

# EVIDENCIAS PALEOCLIMÁTICAS EN DURICOSTRAS, PALEOSUELOS Y SEDIMENTITAS SILICOCCLÁSTICAS, DEL CENOZOICO DE URUGUAY

Ofelia Rita TÓFALO<sup>1</sup> y Héctor J. M. MORRÁS<sup>1,2</sup>

<sup>1</sup> Departamento de Ciencias Geológicas, FCEN, Universidad de Buenos Aires, E-mail: rtofalo@gl.fcen.uba.ar

<sup>2</sup> INTA-CIRN, Instituto de Suelos, Hurlingham.

## RESUMEN

Las sedimentitas continentales del oeste y sur de Uruguay permiten inferir importantes cambios climáticos ocurridos durante el Cenozoico, que se inicia con calizas palustres paleocenas denominadas Formación Queguay y relacionadas con calcretes freáticos que afectan principalmente a sedimentitas fluviales de la Formación Mercedes (Cretácico Tardío). La presencia de estas rocas carbonáticas indica clima semiárido, marcadamente estacional. La Formación Asencio (Eoceno temprano) está separada de la Formación Mercedes por una discontinuidad, la paleosuperficie Yapeyú, que limita dos ciclos sedimentarios. Sobre ella se disponen depósitos fluviales que en clima cálido, húmedo y estacional generaron Ultisoles; estos durante lapsos de desecamiento prolongado habrían originado ferricretes, cuyos niveles superiores fueron desmantelados por rehidratación debido a incremento de las precipitaciones. Suprayace en discordancia la Formación Fray Bentos (Oligoceno-Mioceno temprano), integrada por loess depositados bajo clima semiárido, a partir de los cuales se desarrollan paleosuelos y calcretes pedogénicos, entre los que se describe una nueva variedad: calcretes tubulares. Su morfología en planta correspondería a la de un microrrelieve *gilgai* típico de Vertisoles, igual que la estructura prismática derivada de procesos de expansión-contracción de arcillas esmectíticas en climas estacionales. La presencia de calcretes pedogénicos sugiere condiciones de clima semiárido estacional. La Formación Raigón (Plioceno tardío-Pleistoceno medio) de origen fluvial, se formó en un período húmedo y presenta en el techo un paleosuelo generado bajo clima estacional. La Formación Libertad (Pleistoceno temprano a medio), apoya en discordancia y está integrada por loess depositados durante intervalos glaciales y modificados por pedogénesis durante períodos interglaciales o interestadiales.

Palabras clave: *Duricostas, Paleosuelos, Sedimentitas silicocclásticas, Paleoclimas.*

**ABSTRACT:** *Paleoclimatic evidence in duricrust, paleosols and siliciclastic deposit of the Cenozoic of Uruguay.* The continental deposits found in southern and western Uruguay show important climatic changes along the Cenozoic. The sequence begins with Paleocene palustrine carbonates known as the Queguay Formation, associated with calcretes of phreatic origin which developed mainly on fluvial sediments of Mercedes Formation (Late Cretaceous), and indicates a semiarid climate, seasonally contrasted. The Asencio Formation (Early Eocene) is separated from Mercedes Formation by the Yapeyu paleosurface, limiting two sedimentary cycles. Fluvial deposits lies above this surface, on which Ultisols developed under a warm and humid climate; periods of intense dryness would provoked their induration and formation of ferricretes, which under subsequent increased precipitation were dismantled. Above, Fray Bentos Formation (Oligocene-Early Miocene) lies unconformably. It is composed by loessic sediments deposited in a semiarid climate, paleosols and diverse pedogenic calcretes developed on these sediments, among which a new type named tubular calcrete, are here described; in the latter the tubular units are related to a coarse prismatic structure derived from shrink-swell processes and the surface morphology of this calcrete refers to a *gilgai* microrelief, typical for Vertisols. The pedogenic calcretes point to a seasonal semiarid climate. The Raigón Formation (Late Pliocene- Middle Pleistocene) of fluvial origin was formed in a humid period, and shows a paleosol at the top developed in a seasonally contrasted climate. Lying unconformably, the Libertad Formation (Early to Middle Pleistocene) is composed by loesses deposited during glacial periods that were subsequently modified by pedogenesis during interglacial periods.

Keywords: *Duricrusts, Paleosols, Siliciclastic sedimentites, Paleoclimates.*

## INTRODUCCIÓN

Los depósitos continentales cenozoicos de los sectores occidental y sur de Uruguay, tienen indicadores paleoclimáticos significativos ya que además de sedimentos lo-

ésicos y fluviales presentan abundantes duricostas y paleosuelos. En la presente contribución se realiza el análisis integral de los mismos a partir de observaciones de campo y del estudio petrológico y micromorfológico, lo que permite deducir

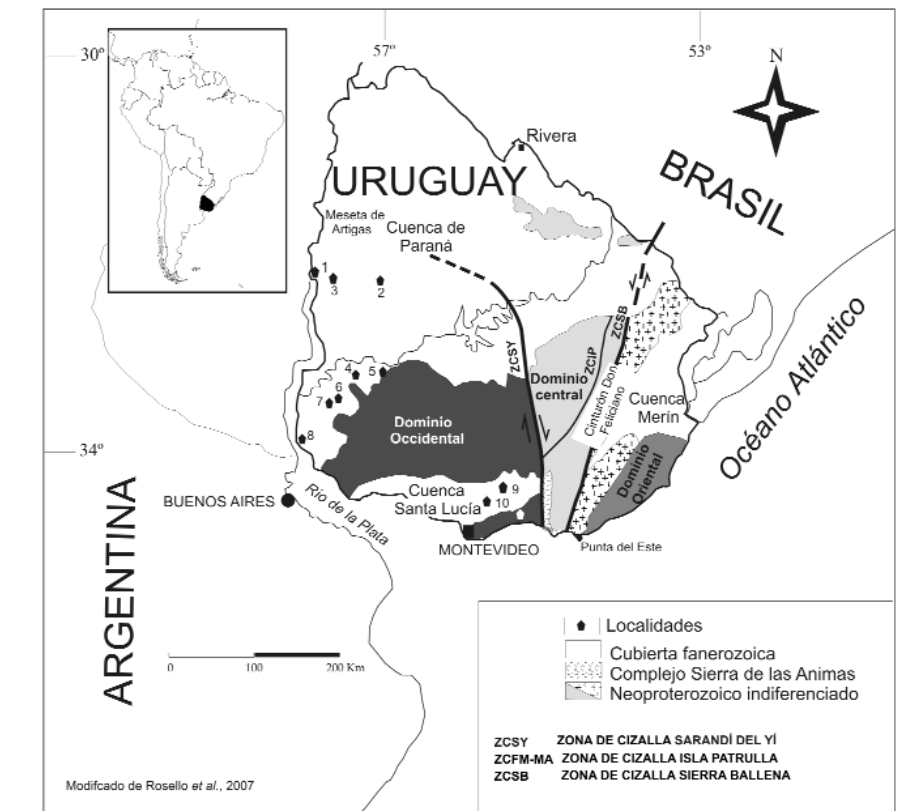
las variaciones climáticas de ese sector de las cuencas de Paraná y de Santa Lucía. Si bien la mayoría de estos depósitos pueden observarse en Argentina (Fig. 2) los afloramientos son mucho más pequeños y se encuentran dispersos.

Las duricostras (calcretes, silcretos, ferricretes) son comunes en el registro estratigráfico, pero particularmente abundantes en cuencas continentales del Mesozoico y Cenozoico. En las últimas décadas se han llevado a cabo diversos trabajos sobre las mismas y su asociación con niveles de paleosuelos y calizas palustres (Tandon y Narayan 1981, Arakel 1982, Wright 1982, Goudie 1983, Wright, 1990, Wright y Tucker 1991, Thiry y Milnes 1991, Wright *et al.* 1992, Mack y James 1994, Wright y Platt 1995, Banerjee 1998, Bourman y Conacher 1998, Thiry 1999, Mack *et al.* 2000, Khadkikar *et al.* 2000, Tandon y Andrews 2001, Alonso Zarza 2003, Bellosi *et al.* 2004, Huerta y Armenteros 2005, Ulyyott y Nash 2006, entre otros).

Los calcretes constituyen importantes depósitos característicos de regiones semiáridas, con precipitación media anual de alrededor de 500 mm (Wright y Tucker 1991). Los calcretes pedogénicos son comunes en suelos bien drenados y los de aguas subterráneas se originan en el área de influencia de la capa freática. Frecuentemente se asocian con carbonatos palustres formados en zonas bajas, donde la capa freática aflora para constituir pantanos carbonáticos muy pandos (Wright y Platt 1995), sujetos a desecación intermitente.

La formación de calcretes y carbonatos palustres y su significado paleoambiental depende de varios factores como clima, tectónica e hidrología (Alonso Zarza 2003), por lo que resulta muy importante conocer cómo esos factores afectan a la acumulación de los carbonatos y qué representan los calcretes y las facies palustres en la estratigrafía secuencial continental (Huerta y Armenteros 2005).

Los silcretos se forman en la superficie o cerca de ella y pueden ser utilizados para identificar paleosuperficies, para realizar reconstrucciones paleoambientales y análisis de cuencas (Thiry 1999). Los silcretos pedogénicos son los más comunes, tienen un perfil complejo e indican períodos de estabilidad. Los silcretos de aguas subterráneas tienen un perfil más



**Figura 1:** Mapa de ubicación indicando las principales localidades mencionadas en el texto: 1 Paysandú, 2 Algorta, 3 Piedras Coloradas, 4 arroyo Vera, 5 Gruta del Palacio, 6 cuenca del arroyo Coquimbo, 7 Pedro Chico, 8 Nueva Palmira, 9 Sauce Solo, 10 Mígues.

simple y preservan las estructuras del material original (Ulyyott y Nash 2006). La micromorfología proporciona importantes pautas para determinar su origen e identificar los procesos de silicificación.

Los ferricretes son duricostras cementadas por óxidos de hierro. El término laterita, usado para describir materiales endurecidos por óxidos de hierro y comunes en regiones tropicales, ha sido usado poco estrictamente, lo que ha ocasionado considerable confusión (Segalen 1994, Widdowson y Gunnell 1999). Los ferricretes más comunes, son de origen pedogénico, ya que presentan abundantes rasgos edáficos, en contraposición con los ferricretes freáticos (Wright *et al.* 1992), formados en el límite superior de la capa freática, donde prevalecen condiciones más oxidantes (Coelho *et al.* 2001). Los ferricretes son un atractivo marcador estratigráfico, ya que indican clima tropical y están relacionados con intensa meteorización en planicies de muy bajo relieve

(Achyuthan 2004).

Por su parte los paleosuelos son indicadores paleoclimáticos relevantes, pues su existencia y tipo depende de la combinación de los factores (clima, material parental, relieve, biota y tiempo) y de los procesos formadores (adiciones, transferencias, translocaciones y pérdidas). La presencia de paleosuelos bien desarrollados indica escaso aporte sedimentario terrígeno y condiciones de estabilidad tectónica.

Finalmente, los loess son sedimentos eólicos principalmente limosos depositados en planicies con clima semiárido, por lo que también resultan indicadores de paleoclimas, en tanto su intercalación con paleosuelos indica que la sedimentación no fue continua.

## MARCO GEOLÓGICO

El escudo uruguayo está formado por bloques de corteza de diferente petrología e historia geológica, asociados a rocas

magmáticas y supracorticales que alcanzaron una estabilidad tectónica relativa al final del Cámbrico y principio del Ordovícico (Masquelín 2006). Se lo divide en tres dominios: oriental, central y occidental, separados por discontinuidades corticales (Rossello *et al.* 2007). El dominio oriental recibe el nombre de Punta del Este, el central el de Nico Pérez y el occidental el de Piedra Alta. El registro sedimentario durante el resto del Fanerozoico involucra tres cuencas: Paraná, Santa Lucía y Merín (Fig. 1)

Las calizas y silcretos afloran principalmente en el oeste de Uruguay, en la cuenca de Paraná y ocupan también áreas más reducidas en la cuenca de Santa Lucía (Fig. 1). Se desarrollan generalmente en la parte superior de la Formación Mercedes, sucesión fluvial constituida por una alternancia de bancos lentiformes psefíticos y psamíticos y atribuida al Cretácico Tardío (Fig. 2).

La potencia de las calizas raramente supera los 15 m y su edad ha sido discutida por diversos autores, entre los que cabe mencionar a Lambert (1940), que postuló varios episodios de precipitación carbonática desde el Cretácico hasta el Terciario Temprano. Bossi (1966) las atribuyó al Terciario y posteriormente al Cretácico Tardío (Bossi *et al.* 1975) y recientemente Goso Aguilar y Perea (2004) propusieron denominarlas Formación Queguay y las ubicaron en el Terciario Temprano.

Tradicionalmente a todas las calizas se les atribuyó un origen lacustre (Bossi 1966, Sprechmann *et al.* 1981, entre otros), pero esto ha sido discutido a partir de nuevos estudios. Tófalo (1986) indica que son calcretes de aguas subterráneas. Chebli *et al.* (1989) interpretan que se habrían originado por procesos de iluviación, de ascenso capilar desde la capa freática y por precipitación en cuerpos de agua. Veroslavsky y Martínez (1996) infieren que son calcretes de aguas subterráneas e indican controles estructurales que actuaban elevando el nivel freático, posteriormente a la sedimentación de la Formación Mercedes. Los niveles superiores de calizas con fósiles

cenozoicos son interpretados como paleosuelos y el chert, que comúnmente se observa en las rocas carbonáticas, se habría generado por procesos de silcretización (Veroslavsky *et al.* 1997).

La Formación Asencio está circunscripta al sector SO de Uruguay e integrada por una sucesión silicoclástica roja con trazas fósiles de insectos (Fig. 2), atribuida al Eoceno temprano (Bellosi *et al.* 2004). Según Bossi (1966) el contacto inferior con la Formación Mercedes es concordante y transicional y la divide en los Miembros Yapeyú (inferior) y del Palacio (superior). El primero está constituido por areniscas finas de color rosado a blanco, con cemento arcilloso o carbonático (Bossi y Navarro 1988) y tiene nidadas de huevos de dinosaurios. El miembro del Palacio se halla integrado por las mismas areniscas afectadas por importantes y generalizados procesos de ferrificación y esporádicos fenómenos de silicificación (Bossi y Navarro 1988). Ford y Gancio (1989) definieron provisoriamente la Formación Palmitas, constituida por conglomerados de supuesto origen fluvial, que contienen nidos fósiles de insectos y la asignaron tentativamente al Cenozoico temprano.

Pazos *et al.* (1998) limitan la Formación Asencio al Miembro del Palacio, ya que determinan una discontinuidad regional con abundantes indicadores edáficos que limita dos ciclos sedimentarios, la paleosuperficie Yapeyú, localizada en el tope del Miembro Yapeyú. Los procesos de ferrificación serían posteriores a la sedimentación y habrían afectado en profundidad hasta la Paleosuperficie Yapeyú. Desestiman la existencia de la Formación Palmitas, ya que no observan características compatibles con flujos generados por acción fluvial.

La Formación Fray Bentos (Bossi 1966) aflora en el oeste de Uruguay en la cuenca de Paraná y hacia el este en las cuencas de Santa Lucía y Merín (Fig. 1). Apoya discordantemente sobre la Formación Asencio (Fig. 2) o sobre el basamento cristalino y se relaciona también en discordancia con las sobrepuestas Formaciones Camacho (Mioceno) y Salto (Plio-Pleistoceno).

En afloramientos su potencia no es mayor de 15 m y en subsuelo los espesores máximos parecen no ser superiores a los 100 metros (Bossi y Navarro 1988). Según Romano y Tófalo (2000) el perfil tipo de 14 m de potencia, que aflora en las barrancas próximas a la ciudad de Fray Bentos, está integrado por mantos de loess ricos en vitroclastos a partir de los cuales se generan niveles de paleosuelos con rizolitos y revestimientos de arcilla, de hierro y de carbonato de calcio. Las sedimentitas sufrieron varios procesos vinculados con la diagénesis vadosa, que dieron origen a distintos tipos de calcretes. Escasos depósitos de geometría lenticular con base erosiva, se interpretaron como pequeños paleocanales.

Según Ubilla (2004) incluye depósitos fluviales de relleno de canal y barras integrados por areniscas y areniscas conglomerádicas con base erosiva; depósitos fluviales de planicie de inundación; paleosuelos; niveles de calcretes y silcretos; depósitos de flujos gravitatorios compuestos por diamictitas y fangolitas y depósitos loésicos. Este autor propone el perfil de Picada de Berget (Canelones) como hipotratotipo de la unidad por contener a la mayoría de los litotipos mencionados; cabe destacar que la mayoría de las sedimentitas de este perfil (85%) son limo arenosas y la participación de depósitos canalizados en la columna es escasa.

La Formación Raigón (Goso 1965) aflora en las barrancas costeras del Río de La Plata. Su potencia máxima es de 30 m y se la asigna al Plioceno tardío-Pleistoceno medio (Perea y Martínez 2004) (Fig. 2). En afloramientos apoya sobre la Formación Camacho, pero en perforaciones lo hace también sobre la Formación Fray Bentos y sobre el basamento cristalino (Spoturno y Oyhançabal 2004). Según Bossi y Navarro (1988), está constituida por arcillas verdes, arenas finas verdes algo arcillosas, arenas finas blancas, arenas medias feldespáticas blancas, arenas feldespáticas gruesas y niveles de conglomerados. Andreis y Mazzoni (1967), siguiendo el criterio de Francis y Mones (1966) la denominan Formación San José

**FIGURA 2:** Cuadro estratigráfico.

Edad	Estratigrafía		Génesis	Inferencia Paleoclimática	Fósiles
	Uruguay	Argentina			
Pleistoceno temprano a medio	Fm. Libertad	Fm. Ensenada	Loess, paleosuelos y calcretes	Semiárido Estacional	Mamíferos
Plioceno tardío-Pleistoceno medio	Fm. Raigón (sur) Fm. Salto (oeste)	Fm. Salto Chico (este) Fm. Ituzaingó (oeste)	Depósitos fluviales	Templado Húmedo Hacia el techo estacional	Mamíferos (Toxodontes, Gliptodontes, Roedores)
Oligoceno-Mioceno temprano	Formación Fray Bentos	Formación Fray Bentos	Loess, paleosuelos y calcretes	Semiárido Estacional	Mamíferos (Marsupiales, Roedores Xenartras, Nothoungulados)
Eoceno temprano	Fm. Asencio	Formación Puerto Yerúá	Dep. fluviales, Ultisoles, ferricretes	Subtropical Seasonal	Nidos de insectos
Paleoceno	Fm. Queguay		Calcretes, carbonatos palustres	Semiárido Estacional	Gastrópodos terrestres y dulceacuícolas, nidos de insectos, ostrácodos, characeas
Cretácico Maestrichiano Campaniano	Formación Mercedes		Depósitos fluviales	Templado Húmedo	Cáscaras de huevos de dinosaurios

y la dividen en dos secciones, una inferior formada por arcillas, limos, limos arenosos y arenas subordinadas gris verdosas y otra superior compuesta por psamitas medianas a muy gruesas de coloraciones rosadas a amarillentas. Tófaló *et al.* (2006b) indican que estas sedimentitas fluviales pueden dividirse en dos secciones predominantemente arenosas separadas por una discontinuidad de carácter regional, que marca un episodio de reactivación en la sedimentación.

Atribuida al (Plioceno tardío-Pleistoceno) la Formación Salto también de origen fluvial, se observa en reducidos afloramientos cercanos al río Uruguay y fue correlacionada con la Formación Raigón por Goso (1965). Se correlaciona también con las Formaciones Salto Chico e Ituzaingó en la Mesopotamia argentina (Fig. 2). Según Veroslavsky y Montaña (2004), son depósitos de ríos entrelazados, pueden distinguirse dos ciclos depositacionales y tienen geometría lenticular, son multiepisódicos y grano de crecientes. Estos autores realizan un pormenorizado análisis de la Formación Salto, por lo que dado lo reducido de sus afloramientos en el área estudiada y su semejanza y correlación con la Formación Raigón, no se trata en particular en la presente contribución.

La Formación Libertad (Pleistoceno temprano a medio) fue definida por Goso (1965) y aflora en los departamentos del suroeste del Uruguay. Tiene espesor de alrededor de 20 m y es discordante sobre la

Formación Raigón y sobre formaciones cretácicas y rocas paleozoicas y su tope es también discordante con formaciones del Cuaternario medio y superior (Spoturno y Oyhançabal 2004). Según Bossi *et al.* (1998) incluye lodolitas macizas friables con arena gruesa dispersa y abundante carbonato de calcio. De acuerdo a Tófaló *et al.* (2006b) corresponde a depósitos loésicos, acumulados por el viento en regiones semiáridas de escasa pendiente y que han sufrido importantes procesos de pedogénesis (Fig. 2).

## MATERIALES Y MÉTODOS

Se levantaron perfiles y se realizaron observaciones geológicas, para determinar estructuras, geometrías y tipo de contacto entre bancos. También se utilizaron testigos de perforación suministrados por la compañía minera ANCAP (Asociación Nacional de Combustibles, Alcohol y Portland). El color se fijó por comparación con los patrones cromáticos del *Rock Color Chart Committee* (1951). Las muestras fueron estudiadas microscópicamente, teniendo en cuenta sus características texturales y composicionales. Para las descripciones micromorfológicas se siguieron los criterios de Stoops (2003) y para evaluar la micromorfología de los calcretes se usó terminología de Wright (1990), quien propone dos miembros finales: los calcretes alfa consisten en una matriz densa micrítica o microesparítica,

en la que se observan granos flotantes, corroídos y desplazados y comunes cristalarías (reellenos cristalinos, en el sentido de Stoops 2003); en los calcretes beta, en cambio, dominan las características biogénicas, como rizoconcreciones, calcita fibrosa, textura alveolar-septal, etc. Para describir la fábrica de los silcretos se utilizó la terminología propuesta por Summerfield (1983), quien denomina grano-soportada a la fábrica caracterizada por granos esqueléticos mayores de 30  $\mu\text{m}$  que se tocan entre sí y constituyen el esqueleto estable de la roca, la cementación se produce por relleno del espacio intergranular. En cambio, flotante es la fábrica en la que los clastos mayores de 30  $\mu\text{m}$  no tienen contactos entre sí y la silicificación se ha producido por reemplazo de material arcilloso o carbonático.

## FORMACIÓN QUEGUAY

### Calizas

*Descripción:* En las proximidades de la localidad de Paysandú (Fig. 3a), se observan calcretes brechosos y masivos (Tofalo *et al.* 2001). En los primeros el carbonato de calcio se introduce en el paleosuelo hospedador, lo brecha y desplaza sus partes, lo que genera una serie de cristalarías que suelen estar cortadas sucesivamente por otras, lo que pone de manifiesto que existen varias etapas de fracturación y relleno.

En los calcretes masivos, de color blanco

(N9), el carbonato autigénico envuelve, separa y cementa en forma continua, fragmentos de paleosuelos (pedorelictos), y muy escasa proporción de clastos tamaño arena que comúnmente presentan los bordes corroídos. Se genera así un típico calcrete masivo, denso, con fábrica alfa (Fig. 3b). Hacia el tope de la sucesión, se han observado restos de valvas fragmentadas y totalmente reemplazadas por esparita. Son muy frecuentes tanto en los calcretes brechosos como masivos los rellenos silíceos complejos de macro y microporos. En las proximidades de la localidad de Algorta (Fig. 1), se han observado calizas arenosas silicificadas con abundantes gastrópodos dulceacuícolas (Ford y Gancio 1990) y cerca de Piedras Coloradas (Fig. 1), calizas con gastrópodos terrestres y de agua dulce, ostrácodos, oogonios de charáceas, rizoconcreciones e icnofósiles terrestres (Veroslavsky y Martínez 1996, Martínez *et al.* 2001).

Cabe destacar que en la región de Sauce Solo (cuenca de Santa Lucía) Veroslavsky *et al.* (1997) definen 4 litofacies: areniscas calcáreas, calizas arenosas, calizas macizas y calizas fosilíferas. Las calizas arenosas y macizas fueron interpretadas como calcretes de aguas subterráneas y las calizas fosilíferas como un calcrete pedogénico. Aproximadamente a 10 km de la localidad de Migueles (cuenca de Santa Lucía), afloran 8 m de calizas color blanco (N9). En los 3 m basales el carbonato de calcio autigénico envuelve, separa y cementa clastos tamaño arena que comúnmente presentan los bordes corroídos, generando un calcrete masivo, denso, con fábrica alfa (Tófaló *et al.* 2006a). Las características microscópicas de las rocas son equiparables a las observadas en calcretes del departamento Paysandú (Tófaló *et al.* 2001) y de la provincia de Entre Ríos (Tófaló y Pazos 2002). Los carbonatos suprayacentes (Fig. 3c) tienen textura peloidal-intraclástica (Fig. 3d). Son comunes en algunos niveles las bioturbaciones horizontales y principalmente en el tope de la sucesión los bioclastos de gastrópodos generalmente fragmentados. Es común el reemplazo parcial del carbonato por sílice.

*Interpretación:* A las calizas arenosas silicificadas con gastrópodos dulceacuícolas ubicadas cerca de Algorta se asignó un probable origen lagunar (Ford y Gancio 1990) y a las calizas próximas a Piedras Coloradas se las interpretó como paleosuelos calcáreos (Veroslavsky y Martínez 1996, Martínez *et al.* 2001), en tanto que las de la región de Sauce Solo fueron interpretadas como calcretes de aguas subterráneas y las calizas fosilíferas como un calcrete pedogénico (Veroslavsky *et al.* 1997).

La mayoría de las calizas, con excepción de los niveles con restos fósiles son masivas (Fig. 3 b), tienen las características micromorfológicas determinantes de calcretes con fábrica alfa (fisuras complejas y cristalarias, granos esqueléticos flotantes y con bordes corroídos, cristales esparíticos rómbicos, fábrica densa), la cual se origina por crecimiento desplazante de calcita en el material clástico hospedador, debido principalmente a fenómenos de evaporación y evapotranspiración. La micromorfología de los calcretes indica que se han originado en los ambientes diagenéticos freático y vadoso. Las brechas intraformacionales son comunes en ambiente diagenético vadoso, donde existe alternancia entre condiciones de cementación y fracturación no tectónica, lo que origina varios episodios de fragmentación, brechamiento y cementación. Estas características indican que se trata de calcretes originados por migración vertical y lateral de la capa freática. La falta de claras evidencias de fábrica beta, caracterizada por el dominio de estructuras biogénicas (calcita fibrosa, *pellets*, canales, fábrica alveolar septal, etc.), indicaría que se formaron en zonas con escasa actividad biológica, hecho que resulta contradictorio, con la abundancia de paleosuelos particularmente en la zona de Paysandú. Sin embargo, debe tenerse en cuenta que los procesos vinculados a la freática pueden haber actuado mucho después que se originaron los suelos y que los intensos procesos de recristalización que caracterizan a toda la sucesión estudiada, podrían haber borrado los rastros de actividad biológica.

En las calizas fosilíferas la ausencia de laminación y la presencia de bioclastos, junto con texturas brechosa y peloidal-intraclástica (Fig. 3d), son evidencias de depósitos palustres de muy baja energía en zonas de muy bajo gradiente (Huerta y Armenteros 2005). Las facies palustres probablemente representen depósitos en charcos efímeros, locales y poco profundos, desarrollados en depresiones topográficas de una planicie subaérea de bajo relieve y por lo tanto están menos extendidas que los calcretes.

La presencia de calcretes y carbonatos palustres indica períodos o áreas con reducido aporte clástico, donde el clima ejerce un importante control; ambos se desarrollan bien en clima semiárido, pero condiciones más áridas favorecen la formación de calcretes y las subhúmedas la generación de carbonatos palustres (Alonso Zarza 2003).

Los fenómenos de calcretización y el discreto desarrollo de encharcamientos semi-permanentes se hallaría relacionado con el ascenso freático en sectores con un marcado control estructural (Veroslavsky y Martínez 1996).

La posición estratigráfica de las "Calizas del Queguay", tradicionalmente asignadas al neocretácico, ha sido motivo de controversias. Sin embargo, las calizas aflorantes en la cuenca de Santa Lucía son portadoras de restos de invertebrados y nidos fósiles, que las ubican en el Paleoceno (Martínez *et al.* 1997), lo mismo que a las aflorantes en la zona de Piedras Coloradas (Martínez *et al.* 2001).

### Silcretes

*Descripción:* Los silcretes están bien desarrollados y preservados sobre epiclastitas correspondientes a la Fm. Mercedes. En un mismo perfil pueden observarse varios horizontes de silcretes, que se intercalan entre sedimentitas clásticas y en ocasiones rellenan poros de rocas carbonáticas y/o las reemplazan parcialmente. No presentan gran extensión lateral y las estructuras sedimentarias primarias están parcialmente conservadas. Utilizando la terminología de Summerfield (1983), pue-

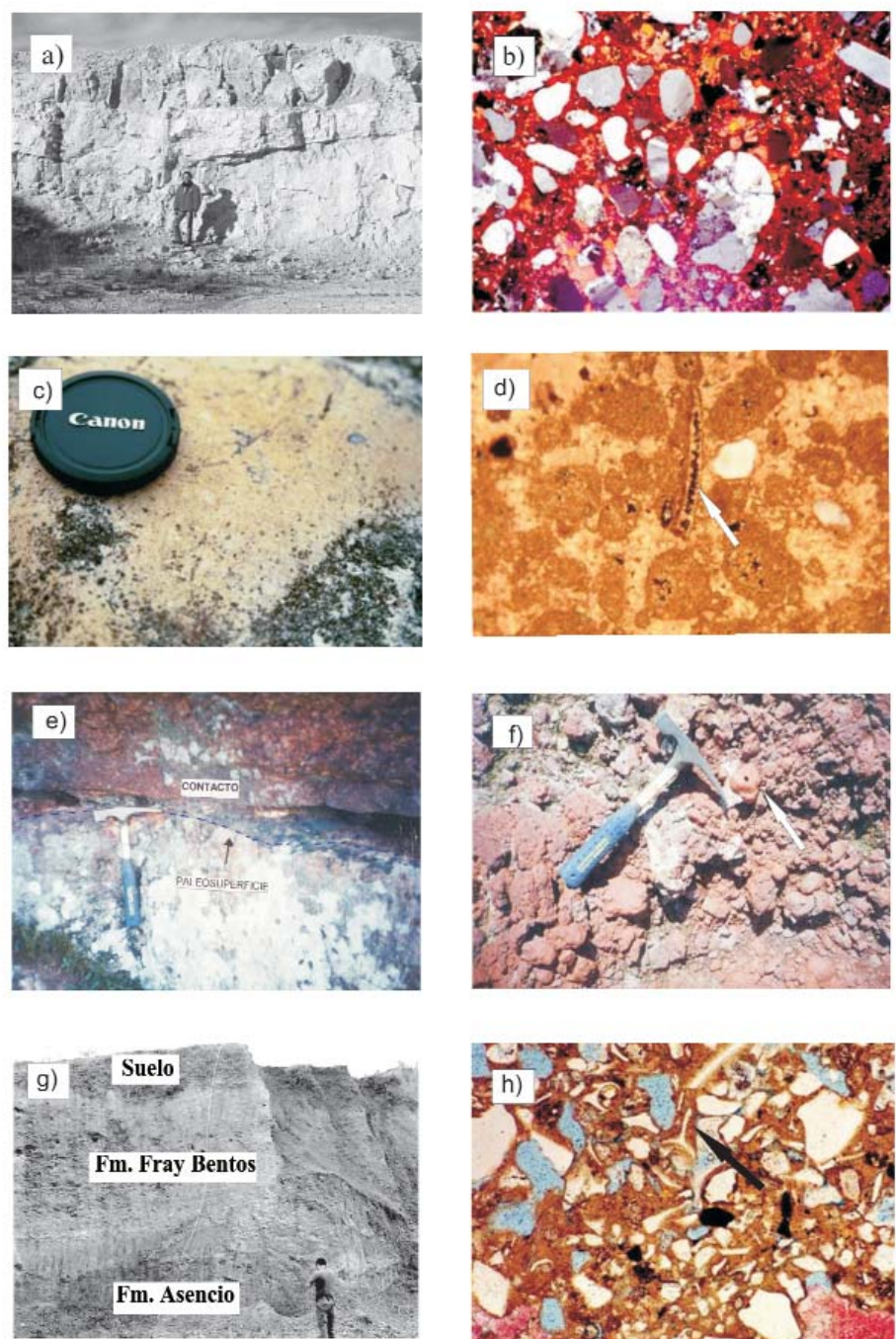
den observarse fábricas grano-soportadas (GS), típicas de silcretos formados a partir de areniscas sin matriz y flotantes (F), comunes en aquellos generados por reemplazo de materiales arcillosos o carbonáticos. En muchas muestras estas fábricas coexisten, debido a que el proceso de silicificación ha tenido lugar en areniscas con abundante matriz.

Cuando el material hospedador de los silcretos son areniscas, la forma de sílice más común es el ópalo castaño que rellena la mayor parte del espacio intergranular y forma lentes masivos. Los rellenos porales complejos son muy frecuentes y tienen estructura botroidal o mamelonar. En las calizas la sílice se presenta como reemplazo del carbonato o como rellenos milimétricos a centimétricos. En el primer caso el carbonato ha sido reemplazado por sílice, pero conservando las estructuras.

*Interpretación:* La superposición de varios horizontes de silcretos, la preservación de las estructuras de las rocas hospedadoras, la escasa extensión areal, la formación de lentes masivos y rellenos porales complejos y la carencia de un sector superior columnar, indican que los silcretos se han generado por silicificación a partir de aguas subterráneas (Thiry 1999). Cada horizonte silcretizado indica distintas posiciones de la capa de agua y se relaciona con la disección de la paleosuperficie.

## FORMACIÓN ASENCIO

La paleosuperficie Yapeyú (Fig. 3e) marca un cambio en las condiciones climáticas, ya que sobre ella se disponen sedimentitas fluviales representadas por canales de baja jerarquía y niveles de paleosuelos apilados. Los procesos de ferrificación son posteriores a la sedimentación de toda la sucesión y afectaron en profundidad hasta dicha paleosuperficie, la que habría actuado como barrera geológica para la migración en profundidad de las soluciones (Pazos *et al.* 1998). Según estos mismos autores la paleosuperficie se presenta neta y subhorizontal en Pedro Chico y la Gruta del Palacio (Fig. 1) y en



**Figura 3:** a) afloramiento de calcretes freáticos de la Formación Queguay, Cantera El Vichadero, Paysandú; b) corte delgado de calcrete freático con fábrica; c) afloramiento caliza palustre, Migues; d) corte delgado de caliza palustre con textura peloidal-intraclástica y restos de microfósiles fragmentados (flecha blanca); e) paleosuperficie Yapeyú, por debajo Formación Mercedes, sobre el contacto coraza ferruginosa de la Formación Asencio, arroyo Vera; f) estrato nodular de la Formación Asencio con icnofósiles (flecha blanca), cantera Palmitas; g) aspecto general de la Formación Fray Bentos, Nueva Palmira; h) corte delgado de loess de la Formación Fray Bentos con numerosas trizas vítreas (flecha negra).

cambio es neta y suavemente irregular en la cuenca del arroyo Coquimbo (Fig. 1) donde se observan fracturas por las cuales han penetrado las soluciones.

En la cantera Espiga cercana a Nueva Palmira (Fig. 1) y en una cantera abandonada en las proximidades de Paysandú, se ha observado también una topografía

marcadamente irregular de dicho límite, con lenguas de unos 2 m de profundidad del material ferruginoso de color rojizo de la Formación Asencio penetrando en el tope de la Formación Mercedes.

Belloso *et al.* (2004), determinan dos facies en la Formación Asencio (en el sentido de Pazos *et al.* 1998, 2002): duricostras ferruginosas y estratos nodulares macizos, interdigitados y repetidos hasta 3 y 4 veces en el espesor total de la formación.

### Duricostras ferruginosas

*Descripción:* De acuerdo con los estudios de Belloso *et al.* (2004), están formadas por areniscas rojas arcillosas, muy endurecidas y macizas, tabulares, onduladas o lenticulares de 0,5 a 2,5 m de espesor (Fig. 3 e). Las más compactas son rojo oscuras (5R 3/4), con abundantes marcas de raíces, mientras que las de menor consolidación tienen estructura edáfica prismática o en bloque e incluyen abundantes nidos de abejas y coleópteros (Icnofacies de Coprinisphaera). Ambas tienen microestructura compleja, predominantemente esponjosa, fábrica-b grano y poroestriada y fuerte enriquecimiento en arcilla iluviada, lo que permite caracterizarlas como horizontes Bt. La fracción gruesa está formada principalmente por cuarzo monocristalino (85-90%), acompañado por otras variedades de sílice y muy escasa proporción de fragmentos de rocas graníticas y feldespatos.

*Interpretación:* Las citadas características indican un proceso de ferruginación en clima cálido, húmedo y estacional y según González (1999) los paleosuelos se clasifican como Ultisoles.

Durante lapsos de desecamiento prolongado se habría producido la deshidratación de los suelos, endurecidos por una densa red de cristales de hematita, formándose las duricostras o ferricretes, las que por sus abundantes rasgos edáficos e icnofauna se consideran de origen edáfico (Belloso *et al.* 2004).

### Estratos nodulares

*Descripción:* Forman niveles irregulares y discontinuos que no presentan geometrías

as canalizadas y son macizos y clasto-soportados (González *et al.* 1998, Pazos *et al.* 1998), aunque hay niveles matriz-soportados, están formados por nódulos de color rojo oscuro (5R 3/4) a rojo grisáceo (5R 3/6), inmersos en material arcilloso más claro con tonalidades que varían entre amarillo grisáceo (5Y 8/4), rosado grisáceo (5R 8/2) y gris amarillento (5Y 8/1), (Fig. 3 f). Son frecuentes los pasajes laterales y verticales transicionales de costras a estratos nodulares, por aumento en el porcentaje de material arcilloso (Belloso *et al.* 2004).

*Interpretación:* De acuerdo con estos últimos autores es común la preservación de parches de duricostras rodeados por estratos nodulares, lo que sugiere que estos últimos se originaron por meteorización química de las primeras. Este proceso se denomina desmantelamiento y se debe a la desintegración superficial de los ferricretes debido a un importante incremento en las precipitaciones, que produce la corrosión de la hematita y la formación de estratos nodulares residuales.

Posteriormente un nuevo período de sedimentación seguido por las condiciones aptas para la formación de Ultisoles, con precipitaciones entre 1.300 y 1.700 mm/año, iniciaría un nuevo ciclo.

## FORMACIÓN FRAY BENTOS

En la Formación Fray Bentos (Fig. 3g), se han reconocido siete facies, una silicoclástica, una pedogénica y cinco correspondientes a distintos tipos de calcretes. La coloración general de la formación es gris rosado (5YR 8/1) a castaño claro (5YR 6/4).

### Facies silicoclástica

*Descripción:* Está constituida por depósitos limosos con base neta y techo transicional. Son mantiformes, con paredes verticales, generalmente masivos, aunque en ocasiones se puede observar cierta laminación borrosa causada por la precipitación de carbonato en bandas difusas y a veces discontinuas de 0,5 a 1,5 cm de espesor. Ocasionalmente pueden observarse depó-

sitos lentiformes con base cóncava y erosiva, correspondientes a canales.

Microscópicamente las rocas que constituyen esta facies están formadas por 40% de material arcilloso impregnado por óxido de hierro, en el que "flotan" 35% de clastos tamaño arena muy fina y limo grueso (Fig. 3 h), subangulosos constituidos por cuarzo (50% de los clastos) equidimensional a prolado, entre los que se distinguen granos con crecimiento secundario fracturado, con extinción ondulante, policristalinos y fragmentos de calcedonia. Entre los feldespatos tabulares (35%) predominan las plagioclasas sobre la ortosa. Los vitroclastos, en ocasiones devitrificados son porcentualmente importantes (10-20%) y no muestran indicios de haber sido retransportados (Fig. 3h). Las pastas de rocas volcánicas básicas pueden alcanzar el 10% y su grado de alteración puede ser muy intenso. Los minerales accesorios más comunes (2% a 3%) son los opacos, micas, epidoto, hornblenda y augita.

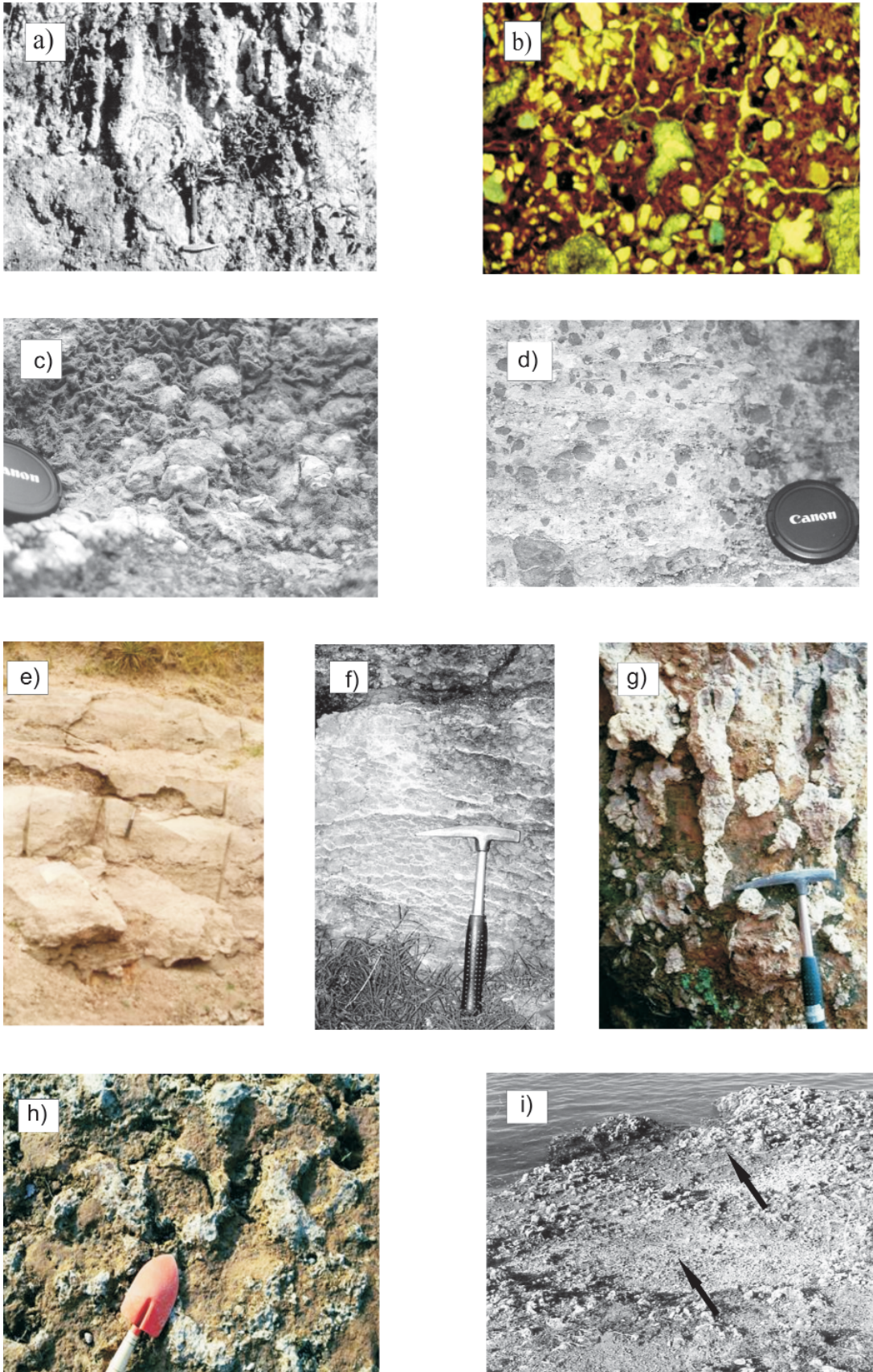
*Interpretación:* Las características de la facies clástica de la Formación Fray Bentos revelan que son sedimentos loésicos depositados en zonas de clima semiárido y su composición muestra una procedencia mixta, con importante aporte de arco magmático. La abundancia de paleosuelos indica que los procesos de sedimentación fueron discontinuos.

### Paleosuelos

*Descripción:* Los paleosuelos (Fig. 4a), tienen estructura prismática gruesa y ocasionalmente en bloques subangulares muy finos (Fig. 4b) y pueden reconocerse distintas variedades de rizolitos. Microscópicamente son muy comunes los revestimientos arcillosos y carbonáticos de grano y de poros y se ha observado fábrica-b moteada, estriada paralela y poroestriada y en algunos niveles son comunes los nódulos disórticos.

### Calcretes

Pueden observarse variedades nodulares, brechosas, masivas y laminares y se describe aquí brevemente un nuevo tipo de



**Figura 4:** a) Paleosuelo de la Formación Fray Bentos, Fray Bentos; b) corte delgado de paleosuelo de la Formación Fray Bentos con microestructura en bloques; c) calcrete nodular; d) calcrete brechoso; e) calcrete masivo; f) calcrete laminar; g) calcrete tubular; h) calcrete tubular (vista en planta); i) calcrete tubular microrelieve tipo gilgai (las flechas negras indican las depresiones).



calcrete, aparentemente no citado en la literatura, que denominamos tubular.

*Descripción:* En los primeros (Fig. 4c) el porcentaje de nódulos en el material hospedador (loess o paleosuelos) oscila de 10% a 70%. Son aproximadamente equidimensionales, subredondeados y contienen un porcentaje aleatorio del material hospedador.

En los calcretes brechosos (Fig. 4d) el carbonato forma cubiertas continuas alrededor de fragmentos angulosos tamaño guija y guijarro, correspondientes a calcretes masivos, a paleosuelos y a clastos terrígenos, a los que ha desplazado determinando fábrica flotante secundaria.

Los calcretes masivos (Fig. 4e) tienen fábrica alfa, en la que los elementos constituyentes del material hospedador han sido separados, corroídos, reemplazados y cementados por calcita. La micrita primaria ha recristalizado a microesparita con textura microgranular. Son comunes las cristalizaciones tanto circumgranulares como irregulares y entrecortadas.

Los calcretes laminares (Fig. 4f) presentan bandas de 3 mm a 1,5 cm de espesor, lateralmente discontinuas, debidas a la alternancia de láminas de calcita, con otras formadas por fragmentos angulosos de paleosuelos, calcretes y pellets, cementados por carbonato de calcio.

Los calcretes tubulares (Fig. 4g) están constituidos por unidades estructurales carbonáticas de morfología tubular, de desarrollo vertical variable, de sección circular o pseudohexagonal y que encierran en su interior el material limoso y de color rosado típico de la formación.

En corte vertical (Fig. 4g) los tubos se presentan yuxtapuestos formando niveles continuos, con una potencia que oscila entre 100 y 350 cm. Estos niveles presentan límites superior e inferior ondulados, siendo en general este último el de mayor amplitud de onda.

En planta (Fig. 4h) el límite superior de estos niveles carbonáticos presenta un microrrelieve con un patrón circular o pseudohexagonal. El diámetro de las depresiones circulares oscila alrededor de los 300 cm y la variación de altura del micro-

relieve oscila generalmente entre los 20 y 30 cm.

*Interpretación:* Los nódulos (Fig. 4c) se originan por concentración de carbonato en el material hospedador, del cual conservan relictos. Los órtricos se forman por la difusión de carbonato en determinados puntos seguido por precipitación, desplazamiento, y reemplazo de los granos detriticos. Los nódulos disórtricos también son formados *in situ* pero desplazados por pedoturbación, posiblemente por la actividad biológica.

El origen de los calcretes brechosos (Fig. 4d) se explica por expansión del material arcilloso, fracturación por crecimiento de raíces, humedecimiento y desecamiento alternante (expansión y contracción) y expansión térmica, que causan la rotura y rotación del material hospedador o de calcretes ya formados.

Los calcretes masivos (Fig. 4e) se forman por desplazamiento y reemplazo del material hospedador por calcita, debido a procesos de evaporación, evapotranspiración y pérdida de gases. La micrita original refleja precipitación rápida en la zona vadosa, a partir de soluciones supersaturadas, produciendo la destrucción de la fábrica primaria. La abundancia de microesparita secundaria se debe a procesos de disolución y reprecipitación (Tandon y Narayan 1981).

Los calcretes laminares (Fig. 4f) tienen dos orígenes posibles, uno es inorgánico y está relacionado con la dificultad para que el agua llegue hasta la capa freática debido a la presencia del calcrete masivo impermeable. Por esta causa las soluciones tienden a fluir lateralmente como una película sobre el techo de dicho calcrete y, al producirse evaporación, se forma una lámina carbonática. La superposición de estas bandas genera los calcretes laminares (Braithwaite 1979, Semeniuk y Meagher 1981). La segunda está relacionada con la tendencia de las raíces a ocupar posiciones horizontales o subhorizontales, debido a que no pueden introducirse en el calcrete masivo (Semeniuk y Meagher 1981, Wright *et al.* 1988, Alonso Zarza 1999)

La presencia de perfiles maduros y com-

plejos de calcretes con varias facies, desde calcretes nodulares a laminares, caracterizan a los calcretes pedogénicos, que son propios de suelos bien drenados. Se forman por agua meteórica que produce la lixiviación del loess, a medida que desciende. Si la estación seca coincide con veranos calientes, las soluciones alcalinas saturadas, tienden a ascender por acción capilar y al evaporarse se produce la precipitación de carbonato.

Un elemento interpretativo fundamental de la génesis del calcrete tubular (Figs. 4g-h), es el microrrelieve de estos niveles, que se deduce en los cortes verticales y se puede observar en las exposiciones en planta. Este microrrelieve de crestas y valles con un patrón aproximadamente circular ha sido observado en distintos tipos de suelos (Blokhuis 1983). Dadas las condiciones paleoambientales del área y que la composición de la fracción fina de la formación presenta una proporción importante de minerales expansibles (Ferrando y Daza 1974, citado por Puentes y Altamirano, 1975, Bossi y Navarro, 1988), se considera que la morfología de la paleosuperficie corresponde a la de un microrrelieve "gilgai" de tipo normal de suelos Vertisoles (Fig. 4i).

Estos suelos se caracterizan asimismo por una estructura prismática muy gruesa derivada de procesos de expansión-contracción, posibilitada por la existencia de arcillas esmectíticas y condiciones climáticas alternantes secas y húmedas de duración variable (Ahmad 1983, Blokhuis 1983, Wilding 2004). Dado asimismo que el límite mínimo de precipitación necesario para la formación de un microrrelieve gilgai es de unos 500 mm anuales (Jewitt *et al.* 1979, citado por Blokhuis 1983), ambos elementos sugieren para esta paleosuperficie condiciones climáticas subhúmedas con déficits hídricos estacionales. Las estructuras carbonáticas tubulares, en consecuencia, pueden ser interpretadas como rellenos posteriores, fosilizando un patrón de fisuración de origen edáfico, a partir de la solubilización de carbonatos de depósitos más recientes.

En términos generales, la presencia de es-

tos diversos tipos de calcretes muestra reducido aporte clástico y pueden indicar límites de secuencias (Alonso Zarza 2003). La acumulación de carbonato de calcio en el horizonte B de suelos es el principal proceso pedogénico que ocurre en zonas subtropicales secas (Mack y James 1994) y la formación de calcretes se ve favorecida por lluvias que oscilan entre 500 y 600 mm/año (Goudie 1973). Sin embargo el límite superior de precipitación media anual podría superar los 600 mm (Mack y James 1994) y el inferior ser de solo 50 mm (Alonso Zarza 2003).

## FORMACIÓN RAIGÓN

*Descripción:* En las barrancas costeras del Río de La Plata la Formación Raigón tiene un espesor de aproximadamente 5 m y pueden identificarse claramente los dos sectores diferenciados por Tófaló *et al.* (2006b).

El inferior de color gris rosado (5YR 8/1) a naranja grisáceo (5Y 7/4), tiene una potencia de 2 a 2,4 m y el superior de color naranja grisáceo (5Y 7/4) a naranja rojizo moderado (10R 6/6), tiene un desarrollo vertical de 3 m. Ambos sectores están formados por una sucesión grano-decreciente de bancos tabulares y lenticulares, con estratificación fina a gruesa. Los bancos tienen base erosiva y son grano-decrecientes desde grava fina o sábulo (litofacies Ss), areniscas gruesas a medianas con estratificación entrecruzada tabular (litofacies Sp), culminando con arenas medianas a finas con óndulas (litofacies Sr) y esporádicamente bancos pelíticos macizos (litofacies Fm). Composicionalmente las pefitas tienen clastos de rocas plutónicas y metamórficas y las psamitas son cuarzo-feldespáticas. El tope de la formación está edafizado (litofacies Fr), y se observan estructuras poliédricas, revestimientos de arcilla y de manganeso y abundantes acumulaciones de carbonato de calcio de morfologías variadas siendo notorias las rizoconcreciones.

*Interpretación:* la discontinuidad de carácter regional que separa los dos sectores de la Formación Raigón marca un episodio de

reactivación en la sedimentación. Ambas secciones se caracterizan por una asociación de litofacies Ss (rápida deposición de carga de lecho gruesa), Sp (depósitos generados por migración de dunas bidimensionales) y Sr (trenes de pequeñas óndulas) que yacen sobre base cóncava y erosiva, lo que indica que corresponden a depósitos de relleno de canal. La litofacies Fm (depósitos generados a partir de suspensiones) se interpreta como depósitos de llanura de inundación (Tófaló *et al.* 2006b).

El paleosuelo en el tope de la unidad estaría vinculado a un período de no deposición, desarrollado probablemente bajo condiciones estacionales, con iluviación de arcillas durante los períodos húmedos y precipitación de carbonato en las estaciones secas. El material arcilloso predominante sería la esmectita (Tófaló *et al.* 2009).

## FORMACIÓN LIBERTAD

*Descripción:* Tiene geometría tabular, estratificación gruesa, forma paredes verticales y su espesor es de aproximadamente 5 m. Es friable a moderadamente consolidada. El color varía de rosado naranja grisáceo (10R 8/2) a rojo moderado (5R 5/4). No presenta estructuras sedimentarias internas y está compuesta por material limo-arcilloso que contiene cantidades variables de arena fina y muy fina. Esta formación incluye un paleosuelo y en el tope se desarrolla el suelo actual.

El paleosuelo no es uniforme a lo largo de la ribera sino que presenta variabilidad lateral en ciertas características. En algunos sectores presenta dos horizontes B profundos, estructurados en bloques, con revestimientos arcillosos oscuros y una proporción importante de carbonato de calcio, principalmente como rizoconcreciones. En este caso no tiene horizonte C y el horizonte B del paleosuelo en Libertad se encuentran soldado con el horizonte B del paleosuelo en Raigón. En otros sectores se observa la secuencia Bt-BC-C, con un nivel loésico de poco espesor en la base de la formación (Tófaló *et al.* 2009).

*Interpretación:* La geometría de los depósitos de la Formación Libertad, el tipo de estratificación, la propiedad de mantenerse en paredes verticales, el color, el tamaño de grano con modas en las fracciones limo y arcilla, acompañadas por porcentajes variables de arena fina y muy fina, indican que esta unidad corresponde a depósitos loésicos, acumulados por el viento en regiones semiáridas de escasa pendiente. El nivel paleoedáfico que se observa en el sector medio e inferior de la formación se caracteriza por la presencia de horizontes B de iluviación.

## SÍNTESIS DE LA EVOLUCIÓN GEOLÓGICA

Las cuencas de Paraná y Santa Lucía, fueron colmatadas durante el Cretácico tardío. Debido a esto la Formación Mercedes, presenta abundantes conglomerados en la base, pero solo registra areniscas medianas y finas hacia el techo y niveles de paleosuelos, que indican una interrupción en la sedimentación.

El Cenozoico temprano se caracteriza por el predominio de procesos no depositacionales, con generación de calcretes, carbonatos palustres y paleosuelos. Durante el Paleoceno, la baja tasa de sedimentación y la subsidencia causaron una gradual depresión de las cuencas. En este marco y bajo clima predominantemente semiárido y estacional, con rangos elevados de evaporación y evapotranspiración, se desarrollaron calcretes de aguas subterráneas que se expandieron lateralmente. En ocasiones, la capa freática intersectó a la superficie y se desarrollaron carbonatos palustres. Estos depósitos constituyen la Formación Queguay (Fig. 2).

En el Eoceno temprano, períodos de sedimentación representados por depósitos de canales de baja jerarquía y de llanura de inundación, fueron interrumpidos por otros de no deposición, lo que permitió la generación de varios niveles de Ultisoles, ferricretes y niveles nodulares, formados en clima subtropical húmedo a tropical seco, correspondientes a la Formación Asencio (Fig. 2).

Procesos de erosión generaron la discordancia sobre la que se depositaron los sedimentos del Oligoceno y Mioceno temprano, épocas caracterizadas por un enfriamiento global y retracción del nivel del mar. Los movimientos incaicos habrían generado nuevos espacios de acumulación en los que se depositó la Formación Fray Bentos (Ubilla *et al.* 2004) en clima semiárido, con intervalos más secos y fríos durante los que sedimentó loess y otros relativamente más húmedos, que permitió la formación de paleosuelos y calcretes pedogénicos (Fig. 2).

Durante el Mioceno tardío se produce una importante ingresión marina, cuyos depósitos más extensos se encuentran en Argentina, donde se conocen como Formación Paraná, mientras que en Uruguay solo se los observa en algunos sitios de la costa del Río de La Plata y se denominan Formación Camacho.

Luego de retirarse el mar mioceno, se depositan sedimentos continentales fluviales, en clima húmedo, correspondientes a las Formaciones Raigón y Salto (Plioceno tardío-Pleistoceno medio), (Fig. 2), controlados estructuralmente por una tectónica joven relacionada a la reactivación de lineamientos NO y subordinadamente NE y NS (Veroslavsky y Montaña 2004). Cabe destacar que ambas formaciones presentan una discontinuidad de carácter regional que marca un episodio de reactivación en la sedimentación, probablemente relacionado a actividad tectónica penecontemporánea y que separa dos ciclos de depositación.

Durante el Cuaternario, en ambiente continental de praderas o estepas, sedimentó la Formación Libertad (Pleistoceno temprano a medio), con depósitos loésicos, paleosuelos y calcretes, que indican un período de calma tectónica y la existencia de un clima predominantemente semiárido estacional con fluctuaciones de las condiciones climáticas y varios ciclos de erosión, sedimentación y pedogénesis.

## CONCLUSIONES

- Los calcretes freáticos y carbonatos pa-

lustres del Paleoceno correspondientes a la Formación Queguay, indican períodos o áreas con reducido aporte clástico y clima predominantemente semiárido, con estaciones húmedas y secas bien marcadas. El límite transicional entre ambos depósitos sugiere levantamiento progresivo de la capa freática.

- Durante el Eoceno habría predominado clima subtropical húmedo a tropical seco, lo que permitió la generación de Ultisoles, formación de ferricretes en lapsos de desecamiento prolongado, con desmantelamiento de los niveles superiores por rehidratación debido a fuerte incremento de las precipitaciones.

- Desde fines del Eoceno al Mioceno temprano habría predominado un clima semiárido, con fases más secas durante las que se depositó loess y otras relativamente más húmedas con déficit hídrico estacional, en las que se generaron paleosuelos bien drenados y calcretes pedogénicos.

- Los sedimentos fluviales del Plioceno tardío-Pleistoceno, indican períodos húmedos. El paleosuelo del tope de la Formación Raigón, se habría formado bajo condiciones climáticas estacionales.

- Los depósitos loésicos del Pleistoceno temprano a medio se habrían depositado durante intervalos glaciales y habrían sido modificados por pedogénesis durante períodos interglaciales o interestadiales.

## AGRADECIMIENTOS

Los autores desean expresar su agradecimiento a la Universidad de Buenos Aires, que posibilitó la realización del trabajo en el marco de los proyectos UBACyT X236 y X219. Asimismo agradecen a los árbitros Dres. Marcelo Zárate y Oscar Orfeo, cuyas sugerencias y comentarios permitieron mejorar el manuscrito.

## TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

Achyuthan, H. 2004. Paleopedology of ferricrete horizons around Chennai, Tamil Nadu, India. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas* 21(1): 133-143.

Ahmad, N. 1983. Vertisols. En: *Pedogenesis and*

*Soil Taxonomy. II. The Soil Orders.* En Wilding, L., Smeck, N. y Hall, G. (eds.) Elsevier, *Developments in Soil Science* 11B: 91-123, Amsterdam.

Alonso Zarza, A. 1999. Inicial stages of laminar calcrete formation by roots: examples from the Neogene of central Spain. *Sedimentary Geology* 126: 177-191.

Alonso Zarza, A. 2003. Palaeoenvironmental significance of palustrine carbonates and calcretes in the geological record. *Earth-Science Reviews* 60: 261-298.

Andreis, R. y Mazzoni, M. 1967. Sedimentología de las Formaciones Kiyú y San José. Departamento de San José, R. O. del Uruguay. *Revista del Museo de La Plata (Nueva Serie), Sección Geología* 6: 41-96.

Arakel, A.V. 1982. Genesis of calcrete in Quaternary soil profiles, Mutt and Leeman lagoons, western Australia. *Journal of Sedimentary Petrology*, 1: 109-126.

Banerjee, P., 1998. Basic research on laterites in tropical countries. *Quaternary International* 51/52: 69-72.

Bellosi, E, González M. y Genise, J. 2004. Origen y desmantelamiento de lateritas paleógenas del sudoeste de Uruguay (Formación Asencio). *Revista Museo Argentino de Ciencias Naturales* 6(1): 25-40.

Blokhuis, W.A. 1983. Morphology and genesis of Vertisols. En *Vertisols and rice soils of the tropics. 12th International Congress of Soil Science, Symposia Papers* 2: 23-47, New Dehli.

Bossi, J. 1966. *Geología del Uruguay.* Universidad de la República, Colección Ciencias 2, 464 p., Montevideo.

Bossi, J. y Navarro, R. 1988. *Geología del Uruguay.* Universidad de la República, Publicaciones 2(15): 761-809, Montevideo.

Bossi, J., Ferrando, L., Fernández, A., Elizalde, G., Morales, H., Ledesma, J., Carballo, E., Medina, E., Ford, I. y Montaña, J. 1975. *Carta Geológica del Uruguay, a escala 1:1.000.000.* Dirección de Suelos y Fertilizantes, 1-32, Montevideo.

Bossi, J., Ferrando, Montaña, J., Campal, N., Morales, H., Gancio, F., Schipilov, A., Pyñeyro, D. y Sprechmann, P. 1998. Memoria explicativa de la Carta Geológica del Uruguay, a escala 1:500.000. Universidad de la República CDR. Montevideo.

Bourman, R. y Conacher, A. 1998. Genesis of "lateritic" duricrust in Western Australia. *Quater-*

- nary International 51/52: 45-46
- Braithwaite, C.J. 1979. Crystal textures of recent fluvial pisolites and laminated crystalline crusts in Dyfed, South Wales. *Journal of Sedimentary Petrology* 49: 181-193.
- Coelho, M., Vidal Torrado, P. y Ladeira, F. 2001. Macro y micromorfología de ferricretes nodulares desarrollados de arenito do Grupo Bauru, Formação Adamantina. *Revista Brasileira de Ciências* 25: 371-385.
- Chebli, G.A., Tofalo, O.R. y Turazzini, G.E. 1989. Mesopotamia. En Chebli, G. y Spalletti, L. (eds.) *Cuencas Sedimentarias Argentinas*, Universidad Nacional de Tucumán, Serie Correlación Geológica 6: 79-100, Tucumán.
- Ferrando, L. y Daza, M. 1974. Mineralogía de la fracción arcillosa de la Formación Fray Bentos en el suroeste del Uruguay. Montevideo, Uruguay (inédito).
- Ford, I. y Gancio, F., 1989. Carta Geológica del Uruguay, escala: 1/100.000. Hoja O-21 Bizcocho. Facultad de Agronomía, Dirección Nacional de Minería y Geología, Montevideo.
- Ford, I. y Gancio, F. 1990. Carta Geológica del Uruguay, escala: 1/100.000. Hoja N-16 Algorta. Facultad de Agronomía, Dirección Nacional de Minería y Geología. Montevideo.
- Francis, J. y Mones, A. 1965. Contribución a la Geología y Paleontología de las Barrancas de San Gregorio, Departamento de San José, República Oriental del Uruguay. *Kragleviana* 1(2): 55-85.
- González, M., 1999. Los paleosuelos de la Formación Laguna Palacios (Cretácico superior) de Patagonia y la Formación Asencio (Cretácico superior-Terciario inferior) de Uruguay. *Boletim do 5º Simposio sobre o Cretácico do Brasil*: 65-70.
- González, M., Tofalo, O. y Pazos, P. 1998. Icnología y paleosuelos del Miembro del Palacio de la Formación Asencio (Cretácico superior - Terciario inferior) del Uruguay Icnología y paleosuelos del Miembro del Palacio de la Formación Asencio (Cretácico superior-Terciario inferior) del Uruguay. 2º Congreso Uruguayo Geología, Actas: 38-42.
- Goso, H. 1965. El Cenozoico en el Uruguay. Instituto Geológico del Uruguay. En Bossi, J., 1966, *Geología del Uruguay*. Universidad de la República, Departamento de Publicaciones, Colección Ciencias 2: 469, Montevideo.
- Goso Aguilar, C. y Perea, D. 2004. El Cretácico post-basáltico y el terciario inferior de la Cuenca Litoral del río Uruguay: Geología y Paleontología. En Veroslavsky, G., Ubilla, M. y Martínez S. (eds.) *Cuencas sedimentarias de Uruguay: geología, paleontología y recursos naturales*, DIRAC-Facultad de Ciencias, Mesozoico: 143-171, Montevideo.
- Goudie, A.S. 1973. Duricrusts in Tropical and Subtropical Landscapes: 174. Clarendon.
- Goudie, A.S. 1983. Calcrete. En Goudie, A.S. y Pye, K. (eds.) *Chemical Sediments and Geomorphology*. Academic Press, 93-131, London.
- Huerta, P. y Armenteros, I. 2005. Calcrete and palustrine assemblages on the distal alluvial-floodplain: A response to local subsidence (Miocene of the Duero basin, Spain). *Sedimentary Geology* 177: 253-270.
- Khadkikar, A.S., Chamyal, L.S. y Ramesh, R. 2000. The character and genesis of calcrete in Late Quaternary alluvial deposits, Gujarat, western India, and its bearing on the interpretation of ancient climates: *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 162: 239-261.
- Lambert, R. 1940. Memoria explicativa de un mapa geológico de reconocimiento del departamento de Paysandú y de los alrededores de Salto. Instituto Geológico del Uruguay, Boletín 27b: 1-41, Montevideo.
- Mack, G.H. y James, W.C. 1994. Paleoclimate and the Global Distribution of Paleosols. *Journal of Geology* 102: 360-366.
- Mack, G., Cole, D. y Treviño, L. 2000. The distribution and discrimination of shallow, authigenic carbonate in the Pliocene-Pleistocene Palomas Basin, southern Rio Grande rift. *Geological Society of America Bulletin* 112(5): 643-656.
- Martínez, S., Veroslavsky, G. y Verde, M. 1997. Primer registro del Paleoceno en el Uruguay: paleosuelos calcáreos fosilíferos en la cuenca de Santa Lucía. *Revista Brasileira de Geociencias* 27(3): 295-302.
- Martínez, S., Veroslavsky, G. y Verde, M. 2001. Paleoecología de los paleosuelos calcáreos fosilíferos ("Calizas del Queguay" Paleoceno) de las regiones sur y litoral oeste del Uruguay. 11º Congreso Latinoamericano y 3er Uruguayo de Geología, Actas CD-Rom: Trabajo 219.
- Masquelin, H. 2006. El Escudo Uruguayo. En Veroslavsky, G., Ubilla, M., Martínez, S. (eds.) *Cuencas sedimentarias de Uruguay: geología, paleontología y recursos naturales*, DIRAC-Facultad de Ciencias, Paleozoico: 37-106, Montevideo.
- Pazos, P., Tofalo, O. R. y Gonzalez, M. 1998. La Paleosuperficie Yapeyú: Significado estratigráfico y paleoambiental en la evolución del Cretácico Superior del Uruguay. 2º Congreso Uruguayo de Geología, Actas: 59-63, Punta del Este.
- Pazos, P., Tofalo, O. y Sánchez Betucci, L. 2002. El Neocretácico-Terciario de la Cuenca Chacoparanense en Uruguay: aspectos estratigráficos y paleoambientales. 9ª Reunión Argentina de Sedimentología, Resúmenes: 34, Córdoba.
- Perea, D. y Matínez, S. 2004. Estratigrafía del Mioceno-Pleistoceno en el litoral sur-oeste de Uruguay. En Veroslavsky, G., Ubilla, M. y S. Martínez (eds.) *Cuencas sedimentarias de Uruguay*, DIRAC 5: 105-124, Montevideo.
- Puentes, R. y Altamirano, A. 1975. Mineralogía de arcillas de algunos Vertisoles y Molisoles del Uruguay. Ministerio de Agricultura y Pesca, Dirección de Suelos y Fertilizantes (tipografiado), 15: 1-15, Montevideo.
- Rock Color Chart Committee 1951. *Geological Society of America*. New York.
- Romano, A. y Tofalo, O. 2000. Características diagnósticas del perfil tipo de la Formación Fray Bentos Departamento Río Negro - Uruguay. 2º Congreso Latinoamericano de Sedimentología y 8ª Reunión Argentina de Sedimentología, Actas: 155-156, Mar del Plata.
- Rossello, E., Veroslavsky, G., Masquelin, H. y De Santa Ana, H. 2007. El corredor Juro-Cretácico Santa Lucía-Aiguá-Merín (Uruguay): Cinemática transcurrente dextral y controles preexistentes. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 62(1): 92-104.
- Segalen, P. 1994. Les sols ferrallitiques et leur répartition géographique. Editions de l'ORS-TOM, Collection Etudes et Thèses 1: 1-198, Paris.
- Semeniuk, V. y Meagher, T.D. 1981. Calcrete in Quaternary coastal dunes in southwestern Australia: a capillary rise phenomenon associated with plants. *Journal of Sedimentary Petrology* 51: 47-68.
- Spoturno, J. y Oyhançabal, P. 2004. Mapas geológicos y de recursos minerales del departamento de Montevideo a escala 1/50.000 y de Canelones y San José a escala 1/100.000, Ministerio de Educación y Cultura-CONICYT, 66, Montevideo.

- Sprechmann, P., Bossi, J. y Da Silva, J. 1981. Cuencas del Jurásico y Cretácico del Uruguay. En: Volkheimer, W. y Musacchio (eds.). Cuencas sedimentarias del Jurásico y Cretácico de América del Sur, Comité Sudamericano del Jurásico y Cretácico: 239-270, Buenos Aires.
- Stoops, G. 2003. Guidelines for analysis and description of soil and regolith thin sections. Soil Science Society of America, 184 p., Madison.
- Summerfield, M. 1983. Petrography and Diagenesis of Silcrete from the Kalahari Basin and Cape Coastal Zone, Southern Africa. *Journal of Sedimentary Petrology* 53(3): 895-909.
- Tandon, S. y Narayan, D. 1981. Calcrete conglomerate, case-hardened conglomerate and cornstone, Siwalik Group, Punjab, India. *Sedimentology* 28:353-367.
- Tandon, S. y Andrews, J. 2001. Lithofacies associations and stable isotopes of palustrine and calcrete carbonates: examples from Indian Maastrihtian regolith. *Sedimentology* 48: 339-355.
- Thiry, M. 1999. Diversity of continental silicification features: examples from the Cenozoic deposits in the Paris Basin and neighbouring basement. En Thiry, M. y Simon-Coinçon, R. (eds.) *Palaeoweathering, Palaeosurfaces and Related Continental Deposits*. International Association of Sedimentologists, Blackwell Science, Special Publication 27: 87-127, Oxford.
- Thiry, M. y Milnes, A. 1991. Pedogenic and groundwater silcretes at Stuart creek opal field, South Australia. *Journal of Sedimentary Petrology* 61 (1): 111-127.
- Tofalo, O.R. 1986. Depósitos clásticos y carbonáticos del Cretácico Superior, Formación Puerto Yerúa, Entre Ríos. *Actas 1º Reunión Argentina de Sedimentología*, Actas: 201-204, La Plata.
- Tofalo, O.R. y Pazos, P. 2002. Caracterización de calcretes de la Formación Puerto Yerúa (Cretácico), en base a su micromorfología (Entre Ríos, Argentina). *Revista de la Asociación Argentina de Sedimentología* 9(2): 127-134.
- Tofalo, O.R., Pazos, P.J., Sánchez Bettucci, L., De Santa Ana, H. y Alonso, M.S. 2001. Caracterización micromorfológica de calcretes, "Calizas del Queguay", Departamento Paysandú, Uruguay. 11º Congreso Latinoamericano y 3º Uruguayo de Geología, Actas CDR: 5-24, Montevideo.
- Tofalo, O.R., Aubet, N. y Peccoits, E. 2006a. Micromorfología de calcretes de aguas subterráneas y carbonatos palustres, Canelones, Uruguay. 4º Congreso Latinoamericano de Sedimentología y 9º Reunión Argentina de Sedimentología, Actas CDR: 222, S. C. de Bariloche.
- Tofalo, O.R., Morrás, H., Sánchez, L., Peccoits, E., Aubet, N., Zech, W. y Moretti, L. 2006b. Litofacies y Paleosuelos de las Fms. Raigón (Plioceno Tardío-Pleistoceno Medio) y Libertad (Pleistoceno Inferior-Medio?), Uruguay. 3º Congreso Argentino del Cuaternario y Geomorfología, Actas 1: 807-816, Córdoba.
- Tofalo, O.R., Orgeira, M.J., Morrás, H., Vázquez, C., Sánchez, L., Peccoits, E., Aubet, N., Sánchez, G., Zech, W. y Moretti, L. 2009. Geological, pedological and paleomagnetic study of the late Cenozoic sedimentary sequence in southwest Uruguay, South America. *Quaternary International*, 210:6-17.
- Ubilla, M. 2004. La Formación Fray Bentos (Oligoceno tardío) y los mamíferos más antiguos de Uruguay. En Veroslavsky, G., Ubilla, M. y Martínez, S. (eds.) *Cuencas sedimentarias de Uruguay: geología, paleontología y recursos naturales*, DIRAC-Facultad de Ciencias, Cenozoico: 83-124, Montevideo.
- Ubilla, M., Martínez, S. y Veroslavsky, G. 2004. El Cenozoico. En Veroslavsky, G., Ubilla, M. y Martínez S. (eds.) *Cuencas sedimentarias de Uruguay: geología, paleontología y recursos naturales*, DIRAC-Facultad de Ciencias, Cenozoico: 11-36, Montevideo.
- Ulyott, J.S. y Nash, D.J. 2006. Micromorphology and geochemistry of groundwater silcretes in the eastern South Downs, UK. *Sedimentology* 53: 387-412.
- Veroslavsky, G. y Martínez, S. 1996. Registros no depositacionales del Paleoceno-Eoceno del Uruguay: nuevo enfoque para viejos problemas. *Serie Geociencias Revista Universidade Guarulhos* 1: 32-41.
- Veroslavsky, G. y Montaña, J. 2004. Sedimentología y estratigrafía de la Formación Salto (Pleistoceno). En Veroslavsky, G., Ubilla, M. y Martínez S. (eds.) *Cuencas sedimentarias de Uruguay: geología, paleontología y recursos naturales*, DIRAC-Facultad de Ciencias, Cenozoico: 147-166, Montevideo.
- Veroslavsky, G., Martínez, S. y De Santa Ana, H. 1997. Calcretas de aguas subterráneas y pedogénicas: génesis de los depósitos carbonáticos de la cuenca de Santa Lucía, sur del Uruguay (Cretácico superior?-Paleoceno). *Revista de la Asociación Argentina de Sedimentología* 1: 25-35.
- Widdowson, M. y Gunnell, Y. 1999. Lateritization, geomorphology and geodynamics of a passive continental margin: the konkan and Kanara lowlands of western peninsular India. En Thiry, M. y Simon-Coinçon, R. (eds.) *Palaeoweathering, Palaeosurfaces and related Continental Deposits*. International Association of Sedimentologists, Blackwell Science, Special Publication 2: 245-274, Oxford.
- Wilding, L.P. 2004. Advancement in the knowledge base of Vertisols genesis, classification, distribution and management. *Revista Científica Agropecuaria* 8(1): 45-54
- Wright, V. 1982. Calcrete paleosols from the lower Carboniferous Llanely Formation, South Wales. *Sedimentary Geology* 33: 1-33.
- Wright, V. 1990. A micromorphological classification of fossil and recent calcic and petrocalcic microstructures. En Douglas, L. (ed) *Soil micromorphology: A Basic and Applied Science*, Development in Soil Science 19: 401-407.
- Wright, V.P. y Platt, N.H. 1995. Seasonal wetland carbonate sequences and dynamic catenas: a re-appraisal of palustrine limestones. *Sedimentary Geology* 99: 65-71.
- Wright, V.P. y Tucker, M.E. 1991. Calcretes: An introduction. En Wright, V.P. y M.E. Tucker (eds.) *Calcretes*, International Association of Sedimentologists, Reprint Series: 1-22, Oxford.
- Wright, V., Platt, N. y Winbledon, W. 1988. Biogenic laminar calcrete evidences for calcified root mat horizons. *Sedimentology* 35: 603-620.
- Wright, V., Sloan, R., Garces, B. y Garvie, L. 1992. Groundwater ferricretes from the Silurian of Ireland and Permian of the Spanish Pyrenees. *Sedimentary Geology* 77: 37-49.

Recibido: 17 de enero, 2009

Aceptado: 29 de octubre, 2009