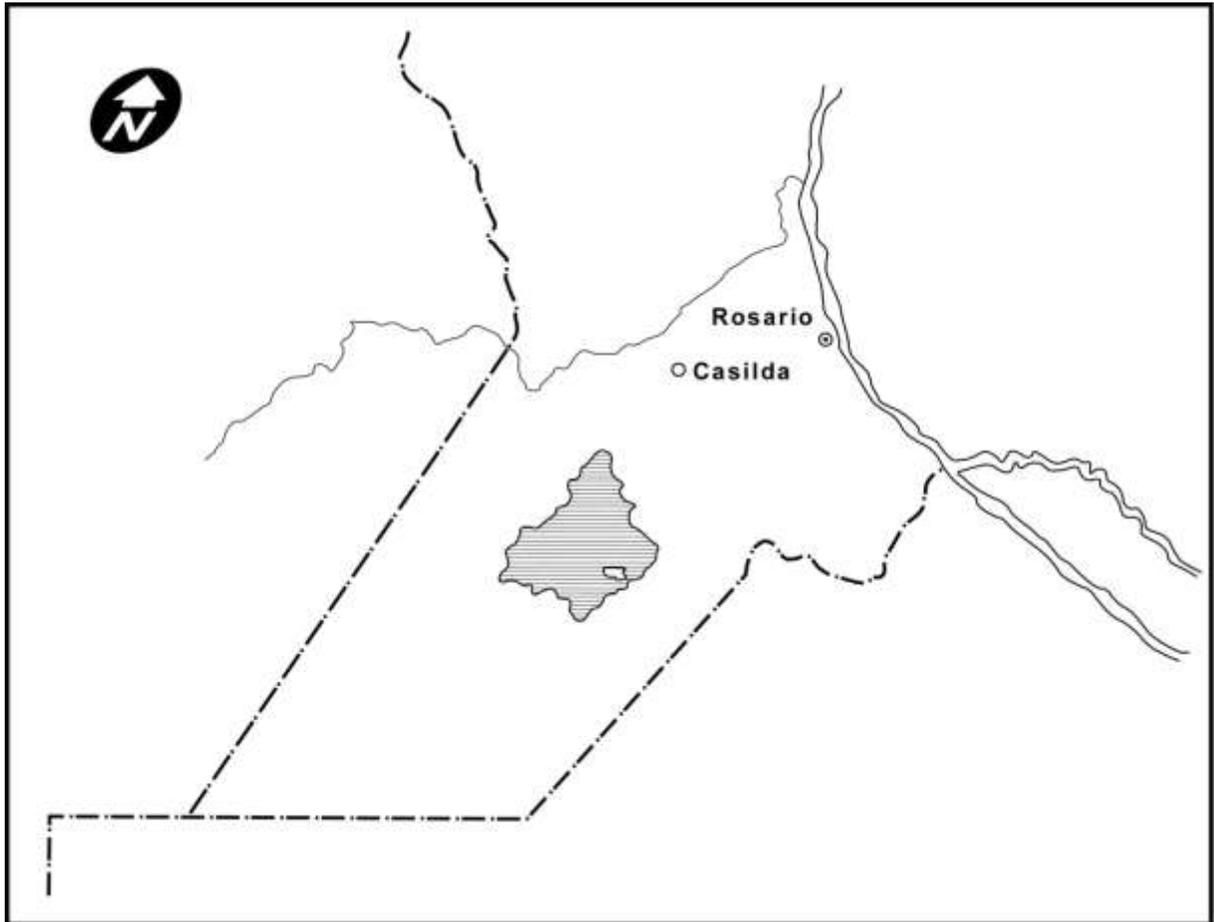


Fig. 21 – Cuenca de la laguna Melincué dentro de la provincia.

El tamaño de esta laguna ha sufrido grandes variaciones desde la primera referencia disponible, realizada por Félix de Azara en 1796; en esa época el tamaño era muy reducido y había dos lagunas pequeñas. Posteriormente, se la cartografió en 1913, 1924, 1954, 1958 y 1978, registrándose un aumento paulatino de volumen (Fig. xx); entre 1958 y 1978 la profundidad aumentó 3,50 metros (Pasotti et al., 1978). Nótese que en las cartas de 1954 en

adelante aparecen dos series de islas. Dichas islas fueron generadas como lunetas marginales por el viento sur durante períodos de estabilidad en épocas secas, probablemente coloniales (Pequeña Edad del Hielo). Según Castellanos (1924), en 1921 la laguna quedó dividida en dos durante una sequía importante; el sector norte recibía el nombre de “laguna chica” y tenía una barranca formada por Ensenadense y Aymarensis gris oscuro, que en nuestra nomenclatura corresponden a la Fm Rosario (Cuaternario inferior) cubierta por un depósito lagunar de la época Hypsithermal (Holoceno medio).

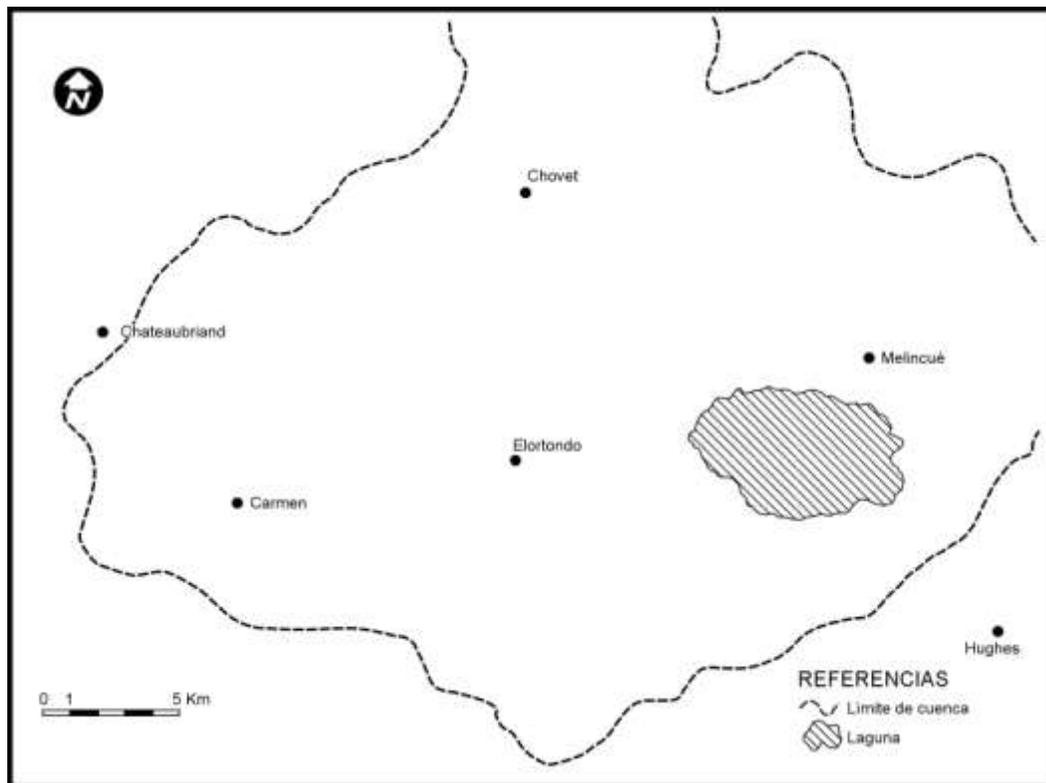


Fig. 22 – Detalle de la laguna Melincué con respecto a los pueblos cercanos.

Considerando la existencia y disposición de las lunetas, debemos deducir que la cubeta fue formada por erosión eólica durante los periodos secos.

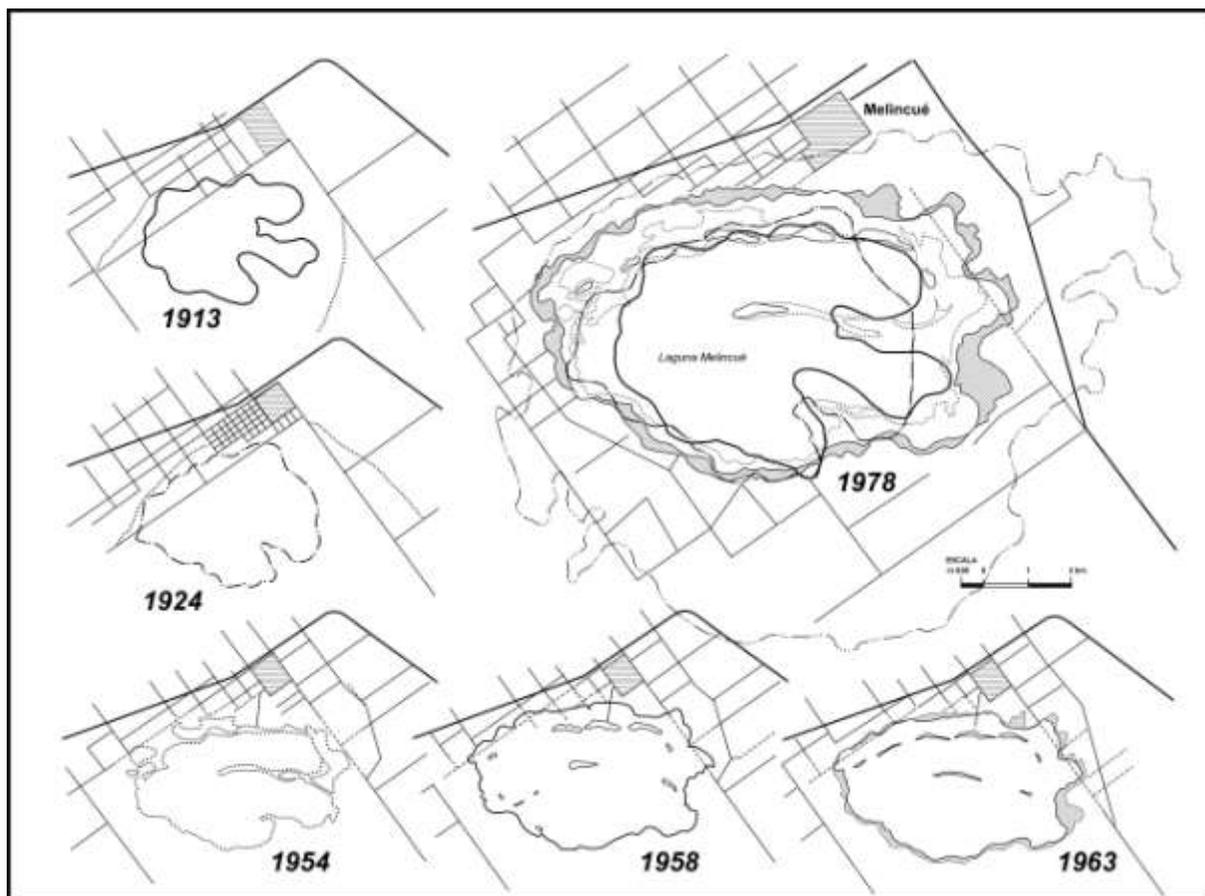


Fig. 23 – Evolución de la laguna Melincué desde 1913 hasta 1978. Nótese el crecimiento paulatino.

Lagunas de la Pampa Sur

Desde el punto de vista geomorfológico, y atendiendo fundamentalmente a los procesos genéticos, las lagunas de la región pueden clasificarse en cuatro grupos:

- a) Lagunas originadas por simple **surgencia** de la lluvia infiltrada en las dunas vecinas hasta depresiones interduna. No poseen rasgos de acción hídrica. Son indicadoras del cambio climático de las últimas décadas, de subhúmedo a húmedo. Ejemplos: Lagunas Gualicó,

Martín García y otras sin nombre (lo que precisamente indica origen muy reciente) al sur de Venado Tuerto.

b) Lagunas que ocupan **antiguas hoyas de deflación**, con lunetas arenosas ubicados al E y NE, indicando la dirección de los vientos dominantes del oeste y suroeste en la época de su formación. Algunas presentan evidencias de erosión por oleaje, con barrancas bien recortadas. Ejemplos: Lagunas **San Eduardo, Birocco, La Amarga**.

c) Lagunas ubicadas en **cuencas cerradas** formadas en bloques hundidos de origen tectónico. Ejemplos: Lagunas **La Picasa y Las Tunas** (ambas fuera de la cuenca del Salado).

d) Lagunas ubicadas en **paleocauces**. Son un tipo particular de hoyas de deflación excavadas en esas geoformas. Ejemplos: **Las Encadenadas y Grigera**.

Debido a su escasa profundidad, la dinámica biogeoquímica de las lagunas pampeanas está intrínsecamente unida a las condiciones climáticas. Las sales disueltas presentan concentraciones sumamente variables debido al régimen hidrológico interanual de las mismas. Son en general sistemas alcalinos, con patrones de circulación polimícticos (Fernández Cirelli y Miretzky, 2004). En los períodos secos se produce precipitación de halita y yeso en cristales milimétricos, que son arrastrados por el viento a los terrenos circundantes en aureolas de pocos cientos de metros y redisueltos posteriormente. Los sedimentos químicos más estables son los carbonatos que precipitan en el subsuelo.

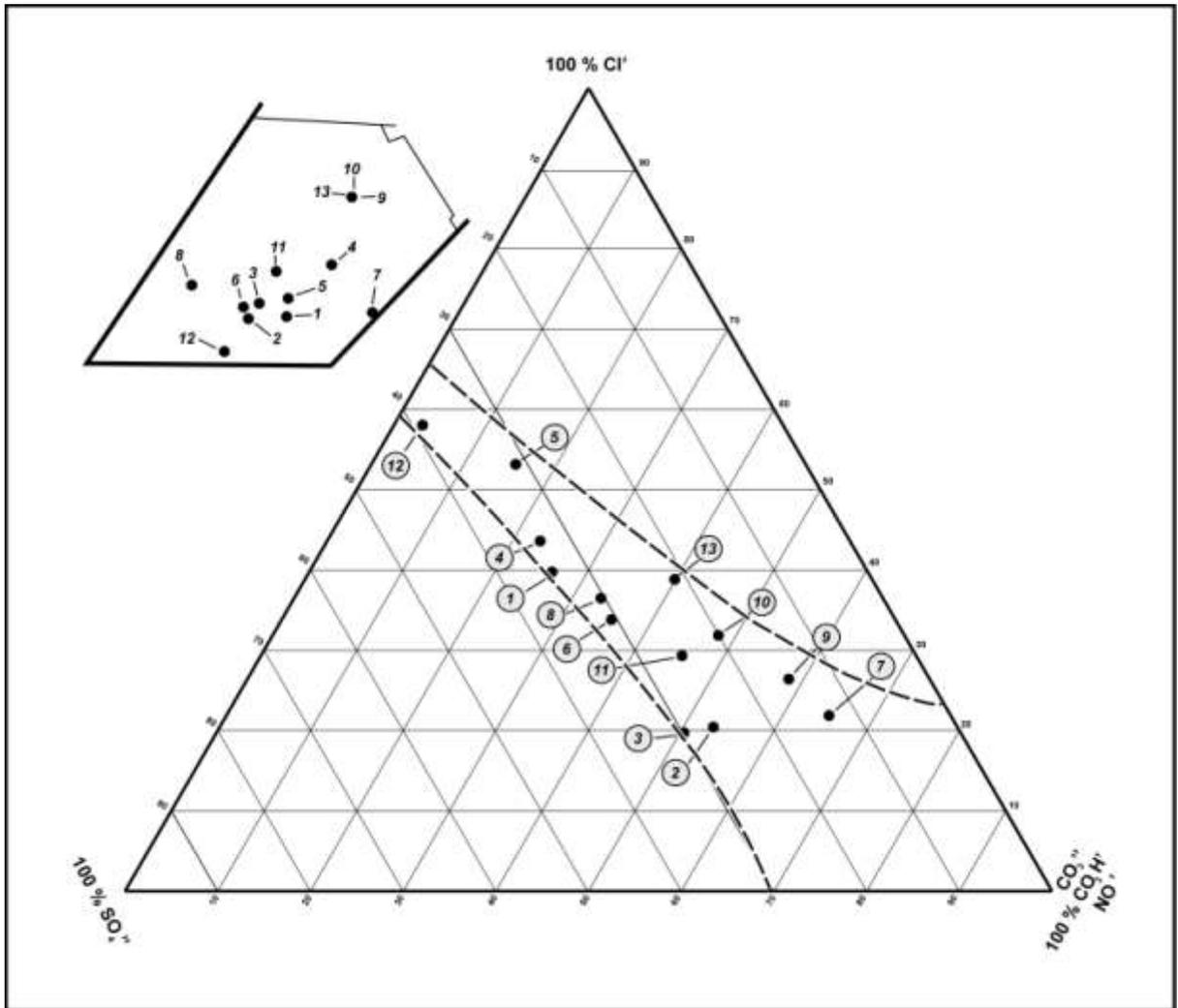


Fig. 24 – Composición química de las lagunas de la Pampa Sur (según Gollán y Lachaga, 1939).

En un estudio referido a la dinámica de la sílice en la laguna Chascomús (“Sistema de las Encadenadas de Chascomús” en la cuenca del Salado en Buenos Aires), Miretzky y Fernández Cirelli (2004) concluyen que la alta concentración de sílice en la laguna es responsable del 70% de la sílice disuelta que ingresa a la laguna, siendo el agua subterránea su fuente principal. Las altas concentraciones de sílice disuelta en el agua subterránea (valor

medio de 63 p.p.m.) son controladas, según las autoras, por la disolución de la sílice amorfa, cuyas fuentes son el vidrio volcánico y la sílice biogénica presentes en los sedimentos eólicos pampeanos. La estacionalidad de las mayores contribuciones de sílice disuelta al sistema (por afluentes y por descarga de agua subterránea) no coincide con el tiempo de mayor demanda de producción de diatomeas. La disolución de sílice mineral o la sílice liberada de la superficie de óxidos metálicos podría aportar la sílice disuelta necesaria para el incremento estacional de diatomeas.

De acuerdo con Conzonno y Fernández Cirelli (1988), la prácticamente continua mezcla vertical en las lagunas pampeanas promueve una alta concentración de materia particulada suspendida y baja transparencia. La columna de agua es casi siempre termalmente homogénea, saturada con OD y con un alto contenido de materia orgánica disuelta, principalmente sustancias húmicas. Estudios limnológicos (Bustamante et al., 2005) de las lagunas: La Picasa, La Larga, La Infinita, Martín García, Los Patos (ubicadas inmediatamente al sudoeste de la cuenca en estudio) y al pantano de Quirno indican para noviembre del 2002 los siguientes rangos de valores de los parámetros medidos: temperatura del agua: 20.4-27.2 °C; oxígeno disuelto (OD): 6.8-10.8 mg/l; demanda bioquímica de oxígeno (DBO): 5.1-11.4 mg/l; sólidos totales disueltos (STD): 4622 mg/l (lag. La Picasa, a 6 m de profundidad) – 1027 mg/l (Quirno, a 4 m de profundidad), pH: 9-9.9. La elevada salinidad registrada en todas las lagunas está asociada a mecanismos de mineralización que se dan como resultado de la interacción agua-suelo y al fenómeno de concentración en las lagunas (Bustamante et al., 2005). Siguiendo a los autores, los parámetros relevados no presentan grandes variaciones de concentración en el tiempo. Los valores de OD son altos debido a la capacidad de reaireación de las lagunas que ocupan gran superficie pero que registran poca profundidad (con velocidad media del viento en la zona de 3 m/s, lo que genera alta turbulencia).

Laguna La Picasa

Laguna La Picasa

La laguna La Picasa está ubicada junto al límite sur de la provincia, dentro de un bloque hundido de 20 kilómetros de longitud este-oeste y 10 kilómetros de ancho norte-sur. En períodos “normales” ocupa algo más de la mitad del mismo, en otros casos desborda y en

épocas secas de varios años de duración se ha secado completamente, según referencias de los pobladores. En las últimas dos décadas ha desbordado a más del doble. El límite oriental y sureste de la depresión (en dirección a Diego de Alvear y San Gregorio) está bien definido y con morfología de evolución costera. Por el contrario, hacia el norte y hacia el oeste (Aarón Castellanos) se extiende una terraza baja de hasta 4 kilómetros de extensión, que marca una superficie mayor que la actual de probable edad hypsithermal (Holoceno medio). Dicha terraza ha sido parcialmente cubierta por pequeñas dunas transversales formadas por vientos de dirección sur-norte. En una descripción realizada por el autor en 1984 (con extensión normal) se registró que la laguna estaba formada por dos sectores bien definidos, llamados “La Picasa Grande” y “La Picasa Chica”.

La Picasa Chica estaba junto a Diego de Alvear, su profundidad era menor a 1 metro y estaba rodeada por extensas orillas salitrosas; su agua era salobre. En su margen oriental existe una luneta de 2,5 a 3 metros de altura, compuesta por arena fina a muy fina amarillenta cubierta por una capa de 20 a 40 cm de arena limosa gris. La luneta tuvo un ancho original de alrededor de 100 mtros y sufrió erosión parcial antes de la sedimentación del sedimento gris. La interpretación es que la luneta se formó durante la fase de vientos del oeste del Pleistoceno final (Iriondo y Kröhling, 1995) y que fue parcialmente erodada por el oleaje de la laguna durante el Hypsithermal. La capa gris se correlaciona con la Fm San Guillermo del Holoceno superior.

La Picasa Grande estaba separada de la anterior por una línea de bajíos que emergía durante la época seca; se trata sin dudas de lunetas erosionadas. Tenía una profundidad desconocida por los pobladores, aunque se suponía de 3 a 4 metros. En 1984 la Picasa Grande tenía dos sectores con agua dulce: uno junto al ferrocarril y otro (un lóbulo pequeño) cercano a la Picasa Chica, conocido en la zona como “laguna de agua dulce”. Estimamos que se trata de manantiales subacuáticos realmente importantes. El resto era agua salada, que no se mezclaba con los dos volúmenes menores. El conjunto tenía en esa época un nivel de 1 metro por encima del valor normal debido al ingreso de desbordes del río Quinto. En el interior del cuerpo de agua existían tres islas, que también representaban restos de lunetas que habían marcado un nivel de agua más bajo y estable durante un cierto tiempo en el pasado.

REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS

Atlas de la República Argentina, 1987. Tercera Edición. Ejército Argentino. Instituto Geográfico Militar. 81 pág.

ATLASTOTAL

Bagnold, R, A. 1965. The Physics of Blown Sand and Desert Dunes. Methuen and Co.Ltd., London, 265 pp.

BONETTO, A., 1959. Las hormigas "cortadoras" de la provincia de Santa Fe. Dir.Gral.

Brunetto, E. e Iriondo, M. 2007 – Neotectónica en la Pampa Norte, Argentina. Rev. Soc. Geológica de España, 20(1-2):17-29. Madrid.

Bustamante, M.A., L. Tarrab, L. di Paolo, J. Weber, J. Haspert y C.M. Angelaccio, 2005. Modelación de la descarga de la laguna La Picasa al río Paraná. XX Congreso Nacional del Agua Conagua 2005, Trabajo Extendido en CD (16 págs.). Mendoza.

Carver, R., 1971. Procedures in Sedimentary Petrology. Wiley Interscience, New York, 653 pp.

CASTELLANOS, A., 1968. Desplazamientos naturales, en abanico, del río Salado del Norte en la llanura chaqueño-santiagoño-santafesina. Insto de Fisiografía y Geología, Univ. Nac. Rosario, Publ. L11, Rosario.

Chebli, G., Mozetic, M., Rosello, E. y Bühler, M. 2000 – Cuencas sedimentarias de la Cuenca Chacopampeana. *En* Geología Argentina – Instituto de Geología y Recursos Minerales (R. Caminos, ed.). Anales, 29:627-644.

Conzonno, V. y A. Fernández Cirelli, 1988. Soluble humic substances from Chascomús Pond (Argentina). Factors influencing distribution and dynamics. Arch. Hydrobiol. 111: 467-473.

Darwin, Ch. 1942 – Travel of a naturalist around the World – Joaquín Gil, ed., 618 pp. Buenos Aires (Spanish translation).

de Recursos Nat., M in. de Agr. y Gan.Santa Fe, 83 pág. Rosario.

DPOH -Dirección Provincial de Hidráulica- (SPAR) – INA -Instituto Nacional del Agua- (CRL), 2002. Recopilación de la información hidrogeológica de la Provincia de Santa Fe. Santa Fe.

- Drago, E. 1979 – Erosión y sedimentación en un tramo del cauce del río Paraná Medio. R.A.G.A., 32(4):277-290.
- Fernández Cirelli, A. y P. Miretzki, 2004. Ionic relations: a tool for studying hydrogeochemical processes in Pampean shallow lakes (Buenos Aires, Argentina). En M. Iriondo, D. Kröhling y J. Stevaux (Eds.), *Advances in the Quaternary of the De la Plata river basin, South America*. Quaternary International 114: 113-121.
- Ferpozzi, L., 1988. Principales rasgos geomorfológicos y dinámica hídrica de un sector de la llanura sudoriental de la provincia de Córdoba, Rep. Arg. II Simposio Latinoamericano sobre Sensores Remotos, 23 págs, Bogotá.
- Giacosa, R., Paoli, C. y Cacik, P. 2000 – Conocimiento del régimen hidrológico. *En El Río Paraná en su Tramo Medio* (C. Paoli y M. Schreider, eds.) Tomo I, pp. 69-104. UNL, Santa Fe.
- Gollán, J. y Lachaga, D. 1939 – Aguas de la provincia de Santa Fe – Primera contribución a su conocimiento. Inst. Experimental; de Investigación y Fomento Agrícola Ganadero. Publicación Técnica N. 12. 384 pág. Santa Fe.
- González Bonorino, F., 1965. Mineralogía de las fracciones arcilla y limo Pampeano en el área de la ciudad de Buenos Aires y su significado estratigráfico y sedimentológico. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 20:67-148.
- Herbst, R. 1971 – Esquema estratigráfico de la provincia de Corrientes. R.A.G.A., 26:221-243.
- Hurtado, M., A. Dillon y R. Castillo, 1985. Incidencia de factores pedogenéticos en suelos del partido de Carlos Tejedor. *Primeras Jornadas Geológicas de la provincia de Buenos Aires*, Actas I: 23-35, Tandil.
- Imbellone, P. y A. Cumba, 2003. Una asociación con paleosuelos superpuestos del Pleistoceno medio-tardío, Holoceno. Zona sur de La Plata, Provincia de Buenos Aires. *AAS Revista*, 10(1):3-22.
- INTA, 1984 -
- Iriondo y Musetti, 1984.
- Iriondo, 1985 – Mapa geomorfológico de la cuenca del río Salado en Santa Fe – Escala 1:100.000. Convenio UNL-INCYTH. Santa Fe.

- Iriondo, 1994 . Los climas cuaternarios de la región pampeana. Comunicaciones del Museo Provincial de Ciencias Naturales "Florentino Ameghino"(N: S), 4(2):1-48, Santa Fe .
- Iriondo, M. 1973 – Análisis ambiental de la Formación Paraná en su área tipo. Boletín de la Asociación Geológica de Córdoba, 2(1-2):19-23.
- Iriondo, M. 1982 – Geomorphology of the Salado River lower basin. IV World Congress in Water Resources. 7 pág.
- Iriondo, M. 1985 – Geología y Geomorfología. Su importancia en relación con la edafología. Publicación Miscelánea N. 30:143-186. INTA, EERA Rafaela.
- Iriondo, M. 1985 – Mapa geomorfológico de la provincia de Santa Fe. Escala 1:500.000 (inédito)
- Iriondo, M. 1987 – Geomorfología y Cuaternario de la provincial de Santa Fe. D'Orbignyana, 4:1-54. Corrientes.
- Iriondo, M. 1991 – El Holoceno del Litoral. Com. Mus. Prov. Ciencias Naturales “Florentino Ameghino”, 3(1):1-40. Santa Fe.
- Iriondo, M. 1991 – El Holoceno en el Litoral. Comunicación Museo Provincial de Ciencias Naturales “Florentino Ameghino” (N.S.):1-40. Santa Fe.
- Iriondo, M. 1993 – Geomorphology and late Quaternary of the Chaco, South America. *Geomorphology*, 7:289-303.
- Iriondo, M. 2007 – El Chaco santafesino – Neógeno y geomorfología. Comunicación Museo Provincial de Ciencias Naturales “Florentino Ameghino”, 13:1-41. Santa Fe.
- Iriondo, M. 2007 – Geomorphology. *En: The Middle Paraná River – Limnology of a Subtropical Wetland* (M. Iriondo, J. Paggi & M. Parma, eds.). Pág. 33-52. Springer Verlag, Heidelberg.
- Iriondo, M. 2010 – Geología del Cuaternario en Argentina. Museo Provincial de Ciencias Naturales Florentino Ameghino, 437 pág. Santa Fe.
- Iriondo, M. 2010 – Geología del Cuaternario en Argentina. Museo Provincial de Ciencias Naturales Florentino Ameghino, 437 pág. Santa Fe.
- Iriondo, M. y D. Kröhling, 1995. El Sistema Eólico Pampeano. Comunicaciones del Museo Provincial de Ciencias Naturales "Florentino Ameghino" (N.S.), 5(1):1-68, Santa Fe

- Iriondo, M. y D. Kröhling, 1995. El Sistema Eólico Pampeano. Comunicaciones del Museo Provincial de Ciencias Naturales "Florentino Ameghino" (N.S.) 5(1):1-68. Santa Fe.
- Iriondo, M. y D. Kröhling, 1996. Los sedimentos eólicos del noreste de la llanura pampeana (Cuaternario superior). XIII Congreso Geológico Argentino; Actas IV: 27-48, Bs. As.
- Iriondo, M. y D. Kröhling, 1996. Los sedimentos eólicos del noreste de la llanura pampeana (Cuaternario superior). XIII Congreso Geológico Argentino; Actas IV: 27-48. Bs. As.
- Iriondo, M. y D. Kröhling, 2004. "New" types of loess, not related to glaciation. En B. Flemming, D. Hartmann, D. y M. Delafontaine (Eds.), International Workshop "From Particle Size to Sediment Dynamics", Resumen extendido pp. 83-85. HWK Delmenhorst.
- Iriondo, M. y Drago, E. 2004 – The headwater hydrographic characteristics of large plains: the Pampa case. *Ecohydrology/Hydrobiology*, 4(1):7-16.
- Iriondo, M. y E. Drago, 2004. The headwater hydrographic characteristics of large plains: the Pampa case. *Ecohydrology & Hydrobiology* 4 (1):7-16.
- Iriondo, M. y Kröhling, D. 2009 – From Buenos Aires to Santa Fe: Darwin's observations and modern knowledge. *R.A.G.A.*, 64(1):109-123.
- IRIONDO, M. y MUSETTI, M., 1984. Geomorfología del área de Coronda. Min. Agr. Gan.–Univ. Nac. Litoral, 10 pp., Santa Fe. MANZI, R. y FRLTSCHY, B., 1983. Condicionamientos naturales en la organización del
- Iriondo, M. y Paira, A. 2007 – Physical geography of the basin. *En: The Middle Paraná River – Limnology of a Subtropical Wetland* (M. Iriondo, J. Paggi & M. Parma, eds.). Pág. 7-31. Springer Verlag, Heidelberg.
- Iriondo, M., 1980. El Cuaternario de Entre Ríos. *Revista de la Asociación de Ciencias Naturales del Litoral* 11:125–141. Santo Tomé.
- IRIONDO, M., 1981. Antigüedad del último cambio climático en el Litoral. *Ecología*, 6:5-8, Buenos Aires.
- IRIONDO, M., 1983. Geomorfología de la cuenca inferior del río Salado como base para la investigación hidrológica. Coloquio Internac. Hidrol. Grande_ Llanuras, CONAPHI, 31 pp., Olavarría.

- IRIONDO, M., 1984. The Quaternary of Northeastern Argentina. *Quat. South Amer. and Antart.Pen.*, A.A. Balkema Publ., 2 (en prensa), Rotterdam.
- Iriondo, M., 1986. Modelos sedimentarios de cuencas continentales: las llanuras de agradación. Primer Congreso Latinoamericano de Hidrocarburos Conexpo/Arpel, Actas I: 81-98, Bs. As.
- Iriondo, M., 1987. Geomorfología y Cuaternario de la provincia Santa Fe (Argentina). *D'Orbignyana*, 4,1-54, Corrientes.
- Iriondo, M., 1987. Geomorfología y Cuaternario de la provincia Santa Fe (Argentina). *D'Orbignyana* 4:1-54. Corrientes.
- Iriondo, M., 1990a. Map of the South American plains – Its present state. En J. Rabassa (Ed.), *Quaternary of South America and Antarctic Penninsula* 6: 297–308. A.A. Balkema Publishers, Rotterdam.
- Iriondo, M., 1990b. A late Holocene dry period in the Argentine plains. En J. Rabassa (Ed.), *Quaternary of South America and Antarctic Penninsula* 7: 197–218. A.A. Balkema Publishers, Rotterdam.
- Iriondo, M., 1992. Geomorphological Map of South American Plains, Mapa a Escala 1:5.000.000. Grant No. 4127/88 National Geographic Society and PID 95100/88 CONICET, (inédito).
- Iriondo, M., 1994. Los climas cuaternarios de la región pampeana. *Comunicaciones del Museo Provincial de Ciencias Naturales "Florentino Ameghino"*(N: S) 4(2):1-48. Santa Fe.
- Iriondo, M., 1997. Models of deposition of loess and loessoids in the upper Quaternary of South America. *Journal of South American Earth Sciences*, 10(1):71-79, Pergamon Press, Oxford.
- Iriondo, M., 1999. Climatic changes in the South American plains: Records of a continent-scale oscillation. *Quaternary International* 57/58: 93-112.
- Iriondo, M., 2004. Large wetlands of South America: a model for Quaternary humid environments. En M. Iriondo, D. Kröhling y J. Stevaux (Eds.), *Advances in the Quaternary of the De la Plata river basin, South America*. *Quaternary International* 114:3-9.

- Iriondo, M., Krohling, D. y J.C. Bidegain, 2000. The Quaternary of SW Entre Ríos, Argentina. 31st. International Geological Congress, Abstract, Río de Janeiro.
- Iriondo, M., Musetti, M. y Real, G. 1983 – Geomorfología del área Coronda (Santa Fe). 12 pág. Ministerio de Agricultura y Ganadería de la Pcia. de Santa Fe/Univ. Nac. del Litoral.
- Kemp, R., Toms, P. King, M. y D. Kröhling, en prensa. The pedosedimentary evolution and chronology of Tortugas, a Late Quaternary type-site of the northern Pampa, Argentina. En: M. Iriondo; D. Krohling y J. Stevaux (Eds.): “Advances in the Quaternary of the de la Plata River Basin, South America”. Quaternary International, Pergamon Press. Oxford.
- Kremer, R. 1968 – Descripción hidrogeológica de la zona Arias-Venado Tuerto-Colón (Provincias de Córdoba, Santa Fe y Buenos Aires). Instituto Nacional de Geología y Minería, 116 pág.
- Kröhling, D. y O. Orfeo, 2002. Sedimentología de unidades loésicas (Pleistoceno Tardio-Holoceno) del centro-sur de Santa Fe. AAS Revista, 9(2): 135-154.
- Kröhling, D. 1999 – Sedimentological maps of the typical loessic units in North Pampa, Argentina. Quaternary International, 62:49-55. Pergamon Press, Oxford.
- Kröhling, D. e Iriondo, M. 1999 – Upper Quaternary paleoclimates of the Mar Chiquita area, North Pampa, Argentina. Quaternary International, 57/58:149-163. Pergamon Press, Oxford.
- Kröhling, D. e Iriondo, M. 2003 – El loess de la Pampa Norte en el Bloque de San Guillermo. Revista de la Asociación Argentina de Sedimentología, 10(2):137-150.
- Kröhling, D. e Iriondo, M., 2003. El loess de la Pampa Norte en el bloque de San Guillermo. Revista de la Asociación Argentina de Sedimentología 10(2): 137-150.
- Kröhling, D. y M. Iriondo, 1999. Upper Quaternary Paleoclimates of the Mar Chiquita Area (North Pampa, Argentina). En: T. Partridge, P. Kershaw □ M. Iriondo (Eds.): Paleoclimates of the Southern Hemisphere. Quaternary International, 57/58: 149 a 164, Pergamon Press, Oxford.
- Kröhling, D. y O. Orfeo, 2002. Sedimentología de unidades loésicas (Pleistoceno Tardio-Holoceno) del centro-sur de Santa Fe. Revista de la Asociación Argentina de Sedimentología 9(2): 135-154.

Kröhling, D. y Orfeo, O. 2002 – Sedimentología de unidades loésicas (Pleistoceno tardío-Holoceno) del centro-sur de Santa Fe. AAS Revista, 9(2):135-154.

Kröhling, D., 1998. Geomorfología y Geología del Cuaternario de la cuenca del río Carcarañá, desde la confluencia de los ríos Tercero y Cuarto, provincias de Sta. Fe y Córdoba. Tesis Doctoral, Facultad de Ciencias Exactas, Físicas y Naturales, Universidad Nacional de Córdoba, 224 pág (inédita).

Kröhling, D., 1998. Geomorfología y Geología del Cuaternario de la cuenca del río Carcarañá, desde la confluencia de los ríos Tercero y Cuarto, provincias de Sta. Fe y Córdoba. Tesis Doctoral, Facultad de Ciencias Exactas, Físicas y Naturales, Universidad Nacional de Córdoba, 224 pp (inédita).

Kröhling, D., 1999. Upper Quaternary of the Lower Carcarañá Basin, North Pampa, Argentina. En T. Partridge, P. Kershaw y M. Iriondo (Eds.), *Paleoclimates of the Southern Hemisphere*. Quaternary International 57/58: 135 a 148.

Kröhling, D., 1999a. Upper Quaternary of the Lower Carcarañá Basin, North Pampa, Argentina. En: T. Partridge, P. Kershaw y M. Iriondo (Eds.): *Paleoclimates of the Southern Hemisphere*. Quaternary International, 57/58: 135 a 148, Pergamon Press, Oxford.

Kröhling, D., 1999b. 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 Pergamon Press, Oxford.

Kröhling, D., 2003. A 54 m thick loess profile in North Pampa, Argentina. XVI INQUA Congres, Abstract, pág. 198, Reno.

Krumbein, W. y L. Sloss, 1955. *Stratigraphy and Sedimentology*. Freeman & Co. San Francisco, 660 pp.

Manavella, C. e Iriondo, M. 1984 – Rasgos geológicos e hidrogeológicos de la cuenca del arroyo San Antonio (Provincia de Santa Fe). 19 pág. Publ. CRL – Incyth N. 16, Santa Fe.

Manzi y Fritschy 1973

Marengo, H. 2005 – Micropaleontología y estratigrafía del Mioceno marino de la Argentina: las transgresiones Laguna Paiva y del Entrerriense-Paranense. Tesis doctoral, 150 pág. Universidad de Buenos Aires.

Miretzky, P. y A. Fernández Cirelli, 2004. Silica dynamics in a pampean lake (lake Chascomús, Argentina). *Chemical Geology* 203: 109-122.

Muller, G., 1967. *Methods in Sedimentary Petrology*. E. Schweizerbartische Verlagsbuchhandlung, Stuttgart, 283 pp.

Neiff, J., Iriondo, M. y Carignan, R. 1994 – Large tropical South American wetlands. *En Proceedings of the International Workshop on The Ecology and management of Aquatic-Terrestrial Ecotones*:156-165. Seattle.

Nickling, W., 1994. Aeolian sediment transport and deposition. En K. Pye (Ed.), *Sediment transport and depositional processes*. Blackwell Scientific Publications: 293-350. Oxford.

Paoli, C. y Cacik, P. 2000 – Régimen de crecidas y análisis de caudales máximos. *En El Río Paraná en su Tramo Medio* (C. Paoli y M. Schreider, eds.) Tomo I, pp. 109-171. UNL, Santa Fe.

Paoli, C., R. Giacosa, J. Collins, D. Brea y D. Sosa, 2005. Proyecto de descarga de la laguna La Picasa al Río Paraná, aspectos hidrológicos – hidráulicos. XX Congreso Nacional del Agua CONAGUA 2005, Trabajo Extendido en CD (21 págs.). Mendoza.

Parras, P., 1943. *Diario y derrotero de sus viajes*. Ed. Solar, Bs. As., 251 pp.

Pasotti, P. 1974 – La Neotectónica en la llanura pampeana. *Publ. Inst. Fisiografía y Geología, Univ. Nac. Rosario*, 58:1-28.

Pasotti, P. et al. 1978 – Rasgos geológico-geomorfológicos de la laguna Melincué. Instituto de Fisiografía y Geología, Univ. Nac. Rosario, 129 pág. (informe inédito).

Pasotti, P. y A. Castellanos, 1963. El relieve de la llanura santafesino-cordobesa comprendida entre los paralelos 32° y 32°30'S desde 62°45'W hasta el río Paraná. *Publicaciones del Instituto de Fisiografía y Geología, Univ. Nac. del Litoral*, 47:1-79, Rosario.

Petit-Maire, N., J. De Beaulieu, M. Iriondo, G. Boulton y T. Partridge, 1999. Maps of the World environments during the two last climatic extremes. Commission of the Geological Map of the World/Agence Nationale pour la Gestion des Dechets Radiactifs. París.

Popolizio 1968

- Ramonell, C., Amsler, M. y Toniolo, H. Geomorfología del cauce principal. *En El Río Paraná en su Tramo Medio* (C. Paoli y M. Schreider, eds.) Tomo I, pp. 173-232. UNL, Santa Fe.
- Riggi J.C, F. Fidalgo, O. Martínez y N. Porro, 1986. Geología de los “Sedimentos Pampeanos” en el partido de La Plata. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 41:316-333.
- Stappenbeck, R. 1926 – Geología y aguas subterráneas de la Pampa. Ed. Pangea, 490 pág. Córdoba.
- Teruggi, M. y P. Imbellone, 1987. Paleosuelos loessicos superpuestos en el Pleistoceno Superior-Holoceno de la región de La Plata, provincia de Buenos Aires, Argentina. *Ciencia del Suelo* 5:175-188.
- Wentworth, C., 1922. Scale of grade and class terms for clastic sediments. *Geology*, 30: 377-392.
- Wentworth, C., 1922. Scale of grade and class terms for clastic sediments. *Geology* 30: 377-392.
- Yrigoyen, M. 1969 – Problemas estratigráficos del Terciario de Argentina. *Ameghiniana*, 6:315-328.
- Zurita, A., Miño-Boilini, A., Carlini, A., Iriondo, M. y M. Alcaraz 2009 – Paleontología del Chaco Oriental. Una nueva localidad con mamíferos fósiles pleistocenos en el río Bermejo (Formosa, Argentina). *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 26(2):277-288.