

**SUCESIONES ALUVIALES DEL PLEISTOCENO TARDÍO-
HOLOCENO, VALLE DE UCO (PROVINCIA DE MENDOZA):
INFERENCIAS PALEOAMBIENTALES Y PALEOCLIMÁTICAS**



Lic. Adriana E. Mehl

Tesis para obtener el título de Doctor en Ciencias Naturales

Director: Dr. Marcelo A. Zárate

Co-directora: Dra. Adriana M. Blasi

Facultad de Ciencias Naturales y Museo

Universidad Nacional de La Plata

2011

*A mi mamá, mi papá,
mis hermanos y a Fede:
porque le dan sentido a mi vida...*

PREFACIO

Este trabajo de tesis se presenta para cumplimentar los requisitos para optar al grado académico de Doctor en Ciencias Naturales, de la Facultad de Ciencias Naturales y Museo de la Universidad Nacional de La Plata. Es un trabajo original, que no ha sido presentado previamente para la obtención de otro título en esta Universidad u otra. El contenido de la tesis corresponde a los resultados obtenidos a partir de las tareas de investigación llevadas a cabo a través de los proyectos:

- * Paleoambientes y ocupaciones humanas del centro-oeste de Argentina durante la transición Pleistoceno-Holoceno y Holoceno (PIP 5819-CONICET). Director: Dr. Marcelo Zárate.
- * Tendencias temporales en el uso humano del paisaje: arqueología y paleoambiente en el sur de Mendoza (PICT 2006-ANPCyT). Director: Dr. Adolfo f. Gil.
- * El ciclo sedimentario continental cenozoico tardío de la región central de Argentina (Proyecto N° 186-FCEyN, UNLPam). Dr. Marcelo A. Zárate.

Las investigaciones fueron realizadas en calidad de becaria del Consejo Nacional de Investigaciones Científicas y Técnicas (CONICET), en el Departamento de Ciencias Exactas y Naturales de la Universidad Nacional de La Pampa. El trabajo se llevó a cabo bajo la dirección del Dr. Marcelo A. Zárate y la co-dirección de la Dra. Adriana M. Blasi.

Facultad de Ciencias Naturales y Museo
Universidad Nacional de La Plata
La Plata. Buenos Aires. Argentina

AGRADECIMIENTOS

El mayor agradecimiento a mis directores de tesis doctoral. Al Dr. Marcelo Zárate, por confiar en mí e integrarme su grupo de trabajo, por su constante estímulo, dedicación y sustento durante estos cinco años de trabajo. A la Dra. Adriana Blasi, por sus valiosa asistencia en diversos aspectos del trabajo, por la dedicación de horas para enseñarme las técnicas de microscopio y por la lectura minuciosas de los capítulos de tesis.

Al Consejo Nacional de Investigaciones Científicas y Técnicas por brindarme el sustento económico que permitió dedicarme con exclusividad a la realización de este trabajo y a la adquisición de nuevos conocimientos. A la Secretaría de Postgrado de la Facultad de Ciencias Naturales y Museo de la Universidad Nacional de La Plata por la oportunidad de desarrollar los estudios en la carrera del Doctorado en Ciencias Naturales. A la Facultad de Ciencias Exactas y Naturales, y por su intermedio a la Universidad Nacional de La Pampa, por facilitarme un lugar de trabajo y por financiar en distintas instancias tareas vinculadas con el trabajo doctoral y perfeccionamiento docente; particularmente a la Secretaria de Ciencia y Técnica, Gabriela Dalmaso, por su buena predisposición en todo momento.

A los evaluadores de este trabajo doctoral, Dra. Rita Tófalo, Dr. Jorge Rabassa y Dr. Gonzalo Veiga. Sus lecturas minuciosas del manuscrito, sus correcciones y observaciones enriquecieron la tesis en diferentes aspectos.

A los Dres. Gustavo Neme y Adolfo Gil, del Museo de San Rafael, por su constante asistencia y por las gratas campañas compartidas. Así mismo, al Dr. Leandro Rojo y al Lic. Diego Navarro, muy buenos amigos con quienes compartí campañas y trabajo a la distancia. A todos los integrantes de los dos talleres integradores realizados en la ciudad de San Rafael en el marco del proyecto PIP 5819, porque de cada uno de ellos he aprendido algo.

A la Dra. María Isabel Gozález y a la Lic. María Magdalena Frere del Instituto de Arqueología de la Facultad de Filosofía y Letras (UBA) un especial agradecimiento por su compañía y asistencia en la cuenca del río Salado.

A la Dra. Alfonsina Tripaldi, por su apoyo constante y muy buena predisposición para ayudarme cuando es necesario. A la Dra. Nora Franco por invitarme a disfrutar encantadoras campañas en el sur, pero sobre todo por confiar y darme la oportunidad de trabajar en su grupo. A la Lic. Elisa Beilinson, una amiga que encontré

gracias a este doctorado, por estar siempre dispuesta a ayudarme. A la Dra. Laura Perucca por las agradables campañas compartidas y los trabajos realizados en forma conjunta. A la Dra. Perla Imbellone por enseñarme las técnicas de análisis micromorfológico de suelo con empeño y dedicación.

A la Dra. Graciela Visconti por facilitarme bibliografía y por su ayuda con el uso del microscopio petrográfico. Al Dr. Alberto Sosa por estar presente cuando surgieron problemas técnicos y por su buena predisposición.

A Miguel Salvador, Mariana Espindola y Carla Martín, compañeros de oficina con quienes comparto mis días de trabajo en forma placentera...siempre presentes para darme su ayuda.

A mi familia por sus buenos deseos, apoyo incondicional y por su aliento para que concretara este trabajo. Especialmente a mi mamá y mi papá, por darme constantemente un ejemplo de honestidad, sacrificio y buena voluntad para vivir día a día. A Fede, con quien tengo la suerte y alegría inmensa de compartir mi vida, por incentivarme día a día a concretar esta tesis y a desarrollar esta profesión.

Y a todas las demás personas que han contribuido de una u otra forma con la realización de este trabajo.....

CONTENIDOS

Portada

Dedicatoria

Prefacio

Agradecimientos

Resumen	2
<i>Abstract</i>	5
Indice	7
Capítulo 1. Proyecto de investigación.....	11
Capítulo 2. Materiales y métodos.....	15
Capítulo 3. Marco ambiental del Valle de Uco.....	39
Capítulo 4. Marco geológico-tectónico del Valle de Uco.....	48
Capítulo 5. Geomorfología del Valle de Uco y de los sistemas fluviales analizados	76
Capítulo 6. Sedimentología y geocronología de los depósitos aluviales.....	103
Capítulo 7. Mineralogía de psamitas de depósitos aluviales del Valle de Uco.....	136
Capítulo 8. Suelos aluviales enterrados.....	162
Capítulo 9. Sucesiones aluviales de la cuenca media del río Atuel, provincia de Mendoza.....	200
Capítulo 10. Sucesiones aluviales del Valle de Quehué, provincia de La Pampa....	212
Capítulo 11. Sucesiones aluviales de la cuenca media del río Salado, provincia de Buenos Aires.	227
Capítulo 12. Tectónica y sedimentación en el área del Valle de Uco durante el Cuaternario tardío.....	250
Capítulo 13. Dinámica de los sistemas fluviales del Valle de Uco durante el Cuaternario tardío	259
Capítulo 14. Evolución paleoclimática durante el Cuaternario tardío y comportamiento de los sistemas fluviales	278
Conclusiones	306
Apéndice	313
Bibliografía citada	332

RESUMEN

La finalidad de esta investigación es realizar una reconstrucción de las condiciones paleoambientales y paleoclimáticas durante la transición desde la última glaciación a las condiciones interglaciales posteriores, basados en el registro del Cuaternario tardío de los sistemas fluviales que drenan el piedemonte de la Cordillera Frontal entre los 33-34° S y 69°-69°30' O (provincia de Mendoza). Además, se llevó a cabo un análisis comparativo con otros sistemas fluviales localizados en un contexto geológico y estructural diferente, entre los 32°-38° S (piedemonte del Bloque de San Rafael, área central de la provincia de La Pampa, región centro-austral de la provincia de Buenos Aires). El registro aluvial, que incluye paleosuelos, se seleccionó para analizar la dinámica sedimentológica de los sistemas fluviales, y para reconstruir la evolución paleoambiental del área en estudio en un contexto regional. Se utilizó una aproximación multidisciplinaria que incluyó análisis estratigráficos, sedimentológicos, paleopedológicos, geomorfológicos y geocronológicos.

Se examinó el registro sedimentológico aluvial de tres arroyos que surcan el piedemonte de la Cordillera Frontal (arroyo La Estacada y su tributario el arroyo Anchayuyo, arroyo Grande y arroyo Yaucha). Los dos primeros sistemas fluviales se sitúan en la Depresión -tectónica- de Tunuyán, que fue rellenada con depósitos sedimentarios del Cuaternario medio y tardío. El arroyo Yaucha se localiza al sur de la Depresión de Tunuyán, en el área del Valle Extenso (*sensu* Polanski, 1963).

EL arreglo litofacial y las edades absolutas obtenidas en el registro sedimentario del arroyo *La Estacada* y de su tributario el arroyo *Anchayuyo*, emplazados en el extremo norte de la Depresión de Tunuyán, sugieren que al menos entre los 50.000 años AP y *ca.* de 7.000 años AP la depositación sedimentaria habría sido activa en un ambiente de abanico distal. Las sucesiones sedimentarias están compuestas en forma dominante por sedimentos areno limosos y limo arenosos. Su génesis se vincularía con desbordes de tipo mantiforme que habrían afectado los sectores de abanico distal. La sucesión aluvial incluye niveles de ceniza volcánica primarios, depósitos de naturaleza eólica y suelos aluviales enterrados; los dos últimos atestiguan pausas o reducciones en la tasa de sedimentación aluvial. Delgados depósitos límnicos reflejan aportes de agua con sedimentos y abundante contenido de materia orgánica. La coalescencia de abanicos aluviales habría generado la planicie de agradación de extensión regional que caracteriza el paisaje del piedemonte.

Aproximadamente entre los 7.800 años ¹⁴C AP (8.454-8.968 años cal. AP) y los 5.600 años ¹⁴C AP (6.272-6.407 años cal. AP) ocurrió un episodio de incisión que resultó en la formación de un nuevo piso del valle fluvial, 25 m por debajo de la superficie de la planicie de agradación regional. La agradación se reactivó en la llanura de inundación de un sistema fluvial de alta sinuosidad, o meandriforme, formando un potente depósito granodecreciente que incluye

varios suelos aluviales enterrados, algunos de ellos desarrollados en condiciones de saturación de agua y disponibilidad de materia orgánica. Abundantes niveles límnicos se interestratificaron en los depósitos limo arenosos y arena limosos. Un nuevo evento de incisión ocurrió con posterioridad a *ca.* 435 ± 25 años ¹⁴C AP (444-506 años cal. AP) generando una terraza de relleno (*fill terrace*) de aproximadamente 15 m de altura y la presente llanura de inundación.

Hacia el sur del arroyo *La Estacada*, la cuenca del arroyo Grande, registra un periodo de sedimentación durante el lapso Holoceno medio?-tardío, involucra dos paleosuelos aluviales en el sector superior de la secuencia. Las edades absolutas obtenidas en la materia orgánica contenida en el techo de los mismos sugieren una edad mínima de sepultamiento de *ca.* 2.242 ± 33 años ¹⁴C AP (2.111-2.329 años cal. AP) y 842 ± 33 años ¹⁴C AP (672-764 años cal. AP) respectivamente. Después de los 842 ± 33 años ¹⁴C AP se registra un evento de degradación que situó al arroyo cerca de 9 metros por debajo de la superficie de la planicie de agradación regional. Este evento se correlaciona con el último evento de incisión observado en la cuenca del arroyo La Estacada.

En el Valle Extenso, inmediatamente al sur de la Depresión de Tunuyán, la sedimentación se habría interrumpido luego de la depositación de los conglomerados de la Fm. Las Tunas (Pleistoceno medio a superior de acuerdo con Perucca *et al.*, en prensa) y reactivado hacia fines del Pleistoceno tardío. El valle fluvial del arroyo Yaucha fue excavado en los conglomerados de la Fm. Las Tunas. La agradación aluvial se reactivó *ca.* 10.389 ± 60 años ¹⁴C AP (11973-12398 años cal. AP) en la llanura de inundación de un canal sinuoso. Un episodio de incisión se produjo en algún momento del Holoceno medio, entre los 5.678 ± 43 años ¹⁴C AP (6.304 - 6.492 años cal. AP) y 2.699 ± 42 años ¹⁴C AP (2.712 - 2.857 años cal. AP), seguido por la reactivación de la agradación aluvial durante el Holoceno medio-tardío. Los depósitos fueron excavados *ca.* 477 ± 35 años ¹⁴C AP (450-535 años cal. AP), se generó una terraza de relleno aluvial y el presente ambiente de llanura de inundación.

Este diacronismo exhibido en el comienzo de la agradación aluvial en el piedemonte de Cordillera Frontal durante el Pleistoceno tardío podría estar relacionado con variaciones en el espacio de acomodación a lo largo piedemonte; este habría sido mayor en el sector de la Depresión de Tunuyán. Recién hacia fines del Pleistoceno tardío habría dominado un espacio de acomodación de menor dimensión hacia el sur del piedemonte -Valle Extenso- en vinculación con la existencia de fallas de tipo transtensivo.

El registro aluvial del río Atuel (piedemonte del Bloque de San Rafael) es comparable con el registro aluvial del piedemonte de la Cordillera Frontal, con eventos de degradación de edades similares.

La región central de la provincia de La Pampa presenta un registro aluvial sedimentario reducido en comparación con aquel analizado en el piedemonte de la Cordillera Frontal. El

Valle Quehué exhibe una sucesión con una potencia de aproximadamente 3 metros, donde el Pleistoceno tardío está registrado en el metro superior del depósito. La sucesión aluvial consiste de arenas finas y limos que representan ambientes tipo palustres (*swampy*) proximales y distales al canal; incluye un paleosuelo desarrollado *circa* 10.370 ± 190 años ¹⁴C AP (11.592-12.400 años cal. AP). La sección superior de la sucesión está dominada por depósitos de naturaleza eólica. Un proceso de degradación ocurrió con posterioridad a los 1.258 ± 75 años ¹⁴C AP (972-1.276 años cal. AP) seguido por la formación del canal fluvial y la llanura de inundación actuales.

En la Pampa Interserrana Bonaerense, facies de arenas finas fueron depositadas durante el Pleistoceno tardío con desarrollo de un suelo *circa* 11.000-9.000 años ¹⁴C AP (Zárate *et al.*, 2000). Al intervalo de formación de suelo siguió una sedimentación predominantemente bioclástica (ambientes palustres *-swampy-*) durante el Holoceno temprano. En el Holoceno medio la agradación continuo vinculada con eventos de inundación y episodios de exposición subárea. Zárate *et al.* (2000) reportaron un evento de incisión que tuvo lugar al menos después de los 2.700 años ¹⁴C AP; luego se produjo la acreción de depósitos loésicos en el techo del suelo desarrollado, que también recibió aportes de depósitos aluviales durante eventos de inundación. Un registro aluvial comparable al reportado por Zárate *et al.* (2000) se analizó en la cuenca del río Salado.

De acuerdo con Bull (1991), la sincronidad y similitud del registro aluvial observada regionalmente y en diferentes dominios tectónicos de la región central de Argentina sustentan la idea de un control climático en la dinámica de agradación-degradación de los sistemas fluviales durante el Cuaternario tardío. Los cambios de los patrones fluviales relacionados con fallas transtensivas en el sector sur del piedemonte de Cordillera Frontal -Valle Extenso- sugieren la existencia de un control neotectónico en el área. Las llanuras de inundación y canales activos actuales son rasgos geomorfológicos recientes, del último milenio del Holoceno tardío. Su formación podría estar relacionada con cambios recientes de las condiciones climáticas (Pequeña Edad de Hielo?), y vinculados en el piedemonte mendocino con el impacto antrópico. El ciclo de degradación del Holoceno medio está registrado únicamente en el piedemonte de la provincia de Mendoza; se propone como hipótesis que habría existido una mayor influencia de las fluctuaciones climáticas del Holoceno temprano-medio en relación con un sistema morfodinámico altamente sensible.

ABSTRACT

The purpose of this research is to carry out a paleoenvironmental and paleoclimatic reconstruction during the last glacial-interglacial transition focused on the late Quaternary

record of fluvial systems draining the *Cordillera Frontal* piedmont between the 33-34°S and 69°-69°30'W (Mendoza province). A comparative analysis was also conducted with other fluvial systems placed in different geological and structural settings between 32°-38° S (San Rafael Block piedmont; the central area of La Pampa province; central-southern Buenos Aires province). Alluvial records with paleosols have been selected to analyze the sedimentological dynamic of fluvial systems and to reconstruct the paleoenvironmental evolution of the area within a regional context. A multidisciplinary approach was followed including stratigraphic, sedimentological, paleopedological, geomorphological and geochronological analysis.

Across the Cordillera Frontal piedmont, the alluvial records of three fluvial systems were examined (*Arroyo La Estacada* and its tributary *Arroyo Anchayuyo*, *Arroyo Grande* and *Arroyo Yaucha*). The first two systems are located in the Tunuyán Depression, a tectonic depression filled with Middle to Late Quaternary deposits. The A° Yaucha is situated to the south of the Tunuyán Depression, in the *Valle Extenso* area *sensu* Polanski, 1963).

The lithofacial arrangement and the numerical ages of the sedimentary record at *Arroyo La Estacada* and its tributary *Arroyo Anchayuyo*, situated at the northernmost part of the Tunuyán Depression, indicate active aggradation in a distal fan environment since at least 50.000 and *circa* 7.000 years BP. Deposits are dominantly composed of silty sand and sandy silt. They may have been generated by overflows affecting overbank areas at the distal portion of the fan. The alluvial sequence includes primary tephra layers and aeolian deposits, as well as buried soils which record either depositional pauses or intervals with decreasing rates of alluvial sedimentation. Thin limnic deposits indicate water inputs contributing with sediments containing abundant organic matter. The distal coalescence of alluvial fans resulted in the formation of the regional aggradational plain of the piedmont.

An episode of incision occurred sometimes between 7.890 ± 50 ¹⁴C years BP (8.454-8.968 cal. yrs. BP) and *ca* 5.580 ± 40 ¹⁴C years BP (6.272-6.407 cal. yrs. BP), resulting in the formation of a new valley floor, 25 m below the surface of the regional aggradational plain. Aggradation renewed in a floodplain environment of a meandering fluvial system forming a fining upward sedimentary record which registers several alluvial buried soils, some of them formed under stagnant conditions with abundant organic matter inputs. Frequent limnic levels are interbedded with the sandy silt and silty sand deposits. A new episode of incision occurred after *ca.* 435 ± 25 ¹⁴C years BP (444-506 cal. yrs. BP) resulting in the generation of a 15-meter-height fill terrace and the formation of the present floodplain environment.

The *Arroyo Grande* basin, south of *Arroyo La Estacada*, records a Middle Holocene (?) - Late Holocene sedimentation interval which includes two discrete buried soils in the upper part. Numerical ages obtained from the organic matter contained in the uppermost part of the paleosols suggest a minimum burial age of *ca.* 2.242 ± 33 ¹⁴C years BP (2.111-2.329 cal. yrs. BP) and 842 ± 33 ¹⁴C years BP (672-764 cal. yrs. BP) respectively. Sometimes after 842 ± 33

^{14}C years BP degradation started, and *Arroyo Grande* attained its present position 9 meters below the regional aggradational surface. This event is correlated with the last degradation event recorded at *Arroyo La Estacada* system.

In the area of Valle Extenso, immediately to the south of *Depresión de Tunuyán* there is a gap between the formation of the conglomerate deposits of *Las Tunas* Formation (Middle to Upper Pleistocene according to Perucca *et al.* -in press) and the reactivation of aggradation at the end of the Late Pleistocene. The *Arroyo Yaucha* fluvial valley is excavated in the conglomerate deposits of *Las Tunas* Formation. The alluvial record indicates that active aggradation was under way by *ca.* 10.389 ± 60 ^{14}C years BP (11973-12398 cal. yrs. BP) in the floodplain of a sinuous channel. A degradation event affected the deposits sometime between 5.678 ± 43 ^{14}C years BP (6.304 - 6.492 cal. yrs. BP) and 2.699 ± 42 ^{14}C years BP (2.712 - 2.857 cal. yrs. BP), being followed by renewed aggradation. A new episode of excavation occurred *ca.* 477 ± 35 ^{14}C years BP (450-535 cal. yrs. BP) resulting in the formation of a fill terrace and the formation of the present floodplain environment.

The diacronism in the beginning of alluvial aggradation in the Cordillera Frontal piedmont during Late Pleistocene might be related to variations in the accommodation space across the piedmont, being larger at the *Depresión de Tunuyán*. Just to the end of Late Pleistocene a much smaller accommodation space dominated the southern part of the analyzed piedmont -Valle Extenso- linked to the presence of transtensive faults.

The alluvial record of the *Atuel* river (San Rafael Block piedmont) is comparable with the records of the Cordillera Frontal piedmont showing a similar number and ages of the degradation events.

The central region of La Pampa province shows a reduced Late Pleistocene-Holocene alluvial sedimentary record in comparison with those of the Cordillera Frontal piedmont. The alluvial succession of *Quehué* valley exhibit a thickness of 3 meters from which upper meter records the end of the Late Pleistocene. The succession consists of fine sandy and silty deposits representing proximal and distal-swampy; it includes a paleosol developed *circa* 10.370 ± 190 ^{14}C yrs BP (11.592-12.400 cal. yrs. BP). The uppermost unit is composed of aeolian deposits. Incision occurred after 1.258 ± 75 ^{14}C yrs BP (972-1.276 cal. yrs. BP) followed by the formation of the present active channel and floodplain.

In the Pampa interserrana of Buenos Aires, fine sandy facies were deposited during the late Pleistocene with a soil developed *circa* 11.000-9.000 ^{14}C yrs. BP (Zárate *et al.*, 2000). The soil forming interval was followed by a dominantly of bioclastic sedimentation (swampy environments) during the early Holocene. In the mid-Holocene aggradation continued with flooding events including episodes of subaerial exposures. Zárate *et al.* (2000) reported an incision occurred at least after 2.700 ^{14}C BP while loess accreted on top of the surface soil which also received very recent alluvial inputs during flooding events. A comparable

sedimentological pattern to that reported by Zárata *et al.* (2000) was observed in the *Salado* river basin.

Following Bull (1991), the synchronicity and similarity regionally observed in the alluvial records of different tectonic settings from central Argentina region support the idea of a climatic control in the aggradation-degradation dynamic of the Late Quaternary fluvial systems. Fluvial patterns changes related with transtensive faults were recognized in the southern part of the Cordillera Frontal piedmont -*Valle Extenso* area- suggesting a neotectonic control. The present floodplains and active channels are recent geomorphological features dating mostly to the last millennium of the late Holocene. Their formation might be related to very recent changes in climatic conditions (Little Ice Age?) which might have been coupled with human disturbance across the Mendoza piedmont. The mid-Holocene degradation cycle is only recorded in the Mendoza piedmont; it is hypothesized a greater influence of the early-mid Holocene climatic fluctuations in a highly sensitive morphodynamic system.

ÍNDICE

I. MARCO TEÓRICO

CAPÍTULO 1. INTRODUCCIÓN

1.1. Alcances de la investigación.....	11
1.2. Hipótesis y objetivos.....	13

CAPÍTULO 2. MATERIALES Y MÉTODOS

2.1. Metodología general.....	15
2.2. Reconocimiento preliminar en gabinete de la región del Valle de Uco.....	18
2.3. Tareas de campo.....	19
2.4. Descripción de las técnicas empleadas en laboratorio-gabinete	19
2.5. Geocronología: alcances y limitaciones	28
2.6. Análisis regional.....	31
2.8. Redacción.....	36

CAPÍTULO 3. MARCO AMBIENTAL DEL VALLE DE UCO

3.1. Ubicación geográfica del área de estudio.....	39
3.2. Caracterización fisiográfica de la región del Valle de Uco.....	39
3.3. Diagonal árida sudamericana.....	42
3.4. Régimen hídrico del Valle de Uco.....	44

CAPÍTULO 4. MARCO GEOLÓGICO-TECTÓNICO DEL VALLE DE UCO

4.1. Marco geológico regional del Valle de Uco.....	48
4.2. Estratigrafía del cuaternario tardío en el piedemonte mendocino.....	56
4.3. Marco tectónico regional del Valle de Uco.....	65
4.3.1. Depresión de Tunuyán.....	69
4.4. Neotectónica en la Depresión de Tunuyán.....	72

II. RESULTADOS: ANÁLISIS LOCAL

CAPÍTULO 5. GEOMORFOLOGÍA DEL VALLE DE UCO Y DE LOS SISTEMAS FLUVIALES ANALIZADOS

5.1. Reconocimiento general de la región del Valle de Uco.....	76
5.2. Geomorfología del piedemonte en el área del Valle de Uco.....	78
5.3. Geomorfología de las cuencas fluviales analizadas.....	91

CAPÍTULO 6. SEDIMENTOLOGÍA Y GEOCRONOLOGÍA DE LOS DEPÓSITOS ALUVIALES

6.1. Análisis sedimentológico, contenido orgánico total (COT) y de carbonato de calcio (CaCO ₃)	
6.1.1. Cuenca del arroyo (A°) La Estacada.....	103
6.1.2. Cuenca del A° Grande.....	113
6.1.3. Cuenca del A° Yaucha.....	115
6.2. Análisis litofacial de los depósitos aluviales analizados.....	122
6.3. Facies, elementos arquitecturales y asociaciones de facies.....	125

CAPÍTULO 7. MINERALOGÍA DE PSAMITAS DE DEPOSITOS ALUVIALES DEL VALLE DE UCO

7.1. Introducción.....	136
7.2. Mineralogía de la fracción psamítica.....	136
7.3. Variaciones composicionales-mineralógicas en las secciones litoestratigráficas	
7.3.1. Perfil litoestratigráfico Puente El Zampal.....	143
7.3.2. Perfil litoestratigráfico La Escala.....	144
7.3.3. Perfil litoestratigráfico Los Alamitos.....	144
7.3.4. Perfil litoestratigráfico Los Alamitos 2.....	145
7.4. Principales valoraciones del análisis composicional-mineralógico.....	145
7.5. Clasificación composicional- mineralógica de los aluvios.....	154
7.6. Procedencia de los sedimentos aluviales y marco tectónico.....	154
7.7. Aportes: rocas madres de los detritos.....	158
7.8. Conclusiones.....	160

CAPÍTULO 8. SUELOS ALUVIALES ENTERRADOS Y NIVELES LÍMNICOS

8.1. Análisis pedológico en sucesiones aluviales del Valle de Uco.....	162
8.1.1. Cuenca del A° La Estacada.....	163
8.1.2. Cuenca del A° Grande.....	187
8.1.3. Cuenca del A° Yaucha.....	189
8.2. Procesos paleo-pedológicos en niveles sedimentarios aluviales enterrado.....	195

ANÁLISIS REGIONAL

CAPÍTULO 9. SUCESIONES ALUVIALES DE LA CUENCA MEDIA DEL RÍO ATUEL, PROVINCIA DE MENDOZA

9.1. Caracterización fisiográfica de la cuenca media del río Atuel.....	200
9.2. Marco geológico-tectónico regional de la cuenca media del río Atuel.....	201
9.3. Descripción de los afloramientos y edades numéricas.....	203
9.4. Litofacies y asociaciones de facies de la cuenca media del río Atuel.....	206

CAPÍTULO 10. SUCESIONES ALUVIALES DEL VALLE DE QUEHUÉ, PROVINCIA DE LA PAMPA

10.1. Caracterización fisiográfica de la región del Valle de Quehué	212
10.2. Marco geológico-tectónico regional del Valle de Quehué	214
10.3. Descripción de los afloramientos y edades numéricas.....	215
10.4. Facies y asociaciones de facies del Valle de Quehué.....	221

CAPÍTULO 11. SUCESIONES ALUVIALES DE LA CUENCA DEL RÍO SALADO, PROVINCIA DE BUENOS AIRES

11.1. Caracterización fisiográfica de la región de la cuenca del río Salado.....	227
11.2. Marco geológico-tectónico regional de la cuenca del río Salado	228
11.3. Descripción de los afloramientos.....	235
11.4. Facies y asociaciones de facies.....	242

III. DISCUSIÓN

CAPÍTULO 12. TECTÓNICA Y SEDIMENTACIÓN EN EL AREA DEL VALLE DE UCO DURANTE EL CUATERNARIO TARDÍO.....250

CAPÍTULO 13. DINÁMICA DE LOS SISTEMAS FLUVIALES DEL VALLE DE UCO DURANTE EL CUATERNARIO TARDÍO

13.1. ¿Sincronismo o diacronismo en el comportamiento de los sistemas fluviales del Valle de Uco?.....	259
13.2. Terrazas de relleno aluvial del Holoceno medio y tardío.....	263
13.3. Momentos de estabilidad de los sistemas fluviales del Valle de Uco	266

CAPÍTULO 14. EVOLUCIÓN PALEOCLIMÁTICA DURANTE EL CUATERNARIO TARDÍO Y COMPORTAMIENTO DE LOS SISTEMAS FLUVIALES ANALIZADOS

14.1. Evolución paleoclimática del continente americano durante el Pleistoceno tardío-Holoceno.....	278
---	-----

14.2. Glaciaciones del Pleistoceno tardío y Holoceno en los Andes Centrales. Correlaciones con las de Andes Septentrionales y Australes.....	284
14.3. Contexto paleoclimático de la región central de Argentina durante la transición climática del Pleistoceno tardío-Holoceno y el Holoceno; comportamiento de los sistemas fluviales.....	290
14.3.1. Transición climática Pleistoceno tardío-Holoceno temprano.....	291
14.3.2. Holoceno medio.....	295
14.3.3. Holoceno tardío.....	299
IV. CONCLUSIONES.....	306
V. APÉNDICE.....	313
VI. BIBLIOGRAFÍA CITADA.....	332

CAPÍTULO 1

PROYECTO DE INVESTIGACIÓN

1.1. Alcances de la investigación

Los últimos 14.000 años de la historia geológica registran la transición climática entre las condiciones frías que dominaron durante el Máximo de la Última Glaciación, y las actuales templadas del Holoceno, características de un interglacial. El cambio hacia las condiciones climáticas actuales no constituyó un proceso lineal, se produjeron cambios de corta duración durante la transición Pleistoceno/Holoceno (14.000-8.000 años ^{14}C AP) que condujeron a reorganizaciones significativas del sistema climático y retornos breves al modo climático de una glaciación (por ejemplo, Dryas más joven, *Younger Dryas*) (Zárate, 2002). En el Holoceno, también se produjeron fluctuaciones, de menor intensidad y magnitud respecto de aquellas anteriores a los 10.000 AP (Bradley, 1999).

En la región pampeana central de Argentina las secuencias de loess-paleosuelos se han utilizado como registros *proxy* de los cambios paleoambientales y paleoclimáticos del Pleistoceno y del Holoceno (entre otros Iriondo y García, 1993; Nabel *et al.*, 1993; Orgeira *et al.*, 1998). Sin embargo, estos registros no presentan una resolución cronológica adecuada para los últimos 14.000 años. En relación con esto, algunos trabajos efectuados en los últimos 7 años han demostrado que las sucesiones aluviales del Tardiglacial-Holoceno de la Pampa bonaerense (Pampa ondulada y Pampa interserrana) representan registros estratigráficos de resolución estratigráfica adecuada para analizar la historia climática y ambiental del intervalo (Prieto, 2000; Zárate *et al.*, 2000; Prieto *et al.*, 2004). En ellas el estudio se ha centralizado en las características macro y micromorfológicas de las sucesiones aluviales, así como en el análisis de indicadores biológicos (polen, diatomeas y moluscos entre otros).

La zona del Valle de Uco, topónimo que designa a la región del piedemonte de la Cordillera Frontal entre los 33°-34° S, constituye una región estratégica para analizar y comprender los cambios climáticos de la transición Pleistoceno tardío / Holoceno y Holoceno, el inicio de las condiciones climáticas actuales, así como para testear las

hipótesis paleoclimáticas propuestas. El Valle de Uco, es una de las zonas de aporte de sedimentos al sistema fluvial del Desaguadero-Salado-Chadileuvú, considerado en los modelos regionales propuestos como la zona de procedencia de los depósitos eólicos que cubren la región central de Argentina (Iriando, 1997; Clapperton, 1993). El Valle de Uco, al igual que gran parte del territorio de la provincia de Mendoza, está localizado en una región árida y de transición climática, influenciada por las células de alta presión del Pacífico y del Atlántico, así como por los sistemas de baja presión del noroeste argentino (Capitanelli, 1972). Las principales interpretaciones de los cambios paleoambientales de los últimos 14.000 años postulan que el patrón de migración latitudinal de los centros anticiclónicos citados y de la faja de vientos del oeste, se habría repetido en forma alternante a lo largo del Cuaternario, provocando la reorganización de los sistemas climáticos (Mancini *et al.*, 2005 y trabajos allí citados).

Hasta hace relativamente pocos años, las inferencias paleoclimáticas de la región mendocina se basaban fundamentalmente en el esquema de glaciaciones propuesto para la alta cordillera por Espizua (1993 y 1998) y Espizua y Biczzi (1998), y en el análisis polínico del registro polínico de La Gruta del Indio (34°45' S y 68° 22' O) (D'Antoni, 1983) en la cuenca media del río Atuel. Los resultados obtenidos en investigaciones realizadas recientemente en algunos tributarios del Valle de Uco así como en la cuenca media del Atuel, señalan que las sucesiones aluviales del Tardiglacial - Holoceno del río Atuel y de algunos cursos tributarios del río Tunuyán constituyen registros estratigráficos de alto grado de resolución cronológica (Zárate y Páez, 2002).

En el Valle de Uco, las sucesiones holocenas del arroyo (A°) La Estacada y de su tributario el A° Anchaúyo, las primeras estudiadas originalmente por Polanski (1963), son excepcionalmente potentes (15 a 18 m) en relación con los depósitos holocenos que tradicionalmente se estudian en la región central de Argentina. Incluyen litofacies de ambientes palustres consideradas sincrónicas con los depósitos del piso Platense (miembro Río Salado de la Fm. Luján) de la provincia de Buenos Aires (Zárate y Paéz, 2002; Zárate y Mehl, 2008). Se caracterizan por la presencia y continuidad lateral de suelos enterrados (paleosuelos) (Zárate, 2002; Zárate y Mehl, 2008). Uno de éstos, formado durante la transición Pleistoceno tardío - Holoceno, es correlacionable por su edad y posición estratigráfica con el suelo Puesto Callejón Viejo (Fidalgo *et al.*, 1973a) de las sucesiones aluviales bonaerenses. También, se han identificado varios suelos enterrados de edad holocena (Zárate, 2002, Zárate y Mehl, 2008). Los análisis llevados a cabo, señalan la

presencia de polen en buen estado de preservación, fauna de moluscos (De Francesco *et al.*, 2007) y materia orgánica (niveles sedimentarios con contenido de materia orgánica, horizontes A de paleosuelos, macrorestos vegetales). Estos últimos fueron utilizados, junto con niveles de tefra volcánica, para efectuar dataciones radiocarbónicas y calibrar cronológicamente la secuencia (Zárate y Páez, 2002; Páez *et al.*, 2003). Los paleosuelos aluviales del piedemonte mendocino no han sido, hasta el momento, objeto de estudios detallados de caracterización y clasificación de sus atributos paleopedológicos.

Además de la existencia de las sucesiones aluviales del A° La Estacada, Polanski (1963) hace referencia a la existencia de potentes perfiles con suelos enterrados en la cuenca del A° Yaucha, unos 100 km hacia el sur de la localidad de Tunuyán, ciudad cabecera de la región del Valle de Uco. Estos perfiles, que hasta el momento no fueron analizados, presentan un alto grado de resolución estratigráfica.

Los motivos expuestos ameritan la investigación de las sucesiones aluviales, con un énfasis especial en la descripción e interpretación de los paleosuelos observados, dada su potencialidad como fuente de información 1) de la dinámica sedimentológica de los sistemas fluviales analizados y 2) paleoclimática-paleoambiental. Cabe mencionar que los antecedentes de análisis de paleosuelos en Argentina son escasos y corresponden en su mayoría a suelos enterrados desarrollados en la llanura bonaerense (Zárate *et al.*, 2000; Imbellone y Cumba, 2003; Zárate *et al.*, 2002; Fucks *et al.*, 2007).

1.2. Hipótesis y objetivos del trabajo

Hipótesis

- El modo de operación de los sistemas fluviales en el sector central de Argentina, durante los últimos 14.000 años estuvo condicionado por la variación de las condiciones climáticas.
- Los suelos enterrados aluviales indican respuestas a cambios climáticos y respuestas complejas del sistema fluvial.

a) Objetivos Generales

- Contribuir al conocimiento de la transición climática del Pleistoceno tardío-Holoceno y al de las condiciones climáticas del Holoceno en las latitudes medias de Sudamérica.
- Comprender las respuestas del sistema fluvial a escala regional (piedemonte de Mendoza) y escala macro-regional (sistemas fluviales de la región central de Argentina).
- Determinar el significado paleoambiental y paleoclimático de los paleosuelos aluviales del Tardiglacial-Holoceno.

b) Objetivos específicos

- Establecer las relaciones espacio-temporales de los cuerpos sedimentarios y de los paleosuelos observados en las sucesiones aluviales de las cuencas de los arroyos Yaucha, Grande y La Estacada del Valle de Uco.
- Inferir el comportamiento del sistema fluvial pedemontano del Valle de Uco durante los últimos 14000 años (transición Pleistoceno-Holoceno y Holoceno).
- Correlacionar las sucesiones aluviales del Valle de Uco con sucesiones aluviales de la cuenca media del río Atuel y de la región pampeana central y bonaerense (Valle de Quehué, La Pampa, y cuencas fluviales de la pampa deprimida, Buenos Aires).

CAPÍTULO 2

MATERIALES Y MÉTODOS

2.1. Metodología general

El estudio propuesto comprendió el análisis de los afloramientos cuaternarios expuestos en las barrancas del A° La Estacada y su tributario el A° Anchayuyo, el A° Grande y el A° Yaucha en la región del Valle de Uco (aproximadamente 33°-34° S y 69°-69°30'O) (Fig. 2.1). Las actividades realizadas comprendieron tres disciplinas principales: estratigrafía, sedimentología y pedología (paleopedología); también se utilizaron criterios geomorfológicos y geocronológicos y se analizó la influencia de la neotectónica en la región. Las 3 localidades seleccionadas cubren aproximadamente 100 km de extensión meridional a lo largo del piedemonte mendocino. Los depósitos sedimentarios aflorantes en las mencionadas barrancas alcanzan hasta 20 metros de potencia y continuidad lateral que permiten analizar la estratigrafía y litología de las sucesiones aluviales durante la transición climática Pleistoceno tardío-Holoceno y Holoceno. La descripción y análisis de los perfiles estratigráficos se ha efectuado en función de las unidades geomorfológicas identificadas en los valles fluviales considerados.

Las sucesiones aluviales analizadas se caracterizan por la presencia de varios suelos aluviales enterrados (Zárate y Páez, 2002; Zárate, 2002 y Zárate y Mehl, 2008), por ello la investigación de carácter integral, enfatizó el estudio de los paleosuelos desarrollados sobre los depósitos sedimentarios aluviales analizados. Se utilizó una aproximación pedo-sedimentaria en la descripción y análisis de perfiles litoestratigráficos. Esto implica la utilización de una metodología combinada que emplea tanto conceptos pedológicos como sedimentológicos para el análisis de los depósitos aluviales; ha sido utilizada, entre otros, por Kemp *et al.* (1994), Blasi *et al.* (2001) y Zarate *et al.* (2002 a y b). Los perfiles litoestratigráficos levantados permitieron analizar la variación vertical de los atributos pedológicos y sedimentológicos en una columna de aproximadamente unos 20 cm de anchura. Al mismo tiempo las variaciones laterales de dichos atributos se describieron a partir de secciones litoestratigráficas. Cabe destacar que desde el punto de vista estratigráfico los paleosuelos son una importante herramienta de trabajo, ya que sirven como marcadores temporales que permiten ordenar y correlacionar depósitos,

además de posibilitar la realización de inferencias sobre las condiciones ambientales reinantes al momento de su formación (Miall, 2006).

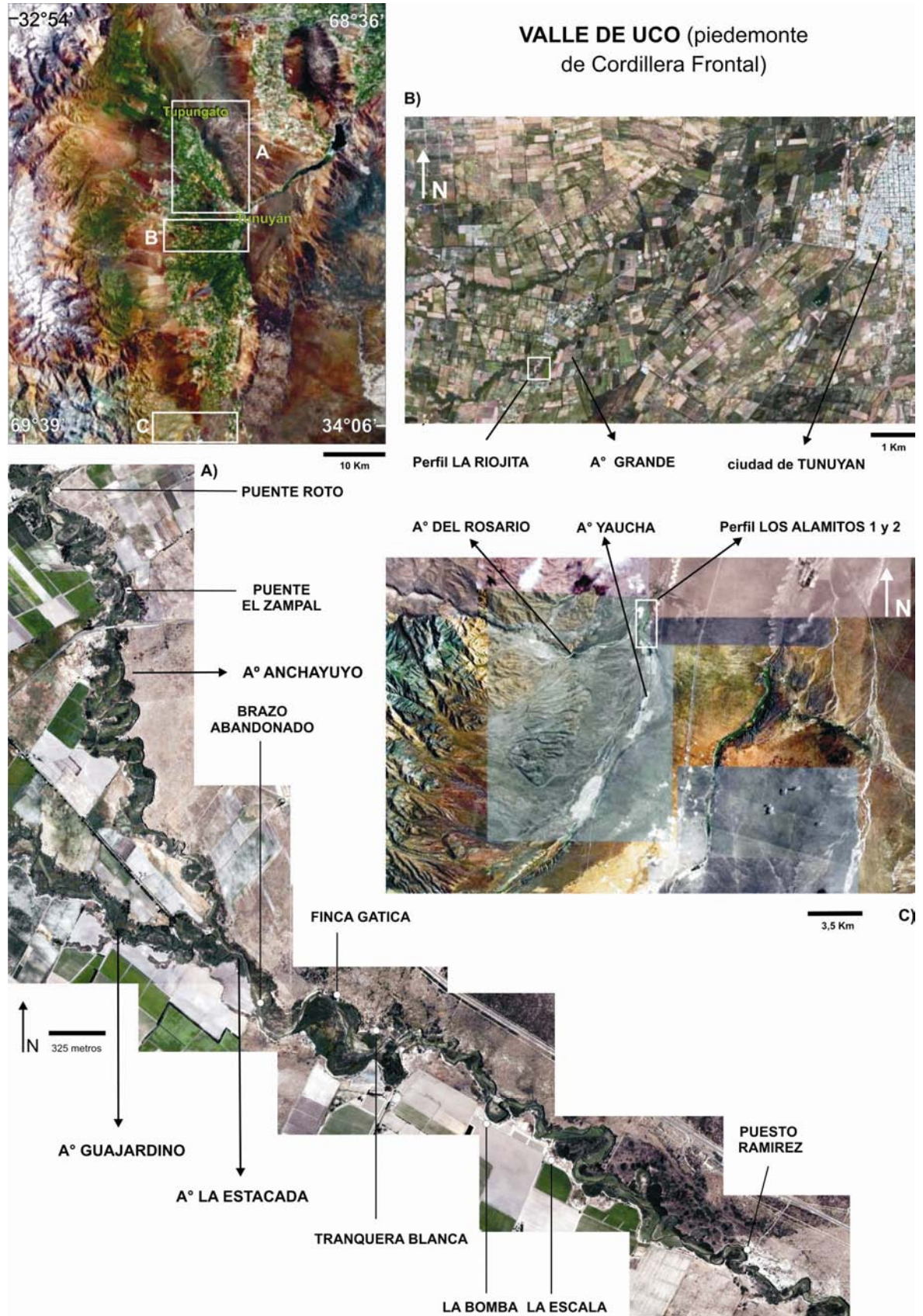


Fig. 2.1. Vista del oasis del Valle de Uco y ubicación de las localidades: a) A° La Estacada y su tributario el A° Anchayuyo, b) A° Grande y c) A° Yaucha. Imágenes tomadas de Google Earth 5.0. Ubicación relativa de los perfiles litoestratigráficos levantados.

El análisis de los paleosuelos se realizó con dos aproximaciones o escalas de trabajo. En campo y gabinete se analizaron y describieron los suelos enterrados en forma macroscópica. En laboratorio se realizó el estudio de las propiedades microscópicas a través del análisis micromorfológico de secciones delgadas; este análisis permitió ajustar algunas inferencias realizadas, sobre la base de las evidencias macroscópicas, acerca de la actuación o no de procesos de formación de suelo.

Las edades absolutas obtenidas en los afloramientos mediante dataciones radiocarbónicas (^{14}C), así como las edades absolutas existentes para el área (Zárate, 2002, Toms *et al.*, 2004), permitieron ubicar geocronológicamente los niveles analizados de acuerdo con el esquema estratigráfico vigente en el ámbito de la región de Cuyo (Polanski, 1963). Sobre la base de los resultados obtenidos, se propuso una redefinición estratigráfica de los depósitos aflorantes entre las localidades de Tupungato y Tunuyán en el Valle de Uco (Zárate y Mehl, 2008), asignados por Polanski (1963) al Pleistoceno tardío-Holoceno (Formación La Estacada y Formación El Zampal respectivamente). Se ubicaron también dentro de este marco geocronológico los afloramientos expuestos en las barrancas de los arroyos Grande y Yaucha, de este modo se logró extender a todo el ámbito de la región del Valle de Uco y zonas aledañas ubicadas al sur de la localidad de Pareditas ($33^{\circ}56'33.13''\text{S}$ y $69^{\circ}04'45.04''\text{O}$) el esquema estratigráfico propuesto.

En las barrancas del A° La Estacada, y su tributario el A° Anchayuyo, trabajos previos realizados en el área (Polanski, 1963; Zárate, 2002; Zárate y Paéz, 2002; Toms *et al.*, 2004) permitieron localizar y seleccionar las secciones estratigráficas a analizar (A° Anchayuyo: secciones Puente Roto y Puente El Zampal; A° La Estacada: secciones Puesto Ramírez, La Escala, Finca Gatica y Brazo Abandonado). El análisis se centró en los paleosuelos aluviales y niveles con alto contenido de materia orgánica, aún no descriptos en detalle, cuyo carácter o no de paleosuelo fue una de las cuestiones a definir. Se completó además la descripción y análisis de las sucesiones sedimentarias aluviales.

Además de los perfiles en los A° Anchayuyo y La Estacada, Polanski (1963) mencionó la existencia de potentes perfiles con niveles de suelos enterrados en la cuenca del A° Yaucha. Allí el estudio comprendió una primera etapa de prospección y selección de perfiles. En una segunda etapa se describieron, muestrearon y analizaron los depósitos

sedimentarios aluviales y sus modificaciones pedogenéticas postdeposicionales; finalmente se estableció el marco estratigráfico, geomorfológico y geocronológico de los mismos.

Respecto a los depósitos sedimentarios aluviales de A° Grande (sección La Riojita), no existían antecedentes bibliográficos que especifiquen las características de los depósitos sedimentarios aflorantes en sus barrancas. Por tal motivo se realizó una descripción y muestreo integral de la sucesión aluvial, con el objeto de comprender el arreglo sedimentario, estratigráfico, geomorfológico y geocronológico de los depósitos aluviales.

Finalmente, se llevó a cabo un análisis de secciones estratigráficas complementarias ubicadas en la región pampeana central (sección Quehué, Valle de Quehué, La Pampa) y bonaerense (sección Río Salado, pampa deprimida, Buenos Aires), y en la cuenca media del sistema fluvial del río Atuel. Las localidades seleccionadas permitieron correlacionar a nivel regional los depósitos aluviales analizados e inferir patrones de comportamiento de los sistemas fluviales involucrados durante la transición climática Pleistoceno tardío-Holoceno y Holoceno. Se diagramó una transecta oeste-este que comprende los depósitos del piedemonte central mendocino así como aquellos de la región pampeana central y bonaerense.

2.2. Reconocimiento preliminar en gabinete de la región del Valle de Uco

El reconocimiento preliminar de la región del Valle de Uco se realizó mediante cartas satelitales del Instituto Geográfico Militar (IGM), con dos escalas de exploración: cartas de escala 1:250.000 (*Tunuyán 3369-III*: 33°00' S-70°30'O y 34°00'S-69°00'O; *San Martín 3369-IV*: 33°00' S-69°00'O y 34°00'S-67°30'O) y de escala 1: 100.000 (*Tunuyán 3369-27*: 33°20'S-69°30'O y 33°40'S-69°00'; *La Consulta 3369-33*: 33°40'S-69°30'O y 34°00'S-69°00'; *Paso de las Carretas 3569-3*: 34°00'S-69°30'O y 34°20'S-69°00'O). A partir de las imágenes se describieron las características distintivas del relieve y algunos aspectos de las redes de drenaje.

También se utilizaron como soporte de los trabajos de campo y gabinete las imágenes satelitales y fotografías facilitadas por el programa *Google Earth*, de acceso gratuito en internet; así como las imágenes Radar disponibles en forma gratuita en el sitio *web* de la Administración Aeronáutica Espacial de los EE.UU (NASA por sus siglas en inglés). Estas últimas fueron visualizadas a través del programa *Global Mapper 8.0*.

2.3. Tareas de campo

Las tareas de campo consistieron en el levantamiento de perfiles litoestratigráficos de detalle o parciales, dependiendo del estado o profundidad del análisis efectuado en estudios previos, en cada sección aluvial, por otros autores. A partir de la información colectada en el campo (identificación, medición y descripción de las estructuras sedimentarias, geometría y límites de los cuerpos sedimentarios) y utilizando un enfoque sedimento-pedológico (Catt, 1990; Soil Survey Staff, 1999 y 2003) se describieron y confeccionaron perfiles litoestratigráficos esquemáticos de las secciones analizadas.

2.4. Descripción de las técnicas empleadas en laboratorio-gabinete

En cada perfil seleccionado, el muestreo se realizó tomando material representativo de las unidades de sedimentación discriminadas (Otto, 1938), con el objetivo de describir en forma cualitativa, y cuantitativa cuando fue posible, atributos tales como:

- granulometría
- color en seco y en húmedo de acuerdo con *Munsell Soil Color Charts* (2000)
- presencia de sustancias cementantes (yeso, carbonato de calcio)
- presencia de nódulos/moteados de hierro-manganeso
- consistencia
- contenido cuantitativo de materia orgánica y de calcio
- contenido composicional-mineralógico
- micromorfología (muestra de sedimento/suelo sin disturbar)

Análisis textural

1) Consideraciones generales: la caracterización granulométrica de los sedimentos se realizó con un contador de partículas láser, marca *Malvern Mastersizer Hydro 2000 μ c*. El *software* del contador de partículas calcula la distribución de tamaño de granos a través de la teoría de dispersión de Mie, que propone una solución compleja para la dispersión de

la luz a partir de una partícula esférica de cualquier diámetro en referencia a la longitud de luz usada (Cheethman *et al.*, 2008). Los resultados son calculados como un porcentaje de volumen de los rangos de tamaños considerados, asumiendo que las partículas de sedimento consideradas tienen una geometría esférica (Cheethman *et al.*, 2008).

Cheethman *et al.* (2008) citan que algunos autores (entre ellos Agrawal *et al.*, 1991, Hayton *et al.*, 2001, Blott y Pye, 2006) han indicado que las partículas de baja esfericidad, como las micas y las arcillas, generan un efecto negativo en la precisión de los resultados obtenidos con análisis de difracción de la luz, ya que subestiman los porcentajes de granos finos en las muestras. Cheethman *et al.* (2008) comparan los resultados obtenidos en muestras de sedimentos fluviales arenosos a partir de tres métodos de análisis granulométricos (difracción láser, microscopia de escaneo electrónico, atenuación de rayos X-sedígrafo-) con el método tradicional de tamizado-pipeteo. Los autores encuentran una fuerte correlación entre el método de tamizado-pipeteo y el de difracción láser. El último método subestima levemente la concentración de partículas en las fracciones inferiores a 32 μc (Konert y Vanderberghe, 1997). El equipo *Malvern Mastersizer 2000* asume una orientación aleatoria de las partículas y realiza mediciones en forma perpendicular al flujo de agua en el cual los sedimentos entran al contador (Cheethman *et al.*, 2008). La forma plana de las partículas tamaño arcilla y la orientación preferencial adquirida por algunas partículas de arcilla paralela al flujo que circula dentro del contador, podría disturbar la curva de distribución de tamaño de granos, al contar algunas partículas de arcilla como granos de mayor tamaño (Konert y Vanderberghe, 1997). Sin embargo, Cheethman *et al.* (2008) indican que esta subestimación en el porcentaje de granos finos puede modificar levemente la moda y la mediana, pero aún así las diferencias respecto al método de tamizado y pipeteo es poco significativa y no modifica las asignaciones a las clases texturales propuestas por Folk (1954, 1980).

2) Procedimiento: el rango de análisis del contador de partículas es de 2000 μc -0.10 μc . Las muestras fueron tamizadas con un tamiz de malla de N° 10 o 2000 μc o para separa las fracciones granulométricas que superaban dicho diámetro. En la mayor parte de las muestras analizadas (98%) la fracción mayor a 2000 μc no superó el 1% del peso total del sedimento tamizado. Los depósitos que presentaban sábulos y gravas fueron descriptos en el campo, sin realizar una cuantificación de laboratorio.

La cantidad de muestra empleada en el análisis fue cercana 1 gramo de sedimento. Las condiciones en que se utilizaron las muestras no variaron respecto de aquellas requeridas para el análisis tradicional de sedimentos por tamizado y pipeteo. Por lo tanto, los sedimentos fueron tratados previamente para eliminar sustancias cementantes y/o aglutinantes presentes:

- **carbonatos de calcio:** digestión de las muestras durante 24 horas en ácido acético al 6% de concentración, el líquido sobrenadante se eliminó en estufa o mechero a temperatura inferior a 50° C.
- no se identificaron **sulfatos** (yeso) y **cloruros solubles** (sal) en forma macroscópica, por lo tanto no se implementaron técnicas de eliminación de estas sustancias que sí fueron reconocidas luego al microscopio en algunas muestras, pero siempre presentes en bajas proporciones respecto al resto de los componentes (fracción clástica y orgánica).
- **materia orgánica** (puede actuar como un aglutinante de las partículas de tamaño arcilla, <10 μc): digestión en agua oxigenada (100 volúmenes o menos) calentando la muestra. Reacción excesivamente exotérmica: digestión en frío.

El sedimento pretratado se colocó en la celda húmeda (recipiente de vidrio tipo vaso de precipitado) del equipo *Malvern Mastersizer Hydro 2000 μc* junto a 800 ml de agua destilada y 5-10 ml de hexametáfosfato de sodio al 1% de concentración, solución que actúa como medio dispersante. Las muestras se agitaron bajo ultrasonido durante 1 minuto. El contador de partículas determinó el porcentaje en volumen de las distintas fracciones granulométricas presentes en la muestra, los valores se visualizaron en una tabla y en una curva granulométrica (granulometría vs. frecuencia en %). El análisis también estableció el carácter modal de la muestra (unimodal, bimodal, polimodal) y tres medidas de dispersión central de los valores obtenidos: los percentiles de 10 (P10: diámetro de partícula que supera al 10% de los valores de la distribución y es superado por el 90% restante), 50 (P50 o mediana: diámetro de partícula que supera a la mitad de los valores de la distribución y es superado por la otra mitad) y 90 (P90: diámetro de partícula que supera al 90% de los valores de la distribución y es superado por el 10% restante).

Con el programa Gradistat (*Copyright* © 2001 *John Wiley & Sons Ltd.*) y los porcentajes obtenidos de las distintas fracciones granulométricas que integran cada muestra (% de arena, limo y arcilla) se realizaron las clasificaciones granulométricas de los

depósitos por sección analizada; dichos valores se graficaron en diagramas de clasificación ternaria de acuerdo con Folk (1954).

El programa Gradistat utiliza la escala granulométrica propuesta por Friedman y Sanders (1978). Esta escala considera como arcillas solo a aquellas partículas de tamaño inferior a 1.9μ , mientras que en la escala propuesta por Udden (1914) y Wentworth (1922) las arcillas comprenden las partículas de diámetro inferior a 3.9μ (Apéndice. Sección 4). El programa Gradistat maneja una escala con valores aproximados a aquellos utilizados por Udden (1914) y Wentworth (1922); dichos valores fueron seleccionados en el programa *Malvern Mastersizer Hydro 2000*, de modo tal que una vez obtenidos los porcentajes de las fracciones presentes (arena, limo y arcilla) estos pudieran ser utilizados directamente en el programa Gradistat. Al realizar la clasificación ternaria se tuvo en cuenta que los porcentajes “limo muy fino + arcilla” considerados por el programa Gradistat corresponden a la fracción “arcilla” de Udden (1914) y Wentworth (1922) (Apéndice. Sección 4).

La variación porcentual de las fracciones arena, limo y arcilla en función de la profundidad para cada sección estratigráfica analizada se graficó con los programas *Sigma Plot 8.0*. y *Corel Draw X3*.

Determinación cuantitativa de carbonato de calcio (CaCO₃)

Se efectuó con un calcímetro digital con una precisión de +/- 0.1%. El calcímetro mide la cantidad de anhídrido carbónico (CO₂) liberado durante la reacción entre el CaCO₃ presente en 1 gramo de sedimento y 18 ml de ácido clorhídrico (HCl) al 15% de concentración (Apéndice. Sección 5). A partir de los valores de C₂O liberados el calcímetro calcula el porcentaje de carbonato de calcio existente en la muestra.

Determinación cuantitativa de materia orgánica

Se implementó la técnica por vía húmeda de Walkley y Black (1934 en Allison, 1965) (Apéndice. Sección 4). Previa implementación de la técnica se descartó el carbono inorgánico que podía estar presente en las muestras de sedimento en carbonato de calcio, mediante digestión de la muestra en ácido clorhídrico (HCl) al 10 % de concentración

durante 24 hs y posterior secado de la muestra al aire o en estufa sin superar los 40° C de temperatura.

Durante la determinación, el carbono orgánico presente en el sedimento se oxida parcialmente utilizando una solución de dicromato de potasio en un medio ácido, generado con el agregado de ácido sulfúrico, que aporta además el calor necesario (calor de disolución del ácido sulfúrico en agua) para que se produzca la reacción del carbono. El exceso de dicromato se valora mediante volumetría redox con una solución de sulfato ferroso, conocida como Sal de Mohr. El método no oxida completamente la materia orgánica, sino a la fracción más lábil presente en el sedimento, con una oxidación promedio del 75-77%. Con el valor de Sal de Mohr consumida se realiza el cálculo pertinente para obtener el porcentaje de carbono orgánico presente en la muestra. El contenido de materia orgánica se estima en forma aproximada utilizando el factor convencional de conversión de carbono (C), de 1.72 (factor de Van Bemmelen) a materia orgánica (MO), asumiendo que la MO del suelo contiene en promedio 58% de C.

Una vez establecidos los porcentajes de carbonato de calcio y materia orgánica para cada muestra recolectada, se dibujaron con los programas *Sigma Plot 8.0* y *Corel Draw X3* las curvas de variación de ambos parámetros en función de la profundidad de cada sección estratigráfica analizada y muestreada en las sucesiones aluviales.

Análisis mineralógico

Para el análisis composicional-mineralógico de las sucesiones sedimentarias aluviales se seleccionaron las muestras de sedimento que presentaban mayores porcentajes relativos de arena (ver Apéndice, sección 1). La mineralogía de la cuenca del A° La Estacada y de su tributario el A° Anchayuyo se analizó a través de muestras seleccionadas en los perfiles litoestratigráficos Puente el Zampal (PEZ) y La Escala (LES), con un porcentaje mínimo de arena del 12 y 36% y máximo de 24 y 89 % respectivamente. En la cuenca del A° Yaucha las muestras se tomaron en los perfiles litoestratigráficos Los Alamitos 1 y 2, con participación mínima de arena del 12 y 39 % y un máximo de 89 y 46 % respectivamente. El análisis composicional-mineralógico se realizó sobre muestra total, es decir sin separar lotes de minerales livianos y pesados con líquido de alta densidad (bromoformo); se determinó la frecuencia relativa de las distintas especies minerales observadas, expresada como porcentaje respecto del total de granos minerales analizados por muestra, en promedio 250 granos. El proceso consistió en:

1. selección de muestras.
2. eliminación de carbonatos de calcio y materia orgánica presentes en las muestras. Los procedimientos corresponden a los enunciados en el ítem “Análisis textural” del apartado 2.4. Lavado de las distintas fracciones con agua para eliminar partículas arcillosas.
3. tamizado de las muestras en las siguientes fracciones granulométricas de acuerdo con la disponibilidad de tamices: > 2 mm (> -1Ø, malla 10), 0.595 mm (0.75Ø, malla 30), 0.40 mm (1.25Ø, malla 40), 0.297 mm (1.75Ø, malla 50), 0.210 mm (2.25Ø, malla 70), 0.125 mm (3Ø, malla 120), 0.062 mm (4Ø, malla 230) y fondo (retención de partículas o clastos de diámetro inferior a 4Ø).
4. análisis bajo lupa de las fracciones granulométricas de diámetro mayor a 0.125 mm.
5. análisis con microscopio petrográfico *Nikon Eclipse E400 Pol.* de la fracción arena muy fina (0.125-0.062 mm), montada sobre portaobjetos de vidrio y fijados con pegamento ultra violeta Bohle (índice de refracción: 1.53).
6. descripción y cuantificación de las especies presentes (250 granos por preparado). Observación de algunos atributos, tales como grado de desarrollo de caras cristalinas, redondeamiento y alteración, y sus tipos.

El estudio de las muestras se complementó con el análisis de minerales en cortes delgados realizados sobre sedimentos impregnados correspondientes a niveles de suelos enterrados y niveles sedimentarios con elevado contenido orgánico, cuando éstos contaban con una fracción de arenosa entre los elementos o clastos constituyentes. La diferencia entre ambos métodos estriba en la forma de observar las propiedades ópticas de los minerales. En el caso de los cortes delgados todos los granos minerales se encuentran cortados con un espesor de 30 μ , de este modo las propiedades ópticas son homogéneas en toda la superficie examinada del mineral. Para el análisis por microscopía de polarización a grano suelto, no solo se debe escoger el tamaño de grano más adecuado para este fin, como es el del intervalo 0.125-0.088 mm, (que en nuestro caso fue de 0.125-0,062 mm de acuerdo con la disponibilidad de tamices) sino que deben elegirse los sectores más delgados de las partículas para poder observar sus propiedades ópticas y realizar una correcta determinación de las especies minerales presentes.

Análisis micromorfológico: paleosuelos y niveles sedimentarios con contenido de materia orgánica

1) Muestreo: de acuerdo con Kemp (1998) una de las estrategias de campo que conducirá a un análisis exitoso de los suelos enterrados es la óptima localización de los puntos de muestreo. Las muestras no deben tomarse aisladas o en forma aleatoria, cuando es necesario se deben muestrear zonas adyacentes a lo/s sectores de mayor interés. Por ejemplo, si el análisis se focaliza en un horizonte Bt, se recomienda tomar muestras de los horizontes superiores (Horiz. A) e inferiores inmediatos (Horiz. C) (Bullock *et al.*, 1985). Para Múcher y Morozova (1983 en Kemp, 1998) es necesario cubrir el rango completo de las características micromorfológicas de los sedimentos enterrados, en función de la profundidad del suelo y a través del material parental del mismo.

Tradicionalmente las muestras se toman a través de los límites de los horizontes descriptos macroscópicamente. Sin embargo, Kemp (1998) sugiere que el muestreo se realice también en *sets* de intervalos que registren rasgos pedológicos y tendencias no manifiestas en términos de cambios macromorfológicos. No obstante, no se debe perder flexibilidad para muestrear límites importantes o zonas críticas cuando es necesario (Fig. 2.2) (FiztPatrick, 1993). El muestreo ideal deberá ser numeroso y alcanzar la máxima profundidad posible, dentro de las restricciones impuestas por el tiempo y el equipamiento (Murphy, 1986); un muestreo de baja densidad puede conducir a interpretaciones de baja confiabilidad, en particular cuando los suelos analizados son poligenéticos o soldados (Kemp, 1998). Para Bullock *et al.* (1985) cuando más grande es el tamaño de la sección muestreada (usualmente se usan cajas de Kubiena: 8 x 6 x 4 cm) hay mayor probabilidad estadística de un muestreo satisfactorio de un horizonte o rasgo micromorfológico, aunque los problemas derivados del secado e impregnación de la muestra se pueden magnificar.

En las barrancas de los arroyos del Valle de Uco se tomaron muestras no disturbadas de suelos enterrados y niveles con elevado contenido orgánico de acuerdo con los lineamientos y técnicas de muestreo de Bullock *et al.* (1985), FiztPatrick (1993), Murphy (1986), Kemp *et al.* (1994) y Kemp (1998). Las muestras tomadas en los perfiles Puesto Ramírez, Brazo Abandonado y Finca Gatica, todos sobre el A° La Estacada, fueron enviadas al Laboratorio de Cortes Delgados del Departamento de Geología de la Universidad Nacional de San Luis. Allí se confeccionaron los cortes delgados (4,5 cm x 6 cm y 2,5 cm x 5 cm) que se analizaron junto con 17 cortes (7 cm x 5 cm) realizados con muestras orientadas en el espacio y no disturbadas del perfil Puente El Zampal (A° Anchayuyo), realizados mediante el proyecto *Argentinian loess paleosol records of past changes in climate*, (Leverhulme Trust. Reino Unido. Director: Rob Kemp. Duración:

1999-2002) en el laboratorio de cortes de *Royal Holloway, Bedford College*, de la Universidad de Londres, Inglaterra.

Con el objeto de realizar una descripción homogénea de las secciones analizadas se confeccionaron planillas (Apéndice. Sección 7) en las cuales se volcaron los grandes grupos de atributos que se debían describir en cada sección delgada. Una vez finalizada la descripción, los datos obtenidos para cada sección delgada se ubicaron en un cuadro de cuantificación de atributos (Apéndice. Sección 8) y se procedió a realizar su interpretación.

2) Descripción macroscópica: se utilizó el color como primer indicador de campo para determinar la presencia de concentraciones relativamente elevadas de materia orgánica respecto de depósitos adyacentes. En tal sentido los colores oscuros (gris castaño claro -10 YR 6/2-, castaño a castaño oscuro -10 YR 4/3-, castaño grisáceo oscuro -10 YR 4/2- y muy oscuro -10 YR 3/2-, castaño oscuro -10 YR 3/3-, castaño muy oscuro -10 YR 2/2- y negro -10 YR 2/1-) son indicadores de dicha presencia. Luego se determinó la textura, el tipo y grado de estructuración y consistencia de los sedimentos, las características de los límites de los niveles considerados, la presencia de rasgos redoximórficos (moteados y concreciones de Fe-Mn), la concentración de carbonato de calcio ya sea en nódulos o en forma pulverulenta y la presencia de rasgos de bioturbación, por acción de la fauna o por actividad vegetal.

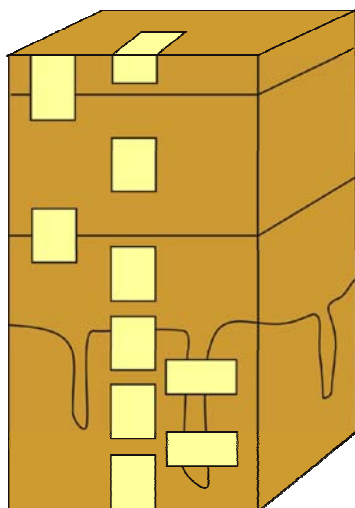


Fig. 2.2. Puntos de muestreo sugeridos por FizePatrick (1993) para la toma de muestras no disturbadas de sedimentos en perfiles que exhiben rasgos pedológicos.

3) Descripción microscópica: para el análisis micromorfológico se tomaron como base para la descripción de las secciones delgadas seis conceptos de particular importancia

en la comprensión, descripción y aproximación a la micromorfología de suelos (Bullock *et al.*, 1985): el arreglo de los materiales (*fabric*), la estructura-microestructura (*structure-microstructure*), la proporción C/F (*coarse/fine materials*), los componentes básicos (*basic components*), la matriz (*groundmass*) y los rasgos pedológicos (*pedofeatures*) (ver Apéndice, secciones 8, 9 y 10).

La óptima descripción de una muestra está condicionada en primer lugar por el correcto espesor de la sección delgada a analizar (en general: 30 μ). El color y otros microrrasgos varían con el espesor de la sección, si la misma es muy gruesa habrá microrrasgos que no podrán ser analizados (Bullock *et al.*, 1985).

Para Bullock *et al.* (1985) los criterios de descripción e interpretación no deben estar vinculados durante el análisis de las secciones delgadas. La descripción completa de la sección debe preceder la interpretación de los procesos involucrados en la formación del suelo. Sin embargo, Kemp (1998) considera que es muy difícil seguir tal procedimiento en forma estricta, ya sea porque el sistema de descripción tiene una base inherentemente genética (por ejemplo, *pellets* “fecales”) o bien porque la estrategia descriptiva del micromorfólogo está influenciada por sus experiencias interpretativas.

Análisis geomorfológico

El análisis geomorfológico realizado en el piedemonte mendocino central permitió discriminar las unidades geomorfológicas presentes en el área y analizar su vinculación con las unidades litoestratigráficas que constituyen el esquema litoestratigráfico vigente en la región (Polanski, 1963; Zárate y Mehl, 2008).

Por otra parte se emplearon conceptos derivados de la geomorfología fluvial, rama de las ciencias geomorfológicas, que incluye el estudio de las formas fluviales y los procesos que les dan origen (Thorndycraft *et al.*, 2008). Kondolf y Piegay (2003) consideran a la geomorfología fluvial desde un punto de vista que involucra el análisis temporal y espacial a distintas escalas. Analizan además a los sistemas fluviales desde una perspectiva integral, que implica el análisis de las formas y procesos que modelan un canal, y de las interacciones existentes entre los canales, la llanura de inundación, la red de drenaje y el área de captación de caudal.

Uno de los principales atractivos que ofrecen los depósitos fluviales es la posibilidad de estudiar, en diferentes escalas temporales y espaciales, el registro de los efectos producidos por la migración de canales y los procesos de incisión-agradación. Los diferentes

estilos y tasas de sedimentación dentro de los sistemas aluviales pueden ser la respuesta en un lapso largo a los cambios climáticos y/o movimientos tectónicos; o bien en un lapso temporal corto a cambios intrínsecos del sistema fluvial promovidos por la propia dinámica del río o por causas antropogénicas (Thorndycraft *et al.*, 2008). En este sentido, el análisis geomorfológico de los sistemas fluviales es una herramienta de trabajo que nos permite analizar, junto con la sedimentología, la estratigrafía y la geocronología, el comportamiento de los sistemas fluviales durante la transición climática Pleistoceno tardío-Holoceno y Holoceno.

Dentro de las unidades geomorfológicas de naturaleza fluvial discriminadas se observó en todos los cursos analizados el desarrollo de una planicie de inundación actual; sus depósitos sedimentarios y ambientes-subambientes de depositación son conspicuos pero no han sido objeto de estudios detallados en la presente contribución. Los índices de sinuosidad (IS: longitud del río/longitud del valle fluvial) calculados para los arroyos analizados en el piedemonte mendocino central de Cordillera Frontal se clasificaron de acuerdo con Rosgen (1994 y 1996) y Brice y Blodgett (1978).

Análisis de facies

Los depósitos sedimentarios que constituyen las sucesiones aluviales aflorantes en las barrancas de los arroyos Anchayuyo, La Estacada, Grande y Yaucha en el Valle de Uco, así como los aflorantes en el cuenca media del río Atuel, en el Valle de Quehué (provincia de La Pampa) y en la cuenca media-inferior del río Salado (provincia de Buenos Aires) fueron analizados y descriptos desde un punto de vista pedo-sedimentario, combinando técnicas propias de las disciplinas pedológicas y sedimentológicas. Los depósitos aluviales, aflorantes en las distintas unidades geomorfológicas discriminadas, se describieron en términos de litofacies. Una litofacies hace referencia a un tipo de estrato sedimentario caracterizado por su espesor, orientación, tamaño de grano, forma y estructura sedimentaria (Bridge y Demicco, 2008). Allen y Allen (2005) mencionan que la expresión “facies” fue introducida por Steno (1669) para describir la suma de atributos de pequeña escala que caracterizan un cuerpo de roca; puntualizan además que el término “facies” ha sido usado a través del tiempo tanto en forma puramente descriptivas como en términos de interpretación de procesos de depositación. El término de “facies sedimentaria”, acuñado por Reading y Levell (1996) hace referencia a un cuerpo de roca

acumulado bajo ciertas condiciones de sedimentación reflejando un proceso o un ambiente sedimentario particular.

La descripción de litofacies realizada en este trabajo se realizó siguiendo los lineamientos propuestos por Miall (2006). No obstante dado que los esquemas predeterminados de litofacies pueden conducir a la generalización de las características del registro sedimentario, o bien a omitir nuevas observaciones de los depósitos y estructuras - que podrían diferir de las clasificaciones estándar- (Bridge, 1993) se realizaron modificaciones a dicho esquema cuando se creyó conveniente (Apéndice, sección 6); Miall (2006) advierte sobre la necesidad de ser cuidadoso en dicho aspecto.

La denominación de las litofacies utilizada sigue en términos generales el código litofacial propuesto por Miall (1978 en Miall, 2006) en inglés; consistente de una letra mayúscula inicial que indica el tamaño de grano dominante (G: *gravel*, S: *sand*, F: *fine*) y en segundo lugar una letra minúscula que hace referencia a las características de la estructura o alguna otra particularidad textural de la litofacies (p: *planar cross-bedding*, ms: *matrix-supported*)

Las litofacies discriminadas en este trabajo fueron agrupadas en facies y en asociaciones de facies con el fin de determinar los subambientes y ambientes donde los procesos de erosión y depositación han ocurrido (Allen y Allen, 2005; Bridge y Demicco, 2008).

2.5. Geocronología: alcances y limitaciones

Edades radiocarbónicas

Las dataciones radiocarbónicas (^{14}C) forman la base cronológica para muchos estudios paleoclimáticos del lapso Pleistoceno tardío-Holoceno y para las reconstrucciones paleoambientales derivadas de ellos. De acuerdo con Kondolf y Piégay (2003) constituyen uno de los métodos más usados para determinar edades en depósitos aluviales. Los materiales que han sido utilizados para la datación de los depósitos aluviales del Valle de Uco son los siguientes:

- **carbón orgánico:** materia orgánica contenida en paleosuelos y en depósitos sedimentarios, y restos vegetales (tallos, hojas).

- **carbono inorgánico:** conchillas de moluscos de agua dulce.

1) Muestreo: las dataciones de carbono 14 (^{14}C) requieren que la muestra a datar no esté contaminada con carbono moderno y/o carbono fósil -más joven o más antiguo que el carbono a datar- ya que su presencia conduce a resultados erróneos. De acuerdo con dicho requerimiento, las muestras obtenidas para datar fueron guardadas en bolsas de plástico, nuevas y limpias. Se recolectaron 8 muestras de sedimentos con un contenido orgánico potencialmente elevado, reconocible en el campo por el color castaño oscuro a negro de los niveles sedimentario. En cada caso, la muestra se tomó en un nivel de 1 cm de espesor, continuo lateralmente y ubicado en el techo del paleosuelo y/o depósito sedimentario analizado. El objetivo del muestreo fue recolectar en forma acotada, espacial y temporalmente, el peso de muestra suficiente para la realización del análisis.

2) Preparación de muestras en laboratorio: las muestras fueron colocadas en vasos de precipitado y secadas en estufa a una temperatura inferior a 40°C , para evitar dañar la materia orgánica presente por exceso de temperatura. Luego se retiraron a mano las raíces presentes en la muestra, con la ayuda de una lupa cuando fue necesario. Una vez preparada, cada muestra fue empaquetada en papel aluminio y posteriormente embalada en bolsas plásticas. En cada bolsa se incluyó una etiqueta con la denominación de la muestra para su correcta identificación.

3) Determinación de la edad radiocarbónica: las edades radiocarbónicas reportadas fueron obtenidas por el método *AMS* (*acceletator mass spectrometer*) en los siguientes laboratorios: *Beta Analytic* (Miami, Florida, USA; código de muestra: Beta- 215658), *NFS Arizona AMS Facility* (Universidad de Arizona, USA; código de muestra: AA76541) e *INSTAAR* (Universidad de Colorado, USA; código de muestra: NSRL-12654). Dos edades fueron obtenidas por el método de datación radimétrica convencional en el *LATYR* (CONICET-UNLP, Argentina, código de muestra: LP-1739). Las edades reportadas por Zárate (2000), Zárate y Páez (2002) y Zárate (2002) corresponden a determinaciones por el método de datación *AMS*.

4) Calibración: la tasa de producción de ^{14}C no ha permanecido constante a lo largo del tiempo (Hajdas *et al.*, 2006 y Hughen, 2006). Las fluctuaciones en el contenido de ^{14}C de la atmósfera y de la superficie oceánica ($\Delta^{14}\text{C}$) responden a cambios en la tasa de

producción debidos a variaciones en la intensidad del campo magnético (escudo protector ante: rayos cósmicos y actividad solar), en la distribución de los diferentes reservorios de ^{14}C en el ciclo global del carbono y recientemente a cambios introducidos en la atmósfera por la quema de combustibles fósiles y uso de la energía atómica (Hughen, 2006).

La conversión de los años radiocarbónicos (expresados en años antes del presente: *years before present*) en años calendarios es necesaria para 1) corregir los datos respecto de las fluctuaciones en las tasas de producción de ^{14}C , y 2) para obtener edades comparables con edades obtenidas por otros métodos que se asume no requieren calibración (Ar/Ar, termoluminiscencia/ luminiscencia ópticamente estimulada e isótopos cosmogénicos por ejemplo). El procedimiento de calibración se realiza a partir de curvas de calibración donde convergen datos aportados por diferentes archivos paleoclimáticos (corales, dendrocronología, sedimentos marinos, espeleotemas, etc.). Las edades ^{14}C obtenidas en este trabajo, así como algunas existentes (Zárate y Páez, 2002 y Zárate, 2002) fueron convertidas en años calendario utilizando el programa *Calib Radiocarbon Calibration 6.1.0* (Stuiver y Reimer, copyright 1986-2006) en conjunto con las curvas de calibración para elementos terrestres del hemisferio sur de Stuiver y Reimer (1993).

Luminiscencia ópticamente estimulada

La técnica de luminiscencia óptica estimulada (de aquí en adelante *OSL*, por sus siglas en inglés) es un método valioso para la datación de sedimentos cuaternarios de diversos orígenes (eólicos, fluviales, marinos y coluviales), sobre todo aquellos que no tienen posibilidades de ser datados por el método ^{14}C .

Desde un punto de vista sedimentológico las edades obtenidas mediante la técnica de *OSL* permiten datar el episodio de enterramiento más reciente de los granos cuarzo y feldespato (Eipert, 2004). Los sedimentos preferidos para dataciones *OSL* son aquellos que:

- han sido sometidos al menos a una hora de exposición a la luz solar,
- se han acumulado como una unidad relativamente homogénea de unos 30 cm de espesor
- no han experimentado importantes variaciones en el contenido de agua o cambios diagenéticos después del enterramiento.

En general los depósitos aluviales no constituyen el caso ideal para realizar dataciones por medios ópticos, siendo las dataciones radiocarbónicas las más utilizadas (Thorndyraft *et al.*, 2008). Una ventaja del método *OSL* radican en la posibilidad de datar una capa de arena cuando no existen materiales para datar por el método ^{14}C , o cuando se especula sobre el retransporte de la materia orgánica alojada junto a los sedimentos arenosos, que podría provenir de capas sedimentarias más antiguas. Otra ventaja radica en la posibilidad de obtener las edades directamente en años calendarios, eliminando de este modo fuentes de error que surgen al momento de calibrar edades radiocarbónicas (Taylor y Aitken, 1997 en Eiper, 2004).

2.6. Análisis regional

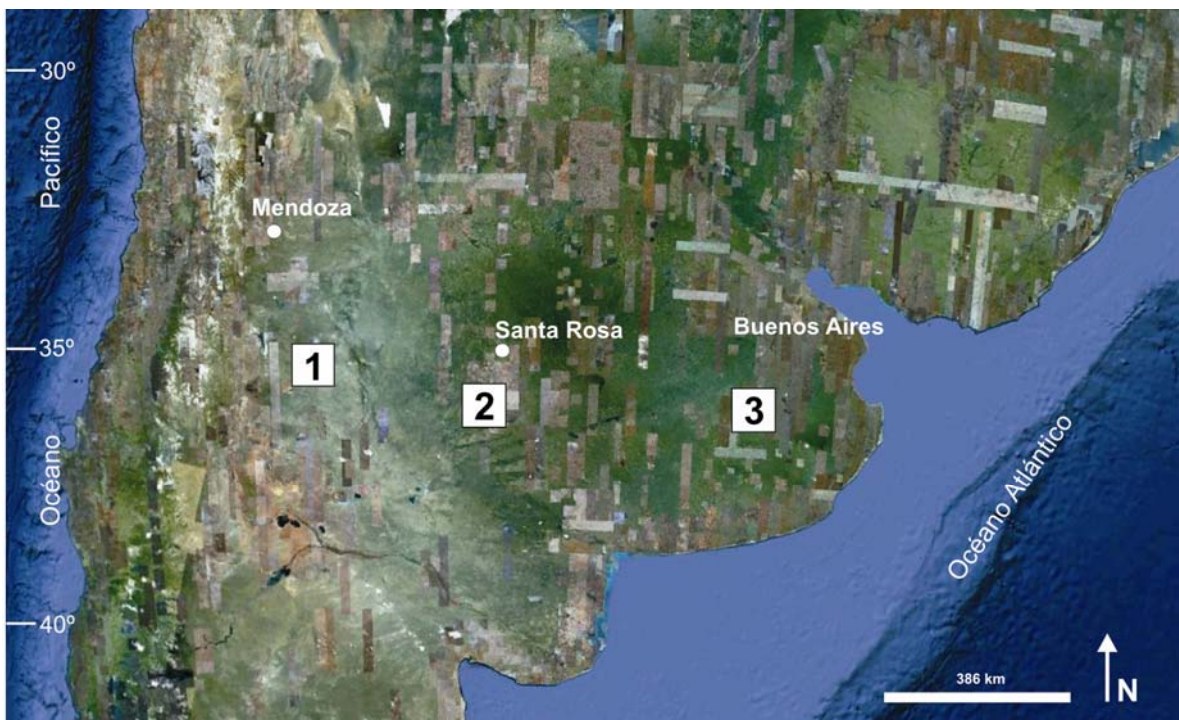


Fig. 2.3. Ubicación de las localidades seleccionadas para el análisis regional en la región central de Argentina (30°-40° S). 1) cuenca media del río Atuel, 2) Valle de Quehué y 3) cuenca del río Salado.

Se analizaron perfiles aluviales de control en la región central de Argentina, a lo largo de una transecta este-oeste que conecta espacialmente los sistemas fluviales de la región pampeana bonaerense y central con aquellos del piedemonte mendocino central de Cordillera Frontal (Fig. 2.3). Estos perfiles permitieron correlacionar en forma preliminar,

y a escala regional, el patrón de comportamiento exhibido por los sistemas fluviales analizados en Valle de Uco con aquellos de la región centro-este de la Argentina. Se describieron sucesiones sedimentarias aluviales en la cuenca media del río Atuel (Fig. 2.4, zona centro-este de la provincia de Mendoza, Capítulo 10), en el Valle de Quehué (Fig. 2.5, región centro-este de la provincia de La Pampa, Capítulo 11) y en la cuenca del río Salado (Fig. 2.6, zona este de la provincia de Buenos Aires, Capítulo 12).

La revisión de las sucesiones aluviales mencionadas permitió realizar una evaluación de las mismas desde un punto de vista sedimentológico y geomorfológico, así como acotar geocronológicamente la edad de los depósitos; de esta manera se corrobora y ajusta el esquema de correlación estratigráfica vigente en la región central de Argentina.

Cuenca media del río Atuel (provincia de Mendoza)

En la cuenca media del río Atuel, González Díaz (1972) definió la Formación Río Atuel para hacer referencia a los depósitos naturaleza fluvial y eólica alternante que se observan en cercanías de la localidad homónima sobre la ruta nacional N° 143, en el primer puente atravesado al circular desde la ciudad de San Rafael a la localidad de Alvear. La sucesión sedimentaria de la Fm. Villa Atuel constituye de acuerdo con González Díaz (1972) una unidad geomorfológica de planicie denominada “Llanura Sanrafaelina”. Los depósitos fluviales de la Fm. Río Seco de la Hedionda (Holoceno en sentido amplio), depositados luego de un epiciclo erosivo complementarían dicha unidad según los criterios del autor. Los depósitos de la Fm. Villa Atuel fueron correlacionados por González Díaz (1972) con aquellos del sector superior de la Formación La Estacada definida por Polanski (1963) en los depósitos del Pleistoceno tardío-Holoceno aflorantes en las barrancas del arroyo La Estacada, curso que drena el piedemonte de la Cordillera Frontal en cercanías de las localidades de Tupungato-Tunuyán.

Valle de Quehué (provincia de La Pampa)

En la región centro-este de la provincia de La Pampa, los depósitos de naturaleza fluvio-palustre reconocidos en el ámbito de la depresión del Valle de Quehué fueron asignados al Pleistoceno superior, en base a sus relaciones litoestratigráficas y al contenido de restos fósiles de mamíferos (Bozzolo *et al.*, 1986). Los depósitos, que apoyan sobre la Formación Cerro Azul, se agruparon en tres unidades de carácter formacional: la

Formación Valle de Quehué, la Formación Gamba y la Fm. Meauco. En la Formación Valle de Quehué se encontraron restos fósiles de *Sclerocaliptus ornatus*, taxón asignado a la edad mamífero lujanense (Pleistoceno superior) (Bozzolo *et al.*, 1986). Las otras dos formaciones fueron atribuidas por los autores al “Reciente”, no obstante destacan que los sedimentos de la Formación Meauco exhiben edades diferentes de acuerdo con el área de análisis, por ejemplo Zetti (1964) reportó la presencia de sedimentos portadores de fósiles de edad mamífero lujanense para esta unidad en cercanías de la localidad de Toay.

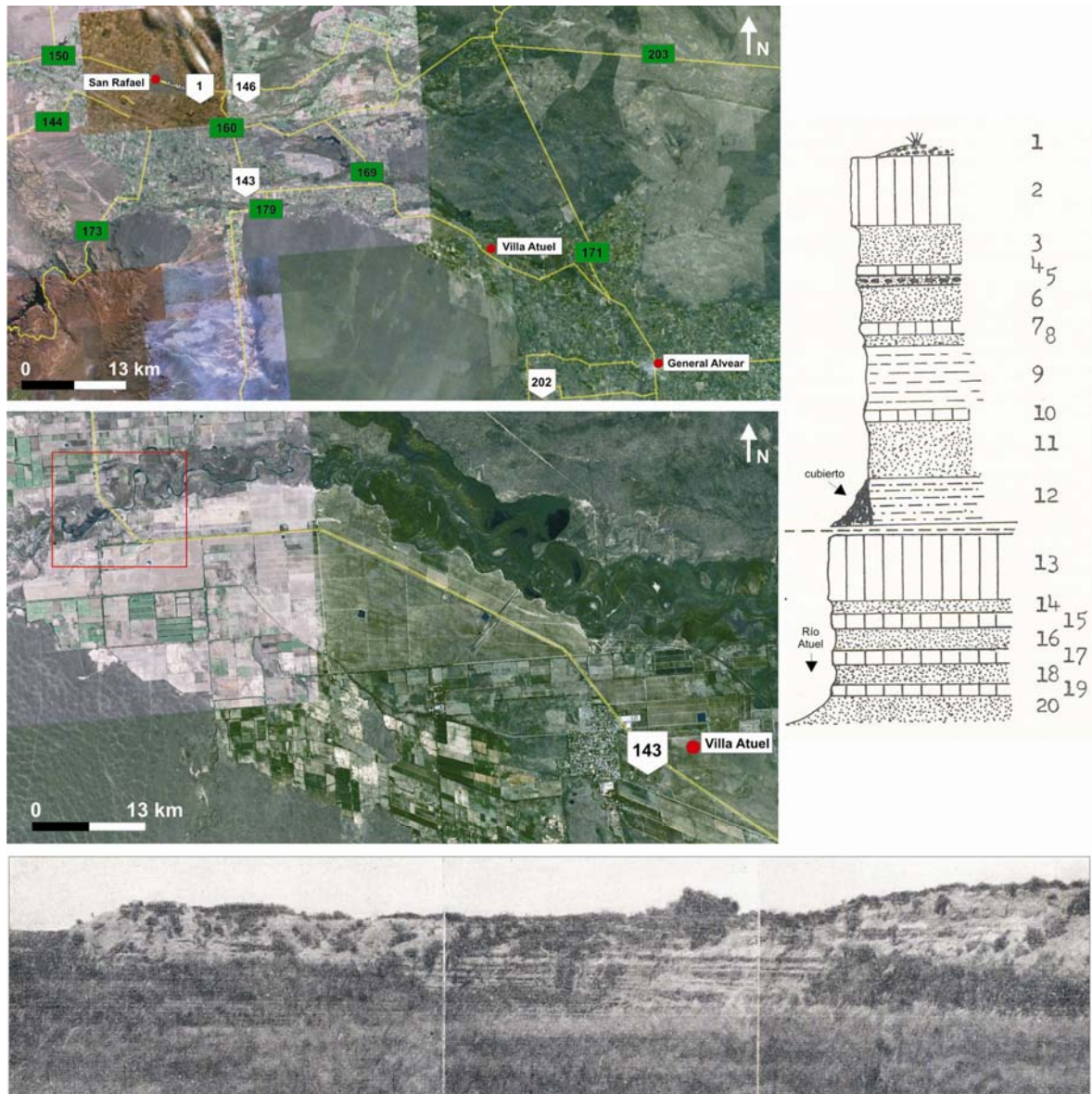


Fig. 2.4. Ubicación general de la localidad Villa Atuel. Vista de la localidad tipo de la Fm. Villa Atuel, sobre la ruta Nac. 143. Perfil litoestratigráfico de los depósitos (tomados de González Díaz, 1972), los números al costado del perfil corresponden a la descripción de los estratos realizada por González Díaz (1972).

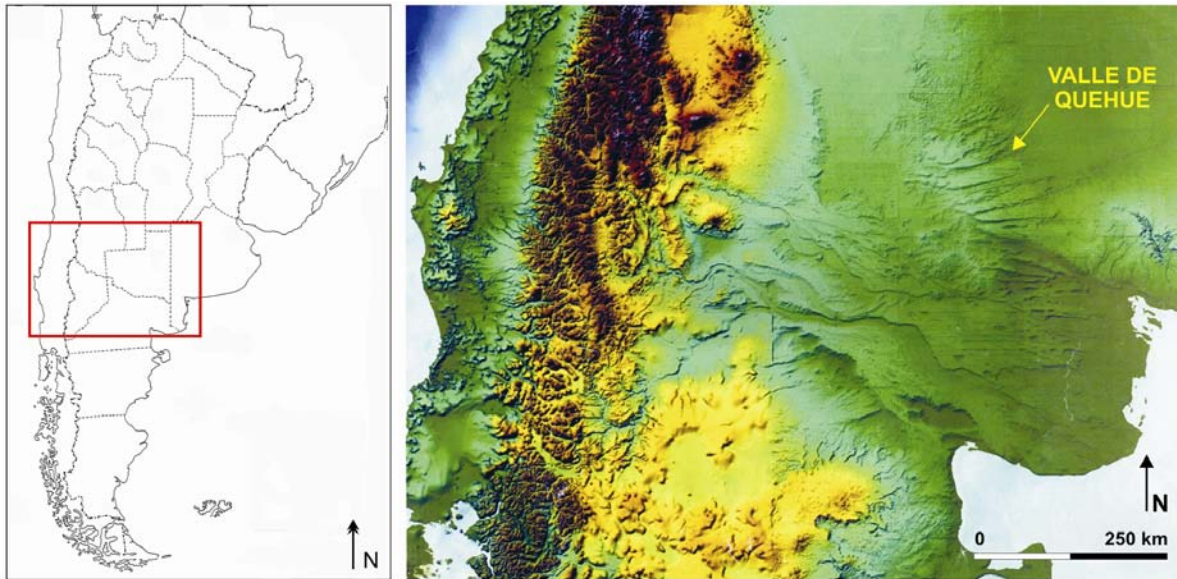


Fig. 2.5. Ubicación del Valle de Quehué en la región central de Argentina.

Calmels *et al.* (1996) describen un perfil litoestratigráfico tipo para los depósitos del Valle de Quehué. Reconocieron 4 facies sedimentarias (Facies I, II, III y IV) y vincularon su génesis con procesos sedimentológicos de naturaleza fluvial, palustre y eólica. La sucesión aluvial expuesta fue homologada con la Formación Luján definida por Fidalgo *et al.* (1973 a y b) en las sucesiones aluviales expuestas en la cuenca del río Salado, en la provincia bonaerense. Un paleosuelo desarrollado en el techo de los depósitos de la litofacies II fue correlacionado con el suelo Puesto Callejón Viejo descrito por Fidalgo *et al.* (1973a) en las sucesiones aluviales bonaerenses o con el suelo Toay definido por Ramonell *et al.* (1993a-b en Calmels *et al.*, 1996).

Cuenca del río Salado (provincia de Buenos Aires)

En la provincia de Buenos Aires los antecedentes respecto de los depósitos del Cenozoico tardío de Buenos Aires son variados y corresponden mayormente a Doering (1882), Ameghino (1889), Frenguelli (1957), Tricart (1973), Fidalgo *et al.* (1973, 1975) y Fidalgo (1979) (citados en Fidalgo y Tonni, 1982); siendo Frenguelli (1957) y Tricart (1973) los primeros en tratar la problemática del Holoceno en la región (Fidalgo y Tonni, 1982). En la Pampa Deprimida (cuenca del río Salado) Fidalgo *et al.* (1973, 1975 y 1978) y Fidalgo (1979) (en Fidalgo y Tonni, 1982) propusieron el esquema estratigráfico y pedológico vigente para el Cenozoico de la llanura bonaerense (Apéndice, sección 11)

(Fidalgo y Tonni, 1982); al igual que Frenguelli (1957) y Tricart (1973) reconocieron tres dominios sedimentarios principales (sedimentos fluviales y lacustres, eólicos y marinos) e incluyeron un cuarto correspondiente a los suelos antiguos (Fidalgo y Tonni, 1982). En este sentido, Fidalgo *et al.* (1973b) discriminaron para la transición climática del Pleistoceno tardío-Holoceno y Holoceno tres unidades litoestratigráficas (Formación La Postrera, Formación Luján y Formación Las Escobas), cada una de ellas desarrolladas en uno de los tres dominios sedimentarios principales, y tres pedoestratigráficas (suelo Puesto Callejón Viejo, suelo La Pelada y suelo Puesto Berrondo). El suelo PCV se desarrolla sobre sedimentos eólicos de la Fm. La Postrera o bien sobre sedimentos aluviales del Miembro Guerrero de la Fm. Luján. El suelo La Pelada fue designado para nombrar a un suelo enterrado desarrollado en sedimentos del Miembro Río Salado de la Formación Luján y el suelo Puesto Berrondo para el desarrollado en sedimentos de la Formación Las Escobas (Fidalgo *et al.*, 1973 a y Fidalgo *et al.*, 1973b), posteriormente fueron reunidos en una única unidad pedoestratigráfica denominada Suelo Puesto Berrondo (Fidalgo *et al.*, 1975). Fucks *et al.* (2007) citan que Fidalgo (1992) propone utilizar el Suelo Puesto Callejón Viejo como unidad guía para marcar el límite Pleistoceno-Holoceno en la región; por su parte el suelo Puesto Berrondo, de características hidromórficas, exhibe un desarrollo areal restringido vinculado con zonas inundables.

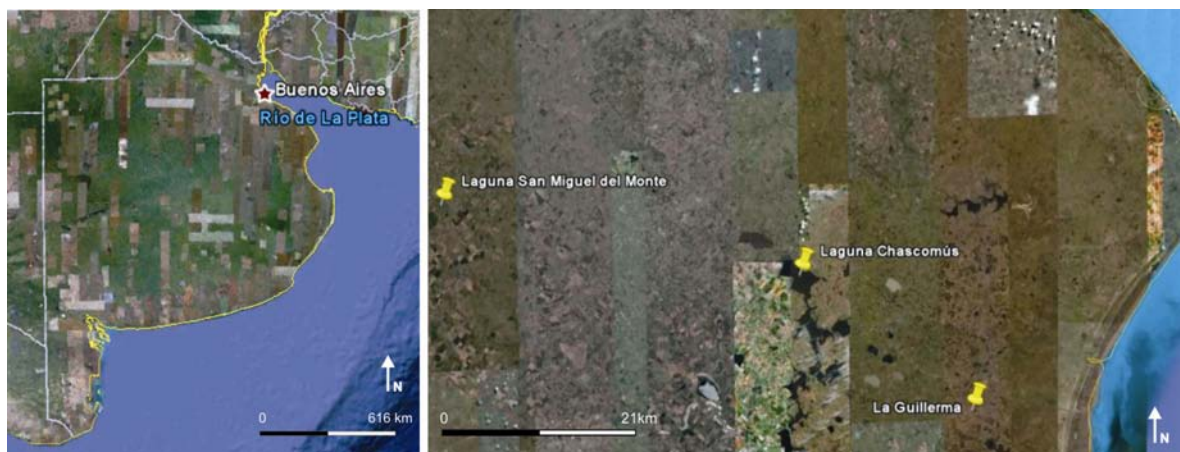


Fig. 2.6. Ubicación de la cuenca del río Salado en la provincia de Buenos Aires y ubicación de las localidades visitadas durante el desarrollo del presente trabajo (San Miguel del Monte, Estancia La Guillerma).

Tanto el paleosuelo Puesto Callejón Viejo como el paleosuelo Puesto Berrondo, y unidades equivalentes, han sido reconocidos en diferentes regiones de la provincia de

Buenos Aires (Zárate *et al.*, 2000; Zárate *et al.*, 2002; Imbellone y Cumba, 2003; Prieto *et al.*, 2004; Nabel *et al.*, 2005; Fucks *et al.*, 2007, Zech *et al.*, 2009), como ser las llanuras de inundación de los ríos de mayor jerarquía de la región (río Salado, río Luján, río Areco), las llanuras marinas costeras generadas durante el máximo nivel del mar holoceno (Bahía Samborombón y paleoestuario del complejo río Tala y Arrecifes) o el ámbito de la pampa interserrana bonaerense (río Quequén).

2.7. Redacción

La redacción del manuscrito se realizó siguiendo los criterios establecidos en el índice; el mismo consta de tres secciones principales:

I. INTRODUCCIÓN: establece los alcances y limitaciones de la investigación, al igual que las hipótesis y objetivos formulados para desarrollar el trabajo. Se describen distintos aspectos de la principal zona de estudio, tales como características del medio ambiente (clima, vegetación, hidrología) y geología regional. Además se hace énfasis en los rasgos geológicos más conspicuos desarrollados durante el Cuaternario tardío (glaciaciones, estratigrafía, tectónica y neotectónica) en el piedemonte mendocino y zonas aledañas.

II. RESULTADOS: presenta los resultados obtenidos a través de los estudios realizados en el ámbito del Valle de Uco y zonas aledañas, de acuerdo con las distintas disciplinas involucradas (sedimentología, estratigrafía, geomorfología, geocronología). Expone también los resultados obtenidos a nivel regional, mediante el análisis de sucesiones aluviales del Cuaternario tardío aflorantes en la cuenca media del río Atuel (provincia de Mendoza, localidad La Guevarina) y en la región pampeana central (Valle de Quehué, provincia de La Pampa) y bonaerense (cuenca del río Salado -localidades: Estancia San Genaro y Estancia Los Cerritos en cercanías de la ciudad de San Miguel del Monte y Estancia La Guillerma en cercanías de la ciudad de Chascomús-, provincia de Buenos Aires).

III-IV. DISCUSIÓN Y CONCLUSIONES: interpreta y discute los resultados obtenidos en una escala local y regional. Se focaliza la discusión en la temática del cambio climático acaecido durante la transición de las condiciones frías del Último Máximo Glacial (UMG)

hacia las condiciones actuales del Holoceno. No obstante, también se analizan y discuten los procesos tectónicos y los comportamientos complejos de los sistemas fluviales como posibles factores de control en la dinámica de los mismos. La discusión está enmarcada en el significado e importancia de las sucesiones aluviales para la comprensión de la historia de la transición climática del Pleistoceno tardío-Holoceno en la región central de Argentina, así como para el continente sudamericano.

CAPÍTULO 3

MARCO AMBIENTAL DEL VALLE DE UCO

3.1. Ubicación geográfica del área de estudio

El área de estudio está ubicada entre los paralelos 33°-34° S y los meridianos 69°-69°30'O (Fig. 3.1). Comprende la región del Valle de Uco, topónimo que define geográficamente el piedemonte distal de Cordillera Frontal. Los ríos Tunuyán y Las Tunas atraviesan este espacio creando, junto a numerosos cursos menores, un área propicia para el asentamiento humano (localidades: *Pareditas, Chilecito, San Carlos, Eugenio Bustos, La Consulta, Tunuyán, Tupungato, Los Sauces, Villa Bastía y San José*) y las actividades agrícolas. De norte a sur se extiende cerca de 100 km, mientras que su anchura en sentido este-oeste es de unos 20 km. La región, drenada por varios cursos de agua cuyas cuencas son tributarias de la cuenca del río Tunuyán, constituye uno de los principales oasis de cultivo de la provincia de Mendoza. Los cursos de agua nacen en general al pie de la Cordillera Frontal, unidad morfoestructural que delimita por el occidente el área considerada. Las Huayquerías de San Carlos y las Cerrilladas Pedemontanas conforman los límites oriental y septentrional respectivamente. El área de estudio propuesta involucra el arroyo (A°) La Estacada con su tributario el A° Anchayuyo, el A° Grande y el A° Yaucha.

3.2. Caracterización fisiográfica de la región del Valle de Uco

La región centro-occidental de la Argentina (28-38° S, 69-70° O) comprende las provincias de San Juan, La Rioja, Mendoza, San Luis y La Pampa; en ella el clima varía desde árido en el noroeste hasta semiárido en el sureste (Compagnucci *et al.*, 2002). En particular, la provincia de Mendoza (32°-37° S) exhibe un marcado carácter continental acentuado por la presencia de la Cordillera de los Andes hacia el oeste. El clima es templado-cálido y semiárido, con grandes amplitudes térmicas durante el día y entre estaciones (Roig y Martínez Carretero, 1998).

En la provincia de Mendoza la temperatura media anual muestra un gradiente decreciente de este a oeste. Hacia el este, en la llanura mendocina la temperatura media es superior a 15°C, con máximas de hasta 42°C y mínimas de -10°C; mientras que en la zona central la media oscila entre 10 y 15°C. En el oeste, la región de Precordillera registra temperaturas medias de 5 a 10°C, con temperaturas extremas de 38°C y -23°C; mientras que en la zona cordillerana las temperaturas medias varían entre 0 y 5°C, con máximas de 20°C y mínimas extremas de -30°C (Hudson *et al.*, 1990).

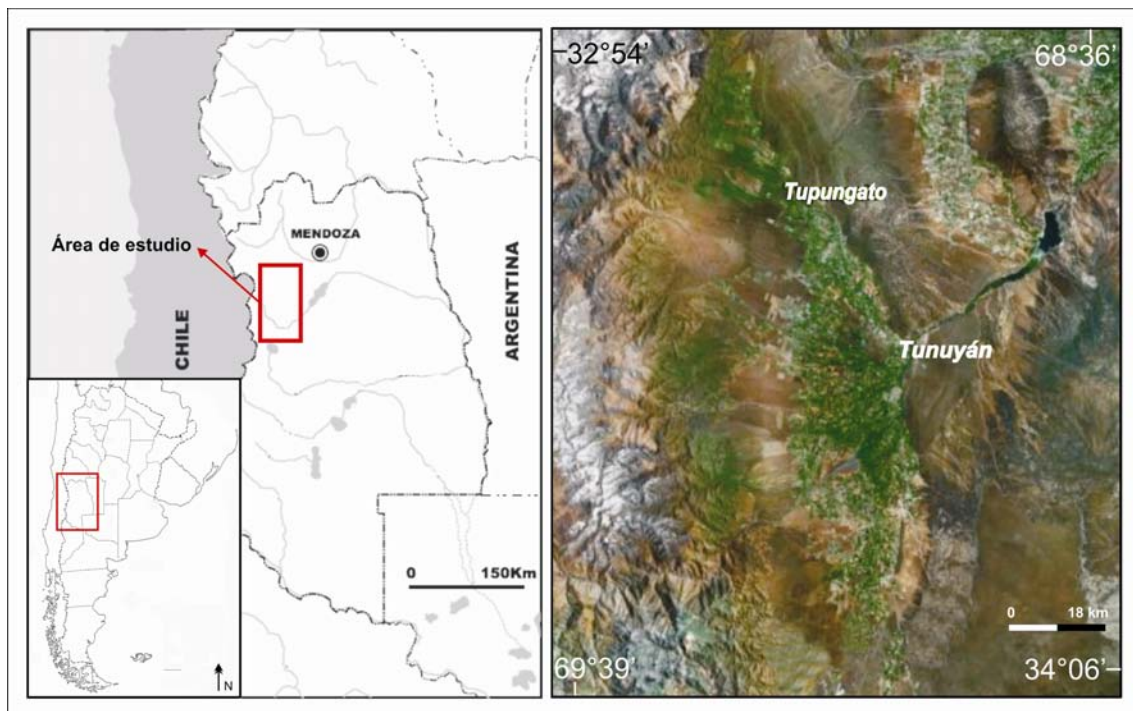


Fig. 3.1. Mapa de ubicación general e imagen satelital del Valle de Uco.

La provincia de Mendoza se halla bajo la influencia de los anticiclones subtropicales semipermanentes del Pacífico (ASSP) y del Atlántico (ASSA). En forma secundaria actúan la Depresión del Noroeste (DN), y los empujes polares y subpolares (Capitanelli, 1972). De acuerdo con Prohaska (1976) los vientos dominantes en la porción norte de la región de Cuyo provienen del cuadrante sudeste, con mayor intensidad y frecuencia en los meses de primavera y verano. En otoño y primavera se adiciona la influencia del viento Zonda, cálido y seco (Hudson *et al.*, 1990).

Las masas de aire cálido y húmedo que alcanzan las planicies se generan en el ASSA, que aporta prácticamente la totalidad del agua que precipita en la región, en forma de lluvias estivales. Las precipitaciones promedian los 180 a 200 mm anuales, son lluvias cortas y localizadas durante los meses de octubre y marzo, producidas por

tormentas convectivas. Al igual que en toda la región centro-oeste del país (28-38° S; 69-70° O) existen fluctuaciones interanuales a interdecadales de baja frecuencia, que generan cada nueve años episodios alternantes de precipitaciones por encima y por debajo de los valores promedio para la zona (Compagnucci *et al.*, 2002; Garreaud *et al.*, en prensa).

El área de estudio (33°-34° S y 69°-69°30' O) se localiza en el ámbito de los *Andes Centrales* (AC), segmento de la Cordillera de los Andes que presenta tres fuentes posibles de humedad, relacionadas con los anticiclones ASSA y ASSP (Capitanelli, 1972). Las características de esas fuentes de humedad son las siguientes:

- 1. Masa de aire del suroeste:** entre los meses de Mayo y Septiembre los anticiclones se desplazan a posiciones latitudinales bajas, permitiendo que las masas de aire húmedo del suroeste alcancen la cordillera de los Andes y generen en ella fuerte nevadas.
- 2. Masa de aire del noreste:** entre los meses de Octubre y Abril los anticiclones migran hacia latitudes altas, generando la entrada de humedad desde la cuenca del Amazonas a Perú y a Cordillera Oriental en Bolivia. Algo de esta humedad puede generar precipitaciones en el Altiplano (*plateau* semiárido localizado a los 25° S).
- 3. Masa de aire del sureste:** los vientos del sudeste provocan el ingreso de aire húmedo y frío desde el océano Atlántico. Entre las latitudes de 36°-40° S genera nevadas en la cordillera y lluvias en las zonas más bajas. Cuando la sudestada se extiende sobre Uruguay, puede alcanzar la provincia de Tucumán generando nevadas en los Nevados de Aconquija (cerca de los 27° S).

Tres regiones climáticas caracterizadas por el dominio de los centros anticiclónicos antes mencionados se reconocen en la provincia de Mendoza:

1. región con precipitaciones estivales, dominada por el ASSA y desarrollada hacia el centro-este de la provincia.
2. región con precipitaciones invernales, dominada por el ASSP y restringida al ámbito de la cordillera de los Andes.
3. región de superposición de la acción del ASSA, del ASSP y la **Depresión del Norte**; localizada en Precordillera y en el borde oriental de Cordillera Frontal.

Se reconocen, en correspondencia con estos tres dominios climáticos, tres franjas longitudinales de precipitaciones. De las tres, la franja central posee los menores registros pluviométricos, ya que las masas de aire provenientes del este pierden gran parte de la humedad en la zona de la llanura mendocina; al avanzar dicha masa de aire

húmedo sobre la zona del piedemonte mendocino la humedad restante retenida se pierde debido a excitaciones producidas por las mayores alturas relativas del relieve (Capitanelli, 1972).

Desde el punto de vista de la vegetación, la región centro-oriental de la provincia se localiza dentro de la *Provincia Fito geográfica de Monte*. Esta unidad, de amplio emplazamiento latitudinal en Argentina (Roig y Martínez Carretero, 1998; Labraba y Villalba, 2008), incluye topografías altamente variables: zonas de llanuras, mesetas, valles intermontanos, áreas de piedemonte y abanicos aluviales. El *Monte* en general está dominado por condiciones climáticas semiáridas-áridas; no obstante su amplia distribución latitudinal, desde las estribaciones de los Andes en la provincia de Salta (24°30' S) hasta la costa atlántica en Chubut (44°20' S), genera particularidades en el clima a nivel local a medida que se recorre la región (Labraga y Villalba, 2008). La vegetación dominante corresponde a arbustales xerófilos de plantas resinosas, conocidos comúnmente como “jarillal”, en los cuales se encuentran diversas especies del género *Larrea* (Morello, 1958; Cabrera, 1971; Cabrera y Willink, 1973 en Prina y Alfonso, 2002).

3.3. Diagonal Arida Sudamericana

La Diagonal Arida Sudamericana (**DAS**) ocupa una faja longitudinal que atraviesa el continente sudamericano en sentido NO-SE (Isla *et al.*, 2003); en la provincia de Mendoza y hacia el norte del país se extiende a lo largo del borde oriental de los Andes (Fig. 3.2). En la región de la llanura pampeana la **DAS** separa ambientes con menores precipitaciones hacia el occidente, mientras que hacia el este se desarrollan zonas que reciben un mayor número de precipitaciones provenientes del Atlántico; en el oeste la Cordillera de los Andes es una barrera topográfica que impide la llegada de masas de aire húmedo provenientes del Océano Pacífico (Isla *et al.*, 2003).

La **DAS** se localiza en la interfase de diferentes elementos de circulación atmosférica que actúan sobre el extremo austral de Sudamérica: vientos del oeste (*westerlies*), células de alta presión subtropical del los océanos Pacífico Sur (ASSA) y Atlántico Sur (ASSP) y una depresión estival situada sobre el continente (Abraham de Vázquez *et al.*, 2000). Gran parte del área cubierta por la **DAS** se superpone con el desarrollo de la Provincia Fitogeográfica de Monte; dicha combinación da lugar a procesos de deflación, movimientos de dunas de arena y erosión hídrica, fenómenos

frecuentes que se agudizan ante escasas coberturas vegetales y lluvias ocasionales pero torrenciales (Roig y Martínez Carretero, 1998).

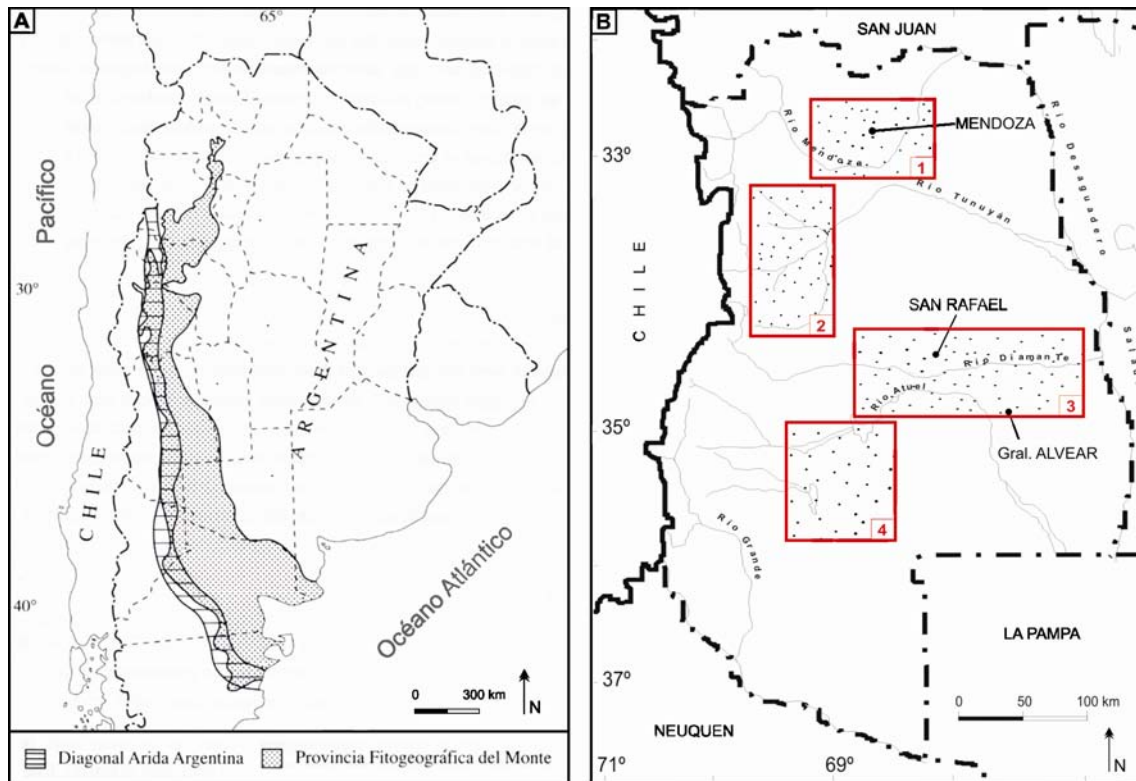


Fig. 3.2. a) Extensión de la Provincia Fitogeográfica de Monte y la Diagonal Arida Sudamericana en la República Argentina. b) Cuencas hidrogeológicas de la provincia de Mendoza: (1) cuenca Norte - ríos Mendoza y Tunuyán Inferior-; (2) cuenca Centro o del Valle de Uco - río Tunuyán Superior-; (3) cuenca Sur -ríos Diamante y Atuel- y (4) cuenca de los ríos Atuel-Salado-Malargüe.

Abraham de Vázquez *et al.* (2000) constataron cambios en la posición y características de la **DAS** en el tiempo, a través del análisis de indicadores paleoclimáticos (variables: tiempo y elevación de la cadena montañosa) en la Cordillera de los Andes, desde los 25° S hacia el sur. Sobre la base de la actividad de los sistemas geomórficos (geofomas y depósitos vinculados con el clima) y la estabilidad de las superficies (paleosuelos y niveles sedimentarios con contenido de materia orgánica) determinaron derivas en los cinturones altitudinales de actividad geomórfica desde el Pleistoceno tardío hasta los tiempos modernos. De acuerdo con Garleff *et al.* (1991) durante el Cuaternario superior la **DAS** habría mantenido una posición constante, aunque se habría reducido su anchura en tiempos glaciales en función del desplazamiento de los *westerlies* en el occidente andino y de la acción simultánea del sistema monzónico en el oriente de la diagonal. Intensificación y

extensión de los sistemas monzónicos respecto a las condiciones actuales, sin variaciones en la faja de vientos del oeste, se reflejan para la última fase glacial (húmeda) en el flanco noreste de la **DAS**. Durante el Holoceno temprano a medio, una fase de aridificación se correlaciona con un menor gradiente de presión y temperatura, que habría generado una reducción en el intercambio de humedad de las masas de aire (Abraham de Vázquez *et al.*, 2000). Desde el tardiglacial y especialmente a lo largo del Holoceno, se produjeron cortas oscilaciones de temperatura y humedad tanto en el tiempo como en el espacio (Garleff *et al.*, 1991).

3.4. Régimen hídrico del Valle de Uco

En el área del Valle de Uco, el piedemonte mendocino exhibe un intenso aprovechamiento agrícola, relacionado con la disponibilidad de los recursos hídricos provenientes desde el sector montañoso (ríos, arroyos y acuíferos). El piedemonte se caracteriza por la existencia de numerosos conos aluviales adosados a la cordillera e interdigitados en sus sectores medios a distales, algunos de ellos de hasta 1.000 metros de espesor, originados durante el Cuaternario a partir de los grandes ríos que nacen en la Cordillera de los Andes. Dichos depósitos constituyen importantes reservorios de agua subterráneas. Los cursos de agua ingresan al piedemonte por el ápice de los conos aluviales y recorren sus tramos medios y distales hasta alcanzar una llanura aluvial de escaso desarrollo. En consecuencia, por el occidente se encuentra el área principal de recarga de la cuenca hidrogeológica (Auge, 2004; Hernández y Martinis, 2006). En la zona de las localidades de Tunuyán-Tupungato, el río de Las Tunas y el A° Grande son los cursos de mayores caudales. En el sector distal de los abanicos que estos han generado nacen numerosos arroyos (A° de las Torrecitas, A° La Casa Pintada, A° Guajardino) que junto con los anteriores se comportan como afluentes del río Tunuyán, curso que margina por el este el área considerada.

Hacia la región central del Valle de Uco el A° Manzano y el río Tunuyán han generado dos grandes abanicos aluviales en su salida del frente montañoso. Este último presenta mayores dimensiones y dos lóbulos depositacionales parcialmente superpuestos, en la actualidad sólo es funcional el lóbulo desarrollado hacia el NE. A lo largo del borde oriental de la Cordillera Frontal se desarrollan otros conos menores relacionados con cursos de agua de reducidas dimensiones. En el sector sur se destaca la

presencia de los arroyos Yaucha y Papagayos. Nacen en la Cordillera Frontal y al salir de la zona montañosa su trayectoria cambia de O-E a NNE. Ambos arroyos ingresan al Valle de Uco por el sureste, con un curso levemente sinuoso de trayectoria NNE. Se unen a la altura de la localidad de San Carlos formando un curso único que continúa hacia el NNE. El A° Yaucha, cuyos depósitos sedimentarios se analizan en esta contribución, exhibe una anchura constante del valle fluvial (1 a 2 km) a lo largo de su recorrido en el piedemonte. Recibe aportes directos de numerosos cursos menores que drenan la superficie del piedemonte contigua, uno de los afluentes de mayor expresión en la topografía es el A° del Rosario, que nace de la confluencia de los arroyos Los Oscuros y Los Blancos en la Cordillera Frontal.

Cuenca Hidrográfica Centro (CHC)

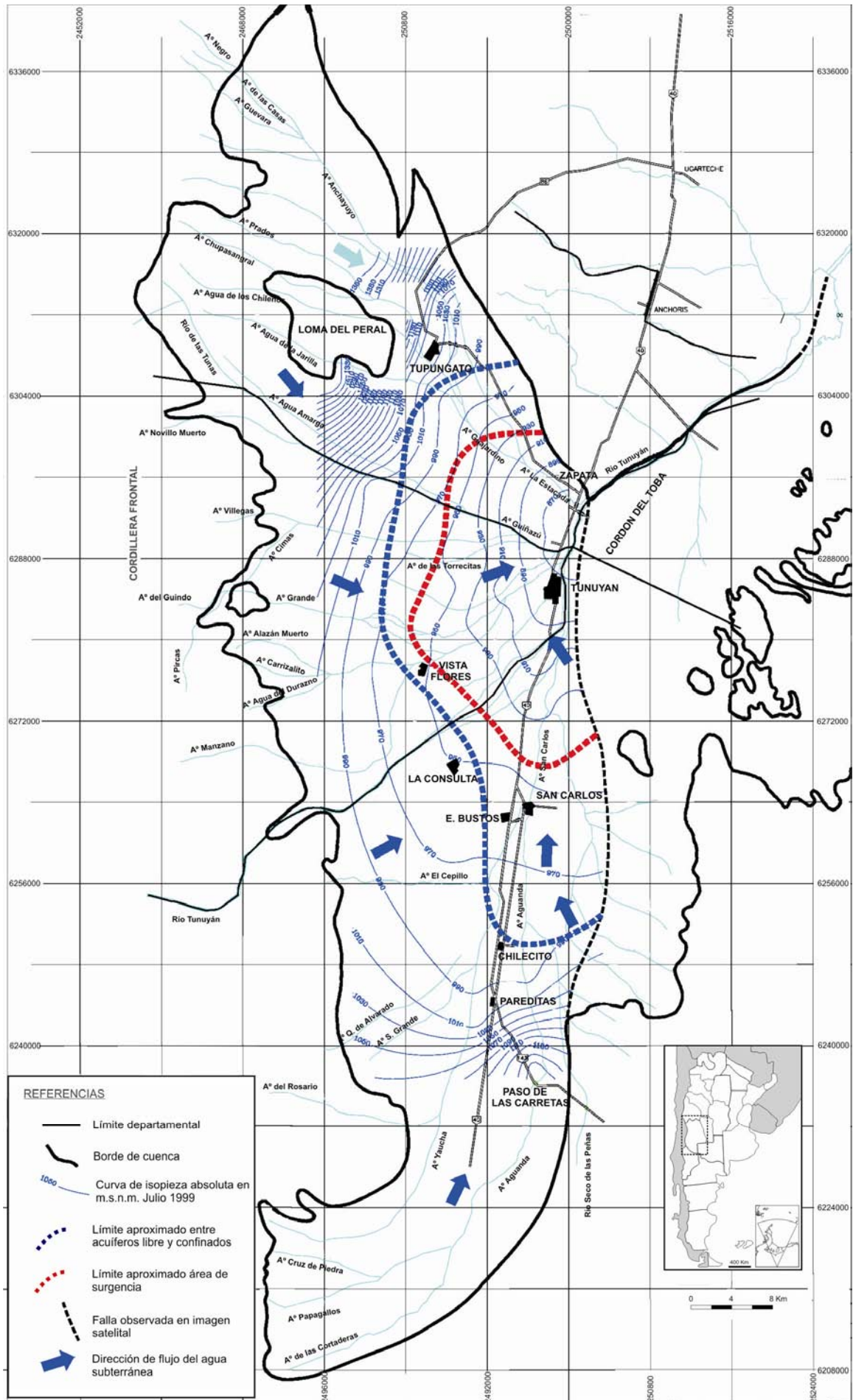
La región del Valle de Uco está emplazada en el ámbito de la Cuenca Hidrográfica Centro (**CHC**), también conocida como cuenca del Tunuyán Superior o del Valle de Uco (Fig. 3.2 y 3.3) (Hernández y Martines, 2006). El elevado gradiente topográfico en la porción oeste de la cuenca, es uno de los principales causantes de la existencia de sedimentos de grano grueso (gravas) que conforman acuíferos libres en la zona proximal al frente montañoso. La disminución del gradiente hacia el este, con sus efectos de reducción de velocidad y pérdida de capacidad de transporte fluvial, genera una granulometría decreciente de los sedimentos a medida que nos alejamos del frente montañoso, con dominio de depósitos de arenas y finalmente limos y arcillas en las zonas llanas distales. Esta zonación granulométrica condiciona la existencia de acuíferos libres en el piedemonte hasta semiconfinados y confinados en el este, en la llanura mendocina (Auge, 2004).

La **CHC**, elongada en sentido norte-sur, abarca una superficie de cerca de 3.180 km² y está adosada al este de la Cordillera Frontal por unos 140 km (Fig. 3.3). Sus principales acuíferos se desarrollan en una cubierta sedimentaria cenozoica (Terciario temprano y Cuaternario) conformada por depósitos de naturaleza aluvional y fluvial aportados por el río Tunuyán, el río La Tunas y otros 19 cursos menores de caudales permanentes que surcan este sector del piedemonte mendocino. El tramo del río Tunuyán que atraviesa el Valle de Uco se denomina Tunuyán Superior. Al salir del Valle de Uco, el tramo inferior del río aporta parte de sus caudales a la Cuenca Hidrogeológica Norte o del río Mendoza (Hernández y Martines, 2006).

Los ríos y arroyos mencionados tienen regímenes de tipo nival, es decir caudales crecientes desde la primavera al verano y decrecientes hacia el invierno. Todos tienen las cabeceras de sus cuencas en Cordillera Frontal, excepto el río Tunuyán que tiene su origen en la Cordillera Principal; es además el único curso que mantiene un flujo superficial continuo a lo largo de su recorrido en el piedemonte. En los otros cursos, la totalidad de sus caudales se insume por infiltración a poca distancia de su punto de ingreso al piedemonte y contribuyen con las infiltraciones en sus lechos a recargar los acuíferos subterráneos. Al ingresar a la cuenca Centro el río Tunuyán, el río Las Tunas y otros arroyos menores recorren una zona de acuífero libre e infiltran parte del agua que ingresa (aprox. el 56% del caudal que ingresa por el oeste) y recargan de este modo los acuíferos subterráneos. En la zona de acuíferos confinados la recarga se produce mediante infiltraciones desde la zona saturada subsuperficial (Hernández y Martines, 2006).

La hidrografía del área se complementa hacia el este con una serie de cursos de agua que se alimentan básicamente de los niveles freáticos y surcan la cuenca en sentido oeste-este y norte-sur, partiendo desde la zona límite de acuíferos libres y acuíferos confinados (Fig. 3.3). En épocas estivales, las lluvias generadas por la influencia del anticiclón subtropical semipermanente del Atlántico, constituyen aportes esporádicos de agua que pueden provocar episodios de crecientes en los arroyos. Todos estos arroyos constituyen egresos de caudales de la cuenca; sus aguas aportan al río Tunuyán en su tramo terminal dentro del Valle de Uco. En general las direcciones dominantes del flujo subterráneo, son radiales y convergen hacia el ángulo nororiental de la cuenca, punto de confluencia del arroyo La Estacada y el río Tunuyán (localidad de Zapata: 33°29'41.20" S y 68°59'23.55" O), donde este último abandona la cuenca (Hernández y Martinis, 2006).

Fig. 3.3. Esquema hidrológico de la cuenca del Valle de Uco, según Hernández y Martinis (2006).



CAPÍTULO 4

MARCO GEOLÓGICO - TECTÓNICO DEL VALLE DE UCO

4.1. Marco geológico regional del Valle de Uco

Diversas propuestas de subdivisión del territorio mendocino en unidades morfoestructurales-geomorfológicas han sido desarrolladas por distintos autores. Tanto Polanski (1954, en González Díaz y Fauqué, 1993) como González Díaz y Fauqué (1993) reunieron a las principales geoformas de la provincia en dos regiones: una de montañas-serranías y otra de llanuras. En el occidente, un área montañosa o serrana, que incluye las unidades morfoestructurales de Cordillera Principal, Cordillera Frontal, Cerrilladas Pedemontanas (Serranías Cisandinas y Huayquerías), Bloque de San Rafael y Payenia. En el oriente se desarrolla el ambiente de llanuras o planicies agradacionales pedemontanas, entre las que se destacan la “Depresión de Los Huarpes-Graben de Tunuyán” y “La Travesía”.

De acuerdo con la división morfoestructural propuesta por Ramos (1999a) para el territorio argentino, en la región mendocina existe un mosaico de provincias geológicas compuesto por Cordillera Principal, el extremo austral de Cordillera Frontal y Precordillera, Bloque de San Rafael, Payenia y Cuenca de Cuyo (Fig. 4.1); la última se desarrolla en forma casi integra en el ámbito de la provincia de Mendoza y se prolonga hacia el sureste ingresando a la provincia de La Pampa.

El área del Valle de Uco está emplazada en el piedemonte mendocino central (33°-34° S y los 69°-69°30'O). Su extensión areal coincide con el desarrollo del “Graben de Tunuyán” en el sentido de Polanski (1963) o Depresión de Tunuyán de acuerdo con Peluca *et al.* (2009 y en prensa). Limita al oeste con la Cordillera de los Andes, compuesta a esta latitud por dos subunidades, la Cordillera Frontal hacia el este y la Cordillera Principal al oeste. Hacia el sur se desarrolla parte de la Depresión Tectónica de los Huarpes, vinculada con el extremo austral de la Depresión de Tunuyán. Por el sureste limita con el Bloque de San Rafael y por el este con las Huayquerías Pedemontanas Mendocinas (Polanski, 1963). Finalmente hacia el norte se encuentran las Cerrilladas Pedemontanas Septentrionales (González Díaz y Fauqué, 1993), al norte de la cual se desarrolla la unidad morfoestructural de Precordillera.

La Cordillera Principal es una unidad morfoestructural fuertemente dislocada por movimientos tectónicos, con cadenas montañosas de orientación N-S y alturas variables entre 5000-7000 msnm. Se destaca por los afloramientos de sedimentitas marinas y continentales, así como rocas volcánicas del jurásico, cretácico y cenozoico, que apoyan sobre un zócalo de mayor antigüedad (Regairaz y Zambrano, 1991). Entre los 32°-35° S la estructura de la unidad está dominada por la *Faja Plegada y Corrida del Aconcagua* de naturaleza epidérmica (Ramos, 1988). En las nacientes del río Tupungato, la faja está representada por la secuencia del Grupo Mendoza (Jurásico superior al Cretácico inferior) así como otras unidades mesozoicas. En la alta cuenca del río Tunuyán, la Cordillera Principal desarrolla una compleja serie de imbricaciones entre los cerros Marmolejo y San Juan al norte, hasta las nacientes del río Diamante al sur (Kozlowski *et al.*, 1993).

La Precordillera se extiende en territorio mendocino entre los 32°-33° S, con una altura de 1000 - 3000 msnm y rumbo NNE – SSO (Ortiz y Zambrano, 1981 en Ramos, 1999a). De acuerdo con la subdivisión propuesta en la provincia de San Juan (Occidental, Central y Oriental) (Ortiz y Zambrano, 1981 en Ramos, 1999a) en la provincia de Mendoza se reconoce con mayor expresión el sector Occidental, mientras que el Central está representado por escasos afloramientos paleozoicos, corridos sobre facies distales de depósitos sinorogénicos terciarios (Kozlowski *et al.*, 1993). Su estructuración durante la orogenia andina estuvo condicionada por las características estructurales heredadas de la deformación paleozoica (Kozlowski *et al.*, 1993).

La Cordillera Frontal mendocina conforma un frente montañoso definido por un sistema de fallas inversas longitudinales con vergencia hacia el este (Groeber, 1938 en Ramos, 1999a), que limitan por el este la Cordillera del Tigre y los cordones del Plata y del Portillo, con elevaciones promedio de 4000 - 5000 msnm y rumbos N-S y NNE-SSO. Entre los 33°-34° S se desarrolla al oeste del Valle de Uco y al este de la Cordillera Principal. Predominan las rocas volcánicas del Grupo Choiyoi, intruídas por *stocks* de granitoides neopaleozoicos y triásicos, un sustrato sedimentario carbonífero (Kozlowski *et al.*, 1993) y un basamento metamórfico (Polanski, 1964b y 1972 en Ramos, 1999a). La estructura interna es compleja (Fuentes *et al.*, 1986 en Kozlowski *et al.*, 1993) y fue asignada al ciclo orogénico gondwánico. La unidad se levantó durante las etapas finales de la orogenia andina (Mioceno tardío); su comportamiento rígido, como un único bloque de basamento, impidió la segmentación.

Por su parte, el Bloque de San Rafael es una penneplanicie exhumada (Polanski, 1954 y González Díaz, 1972) formada por un grupo de elevaciones serranas de escaso relieve relativo y absoluto, alargadas y paralelas a una faja meridiana limitada entre los 68°-69° O. La unidad se antepone por el este a la Cordillera Frontal y Principal (Dessanti, 1956, en González Díaz y Fauqué, 1993).

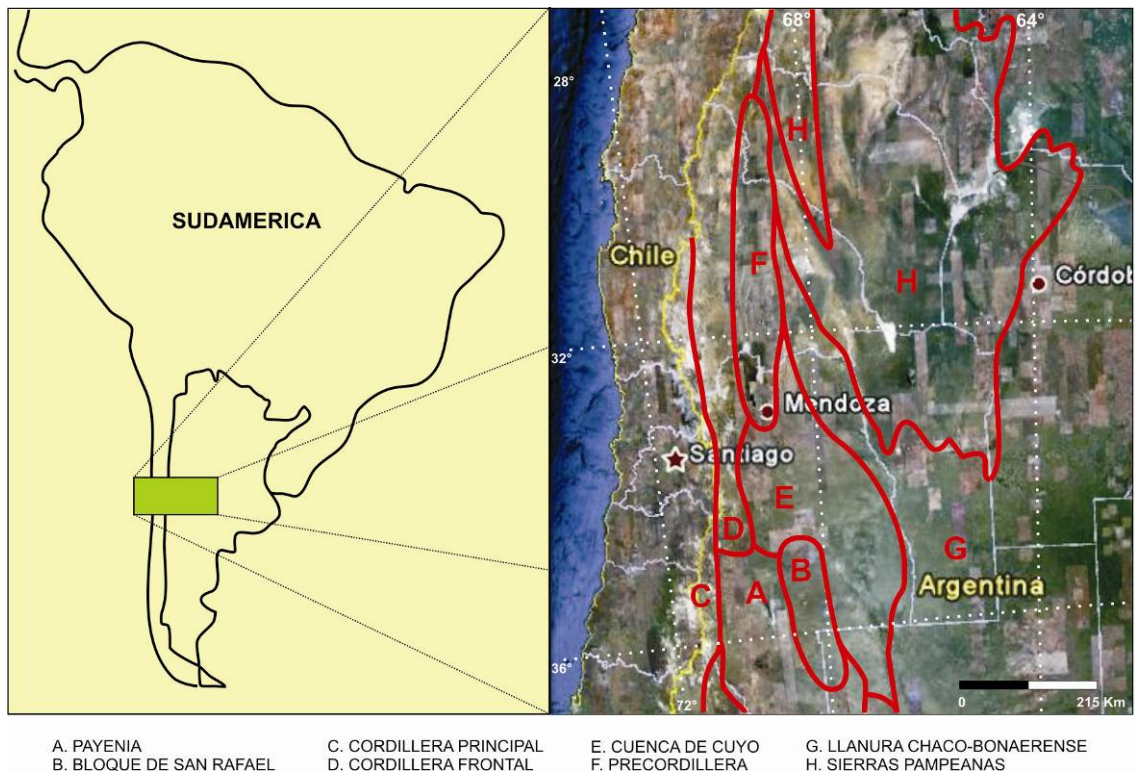


Fig. 4.1. Provincias geológicas definidas en el área de estudio (modificado de Ramos, 1999a).

La Huayquería Pedemontana Mendocina reúne, de acuerdo con Polanski (1963), parcelas aisladas que conforman un rosario de huayquerías (*bad-lands*). La de mayor desarrollo es la Huayquería de San Carlos; con nivel de base en el río Tunuyán, razón por la cual los cursos efimeros que drenan su superficie se dirigen hacia el occidente.

Polanski (1964a en Kozłowski *et al.*, 1993) denominó **Depresión de los Huarpes** al sector extrandino emplazado entre la Cordillera Frontal y el Bloque de San Rafael. La unidad se extiende longitudinalmente entre las estribaciones australes de la Precordillera al norte y la laguna de Llacanelo al sur (Kozłowski *et al.*, 1993). El mayor espesor sedimentario terciario (4000 m) se desarrolla en el sector norte (corrimiento de la Cuchilla del Totoral), hacia el sur los espesores sedimentarios

terciarios disminuyen. Polanski (1963) describió en el extremo norte de la depresión una estructura limitada por fallas normales generada durante el Pleistoceno, la denominó “Graben de Tunuyán”, mientras que Perucca *et al.* (2009) hacen referencia a la “Depresión de Tunuyán” en sentido amplio. El autor relaciona la configuración de la depresión tectónica con el ascenso pulsátil de la Cordillera de los Andes desde el Plioceno tardío y con cuatro ciclos de agradación-degradación que habrían conformado sendos niveles de piedemonte al pie de la Cordillera Frontal.

Unidades Morfoestructurales de la Provincia de Mendoza				
Polanski (1954)	Polanski (1963)	Capitanelli (1972)	González Díaz y Fauqué (1993)	Ramos (1999a)
Montañas y serranías (occidente)	Define unidades geomorfológicas para el Pleistoceno del piedemonte mendocino entre los ríos Diamante y Mendoza (33° - 35° S aprox.)	Región de las montañas: Cordillera Principal, Cordillera Frontal, Precordillera	Cordillera Principal	Cordillera Principal
			Cordillera Frontal	Cordillera Frontal
			Precordillera	Precordillera
			Bloque de San Rafael	Bloque de San Rafael
			Payenia	Payenia
Llanura, incluye a Payenia (oriente)		Región de las planicies: Huayquerías (<i>bad-lands</i>), Macizo antiguo, Llanura. Región volcánica: Meseta volcánica, Volcanes, Macizo antiguo con volcanes sobrepuestos.	La Travesía, Cerrilladas Pedemontanas, Depresión de los Huarpes-Graben de Tunuyán	Cuenca de Cuyo

Cuadro 4.1. División morfoestructural-geomorfológica de la provincia de Mendoza.

De acuerdo con el esquema morfoestructural propuesto por González Díaz y Fauqué (1993), el área del Valle de Uco (33°-34° S y 69°-69°30'O) está emplazada en el ámbito del Graben o Depresión de Tunuyán. La unidad comprende un conjunto de unidades geomorfológicas de menor jerarquía definidas por Polanski (1963) (Apéndice. Sección 12), integradas por diversas unidades sedimentarias y en menor medida volcánicas, que registran el lapso Pleistoceno-Holoceno (Figs. 4.3 y 4.4).

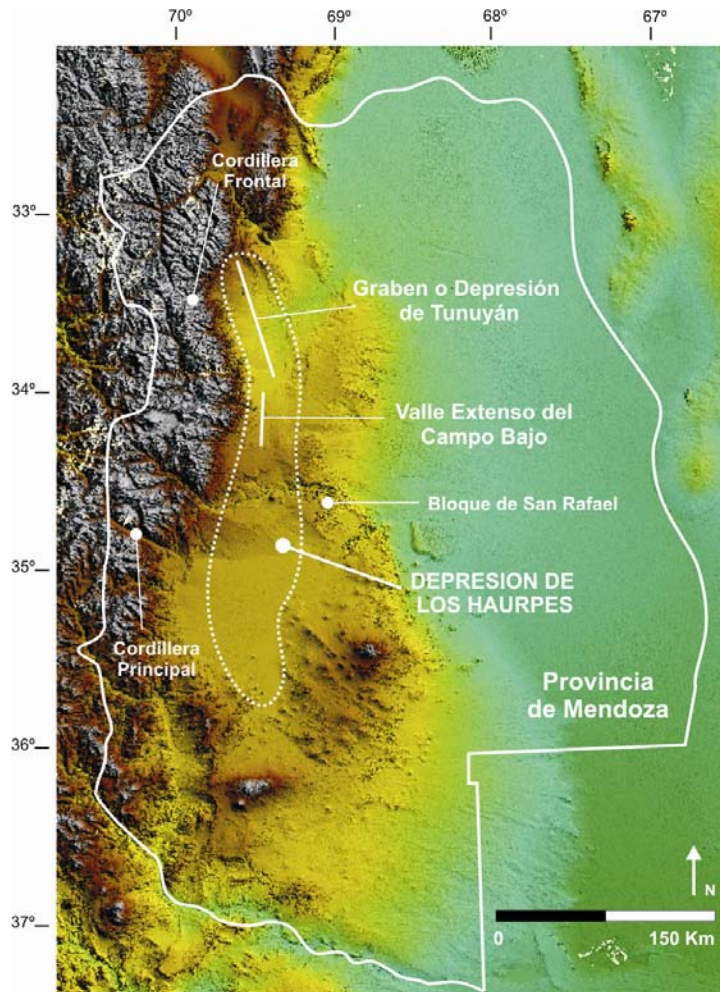


Fig. 4.2. Extensión aproximada de la Depresión de Los Huarpes y de la Depresión de Tunuyán. El límite político de la provincia de Mendoza se ha representado en forma aproximada.

Unidades geológicas aflorantes en las cuencas de drenaje analizadas

Los depósitos aluviales estudiados están emplazados en una posición distal de los arroyos respecto del área colectora principal de cada uno de ellos. Dichas cabeceras de cuenca se desarrollan casi por completo en el ámbito de Cordillera Frontal, unidad conformada por complejos de rocas metamórficas, metasedimentitas ordovícicas y sedimentitas del Carbonífero-Pérmico, extensos depósitos de rocas ígneas asignables al Grupo Choiyoi, tanto en sus términos eruptivos como intrusivos, y por grandes volúmenes de vulcanitas cuaternarias (Caminos, 1993; Azcuy, 1993; Llambías *et al.*, 1993; Vujovich y Gregori, 2002; Sruoga *et al.*, 2005; Tickyj *et al.*, 2009). (Figs. 4.3 y 4.4).

El basamento metamórfico de Cordillera Frontal (Figs. 4.3 y 4.4) ha sido dividido en tres sectores principales (Vujovich y Gregori, 2002). En el área norte, Cordón del Plata, dominan metasedimentitas en facies metamórficas de grado bajo, se destacan las filitas grises verdosas; derivadas probablemente de sedimentos arenociliosos ricos en cuarzo (Caminos, 1993). En forma esporádica se observan bancos de esquistos calcáreos cuyo protolito correspondería a sedimentos arcillo-carbonáticos. (Caminos, 1993). En el sector intermedio, al sur del río Las Tunas, se encuentran metasedimentitas de grado bajo a medio, con heterogeneidad litológica, asociadas con rocas máficas y ultramáficas (Ruviños y Gregori, 1996; López *et al.*, 1999 en Vujovich y Gregori, 2002). El área del Cordón del Portillo (Fig. 4.3) exhibe una secuencia metasedimentaria monótona; con un metamorfismo más elevado que el resto de la Cordillera Frontal, determinado por esquistos con sillimanita y anfibolitas con plagioclasa y hornblenda (Caminos, 1993). Se adiciona al metamorfismo regional un metamorfismo de contacto generado por la intrusión de cuerpos plutónicos carboníferos y del Batolito Compuesto de la Cordillera Frontal (Caminos, 1993).

Sedimentitas marinas del Carbonífero superior-Pérmico inferior afloran en el sector norte de la Cordillera Frontal (Azcuy, 1993; Llambías *et al.*, 1993) (Fig. 4.3). Además del plutonismo carbonífero, durante el Pérmico-Triásico se desarrolló una asociación volcánica ignimbrítica, compuesta por una sección inferior fenoandesítica-fenodacítica y una sección superior predominantemente riolítica (Llambías *et al.*, 1993). El Batolito Compuesto de la Cordillera Frontal corresponde a una asociación plutónica de igual edad que el vulcanismo. En el Cordón del Plata el batolito está compuesto por gabros (3.1%), tonalitas-granodioritas (17.5%) y granitos (79.3%); en general los batolitos del permo-triásico evolucionaron hacia términos más silícicos (granitos leucocráticos) (Llambías *et al.*, 1993). Durante el Triásico inferior alto-superior predominó la depositación piroclástica y un magmatismo menor volumen. Hacia finales del periodo la composición fue predominantemente basáltica, caracterizada por basaltos olivínicos-tholeíticos a débilmente alcalinos (Llambías *et al.*, 1993).

En el borde oriental del Cordón del Carrizalito (Fig. 4.4) aflora la Fm. Las Lagunitas (Volkheimer 1978, en Tickyj *et al.*, 2009) compuesta por esquistos verdes de grado metamórfico variable y asignada al Ordovícico superior (Tickyj *et al.*, 2009). La unidad está cubierta por rocas volcano-sedimentarias del Grupo Choiyoi (Permo-Triásico). Hacia el este está asociada espacialmente con la Asociación Piroclástica Pumícea, unidad piroclástica con facies de textura grano soporte y matriz soporte. Las

primeras están constituidas casi en un 90% del volumen por vitroclastos, mientras que en los segundos representan hasta un 62% del volumen. Los depósitos presentan también cristaloclastos y litoclastos dispersos (Guerstein, 1993).

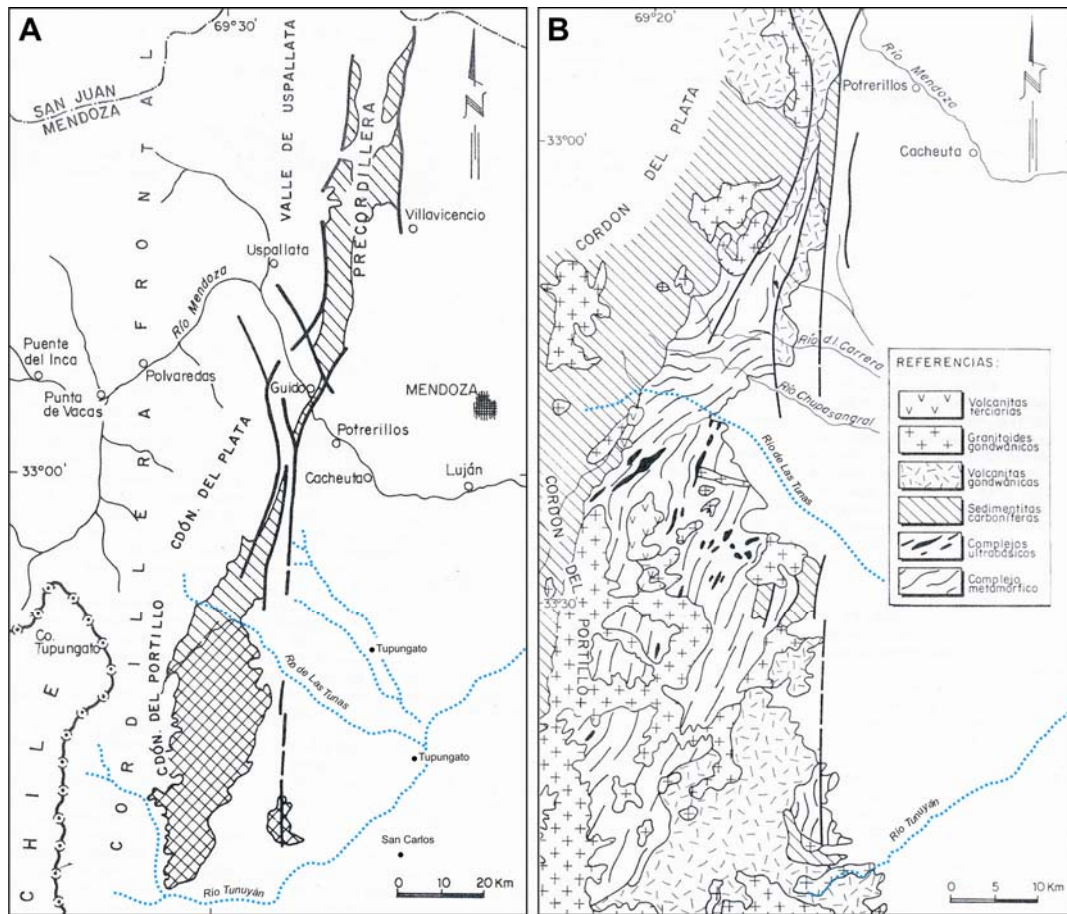


Fig. 4.3. a) Basamento metamórfico en Precordillera y Cordillera Frontal de Mendoza (líneas oblicuas: facies de grado bajo; líneas cruzadas: facies de grado bajo a medio). b) Detalle del Complejo metamórfico de la Cordillera Frontal (Caminos, 1993).

El volcanismo terciario, al igual que el cuaternario, tuvo sus principales centros eruptivos en la Cordillera Principal. Pérez *et al.* (1987 en Ramos y Nuyo, 1993) indica que los supuestos centros volcánicos miocenos de Cordillera Frontal corresponden a efusiones de edad Gondwana. En la zona del complejo “caldera Diamante-volcán Maipo” Sruoga *et al.* (2005) mencionan la existencia de flujos de lava, ignaritas y depósitos de mar vinculados con estrato volcanes desarrollados durante eventos PRE-caldera del Maipo, entre el Mioceno tardío y el Pleistoceno. No obstante la carencia de datos geocronológicos en el área, los autores consideran que la actividad volcánica en la región ha sido constante desde el Mioceno tardío.

En el borde oriental de Cordillera Frontal y a lo largo de un lineamiento SE-NO, entre el cerro Huayquerías y el centro volcánico “Tupungatito”, se encuentran depósitos volcánicos de edad paleopleistocena y composición basáltico-olivínica (Polanski, 1963). También reconoce a largo del tramo superior del río Tunuyán una asociación volcánica neopleistocena integrada por rocas volcánicas e hipabisales de composición andesítica-basáltica (Polanski, 1963). Términos basálticos se asocian espacialmente con los depósitos de la Asociación Piroclástica Pumícea hacia el sur del Cerro Negro de Yaucha, en la salida del frente montañoso del A° Yaucha (Fig. 4.5) (Perucca *et al.*, en prensa).

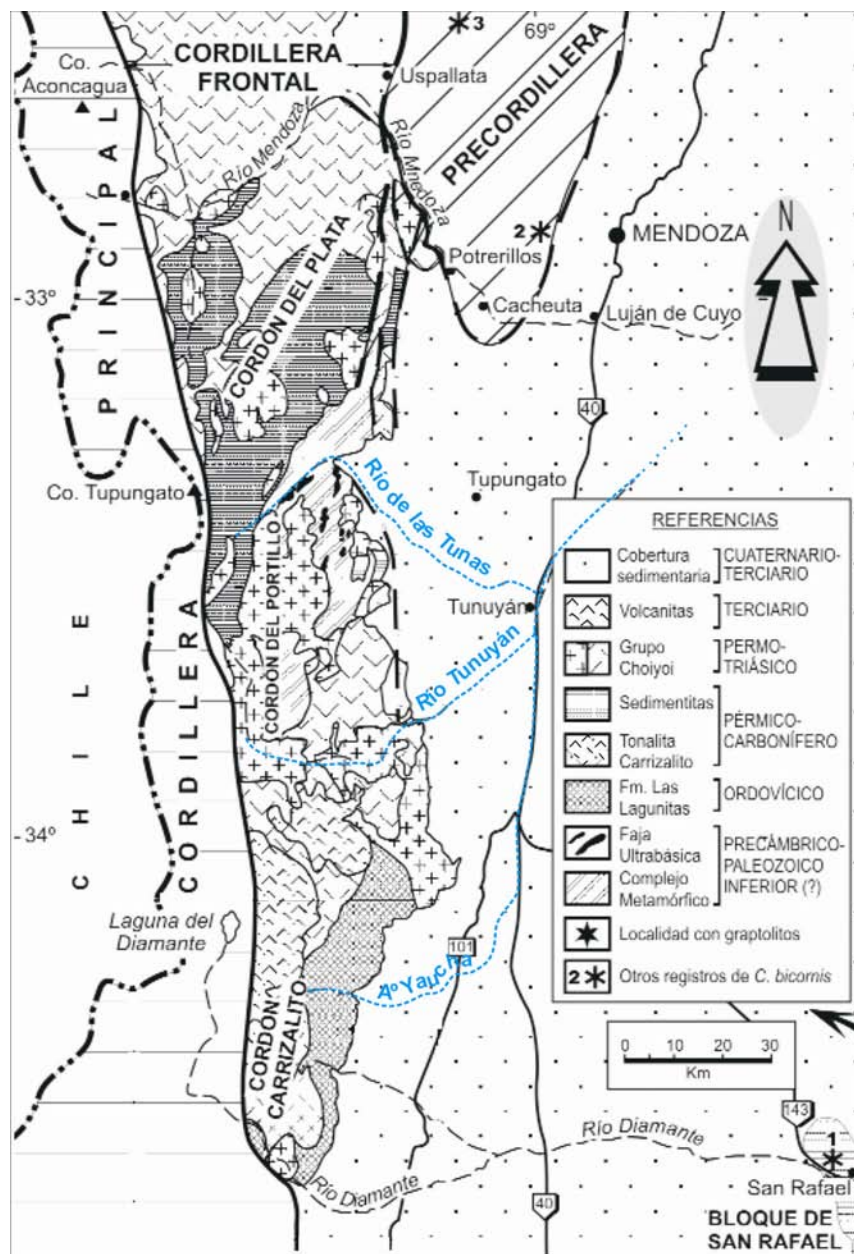


Fig. 4.4. Bosquejo geológico de Cordillera Frontal (tomado de Tickyj *et al.*, 2009).

investigaciones realizadas en el ambiente extracordillerano de Mendoza y en el resto de la región de Cuyo. El esquema estratigráfico comprende formaciones de naturaleza sedimentaria, así como asociaciones volcánicas (Cuadro 4.2). Las primeras fueron vinculadas con cuatro ciclos de agradación fluvial pedemontana, relacionados por el autor con levantamientos neotectónicos intermitentes de la Cordillera de los Andes y sendos episodios de estabilidad del piedemonte, separados por tres ciclos incompletos de erosión fluvial. La asignación temporal de las unidades pleistocenas y holocenas efectuada por Polanski (1963) se basó esencialmente en el modelo vigente para la época de 4 glaciaciones del hemisferio norte, y en menor medida en criterios tectónicos. La ubicación cronoestratigráfica de las unidades es aún incierta y muy tentativa, ya que se carece de un registro estratigráfico ajustado cronológicamente tanto por edades numéricas como por registro fósil (Zárate y Mehl, 2008).

En el ámbito del piedemonte central mendocino, Polanski (1963) reconoció dos unidades geomorfológicas (Fig. 4.6) cuyo desarrollo areal coincide con la presencia de la “Depresión Tectónica de Tunuyán” o “Graben de Tunuyán” en el sentido de Polanski (1954 y 1963). En el borde occidental del piedemonte se desarrolla la *Bajada joven al graben de Tunuyán*, y hacia el este la *Planicie loésica*. En la primera unidad (piedemonte de los Cordones del Plata y Portillo), de unos 100 km de extensión meridional y anchura variable, se reconocen los depósitos aluviales fanglomerádicos de las Formaciones Los Mesones (Pleistoceno inferior), La Invernada (principios del Pleistoceno superior) y Las Tunas (Pleistoceno superior) (Fig. 4.6 y 4.8), de acuerdo con Polanski (1963) esta última unidad constituye la superficie tope de la *Bajada joven al graben de Tunuyán*

Los depósitos de la Fm. Los Mesones (*I nivel de agradación pedemontano*), fuertemente disectados, poseen su mejor expresión en la zona pedemontana adyacente a las estribaciones de Cordillera Frontal. La asignación al Pleistoceno inferior se basó en la relación estratigráfica de discordancia angular sobre unidades pliocenas (Tunuyanense y Mogotes plegados, *sensu* Polanski 1963, p. 155). La amplia dispersión espacial de los relictos de la Fm. Los Mesones permite suponer la existencia de un gran abanico aluvial que se habría extendido desde la zona pedemontana en el occidente hasta las huayquerías en el oriente (Polanski, 1963). Los asomos más orientales se encuentran en las Huayquerías de San Carlos y Lunlunta. En la zona norte de la depresión de Tunuyán, la Fm. Los Mesones aflora en el núcleo de las lomas del Jaboncillo o “*horst* de Gualtallary”. Los depósitos conglomerádicos de la Fm. Las

Tunas conforman un amplio abanico aluvial dispuesto alrededor de las lomas (Polanski 1963). Por su parte, Yrigoyen (1993) describe en las lomas de Gualtallary-Jaboncillo y del Peral la existencia de la Fm. Los Mogotes (Plioceno superior-Pleistoceno inferior) en lugar de la Fm. Los Mesones, en discordancia sobre el sustrato formado por la Ex Serie Amarilla o Formaciones Huayquerías y Tunuyán. García (2004) considera que los depósitos fanglomerádicos que constituyen las lomas muestran similitud litológica con los depósitos aterrazados descritos por Fernández (1973) para la Fm. La Invernada en la zona del río Las Tunas hacia la confluencia del río Santa Clara. Sin embargo, el autor reconoce que existe cierta dificultad en la distinción litológica de las unidades fanglomerádicas plio-pleistocenas. Perucca *et al.* (2009) mencionan que el mapa presentado por Fernández (1984) es el publicado por Polanski (1963 y 1972), aceptando en consecuencia, la identificación de unidades planteada por este último autor para las lomas del Jaboncillo. Depósitos de volcánicos de carácter básico -Asociación volcánica Paleopleistocena- (Cuadro 4.2) se habrían generado en el piedemonte mendocino con posterioridad a la depositación de la Fm. Los Mesones (Polanski, 1963).

Unidad Litológica	Descripción
Formación (Fm.) Los Mesones	Fanglomerados, remanentes de antiguos y amplios abanicos aluviales que conformaron una antigua bajada de edad pleistocena entre los ríos Mendoza y Diamante. Se encuentran remanentes en los flancos de las elevaciones pedemontanas, de Precordillera y en los bordes de la Depresión de Tunuyán. El sector austral de esta unidad constituye la “Bajada del Diamante” (río homónimo). Su formación está vinculada con el primer ciclo de agradación (<i>Nivel I</i>) eopleistoceno, correlativo con un ascenso de cordillera en condiciones climáticas relativamente húmedas, quizás semiáridas.
Asociación Volcánica Paleopleistocena	Volcanismo de carácter basáltico-olivínico, post-plioceno, ocurrido entre el primer ciclo fluvial (degradación de la Fm. Los Mesones) y los comienzos de la depositación de la Fm. La Invernada.
Formación La Invernada	Fanglomerados con matriz arenosa, encajonados en los depósitos de la Fm. Los Mesones. Corresponde al segundo ciclo de agradación (<i>Nivel II</i>), producto de una reactivación o ascenso cordillerano, asignado por Polanski (1963) <i>grosso modo</i> al Pleistoceno superior.
Asociación Piroclástica Pumícea (APP)	Asignada por Polanski (1962) al Pleistoceno superior, entre los niveles de agradación II (Fm. La Invernada) y III (Fm. Las Tunas). Stern <i>et al.</i> (1984) redefinen la edad en <i>ca.</i> 450.000 AP (método de trazas de fisión sobre circones) y ubican la unidad en el Pleistoceno medio. El foco emisor correspondería al cono basáltico del Cerro Maipo.

Formación Las Tunas	Fanglomerado, rellena la depresión de Tunuyán y los valles adyacentes. Corresponde al tercer ciclo de agradación aluvial (<i>Nivel III</i>) de edad pleistocena superior. Constituía una bajada adosada a la zona montañosa, la superficie tope fue disectada y aterrazada posteriormente.
Formación El Totoral	Parte del relleno aluvial y probablemente eólico de la depresión de Tunuyán. Limos parecidos al loess y múltiples bancos de tosca, sugieren un clima árido durante la deposición de los sedimentos. La presencia de sedimentos pumíceos resedimentado permite suponer que la unidad es más joven que la Asociación Piroclástica Pumícea y mayor que la suprayacente Fm. La Estacada (9625 ± 200 años ¹⁴ C AP., Pleistoceno superior). Lateralmente correlacionable con la Fm. El Chillante y la Fm. Las Tunas.
Formación La Estacada	Sedimentos eólicos, predominantemente fluviales y lagunares, con bancos y lentes de materia orgánica (<i>gyttia</i>). La datación de un nivel de <i>gyttia</i> arrojó una edad de 9625 ± 200 años ¹⁴ C AP. (Pleistoceno superior). Se reconoce a través de perforaciones a la Fm. El Totoral en la base. En el techo se ubica la Fm. El Zampal.
Formación El Zampal	Depósitos eólicos (limos parecidos al loess); en algunas posiciones se describen dos bancos de loess separados por un depósito fluvial, presencia de niveles de tefra y restos de un suelo fósil. La Fm. La Estacada se encuentra en la base, en el techo se desarrolla el suelo actual (en algunas posiciones cubierto por tefra de ceniza volcánica o depósitos de médanos).
Formación Los Alamitos	Conforma una terraza encajonada en la Fm. El Zampal. En el lecho actual del A° Yaucha se encuentra un fanglomerado que se asigna a la Fm. La Invernada (Nivel II) rebajada o quizás a la Fm. Las Tunas (Nivel III). Esta formación (1400 ± 130 años ¹⁴ C AP.) es parte del cuarto nivel de agradación del piedemonte (Nivel IV = Terraza IV).
Turbales	

Cuadro 4.2. Unidades litológicas reconocidas y descritas en el Valle de Uco por Polanski (1963) para el Pleistoceno tardío y Holoceno en el piedemonte Mendocino.

Por su parte, la Fm. La Invernada (*II nivel de agradación pedemontano*) exhibe una extensión reducida en el sector norte de la depresión de Tunuyán. Sus afloramientos sólo pueden reconocerse en las estribaciones de la Cordillera Frontal, unidad a la que se adosa en forma de conos aluviales achatados. Polanski (1972) menciona que existen complicaciones al momento de utilizar el criterio litológico como herramienta para diferenciar los depósitos de la Fm. La Invernada respecto de aquellos de la Fm. Los Mesones. La Fm. La Invernada fue asignada al comienzo del Pleistoceno superior, sobre la base de su posición en la secuencia estratigráfica, por encima de la Fm Los Mesones e infrayaciendo a la Asociación Piroclástica Pumícea (APP).

A pesar del escaso desarrollo de los afloramientos de la Fm. La Invernada en el sector norte de la depresión de Tunuyán, hacia el sur, fuera del ámbito del Valle de Uco los depósitos tienen un papel preponderante en la estratigrafía local. La Fm. La Invernada es una de las unidades cuaternarias que aflora con mayor potencia en el área, su desarrollo areal corresponde con la extensión de la unidad geomorfológica “*Valle Extenso del Campo Bajo*” (Polanski, 1963). Sus depósitos fueron disectados por los arroyos Yaucha y del Rosario. Según Polanski (1963), la Fm. La Invernada está bien representada en las márgenes occidentales del A° Yaucha y forma la divisoria que separa dicho arroyo del curso inferior del arroyo del Rosario, Gateado o Rosales. Remanentes de la APP cubren en forma saltuaria la superficie de la divisoria. Hacia el sur, los sedimentos de la Fm. La Invernada desaparecen sepultados por los depósitos de la APP (Polanski, 1963).

Los sedimentos conglomerádicos de la Fm. Las Tunas (*III nivel de agradación pedemontano*) constituyen la superficie tope de la unidad geomorfológica *Bajada Joven al Graben de Tunuyán*, emplazada en el borde occidental de la depresión; de acuerdo con Polanski (1963) los depósitos de esta formación “desaparecen” por debajo de los depósitos sedimentarios que rematan la planicie loésica. La Fm. Las Tunas se atribuyó al Pleistoceno superior y se correlacionó tentativamente con la glaciación Wisconsin-Würm (Polanski 1963).

Polanski (1963) describe depósitos conglomerádicos de la Fm. Las Tunas entre la divisoria del sistema fluvial del río Tunuyán con el del río Mendoza al norte, y en el límite austral de la Depresión de Tunuyán con la unidad geomorfológica del Valle Extenso. Se ha mencionado ya la presencia de la Fm. Las Tunas en las inmediaciones de las lomas del Jaboncillo y del Peral en el sector septentrional de la depresión. Además, los depósitos exhiben buen desarrollo areal hacia el sector austral del Valle de Uco, donde de acuerdo con Polanski (1963) están adosados al frente montañoso y constituyen un amplio abanico aluvial en la salida del río Tunuyán al piedemonte. Se extienden hacia el sur hasta la altura del paralelo de la localidad de Pareditas (33°56'33.13" S y 69°04'45.04" O).

En el ámbito del Valle Extenso la Fm. Las Tunas está presente en el valle fluvial del A° Yaucha. Dichos depósitos corresponderían a un antiguo abanico aluvial con ápice en el paraje Los Alamitos (34°04'16" S y 69°08'27" O), formado tanto por la acción del A° del Rosario como por la del A° Yaucha. Hacia el extremo norte del Valle Extenso, los depósitos constituyen el abanico de Pareditas (Polanski, 1963).

Los depósitos volcánicos de la Asociación Piroclástica Pumícea (APP) (Fig. 4.8) afloran según Polanski (1963) en forma discontinua hasta las márgenes del río Tunuyán; sin embargo Guerstein (1993) menciona que no se observan más allá de la localidad de Pareditas (33°56'33.13" S y 69°04'45.04" O), límite austral aproximado de la Depresión de Tunuyán. De acuerdo con el esquema de Polanski (1963) la unidad suprayace estratigráficamente a la Fm. La Invernada (comienzos del Pleistoceno superior) e infrayace a la Fm. Las Tunas (Pleistoceno superior). Stern *et al.* (1984) dan a conocer una edad de *ca.* 450.000 AP (Pleistoceno medio) para la APP, edad obtenida por el método de trazas de fisión sobre circones. De este modo, las edades de las Formaciones La Invernada y Las Tunas serían mayores a la propuesta originalmente por Polanski (1963). La depositación de la primera sería, al menos anterior a los 450.000 años AP. Por su parte la Fm. Las Tunas se habría acumulado en forma posterior a esta última edad, en un lapso que se extendería hasta antes del último ciclo de glaciación (>120.000 años AP), de acuerdo con la cronología asignada al paquete sedimentario suprayacente de las Formaciones La Estacada-El Zampal (*sensu* Polanski, 1963) o Fm. El Zampal *sensu* Zárate y Mehl (2008).

Los depósitos de la “depresión tectónica de Tunuyán” en el ámbito de la Planicie Loéssica (Figs. 4.6, 4.7 y 4.8) fueron asignados por Polanski (1963) principalmente al tercer y cuarto ciclo de agradación fluvial. La Fm. El Totoral conforma los depósitos más profundos de la depresión y sería correlacionable lateralmente con los depósitos de la Fm. Las Tunas (*III* nivel de agradación pedemontano). La edad relativa de la Fm. El Totoral se determinó por la presencia de clastos redepositados de la APP (Polanski, 1963).

Los sedimentos analizados que rematan la sucesión sedimentaria de la Planicie Loéssica corresponden a las formaciones La Estacada y El Zampal, definidas por Polanski (1963) como unidades dominadas por sedimentos fluviales y eólicos respectivamente (Fig. 4.7). Ambas unidades representarían el lapso Pleistoceno tardío-Holoceno en el piedemonte mendocino, y corresponderían al *IV* ciclo de agradación pedemontana. Polanski (1963) manifiesta su incertidumbre respecto a la diferenciación entre las unidades mencionadas y plantea la problemática a través del siguiente comentario: “...*Me doy cuenta que los fundamentos de la Fm. La Estacada podrían ser objetados. Es cierto que La Estacada podría incluirse como un miembro basal de la Fm. El Zampal, pero en la situación actual del problema prefiero temporariamente separar este conjunto muy heterogéneo de El Zampal.... Todo esto me conduce a*

considerar este complejo de sedimentos preferentemente fluviales como una formación, tanto más que la posterior incorporación de estos sedimentos al Zampal será más fácil que el desdoblamiento de una unidad estratigráfica...” (pag. 233-234). Recientemente, las dos unidades fueron reunidas en una única unidad con rango de formación, denominada Fm. El Zampal (Zárate y Mehl, 2008). Los autores basan su propuesta de redefinición estratigráfica en la homogeneidad litológica que exhiben los depósitos que rellenan la depresión en el sector de la Planicie Loésica y enfatizan el marcado carácter aluvial de las facies sedimentarias.

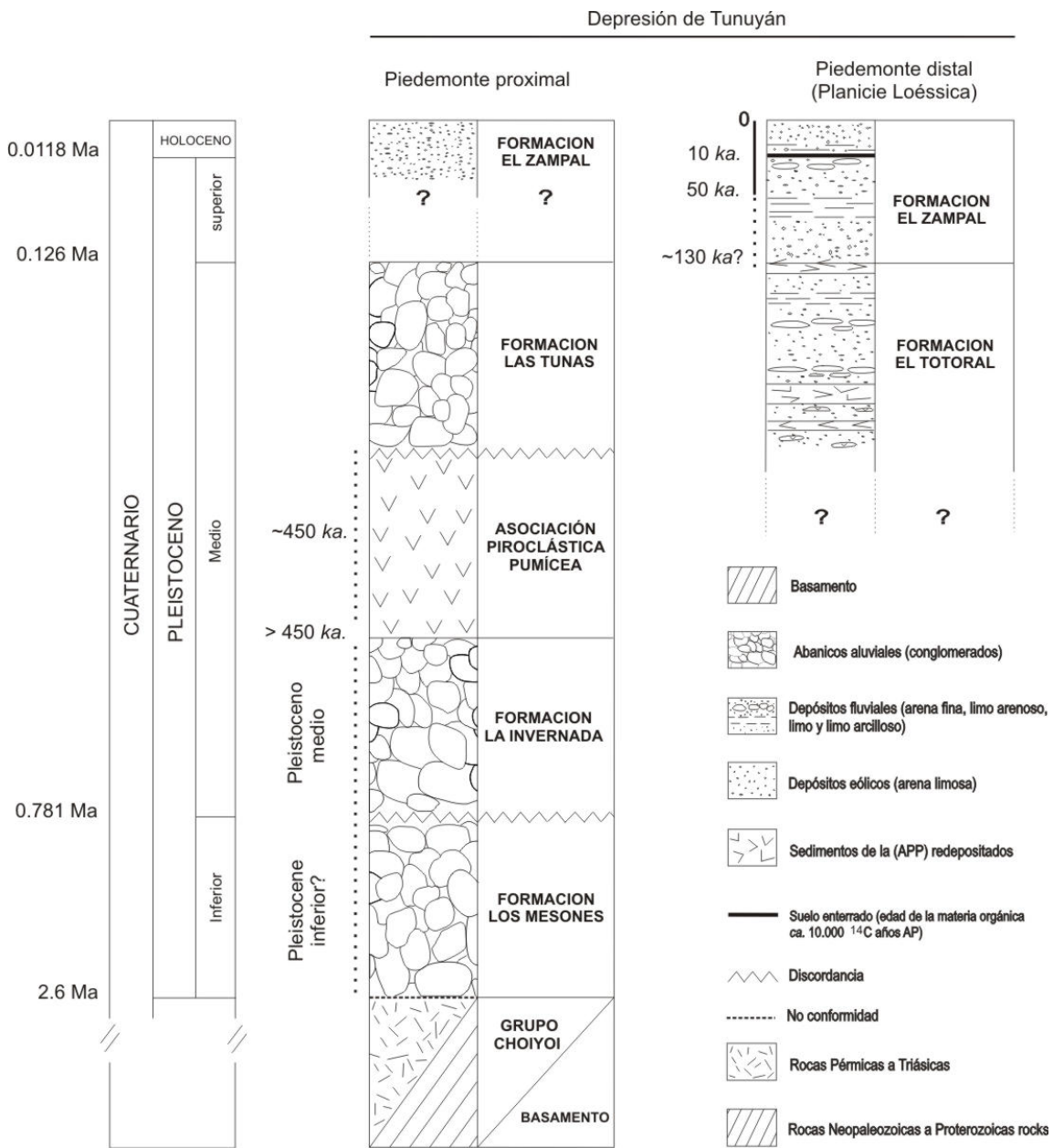


Fig. 4.6. Columna estratigráfica discriminada en el piedemonte proximal y distal de la Cordillera Frontal (depresión de Tunuyán).

Zárate y Mehl (2008) mencionan que el término Fm. El Zampal ha sido el más empleado al correlacionar los depósitos del Pleistoceno tardío-Holoceno de la región de Cuyo (González Díaz, 1999; Rodríguez y Barton, 1993, entre otros). Destacan sin embargo, que generalmente el término suele utilizarse en referencia a las facies eólicas de granulometrías limo-arenosas (*loess*) que componen la unidad y que dominaban de acuerdo con Polanski (1963) en los depósitos de la Fm. El Zampal.

Además de Polanski (1963), otros autores han propuesto divisiones sistemáticas de los depósitos cuaternarios de Mendoza (Cuadro 3.3). De acuerdo con Rodríguez y Barton (1993) se pueden identificar dos unidades de acumulación en la llanura mendocina. La *depresión pedemontana o de los Huarpes* ubicada al occidente y hacia el este la *llanura oriental*. La primera exhibe los tres ciclos de agradación fluvial pleistocenos definidos por Polanski (1963), los epiciclos erosivos correspondientes y los ciclos depositacionales holocenos. Esta unidad habría sido el depocentro de sedimentación de los dos primeros ciclos de agradación fluvial (Formaciones Los Mesones y La Invernada) así como de productos derivados de erupciones volcánicas (APP). Posteriormente habría recibido los sedimentos del tercer ciclo de agradación (Formaciones Las Tunas, El Totoral, El Chillante) y luego un potente depósito de sedimentos fluviales-eólicos (Fm. La Estacada y El Zampal) del cuarto ciclo de agradación, además de depósitos sedimentarios y volcánicos. La llanura oriental, por su parte, presenta únicamente sedimentos del cuarto ciclo de agradación y carece de sedimentos representativos de los ciclos anteriores. Este último ciclo se refleja en depósitos fluviales finos y/o lacustres.

González Díaz (1999) en su división de los depósitos cuaternarios de la llanura mendocina agrupa bajo la denominación de “*depósitos pedemontanos y posteriores de los grandes ríos*” a los depósitos pertenecientes a las Formaciones Los Mesones (*I Nivel de agradación*), La Invernada (*II nivel de agradación*) y Las Tunas (*III nivel de agradación*). En este esquema, las Formaciones La Estacada y El Zampal forman parte de los “*depósitos eólicos loessoides holocenos*”. Estos depósitos cubren el área de la depresión de Tunuyán y el sector oriental de la llanura mendocina, representan para González Díaz (1999) la culminación del 3º ciclo de agradación pleistoceno. De acuerdo con Polanski (1963) dicho ciclo corresponde a la depositación de la Fm. Las Tunas (*III Nivel*); mientras que los sedimentos loessoides integran la Planicie Loéssica, unidad que “*...constituye una planicie construccional postglacial que apenas ha entrado en la*

órbita del último ciclo fluvial...” (Polanski, 1963, pag. 326) y que por lo tanto corresponderían al *IV ciclo de agradación pedemontana*.

Unidad Litoestratigráfica		División geomorfológica		
		Polanski (1963)	Rodríguez y Barton (1993)	González Díaz (1999)
Polanski (1963)	Fm. La Estacada	Planicie Loésica y en la BJGT sólo facies eólicas	Llanura oriental	Depósitos eólicos (loésicos) y loessoides holocenos
	Fm. El Zampal			
	Fm. Los Mesones	Bajada Joven al graben de Tunuyán (BJGT)	Depresión pedemontana o de los Huarpes	Depósitos pedemontanos y posteriores de los grandes ríos
	Fm. La Invernada			
	APP			
	Fm. Las Tunas			

Cuadro 4.3. Esquema litoestratigráfico del Pleistoceno-Holoceno para el ambiente extra-andino del centro de Mendoza y divisiones geomorfológicas propuestas.

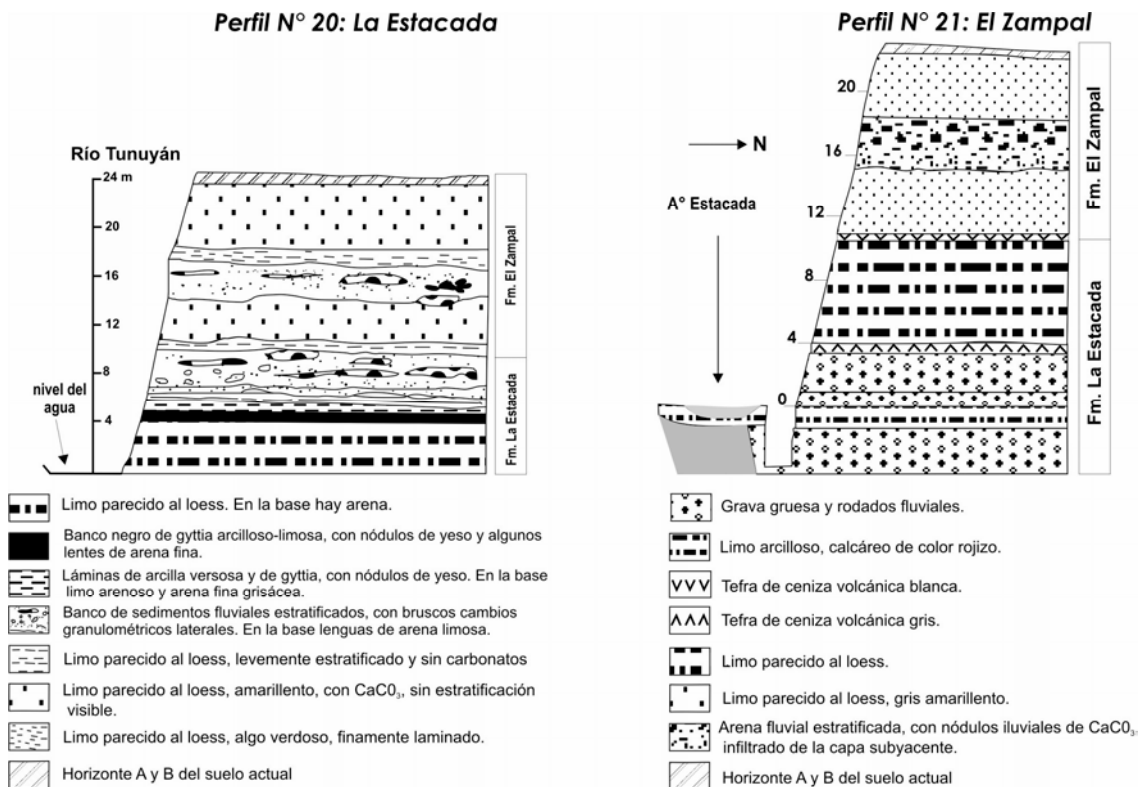


Fig. 4.7. Descripción de las Formaciones El Zampal y La Estacada, efectuadas por Polanski (1963).

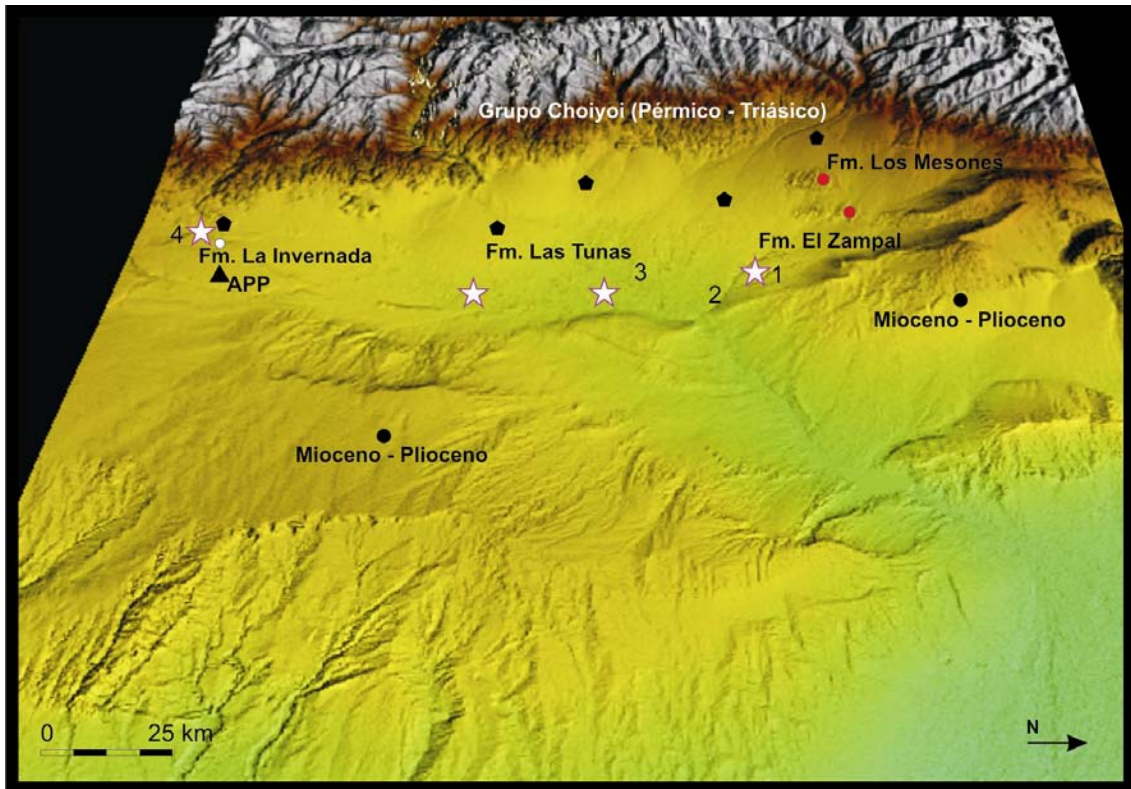


Fig. 4.8. Modelo digital de elevación del terreno y distribución espacial aproximada de las unidades litoestratigráficas presentes en la región del Valle de Uco. Fm. Los Mesones (círculos rojos), Fm. La Invernada (círculo blanco), Asociación Piroclástica Pumícea (APP, triángulo), Fm. El Zampal (estrellas), Fm. Las Tunas (pentágonos), A° Anchayuyo (1), A° La Estacada (2), A° Grande (3) y A° Yaucha (4).

4.3. Marco tectónico regional del Valle de Uco

La deformación cuaternaria del sector continental de Sudamérica, dominante durante el Neógeno, estuvo controlada por procesos geodinámicos vinculados con la interrelación de convergencia entre la placa oceánica de Nazca y la placa continental Sudamericana (Costa *et al.*, 2006). El proceso de convergencia comenzó hace aproximadamente 200 millones de años con la subducción de la placa oceánica hacia el este por debajo de la continental y un desplazamiento al oeste del contacto océano - continente a una velocidad absoluta de 2.2 cm/año (Uyeda y Kanamori, 1979).

En los Andes Centrales (4° S-46°30' S) la compleja distribución y partición de esfuerzos en el interior de la placa Sudamericana reactivó discontinuidades heredadas de una compleja historia evolutiva del margen occidental del continente. Las

deformaciones cuaternarias exhiben mejor representación superficial en la pendiente andina oriental y en los sectores adyacentes del antepaís (Costa *et al.*, 2006).

Varios centros volcánicos activos en el Mioceno medio demuestran el levantamiento y migración del frente volcánico (iniciado hacia los 20-22 Ma) en el lado argentino de la Cordillera Principal hacia los 15-16 Ma (macizos volcánicos de La Ramada, el Aconcagua y Las Yaretas al sur del cordón del Portillo). Entre los 28° y 32° la subhorizontalización de la placa oceánica se inició a los 8-10 Ma (Jordan y Gardeweg 1987; Kay *et al.* 1991. Estuvo acompañada por la migración del volcanismo asociado con el desplazamiento del frente orogénico hacia el antepaís, desde el límite argentino-chileno hasta el ámbito de las Sierras Pampeanas (Ramos y Nullo, 1993) (Fig. 4.9).

En la provincia de Mendoza, el segmento comprendido entre los 30°-33° S no presenta volcanismo asociado. Sin embargo, se observa una intensa sismicidad de intraplaca en vinculación con la geometría dominante de la zona de Benioff-Wadati, caracterizada por la horizontalización de la placa oceánica de Nazca (Fig. 4.6). Dicha sismicidad genera importante actividad neotectónica en el frente orogénico de la Alta Cordillera de San Juan y Mendoza (Bastías *et al.*, 1993). La información neotectónica recopilada para estas provincias indica una actividad tectónica continua durante gran parte del Cuaternario. Las evidencias paleosismológicas revelan reactivaciones en la mayoría de las fallas identificadas. No obstante, la escasez de edades absolutas en terrenos cuaternarios imposibilita asignar edades certeras a las estructuras de fallamiento e impide por lo tanto realizar estimaciones precisas de las tasas de movimientos (Bastías *et al.*, 1993). La faja latitudinal correspondiente a San Juan y Mendoza concentra gran parte de las deformaciones cuaternarias conocidas en la Argentina, con fuentes sismogénicas que muestran distintos grados de actividad (Perucca *et al.*, 2009). Este ambiente de intraplaca registra los terremotos destructivos más importantes del país, como los terremotos de Mendoza de 1782 (Ms 6.7-7.2) y 1861 (Ms 7.2) y los de San Juan 1944 (Ms 7.4) y 1977 (Ms 7.4) (Perucca *et al.*, 2009).

Polanski (1963) reconoce cuatro pulsos de ascenso de la Cordillera de Los Andes durante el Pleistoceno, que habrían generado sendos ciclos de agradación-degradación en el piedmonte mendocino, así como la deformación sucesiva de los depósitos aluviales existentes. La zona extracordillerana de las Huayquerías Pedemontanas (Polanski, 1963) o Cerrilladas Pedemontanas (Cortés *et al.*, 1999), el Bloque de San Rafael -y la depresión intermontana adyacente al mismo- presentan estructuras cuaternarias. Por otra parte, la Payenia registra el truncamiento de basaltos

de edad cuaternaria y volcanismo cuaternario de retroarco relacionado con movimientos de extensión, que provocaron reactivación y/o apertura de fracturas oblicuas y transversales al frente serrano (Cortés *et al.*, 1999).

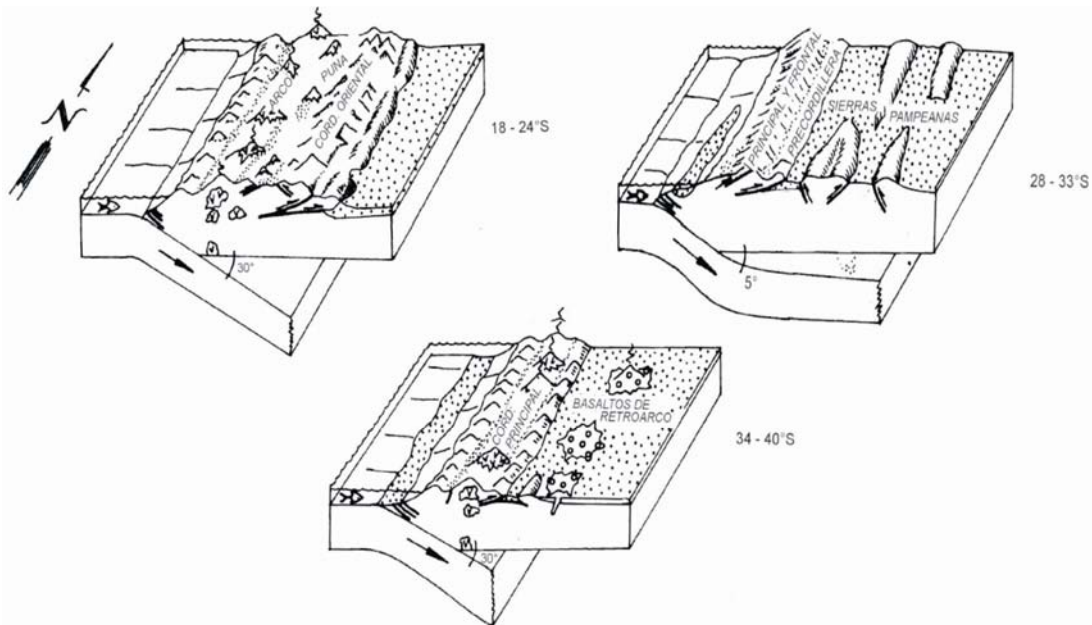


Fig. 4.9. Subducción en la Cordillera de los Andes durante el Neógeno, entre los 18°-40° S (Jordan *et al.*, 1983 en Ramos, 1999b).

En la provincia de Mendoza los principales lineamientos regionales cuaternarios están asociados con unidades geomorfológicas (Bastías *et al.*, 1993), que en el extremo centro-oeste y noroeste de la provincia corresponden a (Fig. 4.7):

- Extremo austral de la Precordillera: sistemas de fallas de Precordillera Oriental, Maradona-Acequión-Cerro La Cal y El Tigre.
- Huayquerías o Cerrilladas Pedemontanas: fallamiento en el borde occidental del eje anticlinal Lulunta-Vacas Muertas al norte del río Tunuyán, hacia el sur se reconocen las fallas Manantiales en el borde norte de la Meseta del Guadal y la falla Huayquerías, ambas de rumbo E-O y con componentes laterales que afectan cursos de edad holocena.
- Faldeo oriental del Cordón del Plata: marginado por un importante lineamiento desarrollado desde las cercanías de Potrerillos hasta el arroyo Papagayos. De norte a sur: fallas Chupasangral, falla Chalet. La falla Malargüe es una prolongación del lineamiento hasta la latitud de la localidad de Malargüe.
- Valle de Uco: delimitado en el borde occidental por el tramo septentrional del lineamiento antes descripto. Límite oriental: falla del Totoral en el extremo septentrional y falla del Cerro Negro de Capiz en el austral. La falla Papagayos, de rumbo NO-SE, se desarrolla al sur del

Valle; forma junto con la falla Diamante la prolongación en la planicie mendocina del lineamiento Vacas-Tupungato, ubicado entre la Cordillera Principal y Frontal.

Regiones sismotectónicas de la provincia de Mendoza

Dos regiones sismotectónicas separadas por el lineamiento regional Tunuyán, de rumbo NO-SE, agrupan las estructuras vinculadas con movimientos cuaternarios en Mendoza (Bastías *et al.*, 1993 y Perucca y Bastías, 2006): la región Sismotectónica Precordillera al norte y la Surmendocina al sur (Bastías *et al.*, 1993) (Fig. 4.10). Ambas regiones exhiben rasgos estructurales, neotectónicos y sísmicos propios.

El área del Valle de Uco está ubicada en la porción norte de la región Sismotectónica Surmendocina, al sur del lineamiento Tunuyán (Fig. 4.10). Esta región abarca la zona centro y sur de la provincia de Mendoza y el área pedemontana de la Cordillera Frontal; posee sismicidad moderada y vulcanismo posiblemente vinculado con zonas de fracturación moderna (Perucca y Bastías, 2006). Las deformaciones neotectónicas están compartidas por distintas unidades morfoestructurales (Cortés *et al.*, 2006), entre ellas la Depresión de Tunuyán y las Huayquerías o Cerrilladas Pedemontanas. En el límite occidental de la Depresión de Tunuyán se ubica el sistema de fallas La Carrera (Caminos 1965; Polanski 1962; Cortés, 1993) que levanta el bloque de Cordillera Frontal, integrado por fallas inversas y con inclinación al oeste.

4.3.1. Depresión de Tunuyán

La Depresión de Tunuyán o Graben de Tunuyán en el sentido de Polanski (1963), conforma uno de los depocentros cuaternarios más importante del piedemonte de la Cordillera Frontal. Sus depósitos exhiben un registro que se inició a principios del Pleistoceno (Polanski, 1963) y se expande hasta el Holoceno (Polanski, 1963; Zárate, 2002; Zárate y Mehl, 2008). De acuerdo con Polanski (1963) su origen se vincularía con la generación de fallas normales en el frente montañoso (falla de Aguadita), así como en la zona pedemontana (fallas de Anchayuyo y del Totoral) interpuesta entre el mismo y las Huayquerías o Cerrilladas Pedemontanas; estas últimas exhiben sedimentos sinorogénicos de edad terciaria. Polanski (1963) cita que Groeber (1939 y 1951) y Tapia (1935) habían mencionado previamente la presencia de fallas gravitacionales y de un sector hundido, aunque no habían logrado definir claramente los límites de la estructura. De acuerdo con el autor el graben habría comenzado a estructurarse con posterioridad a

la depositación del extenso manto piroclástico de la Asociación Piroclástica Pumícea (APP), unidad que cubre un amplio sector del área sur del piedemonte andino central y fue generada por uno de los eventos eruptivos de la caldera del volcán Maipo. La APP fue asignada por Polanski (1963) al Pleistoceno medio-superior y reasignada por Stern *et al.* (1984) al Pleistoceno medio, basado en edades numéricas de *ca.* 450.000 AP obtenidas por el método de trazas de fisión sobre circones.

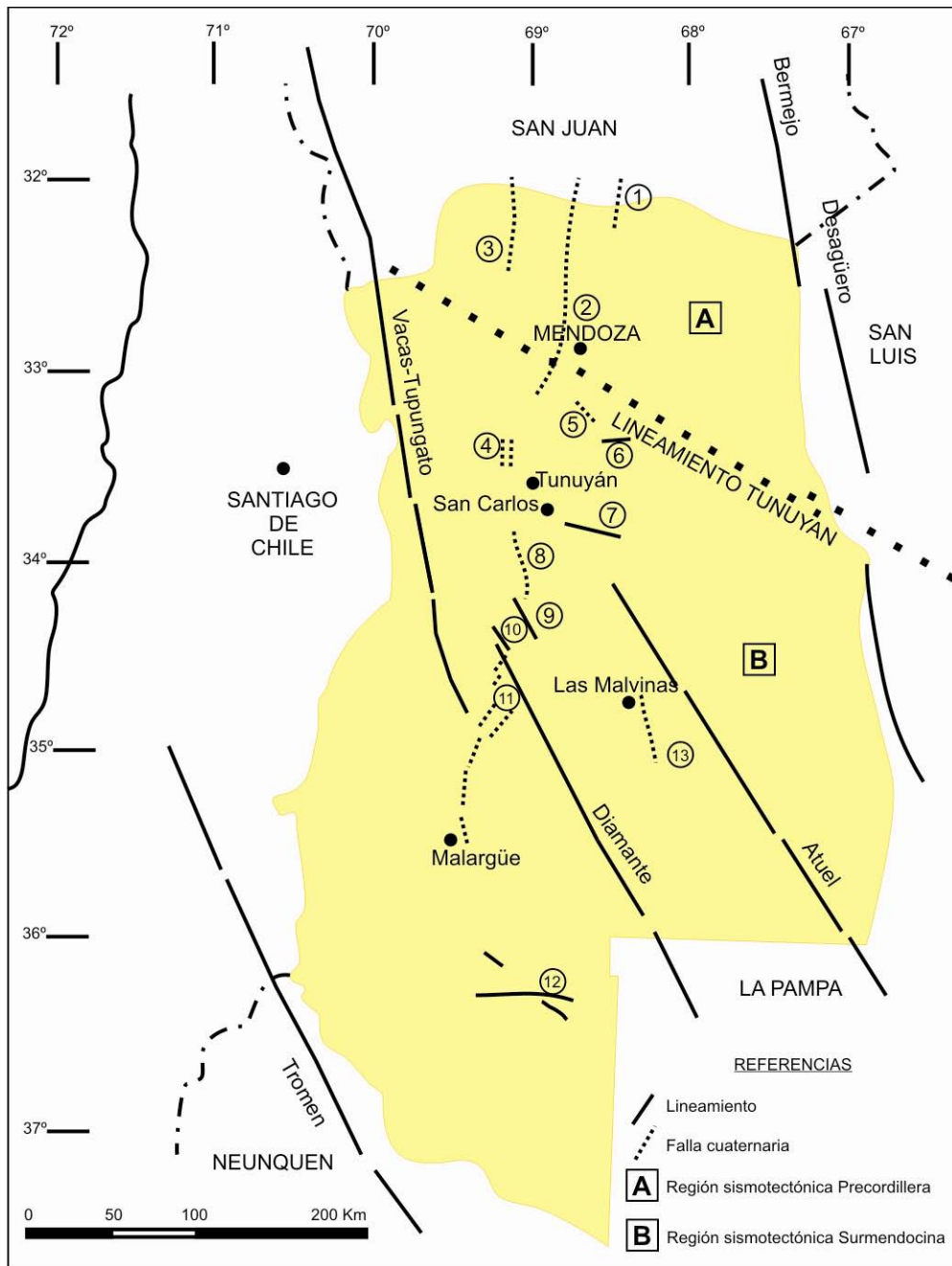


Fig. 4.10. Regiones sismotectónicas y principales lineamientos cuaternarios de la provincia de Mendoza. Fallas cuaternarias: 1) Sistema de Precordillera Oriental, 2) Sistema Maradona-Cerro La Cal, 3) Sistema el Tigre, 4) falla Chupasangral, 5) falla Lulunta-Vacas Muertas, 6) falla Huayquerías,

7) falla Manantiales, 8) falla Chalet, 9) falla Papagayos, 10) falla Diamante, 11) falla Malargüe, 12) falla Payún y 13) falla Malvina (Bastías *et al.*, 1993).

La naturaleza de una extensión con fallamiento normal en la depresión tectónica fue cuestionada por diversos autores. La cinemática de las fallas descritas en la Cordillera Frontal (Caminos, 1965 y 1979, en Ramos, 1999a) y en el borde occidental de la estructura Cacheuta-Tupungato (Ploszkiewicz, 1993; Devizia, 1993; Legarreta *et al.*, 1993 en Ramos, 1999), no correspondería a movimientos corticales normales, sino que estaría vinculada con movimientos inversos. Por tal motivo, Perucca *et al.* (2009) propusieron considerar en un sentido amplio a la estructura como “Depresión de Tunuyán”.

La *Depresión de Tunuyán* presenta una morfología elongada en sentido N-S por aproximadamente 115 km y una anchura E-O de hasta 40 km. El perfil en subsuelo no es simétrico, está desplazado hacia el flanco oriental de la depresión. El flanco occidental es suave y con una anchura de *ca.* 32 km, el gradiente es del 3% y exhibe una diferencia topográfica relativa de 900 m entre el frente montañoso y el sector más profundo de la depresión. El flanco oriental, limitado por el bloque fallado y levantado de la *Meseta del Guadal* (Hauyquerías de San Carlos), comprende un piedemonte angosto, de unos 300 m de altura relativa, con una anchura máxima de 8 km y un gradiente promedio del 5%. En subsuelo el flanco oriental limita el sector más profundo de la depresión.

El límite occidental de la Depresión está constituido por la “Falla de Aguadita” contra el frente cordillerano e inmediatamente hacia el este la Falla de Tupungato, que desaparece hacia el sur sepultada por los depósitos aluviales del abanico del río Las Tunas. El límite oriental está conformado por la Falla del Totoral en el sector septentrional y por la Falla del Cerro Negro de Capiz en la porción austral (Fig. 4.11).

La Depresión de Tunuyán corresponde a una cuenca de antepaís desarrollada en el área de transición entre el segmento de subducción subhorizontal ($<15^\circ$) de la placa oceánica y el de subducción normal ($\sim 30^\circ$). En cuanto a su génesis, Perucca *et al.* (en prensa) indican que posiblemente en el comienzo de su formación se haya generado una cuenca de tipo “graben” (Polanski, 1963) que habría evolucionado en función de corrimientos con vergencia oriental, tal cual lo justifican la asimetría y ubicación hacia el este del sector más deprimido de la cuenca de sedimentación. Postulan además que el desarrollo actual de su depocentro respondería a un transporte pasivo a cuevas o en las espaldas de los corrimientos con vergencia oriental, asemejándose al desarrollo

estructural de las cuencas de *piggyback* propuesto por Ori y Frien (1984, en Perucca *et al.*, 2009). Los pulsos de deformación que dieron lugar al fallamiento que delimita la depresión de Tunuyán habrían afectado en su extremo norte un sector de los depósitos terciarios que se encuentran emplazados hacia el norte-noreste.

De acuerdo con Polanski (1963) al sur de la localidad de Pareditas ($33^{\circ}56'33.13''$ S y $69^{\circ}04'45.04''$ O), la depresión carece de expresión en el paisaje y se presenta como una única fractura que desaparece progresivamente hacia el sur. El autor menciona que al sur de la Depresión de Tunuyán existe un desnivel topográfico de entre 20 y 30 metros que delimita una cuenca muy amplia y de fondo chato, cuyo límite oriental está constituido por el Bloque de San Rafael y el occidental por la Cordillera Frontal. La unidad fue denominada *Valle Extenso del Campo Bajo* (Polanski, 1963). Su formación se vincularía con el primer ciclo fluvial de edad pleistocena inferior, que se habría iniciado por un leve ascenso, de entre 60-80 m, del área pedemontana. Dicho ciclo fluvial es posterior a la depositación de los conglomerados de la Fm. Los Mesones y anterior a los de la Fm. La Invernada. Esta última ocupa el fondo del Valle Extenso y de acuerdo con Polanski (1963) estaría sepultada por un potente manto de cenizas volcánicas correspondientes a la Asociación Piroclástica Pumícea (APP). En este sector del piedemonte, al sur del río Tunuyán, el frente montañoso exhibe evidencias de rejuvenecimiento, expresadas en el paisaje a través de profundos valles con cursos de agua de muy baja sinuosidad que sugieren una tasa de levantamiento mayor que la tasa de erosión fluvial (Casas, 2005 en Perucca *et al.*, en prensa).

4.4. Neotectónica en la depresión de Tunuyán

En la provincia de Mendoza algunas estructuras cuaternarias están directamente relacionadas con movimientos holocenos; por ejemplo la falla inversa Barrancas, emplazada en el margen del anticlinal Barrancas al sur del río Mendoza. En esta localidad sólo la falla principal afectó a los sedimentos de la Fm. El Zampal, datados en 1890 años AP (INPRES, 1995 en Ramos, 1999b). Chiaramonte (1996, en Ramos, 1999b) reconoció combamientos en los limos de la Fm. El Zampal y en otros depósitos modernos del piedemonte.

García (2004) y García *et al.* (2005) describen en las Lomas del Jaboncillo (sector septentrional de la depresión de Tunuyán) tres fallas de rumbo casi meridional,

con escarpa al oeste, que afectan depósitos de la Fm. Los Mesones y cuya actividad se habría prolongado hasta el Holoceno. Allí la red de drenaje (arroyos Agua de Los Chilenos y Chupasangral) presenta cauces principales antecedentes a las estructuras y tributarios que en sectores están obturados por escarpas a contrapendiente y en otros corren paralelos a la escarpa de falla (Perucca *et al.*, 2009). La falla más oriental, “*falla Chupasangral*” (Bastias *et al.*, 1993; Costa *et al.*, 2000) (Fig. 4.11) fue considerada por Polanski (1963) como una falla gravitacional, mientras que García (2004) interpreta que la estructura de la loma del Jaboncillo corresponde a un pliegue por flexión de falla. De acuerdo con García (2004) y García *et al.* (2005) las fallas identificadas afectan conglomerados asignados por los autores a la Fm. La Invernada (basado en la similitud que exhiben con los depósitos aterrazados descritos por Fernández (1973) para la Fm. La Invernada en la zona del río Las Tunas hacia la confluencia del río Santa Clara) y una terraza aluvial correspondiente a la Fm. Las Tunas. Señalan además que la actividad tectónica se habría prolongado durante el Holoceno. Sin embargo, Polanski (1963, 1972), asigna estos depósitos conglomerádicos a la Fm. Los Mesones (Pleistoceno inferior), rodeados por depósitos pedemontanos posiblemente correspondientes a la Fm. Las Tunas (Pleistoceno medio-Pleistoceno superior?).

La “*falla Tupungato*” (Polanski, 1963) de rumbo aproximado N-S afecta las lomas del Peral, al este de las lomas del Jaboncillo, en su borde oriental (Fig. 4.11). Esta falla pierde su expresión topográfica hacia el sur al quedar sepultada por depósitos conglomerádicos del abanico del río Las Tunas (Fm Las Tunas). En la Loma Sola del Diablo, extremo norte de las lomas del Peral, pocos metros al oeste de la falla de Tupungato y paralela al rumbo de ésta se encuentra la “*falla inversa Sola del Diablo*” (Perucca *et al.*, 2009a) en la margen norte del A° Chupasangral. Sobrepone de acuerdo con el esquema estratigráfico propuesto por Polanski (1963) sedimentitas neógenas indiferenciadas sobre fanglomerados de la Fm. Los Mesones; y no afecta los depósitos fanglomerádicos de la Fm. Las Tunas que afloran en un sector de la margen sur de la loma Sola del Diablo (Perucca *et al.*, 2009). Perucca *et al.* (2009). identificaron otra falla, también inversa, unos pocos metros al oeste de la anterior.

En el Campo del Cepillo (33° 58’S - 69° 12’W), sector austral del Valle de Uco, la “*falla Chalet*”, inversa y paralela al lineamiento N-S de Tupungato, ha levantado depósitos ígneos graníticos del grupo Choiyoi (Permo-Triásico) que conforman un grupo de cerros alineados a lo largo de la misma (Perucca *et al.*, en prensa). La falla

afecta también depósitos aluviales aterrazados en las márgenes del A° Chalet, asignados al Pleistoceno (*sensu lato*) (Perucca *et al.*, en prensa).

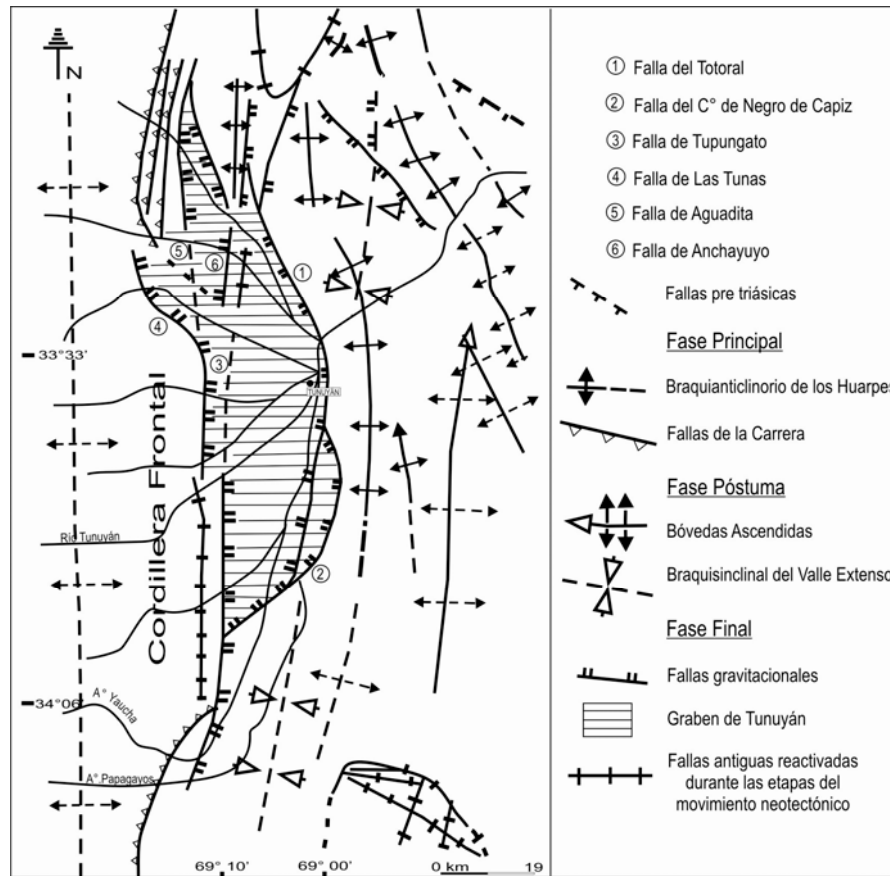


Fig. 4.11. Estructuras del piedemonte de Cordillera Frontal (Polanski, 1963).

En el ámbito del Valle Extenso, Bastías *et al.* (1993) describen la “falla Papagayos”, de rumbo NO-SE; el labio hundido yace formando escarpas alternantes hacia el SO y NE de la traza de falla (Perucca *et al.*, en prensa). Los cambios en la posición de las escarpas, el trazado rectilíneo de la falla, así como la existencia de un volcanismo asociado indicarían una cinemática transtensiva desarrollada a lo largo de fallas pre-existentes, reactivadas por la tectónica cuaternaria (Perucca *et al.*, 2009 y en prensa).

A partir de lo descrito anteriormente, se desprende que la actividad tectónica durante el Cuaternario se manifestaría a través de fallas que han deformado los depósitos aluviales mayores a 130.000 años AP, probablemente del Pleistoceno inferior (Fm. Los Mesones). De acuerdo con Perucca *et al.* (2009 y en prensa) una actividad tectónica compresiva ha predominado en la depresión de Tunuyán desde el Pleistoceno

inferior (Fm. Los Mesones) a medio (Fm. Las Tunas), documentada por trenes de fallas de rumbo aproximado N-S. Hacia el sur, en el Valle Extenso, las fallas de rumbo NO-SE indican una zona de transpresión. Esta actividad neotectónica no habría involucrado a las unidades eólicas finas mantiformes de la Fm. El Zampal depositadas durante el Holoceno, que circundan y tapizan los depósitos de las lomas del Jaboncillo y del Peral (Perucca *et al.*, 2009); tampoco afectaría a las facies fluviales observadas en las barrancas del A° La Estacada, localidad tipo de la Fm. El Zampal.

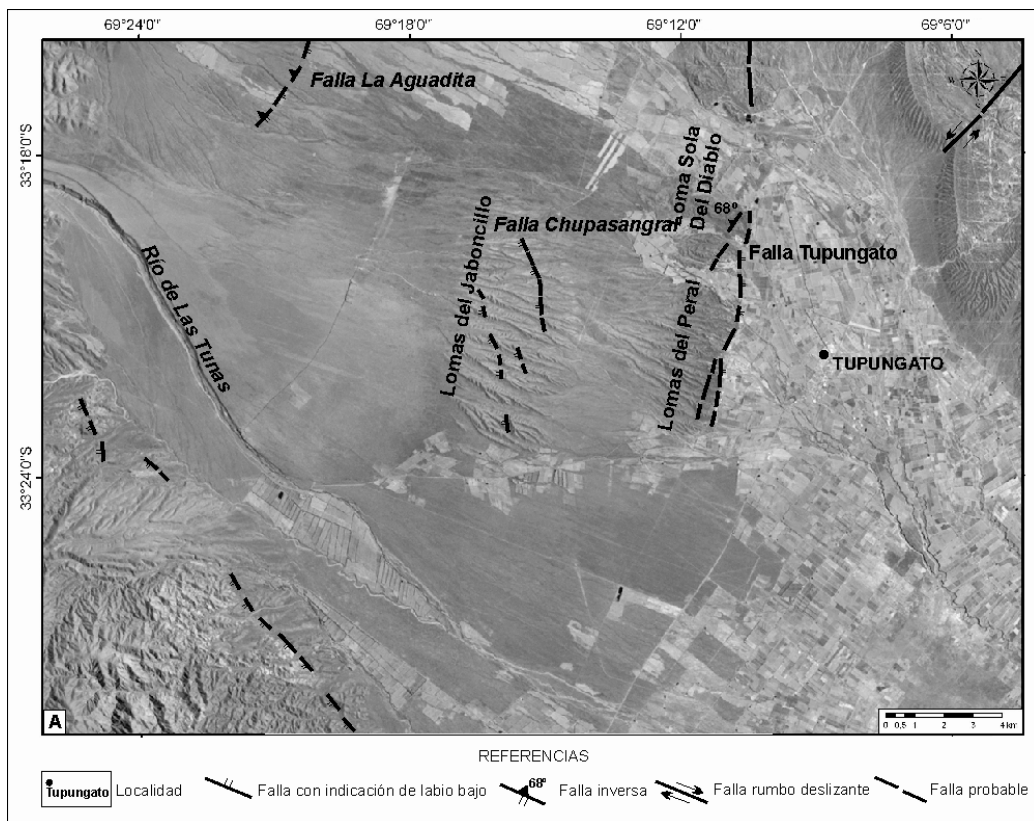
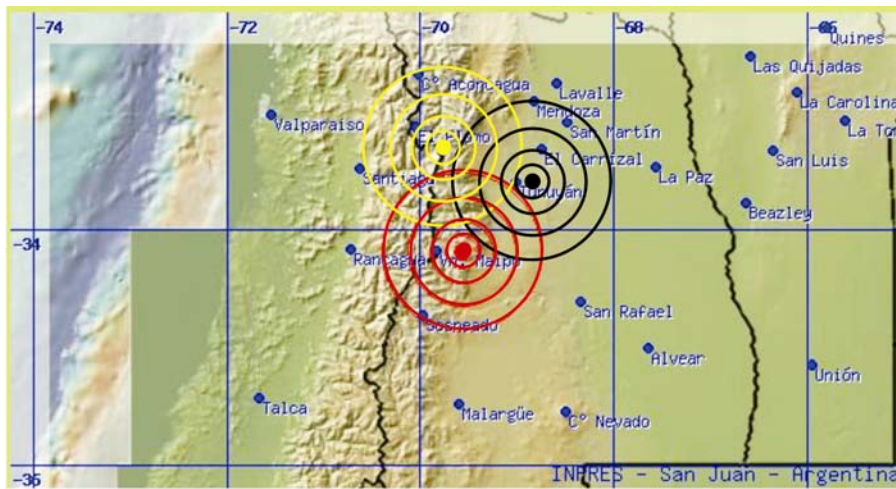


Fig. 4.12. Estructuras del sector septentrional del Valle de Uco en cercanías de la localidad de Tupungato. Tomado de Perucca *et al.* (2009).

En la actualidad la región del Valle de Uco y zonas aledañas registran eventos sísmicos de magnitudes variables (INPRES, página web) (Fig. 4.13), por ejemplo los registrados durante el 6/11/2009, 12/2/2010 y 13/3/2010 fueron sismos de profundidad intermedia sin vinculación con los segmentos de falla discriminados en superficie en el área del Valle de Uco (Perucca, comunicación personal). Perucca *et al.* (2009) hacen referencia al escaso registro de terremotos relevantes en épocas históricas en el área considerada De acuerdo con los autores la sismicidad instrumental en la región es muy

baja y en apariencia sin vinculación con segmentos de falla activos. Señalan que si bien en la actualidad la sismicidad es baja, puede no ser representativa del verdadero potencial sísmico de la región. Destacan además que los segmentos con actividad tectónica durante el Cuaternario constituyen posibles fuentes sismogénicas para la región. La falta de deformaciones holocenas y la baja sismicidad histórica e instrumental de la región puede no ser representativa de la potencialidad de estas estructuras neotectónicas como generadoras de terremotos destructivos en la región.



Epicentro	Prof.	Magnitud *	Intensidad **	Fecha
A 12 km al E-SE de la ciudad de Tunuyán. <u>Círculos negros.</u>	150 km	5.6	Grado IV en la ciudad de Mendoza, III en la ciudad de San Juan	12/2/10
A 55 Km en dirección O-SO de la localidad de Pareditas. <u>Círculos rojos.</u>	16 km	4.6	Grado III en los alrededores del epicentro.	13/3/10
A 95 Km en dirección O-SO de la ciudad capital de Mendoza, en el Cordón del Plata. <u>Círculos amarillos.</u>	12 km	3.7	Grado II a III en la ciudad de Mendoza.	6/11/09

Fig. 4.13. Sismos recientes registrados en la región del Valle de Uco por el Instituto de Nacional de Prevención Sísmica (INPRES, página web). * escala de Richter, ** escala de Mercalli modificada.

CAPÍTULO 5

GEOMORFOLOGÍA DEL VALLE DE UCO Y DE LOS SISTEMAS FLUVIALES ANALIZADOS

5.1. Reconocimiento general de la región del Valle de Uco

El sector occidental adyacente al piedemonte mendocino central (33-34° S), está dominado por el relieve montañoso del sector central de la Cordillera de los Andes, unidad conformada en estas latitudes por dos cordones sucesivos de configuración meridional: el Cordón del Plata al norte y el Cordón del Portillo al sur. La Cordillera Frontal colinda hacia el oeste con la unidad morfoestructural de Cordillera Principal (Fig. 5.1). Dos grandes campos de hielo se reconocen en el ámbito de esta última unidad, uno de ellos ubicado hacia el norte y el otro hacia el sur. En los glaciares del sector norte nacen dos importantes ríos de régimen nival: el Tupungato y el Tunuyán, que junto a otros cursos menores drenan la vertiente oriental de este sector de la Cordillera de Los Andes.

El área del piedemonte mendocino está integrada por un sistema de amplios abanicos aluviales cuya génesis se vincula con la salida desde el frente montañoso de numerosos cursos de agua de dimensiones y caudales variables que configuran una nutrida red de drenaje (Fig. 5.2). Las superficies de los abanicos aluviales que lo componen se encuentran surcadas por cursos de agua que nacen a partir del ápice de los mismos. Los ríos Tunuyán y Las Tunas atraviesan este espacio creando, junto a los demás cursos, un área propicia para el asentamiento humano (localidades: Pareditas, Chilecito, San Carlos, Eugenio Bustos, La Consulta, Tunuyán, Los Sauces, Villa Bastía y San José) y las actividades agrícolas.

Diversas unidades limitan el piedemonte o Depresión de Tunuyán hacia el este. Un cordón de médanos, denominado Cordón del Toba por Polanski (1963), se extiende a lo largo de la margen oriental del río Tunuyán; exhibe cerca de 15 km de anchura en la sección más amplia y unos 25 km de longitud. Por el E-SE se reconoce una unidad elevada y plana, de aproximadamente 17 km de anchura y 27 km de longitud, conocida como *Huayquerías de San Carlos* o *Meseta del Guadal*. Presenta un patrón de

escurrimiento dendrítico que ha generado una marcada disección hídrica de la superficie de las laderas. La vertiente occidental de las huayquerías, llamada Barda de la Salada, aporta el agua drenada hacia el sector más bajo del piedemonte, por donde corre el río Tunuyán.

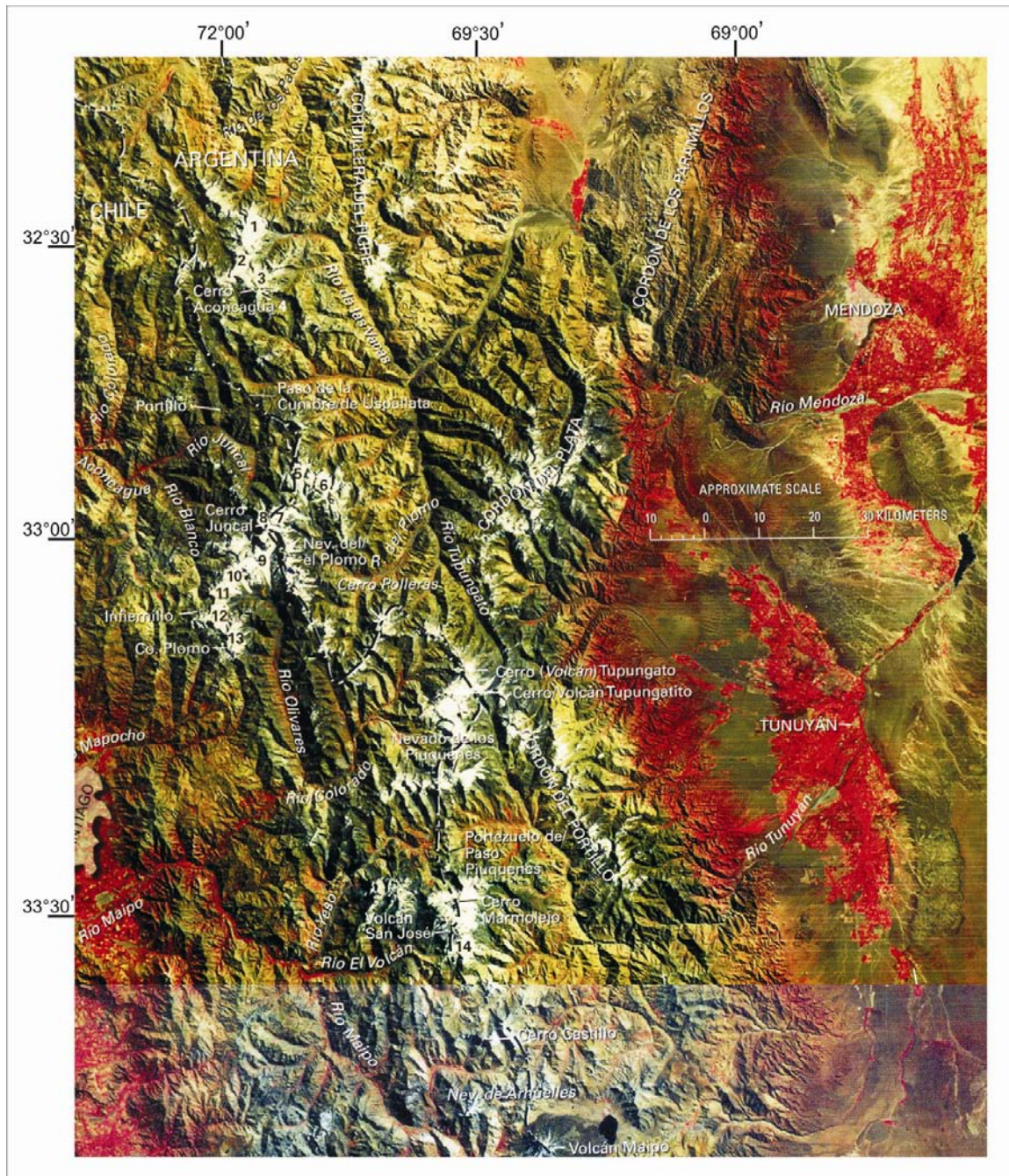


Fig. 5.1. Composición de imágenes *Landsat* del sector 32°30'-33°30'S y 69°00'-72°00'O. Falso color compuesto (2418-13414: bandas 5, 6-7, 15/3/1976, Path 249-Row 83 y 2418-3420: bandas 5, 6-7, 15/3/1976, Path 249-Row 84). Tomado de Liboutry (1999).

La Meseta del Guadal, formada por sedimentos neógenos continentales plegados, fallados y ascendidos, limita por el este tanto a la Depresión de Tunuyán como la Planicie Piroclástica desarrollada hacia el sur de esta. El extremo sur de la unidad sepulta las estribaciones septentrionales del Bloque de San Rafael.

Hacia el norte, la Depresión de Tunuyán está limitada por las *Cerrilladas Pedemontanas* (Polanski, 1954) o *Huayquerías pedemontanas* (Polanski, 1963) (Figs. 5.6 y 5.11). Al igual que la Meseta del Guadal exhibe depósitos continentales neógenos, plegados y corridos por la actividad tectónica del Mioceno-Pleistoceno temprano (Polanski 1963, Regairaz 1979, 1985, Ramos 1988, Yrigoyen 1993).

5.2. Geomorfología del piedemonte en el área del Valle de Uco

El piedemonte andino de la región central mendocina se extiende en sentido meridiano unos 45 km, desde el paraje estación Zapata ($33^{\circ}29'41.20''$ S y $68^{\circ}59'23.55''$ O) en el norte hasta la localidad de Pareditas ($33^{\circ}56'33.13''$ S y $69^{\circ}04'45.04''$ O) al sur; la anchura es de aproximadamente 40 km, comprendida desde el faldeo de la Cordillera Frontal al oeste hasta las Huayquerías de San Carlos al este (Fig. 5.6). El piedemonte es una unidad con un suave desnivel hacia el este (Fig. 5.3) que consiste de pedimentos rocosos y abanicos aluviales, estos últimos integrados por sedimentos con granulometrías que varían desde gruesas (fanglomerados o conglomerados aluviales) en el piedemonte proximal hasta finas (depósitos arenosos y limosos en general) en el piedemonte distal (Fig. 5.4).

El piedemonte proximal está conformado por potentes depósitos de fanglomerados (Formaciones Los Mesones, La Invernada y Las Tunas), de hasta más de 100 m de espesor, pertenecientes a antiguos abanicos aluviales, actualmente muy disectados (Figs. 5.5 y 5.6). Los abanicos de la Fm. Los Mesones, de mayor antigüedad relativa, aparecen como depósitos relictuales restringidos a los sectores más elevados del piedemonte (Figs. 5.8 y 5.11). En un orden decreciente de antigüedad se formaron los abanicos correspondientes a la Fm. La Invernada y a la Fm. Las Tunas. Cada una de estas unidades se ha depositado en valles incididos desarrollados sobre los abanicos de mayor antigüedad relativa. La Fm. Las Tunas, de menor antigüedad relativa, constituye la superficie tope de la unidad *Bajada joven al graben de Tunuyán*. De acuerdo con Polanski (1963; pag. 313) “...la bajada desaparece en el fondo del graben, hundiéndose

debajo de la planicie loésica que sepultó a la antigua playa del graben (Fm. El Totoral)...”; probablemente la relación existente entre los depósitos de la Fm. Las Tunas y La Fm. El Totoral (Planicie Loésica, Depresión de Tunuyán) es de engranaje lateral (Polanski, 1963). La Planicie Loésica está caracterizada por un relieve suave, con una pendiente hacia el este de alrededor de 2°. Los depósitos que componen esta unidad están integrados por sedimentos finos de naturaleza fluvial y eólica, recientemente agrupados en la Fm. El Zampal (Zárate y Mehl, 2008).

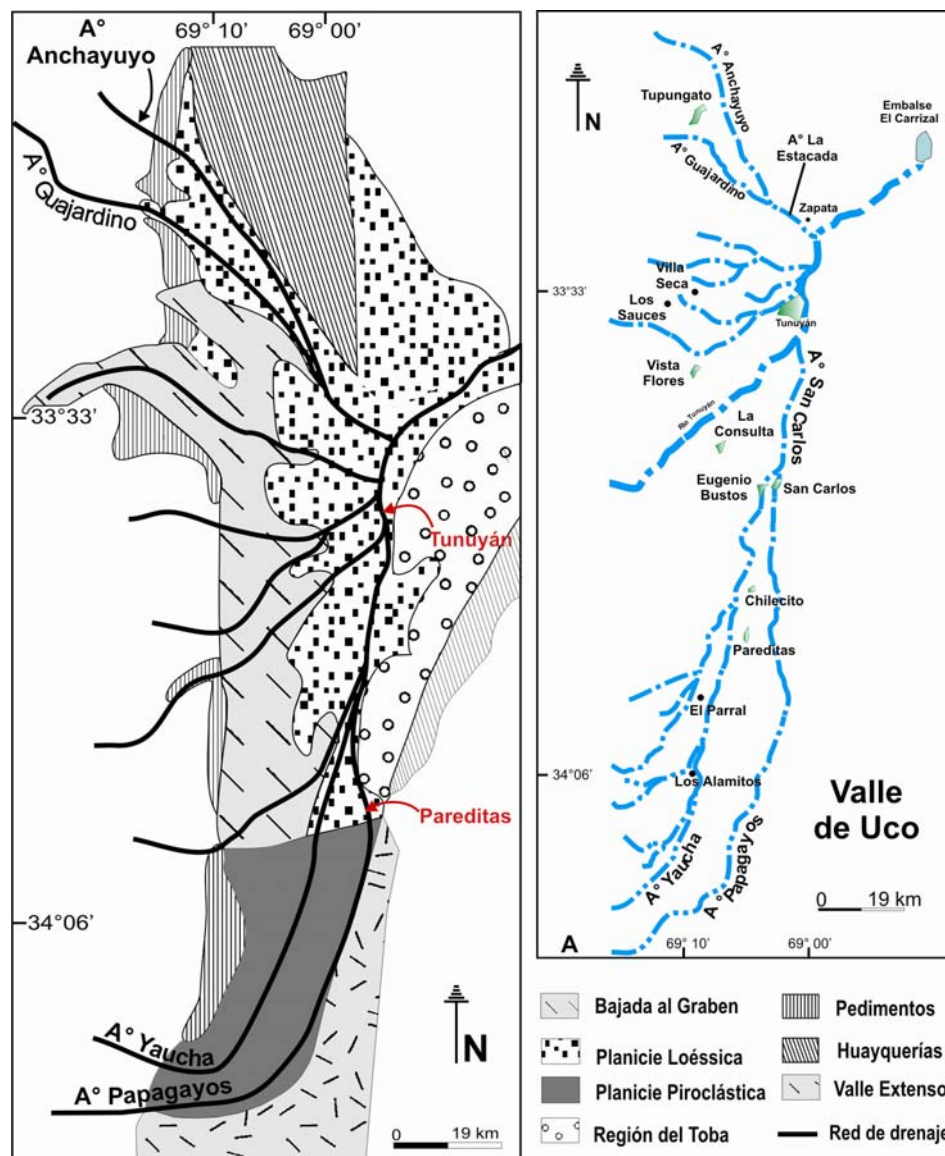


Fig. 5.2. Ambientes geomorfológicos descritos por Polanski (1963) y red Hidrográfica de la región del Valle de Uco.

Hacia el sector austral del piedemonte mendocino central, el sistema de fallas que limita la depresión de Tunuyán carece de expresión en el paisaje (ver capítulo 3).

Polanski (1963) menciona que allí se desarrolla otro sector deprimido conocido como *Valle Extenso del Campo del Bajo*; corresponde a un valle longitudinal excavado en los depósitos de la Fm. Los Mesones (*I Nivel de agradación pedemontano*) y sepultado por potentes depósitos piroclásticos de la *Asociación Piroclástica Pumícea* (APP) (ver Capítulo 3) que conforman una unidad denominada *Planicie Piroclástica* (Figs. 5. 7 y 5.10). La misma cubre una extensa superficie y está profundamente incidida por los arroyos Yaucha, del Rosario y Papagayos (Polanski, 1963) (Fig. 5.12). En adición a los depósitos piroclásticos, este sector emplazado hacia el sur de la Planicie Loésica, muestra importantes depósitos conglomerádicos de la Fm. La Invernada y Fm. Las Tunas. La Planicie Piroclástica está limitada hacia el sureste por los afloramientos septentrionales del bloque de San Rafael

Geomorfología del piedemonte a lo largo de transectas oeste-este

Se describen a continuación las principales características geomorfológicas del piedemonte de la Cordillera Frontal entre los 33°-34° S. Para ello se detallan 4 transectas oeste-este desde el extremo norte del piedemonte hasta el extremo sur (Fig. 5.19).

Transecta A-A': el área norte del piedemonte muestra hacia el flanco oeste un pedimento compuesto por rocas metamórficas y granitos erodados de rocas prejurásicas. Sobre el mismo yacen relictos de abanicos aluviales conglomerádicos correspondientes a la Fm. Los Mesones, conforman cerros con alturas cercanas a los 2.200 msnm (Polanski, 1963). Hacia el este, estas dos unidades están circundadas por una gran *bajada* desarrollada por los depósitos conglomerádicos de la Fm. Las Tunas, la cual está interrumpida en el extremo oriental por afloramientos relictuales de la Fm. Los Mesones (Polanski, 1963) que conforman las lomas del *Lomas del Jaboncillo y del Peral*, cerros de aproximadamente 1900 msnm. Se extiende hacia el este una *planicie loésica*, formada por sedimentos de naturaleza aluvial y eólica correspondientes a los depósitos del Pleistoceno tardío- Holoceno de la Fm. El Zampal (Zárate y Mehl, 2008). A lo largo de las barrancas del A° La Estacada y de su tributario el A° Anchayuyo, los depósitos de la Fm. El Zampal registrarían aproximadamente los últimos 130.000 años de historia geológica de la Depresión de Tunuyán (Toms *et al.*, 2004; Perucca *et al.*, 2009). Vale mencionar que los depósitos de la sección cuspidal de la Fm. El Zampal cubren no solo a los depósitos de la planicie loésica sino también a los depósitos conglomerádicos de la

Fm. Las Tunas, observados en el ámbito de la *Bajada joven al graben de Tunuyán sensu* Polanski (1963) en el piedemonte proximal.

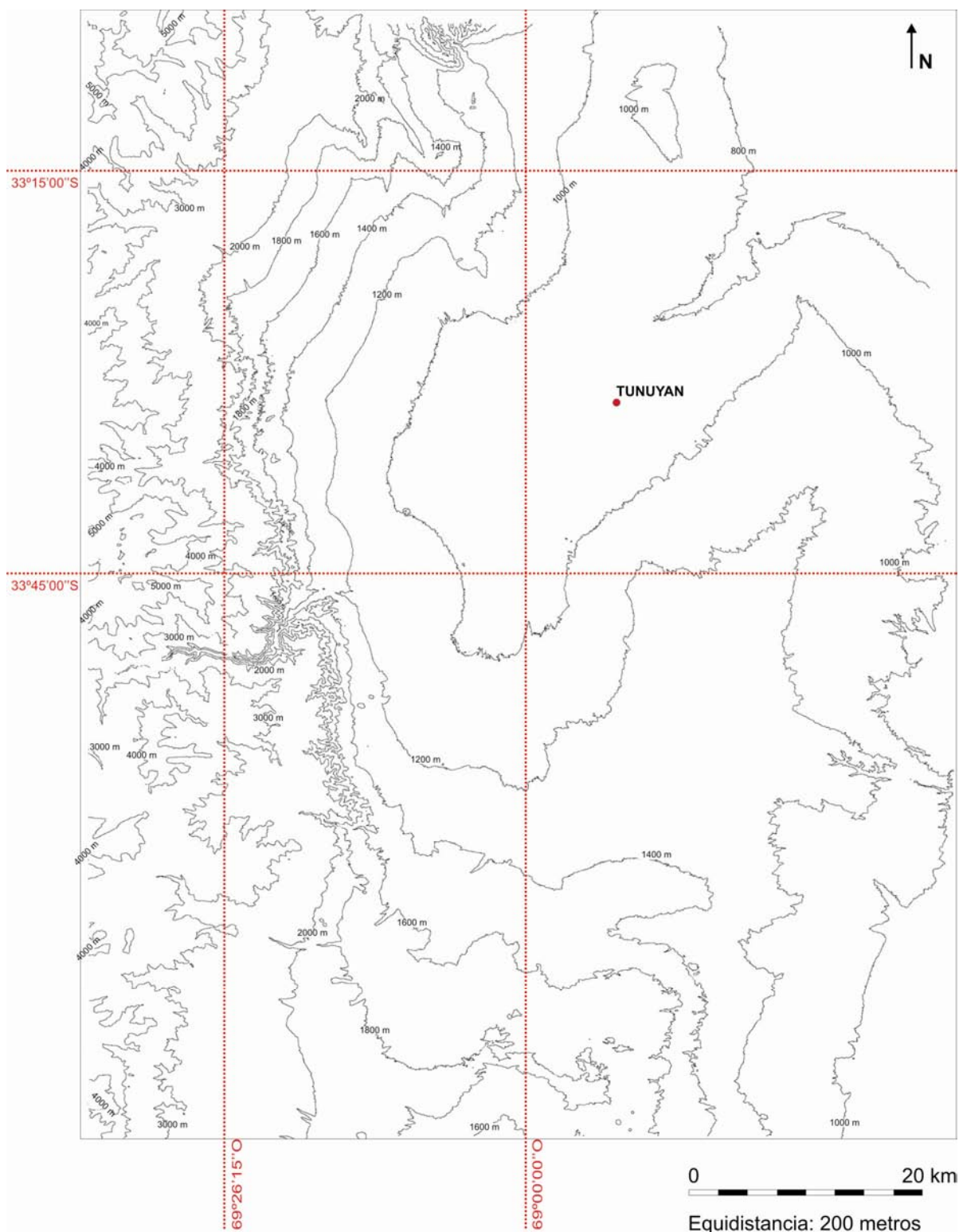


Fig. 5.3. Mapa topográfico de la región del Valle de Uco y zonas aledañas.

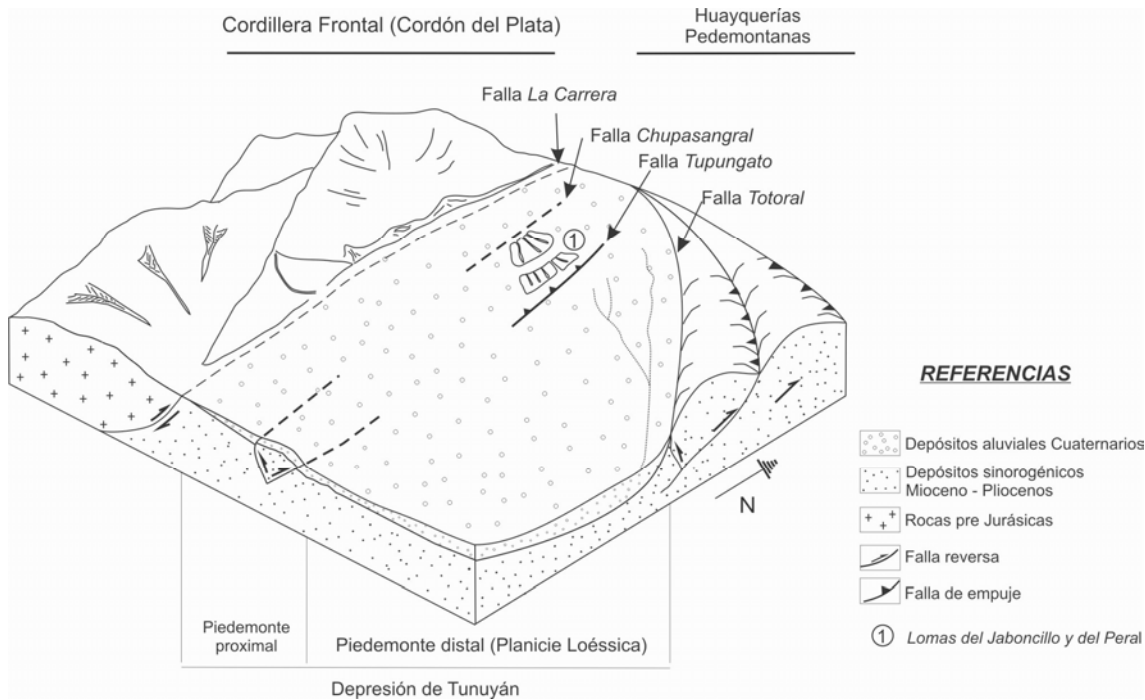


Fig. 5.4. Principales ambientes geomorfológicos en el sector norte de la depresión de Tunuyán.

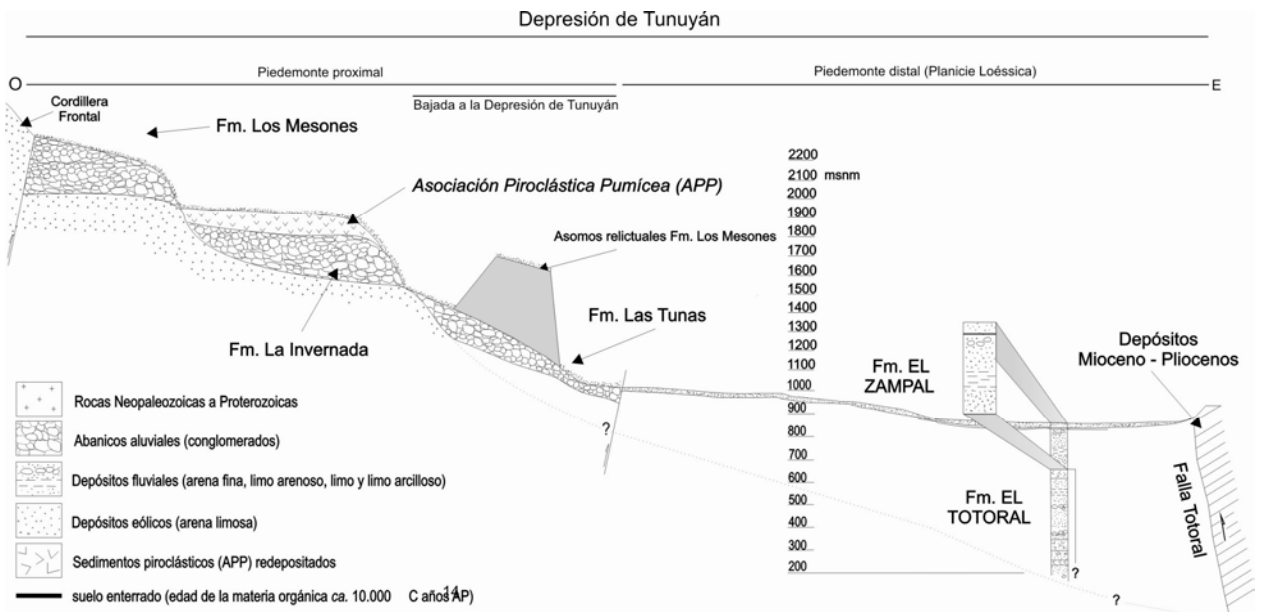


Fig. 5.5. Perfil esquemático de la Depresión de Tunuyán, unidades geomorfológicas y litoestratigráficas presentes.

Finalmente, hacia el sector más oriental de la transecta A-A', la Depresión de Tunuyán está limitada por los depósitos continentales neógenos plegados, corridos y fallados de las *Huayquerías Pedemontanas*. Polanski (1963) menciona la existencia de la Fm. Los Mesones en el tope de estos depósitos neógenos; explica la ocurrencia de los depósitos conglomerádicos como parte de un gran abanico aluvial que alcanzó hacia el este posiciones muy distales respecto al frente montañoso.

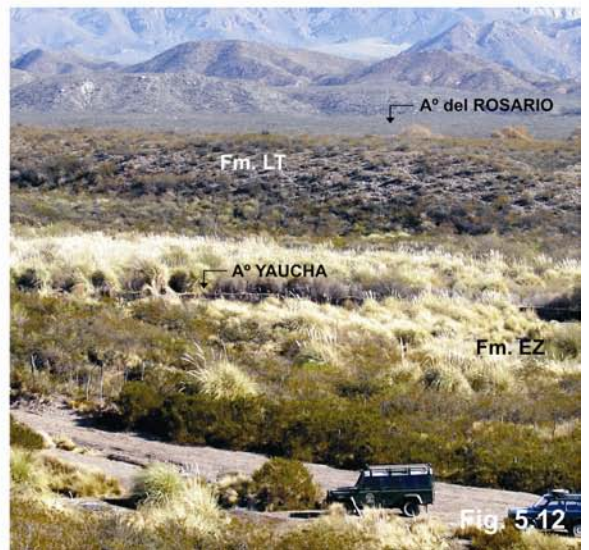
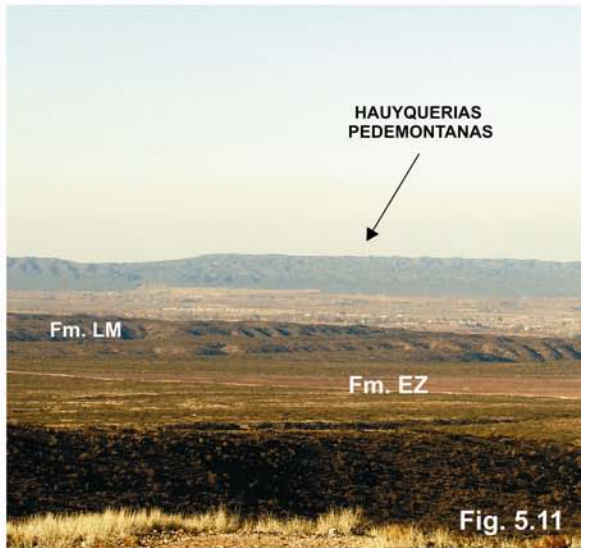
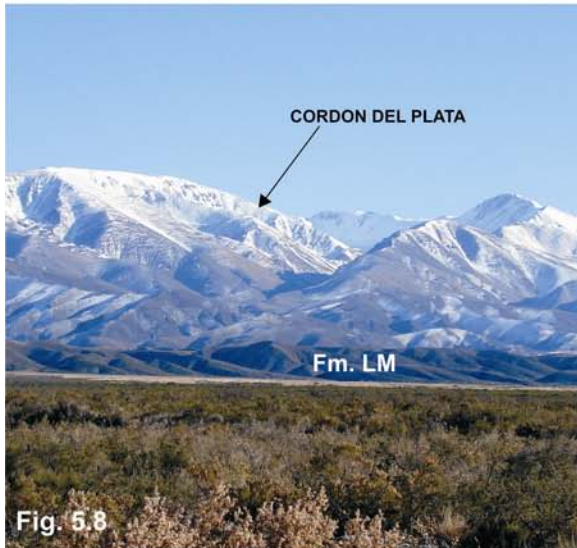
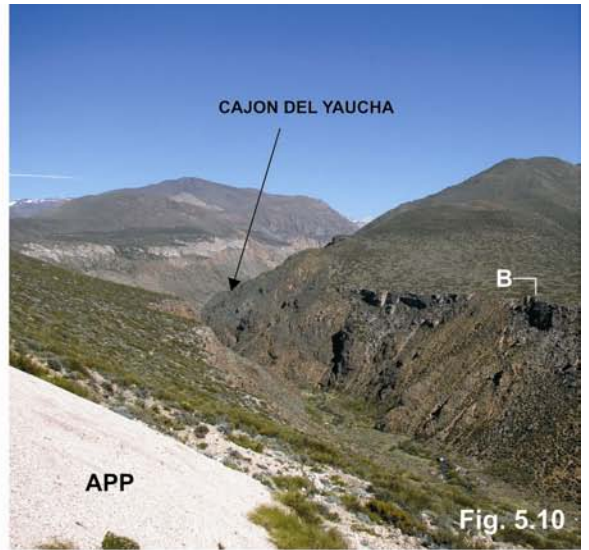
Transecta B-B': el sector occidental del área central del piedemonte está dominado por abanicos aluviales conglomerádicos de la Fm. Las Tunas. Estos depósitos forman extensos abanicos aluviales que cubren entre 20 y 30 km de anchura desde el frente montañoso; el abanico aluvial del río Tunuyán exhibe el mayor desarrollo areal. Polanski (1963) menciona que a esta latitud la Fm. Los Mesones está restringida al frente montañoso de la Cordillera Frontal. Hacia el este de los abanicos de la Fm. Las Tunas se encuentran depósitos de la Fm. El Zampal, que constituyen la unidad denominada *Planicie Loéssica*. La principal diferencia de los afloramientos de la Fm. El Zampal en la región central del piedemonte respecto de aquellos del área norte de la *Planicie Loéssica* son las edades de los depósitos, con las edades más antiguas, ca. 50.000 años AP, obtenidas en la cuenca del A° La Estacada y su tributario el A° Anchayuyo (Zárate y Mehl, 2008), así como en el A° Las Torrecitas (Toms *et al.*, 2004), mientras que en el A° Grande las edades de los depósitos aflorantes son del Holoceno medio (ver Capítulo 6).

Transecta C-C': hacia el sur del río Tunuyán, en las proximidades del frente montañoso y del A° del Rosario, los pedimentos rocosos son extensos y bien desarrollados. Están compuestos principalmente por rocas graníticas del Grupo Choiyoi. Aunque hacia el norte, en algunas posiciones el pedimento está cubierto por sedimentos gruesos de conglomerados aluviales, a lo largo de esta transecta carece de cubierta sedimentaria. Al oeste de la localidad de Pareditas, el piedemonte está interrumpido por cerros bajos compuestos por rocas graníticas y por conos volcánicos. Grandes bloques redondeados se encuentran acumulados a lo largo de los principales cursos de agua que drenan el área, podrían correlacionarse con los términos proximales de los conglomerados aluviales que conforman la Fm. Las Tunas. En este sector los abanicos aluviales más antiguos (Fm. Los Mesones y La Invernada) están limitados al frente montañoso. Polanski (1954) interpreta que los depósitos de conglomerados aluviales son parte de una *Bajada* compuesta por las formaciones Los Mesones y La Invernada, con depósitos de

conglomerados de hasta 15 m de potencia atribuidos a la Fm. Los Mesones en el Cerro Chalet. Sin embargo, los trabajos de campo realizados indican que los conglomerados de la Fm. La Invernada no afloran en el área analizada, sino que están restringidos a los valles fluviales desarrollados en el frente montañoso; mientras que los depósitos conglomerádicos de la Fm. Los Mesones no fueron identificados en el área del Cerro Chalet. La presencia de una superficie pedimentada en el Cerro Chalet, desarrollada sobre afloramientos de granitos y carente de cubierta sedimentaria, permite reinterpretar la zona como una extensa superficie de erosión sin cubierta aluvial, un *pedimento*, con los depósitos gruesos asignables posiblemente a la Fm. Las Tunas restringidos a los cursos fluviales que circundan los cerros. Hacia el este del pedimento se desarrolla el extremo austral de la *Planicie Loésica*, aunque estos depósitos carecen por el momento de edades numéricas que permitan integrar los depósitos al marco geocronológico establecido en el extremo norte de la Depresión de Tunuyán.

Transecta D-D': en el ámbito de la Planicie Piroclástica, hacia el sur del Valle de Uco, en cercanías del Cerro Negro de Yaucha, Perucca *et al.* (en prensa) describen la existencia de un pedimento labrado sobre rocas graníticas (Fig. 5.9), cuya superficie exhibe meteorización de tipo concéntrica o “tableta de chocolate” que genera bloques *in situ*. Al sur del Cerro Negro de Yaucha el piedemonte (Fig. 5.10) está compuesto por rocas basálticas y potentes depósitos piroclásticos de la APP, unidad litoestratigráfica que caracteriza la Planicie Piroclástica. De acuerdo con Polanski (1963), en el área de los A° Yaucha y del Rosario, los depósitos de la APP cubren a los depósitos conglomerádicos de la Fm. La Invernada. Cabe mencionar que dicha relación de campo es difícil de comprobar ya que no se han encontrado afloramientos en los cuales la misma se pueda constatar. De este modo los afloramientos de la Fm. La Invernada podrían constituir un depósito de agradación desarrollado en un amplio valle fluvial inciso en los depósitos piroclásticos de la APP. Sin embargo antes la ausencia de evidencias que corroboren alguna de las posibilidades estratigráficas, se mantiene en este trabajo la propuesta original de Polanski (1963).

De acuerdo con Polanski (1963) los conglomerados de la Fm. Las Tunas afloran en el valle fluvial excavado en los depósitos de la APP y de la Fm. La Invernada, formando un alto topográfico entre el A° Yaucha y el del A° del Rosario (Fig. 5.12).



Leyenda de las figuras 5.7-5.12:

Fig. 5.7. Depósitos de la Asociación Piroclástica Pumícea (APP) expuestos en una cantera al sur de la localidad de Pareditas.

Fig. 5.8. Afloramientos de la Fm. Los Mesones en el piedemonte proximal de la Cordillera Frontal, al oeste de la localidad de Tupungato.

Fig. 5.9. Vista de una extensa superficie de sedimentación al norte de la salida del A° Yaucha del frente montañoso.

Fig. 5.10. Vista del profundo y estrecho valle fluvial del A° Yaucha en cercanías de su salida del frente montañoso. APP: Asociación Piroclástica Pumícea, B: basaltos.

Fig. 5.11. Vista de los depósitos de la Fm. Los Mesones (Fm. LM) y de la Fm. El Zampal (Fm. EZ) en las Lomas del Jaboncillo y del Peral, en cercanías de la localidad de Tupungato. Al fondo se aprecian las Huayquerías o Cerrilladas Pedemontanas.

Fig. 5.12. Depósitos de la Fm. Las Tunas (Fm. LT) formando la divisoria entre el A° Yaucha y el A° del Rosario en el paraje Los Alamos. Fm. EZ: Fm. El Zampal.

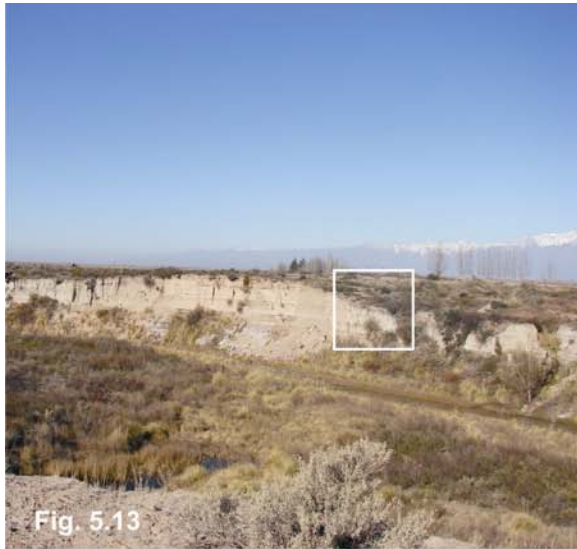
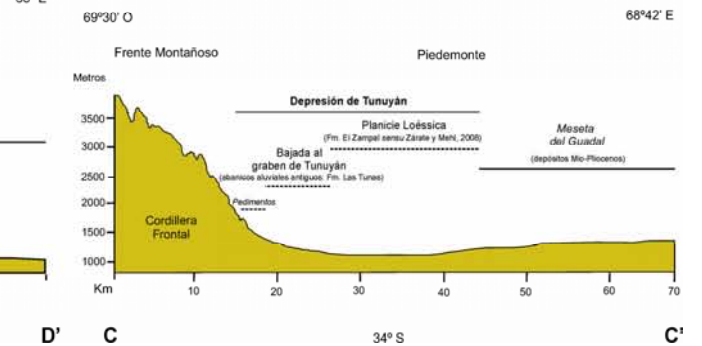
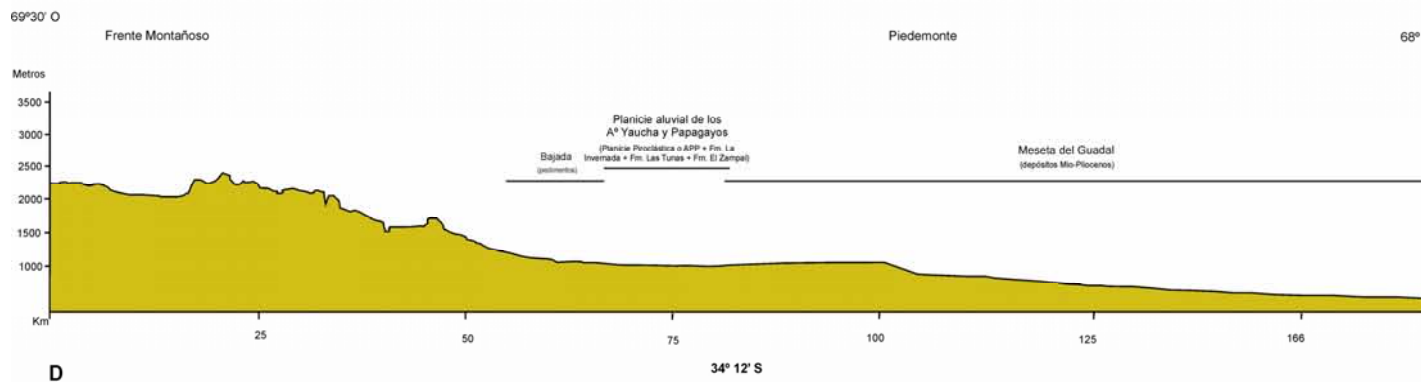
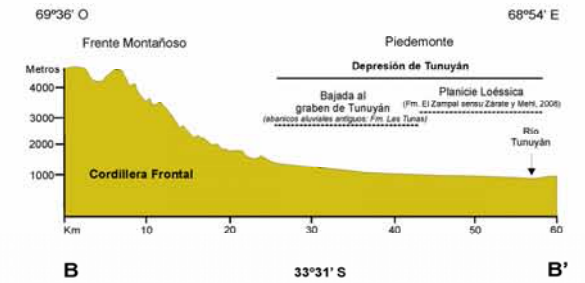
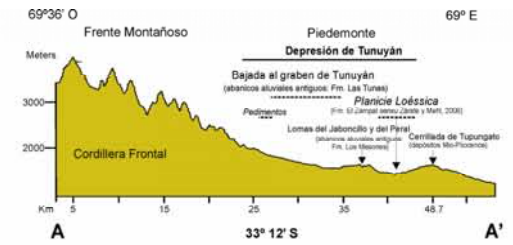
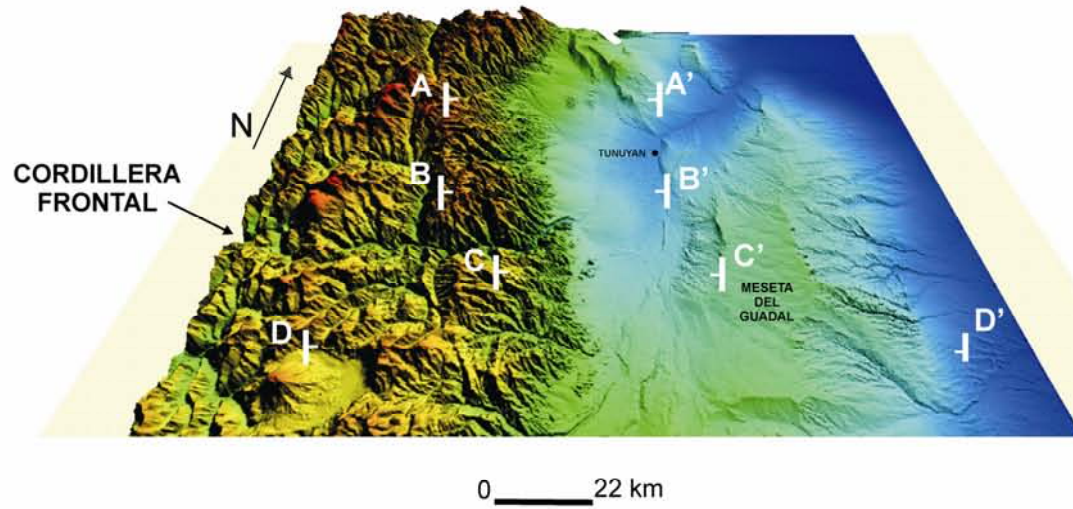


Figura 5.19



Leyendas de las figuras 5.13-5.19:

Fig. 5.13. Vista panorámica del contacto geomorfológico entre los depósitos de la planicie de agradación regional y los de la terraza de relleno aluvial en el A° La Estacada.

Fig. 5.14. *Ox-bow lake* desarrollado en el valle fluvial actual del A° Anchayuyo, tributario del A° La Estacada.

Fig. 5.15. Vista panorámica del valle fluvial del A° La Estacada. Se observan dos dominios de vegetación en la planicie de inundación actual, uno inmediato al canal con herbáceas (cortaderas) y otro distal y elevado aprox. 1 m sobre el pelo de agua, dominado por vegetación arbustiva.

Fig. 5.16. Terraza de corte (*cut terrace*) en el A° Anchayuyo. Un espolón ha quedado preservado en el centro de un meandro.

Fig. 5.17. Detalle del contacto geomorfológico mostrado en la Fig. 5.13.

Fig. 5.18. Vista de los depósitos de la planicie de inundación actual en el A° La Estacada.

Fig. 5.19. Modelo de elevación digital del terreno (DEM: *Digital Elevation Model* en base a imágenes radar) entre los 33°-34° S y perfiles longitudinales esquemáticos mostrando la distribución de las principales unidades geomorfológicas reconocidas en el piedemonte.

5.3. Geomorfología de las cuencas fluviales analizadas

Los arroyos analizados en el área del Valle de Uco son cursos perennes con índices de sinuosidad variables; en el caso de los arroyos (A°) Yaucha y Grande la sinuosidad es baja a moderada, en el A° Anchayuyo se observan tramos con sinuosidad baja y alta, mientras que en el A° La Estacada la sinuosidad es alta (Cuadro 5.1). Tanto el arroyo (A°) La Estacada y su tributario el A° Anchayuyo, como los arroyos Grande y Yaucha han sido excavados principalmente en un substrato sedimentario, que da lugar a canales aluviales (*alluvial channels*) en el sentido de Charlton (2008). Únicamente el A° Yaucha, con sus cabeceras en la Cordillera Frontal, exhibe un substrato rocoso en su tramo superior (*bedrock channel* de acuerdo con Charlton, 2008); al ingresar en el piedemonte el sustrato está constituido por depósitos piroclásticos-sedimentarios de la APP y por las formaciones La Invernada, Las Tunas y El Zampal.

En general los valles aluviales actuales de los arroyos analizados son estrechos, con anchuras promedio de 100 m, alcanzando en ocasiones hasta 300 m, como en el caso de los A° Anchayuyo y La Estacada. La relación ancho/profundidad es baja en todos los casos. En general, las profundidades no superan los 2 m, dependiendo de la época del año considerada pueden ser inferiores al metro, invierno por ejemplo. En el A° Yaucha la anchura del canal no excede los 10 m, y la sinuosidad del curso varía entre moderada a baja (índice de sinuosidad -IS-: 1,25 y 1,08), como se verá más adelante este cambio se verifica aguas abajo del punto de intersección del curso con una traza de línea de falla que atraviesa la zona de estudio. Por su parte la anchura de la faja de canal del A° Grande alterna entre 40 m y 4 m. En el primer caso se vincula con una sinuosidad baja (IS: 1,16), con tramos que exhiben diseño entrelazado, desarrollada en un relieve con una pendiente aproximada de 14° (Cuadro 5.1), debido a la existencia de un abanico aluvial con depósitos conglomerádicos de la Fm. Las Tunas desarrollado en el piedemonte proximal. La anchura del canal se reduce a 4 m, en coincidencia con una sinuosidad moderada (IS: 1,25) y un cambio abrupto de la pendiente del terreno, que pasa a *ca.* 0°25' (Cuadro 5.1). Finalmente, en el A° Anchayuyo, en un tramo de alrededor de 7 km aguas abajo de la localidad de Tupungato (33° 21' 47.69'' S y 69° 06' 41.29'' O), la anchura del canal es variable entre 20 y 50 m y la sinuosidad es baja (IS: 1.06), algunos sectores exhiben diseño entrelazado. Aguas abajo la sinuosidad es elevada (IS: 1,74) y el curso, con anchuras promedio de 5 m, presenta un diseño meandroso sin entrelazamiento (Cuadro 5.1). Este diseño se observa también en el A° La Estacada (IS: 1,76; Cuadro 5.1), que colecta las aguas del A° Anchayuyo y el A° Guajardino. En los arroyos Anchayuyo y La

Estacada los cambios de sinuosidad observados podrían estar controlados por los cambios en la pendiente regional del terreno que pasa de *ca.* 0°51' en cercanías de la localidad de Tupungato a *ca.* 0°24' en la desembocadura del A° La Estacada en el río Tunuyán (Cuadro 5.1).

ARROYO	TRAMO ANALIZADO	INDICE DE SINUOSIDAD	PENDIENTE DEL VALLE	CLASIFICACION	
				ROSGEN (1969, 1994)	BRICE & BLODGETT (1978)
Yaucha	EY - LA	1,25	0° 54' 52.7"	sinuosidad moderada	sinuoso
	LA- EP	1,08	0°52'16.2"	sinuosidad baja	sinuoso
Grande	VG- LR	1,16	14°28'46"	sinuosidad baja	sinuoso
	LR- CLR	1,25	0°25'34.6"	sinuosidad moderada	sinuoso
Anchayuyo	VT- CD	1,06	0°51'4.9"	sinuosidad baja	sinuoso
	CD / A-LES	1,74	0°41'6.09"	sinuosidad alta	meandroso
La Estacada	A-LES / RT	1,76	0°24'5.34"	sinuosidad alta	meandroso

Cuadro 5.1: índices de sinuosidad calculados en distintos tramos de los arroyos analizados de acuerdo con *Bridge y Blodgett (1978)* -sinuoso 1.06 a 1.25; meándrico 1.26 a 2; altamente meándrico > 2- y *Rosgen (1994)* -baja sinuosidad <1.2; sinuosidad moderada >1.2; alta sinuosidad >1.5-. Estancia Yaucha (EY: 34° 08' 00.89" S y 69° 08' 58.43" O), paraje Los Alamos (LA: 34° 03' 54.36" S y 69° 08' 03.97" O), paraje El Parral (EP: 34° 00' 49.12" S y 69° 07' 21.30" O), Villa A° Grande (VG: 34° 35' 06.43" S y 69° 08' 58.43"), balneario La Riojita (LR: 33° 36' 59.77" S y 69° 08' 41.36" O), alrededores de Colonia Las Rosas (CLR: 34° 36' 51.81" S y 69°19'37.01" O), Villa Tupungato (VT: 33° 21' 47.69" S y 69° 06' 41.29" O), punto cambio diseño (CD: 33° 24' 41.94" S y 69° 05' 21.37" O); confluencia A° Anchayuyo-A° La Estacada (A-LES: 33° 28' 01.81" S y 69° 02' 44.69" O), río Tunuyán (RT: 33° 30' 19.51" S y 68°59'15.70" O).

Los depósitos sedimentarios aluviales analizados presentan un arreglo geomorfológico definido por la existencia de superficies aterrazadas. Las características de las mismas indican que luego de la incisión de los depósitos de la planicie de agradación regional o de depósitos más antiguos (ver más abajo), medió un periodo de agradación. Una vez que el proceso de acumulación de sedimentos aluviales finalizó y las

superficies de agradación quedaron abandonadas, los depósitos conformaron terrazas de relleno aluvial o *fill terraces* (Bull, 1990 y 1991; Leopold, 1994).

A° La Estacada y su tributario A° Anchayuyo

El valle fluvial de estos dos arroyos se caracteriza por ser relativamente estrecho y profundo, con aspecto de cañadón en algunos tramos. Así, la anchura varía entre 50-100 m hasta un máximo de *ca.* 300 metros; la profundidad oscila entre 25 y 30 metros. Las márgenes consisten en barrancas verticales con afloramientos continuos a lo largo de varios kilómetros, característica que permite efectuar el análisis litoestratigráfico lateralmente (ver Capítulo 6). En la cuenca del A° La Estacada (Fig. 5.20), Polanski (1963) señala la existencia de dos unidades geomorfológicas correspondientes a la planicie loésica y la planicie de inundación actual. Sin embargo, los estudios realizados en esta área señalan que los depósitos reunidos por Polanski (1963) en las Formaciones La Estacada y El Zampal, componen 3 unidades geomorfológicas principales, 1) planicie de agradación regional, 2) terraza de relleno (*fill terrace*) y 3) planicie de inundación actual, que representan sendos ciclos de agradación sedimentaria en el piedemonte.

La unidad geomorfológica de mayor extensión areal y antigüedad relativa corresponde a la “planicie de agradación regional” (*planicie loésica* en el sentido de Polanski, 1963) (Fig. 5.13 y 5.14). En la misma el A° La Estacada y su tributario el A° Anchayuyo han excavado sus valles fluviales. La unidad constituye una superficie de extensión regional, reconocida a lo largo de todo el Valle de Uco y en general utilizada como superficie de cultivo en la zona de Tunuyán y Tupungato. Los perfiles 21 y 22 del trabajo de Polanski (1963), representativos de las Formaciones El Zampal y La Estacada, ilustran básicamente la composición de las barrancas recortadas por el A° La Estacada en la planicie agradacional regional.

La terraza de relleno (*fill terrace*; Fig. 5.13, 5.15 y 5.16) es una unidad continua a lo largo de unos 8 km, desde la confluencia de los arroyos Guajardino y Anchayuyo que dan origen al A° La Estacada, hasta la desembocadura del mismo en el río Tunuyán. La superficie de la unidad presenta una diferencia altimétrica de unos 6 metros con respecto a la superficie de la planicie de agradación, con una anchura máxima no superior a los 100 metros. La acción erosiva del curso actual ha recortado barrancas de hasta 18 metros de altura en las que están expuestos a lo largo de varios kilómetros los depósitos que la componen.

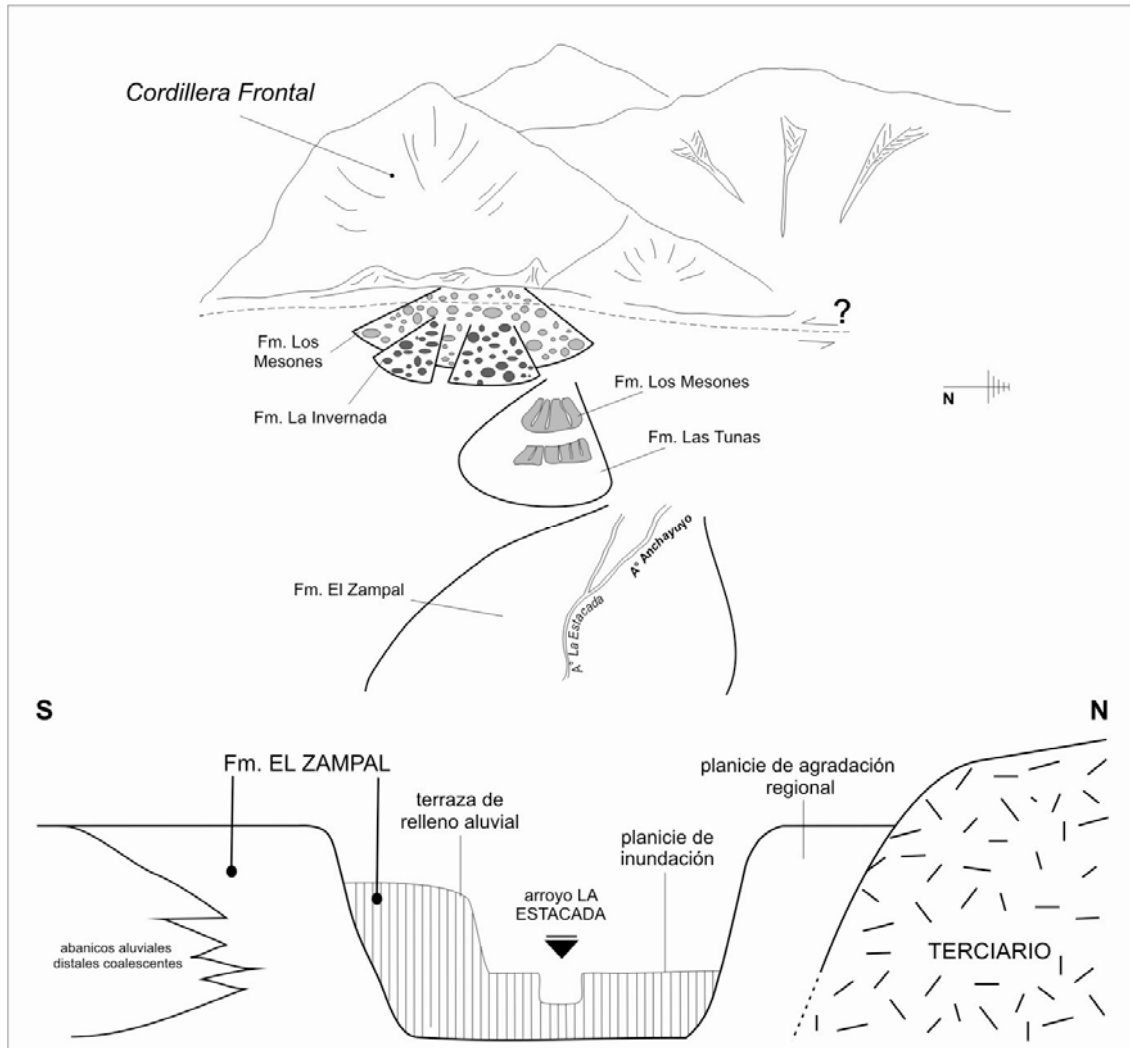


Fig. 5.20. Perfil esquemático del valle del arroyo La Estacada en el sector analizado y su ubicación en el piedemonte distal de Cordillera Frontal. Se muestran las principales unidades geomorfológicas y estratigráficas discriminadas, y su vinculación con niveles de agradación antiguos del piedemonte proximal.

Los depósitos de la terraza de relleno están generalmente preservados en una sola de las márgenes, por lo tanto, en un corte transversal a la dirección del curso, determinan un valle de perfil asimétrico. En algunos sitios, sin embargo, la terraza exhibe continuidad en ambas márgenes. En varias localidades analizadas a lo largo del A° La Estacada se pudo observar el contacto geomorfológico-estratigráfico lateral con la planicie de agradación (secciones Puesto Ramírez, La Escala, La Bomba, Brazo Abandonado) (Figs. 5.13 y 5.16), a veces la terraza de relleno apoya sobre afloramientos relictuales de la planicie de agradación regional, que han quedado preservados como espolones o pedestales en antiguas curvas o meandros del arroyo durante el proceso de excavación (Fig. 5.17).

La planicie de inundación actual se eleva cerca de 1,5 metros por encima del canal de descarga de ambos arroyos (Fig. 5.13, 5.15 y 5.18). El curso exhibe actualmente abandono y nueva generación de brazos de meandros (Fig. 5.14). La marcada profundidad y estrechez del valle fluvial restringe la migración lateral del curso, generando un desplazamiento de la margen externa (convexa) de los meandros activos hacia la pared de las barrancas.

En el borde interno (cóncavo) de los brazos de meandro se observa la depositación de sedimentos areno limosos y gravas en espolones fluviales (*point bar*). Los brazos de meandro abandonados se encuentran ya sea totalmente colmatados por sedimentos y cubiertos por una densa vegetación arbustiva, o bien son parcialmente activos. En el último caso, constituyen cuerpos de agua estancada, tipo *ox-bow lake*, con desarrollo de vegetación palustre, alimentados principalmente por manantiales y eventualmente por desbordes del canal (Figs. 5.15 y 5.18). La sedimentación en la planicie de inundación se caracteriza por el apilamiento de estratos horizontales de arena (potencia: 40 cm). Rematan en sedimentos limosos (potencia: 40 cm) y una delgada capa de arcillas (potencia: 1 cm) decantados al cesar el manto de agua que invade la planicie durante las crecidas (Fig. 5.18). La superficie actual de la planicie se encuentra colonizada por vegetación predominantemente herbácea (cortaderas) en el sector próximo al canal y de tipo arbustiva en sectores más distales.

A° Grande

En el balneario La Riojita (33°36'54'' S y 69°08'58''O) se reconoce una geoforma producida por la incisión del arroyo en un relleno aluvial generado durante el Holoceno medio a tardío (Fig. 5.21). Dicha incisión llevó el cauce actual cerca de 9 metros por debajo de la superficie tope de agradación holocena. La geoforma puede ser considerada como una terraza de relleno aluvial de márgenes simétricas, aunque la densa cubierta vegetal de la margen derecha (opuesta a los perfiles litoestratigráficos analizados) impide una correcta determinación de sus características. La planicie de inundación actual no exhibe desniveles topográficos, sino que se presenta como una unidad relativamente plana. Cabe mencionar que inmediatamente aguas abajo del sitio de estudio se encuentra una pequeña represa construida con fines turísticos, la misma puede actuar como un elemento modificador local del régimen de funcionamiento del curso y de la planicie de inundación en dicho tramo.

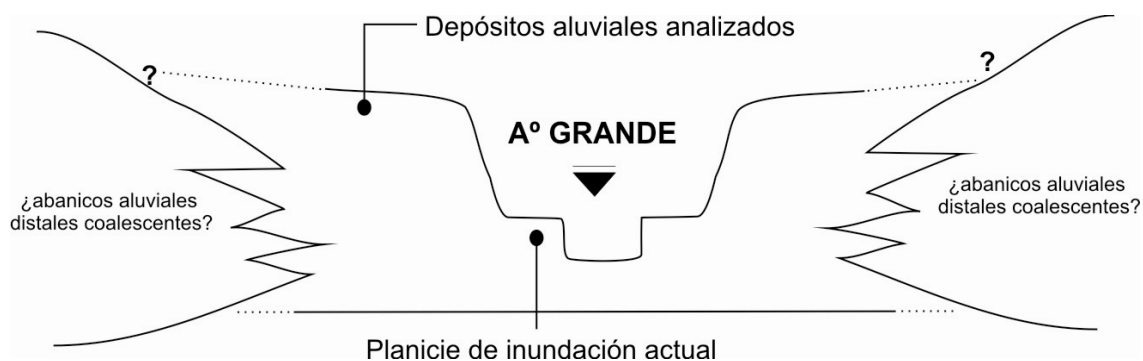


Fig. 5.21. Perfil esquemático del valle del arroyo Grande en el sector analizado. Se muestran las principales unidades geomorfológicas discriminadas.

El aprovechamiento fruti-hortícola de la zona, con una alta densidad de parcelas cultivadas, impide una correcta definición de unidades geomorfológicas más allá del ámbito del valle fluvial del arroyo. Sin embargo, las características regionales de los unidades litoestratigráficas descritas en el Valle de Uco (Polanski, 1963; Zárate y Mehl, 2008) permiten suponer que los depósitos de agradación aluvial del Holoceno medio?-tardío observados en el A° Grande podrían haberse generado luego de una incisión que habría afectado a los depósitos que constituyen la planicie de agradación regional identificada en la zona.

A° Yaucha

El A° Yaucha tiene sus cabeceras en la Cordillera Frontal. Al salir del frente montañoso presenta un valle fluvial muy profundo y estrecho excavado en rocas Permo-Triásicas del Grupo Choiyoi y en basaltos de edad pleistocena, que constituyen en esta latitud el sector proximal del piedemonte. Luego continúa su recorrido dentro del ámbito de la Planicie Piroclástica (Fig. 5.22), unidad que domina este sector del piedemonte mendocino. El arroyo presenta tramos con sinuosidad moderada y otros con sinuosidad baja (Cuadro 5.1). A lo largo del curso se observa el cambio de diseño del cauce al interceptar en su recorrido una traza de falla paralela a la traza de la falla Papagayos (Fig. 5.23), reconocida por Bastías *et al.* (1993). Allí el curso pasa de una sinuosidad moderada (IS: 1,25) a un tramo de sinuosidad baja (IS: 1,08) que exhibe un diseño recto a lo largo de unos 5 km, y luego se presenta entrelazado a la latitud del paraje El Parral (34° 00' 49.12" S y 69° 07' 21.30" O). Al finalizar su recorrido por la Planicie Piroclástica el A° Yaucha entra en el ambiente de la Planicie Loésica, donde

luego de un recorrido de cerca de 20 km desemboca en el A° de San Carlos, afluente del río Tunuyán.

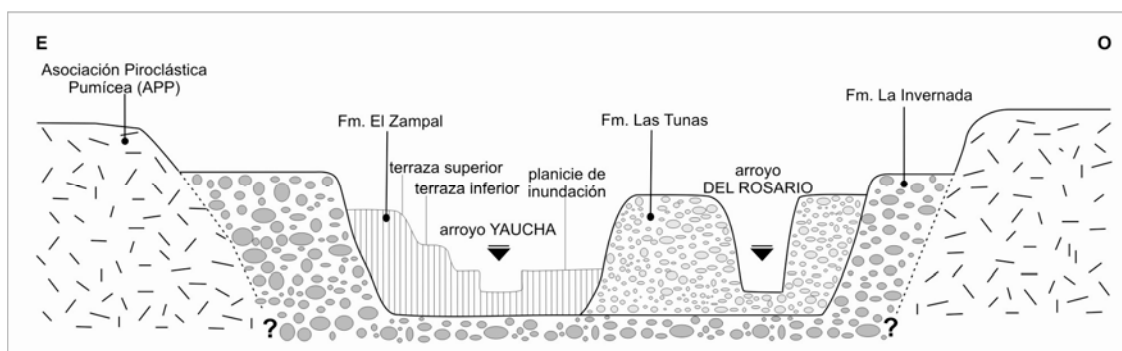


Fig. 5.22. Perfil esquemático del valle del arroyo Yaucha en el área de estudio. Se muestran las principales unidades geomorfológicas y litoestratigráficas discriminadas.

Se han identificado 6 unidades geomorfológicas en el ámbito del valle fluvial del A° Yaucha (5.27):

a) Los depósitos de la Asociación Piroclástica Pumícea (APP) conforman una superficie de extensión regional que domina el paisaje hacia el sur de la localidad de Pareditas, en el ámbito del Valle Extenso (Polanski, 1963). La unidad aflora en las márgenes de los arroyos Yaucha (Fig. 5.22, 5.23 y 5.25), del Rosario y Papagayos. En la latitud de Pareditas, límite austral de la depresión de Tunuyán, sus depósitos se encuentran a una profundidad aproximada de unos 30 metros (Sr. Abrham, comunicación personal). A través de una perforación realizada en el lugar (boca de pozo a unos a 1080 msnm de acuerdo con la altitud relativa de la localidad), el Sr. Abraham constató la presencia de los depósitos piroclásticos por debajo de un depósito de ripio (Fm. La Invernada, Fm. Las Tunas o ambas) y encontró en la base del mismo un depósito de arenas sueltas de unos 3 metros de espesor (¿Terciario?). Una sucesión litoestratigráfica similar se observa en la cantera que explota el Sr. Abraham unos 6,5 km al sur de Pareditas sobre la ruta nacional N° 40 (34°00'05.39''S y 69°05'12.09''O). Allí los depósitos se encuentran en el ámbito del Valle Extenso y en una posición topográfica más elevada, aproximadamente a 1190 msnm (Fig. 5.24). Las evidencias señalan que la línea de falla que delimita por el sur la depresión de Tunuyán habría fracturado y dislocado los depósitos con posterioridad al menos a los 450.000 años AP.; emplazando los depósitos a ambos lados de la falla a diferentes alturas relativas (Fig. 5.24).

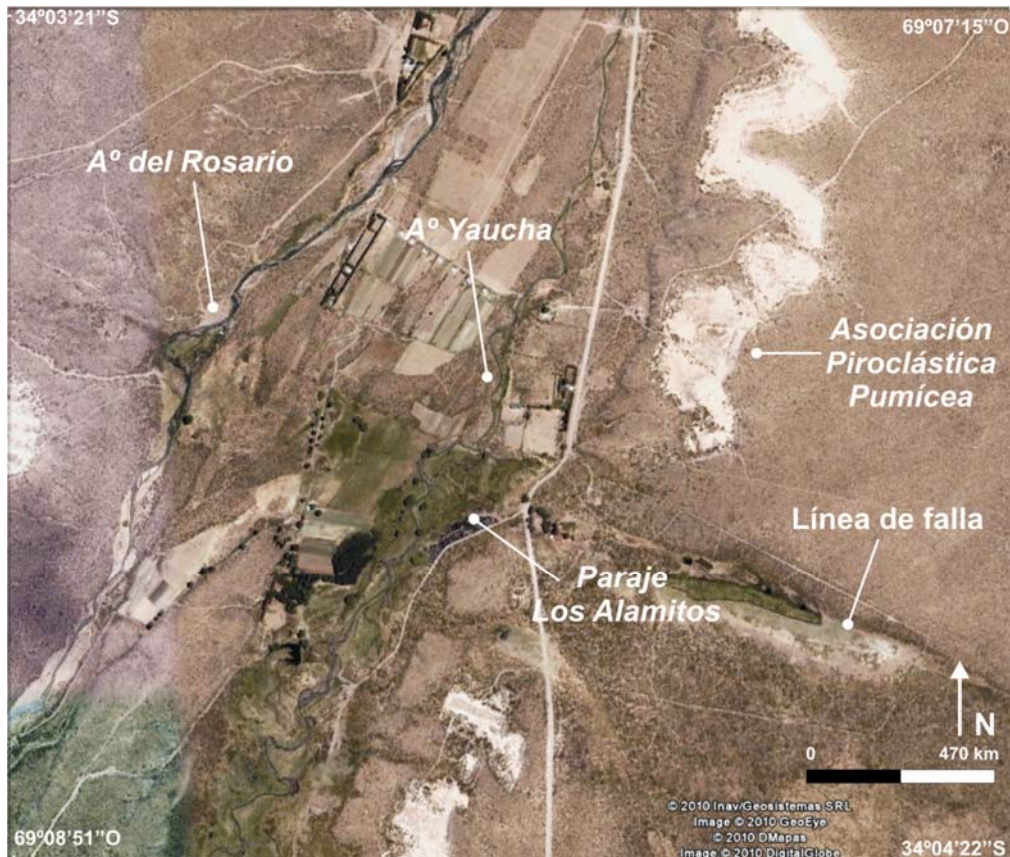


Fig. 5.23. Vista en planta del valle de los arroyos Yaucha y del Rosario. Se observa el trazado de una línea de falla y el cambio de sinuosidad del curso del arroyo Yaucha al atravesar la misma.

- b) Los depósitos conglomerádicos de la Fm. La Invernada conforman una superficie topográfica de menor altura relativa que los depósitos de la APP y más elevada que la superficie de los depósitos de la Fm. Las Tunas (Fig. 5.22). De acuerdo con Polanski (1963), la Fm. La Invernada está cubierta por los depósitos de la APP y aflora en las márgenes del valle en posiciones donde la misma ha sido erodada. Una vinculación estratigráfica alternativa podría corresponder a una relación de contacto lateral entre ambas formaciones, donde los depósitos de la Fm. La Invernada estarían placados o apoyados contra los depósitos de la APP (Fig. 5.26). De acuerdo con esta interpretación alternativa, los depósitos conglomerádicos se habrían generado por agradación en un valle labrado por erosión en los depósitos de la APP y tendrían una edad inferior a los 450.000 AP., de acuerdo con la edad propuesta por Stern *et al.* (1984) para la APP.
- c) Los depósitos conglomerádicos de la Fm. Las Tunas (Fig. 5.27) forman una superficie aterrazada, que constituye una divisoria entre los cursos de del A° Yaucha y de su afluente el A° del Rosario. Se encuentra topográficamente por debajo de los depósitos de la Fm. La Invernada (Figs. 5.22).

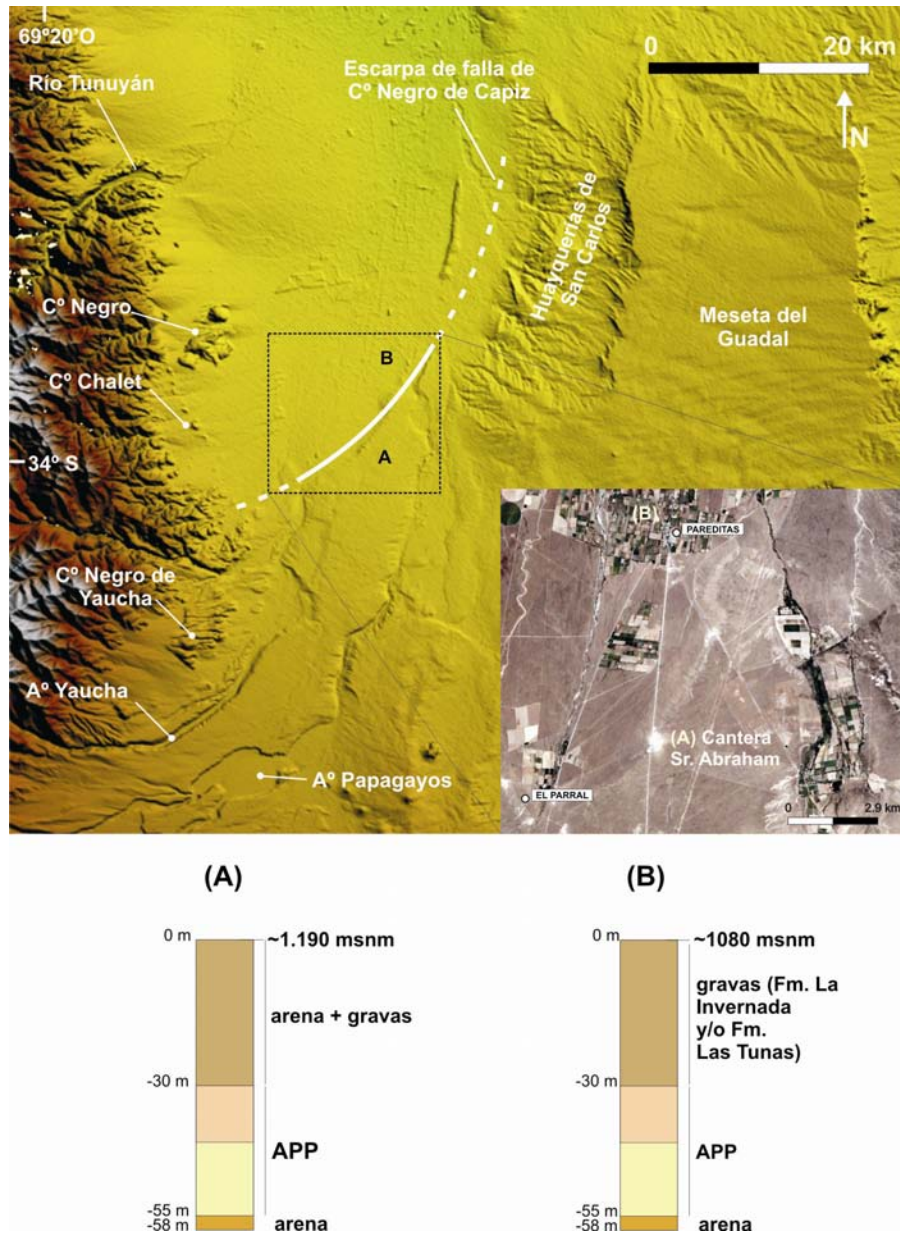
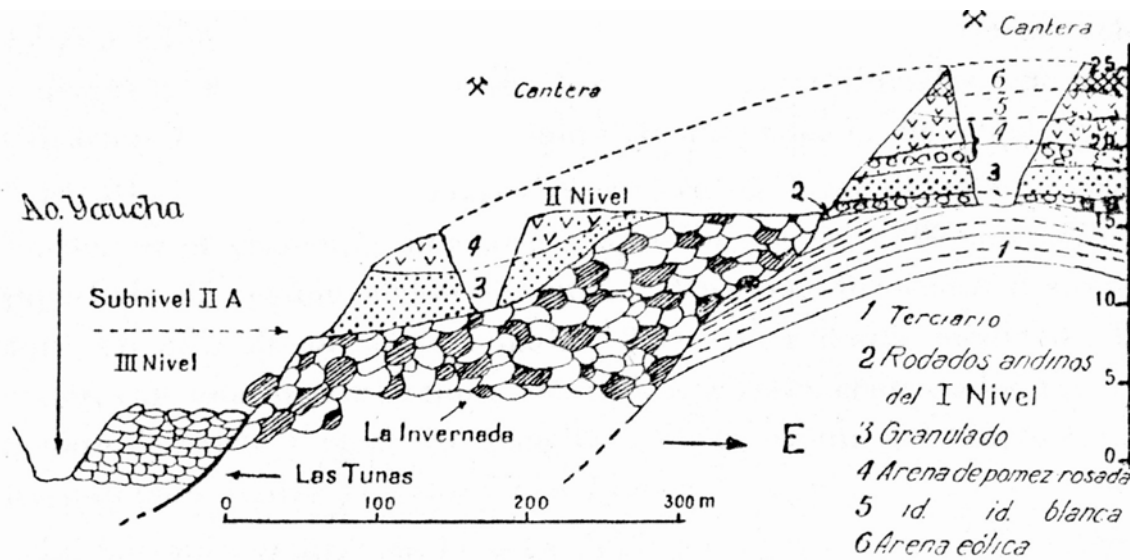


Fig. 5.24. Perfiles esquemáticos (A y B) que muestra la disposición de los depósitos de la APP en el ámbito de la Depresión de Tunuyán y del Valle Extenso, al norte y sur de la escarpa de falla del Cerro Negro de Capiz respectivamente.

d) A menor altura relativa que las unidades antes descritas, se encuentran dos terrazas de relleno aluvial. Los depósitos reflejan el lapso Pleistoceno tardío-Holoceno (ver Capítulo 6). La primera (Fig. 28: d1) exhibe en la base depósitos del Pleistoceno tardío-Holoceno temprano y puede ser correlacionada temporalmente con los depósitos de la unidad geomorfológica planicie de agradación regional definida para la cuenca del A° La Estacada (ver Capítulo 6). En el margen este del valle del arroyo Yaucha está unidad apoya directamente sobre los depósitos de la Fm. La Invernada, mientras que en el margen oeste lo hacen contra los depósitos de la Fm. Las Tunas (Fig. 5.22). La segunda

unidad aterrazada (Figs. 5.28 y 5.29: d2) corresponde al lapso Holoceno medio a tardío y puede ser correlacionada estratigráficamente con la terraza de relleno definida en el ámbito del A° La Estacada (ver Capítulo 6).

e) Finalmente se reconoce la planicie de inundación actual con una anchura aproximada de 150 m.



f)

Fig. 5.25. Estratigrafía de los depósitos del Cenozoico tardío en el paraje Los Alamitos de acuerdo con Polanski (1963).

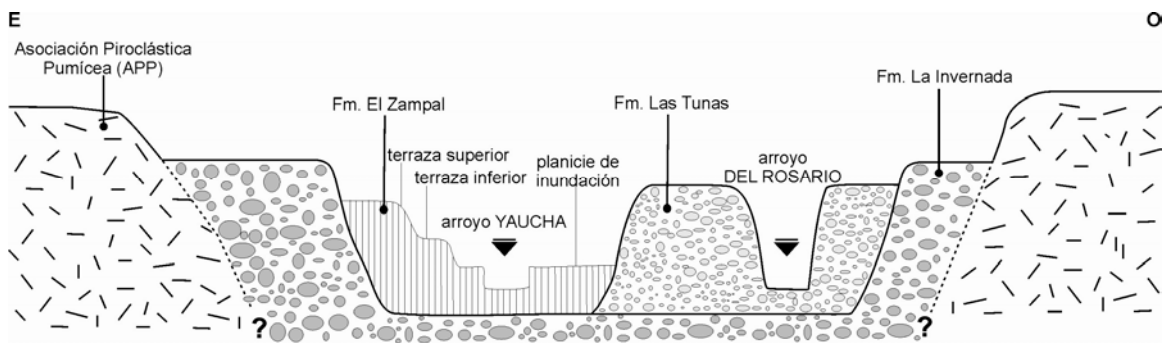


Fig. 5.26. Relación litoestratigráfica alternativa propuesta para los depósitos de la Fm. La Invernada y de la Asociación Piroclástica Pumícea (APP) en la cuenca del A° Yaucha.



Leyenda de las figuras 5.27-5.29:

Fig. 5.27. Vista panorámica hacia el O-SO del valle del A° Yaucha en el paraje Los Alamos. APP: Asociación Piroclástica Pumícea; Fm. LT: Formación Las Tunas.

Fig. 5.28. Vista hacia el sur del valle del A° Yaucha en el paraje Los Alamos. Unidades geomorfológicas identificadas: d1 (depósitos del Pleistoceno tardío-Holoceno medio); d2 (depósitos del Holoceno medio? a tardío).

Fig. 5.29. Detalle de la margen derecha del valle del A° Yaucha. Superficie B (Fm. La Invernada), d2 (depósitos del Holoceno medio? a tardío), Fm. LI: Formación La Invernada.

CAPÍTULO 6

SEDIMENTOLOGÍA Y GEOCRONOLOGÍA DE LOS DEPÓSITOS ALUVIALES

6.1. Análisis sedimentológico, contenido orgánico total (COT) y de carbonato de calcio (CaCO₃)

6.1.1. Cuenca del A° La Estacada

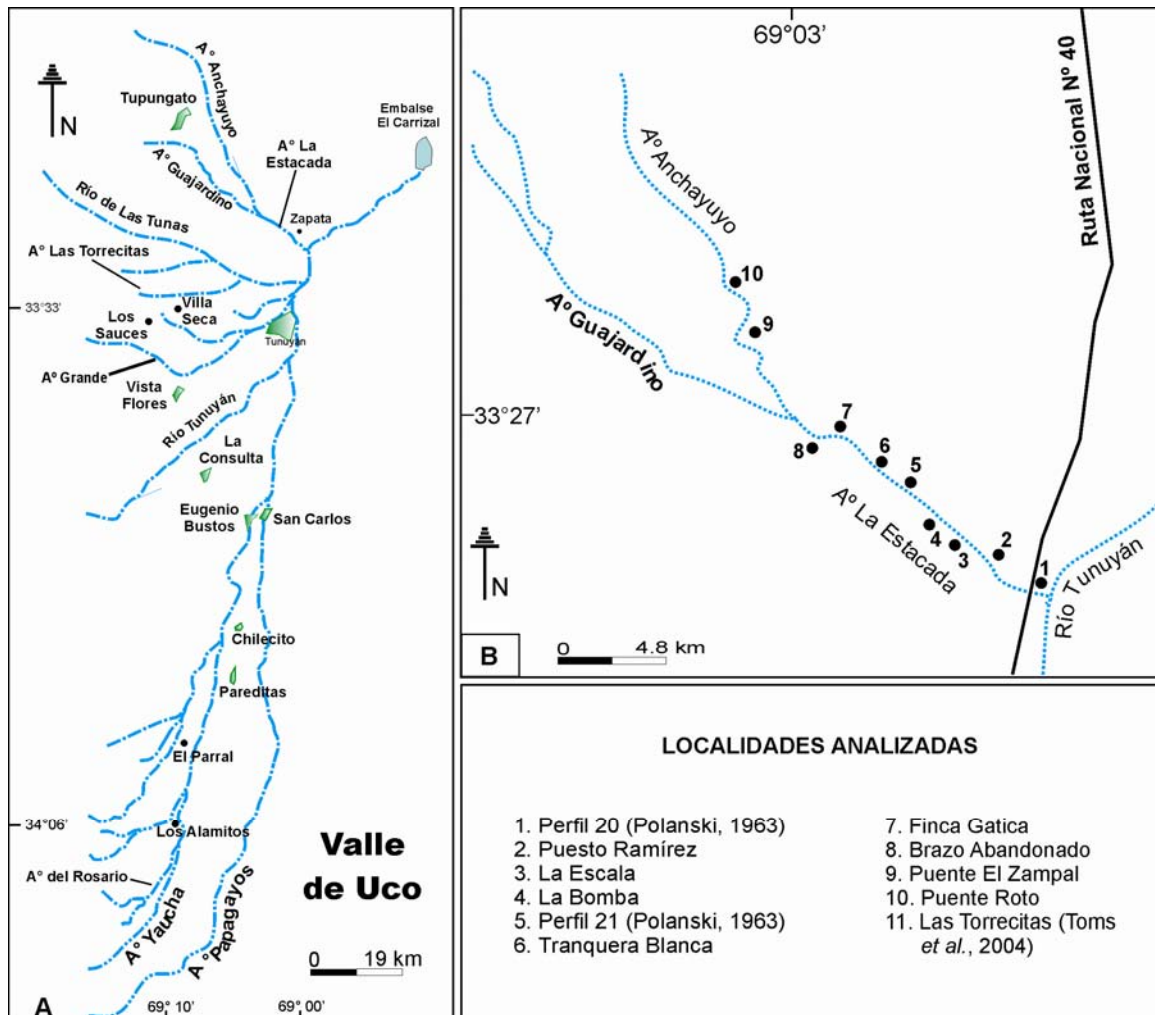


Fig. 6.1. a) Red de drenaje del Valle de Uco. b) Localización de los perfiles litoestratigráficos analizadas en la cuenca del arroyo La Estacada y su tributario el A° Anchayuyo.

En las barrancas del A° La Estacada y de su tributario el A° Anchayuyo, dominadas por sedimentos aluviales, se levantaron 6 secciones litoestratigráficas. En el A° La Estacada, Polanski (1963) analizó dos secciones litoestratigráficas, perfiles 20 y 21 (pag. 232 y 235 respectivamente; Polanski, 1963), mientras que las secciones La Bomba y Tranquera Blanca fueron estudiadas por De Francesco *et al.* (2007) (Fig. 6.1). La cronología de los depósitos que integran las 3 unidades geomorfológicas discriminadas (planicie de agradación regional, terraza de relleno aluvial y planicie o llanura de inundación actual) se ha inferido a partir de dataciones radiocarbónicas de sedimentos con contenido de materia orgánica y moluscos de agua dulce (Cuadro 6.1 y 6.2), así como edades obtenidas por luminiscencia óptica estimulada (*OSL, optical stimulated luminescence*) reportadas por Toms *et al.* (2004).

• ***Planicie de agradación regional:***

En el ámbito de esta unidad se analizaron las sucesiones aluviales expuestas en las barrancas del A° Anchayuyo (perfiles puente Roto: 33°26'25''S y 69°03'32''O, Puente El Zampal: 33°26'52''S y 69°03'09''O) y del A° La Estacada (Finca Gatica: 33°28'12''S y 69°02'19''O, Tranquera Blanca) (Fig. 6.16). Los depósitos presentan un arreglo litofacial homogéneo a largo de las exposiciones analizadas, con un grupo textural dominante limo-limo arenoso (Fig. 6.2). Desde un punto de vista litoestratigráfico, se pueden diferenciar dos secciones. La sección inferior, sin base expuesta y de aspecto muy homogéneo, está integrada por estratos macizos y horizontales de arena fina a muy fina limosa, con participación menor de arena media, compacta, de escaso espesor variable entre 0,30 y 1,00 m; sólo en algunos perfiles exhibe estratificación entrecruzada. Aparecen varios niveles de tefras interestratificados, así como estratos muy finos (hasta 2 cm de potencia) de limo arenoso castaño oscuro (10YR 5/3); en dos sitios (Tranquera Blanca y aguas abajo de Puente El Zampal), afloran lentes de gravas polimíctica de hasta 5 m de amplitud lateral, interestratificadas con estratos de arenas finas. La sección inferior remata en un nivel homogéneo y tabular de casi 2 m de espesor, compuesto por limo arenoso macizo, de color castaño claro. El techo del depósitos exhibe color castaño oscuro (10YR 5/3) a castaño pálido-gris castaño claro (10YR 6/3-6/2) con desarrollo de rasgos pedogenéticos, que permiten interpretar la existencia de un suelo enterrado, y edades ¹⁴C cercanas a los 10.000 años AP (Zárate, 2002; Zárate y Páez, 2002; Zárate y Mehl, 2008).

Por encima de este paleosuelo, la sección superior de la planicie de agradación, se inicia con delgados estratos de limo y arena fina limosa, interestratificados con niveles de limos diatomáceos. Los niveles de arena, de 5-10 cm de espesor promedio, presentan onduladas con estructura entrecruzada en artesa, mientras que los limos que se disponen sobre las arenas son macizos.

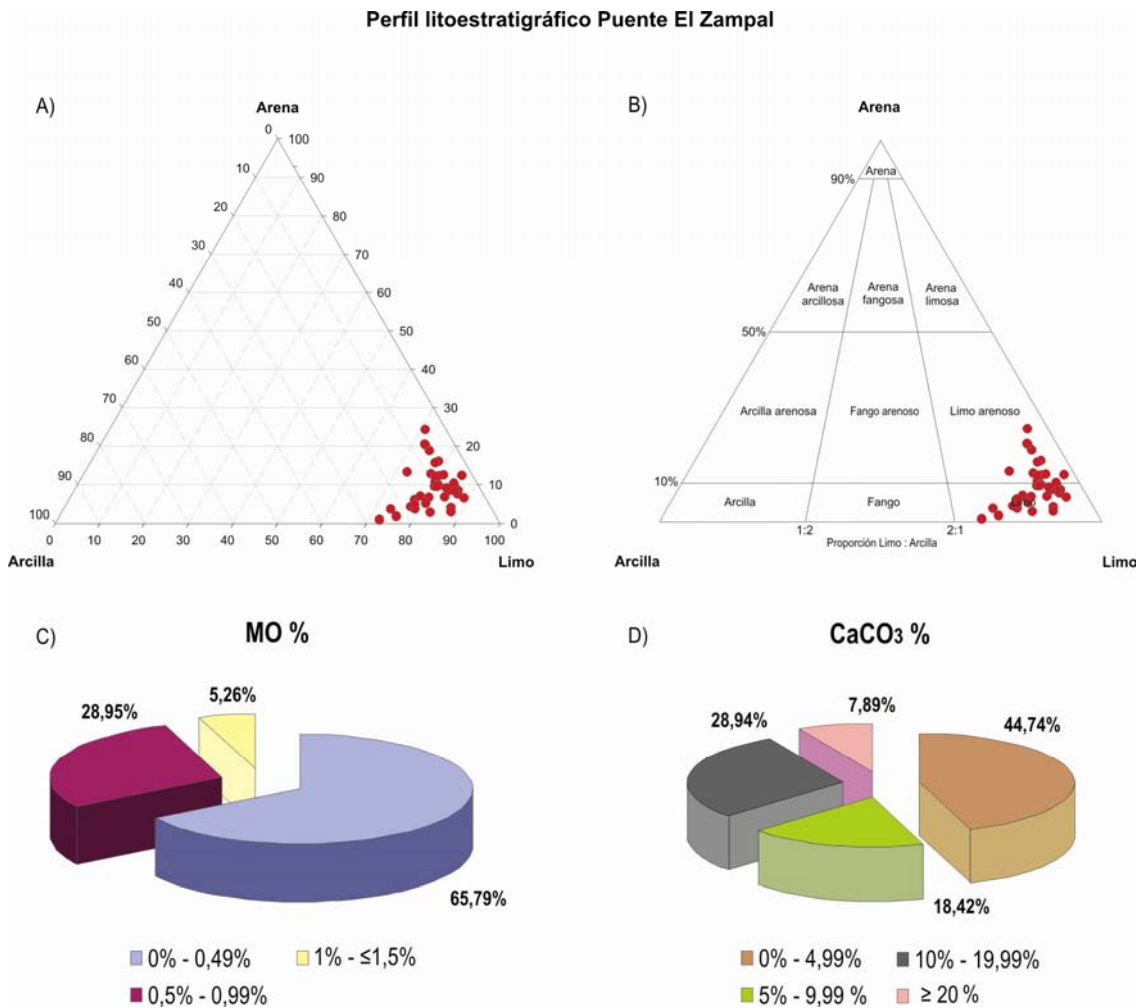


Fig. 6.2. Perfil litoestratigráfico *Puente El Zampal*: contenidos porcentuales de arena-limo-arcilla (A), materia orgánica (C) y carbonato de calcio (D). Grupos texturales dominantes (B).

Los niveles suprayacentes, que apoyan a través de un contacto abrupto y suave, sobre el paleosuelo, están representados por estratos con estratificación horizontal de arena muy fina limosa a limo arenoso, internamente macizos, de unos 2-3 metros de espesor y relativamente friables. En el perfil Puente Roto, se observa interestratificación de capas delgadas de arena limosa-arena fina, de entre 5-10 cm de potencia, con

laminación ondulítica conformada por óndulas de menos de 1 cm de altura y cerca de 2 cm extensión lateral. Cada capa grada desde arena fina –con laminación ondulítica- en la base a limo arcilloso en el techo, con un espesor variable entre 5-30 cm.

En esta sección es muy común el desarrollo de canales radicales y nódulos-concreciones calcáreas que forman niveles muy conspicuos de hasta 30 cm de espesor. Hacia arriba, en la sección superior, se repiten numerosas capas y estratos de arena limosa y limo arenoso que exhiben en algunos casos rasgos pedológicos conspicuos desarrollados en el techo, que permiten considerarlos como suelos enterrados. La materia orgánica contenida en uno de los paleosuelos más visibles produjo una edad de 7.890 +/- 50 años ¹⁴C AP.

En el tope de la sucesión aluvial de la planicie de agradación regional se desarrolla un paleosuelo de color grisáceo, con una edad radiocarbónica obtenida a partir de la materia orgánica de 2.990 +/- 30 años ¹⁴C AP. Una capa de sedimentos de 0,50 m de potencia, moderada a fuertemente cementadas por carbonato de calcio -duripán- y yeso suprayace al paleosuelo; está cubierta por un manto de arenas muy finas, macizas y friables que constituyente el material parental del suelo actual.

El perfil de Puente El Zampal, de 22 m de altura sobre el nivel del A° Anchayuyo, se considera representativo de los depósitos de la planicie de agradación regional. Fue muestreado a intervalos irregulares de acuerdo con los niveles más conspicuos y accesibles de los distintos sectores de la sucesión. Los depósitos presentan en general bajos contenidos de **materia orgánica**, con un predominio de muestras con contenidos entre 0-0,49%, mientras que los valores máximos de entre 1- <1,5% sólo representan un 5% del total de las muestras (Fig. 6.2). El **carbonatos de calcio** exhibe concentraciones variables a lo largo del perfil, con valores mínimos de 3,20% y máximos de entre 20,90% y 34,60% (Fig. 6.2).

• ***Terraza de relleno aluvial:***

La sucesión sedimentaria, de 15 metros de potencia, expuesta en la *terrazza de relleno* es granodecreciente; los perfiles (Brazo Abandonado: 33°28'13''S y 69°02'39'' O -Fig. 6.6-, La Escala: 33° 28' 47.4'' S y 69°01' 15.8'' O -Fig.6.7-, La Bomba y Puesto Ramírez: 33°29'13''S y 69°00'42'' O) se inician con niveles de grava (gravillas-guijas) que pasan hacia a arriba a depósitos de arena gruesa oxidada, progresivamente más fina y con abundantes trazas de raíces. La sección fina, inmediatamente por encima

de las gravas y arena gruesa está dominada por grupos texturales limo arenosos y limosos en Brazo Abandonado (Fig. 6.3) y Puesto Ramírez; este último perfil exhibe rasgos pedológicos en el techo del depósito y la materia orgánica contenida en suelo fue datada en 3.880 +/- 30 años ¹⁴C AP. En el perfil La Escala dominan las granulometrías limosas-limo arenosas-areno limosas (Fig. 6.4).

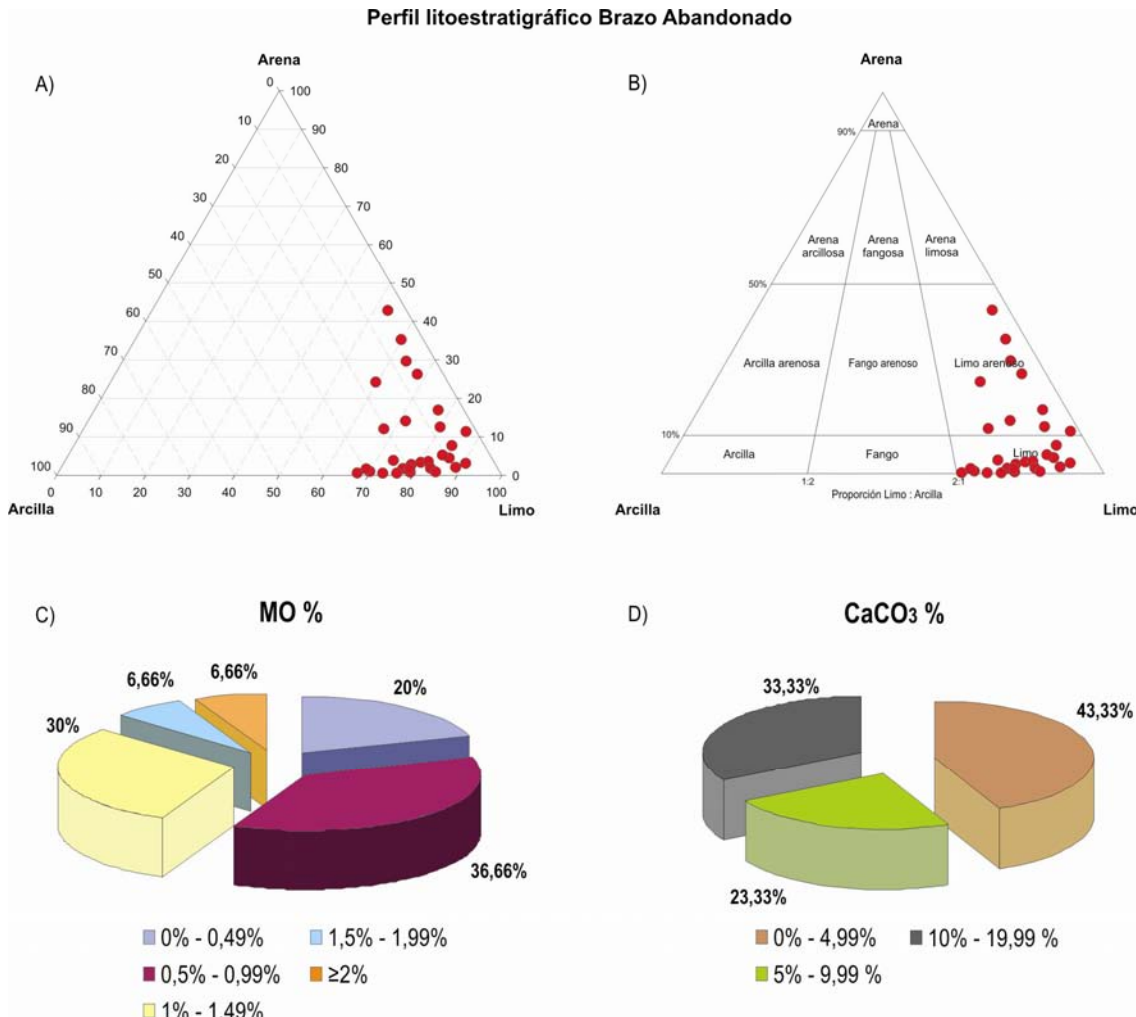


Fig. 6.3. Perfil litoestratigráfico *Brazo Abandonado*: contenidos porcentuales de arena-limo-arcilla (A), materia orgánica (C) y carbonato de calcio (D). Grupos texturales dominantes (B).

En Brazo Abandonado se observan arenas medias y limos arenosos con laminación ondulática ascendente *-climbing-* fuera de fase, interestratificados con delgados niveles de limo, están ubicados por debajo de dos niveles cuyo contenido orgánico fue datado en 3.780 +/- 45 y 3.750 +/- 45 años ¹⁴C AP respectivamente. Continúan por encima niveles areno limosos y limosos; en el Puesto Ramírez se observa

desarrollo pedológico -suelo aluvial enterrado- y la materia orgánica contenida en los sedimentos del suelo fue datada en 3.184 ± 34 años ^{14}C AP. Son frecuentes los niveles sedimentarios de color castaño muy oscuro (10YR 2/2) a negro (10YR 2/1), que reflejan acumulación de materia orgánica (entre ella restos vegetales carbonizados).

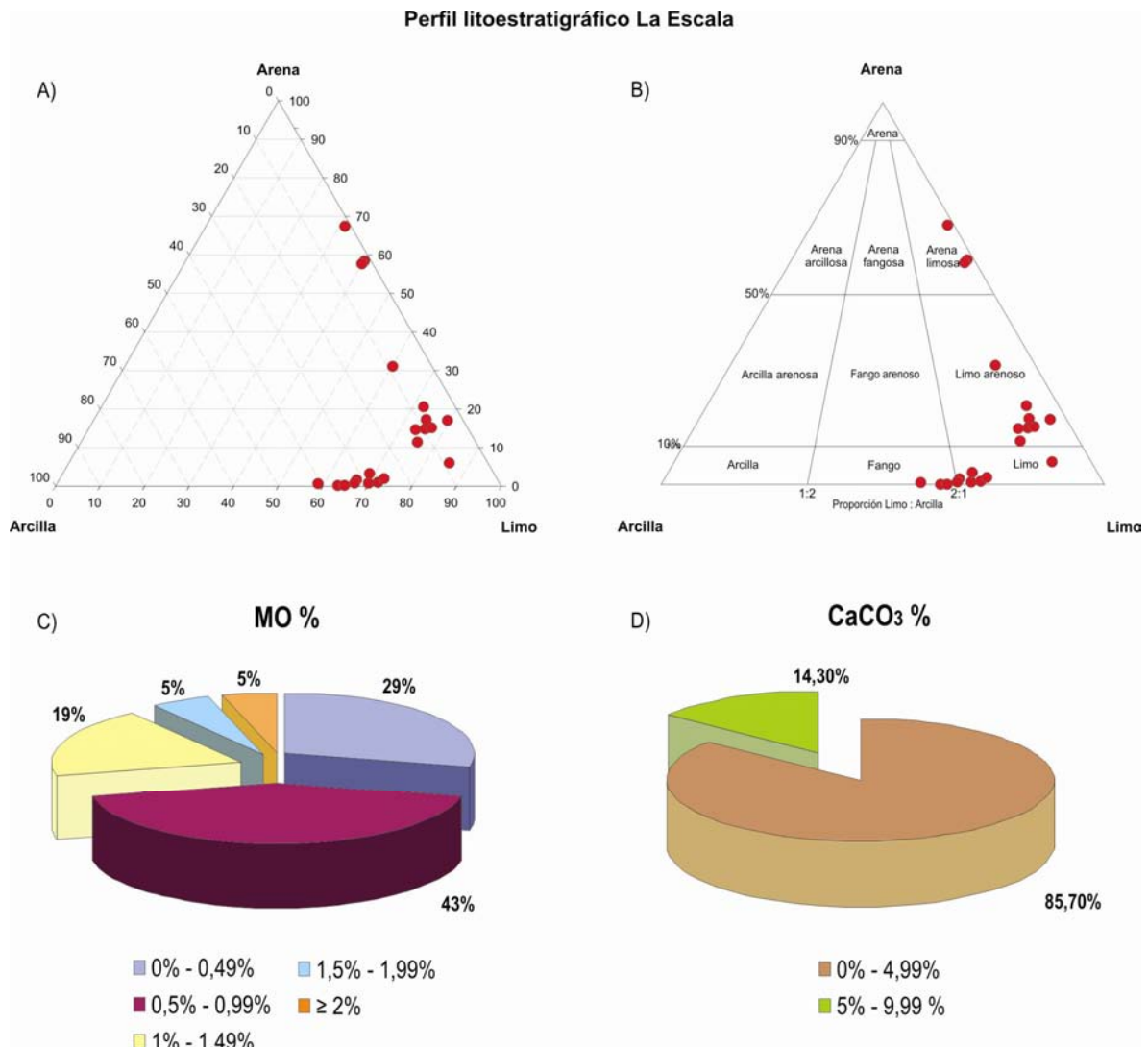


Fig. 6.4. Perfil litoestratigráfico *La Escala*: contenidos porcentuales de arena-limo-arcilla (A), materia orgánica (C) y carbonato de calcio (D). Grupos texturales dominantes (B).

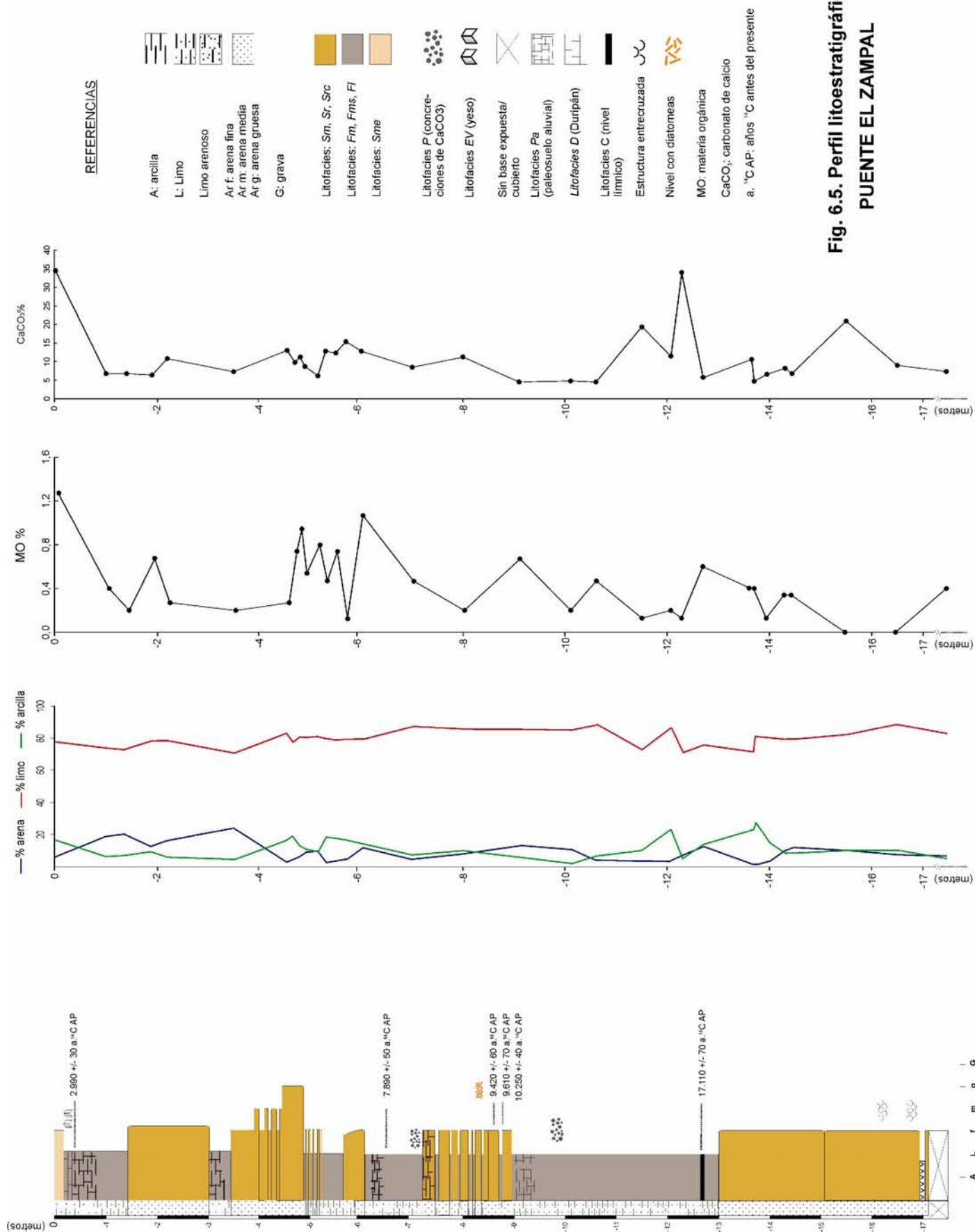
En Puesto Ramírez se observa que hacia el techo de la terraza de relleno se desarrollan dos niveles con estructura pedológica de bloques angulares a prismáticos y características macroscópicas (agregación del material, color gris verdoso claro -gley1 8/1-, rasgos de oxidación, presencia de conchillas de moluscos de agua dulce en el perfil) que sugieren el desarrollo de un ambiente temporalmente saturado en agua con

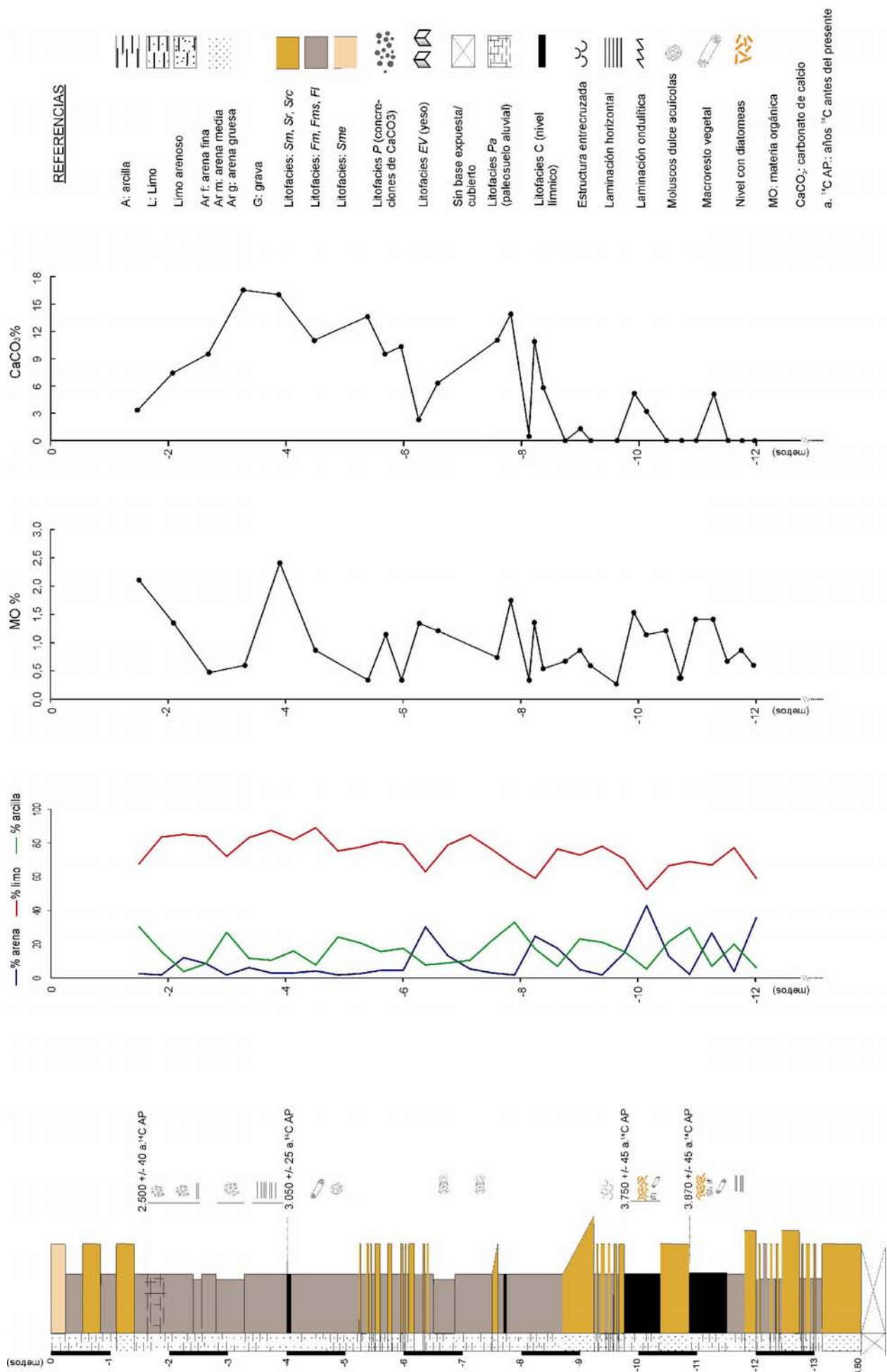
vegetación de tipo palustre. Son suelos aluviales enterrados, el superior es de color castaño claro (10 YR 7/4) y presenta abundantes raíces oxidadas. Las edades obtenidas para estos dos suelos enterrados, a partir de la materia orgánica contenida, son de 1.424 +/- 33 y 731 +/- +/- 41 años ¹⁴C AP. La sucesión remata con una cubierta de arena fina friable y muy suelta que conforma el material parental del suelo actual.

Los perfiles Brazo Abandonado (Fig. 6.3 y 6.6) y La Escala (Fig. 6.4. y 6.7) muestran contenidos de **materia orgánica** variables a lo largo de los depósitos muestreados (13 m de potencia en Brazo Abandonado y 16 m en La Escala). No obstante, en general los porcentajes son mayores que aquellos observados en la planicie de agradación regional. En cuanto a los contenidos de **carbonato de calcio** en la terraza de relleno aluvial es notable la disminución de los porcentajes respecto de los de la planicie de agradación regional. En general el perfil La Escala los porcentajes de carbonato de calcio no superan el 10%, mientras que en Brazo Abandonado el sector superior del perfil exhibe porcentajes variables entre 5,80 y 16,00%, y el sector inferior se caracteriza por una concentración en general nula de carbonato de calcio.

• ***Planicie de inundación actual:***

La sucesión sedimentaria se encuentra a 1,5 metros por encima del nivel actual de los arroyos. Se caracteriza por el apilamiento de estratos horizontales de arena, separados por delgados niveles de limo y fango arenoso (limo arcilloso).





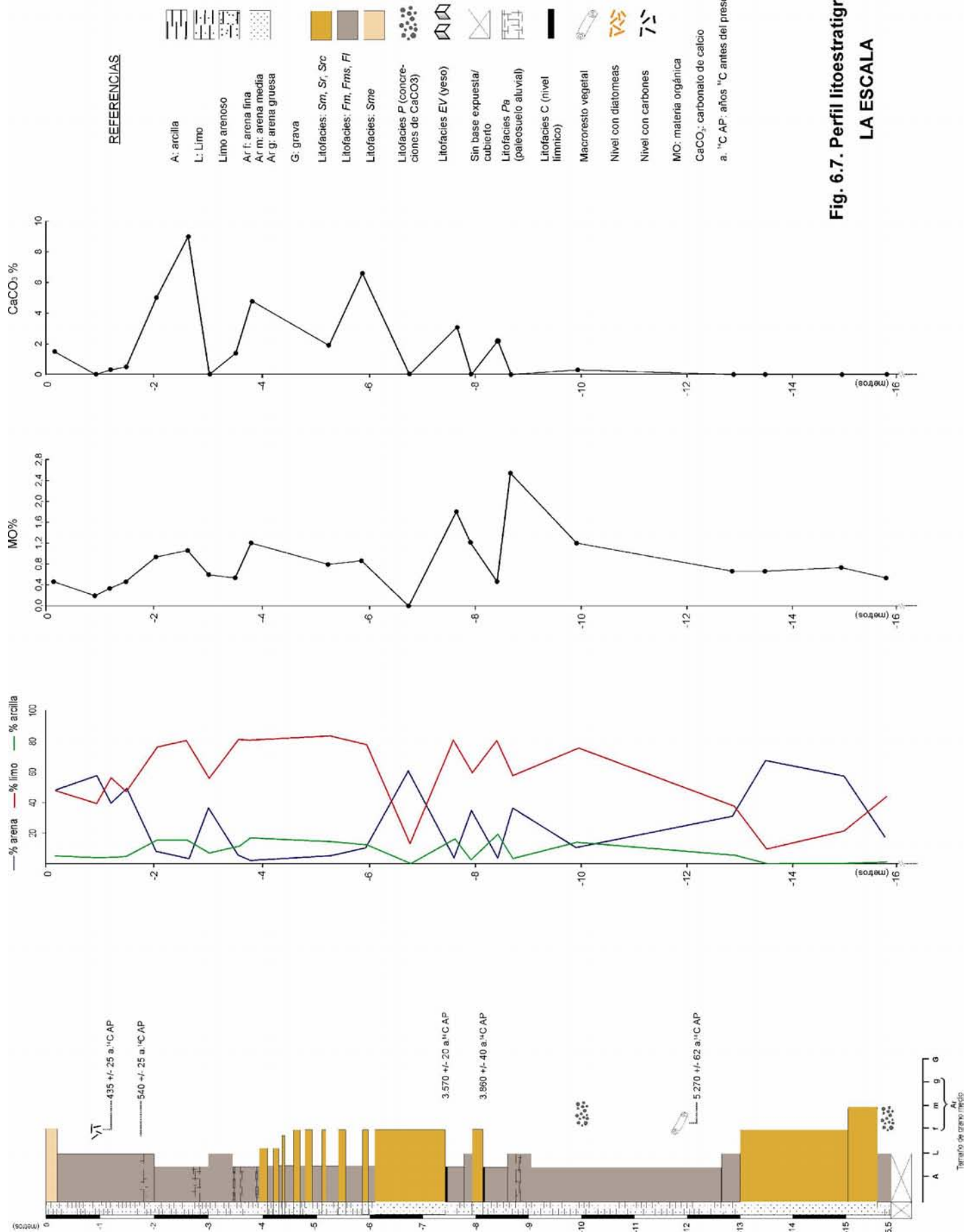


Fig. 6.7. Perfil litoestratigráfico LA ESCALA

6.1.2. Cuenca del A° Grande

En las barrancas del A° Grande, los depósitos sedimentarios aluviales aflorantes se analizaron en las barrancas emplazadas en la margen izquierda, en el perfil La Riojita (33°36'54" S y 69°08'58" O; Fig. 6.9). La sucesión aluvial expuesta tiene un espesor aproximado de 9,50 m y presenta alternancia de sedimentos finos, con limos arenosos y arenas limosas como grupos texturales dominantes (Fig. 6.8 y 6.9). La base del depósito (7,07-9,50 m) se caracteriza por el apilamiento de estratos horizontales, de limo grueso-arena muy fina, con aspecto macizo y espesor variable entre 20 cm en la base de la sección hasta 30-50 cm en el techo. En el sector medio hay estratos de arena fina-muy fina, interestratificados, macizos y con un espesor promedio de 30 cm. El color de los sedimentos varía desde 10YR 6/3 (castaño pálido) en la base a 10YR 5/3 (castaño) en la sección media a superior y gris claro (10YR 7/1) en el techo.

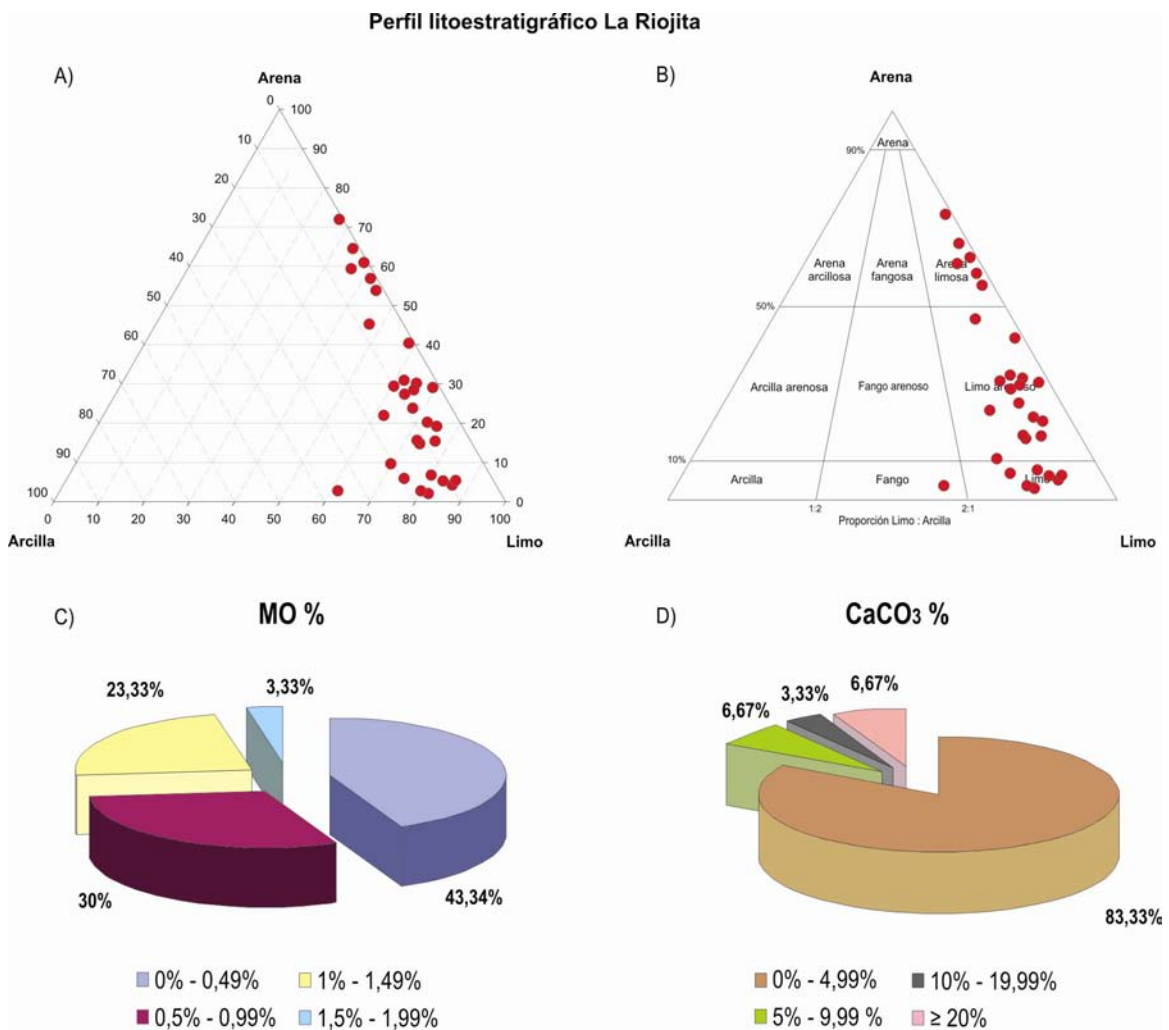
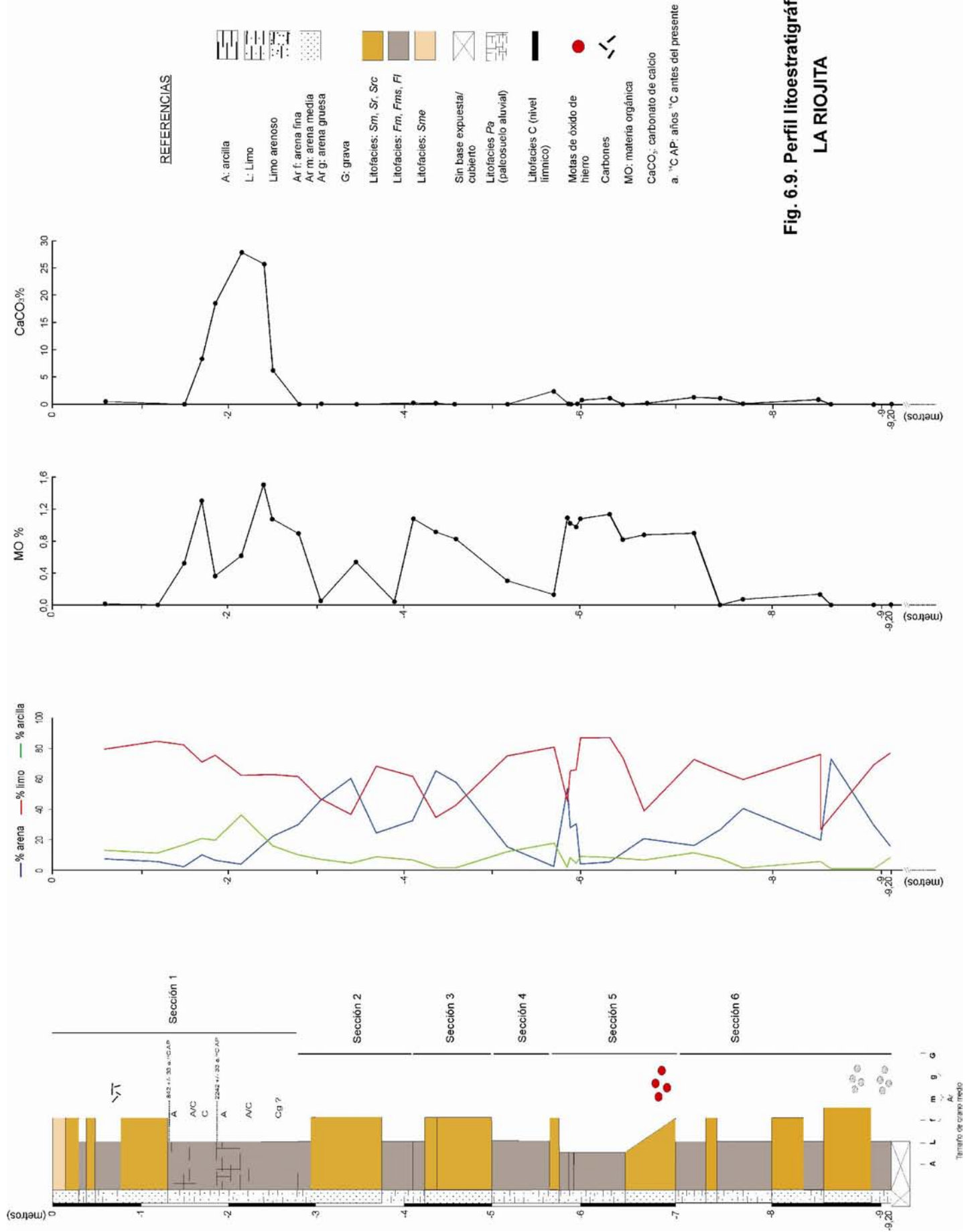


Fig. 6.8. Perfil litoestratigráfico *La Riojita*: contenidos porcentuales de arena-limo-arcilla (A), materia orgánica (C) y carbonato de calcio (D). Grupos texturales dominantes (B).



El intervalo de 5,65-7,07 metros de profundidad comienza con un estrato de limo grueso-arena fina a gruesa maciza, de unos 60 cm de potencia, que grada a estratos horizontales y apilados de limo muy grueso-arena muy fina sin estructura, para rematar en un delgado nivel de arena muy fina. El color pasa de 10YR 5/3 (castaño) en la base a 10YR 6/2 (gris castaño claro) en el techo. Hacia arriba (intervalo de 2,80-5,65 m profundidad), alternan estratos de limo arenoso sin estructura (30-50 cm espesor) y estratos de arena gruesa y fina a muy fina, también macizos y de espesor similar. Los colores varían entre 10YR 7/2-6/2 (gris claro-gris castaño claro) en la base a castaño pálido (10YR 6/3) en el sector superior. La sección superior del afloramiento (0,00-2,80 m) está dominada por estratos horizontales y macizos de limo grueso-muy grueso, con arena muy fina-limo grueso rematando la sucesión. La base de esta sección exhibe dos niveles de suelos aluviales enterrados. El superior, emplazado a 1,30 m por debajo de la superficie del terreno, tiene una edad, obtenida en materia orgánica, de 842 +/- 33 años ¹⁴C AP.; el inferior inmediatamente por debajo dio una edad, obtenida en materia orgánica de 2.242 +/- 33 años ¹⁴C AP. (ver Apéndice, sección 10).

En el perfil La Riojita (Fig. 6.8 y 6.9) el contenido de **materia orgánica** varía a lo largo de los 9 metros de potencia de los depósitos. En general los valores son inferiores al 1%, los mayores valores corresponden a suelos enterrados o a niveles sedimentarios con elevado contenido de materia orgánica respecto a los niveles adyacentes (Fig. 6.9). En general los porcentajes de concentración de **carbonato de calcio** dominantes son inferiores al 5%.

6.1.3. Cuenca del A° Yaucha

Allí se describieron los perfiles litoestratigráficos Los Alamos 1 (Fig. 6.11) y 2 (Fig. 6.13) aflorantes en las barrancas de la margen derecha del A° Yaucha.

La sección Los Alamos 1 (LA 1, Fig. 6.10 y 6.11) está situada en una unidad geomorfológica más elevada que la sección Los Alamos 2 (LA 2) (interpretada como una terraza de relleno) y es correlacionable con el sector superior de los depósitos que componen la planicie de agradación regional, descritos en los A° Anchayuyo y La Estacada. La sucesión presenta cerca de 6,50 m de potencia. Desde la base al techo los depósitos se caracterizan por una relativa homogeneidad litológica, dominados por sedimentos limo arenosos y en menor medida arena limosos (Fig. 6.10 y 6.11). En el

depósito alternan estratos horizontales y macizos de arena fina y limo grueso-fino. Algunos niveles de paleosuelos se intercalan en la sucesión. La base del perfil exhibe a lo largo del afloramiento un manto lateralmente continuo de gravas polimícticas de tamaño guija, macizas, sin base expuesta y con escasa participación de matriz.

La sección inferior del depósito de LA 1, por encima del manto de gravas, comienza con 1,20 m de arena fina a limosa, maciza, en estratos horizontales interestratificados con estratos similares de limo grueso arenoso. Hacia arriba continua 1,20 m de espesor conformado por estratos horizontales y macizos de arena fina limosa. Los colores de los sedimentos alternan entre 10YR 2/1 (negro), 10YR 3/3-4/3 (castaño a castaño oscuro), 10YR 4/2-3/2 (castaño grisáceo oscuro a muy oscuro), 10YR 5/2 (castaño grisáceo), 10YR 5/1 (gris) y 2.5Y 6/2-7/0 (gris castaño claro y gris claro). La edad de la materia orgánica contenida en depósitos cercanos a la base de la sección es de 9.407 +/- 116 ¹⁴C años AP y 10.389 +/- 60 ¹⁴C años AP. (ver Apéndice, sección 10).

A 2,70 m de profundidad respecto de la superficie se desarrollan dos suelos aluviales enterrados y apilados, con edades obtenidas en materia orgánica de 5.821 +/- 44 ¹⁴C años AP para el paleosuelo de la base (profundidad de muestreo: 3,45-3,50 m) y de 5.678 +/- 43 ¹⁴C años AP para el superior (profundidad de muestreo: 3,00-3,05 m) (ver Apéndice, sección 10). Cerca de 1 m de limo arenoso con abundantes clastos (gravas) dispersos en la masa de sedimento y arreglo en estratos horizontales sin estructura visible cubre el paleosuelo superior; pasa hacia arriba a estratos también horizontales de arena fina limosa que dominan hasta el techo de la sucesión (2,70 m de potencia). Los sedimento presentan color más oscuro en los niveles con desarrollo de pedogénesis (10YR 4/1: gris oscuro, 10YR 2/2-4/2-3/2: castaño oscuro a muy oscuro).

El contenido de **materia orgánica** (Fig. 6.10) alcanza su mayor concentración en el sector superior del perfil, donde registra valores cercanos al 1,6% en coincidencia con la existencia de un suelo enterrado. Hacia abajo el contenido es variable, alcanzando valores de hasta un 1,2% en sectores correspondientes a suelos enterrados y sedimentos con contenido de materia orgánica. En general los porcentajes de concentración de **carbonato de calcio** dominantes son inferiores al 5%.

La sección LA 2 (Figs. 6.12 y 6.13) está emplazada en una terraza de relleno que se desarrolló en forma posterior al nivel aterrazado en el que se emplaza la sección LA 1, y por lo tanto con una altura relativa menor. Los depósitos de esta unidad se correlacionan estratigráficamente con los de la terraza de relleno del Holoceno medio-tardío de la cuenca del A° La Estacada. La sucesión aluvial analizada es netamente

granodecreciente. La base del perfil está dominada por un depósito de gravas finas a medianas (guija-guijarro), polimícticas, clasto soportadas, dispuestas en un depósito tabular dispuesto a lo largo de todo el perfil, con un espesor promedio de 1 m. Presenta estratificación horizontal grosera a macizas, con un estructura entrecruzada de pobre desarrollo en la base de la sucesión.

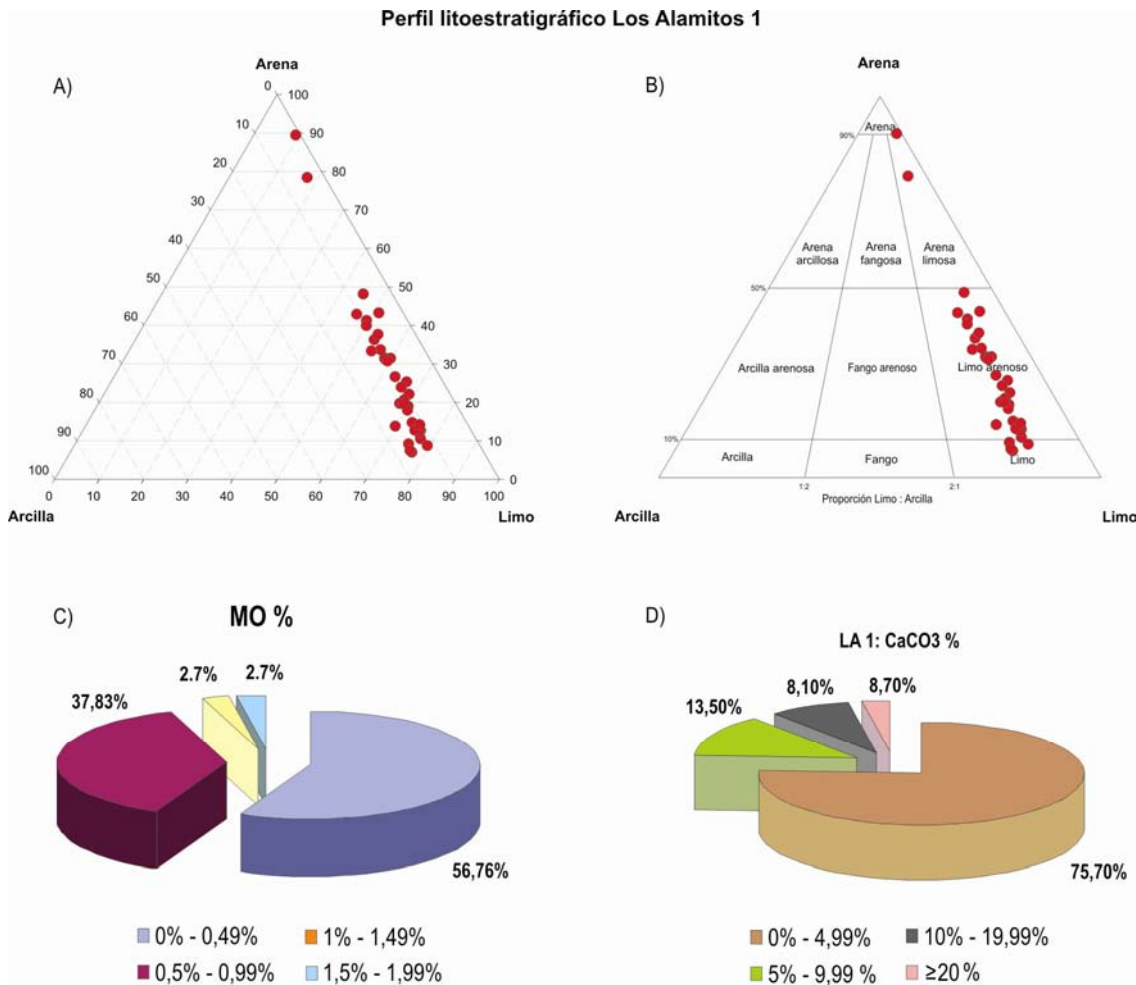
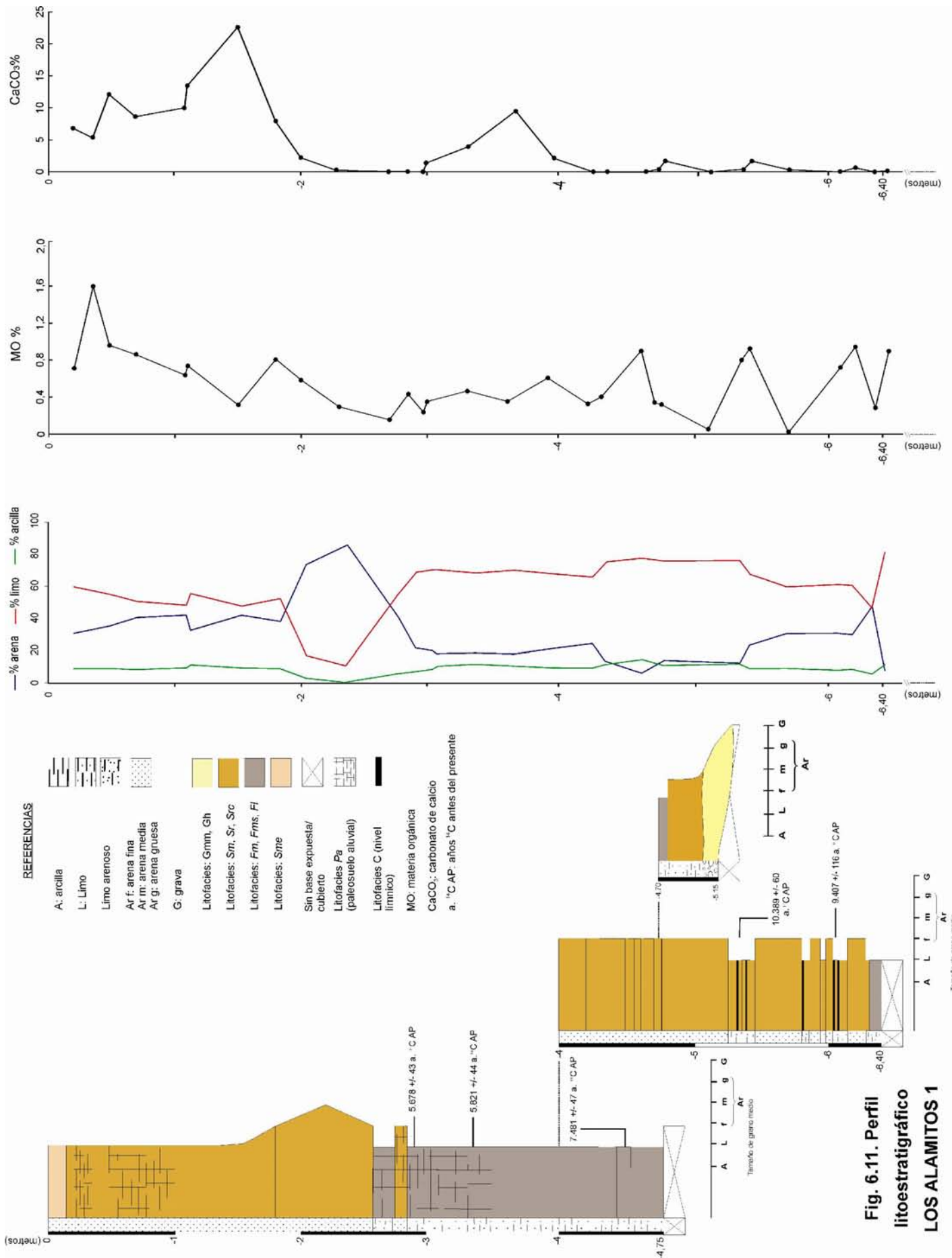


Fig. 6.10. Perfil litoestratigráfico Los Alamitos 1: contenidos porcentuales de arena-limo-arcilla (A), materia orgánica (C) y carbonato de calcio (D). Grupos texturales dominantes (B).

El contacto con los sedimentos finos superiores es suave y claro, la base no está expuesta. Hacia arriba la sucesión exhibe alternancia de estratos horizontales y macizos de limo arenoso y arena fina limosa, con predominio de los primeros en la sección inferior y de los segundos en el sector superior de la sucesión. El grupo textural dominante de la sección superior está constituido por sedimentos limosos y limo arenosos (Fig. 6.12 y 6.13).



**Fig. 6.11. Perfil
 litoestratigráfico
 LOS ALAMITOS 1**

Perfil litoestratigráfico Los Alamitos 2

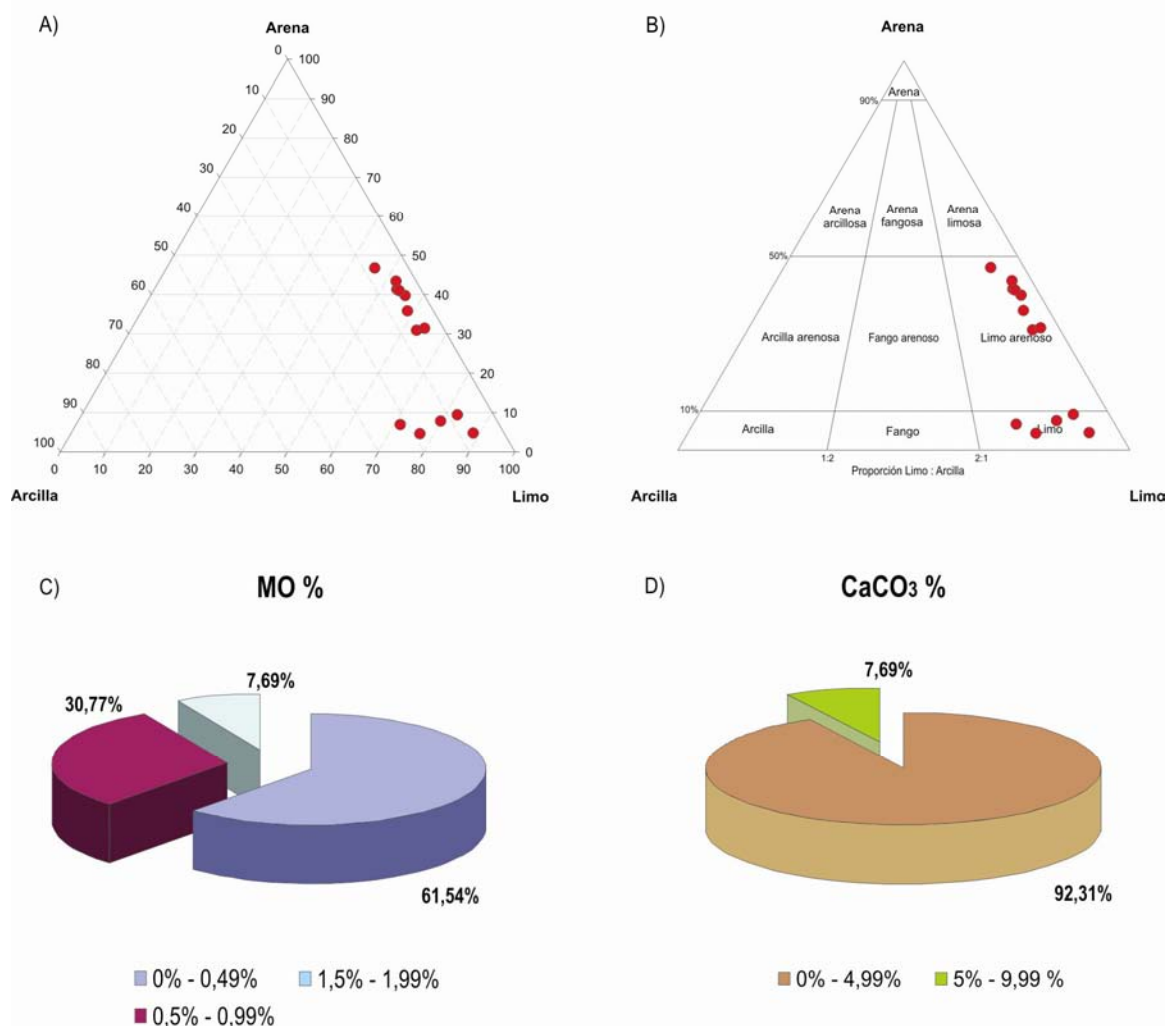


Fig. 6.12. Perfil litoestratigráfico *Los Alamitos 2*: contenidos porcentuales de arena-limo-arcilla (A), materia orgánica (C) y carbonato de calcio (D). Grupos texturales dominantes (B).

Un suelo enterrado se desarrolla a unos 15 cm por debajo de la superficie y se extiende en profundidad casi hasta los 1,10 m. Unos 30 cm por debajo del techo del depósitos, la materia orgánica de un suelo aluvial enterrado fue datada en 477 +/- 35 años ¹⁴C AP. A una profundidad de 1,30 m se obtuvo una edad de 2.699 +/- 42 años ¹⁴C AP. (ver Apéndice, sección 10) a partir de la materia orgánica contenida en un delgado nivel color castaño oscuro.

El perfil presenta un contenido de **materia orgánica** dominante inferior al 0,5%, no obstante cerca del techo del perfil alcanza valores de hasta 1,72%, en coincidencia con el desarrollo del suelo actual, hacia abajo los valores disminuyen aunque muestran valores relativos más elevados en el sector correspondiente a un suelo aluvial enterrado. Los valores de carbonato de calcio son en general inferiores al 5%, con un incremento

en el sector correspondiente al suelo enterrado. Los colores varían entre 10YR 2/1-4/1 (negro-gris oscuro) y 10YR 6/1-6/2 (gris-gris castaño claro).

Principales observaciones a partir del análisis sedimentológico de los perfiles litoestratigráficos

Del análisis sedimentológico de los depósitos sedimentarios aluviales del Pleistoceno tardío-Holoceno del Valle de Uco y del paraje Los Alamitos se desprenden como principales observaciones los siguientes puntos:

1. se observa en los depósitos un predominio de sedimentos psamíticos-pelíticos, es decir arenas y limos; puntualmente se observan algunos depósitos psefíticos, gravas-gravillas.
2. los depósitos sedimentarios de la planicie de agradación regional, en el A° La Estacada y su tributario el A° Anchayuyo, asignables al Pleistoceno tardío-Holoceno temprano presentan en general mayores contenidos de carbonato de calcio que aquellos observados en la terraza de relleno aluvial. El contenido de materia orgánica exhibe un comportamiento inverso.
3. los depósitos analizados en el A° Grande presentan un patrón de contenido de carbonato de calcio y materia orgánica similar a aquellos observados en la unidad terraza de relleno aluvial del A° La Estacada. Las edades numéricas obtenidas permiten correlacionar estos depósitos con aquellos de la terraza, asignados al Holoceno medio y tardío.
4. los depósitos analizados en el A° Yaucha tienen edades que permiten correlacionarlos con aquellos del A° La Estacada. Se observan además tres unidades geomorfológicas equivalentes a aquellas discriminadas en el A° La Estacada, con edades correlacionables; no obstante cabe mencionar que el registro del Pleistoceno tardío sólo llega a unos 12.000 años AP, en contraposición con los casi 50.000 años AP de historia geológica registrados en la cuenca del A° La Estacada y del A° Las Torrecitas (Toms *et al.*, 2004).
5. los niveles que exhiben un contenido de materia orgánica elevado respecto de los niveles adyacentes corresponden en general a suelos aluviales enterrados o a niveles sedimentarios con contenido orgánico (ver niveles límnicos, capítulo 8).

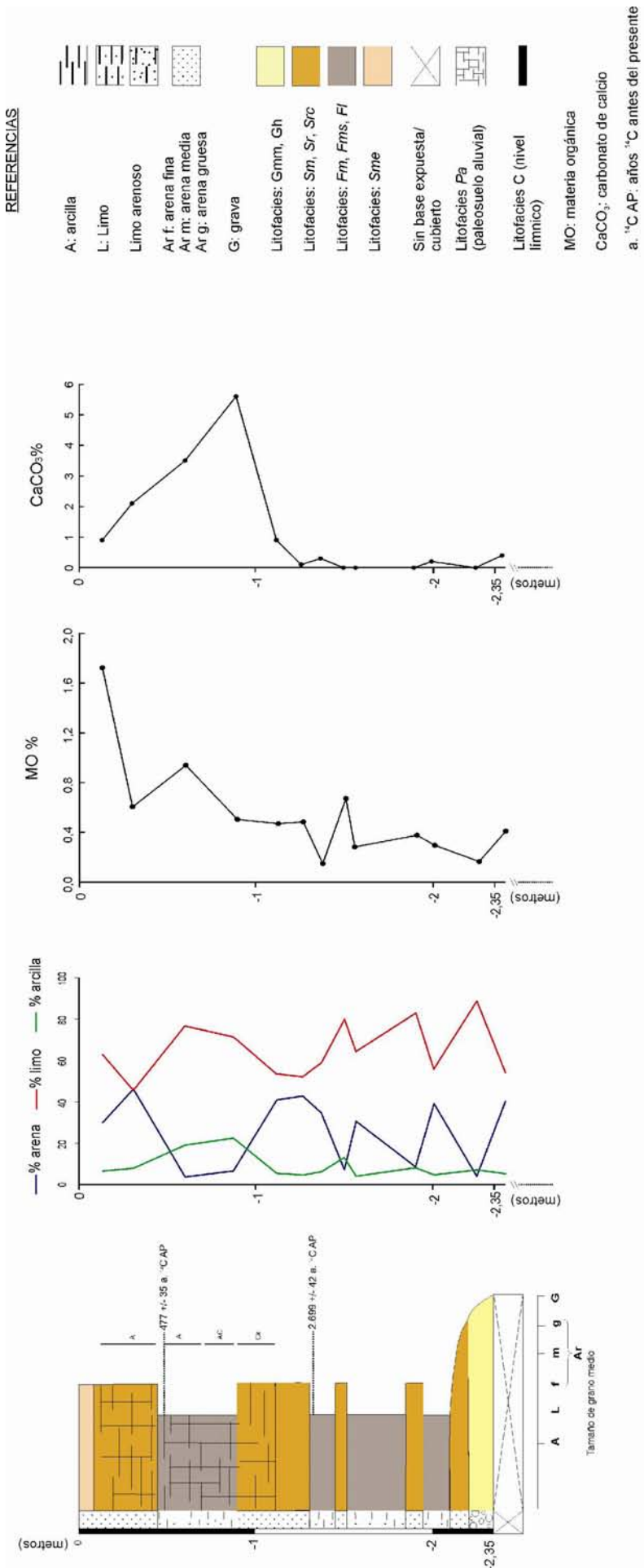


Fig. 6.13. Perfil litoestratigráfico LOS ALAMITOS 2

6.2. Análisis litofacial de los depósitos aluviales analizados

Los depósitos de la sección estratigráfica inferior de la *planicie de agradación regional* se agrupan en la *litofacies Sm*, ocasionalmente están interestratificados con varias capas de ceniza volcánica (*litofacies Tl*) (ver descripción e interpretación de litofacies en Sección 6 del Apéndice); también se observan en algunos casos -Los Alamitos 1- clastos dispersos en las arenas (*litofacies SGm*). Las características macizas de la *litofacies Sm* se vinculan principalmente a flujos gravitatorios que generan depósitos de arenas macizas, aunque Miall (2006) cita que algunos casos pueden corresponder a depósitos afectados por procesos de meteorización-bioturbación que afectan los depósitos y destruyen estructuras sedimentarias.

Nódulos de carbonato de calcio de tamaño medio a pequeño y formas irregulares se observan a lo largo de la sección en forma abundante, conforman la *litofacies P*. Algunos de estos carbonatos están vinculados con los paleosuelos, ya sea inmediatamente por debajo o formando parte del horizonte C, aunque algunos de los nódulos ocurren usualmente por debajo de delgadas capas de sedimento (2 cm) de coloración oscura y con contenido de materia orgánica (ver niveles límnicos, capítulo 8), interestratificadas entre capas de arena fina limosa y limo arenoso. Estas capas oscuras que muestran límites superiores e inferiores abruptos, en algunos casos continuas lateralmente por varias decenas de metros, integran la *litofacies C*.

De Francesco *et al.* (2007) cita que en el perfil La Bomba, ubicado en el A° La Estacada, la sucesión aluvial está compuesta por amplias lentes de arenas con estratificación horizontal que incluyen capas de limos arcillosos (*litofacies Fl*) interestratificadas con la *litofacies Sm*. Estos depósitos se caracterizan por la abundancia de conchillas de moluscos de cuatro géneros diferentes, cuya asociación es indicadora de cuerpos de agua de tipo palustre, de muy baja energía y profundidad. En La Bomba y aguas abajo de la secciones Puente El Zampal, están presentes la *litofacies Gmm*, consistente de lentes de gravas medianas de hasta 5 m de amplitud, interestratificadas con la *litofacies Sm*.

Hacia el techo de la sección inferior de la planicie de agradación, la *litofacies Sm* gradúa hacia un estrato de arenas finas, friables y macizas, interpretado como un depósito de naturaleza eólica y asignado a la *litofacies Sme*. En esta posición estratigráfica, esta litofacies exhibe rasgos pedogenéticos en el sector superior (Zárate, 2002; Zárate y Páez, 2002; Zárate y Mehl, 2008), correspondientes con el desarrollo de la *litofacies Pa*,

reconocible a lo largo de unos 2 km, desde la unión de los arroyos Anchayuyo y Guajardino hasta la desembocadura del arroyo en el río Tunuyán, en cercanías de la ruta nacional N° 40. La *litofacies Pa*, representa suelos desarrollados en ambientes de llanura de inundación y reúne por lo tanto a todos los paleosuelos observados en el ámbito de la planicie de agradación. En el tope de las sucesiones aluviales la *litofacies Sm* conforma mantos de limo arenoso muy suelto y macizo.

Los depósitos de la sección estratigráfica superior, de la planicie de agradación están agrupados en la *litofacies Fl* e interestratificados con capas delgadas de sedimento con contenido de materia orgánica (*litofacies C*) y en ocasiones estratos de arena fina maciza (*litofacies Sm*). En el perfil Puente Roto, se observa el desarrollo de la *litofacies Sr* interestratificada con la *litofacies Sm*, que refleja la migración de trenes de ondas en una columna de agua tractiva de muy baja profundidad.

Hacia arriba, en la sección superior, se repiten numerosas capas de arena limosa y limo arenoso (*litofacies Fl*), separadas en algunas ocasiones por paleosuelos (*litofacies Pa*) desarrollados en el techo de algunas de ellas. El más visible de estos paleosuelos produjo una edad, obtenida en materia orgánica, de 7.890 +/- 50 años ¹⁴C AP. En el tope de la sucesión aluvial de la planicie se desarrolla un paleosuelo de color grisáceo, con una edad radiocarbónica en materia orgánica de 2.990 +/- 30 años ¹⁴C AP obtenida en la base del mismo. Una capa de sedimentos moderada a fuertemente cementada (duripán) por carbonato de calcio y yeso (*litofacies D*) suprayace al paleosuelo y al mismo tiempo está cubierta por un manto de arenas finas y sueltas (*litofacies Sme*) extendida en forma amplia sobre la planicie de agradación.

En la sección Los Alamitos 1, en el A° Yaucha, un depósito limo arenoso con abundantes gravas dispersas y arreglo en estratos horizontales macizos, ubicado encima de los dos paleosuelos aluviales enterrados y apilados, se agrupa en la *litofacies Sm*.

La sección inferior de la **terrazza de relleno aluvial** está dominada por la *litofacies Gmm* en el perfil Puesto Ramírez. En la sección Los Alamitos 2 (LA 2), expuesta en una terraza en el A° Yaucha, la base de la sucesión aluvial está dominada por las *litofacies Gh/Gmm*, con un arreglo de las gravas levemente granodecreciente y estructura entrecruzada de pobre desarrollo, que indican el desarrollo de barras de canal y flujos hiperconcentrados respectivamente.

En la parte superior dominan estratos de arenas medias a finas macizas (*litofacies Sm*), con abundantes marcas de raíces oxidadas. La sucesión aluvial expuesta en el perfil La Riojita, correlacionable temporalmente con los depósitos de la terraza de

relleno, comienza en la base con arenas medias, sueltas y macizas que pueden considerarse dentro de esta litofacies, no se observan depósitos de gravas. En el perfil Puesto Ramírez un paleosuelo (*litofacies Pa*) se desarrolla en el techo de esta litofacies, está sepultado por limos arenosos finamente laminados (*litofacies Fl*) e interestratificados con delgadas láminas oscuras que contiene materia orgánica (*litofacies C*).

En el perfil Brazo Abandonado, por encima de la litofacies *Fsm*, el depósito aluvial está dominado por la *litofacies Src*, cuya naturaleza indica corrientes con una carga predominante de sedimentos finos, régimen de flujo bajo y migración de ondulas sobre el lecho con erosión incompleta de las mismas, preservación parcial de la cara de sotavento de las ondulas (*stoss side*) y consecuente ascenso (*climbing*) del tren de ondulas.

La parte media de la sucesión está dominada por la *litofacies Sm*. El techo de las arenas de la *litofacies Sm* evidencia desarrollo de procesos pedológicos (*litofacies Pa*) en el perfil Puesto Ramírez así como en el perfil LA 2 y La Riojita. En Puesto Ramírez la sección superior de la terraza, emplazada arriba del paleosuelo, presenta reiterados depósitos de la *litofacies Sm*, interestratificados con niveles asignables a la *litofacies C*. Algunos de ellos exhiben, al ser analizados al microscopio, niveles con cristales de yeso agrupados en la *litofacies Ev*. La *litofacies Pa* se desarrolla mediante dos paleosuelos apilados en el techo de la *litofacies Sm*, cuyas características sugieren un ambiente con importante saturación en agua. El suelo superior tiene una edad de 731 +/- 41 años ¹⁴C AP, obtenida a partir de materia orgánica, es de color castaño claro, con abundantes raíces oxidadas. En las secciones La Escala, La Riojita y LA 2 se desarrollan suelos enterrados con edades, obtenidas en materia orgánica, cercanas a los 800 años ¹⁴C AP. Sobre el paleosuelo superior se desarrolla la *litofacies Sm* y cubriendo a esta la *litofacies Sme*.

La ***llanura de inundación actual*** está dominada por la *litofacies Sm*.

6.3. Facies, elementos arquitecturales y asociaciones de facies

Facies

Las *litofacies Gmm* y *Gh* exhiben escasa participación en las sucesiones aluviales analizadas, se encuentran en la sección inferior de la planicie de agradación regional y como constituyentes de la base de la terraza de relleno aluvial. Se agruparon en la **facies A**, que se interpreta como un subambiente de canal con depósitos residuales (*litofacies Gmm*) y barras de canal (*litofacies Gh*) (ver descripción e interpretación de facies en Sección 6 del Apéndice).

Los depósitos mantiformes de arena media-fina a arena limosa de las *litofacies Sm, Sr* y *Src* tienen mayor representación en los depósitos de la planicie de agradación regional. Conforman mantos macizos, con ondulitas y óndulas ascendentes respectivamente. Están dispuestos en capas de espesores variables entre 0,4-2,5 m y extensión lateral de hasta cientos de metros, en general apilados formando sucesiones de unos cuantos metros de altura. Cuando estas litofacies se encontraron vinculadas fueron reunidas en la **facies D**, que indica subambientes de llanura de inundación proximales al canal. Estos subambientes son afectados por desbordes de flujos con abundante carga de sedimentos y generación de formas de lecho de escasa profundidad y bajo régimen de flujo durante la bajante; generan migración de trenes de óndulas sobre el lecho de la planicie de inundación (*litofacies Sr*) y en algunos casos con ondulitas escalonadas producto de flujos con mayor carga de sedimentos (*litofacies Src*).

Los sedimentos finos de la *litofacies Fl*, estratos mantiformes de limos arenosos con extensión lateral de decenas a cientos de metros, dominan las sucesiones aluviales de la terraza de relleno aluvial y están presentes también en la planicie de agradación regional. Se encuentran asociados con depósitos de la *litofacies Fsm*, y en ocasiones con la *litofacies Sm*. Este grupo de litofacies corresponde a elementos finos de planicie de inundación, vinculados con áreas de desbordes próximas al canal como distales (**facies E**). Largos periodos de exposición del ambiente de planicie de inundación (**facies D** y **E**) habrían conducido al desarrollo de procesos pedológicos en los depósitos aluviales del Valle de Uco, generando sucesiones sedimentarias que exhiben varios niveles de suelos enterrados (*litofacies Pa*), algunos de ellos desarrollados en ambientes con abundante vegetación y saturación de agua.

Tanto las **facies D** como la **E** muestran un desarrollo frecuente de la *litofacies C* en los ambientes de llanura de inundación. No obstante, la frecuencia con que se observa esta litofacies es mayor en los depósitos de agradación de la terraza aluvial respecto de aquellos de la planicie de agradación regional. A partir de depósitos sedimentarios que exhiben minerales de naturaleza evaporítica (*litofacies Ev*) se infirieron momentos con menor disponibilidad de agua en el sustrato de la llanura de inundación, por ejemplo en la planicie de agradación regional con posterioridad a los 9.610 +/- 60 años ¹⁴C AP. (10.685 -11.144 años cal. AP.) y en la terraza de relleno aluvial *ca.* de 3.184 años ¹⁴C AP (3.259-3.443 años cal. AP.).

Ambas unidades geomorfológicas muestran una cubierta eólica mantiforme (*litofacies Sme*) que constituye la **facies J**. La misma se observa también en el techo de la sección inferior de la planicie de agradación regional, donde los depósitos de casi 1m de espesor indican un periodo de sedimentación eólica dominante. Depósitos eólicos, menores, en los ambientes de llanura de inundación podrían haber sido retrabajados por desbordes que afectaron sectores proximales y distales a los cursos de agua.

Elementos arquitecturales

De acuerdo con la propuesta de clasificación arquitectural de los sistemas fluviales de Miall (2006), la *litofacies Gh*, con bajo predominio en las sucesiones aluviales analizadas, podría ser interpretada como un **elemento arquitectural** de tipo **GB** (*gravel Bar*). Por otro lado los estratos de arena limosa de la *litofacies Sm* y *Src* podrían aproximarse a los rasgos del **elemento arquitectural LS** (*laminated sand sheets*), caracterizada por niveles de arena que pueden tener espesores variables entre 0,4-2,5 m y extensión lateral de hasta cientos de metros, generalmente apilados formando sucesiones de unos cuantos metros de altura. Aunque Miall (2006) incluye la *litofacies Sm* dentro del **elemento SB** (*sandy bedforms*) para hacer referencia al relleno de un canal (**elemento CH**) con arenas/areniscas masivas, en este caso dado la extensión y arreglo apilado de los estratos de arena limosa se optó por incluirla dentro del **elemento LS**.

Los sedimentos finos de la *litofacies Fl* se consideran dentro del **elemento FF** (*floodplain fines*), que agrupa estratos mantiformes de limos arenosos, con una extensión lateral de decenas a cientos de metros. Largos periodos de exposición de la

planicie de inundación pueden conducir al desarrollo de procesos pedológicos, tal cual es el caso de los depósitos analizados, donde el **elemento FF** está interestratificado con varios niveles de suelos enterrados (*litofacies Pa*), considerados por Miall (2006) como un elemento arquitectural de origen sedimentario bioquímico.

Asociaciones de Facies: interpretación

En relación con las unidades geomorfológicas que guiaron el estudio y las características litofaciales, facies y elementos arquitecturales discriminadas se establece que los depósitos analizados en las cuencas de los arroyos La Estacada, Grande y Yaucha corresponderían a dos tipos de ambientes sedimentarios (Cuadro 6.3). En un ambiente de abanico distal se habrían generado los depósitos de la *planicie de agradación regional* observados en el A° La Estacada y su tributario el A° Anchayuyo; corresponden a los depósitos de mayor antigüedad relativa analizados en este trabajo (Fig. 6.15). Se habrían desarrollado amplias planicies de inundación afectadas por desbordes en sectores no canalizados y depositación de estratos de arenas finas limosas y limos arenosos; y escasos cursos de diseño entrelazado arenosos, con transporte secundario de gravas en el lecho de canal (carga tractiva mixta). La sucesión sedimentaria aluvial se interrumpe con un depósito de arenas eólicas, sobre el cual se desarrolló un paleosuelo *ca.* de 11.000-10.000 años AP. que marca un periodo de estabilidad en el sistema aluvial. Luego de este episodio, se renueva la sedimentación en la planicie de agradación; la sección superior de la misma exhibe desarrollo de numerosos eventos de inundación, a partir de los cuales se habrían depositado sedimentos limo arenosos y arena limosos, interrumpidos por periodos de estabilidad con formación de suelos. En los perfiles litoestratigráficos Puente Roto y Finca Gatica no hay evidencias de desarrollo de paleosuelos en la sección superior de la planicie de agradación, sólo depósitos de limos arenosos macizos. Las diferencias litofaciales observadas a lo largo de la planicie de agradación indicarían diferentes posiciones dentro del paleovalle fluvial (Fig. 6.15), con los depósitos correspondientes al perfil litoestratigráfico Puente El Zampal en una posición más cercana al eje del valle. Los perfiles litoestratigráficos Puente Roto, La Bomba y Finca Gatica correspondería a depósitos generados en una posición relativamente distante al curso fluvial principal.

UG	LITO-FACIES	CODIGO	MUESTRA	$\delta^{13}\text{C}$	Anos ^{14}C AP	PERFIL	Años CAL. AP	
PLANICIE DE AGRADACION REGIONAL	Sme	-----						
	D	-----						
	Pa	NSRL-12644	MOS	-15,0	2.990 ± 30	PEZ	2.967 - 3.211 (p: 1)	
	FI	-----						
	Pa	Beta 135581(*)	MOS	-25,0	7.890 ± 50	PEZ	8.454 - 8.968 (p: 0,96)	
							8.832 - 8.862 (p: 0,022)	
							8.890 - 8.890 (p: 0,0004)	
							8.919 - 8.952 (p: 0,019)	
		NSRL-12645 (*)	M	-6,4	7.450 ± 40	PR	8.964 - 8.968 (p: 0,002)	
							8.106 - 8.345 (p: 0,92)	
							8.050 - 8.093 (p: 0,058)	
							8.106 - 8.119 (p: 0,012)	
	8.133 - 8.139 (p: 0,005)							
	FI **	Sr	-----					
		Sm	-----					
	Pa	Beta- 135579(*)	MOS	-25,0	9.610 ± 60	PEZ	10.685 - 11.144 (p: 1)	
Beta 154136 (*)		MOS	-18,3	10.090 ± 50	PR	11.275 - 11.805 (p: 0,99)		
						11.790 - 11.805 (p: 0,007)		
Sme	-----							
Sm **	Gh	-----						
	Gm	-----						
	C	Beta 154137(*)	MOS	-21,0	17.110 ± 70	PEZ	<i>Curva de calibración no válida ***</i>	
	P TL	-----						

Cuadro 6.1. Litofacies y edades numéricas radiocarbónicas de los depósitos sedimentarios aluviales A° La Estacada y su tributario el A° Anchayuyo. Unidades geomorfológicas (UG); Tefras (TI); niveles límnicos (C); carbonatos pedogenéticos (P); duripán (D), evaporitas (Ev), paleosuelos aluviales (Pa); arenas, limos y arcillas laminadas (FI); arenas, arenas limosas, limos arenosos macizos (Sm); arenas, arenas limosas, limos arenosos con laminación horizontal (FI), arenas finas y arenas finas limosas eólicas, bien seleccionadas, masivas o con una laminación horizontal difusa (Sme), arenas finas con laminación ondulítica (Sr), gravas clasto soportadas con estratificación horizontal (Gh), gravas matriz soportadas macizas (Gmm). Puente El Zampal (PEZ),

Puente Roto (PR), Brazo Abandonado (BA), La Escala (LES), Puesto Ramírez (Pt. R). Ver Apéndice para referencias de litofacies. Las dataciones se realizaron sobre materia orgánica en sedimentos (MOS), moluscos (M) y carbón. P: probabilidades. Edades calibradas a 2 sigma con el programa CALIB 5.1.0 (Stuiver y Reimer, 1993), se utilizaron las curvas de calibración para el hemisferio sur de McCormac *et al.* (2004). (*) Zárate (2002). (**) indica variaciones laterales de litofacies en el nivel dominado por la litofacies situada en la columna izquierda. (***) no existen curvas de calibración ^{14}C que alcancen esta edad para el hemisferio sur.

Estos contrastes en las posiciones geomorfológicas explican no sólo las diferencias litofaciales observadas, sino también diferencias de altura y grado de desarrollo que exhibe el paleosuelo de 11.000-10.000 años AP, así como el desarrollo de los demás paleosuelos en la sección superior de la planicie de agradación en el perfil Puente El Zampal. El desarrollo de un duripán en el techo de los depósitos de la planicie y la cubierta eólica superficial indican el cese de los procesos de agradación aluvial en esta superficie.

Las edades y arreglo sedimentario de los depósitos aluviales de la unidad geomorfológica más elevada del A° Yaucha, equivalente temporalmente con el sector superior de la planicie de agradación regional en el A° La Estacada y su tributario el A° Anchayuyo, sugieren el desarrollo de un ambiente de llanura de inundación, vinculado con un canal de tipo sinuoso, restringido al valle fluvial excavado en los sedimentos fanglomerádicos de la Fm. La Invernada.

Los depósitos de *terrazza de relleno aluvial* del A° La Estacada y del A° Yaucha, y su equivalente temporal del A° Grande (perfil La Riojita) corresponderían a un ambiente de llanura de inundación vinculado con una faja de canal de tipo sinuoso a meandriforme (Fig. 6.15). En el A° La Estacada la sedimentación tiene lugar en el ámbito de la terraza de relleno desde algún momento posterior a los 7.800 años AP y anterior a los 5.600 años AP. Las litofacies observadas en los depósitos sugieren un sistema fluvial de tipo sinuoso a meandriforme, con una planicie de inundación relativamente estrecha, 200 a 300 m de anchura, y restringida al valle fluvial excavado en los depósitos de la planicie de agradación regional. Los paleosuelos desarrollados en el techo de los depósitos arenosos y areno limosos, que constituyen el sector medio y superior de la sucesión, indica ambientes saturados en agua con importante desarrollo vegetal; podrían significar el corte de un meandro y desarrollo de un *ox-bow lake* o bien ambientes palustres asociados a la planicie de inundación. Los depósitos aluviales analizados corresponderían a depósitos de grano fino, formados en ambientes de energía

relativamente baja, producidos por crecidas efímeras y mantiformes; también podrían vincularse a sedimentación en ambientes saturados en forma casi permanente, con desarrollo de pedogénesis y actividad orgánica en los sedimentos.

Miall (2006; pag. 171) menciona que los depósitos de llanura de inundación (*overbank deposits*) son un componente importante del sistema fluvial en aquellos ríos que transportan considerable carga sedimentaria de grano fino en suspensión, por ejemplo ríos meandriformes y anastomosados, que se caracterizan por poseer amplias llanuras de inundación. Los ríos entrelazados gravosos y arenosos por su parte tienden a ocupar la mayor parte del valle fluvial con elementos de canal, los ambientes de desborde (*overbank environments*) son de dimensiones reducidas y por lo tanto sus depósitos son, en este tipo de ríos, un componente minoritario del sistema fluvial (Miall, 2006; pag. 171). Los ríos entrelazados gravosos o de carga tractiva (Schumm, 1977) presentan un cauce fluvial integrado por un área de canales activos y por canales inactivos afectados por crecidas excepcionales y canales desvinculados definitivamente de la actividad fluvial; en estos últimos se desarrollan los subambientes de menor energía que pueden ser colonizados o no por vegetación. Los ríos entrelazados arenosos, por su parte, cuya carga sólida es de tipo mixta (Schumm, 1977) pueden generar subambientes de desborde de mayor desarrollo. Teniendo como base la clasificación de estos ambientes propuesta por Miall (2006), las sucesiones aluviales analizadas en la terraza de relleno corresponderían a **1**) depósitos de grano fino, formados en ambientes de energía relativamente baja, producidos mayormente en episodios de crecidas; y **2**) depósitos generados por sedimentación en ambientes saturados en forma casi permanente. **1** y **2** exhiben en ocasiones rasgos que indican el desarrollo de pedogénesis y actividad orgánica (fauna-flora) en los sedimentos.

La cubierta de arenas macizas que sepulta los paleosuelos superiores (Holoceno tardío) de la terraza en el perfil Puesto Ramírez, podrían registrar un episodio de rápida sedimentación generado por una crecida. Posteriormente se produjo la incisión de los depósitos de la terraza y el comienzo de la sedimentación en la actual planicie de inundación, con un sistema fluvial sinuoso meandriforme, atestiguado a partir del desarrollo de meandros y brazos de meandros abandonados (Fig. 6.14; ver Figs. 5.13, 5.14 y 5.18, Capítulo 5). La superficie de la terraza de relleno aluvial muestra, al igual que la planicie de agradación regional, una extensa cubierta eólica.

UG	LITO-FACIES	CODIGO	MUESTRA	$\delta^{13}C$	Anos ^{14}C AP	PERFIL	Años CAL. AP
TERRAZA DE RELLENO ALUVIAL	Sme	-----					
	Sm	-----					
	Pa	NSRL-12651	carbón	-24,4	435 ± 25	LES	444 - 506 (p: 0,83)
		NSRL-12652	MOS	-15,8	540 ± 25		333 - 506 (p: 0,17)
		AA61401	M	-4,61	731 ± 41		504 - 545 (p: 1)
	Pa	LP-1742 (*)	MOS	-25,2	1.420 ± 60	Pt. R	558 - 684 (p: 0,99)
							710 - 710 (p: 0,0012)
							1.151 - 1.155 (p: 0,99)
	Pa	LP-1742 (*)	MOS	-25,2	1.420 ± 60	Pt. R	1.171 -1.393 (p: 0,002)
	Sm	-----					
	Pa / Ev	NSRL 12650	MOS	24,4	2.500 ± 40	BA	2355 - 2.551 (p: 0,62)
							2555 - 2.618 (p: 0,15)
		AA72822		-22,7	3.184±34	Pt. R	2633 - 2.705 (p: 0,23)
	Sm	-----					
	Src	-----					
	FI / C	-----					
	Pa / C	NSRL 12653	MOS	-23,1	3.570 ± 20	LES	3.699 - 3.868 (p: 1)
		NSRL-12648	MOS	-25,2	3.750 ± 45	BA	3.889 - 4155 (p: 0,99)
							4.207 - 4221 (p: 0,01)
		NSRL-12647	MOS	-23,0	3.780 ± 45	BA	3.958 - 4184 (p: 0,89)
							3.925 - 3951 (p: 0,035)
4.187 - 4236 (p: 0,07)							
NSRL-12654		MOS	-22,8	3.860 ± 40	LES	4.008 - 4.031 (p: 0,022)	
						4.082 - 4.318 (p: 0,88)	
						4.322 - 4.357 (p: 0,047)	
						4.367 - 4.406 (p: 0,044)	
NSRL-12642		MOS	-23,8	3.880 ± 30	Pt. R	4093 - 4126 (p: 0,066)	
						4.143 - 4317 (p: 0,80)	
	4.323 - 4357 (p: 0,068)						
	4.367 - 4.406 (p: 0,062)						
Sm	NSRL-12655	M	-23,4	5.270 ± 65	LES	5.884 - 6.186 (p: 0,94)	

							5.758 - 5.822 (p: 0,006)
	Gmm	-----					

Cuadro 6.2. Litofacies y edades numéricas radiocarbónicas de los depósitos sedimentarios aluviales A° La Estacada y su tributario el A° Anchayuyo. Ondulítica ascendente (*climbing*) (Src), ver demás referencias en Cuadro 6.2. Ver Apéndice para referencias de litofacies. Las dataciones se realizaron sobre materia orgánica en sedimentos (MOS), moluscos (M) y carbón. Edades calibradas a 2 sigma con el programa CALIB 5.1.0 (Stuiver y Reimer, 1993), se utilizaron las curvas de calibración para el hemisferio sur de McCormac *et al.* (2004). (*) Zárate (2002).

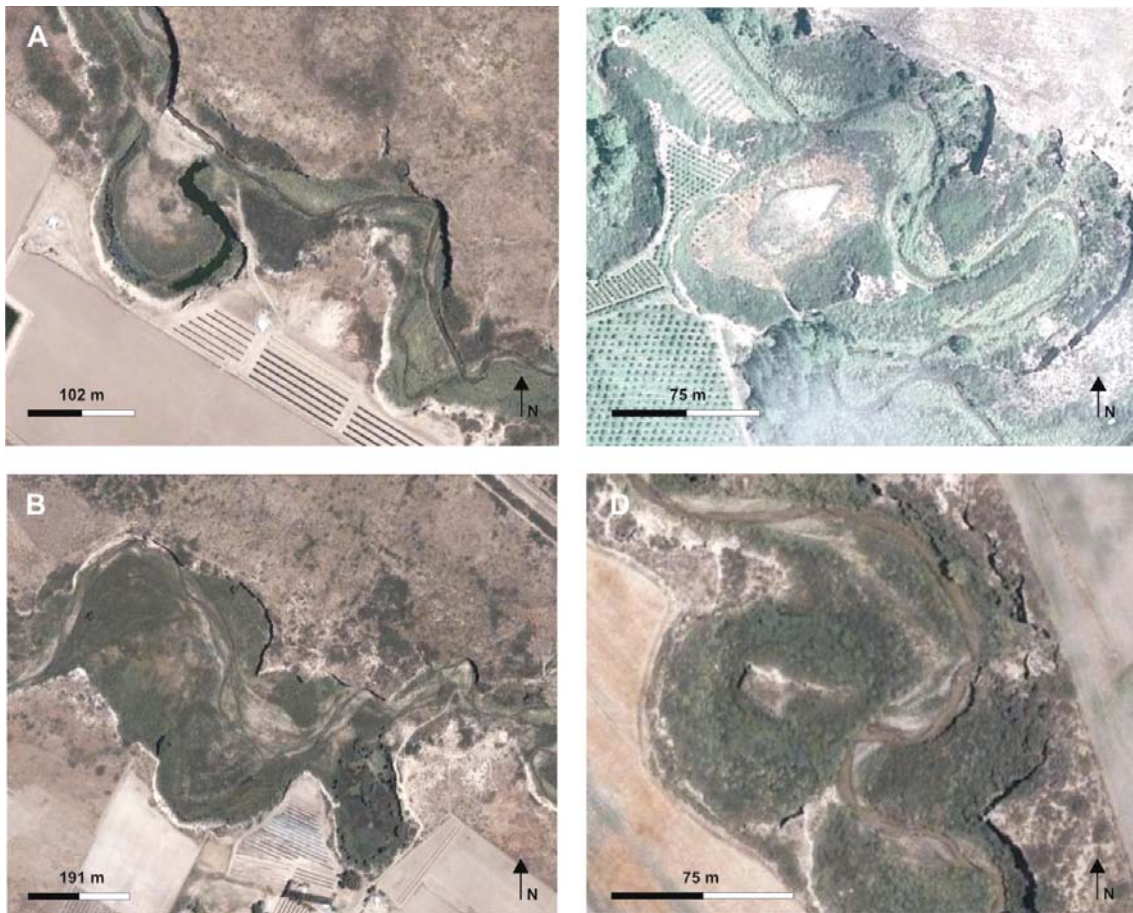


Fig. 6.14. Vista de brazos de meandro abandonados. A-B) A° La Estacada. B-C) A° Anchayuyo.

UNIDAD GEOMORFOL.	ASOCIACIONES DE FACIES		FACIES	LITOFACIES	INTERPRETACION
	AMBIENTE	SUBAMBIENTE			
PLANICIE DE AGRADACION REGIONAL	ABANICO DISTAL – FLUVIAL ENTRELAZADO	Cauce fluvial compuesto activo (<i>composite fluvial channel</i>)	A	Gmm, Gh, SGm	Depósitos residuales de canal.
		Area de canales inactivos	D	Sm, Sr, Src, P, C, Pa, TI	Crestas de playa fluvial (<i>beach ridges</i>) en margenes de barras del sector inactivo; caras de avalancha (<i>avalanche face</i>) Escorrentías en manto. Desarrollo eventual de vegetación.
			J	Sme	Depósitos de manto eólico por acreción vertical de un manto arenoso parcialmente vegetado.
TERRAZA DE RELLENO ALUVIAL	FLUVIAL SINUOSO	Canal	A	Gmm, Gh	Depósitos residuales de canal.
		Planicie de inundación	D	Sm, Sr, Src, P, C, Pa, Ev	Depósitos de desbordes proximales al canal en llanuras de inundación
			E	Sm, FI, Fm, Fsm, P, C, Pa, TI, Ev	Depósitos de desbordes distales al canal en llanuras de inundación.
			J	Sme	Depósitos de manto eólico, migración de óndulas eólicas o acreción vertical de un manto arenoso parcialmente vegetado.

Cuadro 6.3. Asociaciones de facies, facies, litofacies e interpretación del subambiente, en función de las unidades geomorfológicas discriminadas.

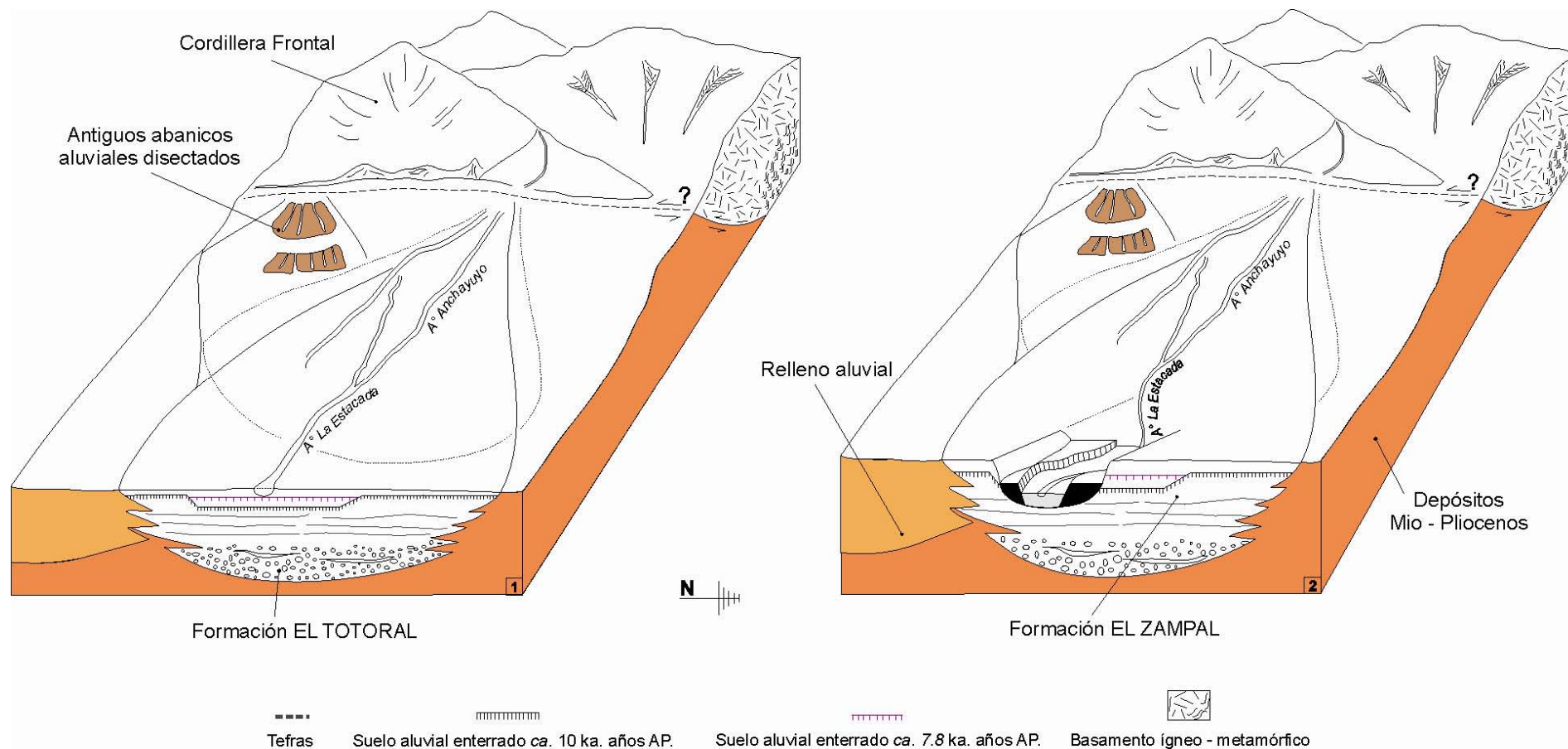
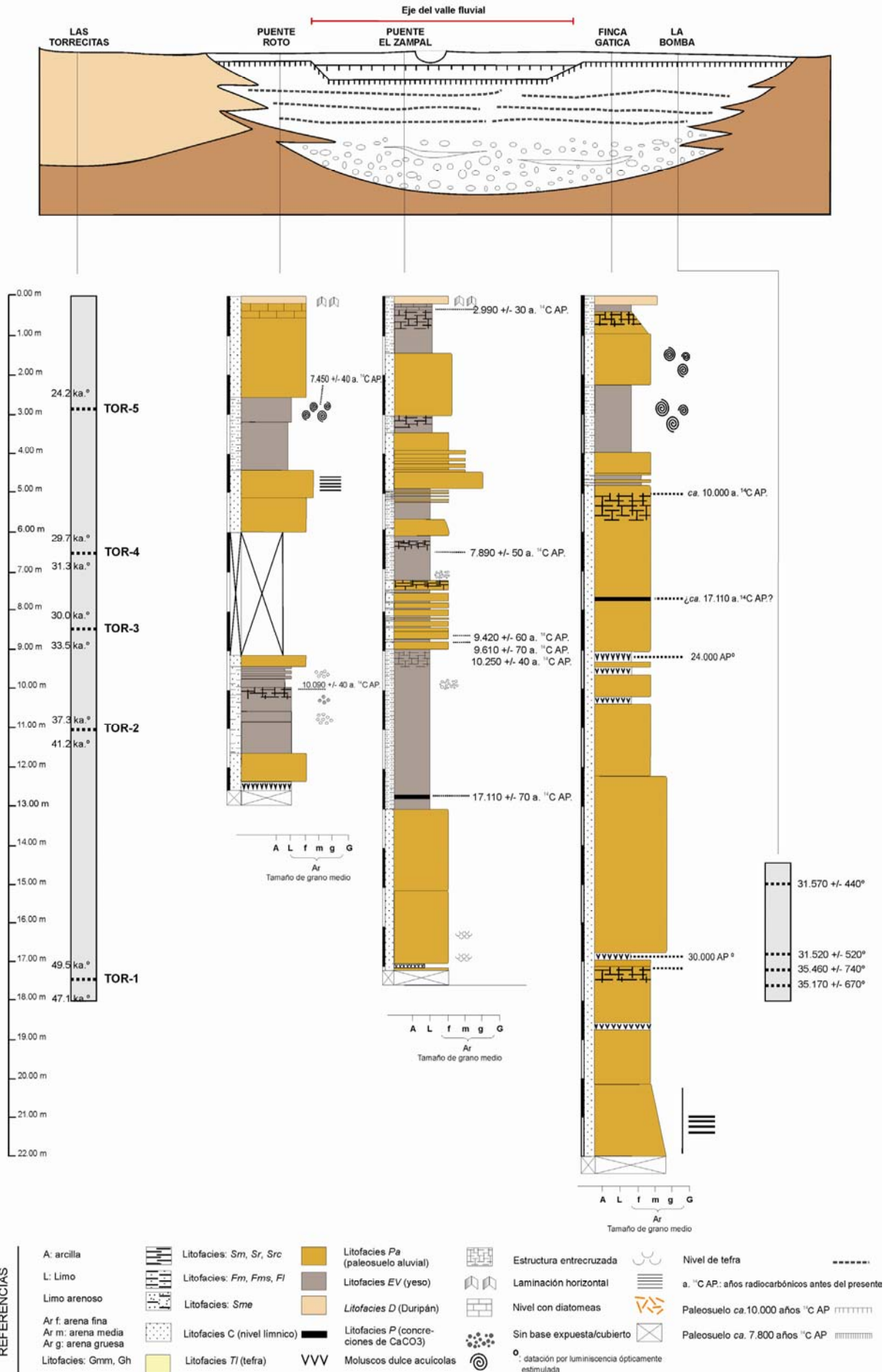


Fig. 6.15. Esquema que muestra los ambientes de depositación aluvial en el sector norte del Valle de Uco. 1) transición Pleistoceno tardío-Holoceno y Holoceno temprano. 2) Holoceno medio y tardío.

Fig. 6.16. Diferencias en el arreglo litoestratigráfico de las secciones fluviales de abanico distal analizadas en la planicie de agradación regional (perfiles litoestratigráficos Las Torrecitas, Puente El Zampal, Puente Roto, La Bomba –tomado de Toms *et al.*, 2004- y Finca Gatica).

Figura 6.16



CAPÍTULO 7

MINERALOGÍA DE PSAMITAS DE DEPÓSITOS ALUVIALES DEL VALLE DE UCO

7.1. Introducción

Conocer las características litológicas de las unidades que afloran en las cuencas de drenaje es fundamental para determinar la influencia de las mismas sobre 1) la generación y aporte de los sedimentos, y 2) sobre el predominio de algunos tipos mineralógicos en ciertas secciones de las sucesiones aluviales. En relación con ello, el análisis composicional-mineralógico de la fracción arena muy fina puede indicar la naturaleza petrológica del área, o áreas, de aporte de los sedimentos analizados. En Argentina, los antecedentes de análisis mineralógicos de grano suelto a partir de depósitos actuales de psamitas aluviales son escasos, entre ellos se pueden citar los estudios realizados en las cuencas del río Grande de Jujuy (Mazzoni y Spalletti, 1972) y del río Colorado (Blasi, 1986; Blasi y Manassero, 1990), así como aquellos realizados en la región austral de la cuenca Chacoparenense (Etchichury y Tófaló, 2004). De acuerdo con los lineamientos proporcionados por dichos autores, así como por los análisis composicionales de sedimentos litorales realizados por Teruggi *et al.* (1959), Teruggi (1964) y Etchichury y Remiro (1967), se realizó la caracterización y clasificación composicional-mineralógica de los depósitos aluviales analizados en los perfiles litoestratigráficos Puente El Zampal (A° Anchayuyo), La Escala (A° La Estacada) y Los Alamitos 1 y 2 (A° Yaucha). A partir de la información recabada se estableció la naturaleza litológica de las áreas de aporte, emplazadas en las cabeceras de cuencas de los arroyos involucrados. Se determinó el marco tectónico del área drenada mediante un gráfico ternario basado en las asociaciones de cuarzo-feldespatos totales-líticos (más piroclastos mixtos) (Dickinson *et al.*, 1983). Si bien no se realizó la separación de minerales livianos y pesados, el porcentaje relativo de minerales pesados presentes en la muestra total, y la asociación de los mismos, se volcó en el triángulo de Nechaev e Ispording (1993) para determinar en forma tentativa si existe una aproximación al marco tectónico conocido para el área.

7.2. Mineralogía de la fracción psamítica

A continuación se describen las características que exhiben los minerales discriminados a partir del análisis petrográfico, en preparados a grano suelto, de la fracción arena muy fina (0,125-0,062 mm) de los depósitos aluviales del **Arroyo (A° La Estacada)** (perfil litoestratigráfico **La Escala: LES**) y de su tributario el **A° Anchayuyo** (perfil litoestratigráfico **Puente El Zampal: PEZ**), así como los depósitos del **A° Yaucha** (perfiles litoestratigráficos **Los Alamitos 1** y **Los Alamitos 2: LA 1-LA 2**). La frecuencia de los distintos minerales observados está expresada en porcentajes y se consigna en los cuadros 7.1 y 7.2. Se analizó la variación porcentual de los componentes minerales en función de la profundidad de los perfiles seleccionados y el grado de alteración de los granos, esto último a partir de la utilización del triángulo propuesto por Szlagowski (2003) y Szlagowski *et al.* (2004) (Figs 7.37 y 7.38).

Vidrio volcánico (Vv): es uno de los componentes minerales con mayor participación en los depósitos aluviales analizados, alcanza en algunos niveles hasta un 70% de concentración, siendo los valores más bajos y escasos cercanos al 4%. Los vitroclastos, poco desgastados, corresponden en su mayoría a fragmentos pumíceos con estructura fluidal o a fragmentos de paredes de burbujas, canaliculos y oquedades, en su mayoría con rellenos parciales o totales de sedimentos arcillosos que otorgan un aspecto “sucio” a los granos. También se encuentran trizas vítreas macizas de aspecto límpido. Dominan los vidrios incoloros, con algunas muestras que exhiben vidrios color castaño claro o “caramelo” en proporciones no superiores al 10% del total de los vidrios (Figs. 7.1, 7.2, 7.3, 7.4 y 7.5).

Piroclastos mixtos (Pm): conformados por cristaloclastos, en el sentido de Teruggi *et al.* (1978), con rebordes o envolturas vítreas. La proporción de Pm presente en las muestras varía entre 0,3 y 3,7 %. Los cristales conservan en su mayoría la forma cristalina euhedral, aunque pueden aparecer fracturados e incompletos. Los Pm observados están compuestos principalmente por cristales de cuarzo, feldespato potásico (sanidina), hipersteno, plagioclasa, hornblenda y olivino (Figs. 7.6, 7.7 y 7.8).

Líticos (Lt): se reconocen fragmentos líticos derivados de rocas volcanoclásticas, como ser pastas félsicas y granos conformados por numerosos cristales de hábito tabular (posiblemente plagioclasas) inmersos en pastas de naturaleza vítrea (vidrio color castaño oscuro). Entre las pastas dominan las texturas traquítica, traquitoide y en menor

medida poikilítica. También se reconocen fragmentos de rocas conformados por dos o más minerales, como ser granos compuestos por: cuarzo y plagioclasa, mica y cuarzo, pasta félsica y cuarzo, plagioclasa y minerales pesados, cuarzo policristalino y piroxenos-anfíboles, pasta félsica y olivino, augita y cuarzo (Figs. 7.9, 7.10, 7.11 y 7.12).

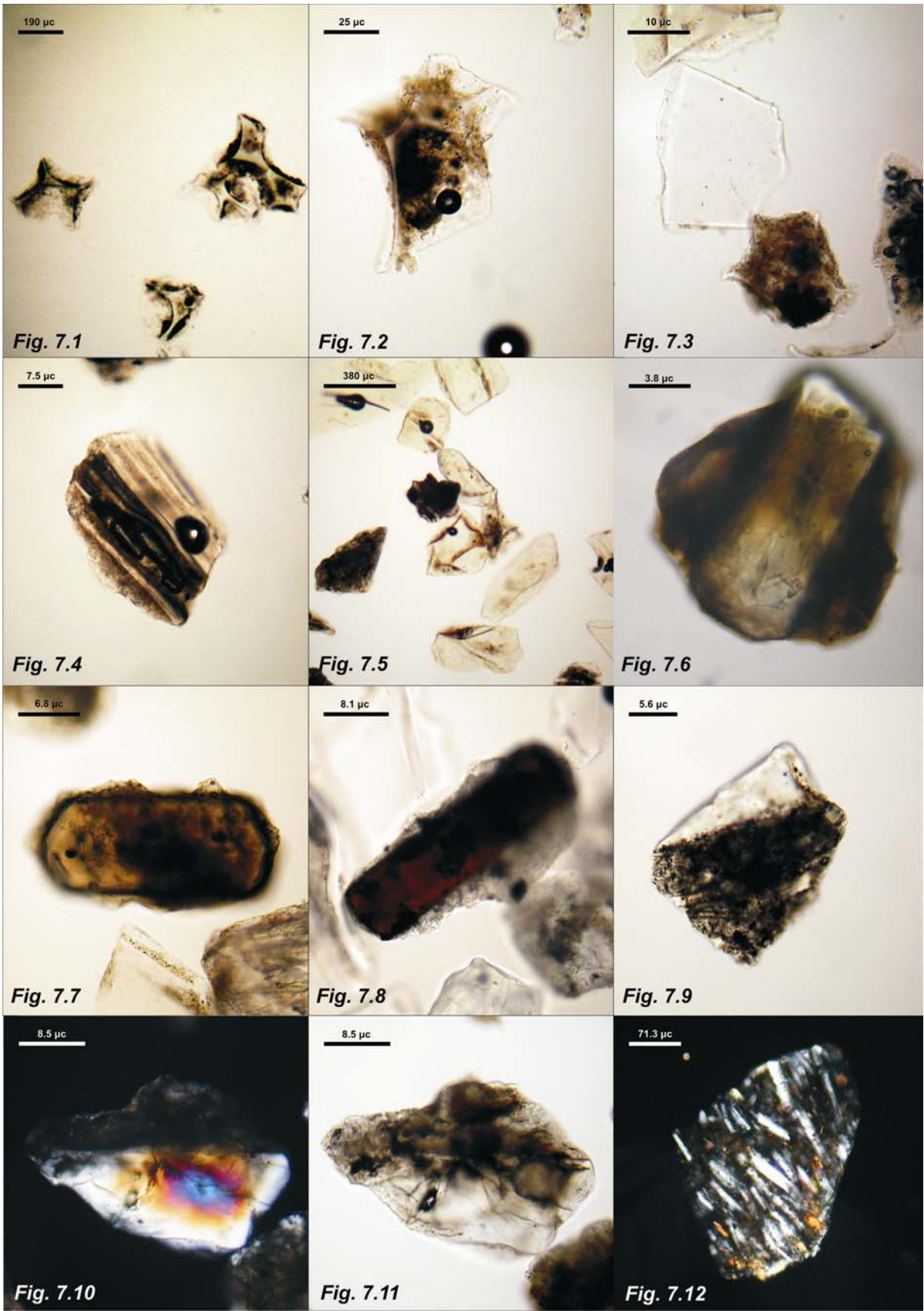
Los fragmentos líticos presentan formas redondeadas a subredondeada cuando corresponden a pastas félsicas o vítreas, mientras que los que están integrados por dos o más minerales tienden a desarrollar bordes subangulares a subredondeados, por ejemplo aquellos formados por cristales de cuarzo, plagioclasa y minerales pesados.

Cuarzo (Cz): es uno de los minerales observado con frecuencia en las muestras y en una proporción similar a los fragmentos líticos. Su abundancia es inferior a la del vidrio volcánico, las micas y las alteritas. De las 24 muestras analizadas, 15 presentan abundancias relativas de Cz inferiores al 10%, mientras que las 9 restantes exhiben porcentajes variables entre el 10 y el 28%.

Son granos subredondeados a redondeados, participan también formas angulosas con buen desarrollo de fracturas concoideas propias de este mineral. Predominan los granos con superficies bien conservadas, en menor medida se distinguen algunos con desarrollo de oquedades, pátinas de óxidos de manganeso y hierro (Figs. 7.13, 7.14 y 7.15).

Dominan las formas monocristalinas, aunque también están presentes las formas policristalinas en porcentajes no superiores al 20% del total de los granos de Cz observados. En general la extinción del Cz es normal o en escarapela, se observa también un porcentaje variable entre 0-40% de granos con extinción ondulosa. Algunos cristales, aunque escasos, presentan inclusiones sólidas cristalinas, por ejemplo cristales de rutilo o circón.

Plagioclasas (Pl): los granos de Pl son escasos, en los sedimentos analizados representan entre un 0,3 y 5 % de los granos analizados. Predominan las morfologías tabulares y los bordes redondeados a subredondeados, las formas angulares están presentes en baja proporción. En general los granos son de mayor espesor que el recomendable para observar las propiedades ópticas. La preservación de las Pl es variable, algunos de los granos presentan buena preservación de las superficies y otros



Leyendas de figuras 7.1-7.12:

Figs. 7.1-7.2-7.3: Vidrio volcánico, visto con luz normal (Los Alamitos 1).

Figs. 7.4-7.5: Vidrio volcánico, visto con luz normal (Puente El Zampal).

Figs. 7.6-7.8: Piroclasto mixto, visto con luz normal (Los Alamitos 2).

Fig. 7.7: Piroclasto mixto, visto con luz normal (Puente El Zampal).

Fig. 7.9: Litoclasto, visto con luz normal (Los Alamitos 2).

Figs. 7.10-7.11: Litoclasto visto con luz normal y polarizada (Los Alamitos 2).

Fig. 7.12: Litoclasto (pasta volcánica con textura poikilítica), visto con analizador (Los Alamitos 1).

con fuerte meteorización. Entre los granos de Pl se observan algunos con zonación y otros con macla polisintética (Figs. 7.16, 7.17 y 7.18).

Feldespatos potásicos (Fp): su concentración es baja, constituyen entre un 0,3 y 5% de los granos analizados. Los granos son de forma tabular y con contornos que varían desde subangulosos a redondeados. El aspecto es variable incluso dentro de una misma muestra, algunos cristales tienen superficies frescas mientras que otros exhiben alteraciones (por diagénesis) que podrían corresponder a sericita o caolinita, y/o meteorización. La sanidina es el feldespato más común, en algunos casos los cristales exhiben macla de Carlsbad (macla simple de dos individuos); también hay ejemplares de microclino, algunos de ellos de buen aspecto, otros más gruesos que lo deseado para microscopía o con reemplazos en ciertos sectores.

Olivinos (Ol): su participación en las muestras no supera el 2%. Se observan como granos irregulares, de forma oval o bien como cristales de hábito prismático con vértices fracturados. Los contornos de los granos varían entre subangulosos y subredondeados. Los cristales son de color verde, verde amarillento, en algunos casos con sectores incoloros, el pleocroísmo es nulo y el brillo es vítreo (Figs. 7.19, 7.20, 7.21 y 7.22).

Epidoto (Ep): la presencia de epidoto varía entre un 0,3 y 0,8 %. Son granos irregulares, de forma elongada y de bordes angulosos, se presentan como fragmentos de cristales que no conservan en general su euhedralidad, las superficies son rugosas y fracturadas. Los granos son transparentes, de color verde amarillento y pleocroísmo débil (Figs. 7.23).

Piroxenos (Px): están representados por las especies hipersteno, augita, diópsido y enstatita; la primera es la más abundante en las muestras, su concentración varía entre 0,3 y 3,3 %, en menor proporción se encuentra el diópsido, presente entre un 0,3 y un 2%, mientras que la augita se concentra en un 0,6-0,8 y la enstatita en un 0,3 %. Entre los hiperstenos se observan cristales alargados, que en algunos casos conservan una forma cristalina euhedral o bien son fragmentos de cristales con contornos subangulosos a subredondeados. Los granos presentan superficies de aspecto límpido y fresco, con brillo vítreo. El color del hipersteno es castaño claro verdoso con

pleocroísmo variable entre castaño rojizo y amarillento (Fig. 7.28). Las variedades ferríferas exhiben un pleocroísmo más marcado. Son granos translúcidos, suelen tener inclusiones de magnetita (Fig. 7.24).

La enstatita se presenta como cristales tabulares y prismáticos, de bordes subangulosos, incoloros a verde pálido y de pleocroísmo nulo.

La augita observada es de color castaño claro (augita titanada) o incolora, de pleocroísmo nulo y brillo vítreo. Presenta extremidades dentadas (dientes de perro) (Fig. 7.25). También se observan algunos especímenes de colores verde botella, translúcidos y con brillo vítreo; son cristales tabulares y prismáticos de bordes angulosos (Fig. 7.31).

Los granos de diópsido son alargados, de forma prismática y bordes subangulosos. El color es verde muy pálido a incoloro, son no pleocroícos y exhiben superficies límpidas y de brillo vítreo.

Anfiboles (Anf): se reconocen cristales de hornblenda (0,3 a 2%) y lamprobolita (hornblenda basáltica, 0,3 a 0,8%). Los primeros son granos alargados y prismáticos, en general con bordes subangulosos, mientras que otros son fragmentos con bordes rectos o aserrados. Los cristales son transparentes a translúcidos, con brillo vítreo. El color es verde oscuro a castaño, con pleocroísmo moderado. Las superficies son frescas y límpidas (Figs. 7.26 y 7.29).

La hornblenda basáltica se observa como granos elongados y prismáticos, de hábito cristalino mal preservado, ya sea por fracturación de los cristales o por desgaste de los mismos. Los granos son translúcidos, de color castaño rojizo intenso a amarillento (ricas en hierro), con pleocroísmo menos acusado que en las hornblendas verdes (ricas en sodio) (Figs. 7.27 y 7.30).

Micas (M): las micas se encuentran en proporciones variables, en algunas muestras representan sólo un 1% de los granos observados, mientras que en otras alcanzan hasta un 88% de concentración. Los granos corresponden en su mayoría a muscovita, en una proporción muy inferior y escasa, se aprecian también granos de biotita (ehuedrales) y clorita. En las muestras en las que dominan las micas, gran parte de los granos se encuentran meteorizados y/o alterados; la alteración es principalmente sericítica, aunque también se reconoce una alteración de color verdoso que podría corresponder a clorita y/o epidoto (Figs. 7.33, 7.34, 7.35 y 7.36).

Cuando están bien conservadas, las muscovitas se presentan en forma de laminillas delgadas, superpuestas, incoloras o amarillentas y de brillo vítreo o nacarado. La mayor parte de los granos que se observan presentan extinción recta, aunque también se observan unos pocos granos con extinción de tipo ondulosa, debido a la deformación del grano, y algunos isótopos observados en cara basal.

Alteritas: corresponden a los minerales o líticos que se observan como granos opacos o semiopacos debido a que se encuentran profundamente alterados y/o meteorizados, y no pueden asignarse a un tipo mineral. Son granos en general redondeados a subredondeados, que exhiben colores castaños oscuros a negros y en ocasiones tintes rojizo-amarillento, en algunos casos debido a impregnaciones con óxidos de hierro y/o manganeso. En algunas muestras conforman sólo el 0,3% de los granos, mientras que en otras llegan hasta un 33%.

Opacos (Op): los granos conformados por minerales opacos (magnetita, hematita, etc.) varían entre un 0,3 y 1,4% de concentración, exhiben tanto formas angulosas como redondeadas (Fig. 7.32).

7.3. Variaciones composicionales-mineralógicas en las secciones litoestratigráficas analizadas

7.3.1. Perfil litoestratigráfico Puente El Zampal (PEZ)

El perfil litoestratigráfico PEZ muestra un predominio de micas y vidrio volcánico sobre los demás componentes minerales identificados (Cuadro 7.1, Fig. 7.37.a). Estas fracciones minerales exhiben un comportamiento en “espejo” prácticamente en todo el perfil, es decir cuando el vidrio volcánico alcanza su porcentaje de máxima abundancia (sector superior e inferior del perfil) las micas exhiben su menor concentración relativa. Las trizas vítreas alcanzan una concentración máxima del 61,5 % y una mínima del 3,3 % a los 3,5 m y 12 m de profundidad respectivamente. Por su parte las micas llegan al 88,8 % de concentración a los 12 m de profundidad y al 1% cerca de los 21 m profundidad.

El cuarzo varía entre el 1% y 10,1 a lo largo del perfil y aumenta hasta un 28% en la sección basal. Los fragmentos líticos, en correspondencia con el aumento de vidrio, superan el 10% de concentración en la sección superior y parte cuspidal de la sección basal, alcanzando en algunos niveles una abundancia relativa del 33%. La máxima participación de alteritas (32,7%) se encuentra en el intervalo de 14-20 m de profundidad.

Entre los componentes minoritarios se destaca la participación de un 7,4% de feldespatos potásicos a la profundidad de 9 m. Las Pl, Pm y Anf alcanzan su mayor concentración (2 a 5%) en la sección basal del perfil.

7.3.2. Perfil litoestratigráfico La Escala (LES)

Presenta un dominio de las micas en el perfil, con valores que oscilan entre los 17,8 y 55,7 % (Cuadro 7.1, fig. 7.37.b). En este perfil el comportamiento en “espejo” se observa en el vidrio volcánico y el cuarzo, con valores de concentración entre 3 y 24%. La participación de líticos y alteritas es variable a lo largo del perfil, con una abundancia máxima del 22 % y del 17,4 % respectivamente. Las plagioclasas, feldespatos potásicos, anfíboles y piroclastos mixtos son los componentes minoritarios más abundantes del perfil, sin superar en ninguno de los casos el 5,5 % de concentración.

7.3.3. Perfil litoestratigráfico Los Alamitos 1 (LA 1)

Esta sección litoestratigráfica (Cuadro 7.2, fig. 7.38.a) está dominada por vidrio volcánico, con abundancias relativas variables entre el 25,3% y 68,6%. En segundo lugar las micas son el componente más copioso, los valores oscilan entre el 10% y el 24%. En líneas generales se puede decir que las trizas vítreas y las micas tienen un comportamiento en “espejo” a lo largo del perfil. El cuarzo, los líticos y las alteritas exhiben un patrón similar, con sus concentraciones máximas relativas (10,7%, 16,4% y 7,2% respectivamente) alrededor de los 5.1 m de profundidad. Las plagioclasas y feldespatos potásicos se encuentran como los componentes minoritarios más abundantes de este perfil, con valores que varían entre 0,3-7,4% en el primer caso y 0,3 – 5,2% en el segundo.

7.3.4. Perfil litoestratigráfico Los Alamitos 2 (LA 2)

Los componentes observados con mayor frecuencia en esta sección corresponden al vidrio volcánico, las micas y las alteritas (Cuadro 7.2 y fig. 7.38.b). Los dos primeros exhiben un comportamiento en “espejo”, con valores de trizas vítreas entre 41,3% y 64,2% y de micas entre 1,3 % y 26,7 %. La concentración de alteritas es del 20.3% en el techo de la sección litoestratigráfica y prácticamente nula (0,3%) en la base. Otros minerales presentes en mayor proporción son las plagioclasas (0,7%-5,1%), los feldespatos potásicos (cuya concentración es del 5,1% en la parte superior del perfil y nula en la base), los líticos (3,3%-9,8%) y el cuarzo (5,3%-8,3).

7.4. Principales observaciones del análisis composicional mineralógico

El análisis mineralógico de la fracción arena muy fina (0,125-0,062 mm) presente en los niveles sedimentarios aluviales analizados indica que los depósitos se caracterizan por:

1. predominio de granos formados por **vidrio volcánico, micas y alteritas**.
2. menor concentración de vidrio volcánico en niveles ricos en mica y viceversa.
3. presencia de un porcentaje relativamente importante de **fragmentos líticos y cuarzo**.
4. presencia secundaria de granos constituidos por **plagioclasa, feldespato potásico y piroclastos mixtos**.
5. presencia de minerales pesados del grupo de los **piroxenos y anfíboles**, además de **epidoto, olivino y opacos**, algunos de ellos con rebordes vítreos (**piroclastos mixtos**).
6. existencia de granos de cuarzo que exhiben extinción ondulosa, aproximadamente en un 20% del total de los cristales de cuarzo analizados.
7. granos con superficies límpidas y frescas, con excepción de las alteritas, además de bordes angulosos, subangulosos y subredondeados.
8. predominio de granos de baja densidad (**Vv**) y hábito laminar (**micas**) y sus **“alteritas”**, esto puede ser consecuencia de una “selección mineralógica” inducida a partir de comportamiento hidrodinámico de dichos minerales.



Fig. 7.13

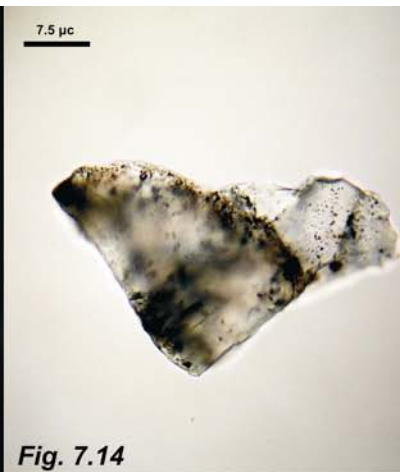


Fig. 7.14

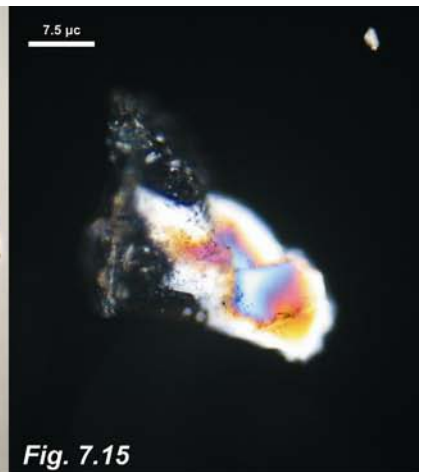


Fig. 7.15

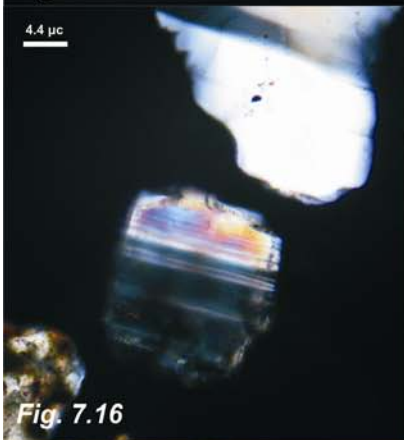


Fig. 7.16

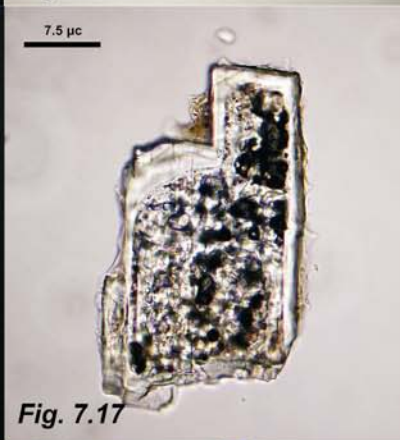


Fig. 7.17

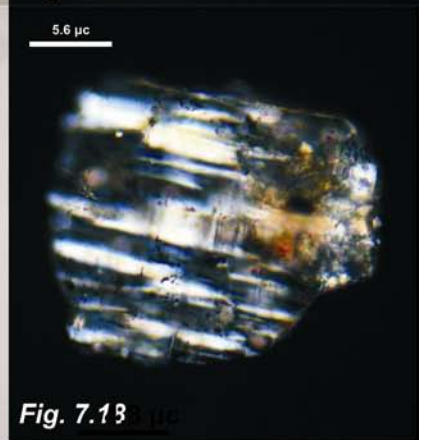


Fig. 7.18



Fig. 7.19

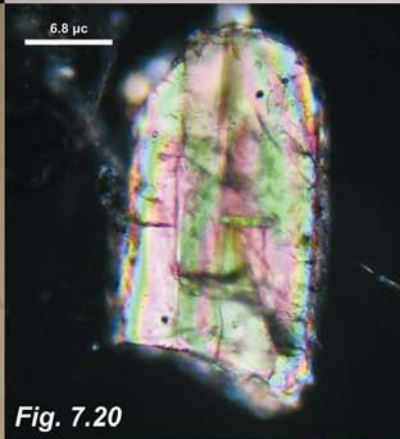


Fig. 7.20

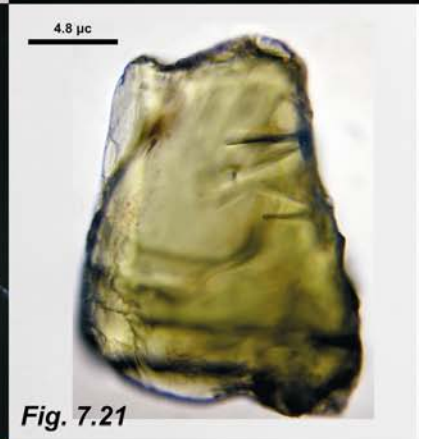


Fig. 7.21

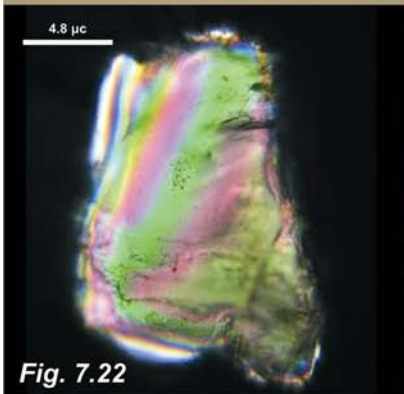


Fig. 7.22

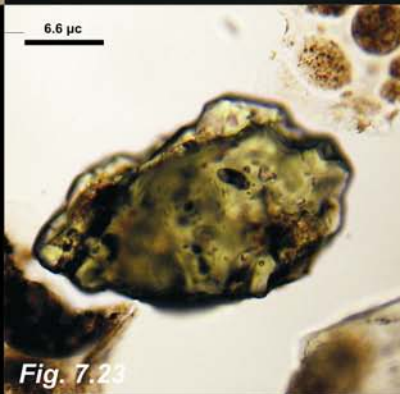


Fig. 7.23

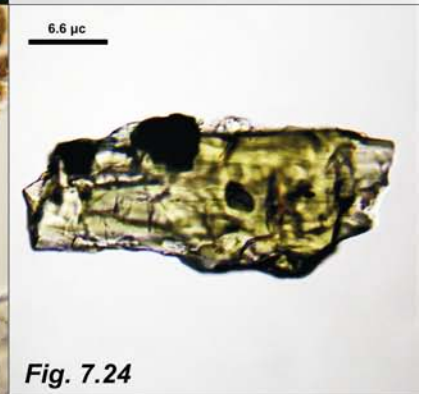


Fig. 7.24

Leyendas de figuras 7.13-7.24:

Fig. 7.13: Cuarzo monocristalino, visto con luz normal (Puente El Zampal).

Figs. 7.14-7.15: Cuarzo policristalino, visto con luz normal y polarizada (Los Alamitos 2).

Fig. 7.16: Plagioclasa, vista con luz polarizada (Los Alamitos 2).

Fig. 7.17: Plagioclasa con reborde vítreo (piroclasto mixto) y reemplazo en el sector interior del grano (Los Alamitos 2), vista con luz normal.

Fig. 7.18: Microclino con zona de reemplazo en el extremo derecho del grano (Puente El Zampal), vista con luz normal.

Figs. 7.19-7.20: Olivino, visto con luz normal y polarizada (Los Alamitos 2).

Figs. 7.21-7.22: Olivino, visto con luz normal y polarizada (Puente El Zampal).

Fig. 7.23: Epidoto, visto con luz normal (Los Alamitos 2).

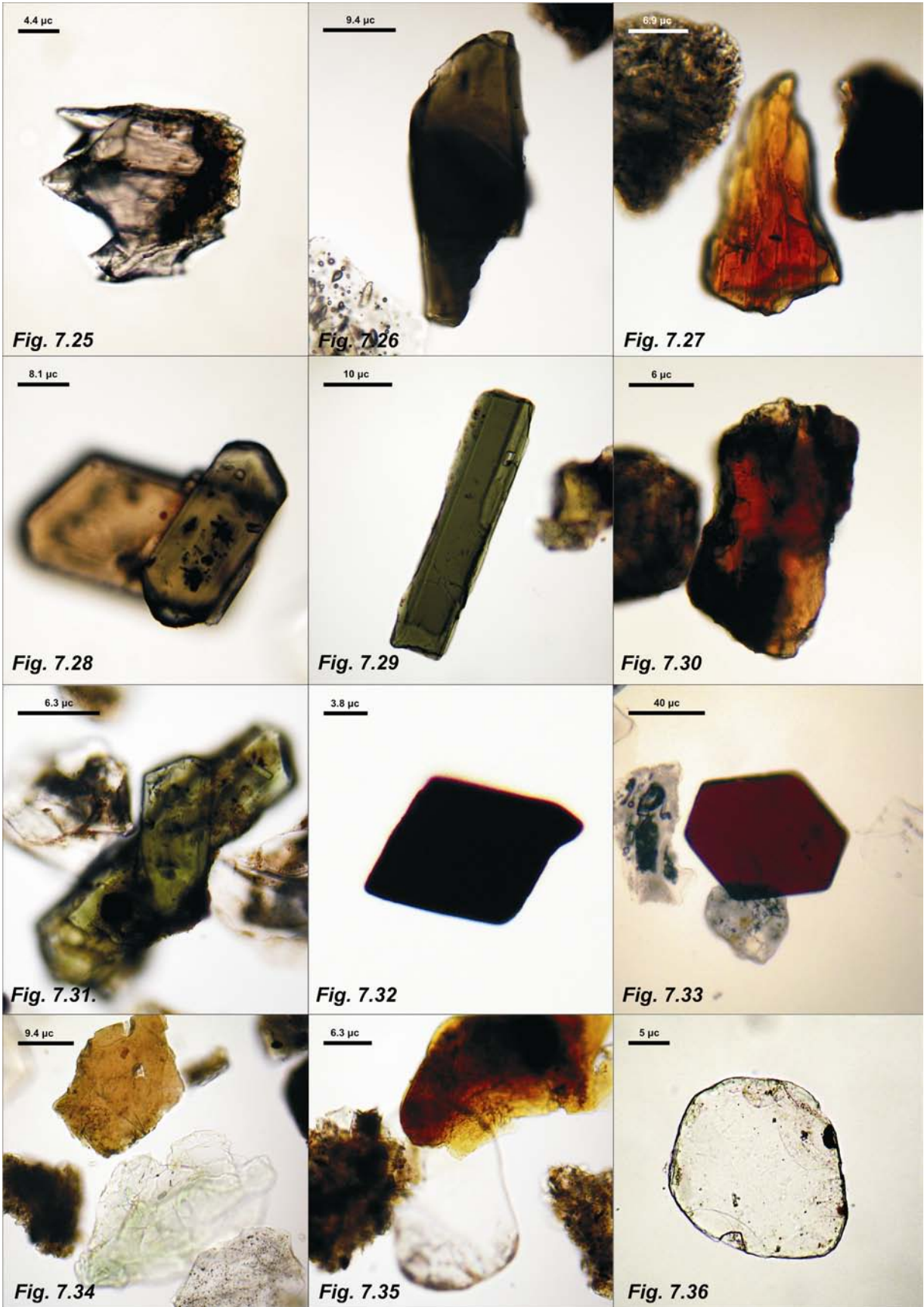
Fig. 7.24: Hipersteno con inclusiones minerales de opacos y reborde vítreo (piroclasto mixto), visto con luz normal (La Escala).

PERFIL	MUESTRA	Clasificación	% Arena	Profund. (m)	Qz.	Pl.	Fp.	Vv.	Lt.	Pm.	Px.				Anf.		Micas	Ep.	Ol.	Op.	Alteritas
											Au.	Hip.	Dp.	Ens.	Hor.	Lam.					
PEZ	M3	La	20,2	1,4	5,0	0,8	0,4	52,9	13,6	0,8	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	22,7	0,0	0,0	0,0	3,7
	M6	La	24,2	3,5	4,6	0,9	0,9	61,5	12,9	1,4	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	10,6	0,3	0,0	0,0	6,9
	M15	La	12,1	6,0	10,0	1,9	0,3	22,8	8,4	1,3	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	51,1	0,0	0,0	0,0	5,1
	M18	La	12,2	9,1	6,3	1,4	7,4	19,6	5,8	0,8	0,0	0,0	0,0	0,3	0,0	0,3	52,7	0,0	0,0	0,3	4,7
	M23	La	13,1	12,3	1,0	1,3	0,7	3,3	4,9	0,7	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	88,8	0,0	0,0	0,0	0,0
	M29	La	12,0	14,4	6,0	3,0	1,2	21,9	27,6	2,7	0,0	0,6	0,0	0,0	0,0	0,0	2,1	0,3	1,8	0,0	32,7
	M34	La	12,3	19,5	10,1	4,9	1,8	22,5	33,5	1,3	0,0	1,3	0,0	0,0	0,0	0,0	11,0	0,0	0,9	0,0	12,8
	M36	La	20,4	20,6	28,0	5,0	4,0	40,0	11,0	3,0	0,0	1,0	2,0	0,0	2,0	0,0	1,0	0,0	0,0	0,0	3,0
LES	M6 (SSM7)	La	20,7	0,9	10,1	2,2	1,2	20,9	6,4	0,6	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	51,2	0,0	0,0	0,3	7,4
	M11 (SSM2)	La	17,4	1,4	16,2	1,7	0,7	12,5	6,6	0,7	0,0	0,7	0,0	0,0	0,0	0,0	51,5	0,0	0,0	0,0	9,6
	M28 (M15-2003)	AI	58,6	6,8	16,9	2,7	0,9	15,1	14,6	3,7	0,0	0,9	0,0	0,0	0,0	0,0	32,0	0,5	0,9	1,4	10,5
	M39 (M5-2003)	La	14,8	8,7	18,0	1,6	0,4	3,7	5,7	2,9	0,8	3,3	0,0	0,0	0,0	0,0	52,2	0,8	0,4	1,2	9,0
	M47 (SCM4)	AI	67,6	13,5	6,5	2,9	5,5	19,4	1,0	2,6	0,0	0,0	0,0	0,0	0,3	0,0	55,7	0,3	0,3	0,3	4,2
	M50 (SCM7)	AI	57,9	15,0	23,4	3,3	1,4	10,5	22,0	0,3	0,0	1,1	0,3	0,0	0,8	0,0	16,8	0,0	0,3	1,4	18,5

Cuadro 7.1. Abundancia (expresada en porcentaje) de los componentes minerales identificados en la fracción arena muy fina en los perfiles litoestratigráficos Puente El Zampal (PEZ) y La Escala (LES) en función de la profundidad. (A) arena, (L) limo, (a) arenoso. (*) Folk (1954).

PERFIL	MUESTRA	Clasificación*	% Arena	Profund. (m)	Qz.	Pl.	Fp.	Vv.	Lt.	Pm.	Px.				Anf.		Micas	Ep.	Ol.	Op.	Alteritas	
											Au.	Hip.	Dp.	Ens.	Hor.	Lam.						
LA 1	A	A n 1	La	31,3	0,2	4,9	0,3	1,3	68,6	2,0	1,0	0,0	0,3	0,0	0,0	0,3	0,0	14,4	0,0	0,3	0,3	6,2
		A n 10	A	89,3	2,3	5,2	2,2	3,5	43,5	6,9	1,3	0,0	0,9	0,0	0,0	0,4	0,0	23,7	0,0	0,0	0,0	12,9
	B	B n 18	La	26,4	4,2	4,2	3,9	1,3	60,7	7,1	2,6	0,0	2,3	0,0	0,0	0,0	0,0	10,7	0,0	1,3	0,7	5,5
		B n 21	La	12,5	4,7	2,0	1,5	0,3	74,6	7,0	0,9	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	22,8	0,0	0,0	0,0	0,9
	C1	C1 n 30	La	37,4	5,1	10,7	7,4	5,2	25,3	16,4	0,7	0,0	1,2	0,0	0,0	0,5	0,7	21,4	0,5	0,5	0,3	7,2
		C1 n 36	La	48,0	6,4	3,3	1,5	1,5	67,0	6,2	0,5	0,0	0,3	0,0	0,0	0,0	0,0	14,7	0,0	0,0	0,0	4,9
LA 2	n2 (M132)	La	46,1	0,3	7,7	5,1	3,2	47,7	7,0	0,6	0,6	0,3	0,3	0,0	0,3	0,0	1,3	0,6	1,9	1,3	20,3	
	n6 (M159)	La	42,7	1,3	8,3	4,3	3,2	41,3	9,8	0,8	0,0	0,8	0,4	0,0	0,0	0,8	16,1	0,8	0,4	0,0	13,0	
	n11(M161)	La	39,1	2,0	7,5	3,2	1,7	45,2	8,5	1,1	0,0	1,1	0,0	0,0	0,4	0,0	26,7	0,7	0,0	0,0	4,6	
	n13 (M157)	La	40,4	2,4	5,3	0,7	0,0	64,2	3,3	1,0	0,0	0,3	0,0	0,0	0,0	0,0	24,8	0,0	0,0	0,0	0,3	

Cuadro 7.2. Abundancia (expresada en porcentaje) de los componentes minerales identificados en la fracción arena muy fina en los perfiles litoestratigráficos Los Alamos 1 (LA 1) y Los Alamos 2 (LA 2) en función de la profundidad. (A) arena, (L) limo, (a) arenoso. (*) Folk (1954).



Leyendas de figuras 7.25-7.36:

Fig. 7.25: Augita diente de perro, vista con luz normal (La Escala).

Fig. 7.26: Hornblenda, visto con luz normal (Los Alamitos 2).

Fig. 7.27: Lamprobolita, visto con luz normal (Puente El Zampal).

Fig. 7.28: Hipersteno, visto con luz normal (Los Alamitos 1).

Fig. 7.29: Hornblenda, vista con luz normal (Los Alamitos 2).

Fig. 7.30: Lamprobolita, vista con luz normal (Los Alamitos 2).

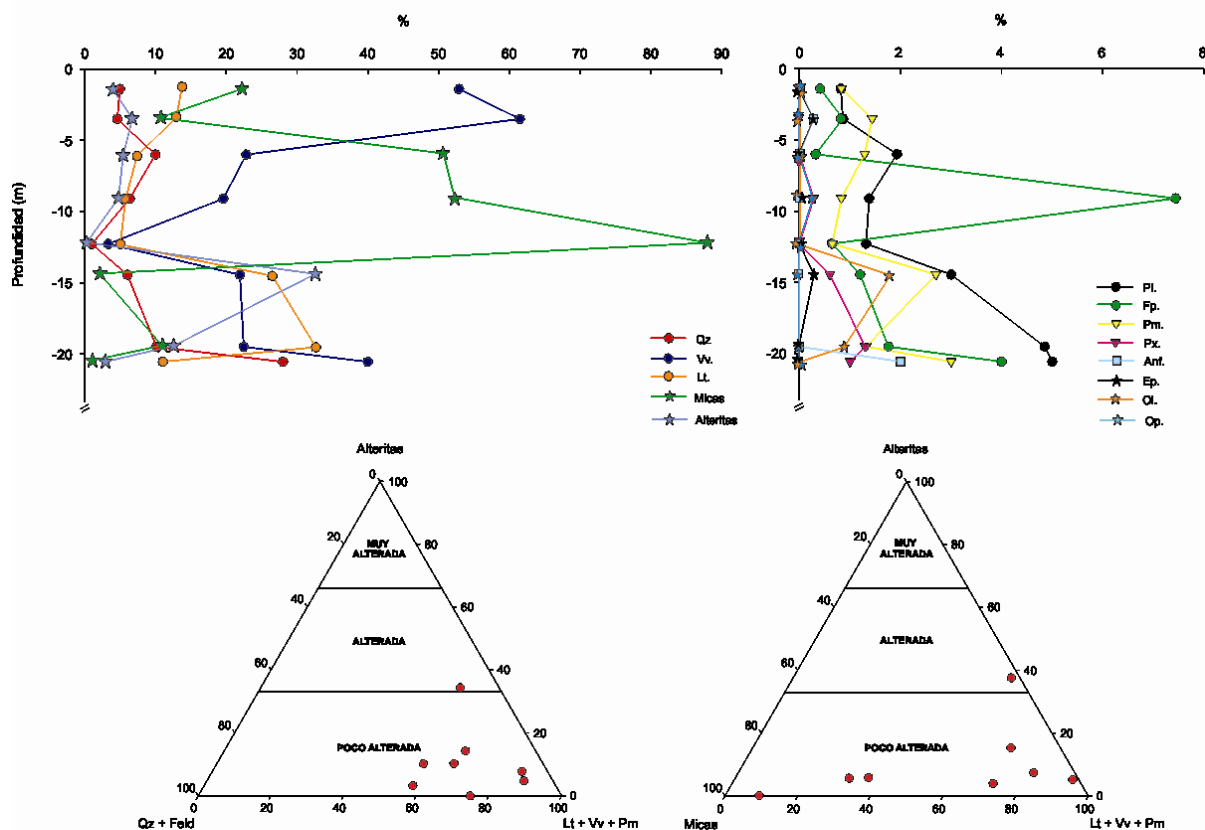
Fig. 7.31: Augita, vista con luz normal (Los Alamitos 1).

Fig. 7.32: Opaco, visto con luz normal (Los Alamitos 2).

Fig. 7.33: Biotita, vista con luz normal (Los Alamitos 1).

Fig. 7.34-7.35-7.36: Muscovitas, vista con luz normal (Puente El Zampal).

(A) Puente El Zampal



(B) La Escala

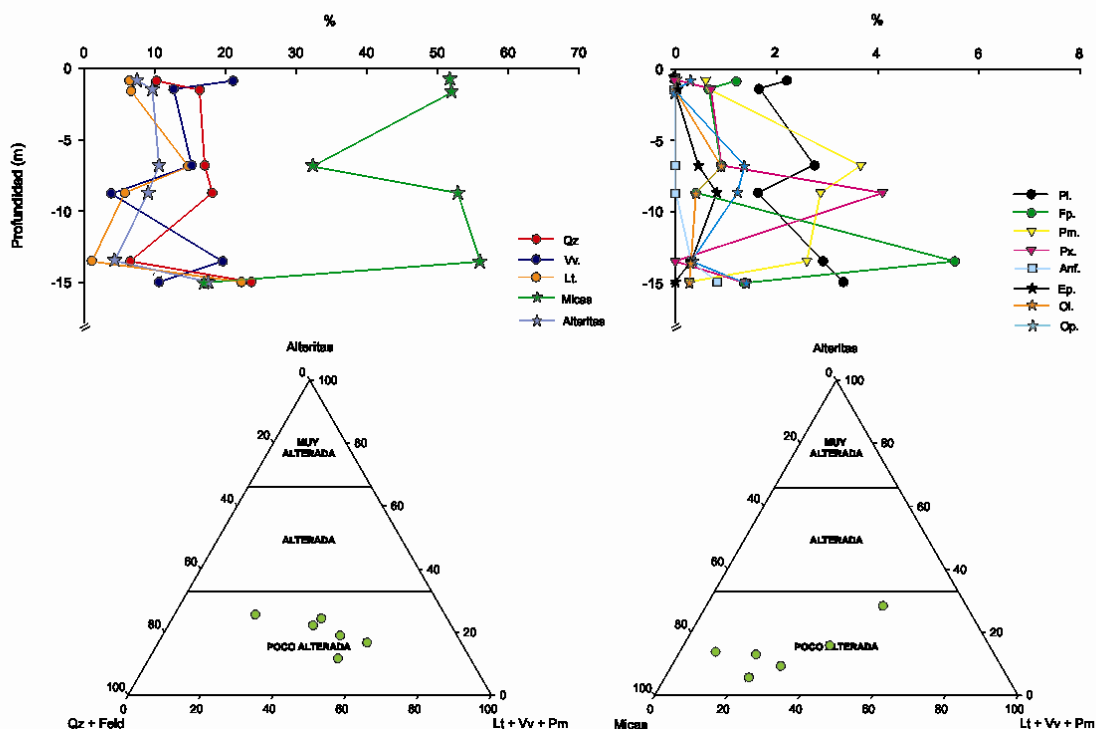


Fig. 7.37. Variaciones de la frecuencia relativa porcentual, en función de la profundidad, de los componentes minerales presentes en muestras de arena fina de los perfiles PEZ (a) y LES (b). Triángulos composicionales “alteritas vs. Qz + Feld. vs. Lt + Vv + Pm” y “alteritas vs. Micas vs. Lt + Vv + Pm” (tomado de Szegowski, 2003 y Szegowski *et al.*, 2004).

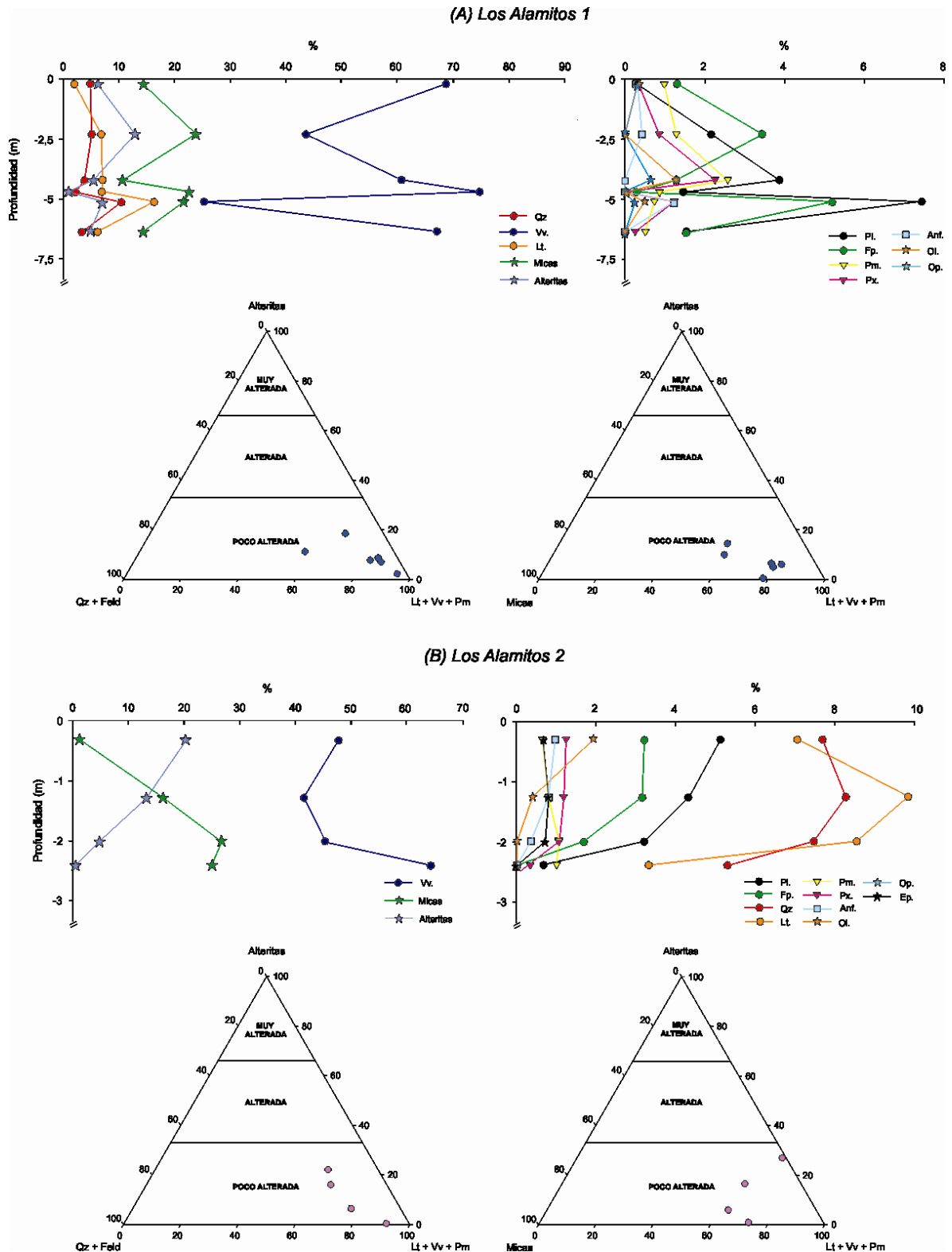


Fig. 7.38. Variaciones de la frecuencia relativa porcentual, en función de la profundidad, de los componentes minerales presentes en muestras de arena fina de los perfiles LA 1 (a) y LA 2 (b). Triángulos composicionales “alteritas vs. Qz + Feld. vs. Lt + Vv + Pm” y “alteritas vs. Micas vs. Lt + Vv + Pm” (tomado de Szlagowski, 2003 y Szlagowski *et al.*, 2004).

7.5. Clasificación composicional- mineralógica de los aluvios

Los sedimentos aluviales analizados pueden ser considerados como *sedimentos piroclásticos secundarios o retrabajados* de acuerdo con Teruggi *et al.* (1978 y autores allí citados) o como “*erosional volcanoclastic sands*” según Pettijohn *et al.* (1984); incluyen niveles que reflejan aportes piroclásticos primarios (ver Capítulo 6). Los autores emplean el término “piroclásticos secundarios” para referirse a aquellos sedimentos cuyos materiales constituyentes derivan de rocas piroclásticas primarias. Sin embargo y a partir de la naturaleza composicional de estos sedimentos piroclásticos secundarios, Teruggi *et al.* (1978) reconocen dos tipos. Un primer grupo corresponde a sedimentos derivados directamente de tefras o piroclastitas y/o piroclastitas retrabajadas, sin intervención de otro tipo de detritos sedimentarios (no piroclásticos); el segundo grupo además de incluir tefras y piroclastitas secundarias, presenta mezclas con detritos sedimentarios epiclásticos en proporciones apreciables (Teruggi *et al.*, 1978). A este último grupo de sedimentos se le ha dado el nombre de “tufitas” (Teruggi *et al.*, 1978).

A partir del análisis composicional mineralógico efectuado se observa que, los depósitos sedimentarios aluviales del Valle de Uco exhiben tanto participación de sedimentos de naturaleza volcanoclastica (en mayor medida vitroclastos, litoclastos volcánicos y en una proporción mucho menor piroclastos mixtos), como de sedimentos epiclásticos de procedencia metamórfica. No obstante, en mayor o menor proporción siempre están presentes los fragmentos vítreos, que sirven como elemento diagnóstico para considerar a los sedimentos como “tufitas”. Los perfiles litoestratigráficos analizados en Puente El Zampal y aguas debajo de la sección estratigráfica La Bomba (Toms *et al.*, 2004) presentan algunos niveles macroscópicos de tefra que podrían corresponder a lluvias de tefra, pero su mineralogía y naturaleza no han sido objeto de análisis en esta contribución.

7.6. Procedencia de los sedimentos aluviales y marco tectónico

El análisis composicional - mineralógico de los sedimentos aluviales estudiados, refleja la incidencia predominante de dos fuentes de aporte. Por un lado, afloramientos de materiales volcanoclasticos y por otro de fuentes de rocas metamórficas.

De acuerdo con el triángulo composicional propuesto por Dickinson *et al.* (1983), en el cual se considera la asociación cuarzo-feldespatos totales-líticos (aquí se suman también los piroclastos mixtos; Cuadro 7.3) se determinó el área de aporte de los sedimentos analizados. El marco tectónico corresponde a un **arco magmático (arco disectado y arco transicional)** y a un **orógeno reciclado** (Fig. 7.39.a). Los sedimentos analizadas en los perfiles litoestratigráficos Puente El Zampal y Los Alamitos 1 se asignan a un **arco transicional**, es decir un ambiente depositacional en un marco tectónico de cuenca de de antearco (*forearc*), intra arco (*intra-arc*), trasarco (*backarc*) y/ o retroarco (*foreland*). Las muestras correspondientes al perfil litoestratigráfico Los Alamitos 2 entran en el campo de **arco disectado**, arcos magmáticos maduros y erosionados que aportan sedimentos de naturaleza plutónica y volcánica a las cuencas de trasarco y retroarco. Finalmente, los detritos analizados del perfil litoestratigráfico La Escala corresponden a un marco tectónico de **orógeno reciclado**, donde las rocas fuente están deformadas y/o las secuencias de estratos levantadas en zonas de subducción, a lo largo de orógenos de colisión o fajas corridas y plegadas del antepaís.

Nechaev e Ispording (1993) propusieron un diagrama ternario para la determinación del tipo de margen continental del cual provienen los sedimentos, basado en las asociaciones de minerales pesados presentes en los sedimentos (Fig. 7.39.b). Vale mencionar que en algunas de las muestras empleadas son abundantes los minerales micáceos, los cuales se comportan hidrodinámicamente como minerales livianos, aunque su naturaleza corresponde a la de los minerales pesados. Esto podría ser un factor limitante al momento de determinar el marco tectónico basado en el diagrama ternario de Nechaev e Ispording (1993), dado que el triángulo composicional no incluye a las micas dentro de las asociaciones de minerales pesados y estas son un componente mayoritario en algunos de los niveles analizados. Sin embargo, al aplicar en forma aproximada el diagrama propuesto por dichos autores, los sedimentos aluviales analizados en el Valle de Uco quedan incluidos en el campo de **márgenes continentales activos** (Cuadro 7.4; Fig. 7.39.b), en correlación positiva con el marco tectónico del área (cuenca de antepaís vinculada con el arco magmático-orógeno de la Cordillera de los Andes).

La presencia de granos de arena compuestos principalmente por vidrio volcánico, cuarzo, litoclastos volcánicos y piroclastos mixtos, acompañados por minerales pesados como los anfíboles (parte de las hornblendas y la hornblenda basáltica) , piroxenos y olivinas se asocian a un aporte volcaniclástico. El contenido de

biotitas euhedrales, aunque poco importante, permite en parte asignar un origen piroclástico a los depósitos (Mazzoni y Spalletti, 1972). Las trizas vítreas están presentes en todas las muestras analizadas, constituyen en algunos niveles hasta un 68,6% del total de los granos. Su presencia es reducida en aquellos niveles donde las micas son el mineral más abundante, lo que indica en este caso un aporte diferente al volcánico y que podría corresponder a una fuente de naturaleza metamórfica, como se discute más adelante. Las adherencias vítreas en los granos minerales o fragmentos líticos dan lugar a la formación de los denominados piroclastos mixtos; pese a que su concentración en las secciones analizadas es minoritaria, su presencia avala la procedencia volcánico-lítica de los materiales a partir del retrabajo de detritos piroclásticos primarios o secundarios (tobas y/o tufitas) (Teruggi *et al.*, 1978). Estos materiales provendrían de la erosión y transporte fluvial y/o eólico a partir de áreas fuentes volcánico-líticas que afloran en la cuenca.

Perfil	Qz	Feld. Totales	L + Pm	Total	Qz*	Feld. Totales*	L + Pm*	Total*
PEZ	71	35,8	129,8	236,6	30,01	15,13	54,86	100
LES	91	24,5	67	182,5	49,86	13,42	36,71	100
LA 1	30,3	29,9	52,4	112,6	26,91	26,55	46,54	100
LA 2	28,7	21,3	32,2	82,2	34,91	25,91	39,17	100

Cuadro 7.3. Sumatoria de la abundancia (expresada en porcentaje) de cuarzo (Qz), feldespatos totales y líticos más piroclastos mixtos) en la fracción arena muy fina de las muestras analizadas en los perfiles Puente El Zampal (PEZ), La Escala (LES), Los Alamitos 1 (LA 1) y Los Alamitos 2 (LA 2). (*) porcentajes relativos re-calculados para el total de muestras de cada perfil (100%).

PERFIL	Px.	Anf.	OI.	Ep.	MG	MT	MF	Total	MG*	MT*	MF*	Total*
PEZ	0,7	0,3	0,35	0,1	0	0,1	1,35	1,45	0	6,9	93,1	100
LES	1,2	0,2	0,3	0,3	0	0,3	1,7	2	0	15,0	85,0	100
LA 1	0,8	0,3	0,4	0,1	0	0,1	1,5	1,6	0	6,3	93,8	100
LA 2	1	0,4	0,6	0,5	0	0,5	2	2,5	0	20,0	80,0	100

Cuadro 7.4. Sumatoria de la abundancia (expresada en porcentaje) de los componentes minerales pesados identificados en la fracción arena muy fina de las muestras analizadas en los perfiles Puente El Zampal (PEZ), La Escala (LES), Los Alamitos 1 (LA 1) y Los Alamitos 2 (LA 2). *GM* (citrón, turmalina, estauroilita), *MT* (anfíboles: actinolita-tremolita, epidoto, granates), *MF* (olivina, piroxenos, anfíboles: hornblendas de color verde-azul). (*) porcentajes relativos re-calculados para el total de muestras de cada perfil (100%).

El aporte de minerales de naturaleza metamórfica está reflejado principalmente a partir de granos de cuarzo con extinción ondulosa, horblendas y de abundantes minerales micáceos. Aunque las micas pueden derivar también de rocas ígneas graníticas-pegmatíticas, se considera aquí que probablemente proceden de los extensos afloramientos de rocas metamórficas (facies de esquistos verdes y anfibolita) de edad precámbrica, denominados Complejo Metamórfico de la Cordillera Frontal (Polanski, 1958 en Caminos *et al.*, 1979). Nechaev e Ispording (1993) citan horblendas procedentes de erosión de rocas metamórficas e intrusivas, aunque remarcan que las especies incoloras y verde azuladas son más comunes de una procedencia metamórfica. La presencia de epidoto, elemento minoritario en los sedimentos analizados, puede asociarse con la existencia de rocas de naturaleza metamórfica, aunque también es un mineral presente en rocas ígneas intrusivas.

Es importante destacar que al tratarse de sedimentos aluviales, la mayor concentración de micas y de vidrio volcánico en ciertos niveles estratigráficos podría deberse a un factor hidrodinámico, tal como lo menciona Blasi (1986). De acuerdo con Rittenhouse (1943 en Blasi, 1986) es esperable que los cambios en las condiciones hidrodinámicas de las corrientes generen variaciones mineralógicas de los depósitos en secciones transversales del sistema fluvial. En ese sentido, la abundancia de micas y vitroclastos podría deberse a condiciones de menor energía hidráulica generadas en los ambientes de planicie de inundación de los arroyos analizados; esto sustenta los resultados obtenidos a partir del análisis litofacial de los depósitos aluviales (ver capítulo 6). Las micas por su hábito laminar pueden comportarse hidrodinámicamente como poblaciones de tamaño menor y decantar bajo condiciones de menor energía de transporte o de estancamiento. El “enriquecimiento” de granos micáceos en ciertos niveles, posiblemente esté vinculado con el aporte mayoritario de sedimentos derivados de rocas metamórficas o bien una merma en el aporte volcanoclástico. La existencia de afloramientos de metamorfitas en áreas que constituyen las cabeceras de cuenca de los arroyos analizados permite sustentar este tipo de aporte. Asimismo, los vitroclastos se habrían comportado de forma similar debido a su baja densidad, y provendrían de los afloramientos volcánicos-volcanoclásticos del área (rocas volcánicas Permo-Triásicas, depósitos volcanoclásticos terciarios, cuaternarios y Asociación Piroclástica Pumícea) que llegan a constituir aproximadamente un 70 % de la misma.

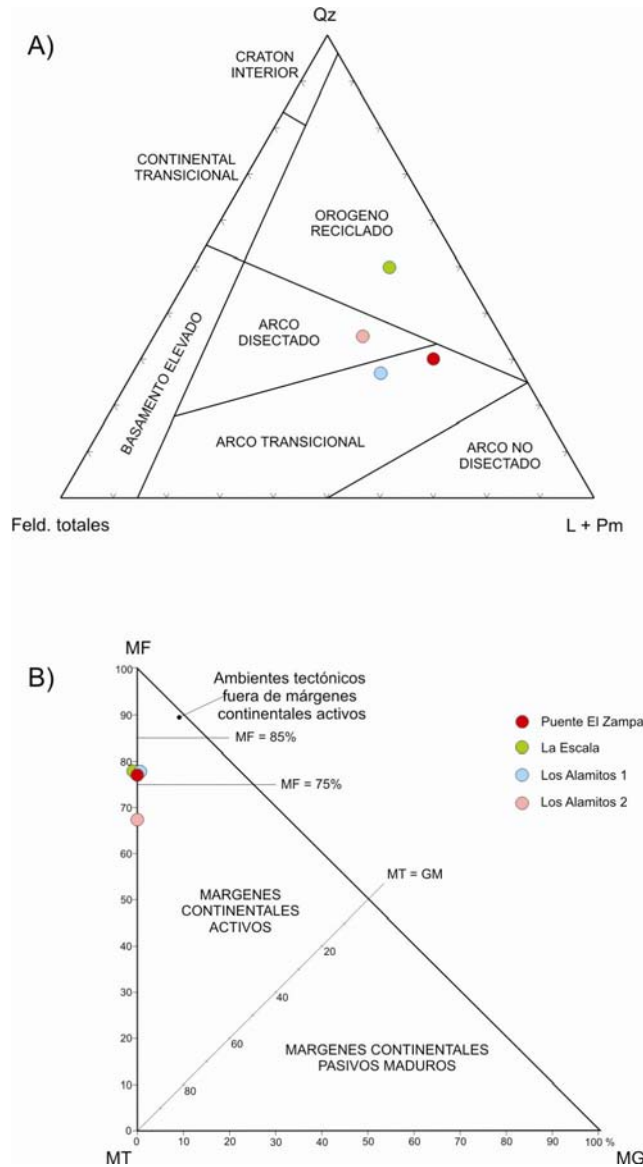


Fig. 7.39. a) Ubicación de los perfiles litológicos en el triángulo composicional propuesto por Dickinson *et al.* (1983). b) Diagrama ternario para determinación del tipo de margen continental basado en las asociaciones de minerales pesados presentes en los sedimentos. *GM* (circón, turmalina, estaurolita), *MT* (anfíboles: tremolita-actinolita, epidoto, granates), *MF* (olivina, piroxenos, anfíboles: hornblendas de color verde-azul). Tomado de Nechaev y Isphording (1993).

7.7. Aportes: rocas madres de los detritos

A. Los perfiles litoestratigráficos La Escala y Puente El Zampal están emplazados en las márgenes del A° La Estacada y su tributario el A° Anchayuyo respectivamente, que drenan el sector norte del piedemonte de Cordillera Frontal a la

altura de las localidades de Tupungato-Tunuyán. En el área de cabecera de estos arroyos afloran rocas metamórficas del Complejo Metamórfico de Cordillera Frontal, rocas ígneas del Grupo Choiyoi y sedimentitas permo-carboníferas.

En Puente El Zampal la mineralogía está dominada, en forma alternante a lo largo de la columna estratigráfica, por vidrio volcánico y micas. Esto indica intervalos con mayor aporte de sedimentos desde áreas con afloramientos de rocas metamórficas y otros intervalos de aportes volcanoclásticos, tal vez procedentes de la cubierta cuaternaria (por ej. depósitos volcánicos del cerro Tupungato). La sección La Escala, localizada aguas debajo de la sección Puente el Zampal, muestra un claro dominio de minerales micáceos a lo largo de todo el perfil. Cabe mencionar que el A° La Estacada no sólo recibe aportes del A° Anchayuyo, sino también del A° Guajardino, por lo cual la sección La Escala puede reflejar además el aporte desde rocas del complejo paleozoico, con un consecuente enriquecimiento relativo en micas respecto a los componentes volcanoclásticos.

B. Los perfiles litoestratigráficos Los Alamitos 1 y 2 están emplazados en las márgenes del A° Yaucha, que junto con los arroyos Papagayos y del Rosario tienen sus cabeceras en la Cordillera Frontal. Según lo señalado en el capítulo 4, en la cuenca superior del arroyo Yaucha afloran esquistos verdes de la Fm. Las Lagunitas, rocas intrusivas Permo-Carboníferas (tonalita Carrizalito) e intrusivas-volcánicas del Grupo Choiyoi (Permo-Triásico), también afloran rocas volcánicas terciarias y cuaternarias. En la cuenca media el A° Yaucha excavó depósitos volcánicos cuaternarios, que suprayacen en el piedemonte proximal de Cordillera Frontal a depósitos piroclásticos de la APP. En tanto, en el sector de transición entre la cuenca media a inferior del A° Yaucha el paisaje está conformado en gran medida por los depósitos piroclásticos de la APP.

En los perfiles litoestratigráficos Los Alamitos 1 y 2 del A° Yaucha, las trizas vítreas son el componente mineral predominante. La fracción micácea también observada, podría provenir de los cuerpos intrusivos del Grupo Choiyoi y/o fracciones ricas en micas que podrían estar presentes en los esquistos cuarzo-biotíticos de la Fm. Las Lagunitas.

Un último punto a considerar está relacionado con la existencia de **alteritas** en concentraciones apreciables en ciertos niveles estratigráficos. No obstante, de acuerdo con los diagramas ternarios 1)Alteritas vs. Cuarzo + feldespatos vs. Líticos + piroclastos

mixtos y 2) Alteritas vs. Micas vs. Líticos + piroclastos mixtos, los sedimentos se ubican en forma dominante en el campo de las muestras poco alteradas. Su presencia podría estar vinculada con procesos diagenéticos producidos en los afloramientos fuente de los materiales o bien con la diagénesis que los depósitos experimentan *in situ* una vez acumulados. Esta última situación podría conducir a la alteración de los minerales más lábiles -feldespatos y micas- y de las fracciones vítreas. En ese sentido, cabe mencionar que en algunos niveles observados los granos de mica y vidrio se presentan con superficies poco frescas, cubiertas con pátinas de óxidos y alteraciones a sericita y clorita o epidoto? en el caso de las micas. Las fracciones minerales pesadas observadas se encuentran en casi todos los casos analizados con superficies frescas.

7. 8. Conclusiones

A partir de las observaciones realizadas se concluye que los sedimentos que constituyen las sucesiones aluviales del Valle de Uco proceden de la erosión y/o captura, transporte y depositación de detritos de rocas volcanoclásticas y de rocas metamórficas. Los sedimentos son clasificados como “*tufitas*” poco meteorizadas.

La abundancia de vidrio volcánico y micas en estos sedimentos aluviales, en detrimento de otros componentes o minerales procedentes de las rocas madres mencionadas, se considerada como el resultado de una "selección mineralógica". Ésta, estaría inducida por las características particulares de estos componentes frente a condiciones de baja energía hidrodinámica. Así, la baja densidad del vidrio volcánico favorece su transporte hacia posiciones distales de la cuenca, y el hábito planar de las micas conduce a la depositación por decantación de los granos minerales que se comportan hidrodinámicamente como poblaciones de menor granulometría. La abundancia de estos dos componentes, y la presencia de sus alteritas, sustentan la asignación de los depósitos estudiados a ambientes sedimentarios de planicie de inundación aluvial.

Tal cual lo demuestran las asociaciones de cuarzo-feldespatos-líticos, el área de aporte de las muestras analizadas corresponde, en correlación positiva con el marco tectónico regional del área, a una zona de arco magmático (arco transicional y disectado) y a un orógeno reciclado. Por otra parte las asociaciones de minerales

pesados presentes indican una procedencia desde un margen continental activo (Fig. 7.3), en coincidencia con los resultados obtenidos a partir de la fracción mineral liviana. Las áreas fuentes de los sedimentos se encuentran en la Cordillera Frontal y en los depósitos basálticos y extensos depósitos piroclásticos de la APP, emplazados en el piedemonte adyacente al sector sur de dicha unidad. No obstante, no deben descartarse los depósitos terciarios miocenos ubicados hacia el norte y este de la Depresión de Tunuyán -Huayquerías de San Carlos y Huayquerías Pedemontanas- como posibles fuentes de los materiales aquí analizados.

Los vientos dominantes en la porción norte de la región de Cuyo provienen del cuadrante sudeste (Prohaska, 1976), con mayor intensidad y frecuencia en los meses de primavera y verano. En otoño y primavera se adiciona la influencia del viento Zonda procedente del norte (Hudson *et al.*, 1990). Estos vientos podrían haber sido uno de los agentes responsables del aporte de parte de los materiales finos (arenas limosas y limos arenosos) que rellenaron la depresión tectónica, junto con los sedimentos transportados por los cursos de agua que drenaban el frente montañoso. Aunque se propone aquí considerar a los afloramientos terciarios como un área fuente potencial de sedimentos, se debe tener en cuenta que ello no modificaría la naturaleza de las asociaciones mineralógicas establecidas, debido a su naturaleza volcano-piroclástica.

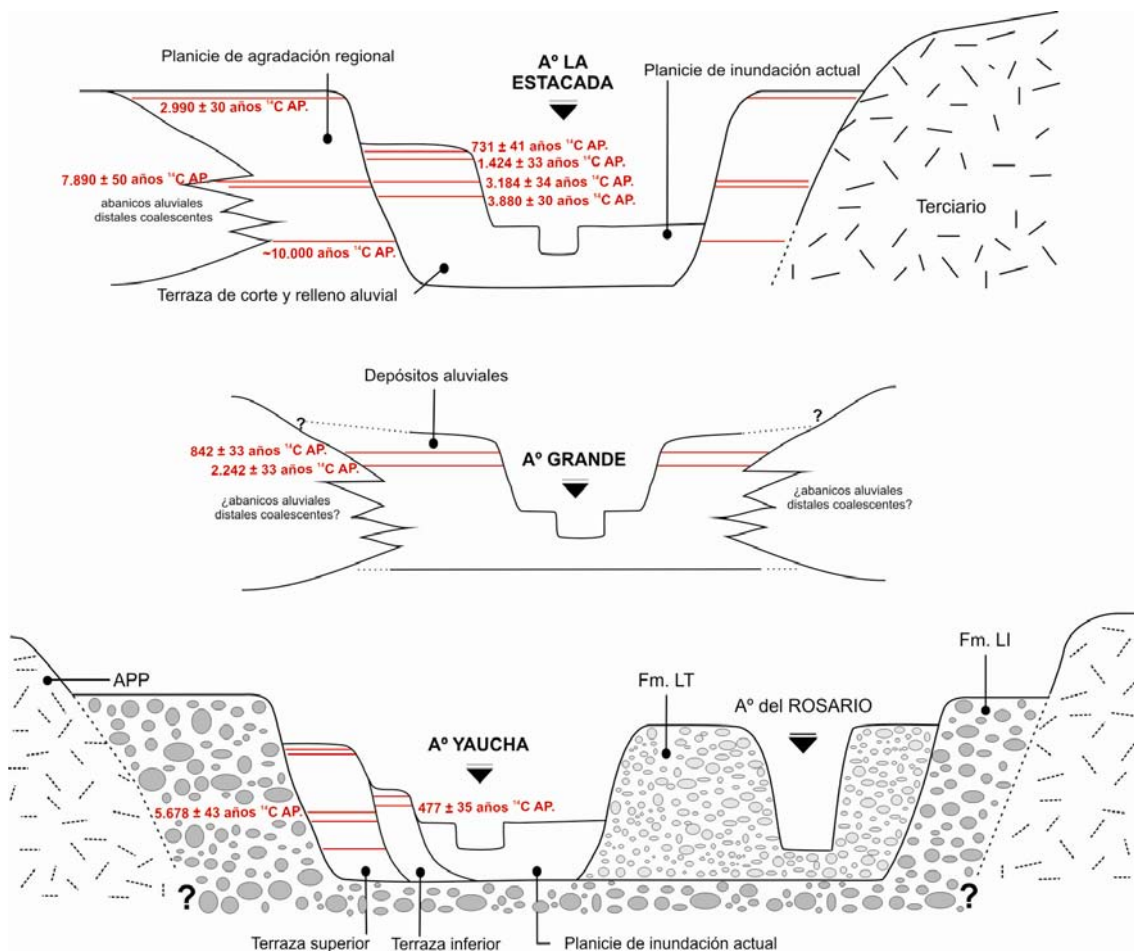
La Cordillera Frontal debe haber sido el área de aporte de los sedimentos sinorogénicos terciarios, miocenos, depositados en la zona de las huayquerías (Ramos, 1999c). Probablemente, las corrientes ácuas que actuaron en el piedemonte han sido el principal agente de transporte, ya que parece bastante claro el predominio de sedimentos derivados de rocas metamórficas en los A° La Estacada y su tributario el Anchayuyo, y desde sectores con rocas predominantemente volcánicas en el A° Yaucha. En el capítulo 6 queda reflejada la naturaleza fundamentalmente fluvial de los depósitos que integran las sucesiones aluviales, sin embargo se describen algunos niveles eólicos, escasos, en los depósitos. De haber existido más aportes eólicos desde la zona cordillerana, o bien desde el área de afloramientos terciarios, estos pueden encontrarse en el registro como depósitos re-trabajados por las corrientes ácuas o bien integrados a ellos, a partir de aportes directos sobre los aluvios en subambientes de menor energía hidrodinámica (por ejemplo: planicies de inundación).

CAPÍTULO 8

SUELOS ALUVIALES ENTERRADOS Y NIVELES LÍMNICOS

8.1. Análisis pedológico en sucesiones aluviales del Valle de Uco

Las muestras tomadas en depósitos aluviales (A° La Estacada y su tributario el A° Anchayuyo, A° Grande y A° Yaucha) que exhiben suelos aluviales enterrados y niveles sedimentarios con contenido de materia orgánica (MO), de mayor abundancia relativa que en los niveles supra e infrayacentes, fueron analizadas a nivel macroscópico y microscópico (Fig. 8.1; ver Cap. 2). Se infirieron: a) los procesos pedológicos involucrados en el desarrollo de los mismos, y b) las relaciones genéticas e implicancias respecto de los demás niveles aluviales presentes en las sucesiones.



UNIDAD GEOMOR.	SUELO ENTERRADO *	ARROYO / PERFIL	Paleo horizonte	MO%	CaCO ₃ %	COLOR (en seco)		
Planicie de agradación regional	11.000- 10.000	A° Ancha-yuyo	PEZ●	A	1,33	0,20	10 YR 6/1-6/2	
				C	0,40	1,20	10 YR 7/2	
		PR●	A	1,95	1,3	10 YR 6/2		
			C	0,35	15,6	10 YR 8/3		
	7.890 +/- 50	A° La Estacada	FG●	A	techo	0,13	3,1	10YR 6/2
					base	0,13	2,4	10YR 6/3
	2.990 +/- 30	A° Anchayuyo		C	0,27	2,5	10YR 7/3	
				A	1,72	6,4	10 YR 6/1	
				A/C	1,09	5,7	10 YR 7/1	
				A	1,70	24,70	10 YR 6/1	
	Terraza de corte y relleno aluvial	3.880 +/- 30	(PEZ)●	A	0,81	1,0	10 YR 6/1	
				C	techo	0,60	0,70	10 YR 7/1
		base	0,60		0	10 YR 7/2		
3.184 +/- 34		A° La Estacada		A	1,3	0	10 YR 7/2	
				C	0,32	0	10 YR 8/2	
1.424 +/- 33		(PRm ●)		A	techo	0,58	4,5	10 YR 6/1
					base	2,1	3,5	10 YR 7/2
731 +/- 41				C	0,56	0,9	10 YR 7/1	
				A	techo	1,14	0	10 YR 6/1
						base	0,92	0,70
	C			0,65	7,20	10 YR 8/1		

Cuadro 8.1. Suelos enterrados desarrollados en los depósitos aluviales de la cuenca del A° La Estacada y su tributario el A° Anchayuyo. PEZ: Puente El Zampal; PR: Puente Roto; FG: Finca Gatica, PRm: Puesto Ramírez. * edades radiocarbónicas obtenidas a partir de la materia orgánica contenida en el techo de los paleosuelos analizados; (●) con análisis de micromorfología de suelos.

8.1.1. Cuenca del arroyo (A°) La Estacada

PLANICIE DE AGRADACION REGIONAL

- Nivel sedimentario con contenido de materia orgánica datado en 17.040 +/- 70 años ¹⁴C AP

1. Puente El Zampal (33°26'52''S y 69°03'09''O, A° Anchayuyo): a 2,70 m de profundidad respecto de la base del paleosuelo descrito a continuación y separado por

un banco de arena muy fina limosa masiva, se observa un delgado nivel de coloración oscura, con un contenido de materia orgánica del 0,27% y 7,10% de carbonato de calcio (Fig.8.2.d). Por encima y por debajo del mismo se observan nódulos de carbonato de calcio, con una concentración de 34,30% y 5,20% de carbonato respectivamente. La materia orgánica contenida en este nivel fue datada en 17.040 +/- 70 años ¹⁴C AP.

• Suelo enterrado de 11.000-10.000 años ¹⁴C AP

Este nivel aluvial enterrado se reconoce a lo largo de unos 12 km en las barrancas del A° La Estacada y su tributario el A° Anchayuyo (Fig. 8.2.a.III). Fue datado en *ca.* 10.000 ¹⁴C años AP, obtenidas a partir del contenido de materia orgánica. El grado de evolución del paleosuelo es variable según la posición del paleosuelo en la paleocatena; sus rasgos son conspicuos en algunas posiciones topográficas, mientras que en otras se hace difícil su reconocimiento. En los perfiles litoestratigráficos Puente Roto, Puente El Zampal y Finca Gatica el paleosuelo exhibe los siguientes rasgos:

1. **Puente Roto** (33°26'25''S y 69°03'32''O, A° Anchayuyo): el paleosuelo aparece en una posición relativa más elevadas respecto de la exposición en el perfil Puente El Zampal y más baja que en el perfil Finca Gatica. Se encuentra a 10 m de profundidad desde la superficie de la planicie de agradación regional y 10 m por encima del nivel del arroyo. El color del paleosuelo varía desde gris castaño claro (10 YR 6/2) en el techo y castaño muy pálido (10 YR 8/3) en la base. El techo presenta un límite suave y claro, mientras que en la base el límite es suave y gradual. La materia orgánica contenida en el paleosuelo fue datada en 10,090 +/- 40 años ¹⁴C AP.; la concentración varía entre un 1,95-1,34 % en sector superior a un 0,35% en la base del suelo enterrado. El porcentaje de carbonato de calcio varía desde un 1,30-1,80% en el sector superior a 15,60% en el inferior. En la base se observan nódulos de carbonato de calcio y concreciones a 60 cm por debajo de la misma. El perfil de suelo se dividió en un horizonte de suelo de tipo A y otro tipo C, el primero desarrollado en el sector superior del perfil y el segundo en el inferior.

Encima del paleosuelo, los sedimentos se componen de un banco de sedimentos limosos de 5 cm de espesor y 10 cm de arenas finas interestratificadas con limos, pasa hacia arriba a un gran paquete de arenas sueltas con estratificación horizontal.

2. **Puente El Zampal** (33°26'52''S y 69°03'09''O, A° Anchayuyo): el paleosuelo exhibe un desarrollo muy conspicuo, se desarrolla en el sector medio de la barranca de la planicie de agradación regional (de 20 m de altura), 9 metros por encima del nivel del arroyo (Fig. 8.2.a.III). Presenta 40 cm de espesor y color gris -gris castaño claro (10 YR 6/1-10 YR 6/2) en el techo a gris claro (10 YR 7/2) en el sector inferior. El contenido orgánico fue datado en la base con una edad de 10.250 +/- 40 años ¹⁴C AP y en el techo con una edad mínima de comienzo de formación de 9.610 +/- 70 años ¹⁴C AP. Presenta aspecto masivo, elevada firmeza y rompe en bloques angulares a subangulares. El contacto entre el paleosuelo y los sedimentos suprayacentes es suave y abrupto, mientras que el contacto con el depósito de sedimentos limosos infrayacente es abrupto y muy irregular. Los porcentajes de carbonato de calcio en el paleosuelo oscilan entre 0,20 % en el techo y 0,9-1,2% en el sector inferior. En los 66 cm inmediatos por debajo del suelo se encuentran nódulos de carbonato de calcio, que hacia la parte inferior gradan hasta formar concreciones (Fig. 8.2.b). La concentración de materia orgánica en el perfil del suelo aluvial enterrado varía desde 1,33% en el techo hasta 0,40% en la base.

En las exposiciones de Puente El Zampal, se verifica un cambio en el estilo de depositación de los sedimentos antes y después del desarrollo del paleosuelo. Por debajo se reconoce un potente depósito de limos arenoso masivos y dispuestos en forma de banco horizontal de entre 1 y 2 metros de espesor. Hacia arriba los depósitos son más heterogéneos, con interestratificación de sedimentos limosos y arenas finas a medias que presentan una marcada laminación horizontal y en ocasiones presencia de ondulitas.

Descripción micromorfológica en Puente El Zampal (Cuadro 8.3)

* **6,10 - 7,35 m de profundidad (prof.)**: domina una matriz arcillosa con participación de limo grueso; se observan bioturbaciones, entre ellas canales y áreas con aglutinación de excrementos. Hay escasas zonas cementadas con calcita y se reconocen hiporevestimientos de calcita alrededor de canales (Fig. 8.3.a).

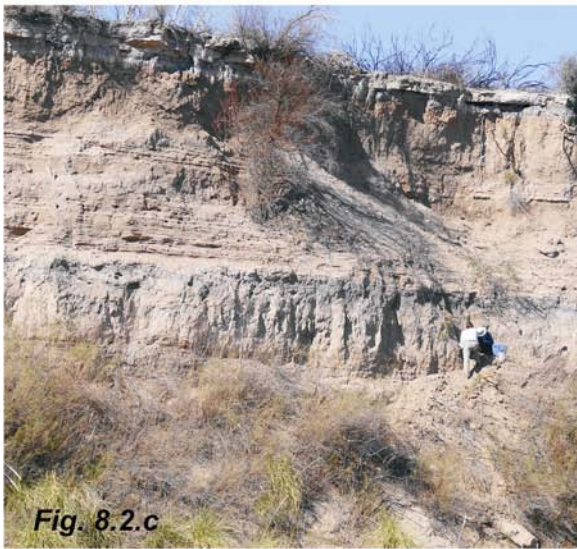
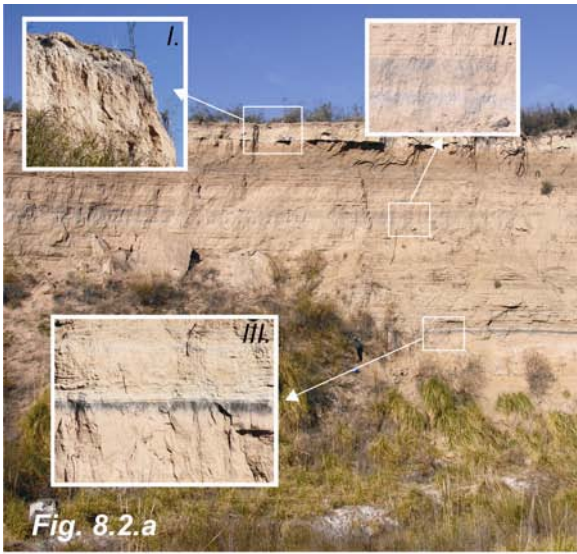
* **7,35 - 9 m prof.**: se observan, en el sector superior, capas horizontales con texturas variables entre arena fina, limo y limo arcilloso, en esta última textura se reconocen granos de mica, laminares y alineados en forma horizontal. Las concentraciones de óxidos de Fe-Mn en forma de moteados son comunes (Fig. 8.3.b), no así los cristales de yeso que aparecen formando escasos agregados en la matriz. Hay

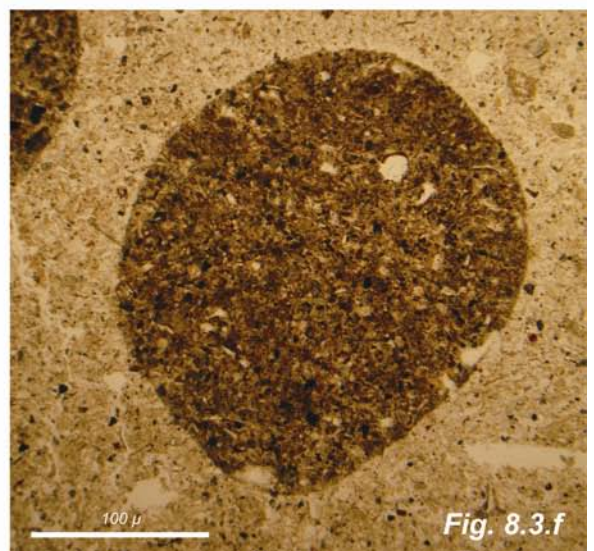
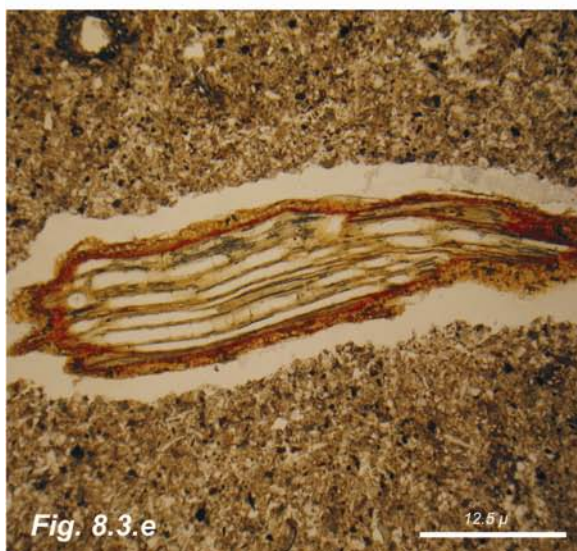
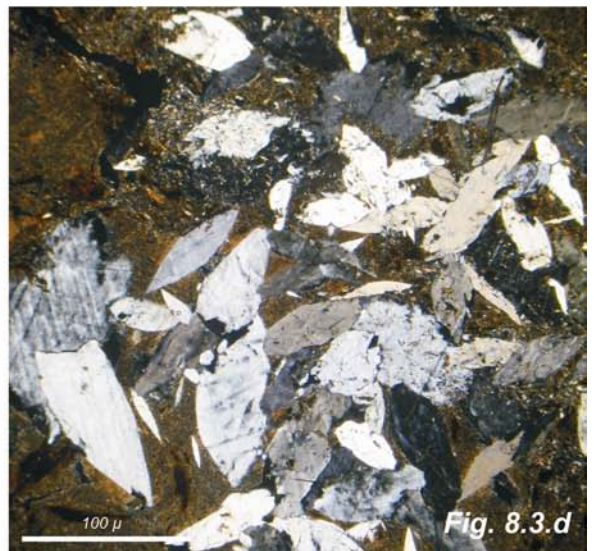
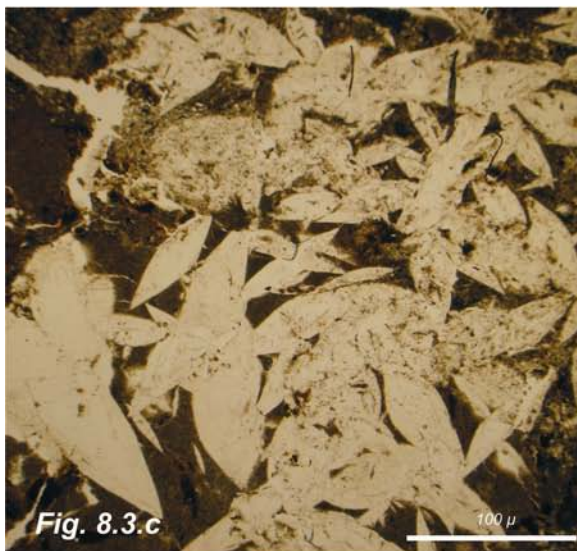
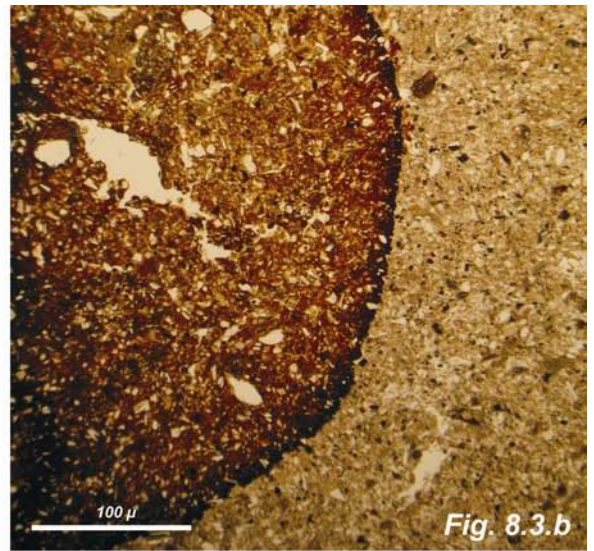
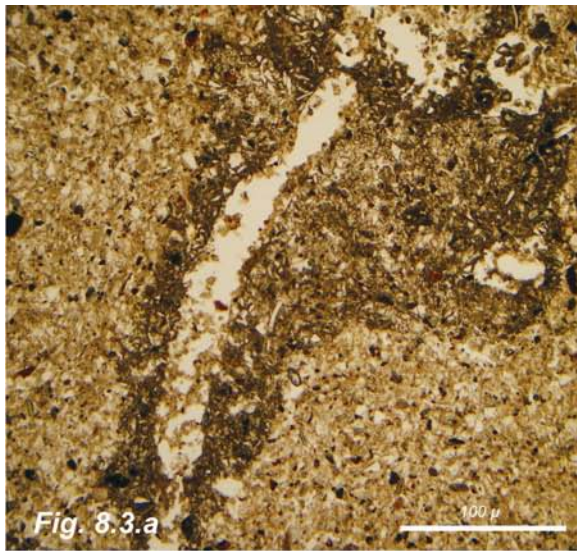
niveles con fragmentos de raíces y otras fibras vegetales, no identificables, alineados en forma horizontal. Hacia abajo, las características son similares, pero se destaca la presencia de microrrasgos de óxidos de Fe-Mn y cristales de yeso (Figs. 8.3.c y 8.3.d).

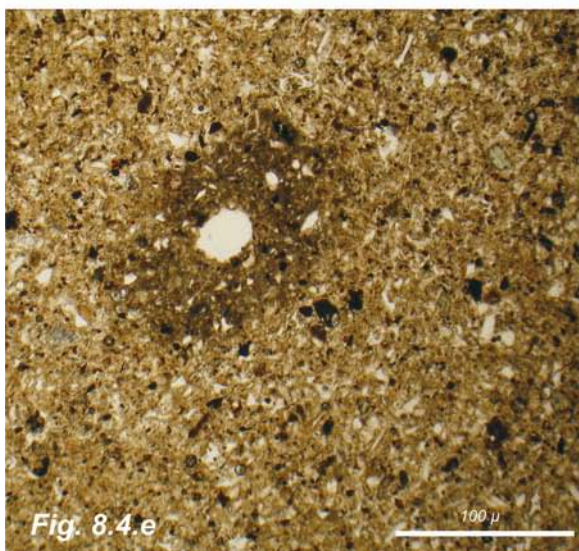
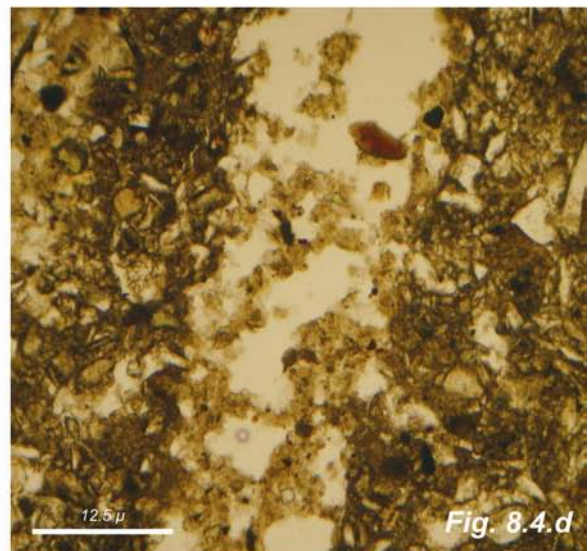
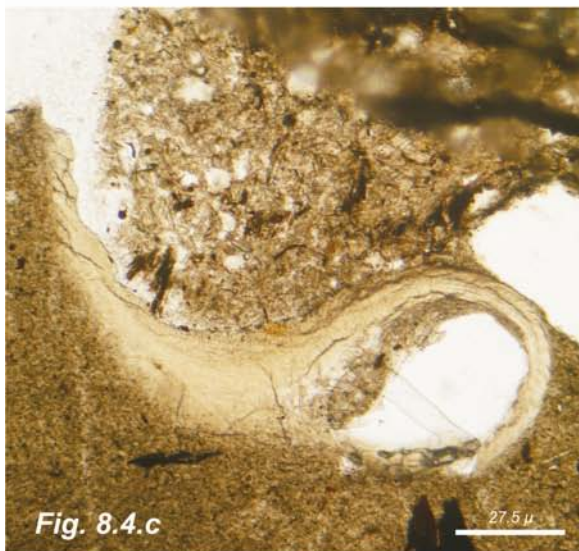
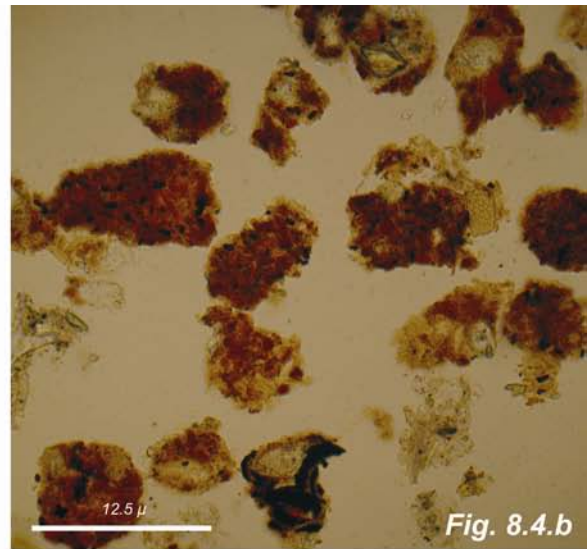
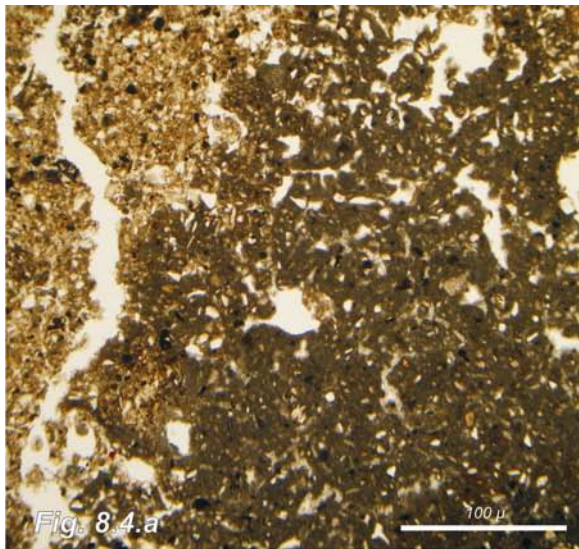
* **9 - 9,35 m de prof.:** se registra un paleo-horizonte de tipo A, correspondiente a un antiguo nivel de acumulación de materia orgánica. El horizonte es relativamente homogéneo, con pocos canales y sin evidencias de bioturbación. Sin embargo, se destaca la presencia de fragmentos de raíces con degradación parcial (Fig. 8.3.e) y distribuidos en forma aleatoria, algunos permanecen en posición vertical-subvertical dentro de los canales. Existen sectores con concentración de tefra en la matriz del paleosuelo. Hacia abajo, el paleo-horizonte A pasa a un paleo-horizonte C sin contenido apreciable de materia orgánica, con débiles impregnaciones secundarias de carbonato de calcio y escasos hiporevestimientos e impregnaciones de calcita.

* **9,35 - 10 m de prof.:** se caracteriza por una textura fina (arcillosa-limosa) relativamente homogénea, con presencia de algunas lentes disgregadas de textura fina. Presenta una fábrica b de tipo calcítica o cristalítica, con grandes nódulos impregnativos de calcita (Fig. 8.3.f) desarrollados en zonas con impregnación difusa con calcita asociada con una microestructura esponjosa (Fig. 8.4.a) y presencia de algunos hiporevestimientos. Se observan concentraciones de material gris e isótropo de difícil identificación (materia orgánica, tetra, diatomeas o fitolitos); también hay hiporevestimientos y rellenos de vacíos con excrementos (Figs. 8.4.b y 8.4.c) y sedimentos arcillosos (Figs. 8.4.c , 8.4.d y 8.4.f).

Del análisis al microscopio se desprende que el paleo-horizonte A se diferencia del resto del depósito aluvial por una mayor concentración de fragmentos de raíces, algunas en posición de crecimiento y otras disturbadas, pero no por la presencia de verdaderos rasgos de bioturbación. Hacia abajo se puede reconocer un horizonte C que se caracteriza por presentar una menor concentración de materia orgánica (tanto en vista al microscopio como cuantitativamente); exhibe hiporevestimientos y zonas de impregnación de calcita, así como concentraciones secundarias débiles de carbonatos. El paleosuelo aluvial no exhibe rasgos de óxido-reducción, éstos están concentrados en los sedimentos que lo suprayacen. Los cristales de yeso son minerales de neoformación, secundarios, que reflejan fases más secas posteriores a periodos de hidromorfismo. Los niveles con acumulación de restos vegetales en posición horizontal indican episodios de transporte y acumulación de los mismos junto a los sedimentos.







Leyenda de figuras 8.2. a-f:

Fig. 8.2.a. Vista de los depósitos que componen la unidad geomorfológico “planicie de agradación regional” en Puente El Zampal. Se señalan los suelos aluviales enterrados con dataciones en MO de 9.610 +/- 70 años ¹⁴C AP en la base del perfil (III), de 7.890 +/- 50 años ¹⁴C AP en el sector intermedio (II) y de 2.990 +/- 30 años ¹⁴C AP en el techo (I).

Fig. 8.2.b. Concreciones de carbonato de calcio por debajo del suelo aluvial enterrado con contenido orgánico de ca. 10.000 años ¹⁴C AP, en Puente El Zampal.

Fig. 8.2.c. Afloramiento en Puente El Zampal (A° Anchayuyo) del suelo aluvial enterrado cuya materia orgánica (MO) fue datada en 7.890 +/- 50 años ¹⁴C AP.

Fig. 8.2.d. Puente Roto(A° Anchayuyo): nivel sedimentario con elevado contenido de MO, datada en 17.110 +/- 70 años ¹⁴C AP.

Fig. 8.2.e. Vista de la unidad “planicie de agradación regional” Finca Gatica (A° La Estacada). Se muestra la ubicación del suelo aluvial enterrado de ca. 10.000 años ¹⁴C AP (edad en MO). En el fondo a la derecha se observan los depósitos de la unidad geomorfológica “terrace de relleno aluvial”.

Fig. 8.2.f. Detalle del suelo aluvial enterrado de ca. 10.000 años AP en Finca Gatica.

Leyenda de figuras 8.3. a-f:

Fig. 8.3.a. Difusión de cemento carbonático a partir de vacíos (Puente El Zampal, A° Anchayuyo).

Fig. 8.3.b. Impregnación con óxido de hierro (Puente El Zampal, A° Anchayuyo).

Figs. 8.3.c-d. Cristales de yeso (Puente El Zampal, A° Anchayuyo).

Fig. 8.3.e. Resto de fibra vegetal dentro de un vacío (Puente El Zampal, A° Anchayuyo).

Fig. 8.3.f. Nódulo impregnativo de cemento carbonático (Puente El Zampal, A° Anchayuyo).

Leyenda de figuras 8.4. a-f:

Fig. 8.4.a. Impregnación de la masa de suelo con cemento carbonático y microestructura esponjosa (Puente El Zampal, A° Anchayuyo).

Fig. 8.4.b. Coprolitos dispersos en un vacío (Puente El Zampal, A° Anchayuyo).

Fig. 8.4.c. Biovacío con relleno arcilloso (Puente El Zampal, A° La Estacada).

Fig. 8.4.d. Relleno flojo y discontinuo de un canal. (Puente El Zampal, A° Anchayuyo).

Fig. 8.4.e. Hiporevestimiento y difusión de cemento carbonático (micrita) en torno a vacío (Finca Gatica 1 inferior, A° La Estacada).

Fig. 8.4.f. Relleno de arcilla concéntrico en un vacío (Puente El Zampal, A° Anchayuyo).

3. Finca Gatica (33°28'12''S y 69°02'19''O, A° La Estacada): se describió un suelo enterrado con desarrollo pedológico muy débil, de 30 cm de espesor (Figs. 8.2.e y 8.2.f). Se infirió una edad cercana a los 10.000 años AP para este suelo, en base a un nivel de tefra (BA-3) datado con OSL (*optically stimulated luminescence*) en 30.000 años AP en el sitio Brazo Abandonado (Toms *et al.*, 2004). El nivel de ceniza volcánica se extiende lateralmente aguas arriba y abajo del sitio Brazo Abandonado, en el perfil Finca Gatica se ubica 10 metros por debajo del paleosuelo en cuestión. El paleosuelo aparece a 4,5 metros de profundidad desde la superficie de la planicie de agradación regional y a 15 metros sobre el A° La Estacada (Fig. 8.2.e), en una posición paleotopográfica relativa más elevada que en las exposiciones de los perfiles Puente Roto y Puente El Zampal. Las características pedológicas del paleosuelo no son muy conspicuas, en forma macroscópica se observa una estructura maciza.

El paleosuelo exhibe un tenue cambio en la coloración del sedimento, pasa de gris castaño claro (10YR 6/2) en el techo, a castaño pálido (10YR 6/3) en el sector intermedio y finalmente a castaño muy pálido (10YR 7/3) en la base. El techo del suelo se define a través de un contacto suave y neto con los sedimentos suprayacentes, mientras que en la base el contacto es suave y difuso. Los sectores superior e intermedio presentan carbonato de calcio, en forma de nódulos pulverulentos y concreciones. Los porcentajes de materia orgánica en el paleosuelo son bajos, varían desde 0,13% en el techo a 0,27% en la base. La concentración de carbonato de calcio es de 3,1 y 2,5% respectivamente.

Descripción micromorfológica en Finca Gatica (Cuadro 8.2)

Dominan el perfil de suelo enterrado sedimentos (Cuadro 8.2) predominantemente finos (70-80%), con una participación de materiales gruesos del 30-20%. De acuerdo con Stoops y Jongerijs (1975, en Bullock *et. al.*, 1985) la distribución relativa de los materiales es del tipo porfírica de espaciado simple.

La fracción gruesa representa una asociación de minerales volcánicos poco alterados, integrada por granos bimodales (arena fina y muy fina), tabulares y ecuanes, de bordes angulares-subangulares y participación subordinada de subredondeados. Predominan el cuarzo, las plagioclasas y las trizas de vidrio volcánico compacto y pumíceo con bordes y superficies irregulares.

La porosidad total varía a lo largo del perfil del paleosuelo. En el sector superior alcanza un 10-15%. Los vacíos corresponden a canales y vesículas, y se relacionan principalmente con canales radicales. En el sector intermedio la porosidad es baja en las proximidades del contacto con el sector superior (<5%) y aumenta hasta un 20-25% cerca del contacto con el sector basal; los vacíos corresponden a vesículas y grietas, las primeras con probable vinculación biológica. Finalmente en la base del paleosuelo la porosidad total no supera el 5%; se asigna a vesículas, canales y cámaras.

En general, todo el perfil de suelo presenta carbonato de calcio, en forma de calcita micrítica. La cementación con calcita aumenta en el sector medio del paleosuelo, y se corresponde con la presencia de concreciones apreciables en forma macroscópica. En la base del paleosuelo se observan también nódulos típicos de calcita micrítica en muy baja proporción (0,2-2%). En el sector superior y basal la presencia de calcita micrítica está restringida a las inmediaciones de los vacíos (Fig. 8.4.e) y se vincula con la circulación de fluidos en el espacio poral; mientras que en el sector intermedio, las zonas de cementación no guardan relación con el espacio poral sino que se vinculan con la circulación de fluidos en la masa del suelo.

Los microrrasgos de difusión de óxidos de hierro y manganeso están presentes en todo el perfil. En el sector superior domina la difusión de óxidos, con participación de hiporevestimientos en torno a vacíos. En el sector medio y basal del suelo enterrado los microrrasgos de difusión están presentes junto a nódulos, hiporevestimientos y en menor proporción quasirevestimientos. En la base del sector intermedio el 70% de los vacíos tiene rasgos de difusión de óxidos de Fe-Mn, relacionados con la circulación de fluidos en los vacíos y con condiciones óxido-reductoras en las inmediaciones de los canales radicales.

De acuerdo con las características macroscópicas y microscópicas conservadas en el perfil del paleosuelo analizado, se observa un suelo enterrado de muy pobre desarrollo pedológico, diferenciado en dos horizontes de suelo. El horizonte A presenta escaso a nulo desarrollo, baja concentración de materia orgánica y leve aumento en la participación de sedimentos finos respecto a los niveles inferiores. Los porcentajes de porosidad exhiben valores relativamente elevados respecto al horizonte infrayacente, y se asignan mayormente a actividad biológica. La concentración de carbonato de calcio aumenta hacia la base del horizonte, con presencia de concreciones a nivel macroscópico y cemento micrítico a nivel microscópico. El horizonte C que exhibe un aumento en el tamaño de los granos minerales respecto a las secciones superiores y

mantiene la concentración de cemento micrítico. El valor de concentración de materia orgánica obtenida por análisis duplica al del horizonte A, sin embargo dicha cualidad no se aprecia en el perfil a través de un color más oscuro en el horizonte, ni con una mayor concentración de restos orgánicos apreciables al microscopio. Esta concentración anómala de materia orgánica podría explicarse por: a) una preservación preferencial de la materia orgánica contenida en el perfil del suelo, siendo la materia orgánica del horizonte superior más susceptible a la oxidación y pérdida. b) una concentración de materia orgánica más elevada en el sector inferior del depósito -material parental- sobre el que luego actuó la pedogénesis. Se reconoce la necesidad de un muestreo más detallado del perfil de suelo a fin de determinar una curva de variación continua a lo largo del mismo, lo cual podría ayudar a definir la formación de horizontes del paleosuelo, que bien podría corresponder en una interpretación alternativa a un horizonte A sepultado o a un A-C.

• **Suelo enterrado de 7.890 +/- 50 años ¹⁴C AP**

En el A° Anchayuyo, 100 m aguas abajo del perfil litoestratigráfico Puente El Zampal (33°26'52''S y 69°03'09''O) se observan dos paleosuelos ubicados a 2,60 m por encima del techo del paleosuelo de la transición Pleistoceno tardío-Holoceno (Figs. 8.2.a.II y 8.2.c). La materia orgánica contenida en el nivel superior fue datada en 7.890 +/- 50 años ¹⁴C AP, inmediatamente por debajo se reconoce otro nivel de suelo enterrado de color más claro. El suelo de 7.890 +/- 50 años ¹⁴C AP presenta un límite suave y claro en el techo, mientras que en la base es suave y difuso. Exhibe débil desarrollo de una estructura en bloques subangulares a prismáticos en el techo, mientras que hacia la base la estructura es de aspecto macizo. El color varía desde gris (10 YR 6/1) arriba a gris claro (10 YR 7/1) abajo. La concentración de MO pasa de 1,72% en el sector superior a 1,09% en el sector inferior. Estos valores se incrementan por encima del nivel de suelo hasta cerca del 2%, en coincidencia con la existencia de delgados niveles de limo y limo arenoso que presentan color muy oscuro. Los porcentajes de carbonato de calcio varían en el suelo entre 6,40% en el techo y 5,70% en la base; en el depósito de limos inmediatamente inferior el porcentaje aumenta hasta 19%, existen concreciones y nódulos de carbonato de calcio en este sector del perfil. De acuerdo con las observaciones realizadas se dividió el perfil del paleosuelo en dos 2 horizontes, uno superior denominado A y uno inferior de tipo A/C. No se reconoce un horizonte C

debido a que este paleosuelo suprayace al horizonte A de un paleosuelo desarrollado con anterioridad; la pedogénesis modificó las características del material parental que enterró dicho suelo generando un perfil de tipo A-A/C.

• **Suelo enterrado de 2.990 +/- 30 años ¹⁴C AP**

La *planicie de agradación regional* remata en un nivel sedimentario con características de duripán, de 50 cm de espesor; los sedimentos se encuentran muy endurecidos por cemento silíceo y yeso (Fig. 8.2.a.I). Por debajo de este nivel se desarrolla mediante un contacto suave y abrupto, un paleosuelo con un espesor aproximado de 50 cm (Fig. 8.2.a.I). La edad radiocarbónica de la materia orgánica contenida en el paleosuelo es de 2.990 +/- 30 años ¹⁴C AP. El paleosuelo presenta aspecto masivo en el techo, mientras que hacia el sector medio se observa una estructura prismática incipiente. El perfil de suelo enterrado exhibe consistencia firme y cambios evidentes de coloración. El color pasa de gris (10 YR 6/1) en el techo del suelo a castaño muy claro (10 YR 7/3 y 7/4, se acentúa el tono gris en 7/3 respecto a 7/4) en el nivel intermedio y base respectivamente. En la base, el contacto con el material parental es suave y difuso. El contenido de materia orgánica disminuye desde el techo (1,70%) a la base (0,38%) del paleosuelo. La concentración de carbonato de calcio varía también en el mismo sentido, pasa de 24,70 y 24,40% en los niveles superiores e intermedios, a 6,50% en la base del suelo. El perfil de suelo se dividió en tres horizontes de suelo en base a los atributos observados: A, A/C y C. El horizonte A/C es un horizonte de transición entre las características de A y C.

Muestra	Profundidad en perfil	Microestructura	Vacíos		G/F	Fábrica b	Minerales de neoformación	Copolitos	Revestimientos arcillosos	Concentración de Fe-Mn				Concent. de calcita (micrita)		Materia Orgánica		Diatomeas	
			% total	Tipo						nódulos	hiporevestim.	quasirevestim.	difusión	nódulos	cementación	restos vegetales (humificados o no)	Punteada		
FG	1 sup.	5.10	m	5	C, V	30/70	Mm	--	--	--	--	--	---	--	---	*	--	--	
	1 inf.		m	10-15	V, C, Ca	20/80	Mp	--	--	*	--	---	---	---	--	---	*	--	--
	2 sup.	5.20	m	<5	V, G	25/75	Mp	--	--	--	--	---	---	--	---	--	--	--	
	2 inf.		m	20-25	V, G	25/75	Mp	--	--	--	**	---	**	---	**	---	--	--	--
	3	5.30	m	<5	V, C, Ca	25/75	Mp	--	--	--	---	---	**	---	---	---	--	--	--
BA	sup	7.70	m	20-30	V, C, Ca, G	5/95	Ec-Pe	--	--	*	---	---	---	---	**	**	---	---	--
	inf.		m	30	V, C, Ca	5/95	Ec-Pe	--	---	--	**	---	---	---	--	--	*	--	--
		25/75				--		---	---	---	---	---	---	---	---	---	---		
		40/60				--		---	---	---	---	---	---	---	---	---	---		
0-5	6.05	m	10-20	V, C, Ca	40/60	Ec	---	---	--	---	---	---	--	--	**	---	---		
Puesto Ramírez	5-12	6.10	p	15-20	V, C, Ca, G	0/100	Ec	---	---	*	---	---	---	--	--	---	---	---	
						60/40	--	---	---	---	---	---	---	---	---	---			
						40/60	--	---	---	---	---	---	---	---	---	---			
	8	sup	4.87	m	30-40	V, C, Ca,	60/40	--	---	--	---	---	---	--	--	---	---	---	
							10/90	Ec	---	--	--	---	---	---	--	--	---	---	
7-11	med	4.94	ba-bs-e	30	V, C, Ca, G	10/90	Ec-Mp-Pe	---	---	--	---	---	--	--	---	*	--		
12	inf	5.02	m-e	5-10	V, G	10/90	Ec-Pe	---	--	--	--	---	---	--	--	---	*	**	

Microestructura: **m**: masiva, **p**: prismática, **ba**: bloques angulares, **bs**: bloques subangulares, **e**: esponjosa. Relación gruesos/finos: G/F_{62μ}

Tipos de vacíos: Biovacíos (C: canal, Ca: cámara, V: vesículas), G: grietas

Fábrica birrefringencia (b): **M**: moteada (**Mm**: moteada en mosaico, **Mp**: moteada en puntos), **E**: estriada (**Ec**: estriada cruzada, **Ep**: estriada paralela), **Pe**: poroestriada,

Abundancia: ----- no detectado, * raro (<0.2%), ** muy poco (0.2-2%), *** poco (>2-5%), **** común (>5%)

Cuadro 8.2. Cuantificación de rasgos pedológicos al microscopio en los perfiles litoestratigráficos Finca Gatica (FG), Brazo Abandonado (BA) y Puesto Ramírez.

Muestra	Profundidad en perfil (m)	Microestructura	Vacíos		G/F	Fábrica b	Minerales de neoformación	Coprolitos	Revestimientos arcillosos	Concentración de Fe-Mn				Concent. de calcita (micrita)		Materia Orgánica		Diatomeas
			% total	Tipo						nódulos	hiporevestim.	quasirevestim.	difusión	nódulos	cementación	restos Vegetales (humificados o no)	Punteada	
PEZ 17	6.10 a	m	0-5	C, V	40/60	--	--	--	--	***	--	--	****	--	*/**	--	--	--
PEZ 16		m	0-5	V, C, Ca	40/60	--	--	--	--	***	--	--	--	**	**** (20%)	***	--	--
PEZ 15		m	0-5	V, C, Ca	40/60	--	--	--	--	--	--	--	**	--	**** (80%)	--	--	--
PEZ 14		m	2-10	V, C, Ca	40/60	--	--	--	--	***	****	***	--	--	**** (70%)	**	--	--
PEZ 13		m	10-20	G, C, Ca, V	40/60	M	--	--	--	***	--	--	**** (80%)	--	**** (65%)	**	--	--
PEZ 1	7.35 a	m	40	G, C, Ca	60/40	En	--	--	--	--	--	--	--	--	--	**** (5%)	--	--
PEZ 2		m	30	G, C	10-90	Ec	**** (10%)	--	--	***	--	**	--	**	--	***	**	--
PEZ 3		m	30	G, C, Ca	10-90	Ec, M	**** (10%)	**	--	**** (10%)	--	--	**** (15%)	--	--	**** (8%)	**	--
PEZ 4		ba	20	G, C, Ca	2-98	Ec	**** (10%)	--	--	--	***	--	***	--	***	***	**** (15%)	***
PEZ 5		m	20-30	G, C, Ca	20-80	--	--	--	--	--	--	--	***	--	--	**	***	--
PEZ 6		m	2-5	G	10-90	Mm	--	**	*	**	***	--	****	--	--	***	**	***
PEZ 7		m	10	G, C	5-95	--	***	***	**	**	*	--	--	**** (10%)	--	****/****	--	**** (5-10%)
PEZ 8	9.00 a	m	5-20	G, C, Ca	30-70	Er, Ec, U	--	--	--	--	--	--	***	**** (5-10%)	***	--	--	
PEZ 9	9.35	m	2-20	C, Ca	70-30	M	--	--	--	--	--	--	--	**** (10%)	--	--	--	
PEZ 10	9.35	m	<5	C	80-20	--	--	**	--	--	--	**** (10%)	--	**** (30%)	--	--	--	
PEZ 11	a	m	<5-20	C, Ca, V	60-40	--	--	**	--	**	--	-	***	**** (50%)	--	--	--	
PEZ 12	10	m/bs	10-20	C, Ca	15-85	C, M	**	--	--	**	**	**	***	**	***	--	--	--

Microestructura: m: masiva, p: prismática, ba: bloques angulares, bs: bloques subangulares, e: esponjosa. Relación gruesos/finos: G/F_{62μ}

Tipos de vacíos: Biovacíos (C: canal, Ca: cámara, V: vesículas), G: grietas

Fábrica birrefringencia (b): M: moteada (Mm: en mosaico), E: estriada (Ec: cruzada, Er: reticulada), U: unistral, C: cristalítica, En: *enaulic*

Abundancia: -- no detectado, * raro (<0.2%), ** muy poco (0.2-2%), *** poco (>2-5%), **** común (>5%)

Cuadro 8.3. Cuantificación de rasgos pedológicos al microscopio en el perfil litoestratigráfico Puente El Zampal (PEZ, paleosuelo ca. 10.000 años ¹⁴C AP).

TERRAZA DE RELLENO ALUVIAL

La sucesión aluvial de 3,50 m de potencia incluye niveles sedimentarios afectados por pedogénesis así como niveles sedimentario laminares con contenido de materia orgánica elevado respecto de los sedimentos supra e infrayacentes (Figs. 8.5.a-8.5.f).

• Suelo enterrado de 3.880 +/- 30 años ¹⁴C AP

1. **Puesto Ramírez** (33°29'13''S y 69°00'42''O, A° La Estacada): desarrollado en el sector inferior de la sucesión aluvial, con 53 cm de espesor (Figs. 8.5.c y 8.5.d). La edad obtenida se determinó a partir del contenido de materia orgánica. El contacto con los sedimentos suprayacentes es suave y claro, mientras que la base es suave y gradual. La estructura macroscópica del suelo es levemente prismática a maciza y se reconocen numerosos canales radicales y bioturbaciones afectando la masa del suelo. El color en el techo es gris (10 YR 6/1) y pasa hacia abajo a gris claro (10 YR 7/1 y 7/2). Los 5 cm de sedimentos ubicados por encima del paleosuelo aluvial tienen color gris (10 YR 5/1), con un contenido de MO del 0,95%; los sedimentos infrayacentes al suelo presentan color blanco y gris claro (10 YR 8/2 y 10 YR 7/2). No obstante el color oscuro del nivel superior, este no se incorporó como un horizonte de suelo dado que exhibía, en forma macroscópica, un arreglo de láminas delgadas y apiladas de sedimento con presencia de MO. El contenido de materia orgánica pasa de 0,81% en el sector superior del suelo a 0,60% en la base. El porcentaje de carbonato de calcio es bajo a nulo, muestra también una tendencia decreciente en el perfil del suelo, disminuye de arriba hacia abajo desde 1,0% a 0%. Se reconocen en base a estos atributos dos horizontes de suelo, un horizonte A y un horizonte C.

Descripción micromorfológica del suelo enterrado (Cuadro 8.2)

En el análisis al microcopio de polarización se analizaron los 5 cm inmediatamente superiores al suelo (*Puesto Ramírez 0-5 cm*) y los 7 cm superiores del techo del suelo (*Puesto Ramírez 5-12 cm*):

* **intervalo suprayacente al suelo enterrado** (0-5 cm): no exhiben desarrollo pedológico, aunque el contenido de materia orgánica (0,94%) otorga un color gris

oscuro (10 YR 4/1) al nivel. La porosidad total varía entre 10-20%; se observan vacíos asignables a canales y cámaras, no obstante dominan los vacíos secundarios vinculados a disolución en algunos sectores de la matriz; compuesta por un 40% de arena fina y un 60 % de limos-arcillas con fábrica b moteada punteada (*stipple speckled*). El nivel exhibe cristales de yeso (mineral de neoformación) en torno a vacíos de disolución y como relleno parcial en algunos de ellos; forma además zonas de impregnación en la masa. Óxidos de hierro-manganeso forman hiporevestimientos muy abundantes en torno a vacíos (Fig. 8.6.a) y nódulos, en algunos sectores muy impregnativos; predominan los óxidos de Fe sobre los de manganeso (Fig. 8.6.b). Tanto los óxidos como el yeso sugieren intensa circulación de fluidos tanto en la masa como en el espacio poral. Se observan numerosos restos de fibras vegetales muy humificadas y una intensa actividad biológica, evidenciada por numerosas aglutinaciones de coprolitos (Fig. 8.6.c).

* **Suelo enterrado** (5-12 cm): exhibe grado de pedalidad débil a moderado, los agregados prismáticos exhiben desarrollo parcial (0,5-1cm de anchura y 1cm de longitud). La porosidad total es del 15-20%, los vacíos corresponden a grietas planares y a biovacíos (canales y cámaras). Hay abundante materia orgánica concentrada en bandas horizontales en algunos sectores; se reconocen fibras y tejidos vegetales, y también materia orgánica punteada.

Sector superior: abundan los óxidos de hierro-manganeso formando nódulos impregnativos y zonas de enriquecimiento en la matriz, hiporesvestimientos y quasirevestimientos en torno a vacíos. El nivel exhibe abundante cantidad de diatomeas y yeso como mineral secundario, o de neorformación, rellenando grietas. Domina este sector una matriz fina con fábrica b estriada cruzada (*cross striated*).

Sector intermedio: a diferencia del sector superior, presenta una proporción importante de granos minerales (60%) en la fracción arena fina a muy fina. Hay clastos de arcilla redondeados y bandas subhorizontales con concentración preferencial de arcilla. Todo el sector tiene un porcentaje elevado de materia orgánica punteada y de restos vegetales. Se reconocen nódulos anórticos de óxidos de hierro-manganeso y escasos cutanes de arcilla (Figs. 8.6.d y 8.6.e). Los canales radicales del sector superior no llegan a esta sección. Hay cristales de yeso rellenando grietas subhorizontales que surcan la sección. El patrón de distribución de los componentes minerales (arena y arcilla) y vegetales es laminado y subhorizontal (Fig. 8.6.f).

Sector inferior: aquí la materia orgánica está agrupada en bandas paralelas a subparalelas de menor desarrollo relativo que las de la *sección media*; los restos vegetales están muy humificados y deteriorados. Hay mayor participación de láminas de arcilla. Predomina la fracción textural fina. El contacto con la base de la sección superior presenta una zona oxidada, con láminas arcillosas. La concentración relativa de óxidos de hierro es mayor que en el sector medio, con desarrollo de *capping*, cuasirevestimientos y nódulos impregnativos.

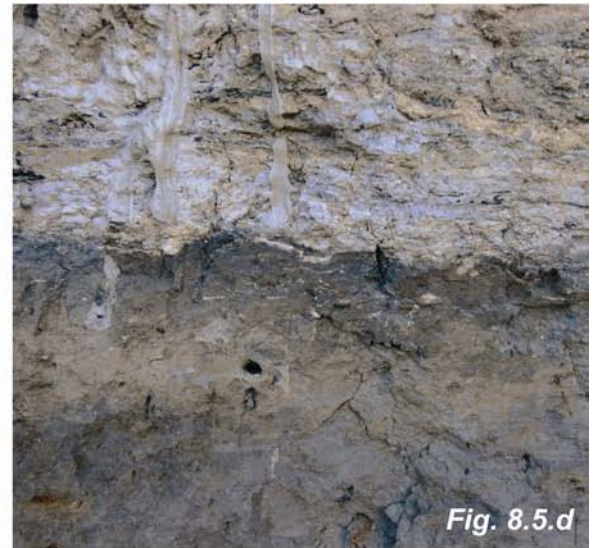
A partir del análisis micromorfológico del suelo enterrado se observa que el proceso pedogenético se desarrolló sobre un material parental conformado por una alternancia de láminas de arcilla, limo y arenas finas a muy finas, con participación de láminas con abundante contenido de materia orgánica en forma de restos vegetales, en algunos casos muy humificados.

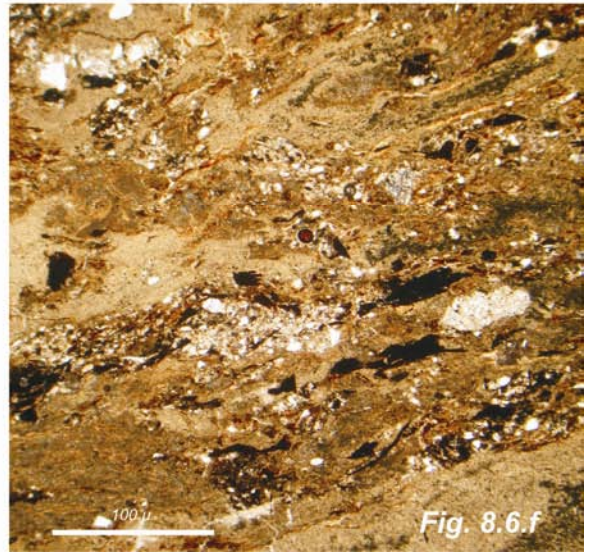
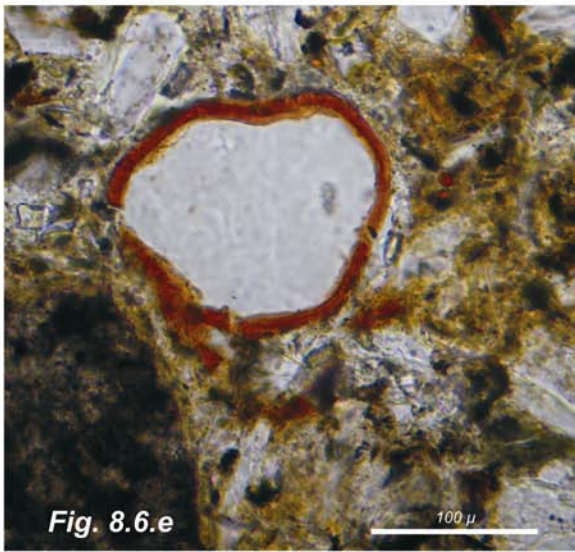
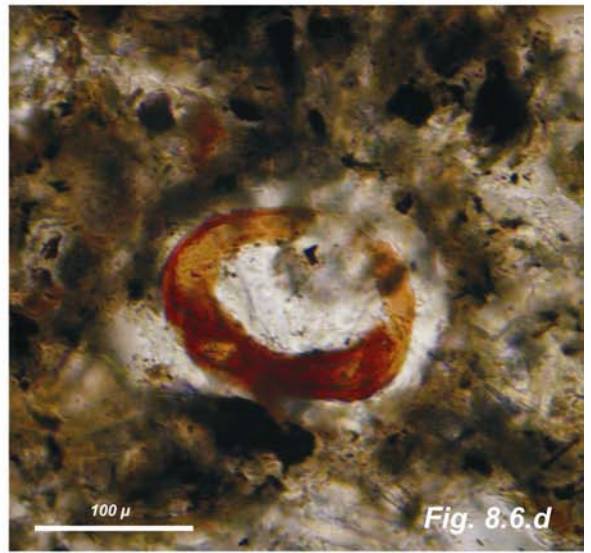
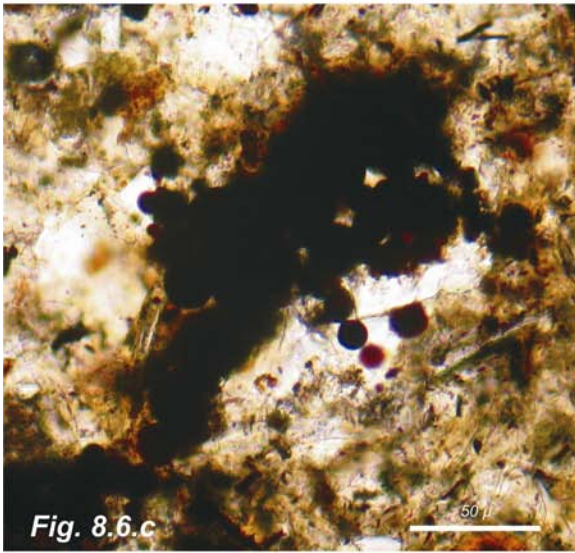
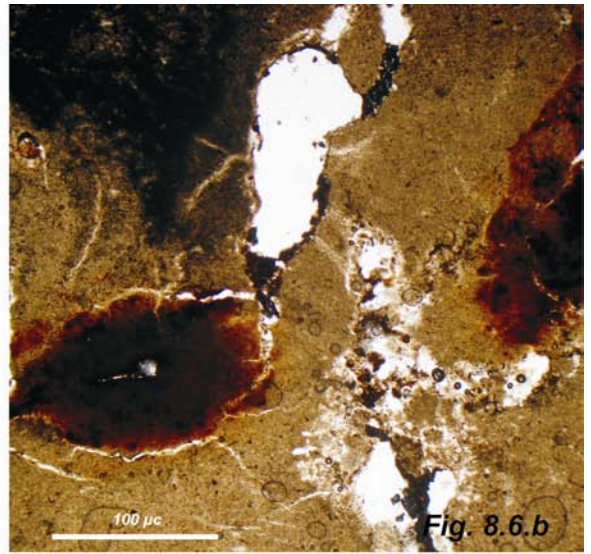
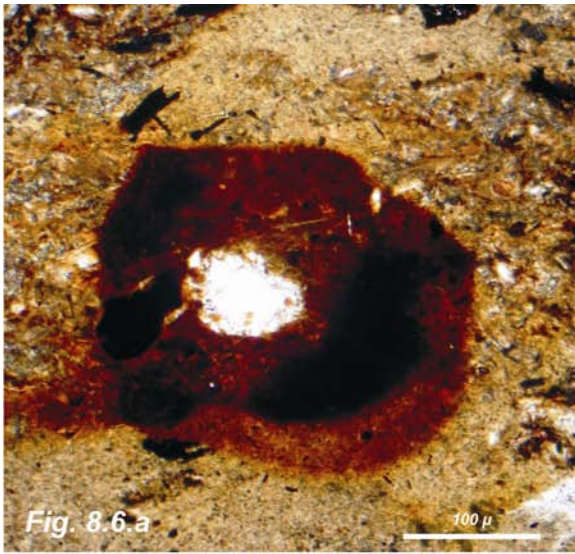
• **Suelo enterrado de 3.184 +/- 34 años ¹⁴C AP**

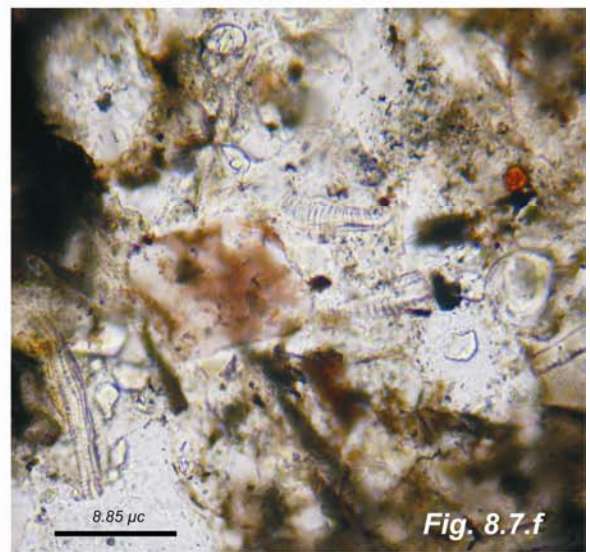
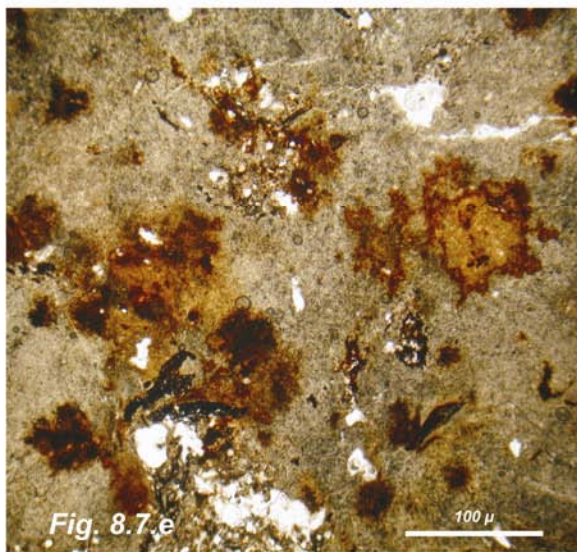
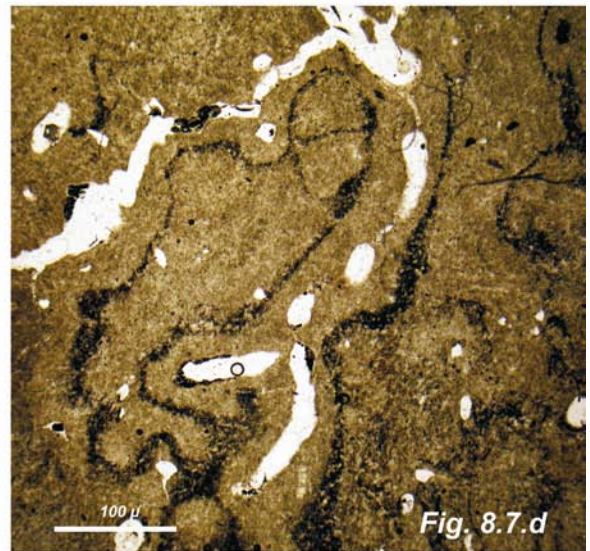
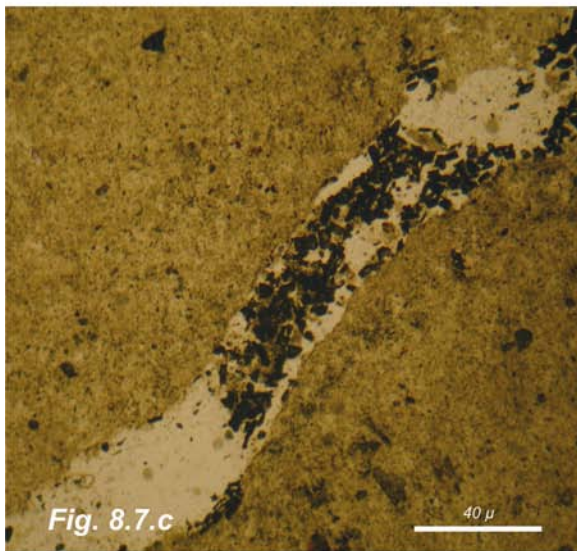
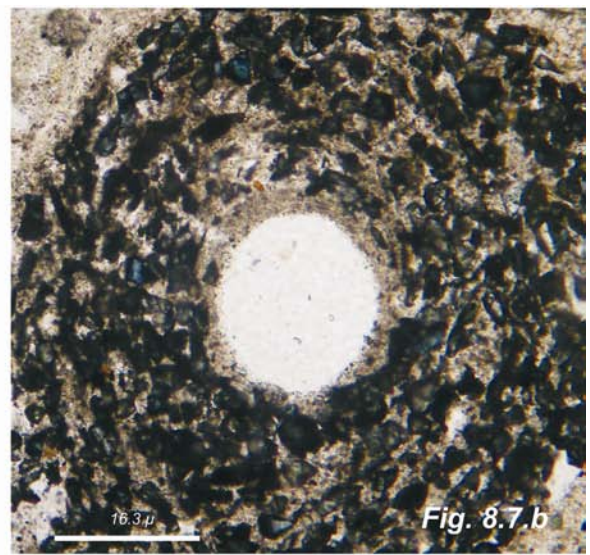
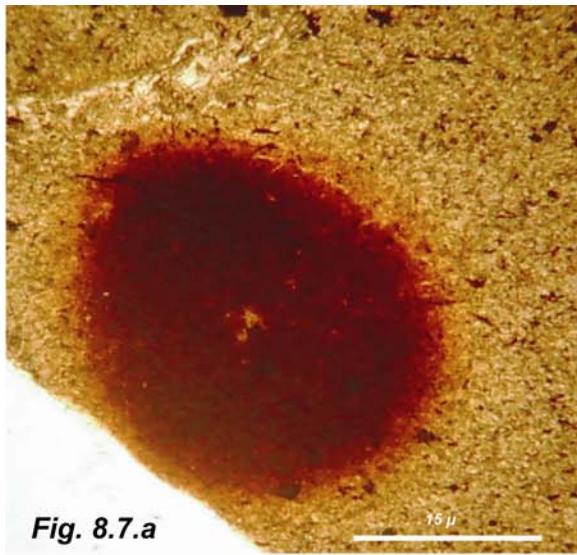
1. **Puesto Ramírez** (33°29'13''S y 69°00'42''O, A° La Estacada): desarrollado en la sección media de la sucesión aluvial analizada (Fig. 8.5.a). Exhibe color gris (10 YR 5/1 y 10 YR 6/1) en el techo, que gradúa a gris claro (10 YR 7/2) en la base; el material parental inferior es color blanco (10 YR 8/1). Los valores de materia orgánica obtenidos en el techo del paleosuelo rondan entre el 1,1-1,3%, mientras que en el nivel de material parental es de sólo 0,32%. La concentración de carbonato de calcio en el suelo y por debajo del mismo es nula. La base del paleosuelo y el material parental presentan abundantes raíces y tallos de pequeñas dimensiones con colores de oxidación amarillentos-rojizos. Inmediatamente por debajo del material parental se desarrollan tres capas de limos arcillosos, con color muy oscuro en los niveles superior e inferior y verde-grisácea (gley 1 8/1) en el nivel intermedio.

De acuerdo con las observaciones realizadas se dividió el suelo enterrado en dos horizontes de suelo; un horizonte A de acumulación de materia orgánica y un horizonte C que refleja las características del material parental del suelo.

Descripción micromorfológica en suelo enterrado (Cuadro 8.2)







Leyenda de figuras 8.5. a-f:

Fig. 8.5. a. Vista del suelo aluvial enterrado en Puesto Ramírez (A° La Estacada) cuya MO dio una edad de 3.184 +/- 34 años ¹⁴C AP. Se observan canales radicales oxidados en la base del suelo aluvial y en el material parental.

Fig. 8.5. b. Vista del suelo aluvial enterrado en Puesto Ramírez, la MO contenida dio una edad de 1.424 +/- 33 años ¹⁴C AP, y de los sedimentos suprayacentes.

Fig. 8.5.c. Vista del suelo aluvial enterrado en Puesto Ramírez cuya MO dio una edad de 3.880 +/- 30 años ¹⁴C AP.

Fig. 8.5.d. detalle de **8.5.c.**

Fig. 8.5.e. Vista de una sección de la terraza aluvial aflorante en Brazo Abandonado (A° La Estacada).

Fig. 8.5.f. Detalle de los niveles sedimentarios con alto contenido orgánico o niveles límnicos en Brazo Abandonado.

Leyenda de figuras 8.6. a-f:

Figs. 8.6. a-b Hiporevestimientos de óxido de Fe en torno a vacíos (Puesto Ramírez, nivel 5-12 cm, A° La Estacada).

Fig. 8.6.c. Coprolitos dispersos y aglutinados (Puesto Ramírez, nivel 0-5 cm, A° La Estacada).

Figs. 8.6.d-e. Cutanes de arcilla (Puesto Ramírez, nivel 0-5 cm, A° La Estacada).

Fig. 8.6.f. Niveles límnicos (Puesto Ramírez nivel 5-12 cm, A° La Estacada).

Leyenda de figuras 8.7. a-f:

Figs. 8.7. a. Nódulo de óxido de Fe con impregnación moderada a fuerte (Puesto Ramírez, nivel 87-112 cm, A° La Estacada).

Figs. 8.7. b-c. Materia orgánica: en torno a un vacío y solubilizada y transportada a lo largo de un canal (Brazo Abandonado superior, A° La Estacada).

Fig. 8.7.d. Impregnaciones con óxido de manganeso (Brazo Abandonado superior, A° La Estacada).

Fig. 8.7.e. Impregnación con óxido de Fe (Brazo Abandonado inferior, A° La Estacada).

Fig. 8.7.f. Diatomeas y fitolitos (Brazo Abandonado inferior y Puesto Ramírez nivel 87-112 cm, A° La Estacada).

Sección superior: exhibe un desarrollo pedológico bajo, con una porosidad total del 30-40%. Los vacíos corresponden a vesículas y cámaras. El 70% de los vacíos afecta a los clastos de arcilla retrabajados de la matriz. La concentración de materia orgánica es baja (5-10%), son restos de tejidos vegetales muy humificados. Sedimentos arenosos finos a muy finos dominan el sector superior con una distribución porfírica de espaciado simple; hacia abajo se hace predominantemente pelítico y una fábrica b estriada cruzada (*cross striated*). Se observan clastos de arcilla, tamaño arena gruesa, removilizados del sector inferior de la sección.

Hay cristales de yeso dispersos en la matriz y agrupados en forma estrellada; también se observan diatomeas dispersas en la masa, con mayor concentración (>5%) hacia la base de la sección. Existen hiporevestimientos, cuasirevestimientos, *capping* y zonas de difusión de óxidos de hierro a partir de vacíos, también nódulos de óxido de hierro con impregnación fuerte (Fig. 8.7.a) y débil; hay mayor concentración de óxido de manganeso en el sector inferior muestra.

Sección media: presenta desarrollo pedológico moderado a levemente fuerte, con bloques angulares a subangulares delimitados por grietas en zig-zag. También se observa microestructura esponjosa en algunos sectores. La porosidad total del 30% se asigna a grietas en *zig zag* (15%), cámaras y canales (10%) y vesículas (5%). La materia orgánica observada está muy humificada, en algunos sectores es punteada.

Dominan sedimentos finos pelíticos con fábrica b estriada cruzada (*cross striated*) dominante, en algunos sectores moteada en puntos (*stipple speckled*) y en otros poro-estriada (*porostriated*). Hay clastos de arcilla (tamaño arena gruesa) diseminados. Se observan zonas de impregnación y difusión de óxidos de manganeso, hiporevestimientos fuertes, cuasirevestimientos y nódulos de óxidos de hierro en torno a vacíos. Hay cristales de yeso dispersos en la matriz y relleno de cámaras. Escasas aglutinaciones de coprolitos en vacíos.

Sección inferior: presenta desarrollo pedológico bajo, con microestructura maciza. Dominan sedimentos finos pelíticos, la fracción gruesa no supera el 10% y aparece concentrada en el sector inferior con distribución relativa de granos porfírica de espaciado simple. La porosidad total es del 5-10 %, con grietas verticales y vesículas esféricas a irregulares. El contenido de materia orgánica observado es elevado respecto a la sección superior (hasta un 20%), está muy humificada.

Se observan abundantes zonas de difusión e hiporevestimientos fuertes de óxidos de hierro-manganeso en torno a vacíos. La sección presenta un aspecto bandeado caracterizado por la alternancia de láminas con concentraciones diferenciales de materia orgánica, óxidos, yeso, sedimentos finos y gruesos.

• **Nivel sedimentario con contenido orgánico datado en 3.050 +/- 25 años ¹⁴C AP**

1. Brazo Abandonado (33°28'13''S y 69°02'39''O, A° La Estacada): se observa un depósito de color gris-verdusco (gley 1 8/1) compuesto por sedimentos limosos y limo arcillosos, dispuestos en láminas horizontales de espesor variable entre 10 y 5 cm (Figs. 8.5.e y 8.5.f). Alternan con delgados niveles (1 a 2 cm de espesor) con alto contenido de materia orgánica, en algunos casos se reconocen fragmentos vegetales con un estado avanzado de humificación. Sobre la estructura sedimentaria de laminación horizontal primaria original, se desarrolla una estructura en prismas que rompen a lo largo de los planos de los bloques prismáticos en bloques subangulares, de unos 4 cm de longitud por unos 2 cm de anchura.

El depósito se dató en 3.050 +/- 25 años ¹⁴C AP. en base al contenido orgánico de un nivel sedimentario.

Descripción micromorfológica en suelo enterrado (Cuadro 8.2)

Se analizó un nivel de sedimentos de 15 cm de espesor, emplazado a 3,90 m respecto de la superficie de la terraza de relleno aluvial (Fig. 8.5.f). Este nivel se consideró representativo de un importante sector de la sucesión aluvial, caracterizada por una alternancia de láminas epiclásticas y con abundante contenido orgánico.

* **Brazo Abandonado superior**: exhibe un desarrollo pedológico muy débil, con microestructura de tipo maciza. La porosidad total varía entre 20-30%; en general son vesículas, canales radicales, canales y cámaras vinculadas con actividad biológica. También se observan vacíos planares en zig-zag (hasta un 10% de la porosidad) que no forman una microestructura en bloques conspicua.

La materia orgánica es abundante. Se reconocen materia orgánica punteada como componente orgánico más abundante, en menor concentración restos de fibras vegetales. En general, la materia orgánica está asociada a canales y vacíos, producto de la solubilización y transporte a través del espacio poral (Fig. 8.7.b y 8.7.c). Entre los

rasgos de óxido-reducción de hierro-manganeso reconocidos se encuentran zonas de enriquecimiento (Fig. 8.7.d), hiporevestimientos en torno a vacíos y desarrollo incipiente de nódulos. Algunos hiporevestimientos de arcilla, nódulos de calcita típicos y cementación con calcita micrítica en torno a vacíos están presentes en menor proporción.

La sección es predominantemente pelítica, con fábrica b estriada cruzada (*cross striated*) y poroestriada (*porostriated*) desarrollada en torno a vesículas. Se reconocen escasos (<1%) clastos de arcilla, tamaño arena muy fina, retrabajados.

* **Brazo Abandonado inferior:** exhibe un desarrollo pedológico muy débil, sin llegar a formar agregados. La porosidad total alcanza hasta un 30%, vinculada con la actividad biológica (vesículas y cámaras).

El sector superior está dominado por una matriz pelítica con fábrica b estriada cruzada (*cross-striated*) dominante y poroestriada (*porostriated*). Escasos granos de arena fina (1%) están restringidos al interior de cámaras y canales. Hay rasgos de difusión y amplias zonas de enriquecimiento con óxidos de manganeso. Los óxidos de hierro forman nódulos con impregnación fuerte a moderada y zonas impregnativas débiles (Fig. 8.7.e). Hay abundantes coprolitos aglutinados en el interior de vacíos; los restos orgánicos vegetales escasos.

El sector intermedio presenta una fracción fina similar a la sección superior, pero con un aumento de la concentración de arena fina (25%). Hay láminas con elevada proporción de materia orgánica humificada, diatomeas y granos minerales inmersos en la fracción fina. Los óxidos de manganeso tienen mayor concentración y mayor grado de impregnación que los óxidos de hierro, éstos forman zonas de difusión a partir de vacíos. Los coprolitos continúan siendo abundantes. El sector presenta un límite inferior ondulado y claro.

En el sector inferior la fracción fina pelítica presenta una marcada orientación paralela de la fábrica b (*parallel striated*) en el contacto con la sección suprayacente. Predominan los granos de arena fina a muy fina (hasta un 60%) dispersos en una matriz pelítica (40%). El espacio poral es mayor que en el sector superior. Hay abundantes fibras vegetales humificadas, dispuestas con orientación subhorizontal y subparalela. También se observan fuertes impregnaciones con óxidos de hierro; las diatomeas están presentes en todo el sector (Figs. 8.7.f), con mayor concentración en la base del sector, se observan también fitolitos.

• Suelos enterrados de 1.424 +/- 33 y 731 +/- 41 años ¹⁴C AP

1. **Puesto Ramírez** (33°29'13''S y 69°00'42''O, A° La Estacada): en el sector superior de la sección aluvial se observa el desarrollo de dos paleosuelos enterrados y muy próximos a la superficie de la terraza de relleno aluvial (Fig. 8.5.b). El paleosuelo inferior, posee un espesor de 43 cm y una edad obtenida en MO de 1.424 +/- 33 años ¹⁴C AP. El contacto con los sedimentos suprayacentes es suave y claro, mientras que la base no está expuesta. El color varía desde gris (10 YR 6/1) en el techo hasta gris claro 1(0 YR 7/1 y 7/2) en la base. El contenido de materia orgánica pasa desde 0,58% en el sector superior a 2,1% en el sector medio, en la base tiene una concentración del 0,56%. El carbonato de calcio muestra un patrón decreciente en el perfil del paleosuelo, pasa desde 4,5% en el techo a 0,9% en la base.

El paleosuelo superior tiene un espesor aproximado de 50 cm, la materia orgánica contenida en el mismo presentó una edad radiocarbónica de 731 +/- 41 años ¹⁴C AP. El techo exhibe un contacto suave y claro, y la base es suave y gradual. Los colores son similares a los del suelo inferior, pero en la base el color es algo más claro (blanco: 10 YR 8/1). El porcentaje de MO disminuye desde 1,14% en el sector superior a 0,65% en el inferior, mientras que el porcentaje de calcio muestra un comportamiento inverso, aumenta hacia la base desde 0% a 7,2%.

Ambos suelos se caracterizan por presentar una estructura macroscópica prismática muy conspicua, con agregados que tienen grado de estructuración fuerte. En los agregados se observa también estructura esponjosa, producto de una pronunciada acción biológica de las raíces y de la fauna.

Tanto el paleosuelo superior como el inferior pueden dividirse en 2 horizontes de suelo. Se reconoce un horizonte A de acumulación de MO, sometido a una intensa modificación causada por el impacto de la actividad biológica generada por la microfauna y flora desarrollada en el horizonte. Finalmente un horizonte C que conserva las características del material parental de naturaleza aluvial, depositado en un ambiente de tipo palustre.

8.1.2. Cuenca del A° Grande

En la cuenca del A° Grande la sucesión aluvial presenta dos paleosuelos muy conspicuos (Cuadro 8.4), desarrollados muy cerca de la superficie tope de agradación, a

1,40 metros de profundidad el paleosuelo superior y a 1,70 m el inferior, y en conjunto cerca de 8 metros de altura sobre el nivel del A° Grande (figs. 8.8.a, 8.8.b y 8.8.c). Los paleosuelos aluviales exhiben estructura pedológica prismática, con desarrollo de prismas verticales de entre 2 y 4 cm de longitud (Fig. 8.8.f). Al mismo tiempo una bioturbación intensa imprime una estructura esponjosa (*spongy*) a los sedimentos que constituyen los prismas.

El contenido orgánico del paleosuelo inferior fue datado en 2.242 +/- 33 años ¹⁴C AP. Se reconocen tres horizontes, un horizonte superior A que pasa en transición a un horizonte A/C y finalmente a un horizonte C. El color del paleosuelo varía desde el techo a la base entre gris castaño claro (10YR 6/2), gris (10YR 5/1 y 6/1). El contenido de materia orgánica se acentúa en la base del horizonte A, con un porcentaje de 1,3%, por encima el valor es de 0,52% y en el horizonte C del 0,36%. Los valores de carbonato de calcio son elevados en la parte media y base del paleosuelo, con 8,40% y 18,51% respectivamente, mientras que en el techo el valor es de 0,10%. El horizonte A del paleosuelo exhibe raíces muy delgadas y abundantes moteados de óxido de Fe en torno a canales radicales vacíos (Figs. 8.8.d y 8.8.e). La base del horizonte presenta numerosos nódulos de carbonatos de calcio, de dimensiones reducidas (2 mm) y dispersos en el sedimento, hacia abajo la concentración y el tamaño de los nódulos aumenta en forma considerable.

En el paleosuelo que se encuentra estratigráficamente por arriba la materia orgánica contenida fue datada en 842 +/- 33 años ¹⁴C AP. El color del paleosuelo en el horizonte superior A es 10YR 7/1, mientras que hacia abajo en el horizonte A/C y C pasa a 10YR 7/2. El contenido de materia orgánica es elevado en la base del horizonte A, alcanza 1,51% de concentración, y disminuye hacia abajo hasta alcanzar un 0,89% en el horizonte C. Los valores de carbonato de calcio son elevados en el techo del paleosuelo, con un contenido cercano al 26%, mientras que el horizonte A/C tiene un porcentaje del 6,20% y el horizonte C no presenta carbonatos. En el horizonte A se observan moteados blanquecino-grisáceos producidos por la acumulación de carbonato de calcio y escasas raíces muy delgadas. El horizonte C tiene moteados negros de óxido de manganeso de hasta 2 cm de diámetro, con halos delgados de óxido de hierro desarrollados en torno a ellos (Fig. 8.8.e).

Los dos niveles de suelo enterrados expuestos en La Riojita se caracterizan por un buen desarrollo de estructura pedológica. Los horizontes A de los paleosuelos evidencian actividad biológica, de la flora y la fauna del suelo. En el paleosuelo superior numerosos restos de raíces y canales radicales muy oxidados indican la colonización del

sustrato edáfico por especies vegetales (Fig. 8.8 f). La presencia de motas de carbonato de calcio en el horizonte C del paleosuelo superior indica la existencia de procesos de evaporación del agua contenida en el suelo o de agua que asciende por capilaridad. Por otra parte el suelo inferior presenta rasgos de hidromorfismo que indicarían condiciones de saturación del suelo en forma frecuente.

8.1.3. Cuenca del A° Yaucha

En el perfil litoestratigráfico Los Alamitos 1 se diferencia un suelo enterrado (Cuadro 8.4, Fig. 8.9.a) a unos 2,70 m de profundidad respecto de la superficie de la unidad, tiene un espesor de 0,90 m. Se compone de dos horizontes de tipo A superpuestos (A1-A2) y un horizonte C, todos ellos con aspecto macizo. A una profundidad de 30 cm desde el techo del paleosuelo se obtuvo una edad de 5.678 +/- 43 años ^{14}C AP a partir de la materia orgánica contenida; 40 cm por debajo la edad obtenida, también en materia orgánica, es de 5.821 +/- 44 años ^{14}C AP.

El horizonte A1 presenta color gris castaño claro (10YR 6/2) a castaño grisáceo (10YR 5/2), mientras que el horizonte A2 tiene color castaño grisáceo (10YR 5/2); en el horizonte C los colores varían entre gris castaño claro (10YR 6/2), castaño pálido (10YR 6/3) y gris castaño claro (10YR 6/2) en vinculación con la existencia de delgados niveles aluviales con elevado contenido orgánico formando parte del material parental del suelo. Los valores de materia orgánica en el paleosuelo son bajos, pasan de 0,43% en el horizonte A1 a 0,47% en el horizonte A2, y a 0,35% en el horizonte C. El contenido de carbonato de calcio es nulo en el horizonte A1, mientras que en la base del A2 es cercano al 4,00% y en el horizonte C alcanza un valor de 9,5%.

Cerca de la superficie de la sucesión aluvial expuesta en el perfil litoestratigráfico Los Alamitos 1 se encuentran otros dos paleosuelos (suelo enterrado A y B), más el suelo actual desarrollado en superficie. El paleosuelo emplazado en una posición estratigráfica inferior (paleosuelo A) se desarrolla a 50 cm de profundidad respecto de la superficie y exhibe dos horizontes, un horizonte A con techo suave y claro que pasa en forma suave y gradual a un horizonte C, los espesores son de unos 20 y 25 cm respectivamente. El horizonte A presenta color 10YR 4/1 (gris oscuro) y un débil desarrollo de estructura pedológica en bloques angulares, con algunos rasgos de bioturbación que confieren porosidad al horizonte, mientras que el horizonte C es de color 10YR 4/2 (castaño grisáceo oscuro) y tiene aspecto masivo. Los valores de materia orgánica rondan el 0,86% en el horizonte superior y el 0,65% en el horizonte

inferior; mientras que la concentración de carbonato de calcio varía en el paleosuelo desde un 8,60% en el horizonte A hasta un 10% en los horizontes C. En forma macroscópica se observan pequeños nódulos de carbonato de calcio en el horizonte C. Por debajo de este paleosuelo se desarrolla un delgado nivel de color gris (10YR 6/1) con un contenido de materia orgánica del 0,74% y de carbonato de calcio del 13,40%. Este nivel de aspecto macizo, con techo suave y claro, y base suave levemente bioturbada, no se considera parte del suelo, sino un nivel sedimentario orgánico independiente del mismo (Figs. 8.9.e y 8.9.f).

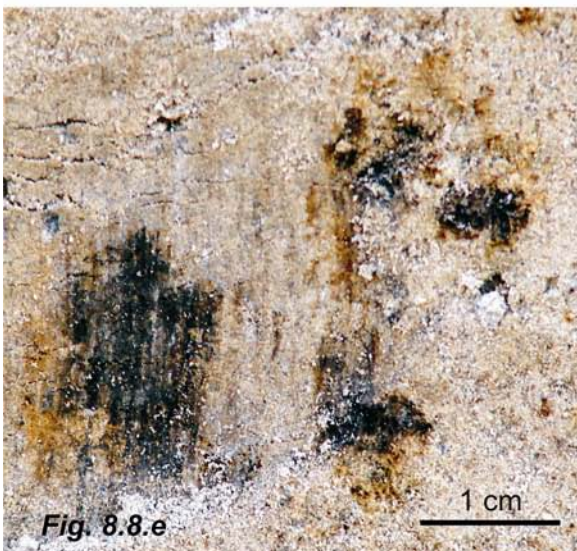
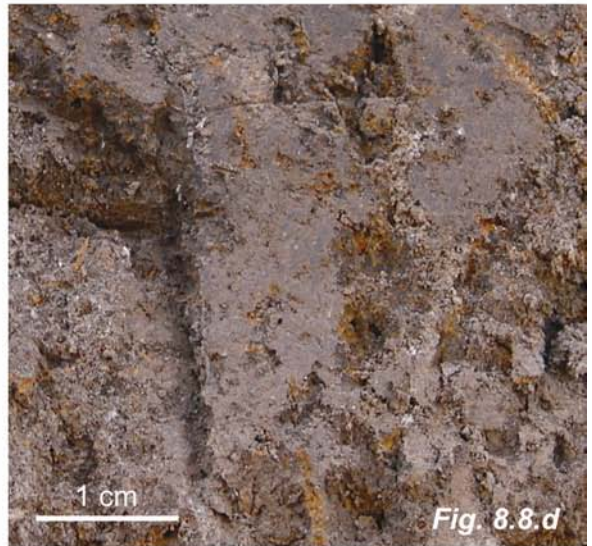
El paleosuelo superior (paleosuelo B) se desarrolla a 20 cm por debajo de la superficie actual. Exhibe un horizonte A que rompe en bloques angulares; individualmente los bloques exhiben una bioturbación muy marcada que da lugar a la generación de una estructura esponjosa (*spongy*) (Fig. 8.9.b). Los vacíos producidos por la actividad de raíces y fauna del suelo son visibles a simple vista y constituyen casi un 40% de la superficie observable del suelo. El color del horizonte es gris (10 YR 5/1) y el contenido de materia orgánica del 1,60% y el de carbonato de calcio de 5,30%. El horizonte A pasa en forma suave y gradual a un horizonte A/C de color gris (10YR 6/1) con un contenido de materia orgánica de 0,96% y de carbonato de calcio del 12%, que se corresponde con algunos nódulos de carbonato observables en el perfil.

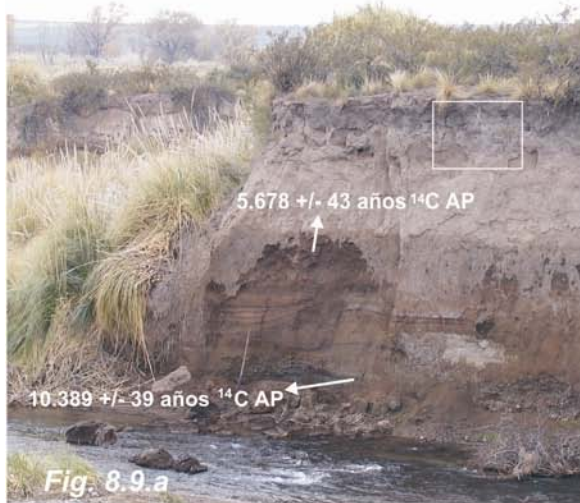
El perfil litoestratigráfico Los Alamitos 2 registra un suelo enterrado por debajo de la superficie actual del depósito (Fig. 8.9.c), a una profundidad de 15 a 30 cm; fue datado a partir de la materia orgánica en *ca.* de 500 años ^{14}C AP. Se reconocen dos horizontes A apilados (A1 y A2) y por debajo un horizonte A/C y un C. Los límites entre horizontes son suaves y graduales, mientras que el techo del paleosuelo presenta contacto suave y claro con los sedimentos suprayacentes y la base contacto suave pero difuso. Los horizontes A1 y A2 exhiben estructura esponjosa (*spongy*) muy desarrollada producida por bioturbación intensa de los sedimentos (Fig. 8.9.d), el horizonte A/C exhibe un menor desarrollo de la misma con tendencia a un aspecto macizo, característico en el horizonte C inferior. El color del paleosuelo varía desde castaño grisáceo oscuro (10YR 4/2) en el horizonte A1 a gris oscuro (10YR 4/1) en el A2 y A/C, y finalmente gris (10YR 5/1) en el horizonte C. El horizonte A1 presenta una concentración de materia orgánica de 0,60% y el A2 del 0,94%, mientras que los valores de carbonato de calcio son de 2,10 y 3,50%. El horizonte A/C tiene un contenido orgánico del 0,50% y de carbonatos del 5,60%, hacia abajo en el horizonte C, los valores decrecen en ambos casos a 0,46% y 0,90% respectivamente.

UNIDAD GEOMOR.	SUELO ENTERRADO *	ARROYO/ PERFIL	Paleo Horizonte	MO%	CaCO ₃ %	COLOR (en seco)	
No se reconoce	2.242 +/- 33	A° Grande (LR)	A	0.522	0,10	10 YR 6/2	
			A/C	1.304	8,40	10 YR 5/1	
			C	0.362	18,50	10 YR 6/1	
	842 +/- 33		A	1,51	26	10YR 7/1	
			A/C	1,08	6.20	10YR 7/2	
			C	0,89	0	10YR 7/2	
Terraza superior	Paleosuelo A	A° Yaucha	LA 1	A	0,86	8,60	10YR 4/1
				C	0,65	10	10YR 4/2
	A			1,60	5,30	10 YR 5/1	
	A/C			0,96	12	10YR 6/1	
	5.678 +/- 43		A1	0,43	0	10YR 6/2-5/2	
			A2	0,47	4	10YR 5/2	
			C	0,35	9,5	10YR 6/2-6/3-6/2	
Terraza inferior	477 ± 35	A° Yaucha	LA 2	A1	0,60	2,10	10YR 4/2
				A2	0,94	3,50	10YR 4/1
				A/C	0.50	5,60	10YR 4/1
				C	0,46	0,90	10YR 5/1

Cuadro 8.4. Suelos enterrados desarrollados en los depósitos aluviales de la cuenca del A° Grande y del A° Yaucha. LR: La Riojita, LA 1: Los Alamitos 1, LA2: Los Alamitos 2. * edades radiocarbónicas obtenidas a partir de la materia orgánica contenida en el techo de los paleosuelos analizados.

Tanto la unidad geomorfológica correlacionable con la planicie de agradación regional (perfil Los Alamitos 1) como la correlacionable con la terraza de relleno (Los Alamitos 2) del A° La Estacada y su tributario el A° Anchayuyo, presentan además de suelos enterrados numerosos niveles de color oscuro en húmedo (negro: 10YR 2/1, castaño oscuro y castaño grisáceo muy oscuro: 10YR 3/3 y 3/2). Estos niveles, de escaso espesor (entre 2-10 cm), exhiben estructura maciza y límites suaves y claros, aunque a veces irregulares producto de los procesos de bioturbación (Figs. 8.9.e y 8.9.f). Son más abundantes en la sucesión aluvial del Holoceno tardío, en la del Holoceno temprano a medio su presencia es conspicua por debajo del paleosuelo de *ca.* de 6.000 años ¹⁴C AP. La materia orgánica alojada en uno de ellos, ubicado cerca de la base de los depósitos, presentó una edad de 10.389 +/- 60 años ¹⁴C AP. Dichos niveles no son considerados paleosuelos, ya que sus características no reflejan un desarrollo pedológico conspicuo. Los niveles observados en la cuenca del A° Yaucha reflejan la geometría de cuerpos de agua pandos con depositación de sedimentos finos y extensión lateral limitada.





Leyenda de figuras 8.8. a-f:

Figs. 8.8. a. Vista general de la sucesión aluvial expuesta en el perfil La Riojita, sobre el arroyo Grande.

Figs. 8.8. b. Vista de los paleosuelos aluviales con contenido de MO datado en 2.242 +/- 33 y 842 +/- 33 años ¹⁴C AP, paleosuelo inferior y superior respectivamente (perfil La Riojita).

Figs. 8.8.c. Detalle del muestreo para dataciones radiocarbónicas. Las muestras fueron tomadas en el techo de cada paleosuelo (perfil La Riojita).

Fig. 8.8.d. Oxidos de Fe en el horizonte A del suelo aluvial enterrado superior (perfil La Riojita).

Figs. 8.8.e. Motas de óxido de Mn y halos de óxido de Fe en el horizonte C del suelo aluvial enterrado inferior (perfil La Riojita).

Figs. 8.8.f. Desarrollo de una estructura pedológica prismática en el paleosuelo superior (perfil La Riojita).

Leyenda de figuras 8.9. a-f:

Figs. 8.9. a. Vista de la sucesión aluvial del Pleistoceno tardío-Holoceno temprano a medio en el paraje Los Alamos (A° Yaucha).

Figs. 8.9. b. Detalle del suelo aluvial enterrado que remata la sucesión mostrada en la figura 8.9.a.

Figs. 8.9.c. Vista de la sucesión aluvial del Holoceno medio-tardío en el paraje Los Alamos (A° Yaucha).

Fig. 8.9.d. Detalle de la estructura esponjosa del suelo aluvial enterrado, cuya MO fue datada en 477 +/- 35 años ¹⁴C AP

Figs. 8.9.e. Niveles límnicos en los depósitos aluviales del A° Yaucha (perfil Los Alamos 2).

Figs. 8.9.f. Niveles límnicos en los depósitos aluviales del A° Yaucha (perfil Los Alamos 1).

8.2. Procesos paleo-pedológicos en niveles sedimentarios aluviales enterrados

Procesos alternantes de agradación y pedogénesis se observan en los depósitos sedimentarios aluviales del Pleistoceno tardío-Holoceno y Holoceno del Valle de Uco. En las sucesiones analizadas en las barrancas de los arroyos Anchayuyo, La Estacada, Grande y Yaucha se diferenciaron en forma macroscópica dos grupos de depósitos sedimentarios con contenido orgánico: suelos aluviales enterrados o paleosuelos y niveles límnicos.

Cabe mencionar nuevamente que muchas características diagnósticas de los suelos se pierden o modifican durante la diagénesis de los depósitos, lo que puede conducir a una interpretación incompleta del registro (Kemp, 1998). Por tal motivo no se extrapolaron a los suelos aluviales enterrados analizados en este trabajo, los criterios taxonómicos propuestos por el *Soil Survey Staff* (2003) para la clasificación de suelos actuales. Simplemente se intentó describir en forma sintética las características distintivas de cada uno de los suelos enterrados e inferir, a partir de los rasgos conservados, los procesos que han actuado.

Cuatro procesos pedológicos dominantes han sido reconocidos en la formación de los suelos aluviales enterrados analizados en las cuencas de los arroyos que drenan el Valle de Uco: 1) **descomposición de la materia orgánica**, 2) **carbonatación**, 3) **óxido-reducción** y 4) **bioturbación**. De estos procesos 1 y 2 también se reconocen en los niveles límnicos. A continuación se exponen sintéticamente las características de cada uno de ellos, con el fin de comprender la forma en que dichos procesos ha modificado los depósitos sedimentarios aluviales.

1. La **descomposición de la materia orgánica** contenida en los sedimentos se produce en dos fases. En la primera se generan compuestos húmicos, involucra la humificación de la materia orgánica y la rápida mineralización de los componentes orgánicos lábiles. En una segunda fase puede ocurrir una mineralización más lenta de los componentes húmicos, seguida por disolución y/o estabilización (Duchaufour, 1975 y Zech *et al.*, 1997).

El proceso de descomposición depende de varios factores de control, entre ellos el pH, la relación carbono/nitrógeno y la calidad de los materiales orgánicos involucrados. Cabe mencionar que la materia orgánica del suelo incluye fuentes primarias (restos

vegetales) y fuentes secundarias atribuibles a la fauna y microfauna del suelo (Zech *et al.*, 1997).

2. El proceso de **carbonatación** implica la acumulación de carbonatos en un depósito sedimentario; los mismos pueden provenir de dos fuentes (*Soil Survey Staff*, 1999). En regiones áridas y semiáridas el carbonato puede ser aportado a partir del polvo eólico. En estos ambientes las precipitaciones insuficientes impiden el lixiviado de bases y sales carbonatadas favoreciendo la acumulación de carbonatos en el espacio poral, si el proceso persiste en el tiempo puede conducir a la formación de nódulos y en casos extremos costras calcáreas. El agua freática con concentraciones elevadas de bicarbonato de calcio constituye una segunda fuente. El ascenso capilar y la evaporación-*evapotranspiración* pueden causar la precipitación de carbonatos, en los horizontes de suelo y depósitos sedimentarios.

En el caso de los depósitos analizados no se cuenta con análisis morfológicos y geoquímica de los depósitos carbonatados que permitan inferir la génesis de los mismos.

3. Los procesos de **óxido-reducción** conducen a la formación rasgos redoximórficos (zonas con impregnación de óxidos de hierro-manganeso, moteados, nódulos y concreciones de la misma composición). En algunas ocasiones la formación de óxidos está restringida a las paredes (hipo y quasi revestimientos) de los vacíos de la masa de suelo o del depósito sedimentario (*Soil Survey Staff*, 1999). Todos estos rasgos fueron observados en los suelos aluviales enterrados y niveles límnicos analizados.

La saturación alternante con agua del depósito sedimentario conduce a la reducción del hierro y el manganeso, y su movilización junto con la masa de agua. Al cesar el estado de saturación se produce la oxidación y precipitación de los óxidos correspondientes. El manganeso se reduce más rápidamente, mientras que el hierro es el primer elemento en oxidarse.

4. El proceso de **bioturbación** implica el acomodamiento de los componentes físicos del suelo, y de los depósitos sedimentarios, en general por parte de la actividad biológica de la fauna y flora del suelo (Schaeztl y Anderson, 2005). Estos componentes biológicos también influyen en el proceso de descomposición (fragmentación y ataque por ácidos) de la materia orgánica (Zech *et al.*, 1997).

• **Suelos aluviales enterrados:** en general presentan un patrón de colores que varía y disminuye en intensidad y tonos, en forma gradual desde el techo hacia la base de los niveles considerados. Dichos niveles son conspicuos y pueden reconocerse en los perfiles aluviales como bandas de sedimento con coloración más oscura que los sedimentos supra e infrayacentes, y extendidas lateralmente a lo largo de la cuenca de los arroyos analizados. Los contactos superiores son en general suaves y claros, mientras que los límites basales se presentan en forma suave a ondulada-irregular y comúnmente gradual a difusa.

Las características de los suelos enterrados de la *planicie de agradación regional* y sucesiones aluviales correlacionables revelan un pobre desarrollo pedológico, expresado a través del dominio de materiales minerales parentales, escasez de rasgos pedológicos y una exigua diferenciación de horizontes. La estructura pedológica es por lo común maciza, aunque también se observa un paleosuelo con estructura levemente prismática (paleosuelo de 2.990 +/- 30 años ¹⁴C AP, perfil litoestratigráfico Puente El Zampal, A° Anchayuyo) y otro con estructura esponjosa (perfil litoestratigráfico Los Alamitos 1, A° Yaucha).

En general estos niveles enterrados presentan carbonato de calcio en la masa (zonas cementadas con calcita micrítica observadas en cortes delgados) y visible en algunos perfiles como nódulos y concreciones calcáreas en los niveles inferiores de los suelos enterrados. Los niveles con nódulos y concreciones de carbonato de calcio ubicados aproximadamente 60 cm por debajo de algunos suelos pueden ser considerados suelos cálcicos de acuerdo con Miall (2006) y Amit *et al.* (2007). Amit *et al.* (2007) analizan niveles con formación de horizontes, acumulación dispersa de carbonatos y un espesor promedio de 60 cm en depósitos aluviales de ambientes áridos-hiperáridos. Los autores asignan un origen pedogenético “anómalo” (FPU: *fluvial pedogenetic units*) más que sedimentario (calcreta formada a partir de aguas subterráneas o calcretes de canal); la génesis de los carbonatos se vincula a la existencia de eventos de crecida o inundación, con baja recurrencia, que afectan ambientes de canales efímeros de sistemas entrelazados de ambientes áridos.

Los niveles carbonatados analizados en la *planicie de agradación regional* (A° La Estacada y A° Anchayuyo) se desarrollan en depósitos de llanura de inundación emplazados en un ambiente semiárido (80 a 250 mm de precipitación) y en la mayoría de los casos desarrollados a 60 cm por debajo de los niveles de suelo. Por su localización, restringidos al ambiente de inundación aluvial, podrían llegar a considerarse como unidades del tipo FPU (*fluvial pedogenetic units*) en el sentido de

Amit *et al.* (2007). No obstante, la carencia de datos isotópicos de O₂ y Ca que permitan vincular los niveles carbonatados con aportes de agua provenientes de precipitaciones o bien de la freática, así como la actividad biológica en el depósito analizado, impide una asignación precisa -carbonatos pedogenéticos o calcrete frático-. Por otra parte, los carbonatos asociados directamente a los perfiles de suelos, como los observados en Finca Gatica, Puente El Zampal y Puente Roto podrían considerarse litofacies de tipo P (*pedogenetic carbonates*) en el sentido de Miall (2006). Es decir, suelos formados en ambientes de llanuras de inundación de regiones áridas-semiáridas, con superficie expuestas a los procesos de meteorización superficial y aportes de agua predominantemente pluviales, con concentración de carbonatos cerca de la superficie del suelo por procesos de evaporación y circulación capilar de agua en los vacíos del suelo.

Los suelos enterrados de la *terrazza de relleno* se caracterizan por exhibir un mayor grado de desarrollo de la estructura pedogenética y una mayor distinción de horizontes pedogenéticos. A nivel macroscópico la estructura en los dos paleosuelos más antiguos es levemente prismática a maciza, con numerosos canales radicales y bioturbaciones afectando la masa del suelo. Por otro lado los suelos más jóvenes presentan estructura prismática conspicua, que da lugar a agregados a través de los cuales se produce la ruptura del suelo. Los agregados presentan además una estructura esponjosa, producto de una pronunciada actividad biológica de las raíces y de la fauna. La participación de carbonato de calcio en los suelos más antiguos de la terraza de relleno (*ca.* 3.000 años AP) es baja a nula, no así en los suelos más jóvenes (*ca.* 1400 y 700 años AP) en los que se verifica presencia y variación de porcentajes de carbonato de calcio a lo largo del perfil de suelo.

- **Niveles orgánicos:** se destacan por ser niveles de color oscuro y homogéneo, no exhiben una variación gradual de la coloración y tienen desarrollo lateral restringido respecto a la extensión lateral que suelen presentar los suelos enterrados. En general los contactos con el sedimento aluvial son suaves y claros, tanto en el techo como en la base de los niveles, aunque en algunos casos se observa una discontinuidad en los niveles producida por bioturbación. El contraste de color con los sedimentos aluviales supra e infrayacentes refleja un aumento en el contenido de materia orgánica transportada por las corrientes de agua dentro del valle fluvial, con segregación de láminas sedimentarias claras y oscuras, sin mecanismos de selección de minerales pesados en los flujos (Frostick y Reid, 1977). Daniels (2003) indica que las láminas oscuras observadas en los perfiles aluviales podrían ser indicadoras del transporte o

retransporte de sedimentos superficiales, por lo tanto con alto contenido orgánico; mientras que los bancos o láminas de color claro indicarían una erosión más profunda del sustrato, con mayor aporte de sedimentos en los flujos que inundan la llanura aluvial. En los niveles de la terraza de relleno aluvial, los flujos podrían ser el factor causante de la depositación de cantidades considerables de materia orgánica, no obstante también el incremento rápido en la población de algas (floreamiento algal - *algal bloom*-; Diersing, 2009) y el crecimiento de juncáceas, poáceas y otras especies vegetales que se desarrollan en ambientes saturados en agua podrían conducir a la acumulación de materia orgánica, una vez que los organismos vegetales mueren, en la planicie de inundación. El rápido enterramiento de la misma por parte de los sedimentos depositados durante las crecidas habría conducido a su preservación y aislamiento de los procesos pedogenéticos, permitiendo que se conserven lentes formadas por restos vegetales dentro de una matriz sedimentaria en general limo arcillosa y en algunos casos de arena fina.

De acuerdo con las observaciones microscópicas y macroscópicas realizadas se considera que estos niveles aluviales enterrados con contenido orgánico no reúnen las características de los Histosoles. Los Histosoles son aquellos suelos que en los 80 cm más superficiales contienen al menos un 50% de materiales orgánicos, y por lo tanto una densidad muy baja de la masa del suelo. El nivel con elevado contenido orgánico apoya sobre un sustrato rocoso o cualquier material fragmentado cuyos intersticios se encuentran rellenos con materiales orgánicos (*Soil Survey Staff*, 2003).

Estos niveles con elevado contenido orgánico y características distintivas propias son considerados en el presente trabajo como **niveles límnicos** (*limnic levels* de acuerdo con *Soil Survey Staff*, 2003 y Fox, 1985), los cuales pueden ser un elemento constituyente o no de los Histosoles. Los niveles límnicos incluyen tanto materiales orgánicos como inorgánicos, que deben haber sido depositados en el agua directamente por precipitación, por acción de algún organismo acuático (algas o diatomeas), o bien derivados de plantas subacuáticas o flotantes y posteriormente modificados por animales acuáticos (*Soil Survey Staff*, 2003). Los niveles límnicos aquí descritos presentan una morfología de lentes onduladas de materiales orgánicos, inmersos en una matriz sedimentaria fina. Dicha configuración es similar a la descrita por Uggla *et al.* (1969 en Fox, 1985) para las *gyttia* (turberias sedimentarias: *sedimentary peats*), depósitos que contienen materiales orgánicos no identificables, en general formando capas onduladas que se distribuyen en forma alternante en la fracción mineral del depósito.

CAPÍTULO 9

SUCESIONES ALUVIALES DE LA CUENCA MEDIA DEL RÍO ATUEL, PROVINCIA DE MENDOZA

9.1. Caracterización fisiográfica de la cuenca media del río Atuel

La cuenca media del río Atuel está caracterizada por la existencia de dos zonas con relieves contrastantes (González Díaz, 1972), una faja de serranías bajas hacia el sector oeste y la llanura sanrafaelina en el este (Fig. 9.1). Esta última es una extensa zona llana, donde escasas diferencias relativas en el relieve están dadas por la existencia de los médanos, por ejemplo los de Picardo.

El río Atuel, al igual que el río Diamante emplazado hacia el norte, es un río alóctono que nace en el ámbito de la Cordillera Principal a causa de la ablación del hielo y nieve acumulados durante épocas invernales. En la cuenca media el río recibe aportes, desde diversos tributarios efímeros, durante los episodios de precipitaciones pluviales bruscas que se registran en esta región. En el sector de serranías el río, al igual que sus tributarios, ha excavado un profundo y abrupto valle fluvial; ya en la llanura circula encajonado en los sedimentos de la Formación Villa Atuel (limos parecidos al loess) (González Díaz, 1972).

El régimen térmico de la zona es cálido a templado durante los meses de primavera y verano. En otoño e invierno se caracteriza por un clima templado a subtemplado. En cuanto a las precipitaciones, se define como una zona seca, que varía hasta muy seca en meses de verano o a seco-húmedo en primavera, precisamente en el mes de octubre. Los vientos dominantes de la zona provienen de los cuadrantes sureste, este-noreste y norte, y eventualmente del cuadrante oeste (González Díaz, 1972).

Desde el punto de vista fitogeográfico la zona se encuentra en el ámbito de la estepa arbustiva de acuerdo con Frenguelli (1941) y en la *Provincia Fitogeográfica de Monte sensu* Roig y Martínez Carretero (1998) y Labraga y Villalba (2008). Se reconocen dos asociaciones de vegetación. La de mayor extensión corresponde al monte espinoso y arbustivo; se desarrolla principalmente al pie de las serranías. La segunda corresponde a la estepa, dominada por distintas especies de gramíneas.

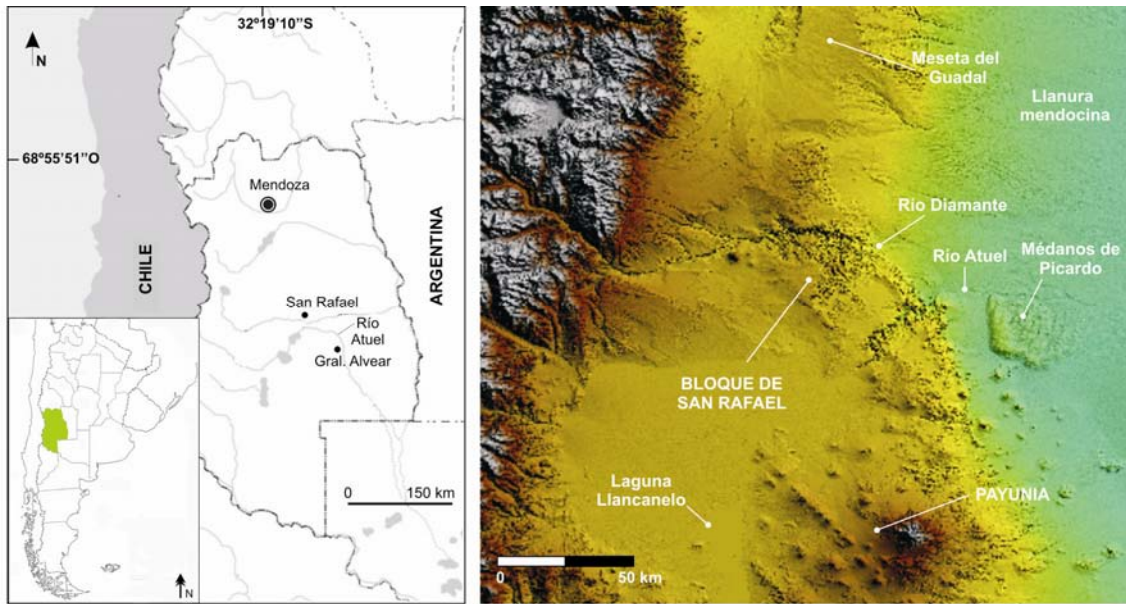


Fig. 9.1. Ubicación de la cuenca del río Atuel en la provincia de Mendoza y unidades de paisaje discriminadas en el sector de la cuenca media del río Atuel y zonas adyacentes.

9.2. Marco geológico-tectónico regional de la cuenca media del río Atuel

La cuenca media del río Atuel está emplazada en el ámbito de la provincia geológica Bloque de San Rafael. El bloque se presenta como una antigua planicie de erosión regional, denominada peneplanicie San Rafael por Polanski (1954 en Ramos, 1999a), labrada durante el Jurásico y el Cretácico.

La secuencia estratigráfica comienza con un basamento metamórfico de edad proterozoica media, cubierto por el extremo sur de la plataforma carbonática desarrollada durante el Paleozoico temprano en el la Precordillera. (Baldis y Blasco, 1973 y Bordonaro *et al.*, 1996 en Ramos, 1999a). Lateralmente, hacia el oeste, esta secuencia pasa a facies turbidíticas ordovícias metamorfizadas. Un magmatismo básico de composición ofiolítica y edad ordovicia media intruye esta sucesión (González Díaz, 1981, y Davicino y Sabalúa, 1990 en Ramos, 1999a). También se reconocen depósitos turbidíticos de edad silúrico-devónica, afectadas por un intenso metamorfismo. La orogenia chánica originó una discordancia angular sobre la cual apoyan depósitos carboníferos marinos y continentales. Estos infrayacen a una potente serie volcánica de edad permotriásica. Durante el Triásico medio a superior un proceso de rift regional

afectó al área, producto de ello se encuentran depósitos de rift cuyo mayor desarrollo areal se ubica hacia la subcuenca triásica de Alvear (Vicente, 1975 en Ramos, 1999a). La transgresión marina maestrichtiana-daniana no cubrió el área que se comportó como un elemento positivo (Ramos, 1999a). El apilamiento tectónico del Bloque de San Rafael reactivó la subsidencia de las cuencas de rift triásicas; se generó al este del bloque una antefosa denominada cuenca de Alvear, depocentro que recibió depósitos sinorogénicos continentales terciarios (Ramos, 1999c).

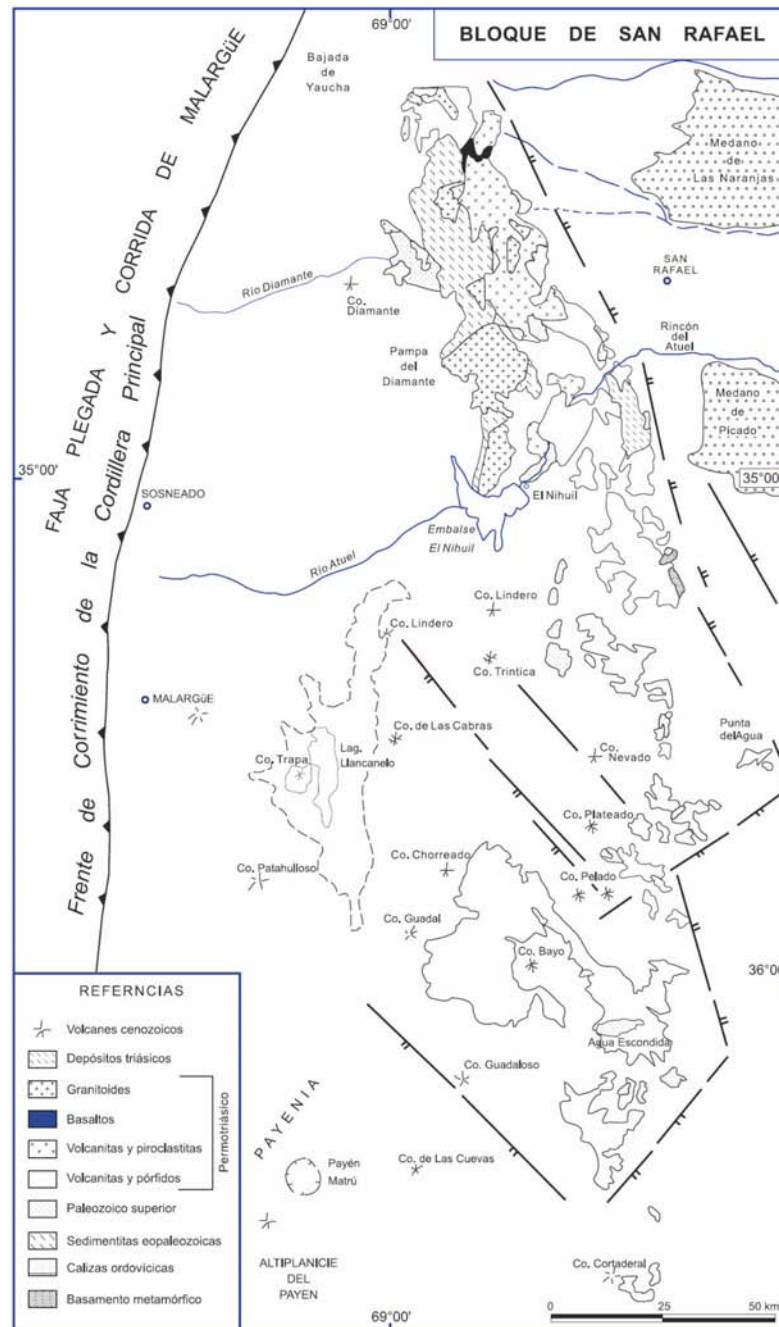


Fig. 9.2. Bosquejo geológico del Bloque de San Rafael (Ramos, 1999a).

El bloque de San Rafael está siendo exhumado desde el Mioceno tardío como consecuencia de la orogenia andina (González Díaz, 1972). La misma ha producido el basculamiento y levantamiento del bloque a través de una serie de corrimientos con vergencia hacia el este. La estructuración de la faja plegada y corrida de Malargüe habría comenzado cerca de los 15.1 Ma, alrededor de los 5.05 Ma. el frente de deformación habría migrado hacia el antepaís (Ramos y Folguera, 2005 en Folguera y Zárate, en prensa). En dicho lapso se habría producido la exhumación del Bloque de San Rafael, proceso interpretado como el resultado de una subducción subhorizontal en esta latitud (35°-38° S) (Ramos y Folguera, 2005 en Folguera y Zárate, en prensa). Importante actividad neotectónica en el frente oriental del bloque, indica que este proceso está aún activo (Ramos, 1999a).

9.3. Descripción de los afloramientos y edades numéricas

En la cuenca media del río Atuel se prospectaron y estudiaron las sucesiones sedimentarias aluviales que afloran en las márgenes del río homónimo. En la localidad La Guevarina (34°44'20''S y 68°02'27''O) los depósitos analizados integran tres unidades geomorfológicas conspicuas (Fig. 9.3), que corresponden a: 1) una terraza superior o alta, 2) una terraza intermedia y 3) una planicie de inundación actual extensa.

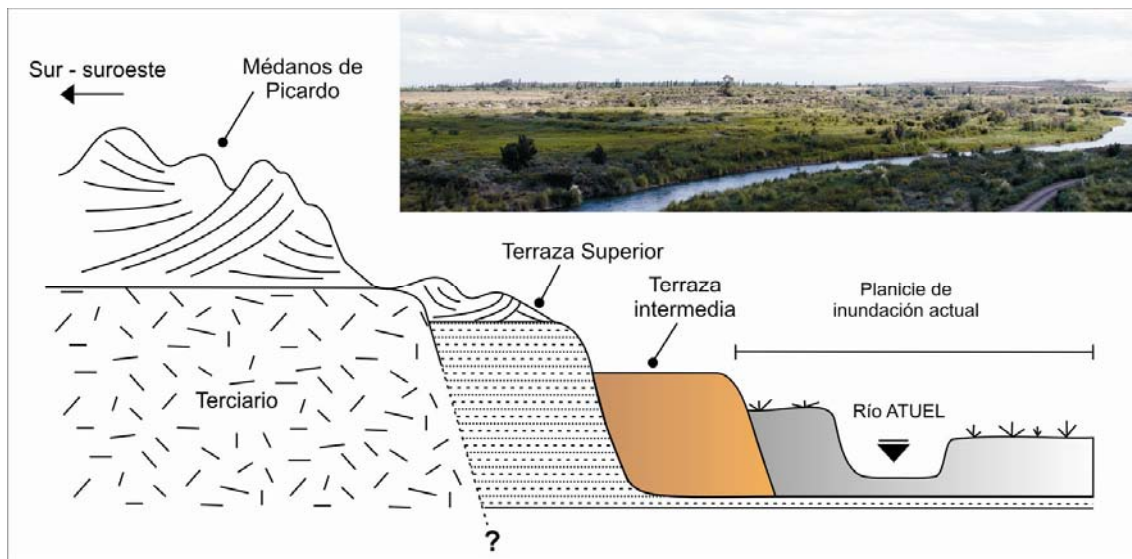


Fig. 9.3. Esquema geomorfológico de la cuenca media del río Atuel en la localidad La Guevarina (sin escala).

Los depósitos observados en la *terrazza superior* (perfil litoestratigráfico La Guevarina1, Figs. 9.4, 9.5, 9.6 y 9.9) registran el lapso Pleistoceno tardío-Holoceno temprano a medio. En la sucesión, de 20 metros de potencia, alternan estratos tabulares de espesores variables, conformados por sedimentos arenosos-areno limosos y limos arenosos-arcillo limosos (textura determinada al tacto). La base de la sucesión aluvial fue datada con una edad de 7.800 años ^{14}C AP a partir de la materia orgánica contenida en el nivel límnic (Fig. 9.5 y 9.6) (Cuadro 9.1). Sin embargo esta edad indicaba un valor invertido de acuerdo con el esquema geocronológico establecido en los depósitos aluviales de la cuenca media del río Atuel, probablemente en vinculación con la existencia de raíces de menor edad (o actuales) en dicho nivel. Por ello la muestra fue datada nuevamente tomando los recaudos necesarios para eliminar restos vegetales cuyo aspecto podía indicar una edad reciente de los mismos. La nueva edad obtenida es de 9.140 +/- 40 años ^{14}C AP. (Cuadro 9.1) en concordancia con las demás edades obtenidas en los depósitos aluviales analizados.

La sección media de la sucesión exhibe un paquete de láminas limo arcillosas, interestratificadas con yeso (niveles con espesores de hasta 10 cm) y abundante concentración de moluscos. A partir de la materia orgánica contenida en un nivel límnic arcilloso este sector de la sucesión aluvial se dató en 8.416 +/- 86 años ^{14}C AP. A 5,50 m de profundidad respecto de la superficie de la planicie se observa un nivel de tefra. Hacia arriba, alrededor de los 3,00 m de profundidad se reconoce un estrato de sedimentos limo arcillosos a arcillosos de color gris oscuro (10YR 4/1), que hacia abajo pasa en forma transicional al color original del sedimento (castaño claro -10YR 6/3- a castaño amarillento -10YR 5/6-), el techo del nivel es claro y la base difusa, exhibe rasgos de bioturbación; ha sido interpretado como un suelo aluvial enterrado. La edad obtenida a partir de la materia orgánica contenida en el paleosuelo es de 6.393 +/- 62 años ^{14}C AP. (Cuadro 9.1). Los depósitos rematan en un estrato de arena fina maciza y friable, de 1.30 m de espesor. En el perfil Puente Atuel, se obtuvo una edad de 4.420 +/- 40 años ^{14}C AP. a partir de conchillas de moluscos de agua dulce contenidas en un nivel sedimentario localizado a 1,5 m de profundidad con respecto a la superficie de la terraza superior.

Los depósitos aluviales que conforman la *terrazza intermedia* (Fig. 9.7) tienen su superficie tope 5 metros por debajo del nivel tope de terraza superior. Se analizó el perfil La Guevarina 3 (Fig. 9.9), que exhibe una sucesión sedimentaria dominada por sedimentos finos. Alternan estratos horizontales y macizos de sedimentos areno

limosos, algunos de ellos con gravillas en la base, y limos arenosos que rematan en general en delgadas capas de sedimentos limo arcillosos y arcillo limosos. Estos últimos muestran en general una estructura de bloque angulares secundaria y en algunos casos una laminación muy fina de origen primario o depositacional. Un nivel arcilloso, situado cerca de los 1,60 m de profundidad exhibe restos de moluscos de agua dulce (*Littoridinas*) a lo largo de toda su exposición lateral. Vale mencionar que Dieguez *et al.* (2004) y De Francesco y Dieguez (2006) describen la presencia de malacofauna en los depósitos aluviales del río Atuel en el perfil La Guevarina, así como en otros dos perfiles (Puesto Moya y Puesto Vicencio) emplazados en el tramo superior de la cuenca media del río. Los niveles sedimentarios de granulometría más fina, así como los de arenas limosas macizas y algo compactas presentan marcados rasgos de bioturbación por acción de raíces muy finas. En la base del perfil (desde los 2,20 m de profundidad hasta la base expuesta del perfil a los 3,29 m) existen carbonatos de calcio y/o yeso depositados a lo largo de biovacíos producidos por raíces en el depósito sedimentario.

PERFIL LITOESTRAT.	CODIGO	MUESTRA	$\delta^{13}\text{C}$	Años ^{14}C AP	Años CAL. AP
Puente Atuel	PA151	Moluscos	-6.9	4.420 ± 40	4.867- 5071 (p: 0,77)
					5.108 – 5.126 (p: 0,025)
					5.167- 5.276 (p: 0,204)
La Guevarina 1	AA79543	MOS	-21,7	6.393 ± 62	7.730 - 7.041 (p: 0,006)
					7.075 - 7.075 (p: 0,0005)
					7.087 - 7.093 (p: 0,003)
					7.103 - 7.108 (p: 0,002)
					7.156 - 7.425 (p: 0,98)
	AA58288	MOS	-23,24	8.416 ± 86	9.128 - 9.528 (p: 1)
	Beta 215660	MOS	-25,0	9.190 ± 40	10.210 - 10.419 (p: 0,99)
La Guevarina 3	AA82450	MOS	-22,5	896 ± 36	682 - 804 (p: 0,93)
					872 - 900 (p: 0,07)

Cuadro 9.1. Edades ^{14}C AMS y edades ^{14}C calibradas obtenidas en los depósitos sedimentarios de la cuenca media del río Atuel. Edades calibradas a 2 sigma con el programa CALIB 5.1.0 (Stuiver y Reimer, 1993), se utilizaron las curvas de calibración para el hemisferio sur de McCormac *et al.* (2004). MOS: materia orgánica en sedimentos.

Hacia el techo del depósito sedimentario, a los 35 cm de profundidad, se observa un nivel sedimentario de unos 10 cm de espesor, color negro muy oscuro (10 YR 2/2), con límites claros y suaves, tanto en el techo como en la base. De acuerdo con los atributos que exhibe en el campo se lo interpreta como un nivel límnic. La edad radiocarbónica obtenida a partir de la materia orgánica contenida en el sedimento es de 896 +/- 36 años ^{14}C AP. Varios niveles límnicos, muy delgados y de color grisáceo, se interstratifican en algunos de los estratos de arenas limosas existentes.

La llanura de inundación está ubicada 6 metros por debajo de la superficie tope de la terraza intermedia (Fig. 9.8). Presenta un resalto topográfico de unos 2 metros de altura, donde se describió el perfil litoestratigráfico La Guevarina 2 (Fig. 9.9); está constituido, desde la base al techo, por un estrato de gravas gruesas con escasa matriz que apoya a través de un contacto suave y abrupto sobre estratos horizontales y continuos de limos macizos. El depósito de gravas pasa hacia arriba, con límite claro y suave, a un estrato de limos arenosos y arenas finas limosas, macizo y de unos 50 cm de espesor. El perfil remata en un estrato de arenas finas a arenas limosas laminadas, de 0,80 cm de espesor. A una profundidad de 78 centímetros un estrato macizo de arenas medias a finas proporcionó una edad de 400 +/- 200 años (código laboratorio: LG082-1, valor obtenido a partir de granos de cuarzo a través del método *OSL -Optically Stimulated Luminiscence-*).

9.4. Litofacies y asociaciones de facies de la cuenca media del río Atuel

Las sucesiones aluviales de la cuenca media del río Atuel, localidad La Guevarina, exhiben estratos de sedimentos areno limosos a limo arenosos, horizontales, macizos y continuos lateralmente. Se agrupan en las *litofacies Sm*, que en algunas ocasiones exhibe estratos con estratificación horizontal grosera (ver descripción e interpretación de litofacies en Sección 6 del Apéndice). La *litofacies Sm* alterna con estratos de limos horizontales y continuos lateralmente, macizos o con estratificación horizontal grosera (*litofacies Lm*). Otros elementos que caracterizan los depósitos son las *litofacies Fm* y la *litofacies Fsm*, la primera conformada por estratos de limos y/o arcillas macizas de entre 100 y 20 cm de espesor; la segunda compuesta por estratos de limos y/o arcillas con laminación horizontal, en algunos casos interlaminados. En

general, estas litofacies están dispuestas en un arreglo granodecreciente, que genera paquetes que comienzan en la base con la *litofacies Sm*, que pasa hacia arriba a la *litofacies Lm* y finalmente, aunque no se repite en toda la columna liotestratigráfica, aparece la *litofacies Fm*.

ASOCIACIONES DE FACIES		FACIES	LITOFACIES	INTERPRETACION
AMBIENTE	SUBAMBIENTE			
ALUVIAL	Canal	A	Gmm, Gmc, SGm, Sm	Depósitos residuales de canal
	Planicie de inundación	D	Sh, Sl, Sm, Sr, P, C	Depósitos de desbordamientos proximales en llanuras de inundación
		E	Sh, Sm, Lh, Lm, Fm, Fsm,P,C	Depósitos de desbordamientos distales en llanuras de inundación
		J	Sme	Depósitos de manto eólico, migración de óndulas eólicas o acreción vertical de un manto arenoso parcialmente vegetado.

Cuadro 9.2. Litofacies, facies y asociaciones de facies reconocidas en los depósitos aluviales de la cuenca media del río Atuel.

En la unidad denominada *terrazza superior*, la base de la sucesión sedimentaria exhiben niveles delgados con contenido de materia orgánica, incluidos en la *litofacies C*. Hacia arriba, cerca del sector medio de la sucesión se reconocen las *litofacies Tl* (ceniza volcánica) y *Ev* (yeso). A los 3.00 m de profundidad respecto del techo de la sucesión se encontraron rasgos de pedogénesis desarrollados sobre un estrato de sedimentos limo arcillosos de naturaleza aluvial, se incluye dicho nivel dentro de la *litofacies Pa*. Finalmente la sucesión sedimentaria de la terraza superior rematan en una cubierta sedimentaria de naturaleza eólica incluida en la *litofacies Sme*.

La sucesión aluvial de la *terrazza intermedia* presenta las *litofacies Sm, Lm, Fm* y *Fsm*, descriptas con anterioridad. En particular los depósitos exhiben mayor participación de la *litofacies C* respecto a los depósitos de la terraza superior, en

vinculación con la acumulación de materia orgánica en cuerpos de aguas muy pando y de poca profundidad.

El depósitos de arenas finas a arenas limosas laminadas observado en el perfil litoestratigráfico representativo de la *planicie de inundación actual* se asignó a la *litofacies Sh*, es decir a depósitos de corriente de alto régimen de flujo. También en esta unidad se reconocieron depósitos agrupados en la *litofacies Gmm/Gc*.

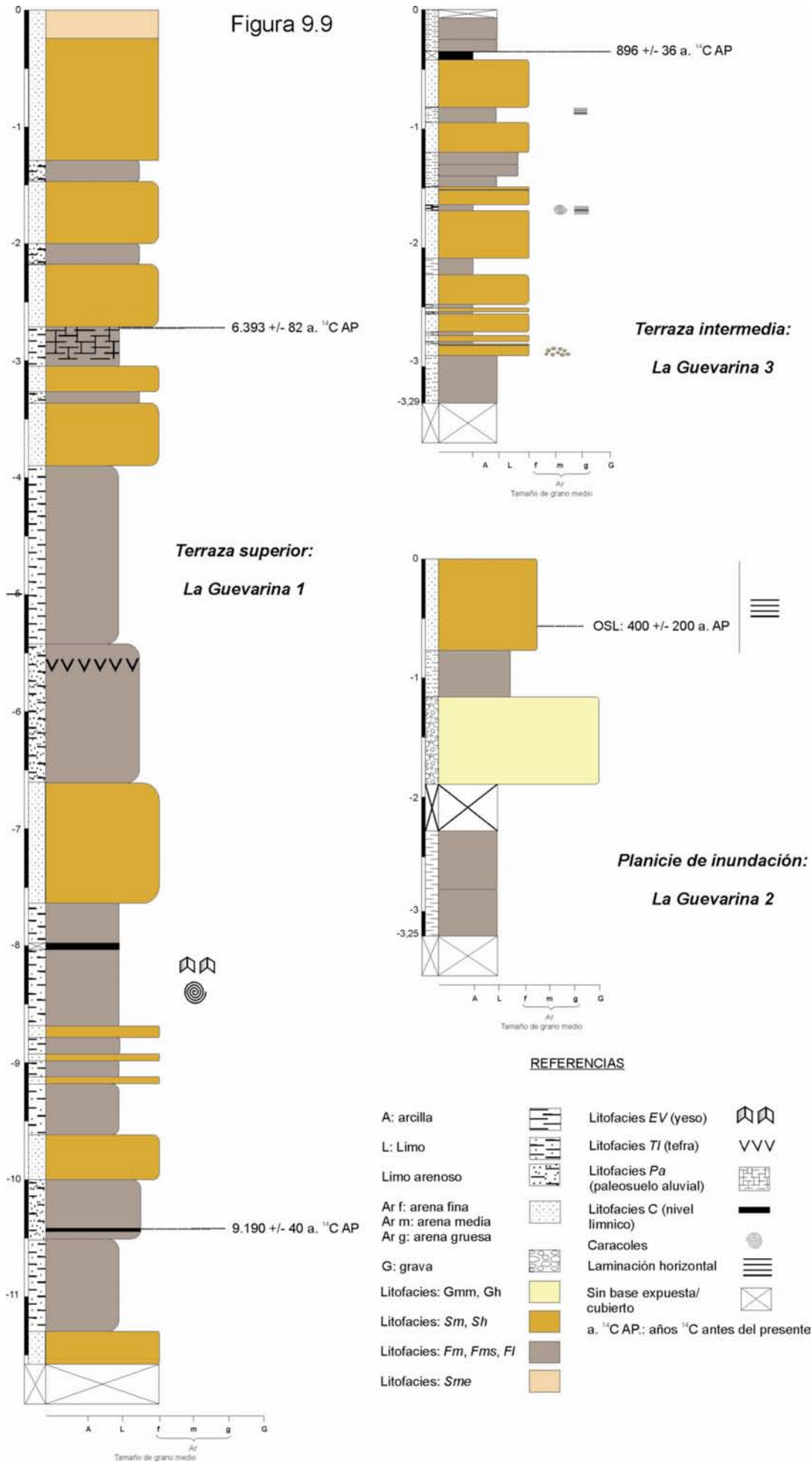
En los depósitos aluviales analizados en las tres unidades geomorfológicas discriminadas se reconoce una asociación de facies de ambiente aluvial. Las **facies D** (*Sh, Sm, C, Pa*) y **E** (*Sm, Lm, Fm, Fsm, C, Pa*) agrupan a las litofacies depositadas a partir de desbordes proximales y distales en llanuras de inundación (ver descripción e interpretación de facies en Sección 6 del Apéndice). Las dos facies indican el desarrollo de extensos ambientes de llanura de inundación; donde la litofacies C probablemente refleja áreas de la planicie de inundación anegadas en forma temporal y con poca profundidad de agua, que recibieron aportes de sedimento y de materia orgánica en proporciones similares. Escasos periodos de estabilidad de la cuencas de inundación están reflejados a partir del desarrollo de suelos aluviales enterrados (**litofacies Pa**). Momentos con baja disponibilidad de agua en la llanura de inundación se reflejan en los depósitos de la terraza superior a partir del desarrollo de la *litofacies Ev*, conformada por minerales de naturaleza evaporítica.

Con desarrollo restringido a la planicie de inundación actual se reconoce la **facies A**, que agrupa a las *litofacies Gmm/Gc* y refleja depósitos residuales de un canal fluvial vinculado lateralmente con los ambientes de llanura de inundación que dominan los depósitos. La *litofacies Sh*, incluida en la **facies D** y desarrollada en el tope de los depósitos de la planicie se asocia con depósitos de desborde muy proximales que generaron un albardón en la margen convexa de un meandro.

Por último, el desarrollo de la **facies J** (*litofacies Sme*), indicaría la formación de un depósitos de manto eólico, ya sea con migración de ondulaciones eólicas o acreción vertical de un manto arenoso parcialmente vegetado.



Figura 9.9



Leyendas de figuras 9.4-9.9:

Fig. 9.4. Vista del río Atuel en la cuenca media, localidad La Guevarina (34°04'20"S y 68°02'27"O). Se observan las unidades geomorfológicas: *terrazza superior*, *terrazza intermedia* y *planicie de inundación actual*.

Fig. 9.5. Depósitos aluviales aflorantes en la unidad geomorfológica *terrazza superior*. El recuadro marca la posición del nivel límnico en 9.6.

Fig. 9.6. Nivel límnico datado en 9.140 +/- 40 años ¹⁴C AP.

Fig. 9.7. Depósitos aluviales que componen la unidad geomorfológica *terrazza intermedio*.

Fig. 9.8. Vista de la planicie de inundación actual en la cuenca media del río Atuel.

Fig. 9.9. Columnas litoestratigráficas levantadas en las barrancas del la cuenca media del río Atuel, localidad La Guevarina.

CAPÍTULO 10

SUCESIONES ALUVIALES DEL VALLE DE QUEHUÉ, PROVINCIA DE LA PAMPA

10.1. Caracterización fisiográfica de la región del Valle de Quehué

El valle de Quehué integra la subregión fisiográfica “de las mesetas y valles” de la región oriental, dominada por un paisaje de mesetas planas a suavemente onduladas, valles y cordones medanosos (INTA, 1980) (Figs. 10.1 y 10.2). Las mesetas corresponden a los sectores no disectados, por erosión, de la planicie estructural basculada hacia el este que define la geomorfología de la región central de la provincia de La Pampa. Los sectores disectados conforman una serie de depresiones longitudinales denominadas “valles transversales”.

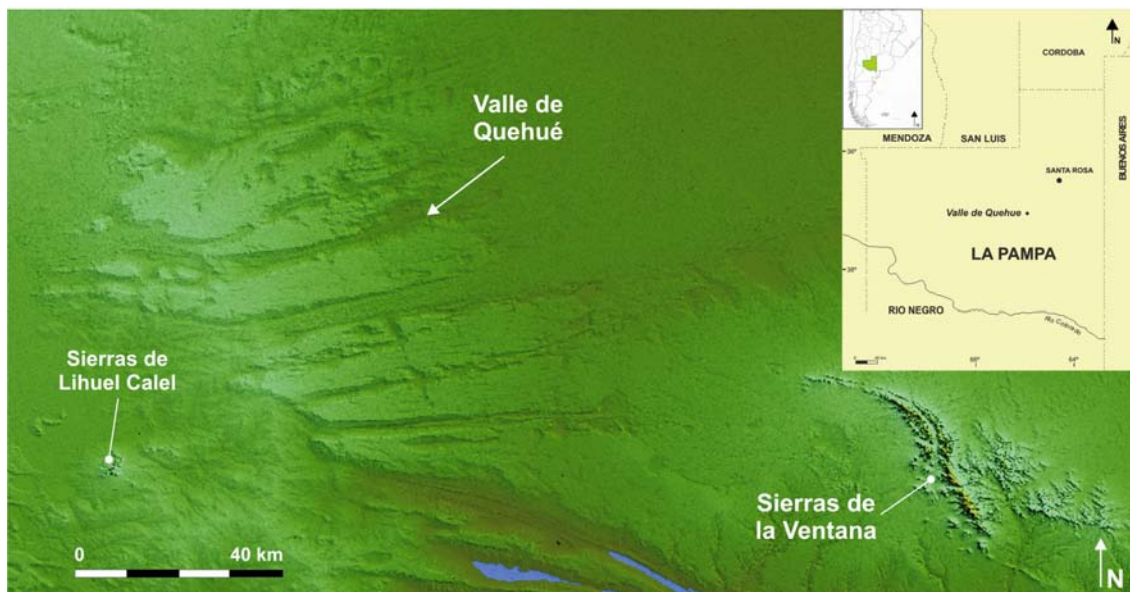


Fig. 10.1. Mapa de ubicación e imagen satelital del Valle de Quehué, hacia el norte Valle de Chapalcó y hacia el sur Valle Argentino.

El régimen hídrico de la región determina un clima subhúmedo seco, mientras que la temperatura establece un clima templado frío. La temperatura media anual de la zona es de 15°C. El mes más cálido es enero, con una temperatura promedio mensual de 24°C, y el más frío es julio, con temperaturas cercanas a los 7 °C. Las temperaturas

máximas absolutas son del orden de los 44,7 °C para el mes de enero y las mínimas absolutas son de -12,8 °C para el mes de julio (INTA, 1980).

Las precipitaciones se concentran en el semestre estival, generando un régimen pluvial de tendencia monzónica (Prohaska, 1961). Los vientos dominantes de la zona provienen de los cuadrantes nor-noreste y sur-suroeste, con una velocidad media anual de 10-12 km/h (INTA, 1980).

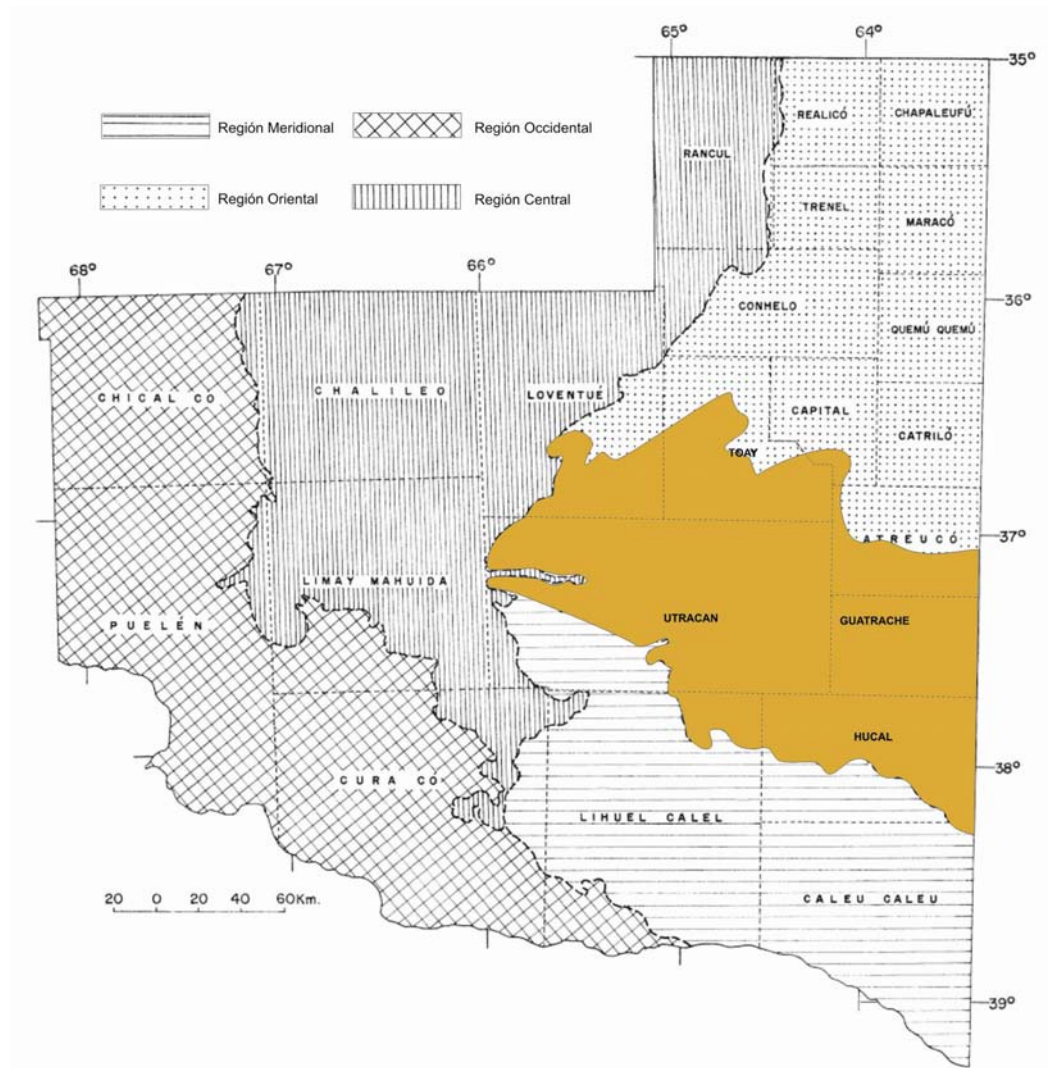


Fig. 10.2. Regiones fisiográficas de la provincia de La Pampa y ubicación de la subregión de mesetas y valles (sector con color) (INTA, 1980).

La tipos fisonómicos de vegetación dominantes son: el bosque caducifolio de *Prosopis caldenia* con pastizal, el pastizal de gramíneas bajas con arbustos, el pastizal sammófilo de *Elyonurus muticus* y *Hyalis argentea*, el arbustal de *Larrea divaricata*

con arbustos y los pastizales sammófilos. También se observan amplias zonas con cultivos (INTA, 1980).

10.2. Marco geológico-tectónico regional del Valle de Quehué

El Valle de Quehué se encuentra emplazado en la extensión austral de la unidad morfoestructural de Sierras Pampeanas (Stappenbeck 1913); unidad que constituye el basamento cristalino de la región central y oriental de La Pampa (Tickyj *et al.*, 2002). Ramos y Cortés (1984 en Ramos, 1999) denominaron al basamento del sector central y sur de la provincia de La Pampa como “Zócalo de las Mahuidas”, mientras que Llambías y Caminos (1987 en Ramos, 1999) y Llambías *et al.* (1996 en Ramos, 1999) emplearon el término “Bloque de Chadileuvú”. La unidad fue luego definida como provincia geológica “Bloque de las Mahuidas” por Ramos (1999a), enfatizando el carácter rígido que tuvo la región desde tiempos neopaleozoicos. Folguera y Zárate (2009), extienden los límites del bloque para incluir los afloramientos de basamento de la Sierra de Lonco Vaca, emplazada en el extremo norte de la provincia de La Pampa; Folguera y Zárate (en prensa) redefinen la región como “Bloque de La Pampa Central”. Tapia (1939) menciona el afloramiento de rocas del basamento cristalino en los valles de Maracó, Utracán, Argentino, Quehué y Chillén; en la prolongación norte del valle de Utracán y en la zona de Chacharramendi afloran rocas cristalinas. Tapia (1939) indica que en el sector septentrional de la provincia, en límite con la provincia de San Luis, el basamento está a una profundidad de 700 metros, contrastando con los afloramientos del centro de la provincia. Postula de este modo la existencia de desniveles en el basamento, que carecen de expresión en el paisaje (Tapia, 1939).

El basamento del Bloque de La Pampa Central está constituido por rocas metamórficas de edad cambro?-ordovícica y por plutonitas eopaleozoicas correspondientes a granitoides no deformados del Cámbrico superior-Devónico inferior y a granitoides deformados asignados al límite carbonífero-pérmico (Llambías, 1975 en Folguera y Zárate, 2009).

Sobre las rocas del basamento apoya la Fm. Cerro Azul, definida por Linares *et al.* (1980) y asignada al Mioceno tardío de acuerdo con el contenido de vertebrados fósiles (Montalvo y Casadío, 1988). Los depósitos comprenden sedimentos limo arenosos castaño amarillentos a castaño rojizos, macizos o con estratificación interna

muy poco visible, con frecuentes clastos de arcillas rojizas y nódulos calcáreos concrecionales (muñecos de tosca). En la parte superior, presentan una costra calcárea de hasta dos metros de espesor. Sobre la Fm. Cerro Azul apoya la Fm. Meauco (Giai, 1975); formada por depósitos de arenas finas sueltas que presentan aspecto mantiforme en el ámbito de la planicie estructural, con potencias de entre 0,60 y 2 metros, y morfología de cordones medanosos en el ámbito de los valles.

10.3. Descripción de los afloramientos y edades numéricas

En el valle de Quehué afloran sedimentos transportados y depositados por acción de corrientes ácuas ($37^{\circ}04'07.8''S$ y $64^{\circ}42'12.7''O$) (Bozzolo *et al.*, 1986; Calmels *et al.* 1996 y Mehl y Zárate, 2008). Las edades radiocarbónicas obtenidas a partir de dichos depósitos sedimentarios cubren el lapso Pleistoceno tardío-Holoceno; fueron obtenidas a partir de materia orgánica y caracoles terrestres (*Succinea meridionalis*) contenidos en los sedimentos. Las edades calibradas se presentan en el cuadro 10.1. Esta sucesión aluvial constituye el primer registro de mamíferos pleistocénicos y holocénicos en La Pampa con dataciones radiocarbónicas (Montalvo *et al.*, 2007).

En la margen derecha de un curso efímero que drena el Valle de Quehué aflora la Formación Cerro Azul; constituye además el sustrato sobre el que se labró el cauce del arroyo y sobre el cual apoyan los depósitos aluviales (Fig. 10.3), de hasta 3 metros de potencia analizados, asignados al Pleistoceno tardío-Holoceno.

La sucesión sedimentaria aluvial analizada aflora a lo largo de un tramo de alrededor de 140 metros, en las barrancas de la margen izquierda del curso efímero. Éste corre de SO a NE a lo largo del sector más deprimido del Valle de Quehué, geoforma negativa longitudinal que integra el sistema de Valles Transversales que dominan el paisaje de la región centro-este de la provincia de La Pampa. Las cabeceras del arroyo se encuentran aproximadamente en la cota de 210 msnm, corresponde a una laguna con dimensiones aproximadas de 6,5 kilómetros de longitud y 0,5 kilómetros de anchura, elongado según el eje del valle. Desagua 18 km al noreste de su área de nacimiento, en una laguna ($37^{\circ}01'09''S$ y $64^{\circ}31'15''O$) que presenta cotas perimetrales de 150 msnm. El gradiente a lo largo del recorrido del arroyo es de aproximadamente 2 grados ($1^{\circ}54'$).

En la sucesión aluvial se describieron los perfiles litoestratigráficos Quehué 1 (37°04'07.8''S y 64°42'12.7'' O), Quehué 2 (37°04'07.3''S y 64°42'14.1'' O), y Quehué 3 (37°03.99' S y 64°42.038' O); en los que se reconocieron siete litofacies (Figs. 10.6, 10.7 y 10.8). (ver descripción e interpretación de litofacies en Sección 6 Apéndice).

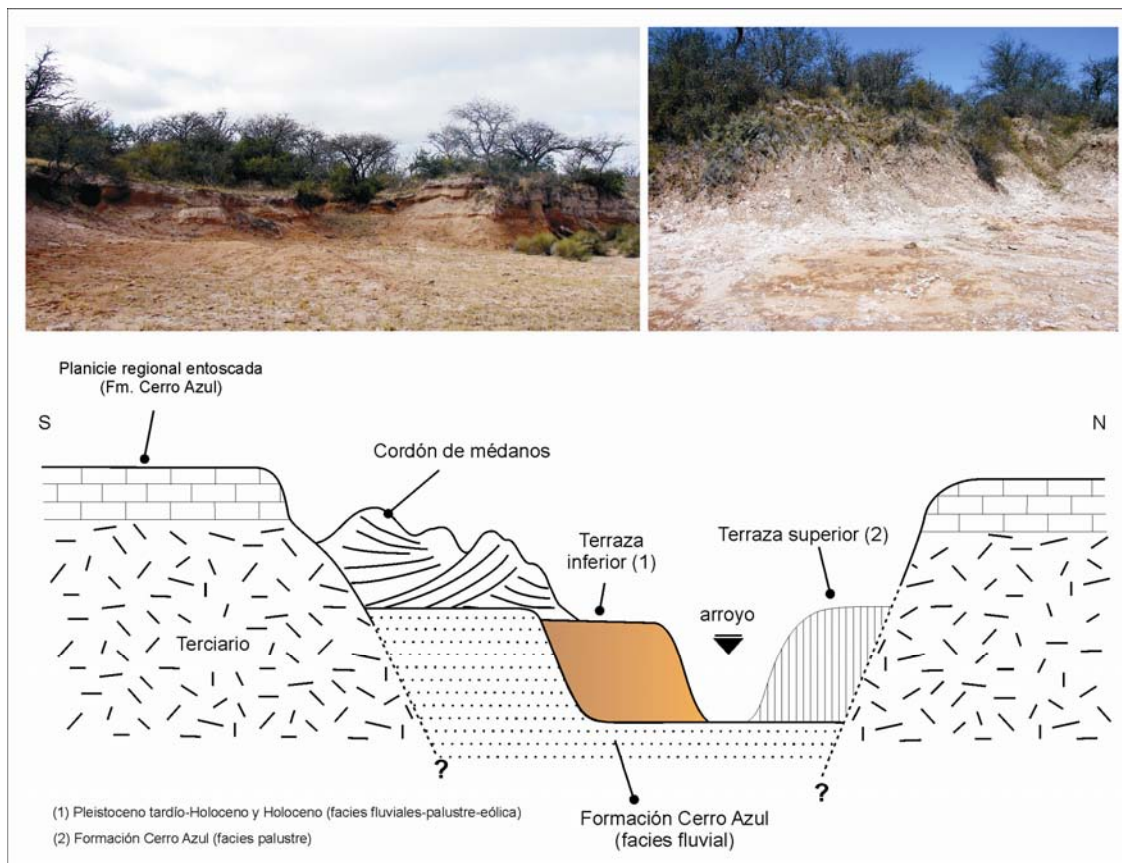


Fig. 10.3. Esquema geomorfológico del Valle de Quehué en la localidad de estudio (sin escala).

- **Perfil litoestratigráfico Quehué 1** (Q1; Figs. 10.4, 10.6 y 10.9): la base del afloramiento está constituida por la *litofacies Fm*, presenta unos 0,2 m de limos arenarcillosos que pasan hacia arriba a 0,3 m de limos arcillosos reunidos en la *litofacies Fsm*. En conjunto ambas litofacies constituyen un depósito tabular con estratificación horizontal grosera, presenta cuevas rellenas con sedimentos. En el techo del depósito se observa una estructura secundaria de bloques angulares vinculada con desarrollo de rasgos pedogenéticos (*litofacies Pa*). Este paleosuelo se data en el techo con una edad de 9.040 +/- 580 años ¹⁴C AP. De la *litofacies Fm-Fsm* se exhumaron restos de *Esclerocalyptus ornatus*, taxón que se asoció con condiciones ambientales áridas y frías. También se encontraron restos de *Hemiauchenia* sp. y *Toxodon* sp. El primero se ha

relacionado con ambientes abiertos, en tanto al segundo se lo relaciona con cuerpos de agua (Montalvo *et al.*, 2007).

Hacia arriba, la *litofacies Pa* pasa a través de un contacto suave y claro a los depósitos de la *litofacies Fl*, que se acuña lateralmente y exhibe desarrollo areal restringido producto de su geometría lentiforme (base cóncava y techo plano). En la base presenta 0,3 m de limos con estratificación horizontal; pasan a un paquete de sedimentos de 0,45 m de potencia, integrado por niveles limo areno-arcillosos de hasta 2 cm de espesor, intercalados con niveles límnicos (*litofacies C*); 20 cm por debajo del techo del depósito la materia orgánica contenida en un nivel límnic dio una edad de 8.083 +/- 73 años ¹⁴C AP. También en este depósito, a partir de una valva de caracol se obtuvo una edad mayor, de 10.277 +/- 92 años ¹⁴C AP., posiblemente generada por efecto reservorio del carbonato analizado. El sector superior de este depósito tiene rasgos incipientes de pedogénesis (*litofacies Pa*), evidenciados por una estructura secundaria de bloques angulares y desarrollo de cemento carbonático (*litofacies P*) en el techo. Cubriendo la *litofacies P* y al suelo enterrado se observa la *litofacies Sm*, cuya sedimentación se inició en algún momento del Holoceno medio. Es un depósito tabular de arena muy fina-limosa, macizo, con clastos de carbonato de calcio dispersos y cuevas rellenas con sedimentos. El contacto con la *litofacies P* infrayacente es ondulado y abrupto, en la base de la *litofacies* se observan intraclastos de limos areno-arcillosos cementados con carbonatos de calcio erodados del techo de la *litofacies P*, rasgo que marca el carácter erosivo del flujo que depositó la *litofacies Sm*. El techo de la *litofacies Sm* presenta rasgos pedogenéticos (*litofacies Pa*); el nivel fue sepultado alrededor de los 1.100-1.300 ¹⁴C AP, de acuerdo con la edad obtenida a partir de la materia orgánica contenida en los sedimentos del suelo enterrado (cuadro 10.1).

La sucesión sedimentaria remata en un depósito mantiforme de arenas finas, macizas y friables asignado a la *litofacies Sme*. De las cuevas de las *litofacies Fsm* y *Sm* proceden restos, en algunos casos articulados, de una asociación de mamíferos que no muestra diferencias con la fauna actual del área y en la que *Ctenomys sp.* es el taxón más frecuente (Montalvo *et al.*, 2007).

En general, el contenido de materia orgánica predominante en el perfil varía entre el 0 y 0,49%; algunos niveles con valores relativos mayores, no superiores al 1,5%, se corresponden con la existencia de rasgos pedológicos y niveles límnicos. El porcentaje de carbonato de calcio dominante en los sedimentos es inferior al 5%, no superando el 20% en aquellos niveles donde la concentración es más elevada.

• **Perfil litoestratigráfico Quehué 2** (Q2; Fig. 10.7 y 10.9): se reconocieron, de abajo hacia arriba, las *litofacies Sme, Sm, Pa, Sm, Pa* y *Fsm*, correlacionables lateralmente con aquellas descritas en el perfil Q1, situado unos 200 metros aguas abajo del perfil Q2. En el techo de la *litofacies Sm* se observó mayor grado de desarrollo pedológico (*litofacies Pa*) en comparación con la exposición de la misma en el perfil Q1.

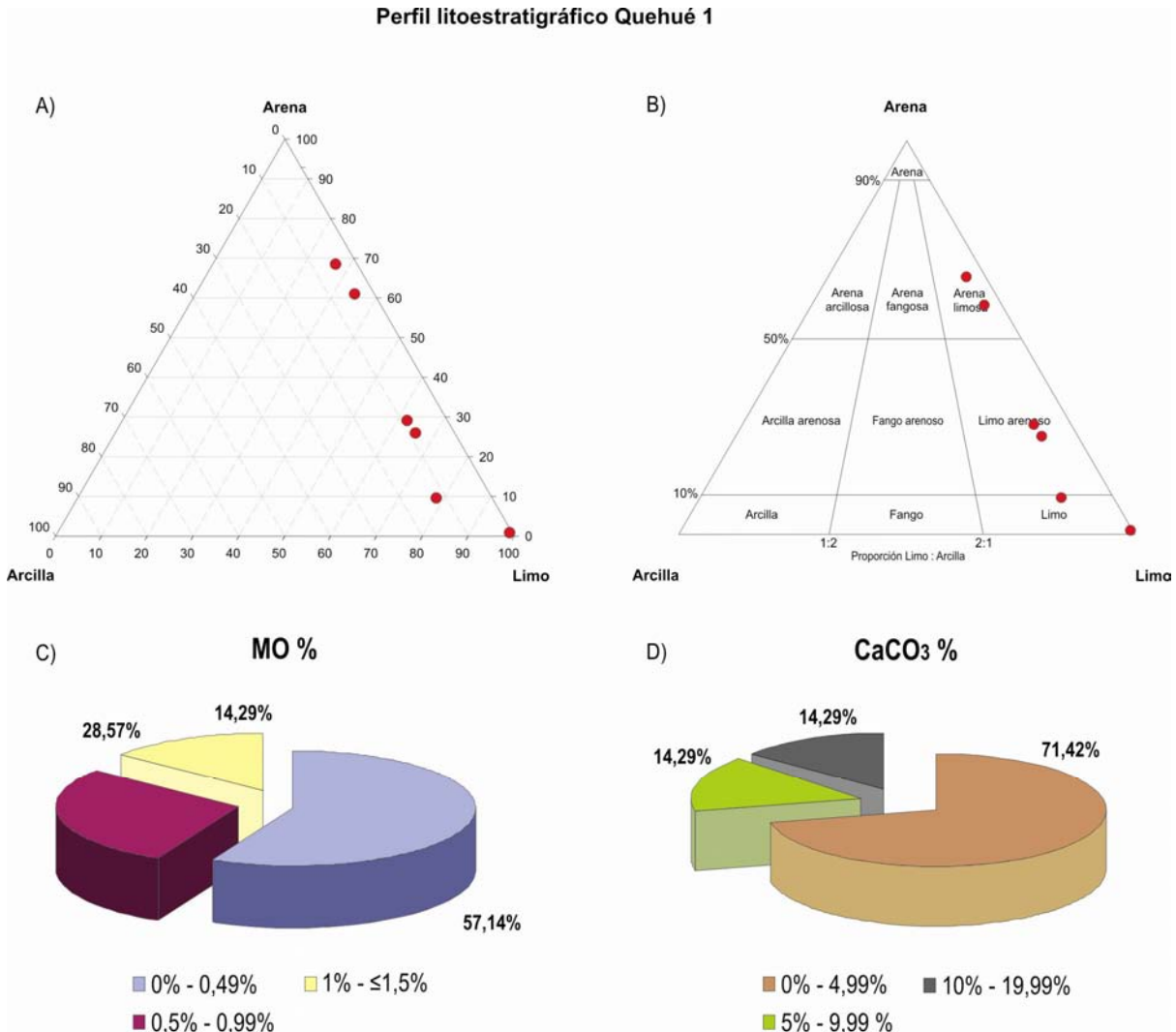


Fig. 10.4. Perfil litoestratigráfico Quehué 1: contenidos porcentuales de arena-limo-arcilla (A), materia orgánica (C) y carbonato de calcio (D). Grupos texturales dominantes (B).

• **Perfil litoestratigráfico Q3** (Q3; Figuras 10.5 y 10.8): ubicado unos 500 m aguas abajo de Q1, se observan en la base un depósito de arenas macizas, con colores verdosos que indican un ambiente reductor, sin base expuesta. Pasa hacia arriba a arenas limosas, tabulares, con estratificación horizontal gruesa. Todo el paquete de

sedimentos se agrupó en la *litofacies Sm*. Hacia arriba la *litofacies Sm* está interrumpida por un depósito lentiforme, compuesto por delgados bancos de limos arenosos de hasta 5 cm de espesor, interestratificados con numerosos niveles límnicos, es decir niveles delgados con abundante contenido de materia orgánica (*litofacies C*). Este depósito se reconoce como una *litofacies Fl*, pero aquí en una posición estratigráfica de mayor antigüedad respecto a su posición en el perfil Q1. Los 20 cm superiores del depósito exhiben desarrollo pedológico (*litofacies Pa*), con estructura migajosa, presencia de nódulos de carbonato de calcio y yeso, bioturbación intensa, contenido de materia orgánica y color castaño grisáceo muy oscuro (10 YR 3/2). Esta última fue datada en 9.952 +/- 58 años ¹⁴C AP. Hacia arriba la *litofacies Pa* pasa a la *litofacies Sm*, el depósito remata con la *litofacies Sme*.

Perfil litoest.	CODIGO	MUESTRA	$\delta^{13}\text{C}$	AÑOS ¹⁴ C AP	AÑOS CAL. AP
Quehué 1	AA74445	MOS	-11,9	8.083 ± 73	8.637 - 9.093 (p: 0,988)
					9.102 - 9.121 (p: 0,012)
	AA74446	M	-4,8	10.277 ± 92	11.410 - 11.431 (p: 0,007)
					11.479 - 11481 (p: 0,0003)
					11.494 - 11534 (p: 0,015)
					11.536 - 1551 (p: 0,0045)
					11.601 - 12249 (p: 0,91)
					12.261 - 12.380 (p: 0,057)
	AA74447	M	-4,3	10.370 ± 190	11.404 - 11.575 (p: 0,082)
					11.592 - 12.400 (p: 0,92)
AA74448	MOS	-20,0	9.040 ± 580	8.608 - 8.619 (p: 0,0009)	
				8.627 - 11.754 (p: 0,99)	
Quehué 2	AA74449	M	-6,0	704 ± 65	541 - 689 (p: 0,97)
					701 - 7.20 (p: 0,03)
	AA74450	MOS	-17,8	1.258 ± 75	972 - 1.276 (p: 1)
Quehué 3	AA74451	MOS	-15,0	9.952 ± 58	11.201 - 11.415 (p: 0,84)
					11.424 - 11.500 (p: 0,075)
					11.526 - 11.604 (p: 0,08)

Cuadro 10.1. Edades ¹⁴C AMS y ¹⁴C calibradas obtenidas en la sucesión aluvial del Valle de Quehué (37°04'07.8''S y 64°42'12.7''O). Edades calibradas a 2 sigma con el programa CALIB 5.1.0 (Stuiver y Reimer, 1993), se utilizaron las curvas de calibración para el hemisferio sur de McCormac et al. (2004). MOS: materia orgánica en sedimentos, M: molusco, p: probabilidad.

El contenido de materia orgánica en los sedimentos ronda mayoritariamente entre el 0 y 4,99%, con valores máximos no superiores al 1% en niveles con rasgos pedológicos y niveles límnicos. El contenido de carbonato de calcio es similar al observado en el perfil litoestratigráfico Q1.

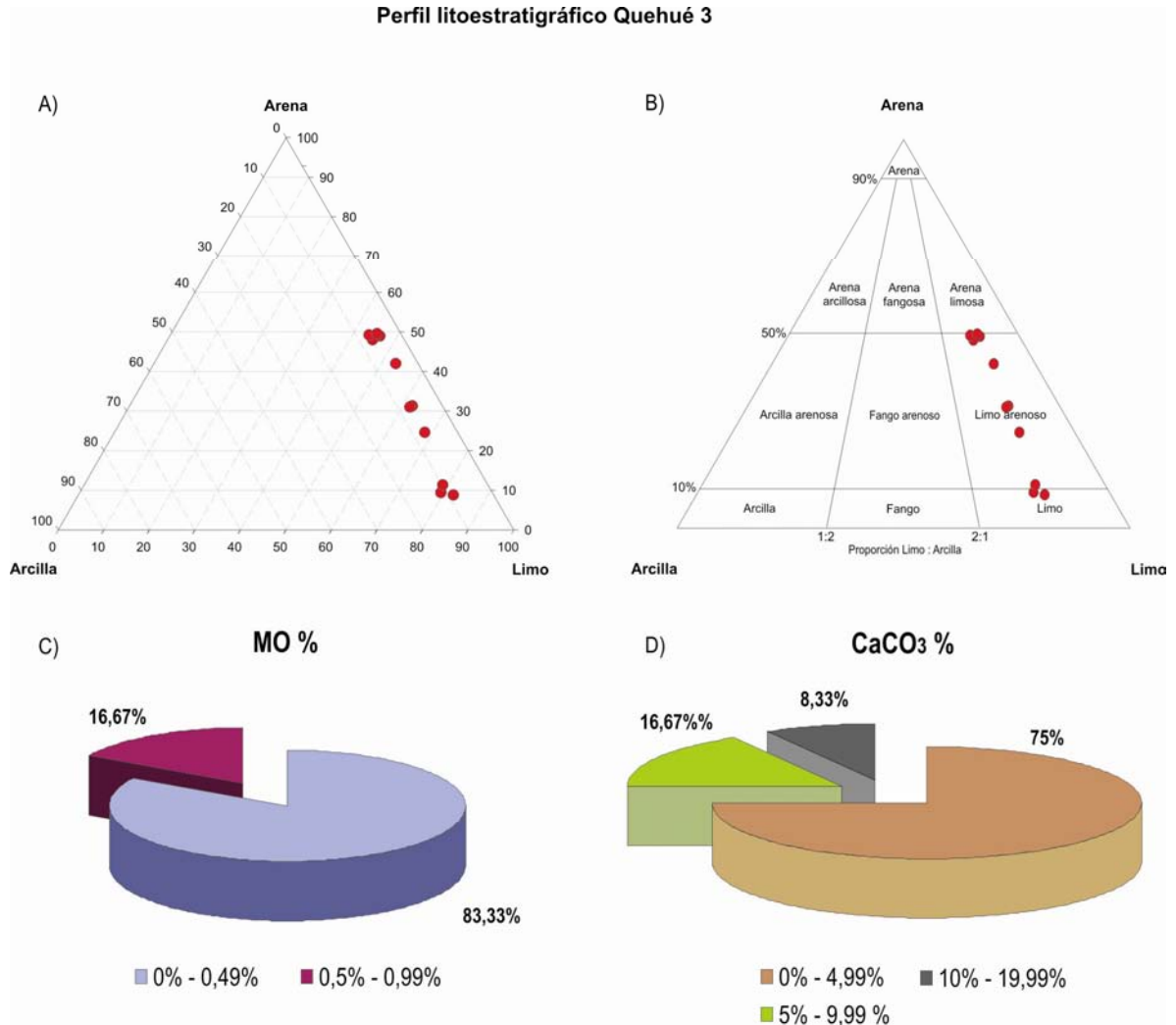


Fig. 10.5. Perfil litoestratigráfico *Quehué 3*: contenidos porcentuales de arena-limo-arcilla (A), materia orgánica (C) y carbonato de calcio (D). Grupos texturales dominantes (B).

10.4. Facies y asociaciones de facies del Valle de Quehué

Las *litofacies Fm-Fsm (Facies E)* y *Sm (Facies D)* se vinculan con la acción de flujos de agua con alta concentración de sedimentos limosos y arenosos que generaron

depósitos con estratificación maciza u horizontal grosera (Cuadro 10.2; (ver descripción e interpretación de facies en Sección 6 del Apéndice)). La **Facies E** se relaciona con procesos de decantación en un área acotada, de tipo palustre (*lacustrine like deposits*), desarrollada en ambientes marginales respecto al curso del arroyo. La asociación de las **facies D y E** permite inferir el desarrollo de un curso fluvial efímero que habría drenado el exceso de agua existente en los sectores ubicados hacia el oeste del Valle de Quehué, y los caudales producidos por las lluvias estacionales en el área, durante el Pleistoceno tardío-Holoceno tardío.

La litofacies Sme, incluida dentro de la **Facies J** (Cuadro 10.2) representa ambientes de naturaleza eólica. Se dispone como una cubierta mantiforme sobre los depósitos aluviales del Pleistoceno tardío-Holoceno y sobre los depósitos de la Fm. Cerro Azul que afloran en la margen derecha del cauce; se correlaciona con los depósitos denominados en la región como Fm. Meauco.

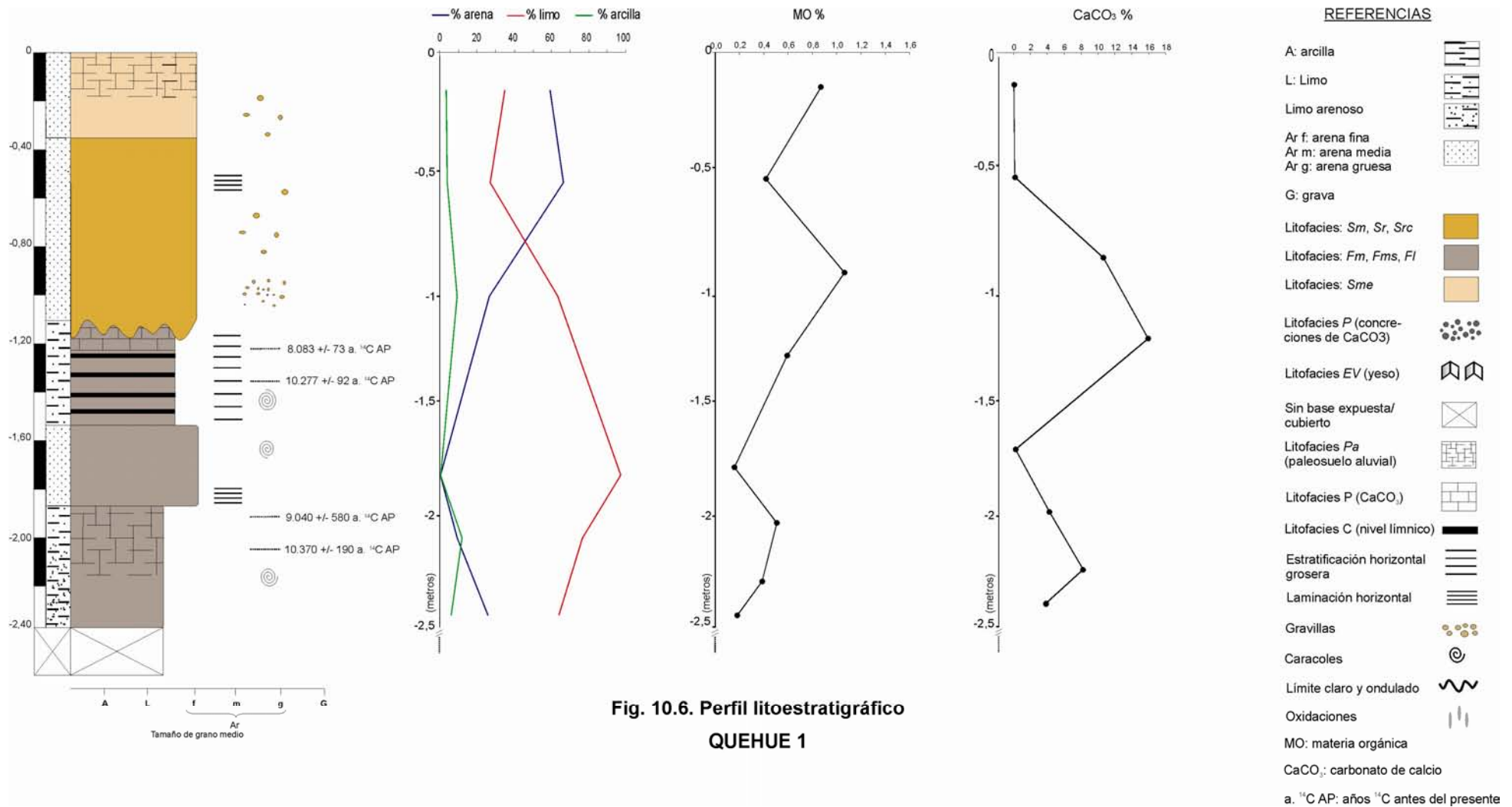
ASOCIACIONES DE FACIES	FACIES	LITOFACIES	INTERPRETACION
AMBIENTE FLUVIAL	D	Sm, P, Pa (SE ₃)	Depósitos de desbordes proximales al canal en llanuras de inundación
	E	Fm, Fsm, FI, P, C, Pa (SE ₁ , SE ₂)	Depósitos de desbordes distales al canal en llanuras de inundación
	J	Sme	Depósitos de manto eólico por acreción vertical de un manto arenoso parcialmente vegetado.

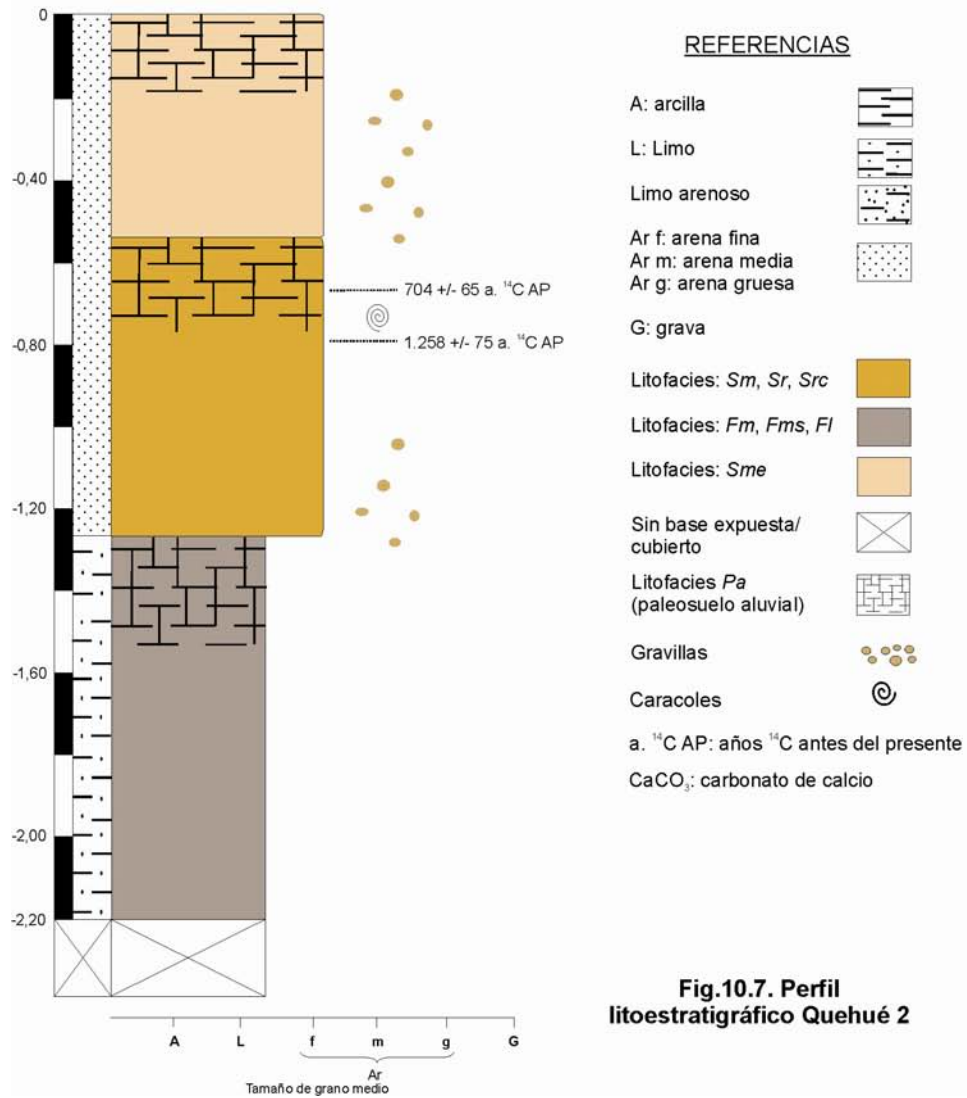
Cuadro 10.2. Asociaciones de facies, facies, litofacies e interpretación del subambiente representado para los depósitos aluviales del Valle de Quehué.

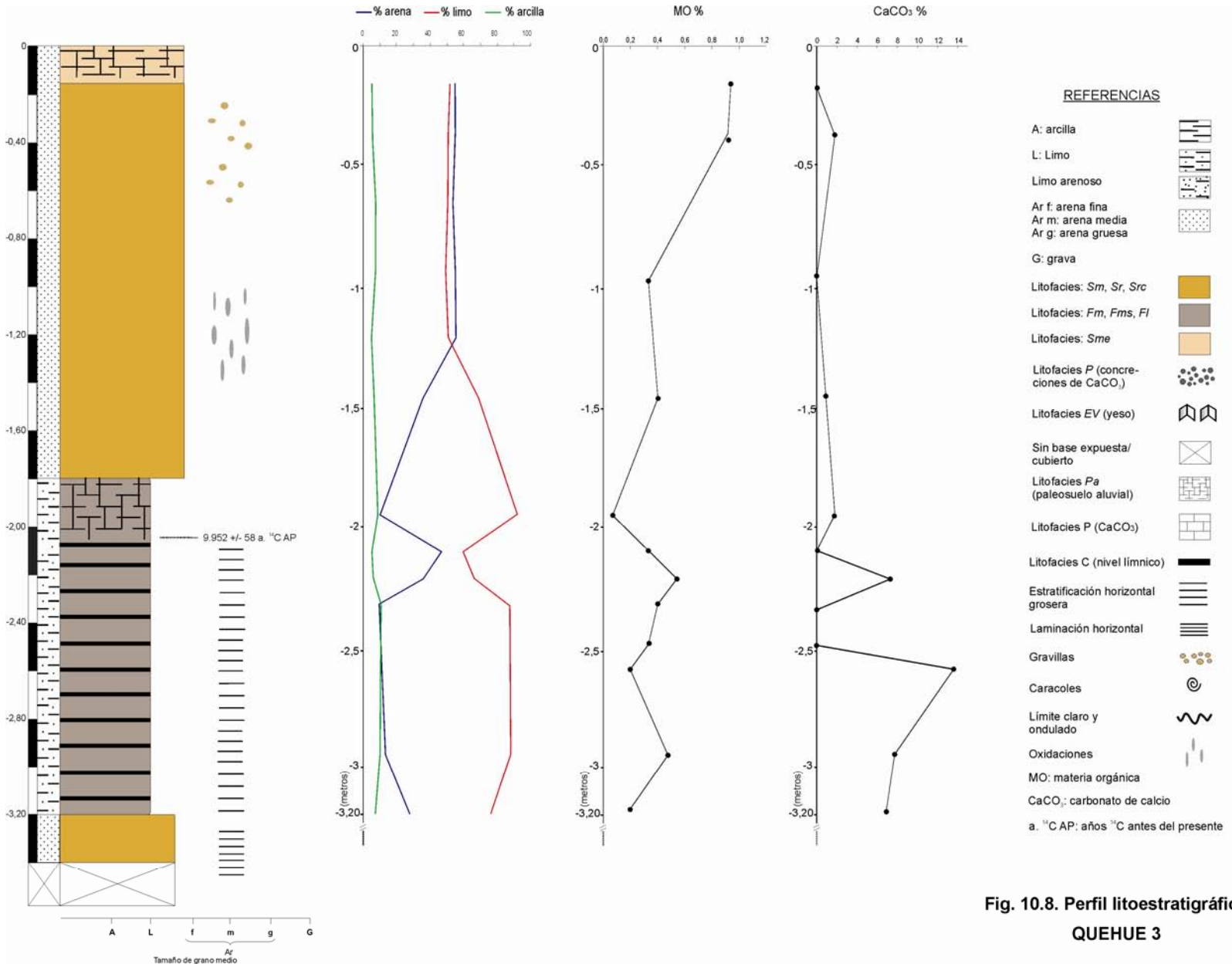
El arreglo de facies del depósito aluvial observado en el Valle de Quehué permite inferir que durante el Pleistoceno tardío las condiciones ambientales se caracterizaban por una mayor disponibilidad de agua, con cierta estacionalidad o esporádicamente, situación que habría conducido a la generación de procesos de agradación sedimentaria en un ambiente de tipo fluvial efímero. Hacia finales del Pleistoceno, la sedimentación por procesos fluviales habría cesado o disminuido en forma considerable, generando cierta estabilidad en el paisaje y el consecuente desarrollo de rasgos pedogenéticos en los depósitos aluviales, hasta *ca.* de los 9.000 años ¹⁴C AP. El Holoceno temprano muestra el predominio de condiciones de

sedimentación de tipo palustre, en áreas restringidas y aledañas al cauce. Este proceso se habría extendido hasta *ca.* de 8.000 años ^{14}C AP, momento luego del cual se verificarían procesos de pedogénesis moderada en la superficie de los depósitos palustres. Posteriormente, la precipitación de carbonato de calcio indicaría un ambiente más seco y cálido. Los sectores adyacentes al cuerpo de agua palustre podrían haber estado influidos por la superposición de procesos pedológicos, es decir aquellos ocurridos durante la transición Pleistoceno tardío-Holoceno y los que afectaron hacia finales del Holoceno temprano los depósitos palustres.

En algún momento del Holoceno medio, y con anterioridad a los 1.258 \pm 75 años ^{14}C AP, se habrían renovado las condiciones de sedimentación producidas por flujos ácueos con alta densidad de sedimentos finos, areno-limosos, en suspensión. Dicho proceso culminaría con un nuevo periodo de estabilidad, reflejado en el desarrollo de procesos pedogenéticos en el techo de los depósitos areno-limosos *ca.* de los 1.258 \pm 75 años ^{14}C . Posteriormente, dominaron procesos de agradación eólica que generaron un depósito que sustenta el suelo actual.







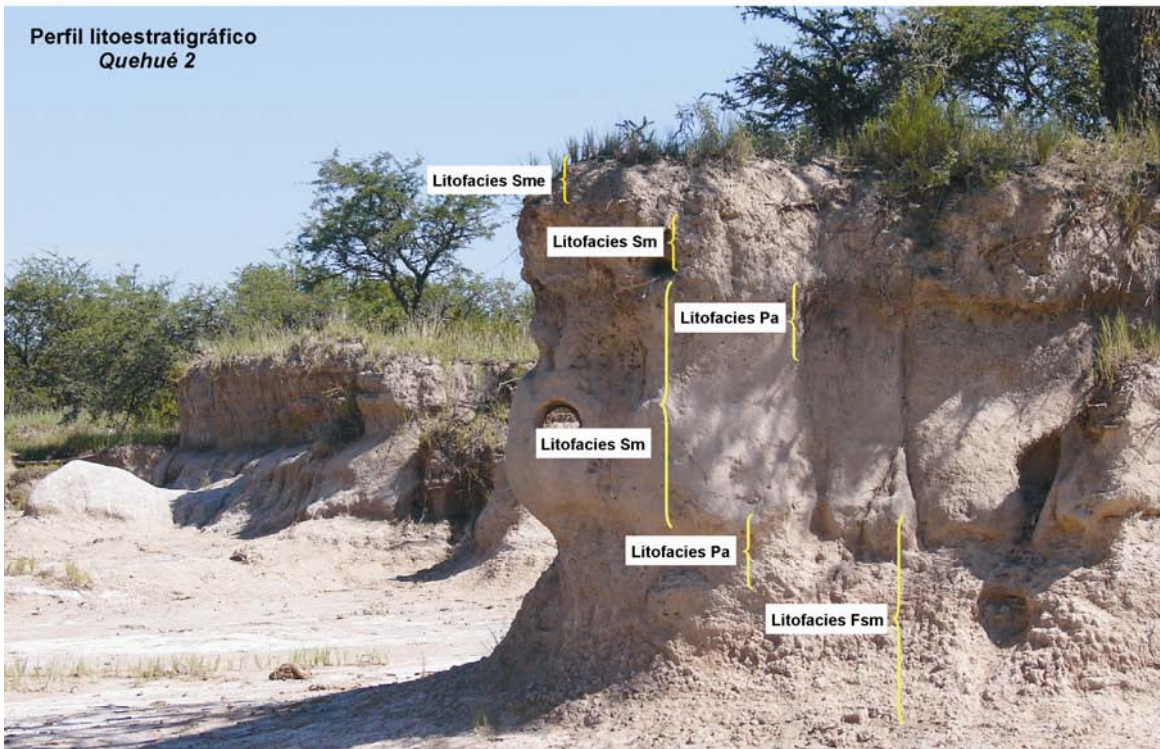
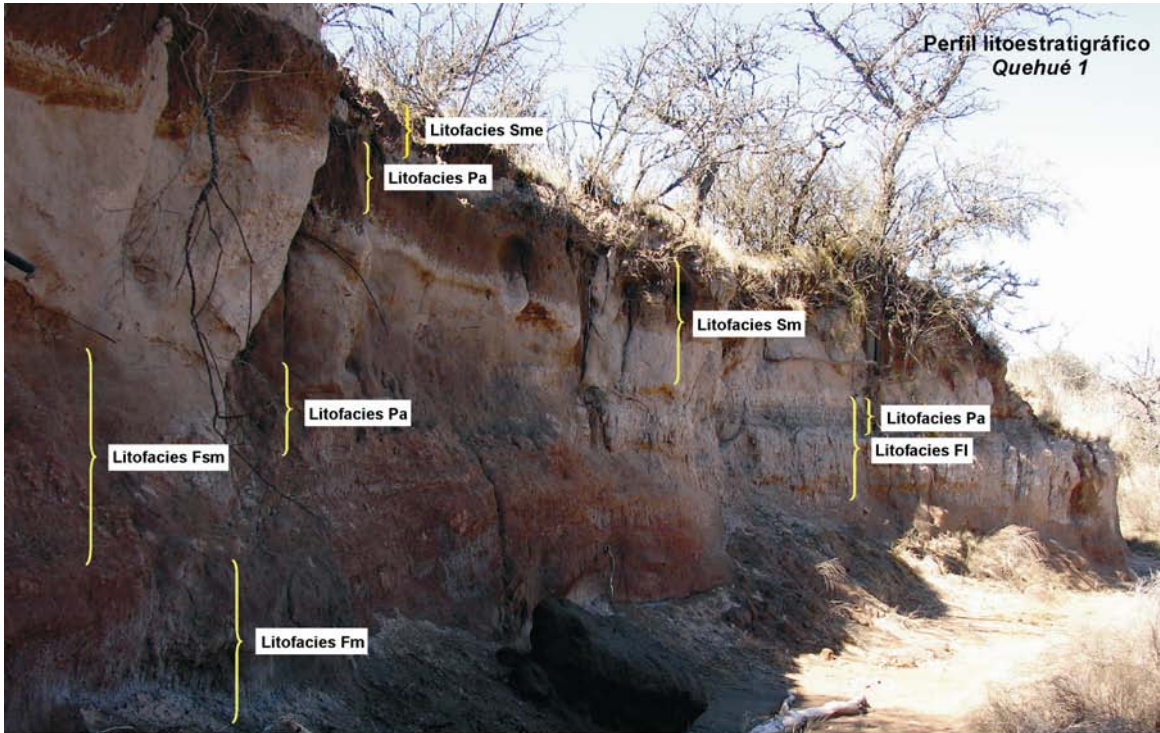


Fig. 10.9. Vista de las litofacies descritas en los perfil litoestratigráficos *Quehué 1* y *2*.

CAPÍTULO 11

SUCESIONES ALUVIALES DE LA CUENCA DEL RÍO SALADO, PROVINCIA DE BUENOS AIRES

11.1. Caracterización fisiográfica de la región de la cuenca del río Salado

La cuenca del río Salado está emplazada en el sector centro-este de la provincia de Buenos Aires. En su mayor extensión constituye la “*pampa deprimida*”, caracterizada por una altitud relativa inferior a la del resto de la región pampeana, y conforma el eje de circulación del río Salado en su trayectoria al océano Atlántico. El área exhibe una pendiente regional muy baja, de 0.007%, con zonas fácilmente anegables muy extensas (Fidalgo *et al.*, 1973b). Los resaltos topográficos existentes corresponden a acumulaciones de sedimentos eólicos, en algunos casos de hasta 18 metros de altura (Fidalgo *et al.*, 1973b).

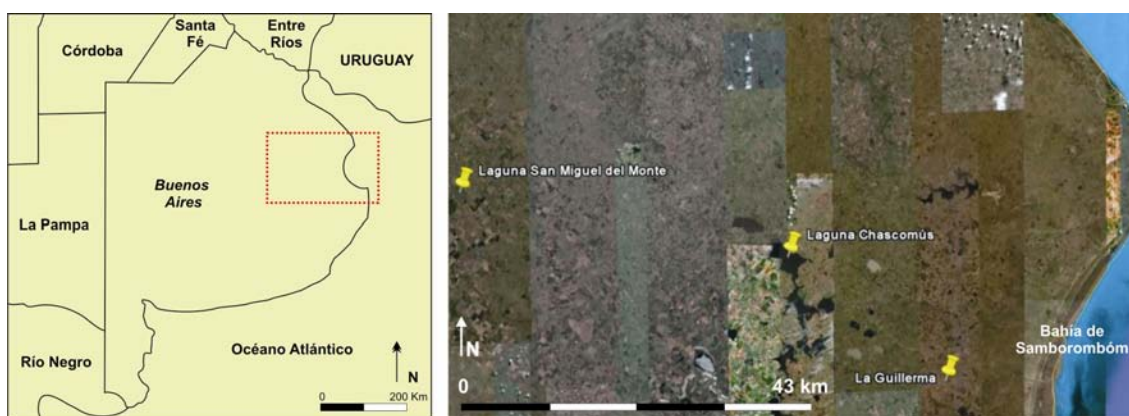


Fig. 11.1. Ubicación de la provincia de Buenos Aires y de la cuenca del río Salado en la zona emplazada entre la localidad de San Miguel del Monte y la bahía de Samborombón.

El clima de la región es templado, con veranos templado-calurosos e inviernos frescos. Las precipitaciones, concentradas en los meses de octubre a marzo, rondan los máximos valores de la provincia, cercanos a los 1.000 mm anuales. Hacia el sector oeste de la provincia el clima es menos húmedo, las precipitaciones oscilan entre los 400 y 500 mm anuales. Predominan en la región los vientos provenientes del cuadrante este y

del noreste. En los meses fríos la cuenca del río Salado, al igual que toda la bonaerense, se ve afectada por vientos del sudeste que vienen del océano, conocidos como “sudestada”, y por el “viento sur” o “pampero” que proviene de la durante los meses cálidos.

En cuanto a la vegetación, domina en la zona el pastizal natural, que genera un ambiente de pradera conocido como “pampa húmeda”. El pastizal natural presenta marcada estacionalidad, tasas de crecimiento mínimas durante el invierno y máximas durante fines de primavera y principio de verano, pero permanece productivo durante todo el año. Entre las escasas especies nativas de porte arbóreo se destaca el ombú, hierba de la familia de las fitolacáceas. La intervención antrópica ha incorporado especies importadas como el *sicómoro americano* (plátano) o el eucalipto.

11.2. Marco geológico-tectónico regional de la cuenca del río Salado

La zona de estudio se encuentra enmarcada en el ámbito de la “cuenca tectónica del río Salado” (Figs. 11.2 y 11.3), originada a partir de *rifts* periféricos que condujeron al desmembramiento del supercontinente de Gondwana desde el Jurásico (Chebli *et al.*, 1999 en Ramos, 1999). Es una cuenca de forma elongada, que se estrecha hacia el noroeste y se abre al sureste (Fig. 11.2). Fue definida como una cuenca aulacogénica, formada a partir de un punto triple relacionado con la apertura del océano Atlántico (Introcaso y Ramos, 1984 en Cingolani, 2005). El relleno de la cuenca, estimado mediante estudios sísmicos, comprende 7.000 metros de sedimentos Mesozoicos y Cenozoicos (Braccacini, 1972 en Cingolani, 2005) que apoyan sobre rocas de un basamento cristalino metamórfico (Cingolani, 2005).

El “basamento cristalino metamórfico” de la cuenca se encuentra a diferentes profundidades debido al fallamiento normal escalonado que dio lugar a una estructura tectónica deprimida. Las rocas del basamento afloran en ambos márgenes de la depresión; en el sector noreste los afloramientos se ubican en la Isla Martín García y en la República Oriental del Uruguay. En el sector central de la cuenca, correspondiente con la “pampa deprimida”, el basamento se encuentra a unos 7.000 metros de profundidad; mientras que en la margen suroeste afloran en las sierras septentrionales de la provincia de Buenos Aires. Allí, Marchese y Di Paola (1975) describen una típica

asociación de rocas ígneo-metamórficas, integradas por gneisses graníticos a tonalíticos, migmatitas, anfibolitas, esquistos, mármoles y plutones de granitoides.

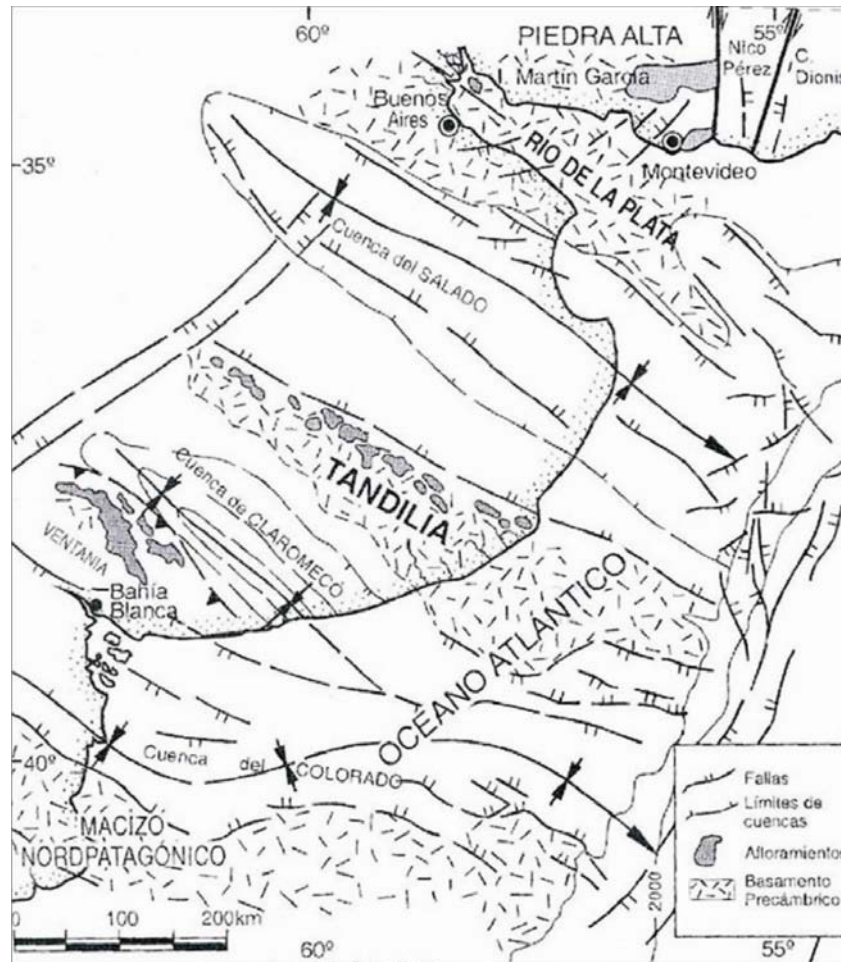


Fig. 11.2. Unidades morfoestructurales de la provincia de Buenos Aires (Dalla Salda et al., 2005).

En líneas generales el relleno sedimentario de la cuenca tectónica del Salado comenzó en el Jurásico superior a Cretácico inferior con la depositación de unos 2000 m de conglomerados derivados de rocas del basamento (Rolleri, 1975 en Ramos, 1999a). Estos depósitos fueron denominados Fm. Río Salado e indican la etapa de “*rift*” de la cuenca. Probablemente en posiciones centrales de cuenca, las facies conglomerádicas pasan lateralmente a sedimentos clásticos finos de planicies fluviales, tal vez asociados a ambientes deltaicos y lacustres.

La principal etapa de relleno de la cuenca corresponde a la Fm. General Belgrano, formada por depósitos continentales sin intercalaciones de depósitos marinos.

A la etapa de “*drift*” se asignan los primeros depósitos marinos de edad maastrichtiana-paleocena de la Fm. Las Chilcas, con espesores de hasta 2.500 m.

Hacia arriba la secuencia cenozoica es alternadamente marino-continental, reemplazada hacia el este por una columna continua de origen marino, en la que están representados todos los pisos terciarios. Sobre los depósitos terciarios se acumularon depósitos sedimentarios denominados Postpampeanos, objeto de análisis en este capítulo.

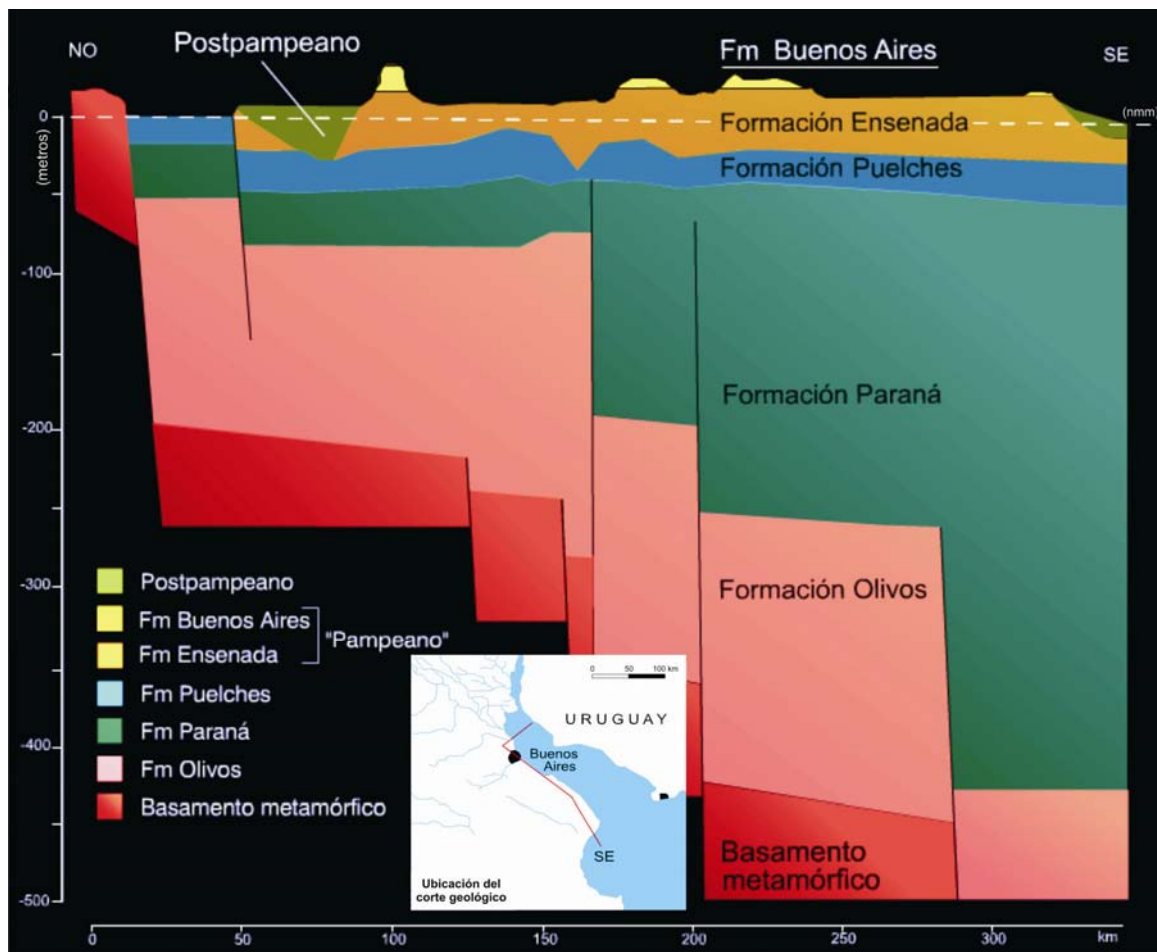


Fig. 11.3. Esquema geológico de la pampa deprimida en un corte NO-SE en el sector noreste de la provincia de Buenos Aires (<http://www.atlasdebuenosaires.gov.ar/aaba/>).

Post pampeano

En las áreas de interfluvio, dominadas esencialmente por procesos de sedimentación eólica, los sedimentos fueron agrupados en la *Fm. La Postrera* (Fidalgo *et al.*, 1973 a y b; cuadro 11.1), formada por sedimentos de color amarillento y gris claro, con texturas limo arcillo-arenosas a limo arenosas en el primer caso y arenas muy

finas a arenas limosas en el segundo. La edad de los depósitos se determinó en base a los restos de fauna recuperada, que abarcan desde la Edad Mamífero Lujanense hasta épocas posteriores a la conquista, tal cual lo sugiere la fauna exótica encontrada (Fidalgo *et al.*, 1973b).

Las zonas vinculadas con cuerpos de agua, lagunar-palustres o fluviales, exhiben sedimentos agrupados en la *Formación Luján* (Fidalgo *et al.*, 1973b), asignada al Pleistoceno tardío-Holoceno y Holoceno y considerada por Fidalgo *et al.* (1973), como abarcativa del Piso Lujanense (Ameghino 1889) y Piso Platense (Doering 1882) descritos en la localidad tipo (Luján). La formación fue subdividida en 2 miembros de acuerdo a sus características litológicas (Cuadro 11.1). En la sección inferior, el Miembro -Mb- Guerrero consta de arenas finas y muy finas de color castaño rojizo, que pasan hacia arriba a arenas limo-arcillosas o limos arcillo-arenosos, con colores verdes a verdes amarillentos. Años más tarde, en base a estas diferencias, Dillon y Rabassa (1989) proponen asignar el sector inferior del Mb. Guerrero -color castaño rojizo- al Mb. La Chumbiada, con una edad reconocida de más de 28.000 años AP.

Suprayacen a los depósitos del Mb. Guerrero los del Mb. Río Salado, sin diferencias texturales con el miembro inferior pero con una variación en el color de los sedimentos, predominan los tonos grises a grises blanquecinos. Hay concentraciones de yeso, tefra y depósitos lénticos que concentran restos de valvas de moluscos, entre ellos *Littoridina* y *Tropicorbis*. La Fm. Luján se asignó al Pleistoceno superior de acuerdo con el contenido de fósiles de Edad Mamífero Lujanense (Fidalgo *et al.*, 1973b).

Los depósitos sedimentarios aluviales del Lujanense-Platense, representan de acuerdo con Zárate (2005) el relleno sedimentario de los valles fluviales actuales. En la cuenca tectónica del Salado los valles han sido excavados en depósitos del subciclo Plio-Pleistoceno (Fm. Pampeano), mientras que en el área del Positivo Bonaerense las incisiones se habrían producido durante los subciclos Mioceno tardío y Mio-Plioceno. El inicio de la excavación de los valles aún no ha sido acotado cronológicamente; las relaciones estratigráficas existentes con depósitos eólicos y las edades radiocarbónicas existentes indican que se habría producido en algún momento entre los 30.000 y 40.000 años AP. Condiciones climáticas muy variables habrían generado importantes variaciones litofaciales verticales en los depósitos, así como en los diferentes dominios geomorfológicos de la llanura bonaerense (Zárate, 2005).

En los ambientes litorales de la cuenca del río Salado afloran depósitos sedimentarios marinos de la Fm. Las Escobas (Fidalgo *et al.*, 1973 b), parcialmente

correlacionables con el piso Platense descrito por Frenguelli (1957 en Aguirre, 1992) y asignado a los periodos transgresivo y regresivo, respectivamente, de la última transgresión holocena; apoyan sobre el Mb. Guerrero o se vinculan en forma lateral con el mismo (Fidalgo *et al.*, 1973b; cuadro 11.1). De acuerdo con Fidalgo (Fidalgo *et al.*, 1973 b) los depósitos de la Fm. Las Escobas presentan dos miembros. El Mb. Cerro de la Gloria, anteriormente descrito como cordones conchiles litorales por Frenguelli (1945, 1957 en Aguirre, 1992), incluye sedimentos con matriz arenosa y abundantes valvas de moluscos. El Mb. Canal 18 está constituido por bancos de arena interstratificados con sedimentos limosos y arcillosos, color castaño a verde en la base y castaño hacia arriba; remata a veces en bancos arcillosos color verde, verde amarillento o grisáceo. Esta unidad se correlaciona con las facies estuáricas de la Fm. Mar Chiquita descrita por Schnack *et al.* (1982) y Violante y Parker (1992). La ingesión marina penetró en el continente por el valle del río Salado, formando aguas arriba un angosto estuario. Hacia el continente los depósitos de la ingesión apoyan por medio de una discordancia de erosión sobre los depósitos de la Fm. Pampeano (Pleistoceno medio a superior o Edad Mamífero Ensenadense-Lujanense), de la Fm. La Postrera o bien sobre un suelo desarrollado en el tope del Mb. Guerrero de la Fm. Luján, denominado Suelo Puesto Callejón Viejo (Fidalgo *et al.*, 1973b). Hacia el sector litoral, los depósitos de la Fm. Las Escobas apoyan sobre la Fm. Destacamento Río Salado (Fidalgo *et al.*, 1973b), unidad parcialmente equivalente al piso Querandinense de Frenguelli (1957 en Aguirre, 1992) y también correlacionada con las formaciones Atalaya (Parker, 1985) y Fm. Espinillo /Atalaya (Cavallotto, 1995), entre otras; unidades interpretadas como el registro sedimentario de un ámbito estuárico generado durante el ascenso relativo del nivel del mar de fines del Pleistoceno tardío. En el Río de la Plata, estos depósitos rellenan el paleovalle del río (Fm. Atalaya) y hacia la zona costera pasan a otros propios de facies de llanura costera (canales de mareas) representados por la Fm. Espinillo.

Dos unidades pedoestratigráficas -suelos enterrados- fueron discriminadas en los depósitos de la cuenca del río Salado; desarrollados sobre sedimentos eólicos de la Fm. La Postrera o bien sobre los aluvios de la Fm. Luján. Fidalgo *et al.* (1973b) describe al suelo Puesto Callejón Viejo como una unidad compuesta por sedimentos limo-arcillosos de color gris muy oscuro a negro, con un espesor aproximado de 40 cm. Un horizonte A parcialmente erodado y un horizonte B rico en arcillas caracterizan el suelo. Exhibe

rasgos de hidromorfismo cuando se desarrolla en el techo del Miembro Guerrero de la Fm. Luján.

El suelo Puesto Berrondo se desarrolló sobre sedimentos correspondientes a la Fm. Las Escobas en el área de influencia litoral y el suelo La Pelada sobre las formaciones La Postrera o Fm. Luján en el área de interfluvio y en los valles fluviales respectivamente (Fidalgo *et al.*, 1973 a y b). El suelo Puesto Berrondo y el suelo La Pelada fueron reunidos en una única unidad con el nombre de Suelo Puesto Berrondo (Fidalgo *et al.*, 1975). Es un suelo con desarrollo areal restringido, de características hidromórficas, que lo vinculan con zonas inundables. Los sedimentos constituyentes son limos a limos arcillosos, color gris claro y con presencia de materia orgánica.

CUENCA DEL RIO SALADO						
PERIODO	EPOCA		Influencia continental			Influencia litoral (llanura litoral y canales de marea)
			Inter-fluvios	Areas de canal		
Cuaternario	Holoceno		Fm. La Postrera	Fm. La Postrera		Fm. La Postrera
				Fm Luján	Mb. Río Salado	Suelo Puesto Berrondo
	Mb. Guerrero	Suelo Puesto Callejón Viejo	Fm. Destacamento Río Salado (marino)			
	Mb. La Chumbiada					
	Pleistoceno	Tardío	Formación Pampiano			----- Formación Pampiano / Fm. Pascua (marino)
	Medio					

Cuadro 11.1. Posición estratigráfica de las unidades litoestratigráficas y suelos reconocidas en la cuenca del río Salado, provincia de Buenos Aires. Basado en Fidalgo *et al.* (1973) y Dillon y Rabassa (1989).

Fidalgo (1992 en Fucks, 2007) propone utilizar el Suelo Puesto Callejón Viejo como nivel guía del límite Pleistoceno-Holoceno. De acuerdo con Figini *et al.* (2003) las edades ¹⁴C del Suelo Puesto Callejón Viejo lo ubican en el Holoceno medio siendo de este modo discordante con las edades que convencionalmente lo sitúa en dicho límite. Ambos paleosuelos y unidades equivalentes han sido reconocidos en distintos ambientes de la llanura bonaerense, como ser las llanuras de inundación de los ríos de

mayor jerarquía de la región -río Salado, río Luján, río Areco- o bien llanuras marinas costeras generadas durante el máximo nivel del mar holoceno -Bahía Samborombón y paleoestuario del complejo río Tala y Arrecifes- (Zárate *et al.*, 2000; Zárate *et al.*, 2002; Imbellone y Cumba, 2003; Prieto *et al.*, 2004; Nabel *et al.*, 2005; Fucks *et al.*, 2007, Zech *et al.*, 2009).

En la margen izquierda del río Salado (localidad de General Belgrano, 35°45'04"S y 58°30'44'O), Fucks *et al.* (2007) describieron un perfil de 3,7 m. Reconocen tres unidades, la inferior denominada A y compuesta por los depósitos del Mb. Guerrero (Fm. Luján), con una edad de 8.640 ± 110 años ^{14}C AP obtenida en valvas de *Heleobia parchappei*. Hacia arriba, a través de un contacto gradual reconocen un paleosuelo aluvial (unidad B) cuyo contenido de materia orgánica fue datado en 4.220 ± 90 años ^{14}C AP y de CO_3^{-2} en 1.090 ± 60 años ^{14}C AP. Finalmente describen la unidad C, denominada aluvio reciente, que está compuesta por sedimentos limosos, de color grisáceo. En la base de la unidad, valvas de *Heleobia* sp. dieron edades de 2.440 ± 70 años ^{14}C AP, mientras que hacia arriba valvas de *Pomacea* sp. fueron datadas en 1.060 ± 40 años ^{14}C AP.

Los autores interpretan que sobre los depósitos continentales de la Fm. Pampeano se depositaron varias facies de naturaleza fluvio-lacustre. Entre ellas identifican un paquete sedimentario asignable al Mb. Guerrero, cuya depositación habría cesado *ca.* 8.640 ± 110 años ^{14}C AP, mínima edad posible del paleosuelo desarrollado por encima de esa unidad. A causa de la ausencia del Mb. Río Salado, los autores encuentran dificultad en asignar dicho suelo enterrado a los ya conocidos Suelos Puesto Callejón Viejo o Puesto Berrondo/La Pelada. Las dataciones realizadas en los depósitos aluviales recientes indicarían que la agradación aluvial habría sido activa desde hace *circa* 2.500 años atrás.

En la Pampa Interserrana el perfil fluvial La Horqueta II (Zárate *et al.*, 2000), emplazado en la confluencia del río Quequén Grande con uno de sus tributarios, exhibe un valle fluvial excavado en sedimentos del Terciario tardío-Pleistoceno temprano; en las áreas de interfluvio dichos sedimentos están cubiertos por depósitos eólicos de la Fm. La Postrera. La sucesión fluvial comprende seis unidades estratigráficas. La unidad inferior denominada Lujanenese (correlacionable con el Mb. Guerrero de la Fm. Luján) habría comenzado a depositarse entre los 30.000 y 40.000 años AP, con anterioridad al Máximo de la Última Glaciación. Edades de 19.890 ± 310 años ^{14}C AP, obtenidas en valvas de molusco dulceacuícolas, fueron reportadas para la sección media de la unidad.

En el techo de la unidad se desarrolla un paleosuelo correlacionable con el suelo Puesto Callejón Viejo; la edad radiocarbónica obtenida en materia orgánica y calibrada es de 9.000 ± 70 años cal. AP.

Hacia arriba, los depósitos denominados Platense se correlacionaron con el Mb. Río Salado de la Fm. Luján. La agradación habría comenzado cerca de los 9.000 años ^{14}C AP y finalizado alrededor de los 2.700 años ^{14}C AP. El proceso habría sido interrumpido por periodos de estabilidad relativa de la superficie, evidenciados en el desarrollo de un paleosuelo entre los 5.000 y 4.000 años ^{14}C AP. Sobre la unidad Platense apoyan depósitos eólicos arenos limosos de la Fm. La Postrera, su formación corresponde al lapso entre los 2.700 años ^{14}C AP y el comienzo de la acumulación de aluvios probablemente recientes. El techo de los depósitos eólicos estuvo sometido a procesos de alteración pedogenética.

11.3. Descripción de los afloramientos

Estancia San Genaro (35°37'17.70''S y 58°50'41.39''O)

En las inmediaciones de la estancia San Genaro (San Miguel del Monte, Partido de Monte, Fig. 11.1), los depósitos eólicos de la Fm. La Postrera se encuentran en las áreas de interfluvio marginales al curso del río Salado, el cual exhibe diseño meandroso. Sedimentos de la Fm. La Postrera (limo arenosos a limosos, de color castaño claro amarillento) fueron observados en un corte artificial del terreno expuesto en una cantera (perfil Los Cerrillos 1: 35°39'39.70''S y 58°48'12.22''O) (Figs. 11.15, 11.16, 11.17 y 11.21); conforman la *litofacies Sme* (ver descripción e interpretación de litofacies en Sección 6 del Apéndice). Allí, muy cerca de la superficie y por debajo de un delgado manto eólico de arenas finas a limos arenosos, se desarrolla un suelo enterrado (*Litofacies Psme*) sobre el techo de la Fm. La Postrera (Fig. 11.16). Los horizontes pedogénéticos son conspicuos; se reconoce un horizonte A de acumulación, macizo y de color castaño a castaño oscuro (10YR 4/3); un horizonte Bt con buen desarrollo de una estructura pedogenética en prismas y color castaño grisáceo (10YR 5/2); un horizonte Btk/C de transición, de color castaño amarillento (10YR 5/6) con nódulos y concreciones de carbonato de calcio; y finalmente un horizonte C con las características del material parental. Especulaciones sobre la edad, basándonos en la bibliografía

existente y la recorrida realizada por la zona, permiten suponer que el suelo observado es correlacionable con el Suelo Puesto Callejón Viejo definido por Fidalgo *et al.* (1973 a y b). No obstante, dado el prolongado tiempo de desarrollo del suelo-paleosuelo en cuestión no se esperaría obtener aquí edades que marquen el límite Pleistoceno tardío-Holoceno, sino edades más jóvenes. En las zonas de interfluvio la superficie ha actuado siempre como un nivel topográficamente más elevado, por lo cual se infiere que los procesos pedogénéticos han sido prácticamente continuos desde fines del Pleistoceno y a lo largo del Holoceno.

Unidades atribuibles a la Fm. Luján afloran en las márgenes del río Salado: perfil litoestratigráfico San Genaro 1 (35°36'48.28''S y 58°53'02.29''O), perfil litoestratigráfico San Genaro 2 (35°36'26.1''S y 58°52'50.7''O) y perfil litoestratigráfico Los Cerrillos 2, este último en el ambiente denominado Laguna -bajo-Los Cerrillos por Dangavs y Reynaldi (2008) (35°39'30''S y 58°48'43.4''O, Fig. 11.18). En el perfil San Genaro 1 (SG 1, Fig. 11.4 y 11.5) se observa un depósito de 3,5 m de potencia aproximada, compuesto por cinco unidades sedimentarias (Figs. 11.9, 11.10 y 11.11). La base del afloramiento y el cauce del río (Figs. 11.9, 11.12 y 11.14) exhiben sedimentos limo arcillosos de color castaño amarillento (10YR 5/6), muy compactos, con estratificación entrecruzada difusa y estratos de hasta 10 cm de espesor (*litofacies Fp*). Son frecuentes las grietas de desecación, las rosetas de yeso, así como restos de vertebrados fósiles, no identificados en este trabajo. El techo de este depósito exhibe una mayor proporción de arena fina respecto de la base (limo arenoso) y presenta rasgos pedogénéticos notables (*litofacies Pa*), como ser: 1) una estructura de bloques subangulares, 2) desarrollo de cutanes arcillosos en las caras de los bloques y 3) bioturbación intensa manifiesta a través de canales radicales (de hasta 3 mm de diámetro) y de acción de la fauna.

Hacia arriba, apoyando con un contacto claro y suave a ondulado, probablemente derivado de la presencia de grandes crotovinas (algunas de entre 0,50 y 1 m de longitud) a lo largo del contacto, se reconocen cerca de 0,75 m de sedimentos limos arenosos, de color castaño amarillento (10YR 5/6), levemente friables y con estructura entrecruzada tabular (*litofacies Fp*). El rumbo de la inclinación es N145° y los estratos inclinan entre 21-25° hacia el sur. Hacia arriba, la granulometría no se modifica; sí lo hace la estructura sedimentaria, que cambia a un depósito de cerca de 1 metro de espesor con estructura entrecruzada en artesa (*litofacies Ft*). Ambos depósitos contienen abundantes rosetas de yeso (*litofacies Ev*).

Suprayace, mediante un contacto claro y suave, un banco de limos areno-arcillosos en la base y techo, mientras que el sector medio está dominado por limos arenosos. El depósito es macizo y más friable que el paquete sedimentario infrayacente (*litofacies Fm, Fsm y/o Fl*); en la base exhibe abundantes rosetas de yeso (*litofacies Ev*) y concreciones de carbonato de calcio (*litofacies D*, aunque no llega a constituir una duricostra). Los sectores medio y superior están completamente carbonatados; el contacto entre el sector carbonatado y el sector inferior es claro y ondulado. Hacia arriba el depósito remata en un paquete integrado por tres bancos tabulares de limos, limos areno-arcillosos y limos arenosos, de color gris oscuro (10YR 4/1), muy friables y macizos (*litofacies Fm*) (Fig. 11.6). El techo de los bancos exhibe rasgos pedogenéticos (*litofacies Pa*); la materia orgánica contenida en sedimentos del techo del paleosuelo más inferior fue datada en 2.989 +/- 43 años ¹⁴C AP. (Fig. 11.4 y Cuadro 11.2).

Por el momento se carece de un control geocronológico ajustado en los perfiles analizados. No obstante, se infiere de acuerdo con el marco estratigráfico regional, que la unidad basal del perfil sería equivalente al Miembro La Chumbiada, término basal de la Fm. Luján, propuesto por Dillon y Rabassa (1989). Las dos unidades suprayacentes podrían ser correlacionables con los miembros que conforman los términos medio y superior de la Fm. Luján, Mb. Guerrero y Mb. Río Salado respectivamente. No obstante, el sector superior podría ser parte de la denominada cubierta aluvial actual, que de acuerdo con Fucks *et al.* (2007), unos 30 km aguas abajo del perfil en consideración, comenzó a desarrollarse desde al menos *ca.* 2.500 años AP.

Aguas arriba del perfil SG 1, la barranca de unos 2,20 m de potencia (perfil San Genaro 2) (Figs. 11.12 y 11.13), se encuentra topográficamente por debajo de la superficie tope del perfil SG 1. La base del depósito aluvial exhibe sedimentos correlacionables con los depósitos limo areno-arcillosos y limo arenosos (*litofacies Fm, Fsm y/o Fl*) del sector medio a superior del perfil SG 1, en esta posición con menor contenido de carbonato de calcio. Por encima se desarrolla una sucesión de bancos limo areno arcillosos en la base y limos arenosos en la parte media a superior del perfil (*litofacies Fm, Fsm y/o Fl*). Al igual que en el sector superior de la sucesión sedimentaria SG 1, el techo de los bancos exhibe rasgos pedológicos (*litofacies Pa*); a partir de la materia orgánica contenida en el techo de uno de ellos se obtuvo una edad de 4.530 +/- 56 años ¹⁴C AP., mientras que a partir de conchillas de moluscos de agua dulce se obtuvo una edad de 3.002 +/- 40 año ¹⁴C AP. (Fig. 11.6 y Cuadro 11.2).

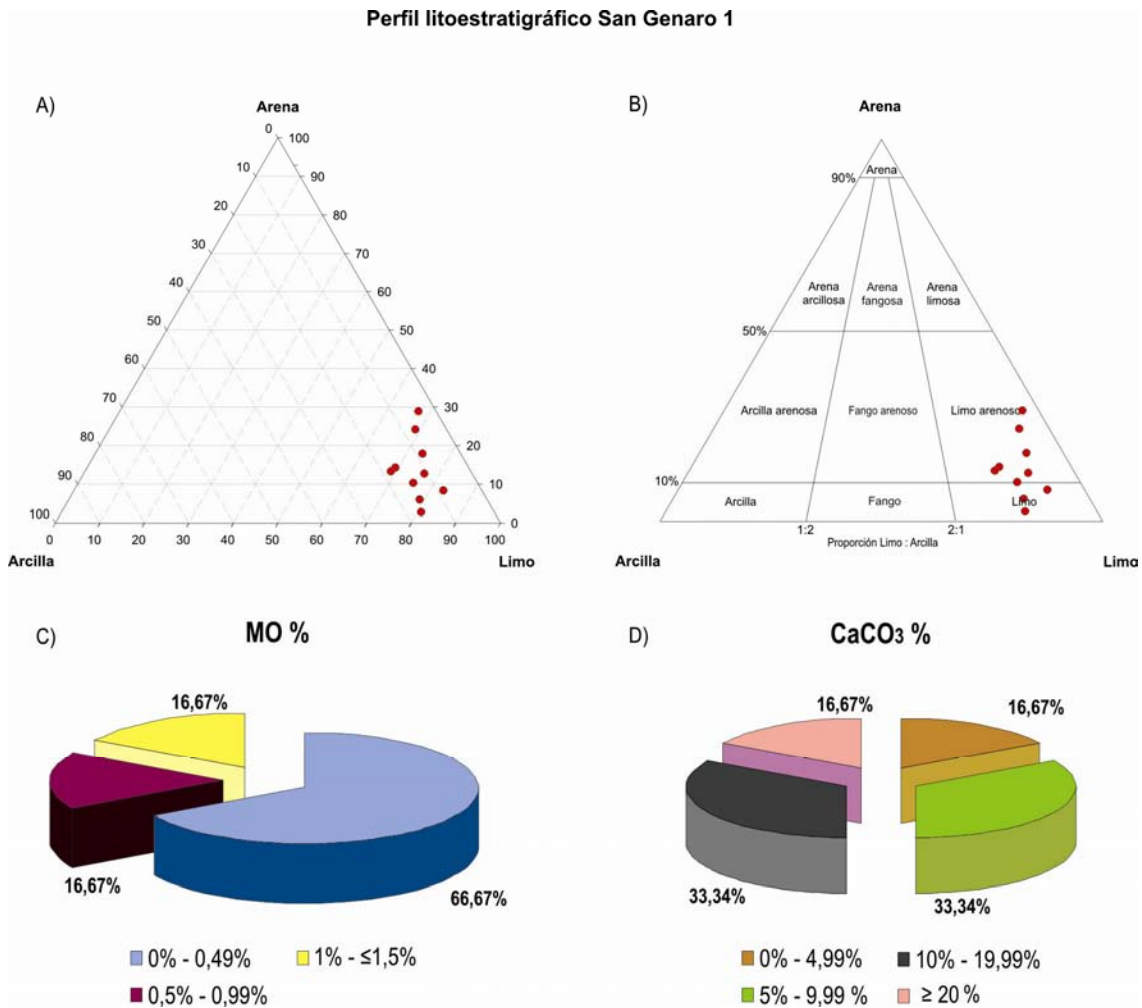


Fig. 11.5. Perfil litoestratigráfico *San Genaro 1*: contenidos porcentuales de arena-limo-arcilla (A), materia orgánica (C) y carbonato de calcio (D). Grupos texturales dominantes (B).

Puente La Postrera (35°58'22.8''S y 57°33'17.3''O)

En el Puente La Postrera (Lezama, Partido de Chascomús), localizado aproximadamente a 100 km aguas abajo de la Estancia San Genaro, afloran sedimentos de la Fm. Luján. En la margen derecha del río Salado, las barrancas exhiben sedimentos de color castaño amarillento (10YR 5/6), dispuestos en bancos horizontales a subhorizontales, que podrían corresponder al Mb. Guerrero. En la margen opuesta y en una posición topográfica levemente más baja se aprecia una barranca de ca. 1,75 m de altura, con sedimentos limosos y limo arenosos, dispuestos en bancos horizontales finamente laminados y delgados con coloración variable entre gris claro (10YR 6/1) y oscuro (10YR 4/1) (*litofacies Fl*).

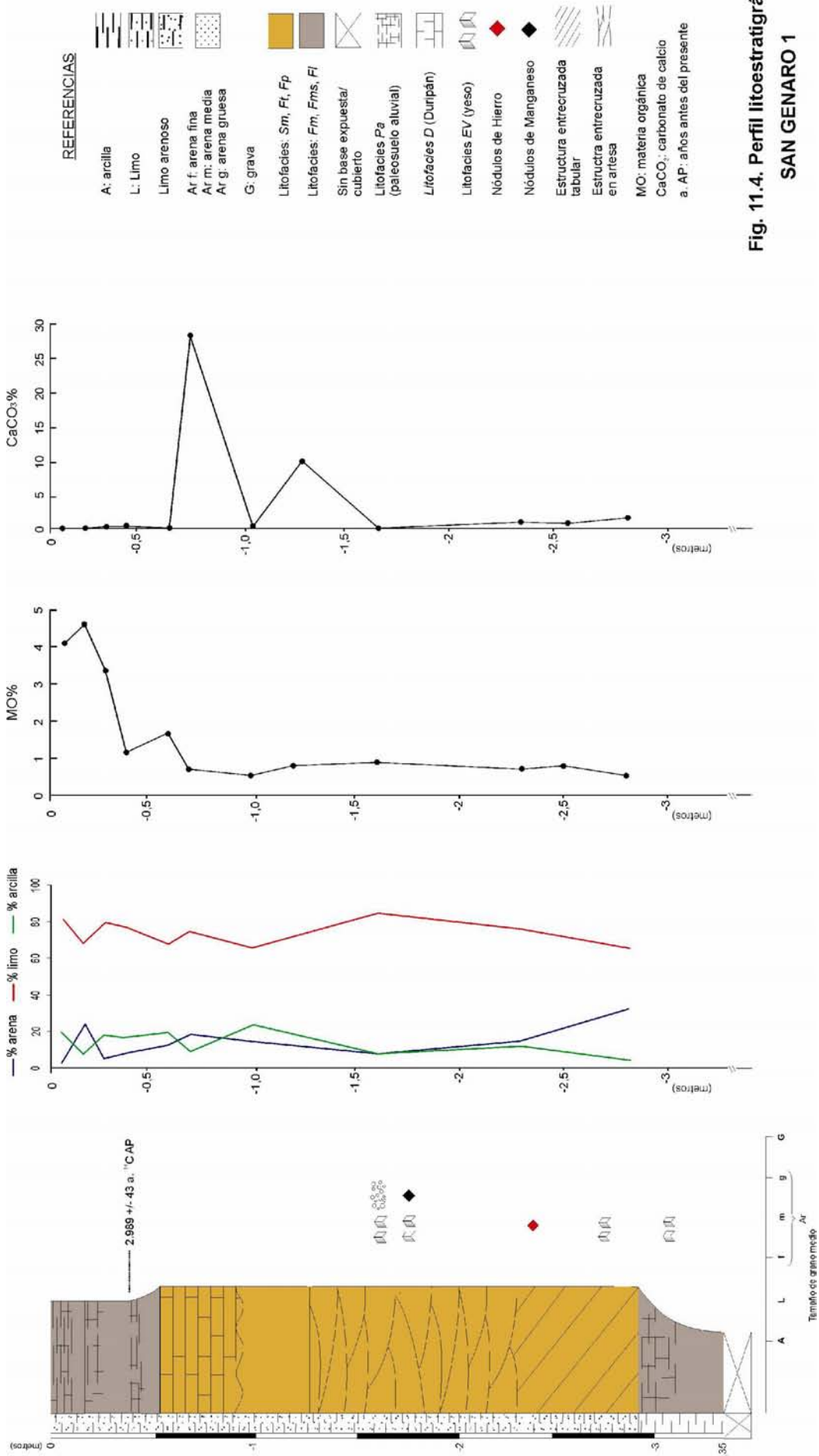


Fig. 11.4. Perfil litoestratigráfico SAN GENARO 1

REFERENCIAS

- A: arcilla
- L: Limo
- Limo arenoso
- Ar f: arena fina
- Ar m: arena media
- Ar g: arena gruesa
- G: grava
- Litofacies: *Fm, Fms, Fl*
- Sin base expuesta/
cubierto
- Litofacies *Pa*
(paleosuelo aluvial)
- Litofacies *EV* (yeso)
- Nódulos de Hierro
- Nódulos de Manganeso
- Bioturbaciones
- Moluscos dulceacuícolas
- MC: materia orgánica
- CaCO₃: carbonato de calcio
- a. AP: años antes del presente

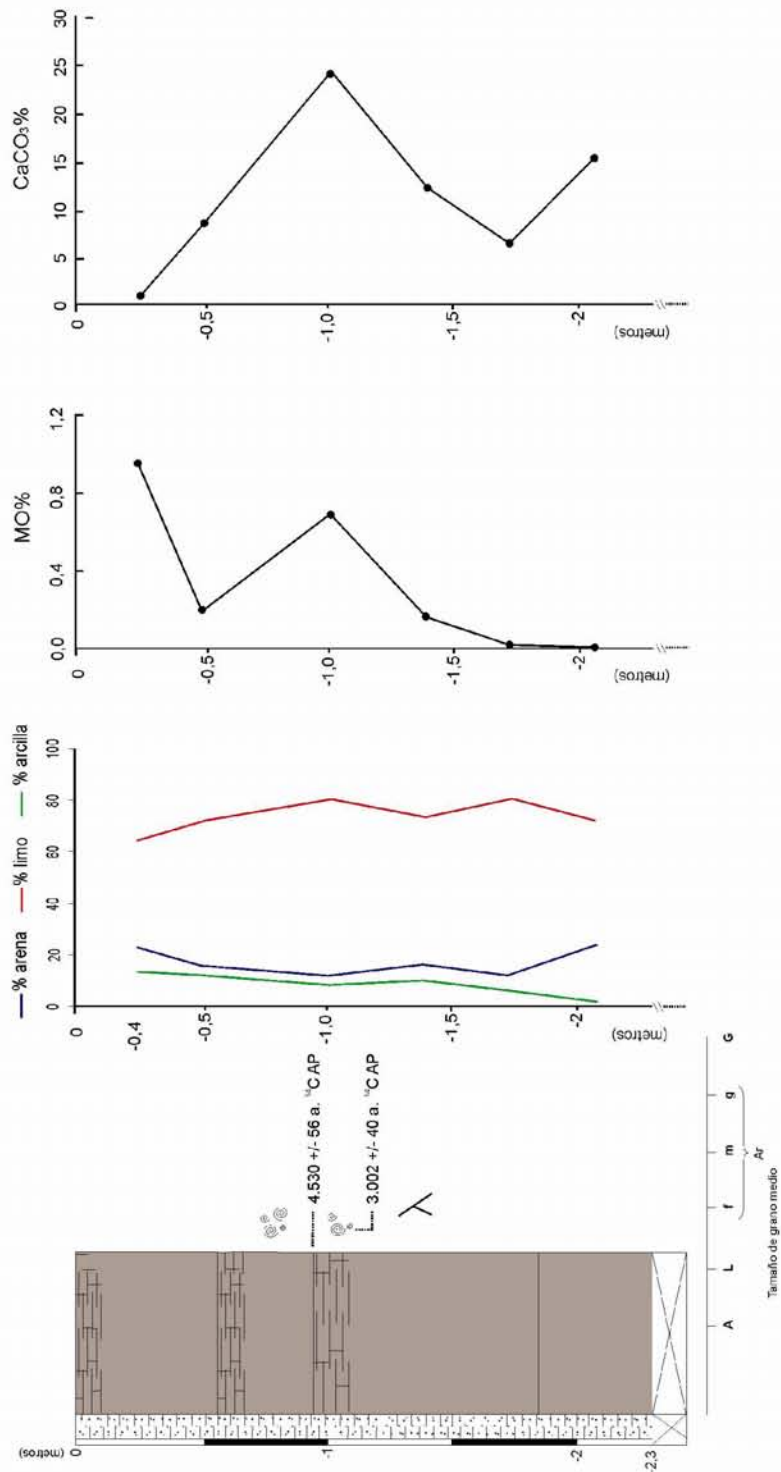


Fig. 11.6. Perfil litostratigráfico
SAN GENARO 2

La existencia de fragmentos de valvas de bivalvos del género *Ensis* -especie *Ensis ensis* (navajas)- en los depósitos de la *litofacies Fl* permiten inferir un origen marino para estos depósitos, probablemente correspondientes a los depósitos de la Fm. Las Escobas. Tanto los depósitos fluviales de la Fm. Luján como aquellos marinos de la Fm. Las Escobas gradan lateralmente a sedimentos eólicos de la Fm. La Postrema (*Litofacies Sme*). Estos últimos conforman depósitos con forma de lomadas -dunas-, conocidos en la zona como cerrillos, de unos 10 m de altura relativa aproximada y muestran un fuerte desarrollo pedogenético (*litofacies Psme*) en su superficie, que podría corresponderse con el desarrollo del suelo Puesto Callejón Viejo reconocido regionalmente.

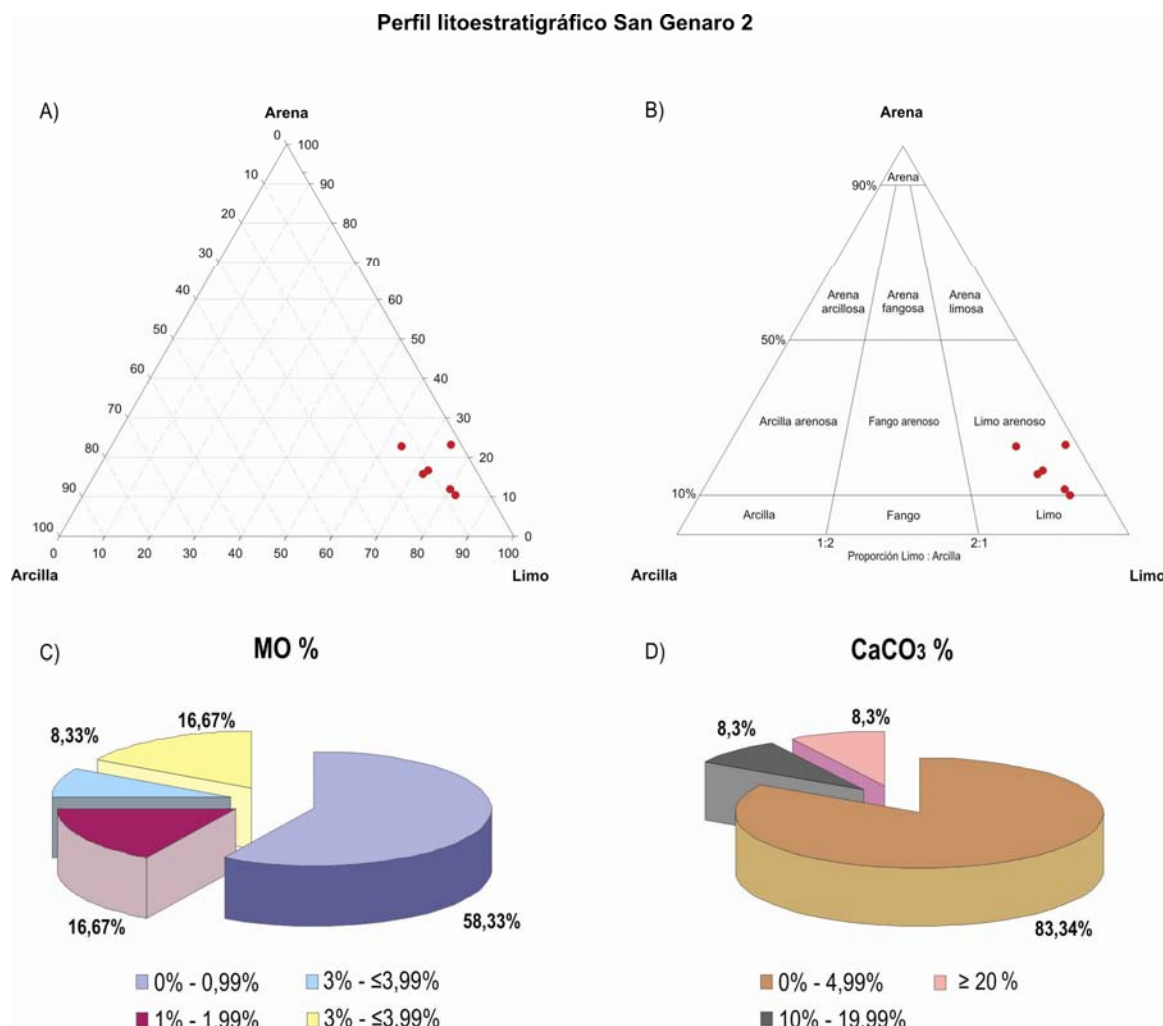


Fig. 11.7. Perfil litoestratigráfico *San Genaro 2*: contenidos porcentuales de arena-limo-arcilla (A), materia orgánica (C) y carbonato de calcio (D). Grupos texturales dominantes (B).

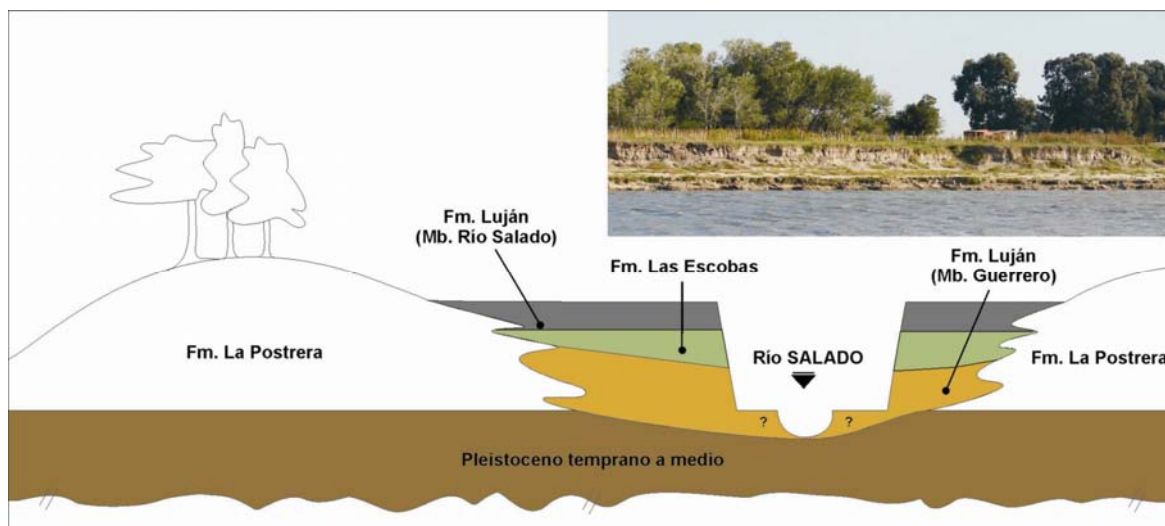


Fig. 11.8. Esquema del valle fluvial del río Salado en inmediaciones del Puente La Postrera (relación de pasaje lateral entre la Fm. La Postrera y la Fm. Luján), partido de Chascomús, provincia de Buenos Aires.

Estancia La Guillerma (35°50.16'66''S y 57°39'08.31''O)

En la estancia La Guillerma, siguiendo aguas abajo del Puente La Postrera, se observan en la base de las barrancas del río Salado sedimentos que presentan características similares -relaciones litoestratigráficas y disposición areal de los depósitos- a los depósitos descritos en el Puente La Postrera como sedimentos marinos de la Fm. Las Escobas (Fig. 11.18). Aquí los depósitos presentan mayor potencia, quizás en vinculación con una posición más cercana a la desembocadura del río en la Bahía de Samborombón (Fig. 11.1). El perfil litoestratigráfico (Figs. 11.18 y 11.21) exhibe en la base *ca.* de 1,80 metros de sedimentos de coloración gris verdosa (Gley 1 8/1). La parte inferior y superior de la columna es arcillosa y con laminación muy fina (*litofacies Fsm*). El sector superior presenta abundante conchillas de *litoridinas*. En el sector intermedio dominan bancos de limos arcillosos, interestratificados con arenas muy finas limosas, con estratificación entrecruzada planar (20° N/N10° E y 15° N/N18° E), con un espesor de las láminas entrecruzadas algo mayor (≤ 2 cm) (*litofacies Fp*). Hacia arriba, en relación de no concordancia, se dispone un paquete de 1,70 m de potencia, formado por sedimentos limo arcillosos y limosos de color grisáceo (10YR 6/1 y 5/1) dispuestos en bancos horizontales (*litofacies Fm, Fsm*). El depósito muestra una estructura de bloques subangulares a angulares, que podría corresponder a la propia diagénesis de los niveles más arcillosos y/o al desarrollo pedogenético en algunos sectores.

En la estancia La Guillerma, al igual que en Puente La Postrera y en la Estancia Los Cerrillos (85 km hacia el noroeste en el Partido de Monte), se observan lomadas o cerrillos formados por depósitos finos (limos arenosos y arenas muy finas limosas) y macizos (*litofacies Sme*) atribuibles a la Fm. La Postrera, cuyo sector cuspidal se encuentra fuertemente edafizada (*litofacies Psme*) (Figs. 11.19 y 11.20) Aquí el perfil de suelo presenta un horizonte A de 0,25 m de espesor y de color castaño muy oscuro (10YR 3/2) a negro (10YR 2/1); por debajo se dispone un horizonte E (álbico) de unos 10 cm de potencia que pasa hacia abajo a un horizonte Bt, de color castaño (10YR 5/3), con columnas prismáticas muy bien desarrolladas. No se llegó al horizonte C, donde se esperaría encontrar sedimentos limo arenosos de la Fm. La Postrera.

Perfil litoest.	CODIGO	MUESTRA	$\delta^{13}\text{C}$	AÑOS ^{14}C AP	AÑOS CAL. AP
SAN GENARO 1	AA89717	MOS	-7,8	2.989 ± 43	2.950 – 3.252 (p: 1)
	AA89720	M	-4,7	3.002 ± 40	2.962 – 3.253 (p: 1)
SAN GENARO 2	AA89718	MOS	-17,2	4.530 ± 56	4.884 – 4.931 (p: 0,049)
					4.958 – 5.305 (p: 0,95)

Cuadro 11.2. Edades ^{14}C AMS y ^{14}C calibradas obtenidas en la sucesión aluvial aflorante en la estancia San Genaro, cuenca del río Salado. Edades calibradas a 2 sigma con el programa CALIB 5.1.0 (Stuiver y Reimer, 1993), se utilizaron las curvas de calibración para el hemisferio sur de McCormac *et al.* (2004). MOS: materia orgánica en sedimentos, M: molusco, p: probabilidad.

11.4. Facies y asociaciones de facies

El arreglo litofacial de los depósitos observados en las barrancas del río Salado y áreas inmediatas permite inferir el desarrollo de tres ambientes de depositación principales (Cuadro 11.3; ver descripción e interpretación de facies en Sección 6 del Apéndice). En vinculación directa con el curso del río Salado se observa un ambiente fluvial distal. Las **facies A**, **B** y **C** representan ambientes de canal. La **facies A** refleja depósitos residuales de canal (*litofacies Sm*), mientras que la **facies B** y **C** indican migración de megaóndulas de crestas rectas y sinuosas respectivamente (*litofacies Fp* y

Ft). La granulometría de la litofacies que componen estas facies corresponde a un ambiente de canal distal. La **facies D** y **E** representan subambientes de llanuras de inundación afectados por desbordes proximales y distales respectivamente, ocasionalmente presentan rasgos de desarrollo pedogenético (*litofacies Pa*) y ocurrencia de niveles límnicos (*litofacies C*). Las facies fluviales observadas en el perfil litoestratigráfico San Genaro 1 exhiben ocasionalmente depósitos evaporíticos de la *litofacies Ev*.

ASOCIACIONES DE FACIES		FACIES	LITOFACIES	INTERPRETACION
AMBIENTE	SUBAMBIENTE			
EOLICO	_____	J	Sme, Psme	Depósitos generados por acreción vertical de un manto arenoso parcialmente vegetado, con rasgos pedogenéticos en superficie.
FLUVIAL DISTAL	CANAL	A	Sm	Depósitos residuales de canal.
		B	Fp, Fsm	Depósitos arcillo limosos y arcillosos formados por migración de megaóndulas de crestas rectas en porciones de canal distal y/o por decantación.
		C	Ft	Depósitos de barras areno limosas y limoarenosas formadas por la migración de megaóndulas de crestas sinuosas en porciones de canal distal.
	PLANICIE DE INUNDACION	D	Sm, Fm, Fms, Fl, C, Pa, Ev	Depósitos de desbordes proximales en llanuras de inundación ocasionalmente con rasgos pedogenéticos.
		E	Fl, Fm, Fsm, C, Pa, Ev	Depósitos de desbordes distales al canal en llanuras de inundación ocasionalmente con rasgos pedogenéticos.
ESTUARIO	_____	K	Fsm, Fl, Fp	Depósitos de relleno de canal en ambiente estuarino (<i>estuarine-channel fill or estuarine-channel point bar</i>).

Cuadro 11.3. Asociaciones de facies, facies, litofacies e interpretación del ambiente de depositación en los perfiles litoestratigráficos analizados en el río Salado.

Los ambientes de planicie de inundación inferidos podrían corresponder simplemente con subáreas de depositación sedimentaria proximales o distales al canal del río Salado, o bien podrían relacionarse con ambientes de tipo lagunar-palustre desarrollados en vinculación con el curso del río (similares a bañados) o con

paleolagunas cortadas con posterioridad por el río. En este último caso, cabe mencionar que Dangavs *et al.* (1996), Dangavs *et al.* (1998), Dangavs y Reynaldi (2008) han analizado las características paleolimnológicas de diversas lagunas emplazadas en la pampa deprimida bonaerense, entre ellas las lagunas de Chascomús, Cerrillos del Medio y Esquivel.

El segundo ambiente desarrollado se relaciona con depósitos eólicos finos que han sido agrupados en la **facies J**. Comprenden depósitos generados por acreción vertical de un manto arenoso-limoso parcialmente vegetado (*litofacies Sme*); constituyen dunas -conocidas en la región como cerrillos- en zonas cercanas al curso del río Salado. Probablemente los sedimentos finos que componen los “cerrillos” derivan de los subambientes de planicie de inundación del río (**facies D y E**) sometidos a deflación por acción eólica. En todos los casos analizados el sector cuspidal de los depósitos eólicos exhibe un perfil de suelo bien desarrollado (*litofacies Psme*).

Finalmente, el último ambiente de depositación inferido correspondería a un estuario -**facies K**-, es decir una porción de la cuenca baja o distal de un río con influencia directa del mar, donde se verifica la mezcla de agua dulce y marina (Nichols, 2009). Este tipo de ambiente refleja etapas de incremento relativo del nivel, es decir transgresiones marinas (Nichols, 2009). Diversos autores (Aguirre y Whatley, 1995; Cavalloto, 2002; Isla *et al.*, 1996; Isla y Espinosa, 2009; Fidalgo *et al.*, 1973b) citan la ocurrencia de depósitos de estuario holocenos en las desembocaduras de los ríos de mayor jerarquía que drenan la llanura bonaerense, entre ellos el cauce del río Salado. Los sedimentos analizados en este trabajo pueden clasificarse como *estuarine-channel fills* (Merino-Tomé *et al.*, 2007); de acuerdo con las observaciones de campo, se ubicaría a estos depósitos en el esquema propuesto por Allen (1991 en Bridge y Demico, 2008) en un subambiente de canal de estuario superior -*upper estuarine-channel*. Las características de los depósitos observados en la Estancia La Guillerma (sedimentos heterolíticos y estratificación/laminación entrecruzada planar: *inclined heterolithic stratification*) permitirían vincularlos con depósitos de *point bar* característicos de un canal sinuoso con influencia mareal -*tidal channel*- (Nichols, 2009).

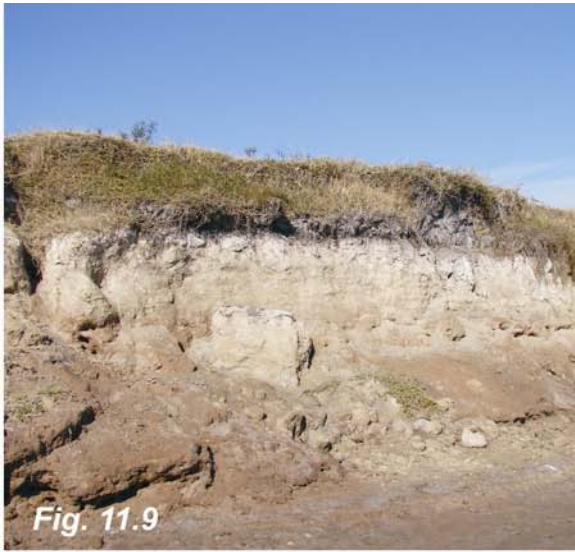


Fig. 11.9

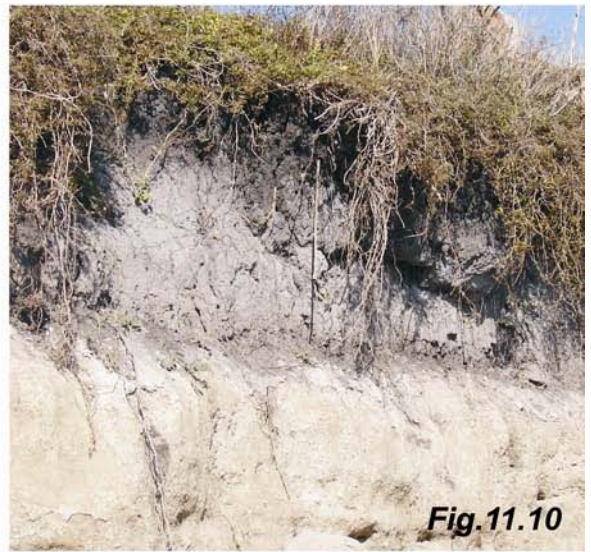


Fig. 11.10



Fig. 11.11



Fig. 11.12



Fig. 11.13



Fig. 11.14



Leyendas de figuras 11.9-11.14:

Fig. 11.9. Vista de los depósitos aluviales del río Salado en la Estancia San Genaro, partido de San Miguel del Monte, partido de Chascomús, provincia de Buenos Aires.

Fig. 11.10. Detalle del contacto entre los depósitos de los miembros Guerrero y Río Salado.

Fig. 11.11. Crotovinas en los depósitos mostrados en 11.9.

Fig. 11.12. Vista de un nivel aterrazado en las barrancas del río Salado, Estancia San Genaro.

Fig. 11.13. Vista de la sección correspondiente al perfil litoestratigráfico San Genaro 2.

Fig. 11.14. Detalle de los sedimentos de la Fm. Luján en el lecho del curso del río Salado.

Leyendas de figuras 11.15-11.21:

Fig. 11.15. Vista de los depósitos loésicos de la Formación La Postrera en una cantera ubicada en las inmediaciones del río Salado (Estancia Los Cerrillos).

Fig. 11.16. Detalle del suelo desarrollado sobre los sedimentos loésicos de la Formación La Postrera.

Fig. 11.17. Lomada constituida por depósitos de la Formación La Postrera, donde se ubica el perfil mostrado en 11.15 y 11.16.

Fig. 11.18. Vista de los depósitos marinos de la Formación Las Escobas (barrancas del río Salado, Estancia La Guillerma) en la base del afloramiento. En relación de no concordancia apoyan sedimentos del Miembro Río Salado, Formación Luján.

Fig. 11.19. Lomada constituida por depósitos loésica de la Formación La Postrera, en inmediaciones del río Salado, Estancia La Guillerma.

Fig. 11.20. Vista del perfil de suelo desarrollado en el techo de los depósitos que constituyen la lomada mostrada en 11.20.

ESTANCIA LOS CERRILLOS

ESTANCIA LA GUILLERMA

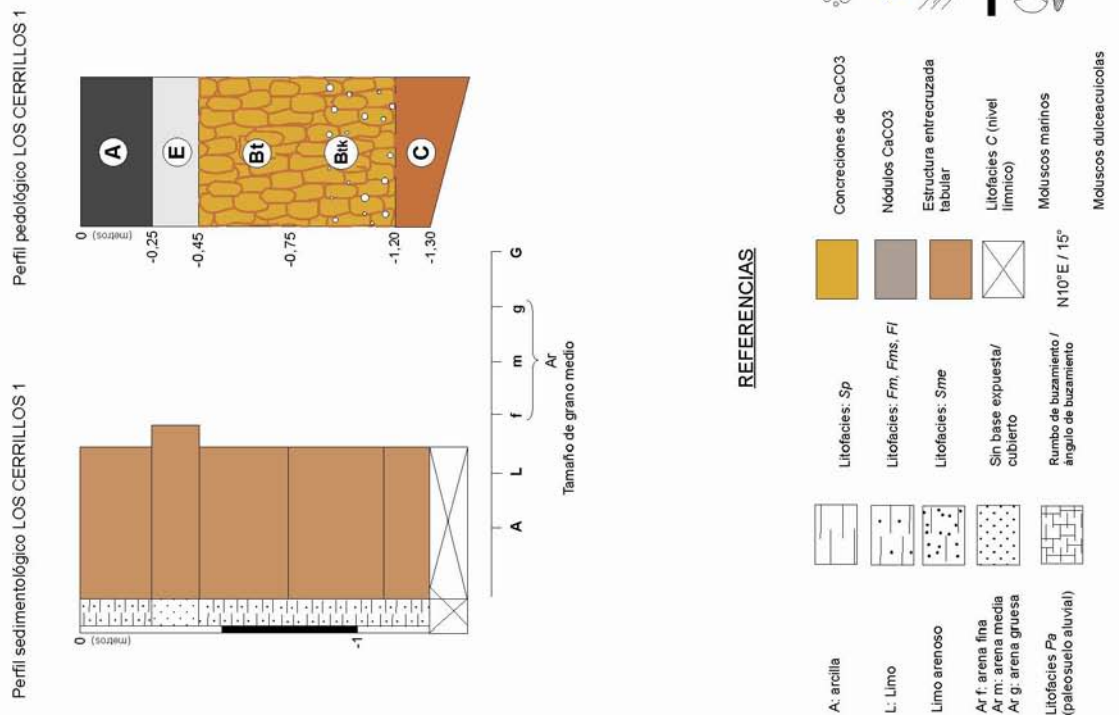


Fig. 11.21. Perfiles litoestratigráficos LOS CERRILLOS y ESTANCIA LA GUILLERMA

CAPÍTULO 12

TECTÓNICA Y SEDIMENTACIÓN EN EL ÁREA DEL VALLE DE UCO DURANTE EL CUATERNARIO TARDÍO

El área del Valle de Uco, emplazada en la depresión tectónica de Tunuyán, habría estado sometida a esfuerzos tectónicos durante el Pleistoceno tardío. La estructura de la depresión estuvo controlada por el desarrollo de fallas inversas, que quizás fueron de tipo gravitacional en los comienzos de la formación de la misma (ver capítulo 3). De acuerdo con Perucca *et al.* (en prensa) la Depresión de Tunuyán puede enmarcarse dentro del modelo de una cuenca de deformación tectónica de tipo *piggy-back*. La misma se habría desarrollado en el ámbito de una faja plegada y corrida de gran longitud de onda; que involucró desde el sector cordillerano al oeste, hasta los depósitos terciarios emplazados al este del piedemonte de Cordillera Frontal (Meseta del Guadal).

La unidad litoestratigráfica más antigua reconocida en el piedemonte mendocino corresponde a los fanglomerados de la Fm. Los Mesones, sus afloramientos se ubican al oeste de la localidad de Tupungato; de acuerdo con Polanski (1963) se habría extendido hacia el este cubriendo los depósitos miocenos de la Meseta del Guadal. La Fm. Los Mesones fue asignada al Pleistoceno inferior (Polanski, 1963) o Plioceno superior-Pleistoceno inferior (Yrigoyen, 1993). En forma posterior se depositó la Fm. La Invernada, cuyos depósitos fanglomerádicos están restringidos a las estribaciones de la Cordillera Frontal en el sector N-NO de la depresión de Tunuyán; mientras que al sur, en el Valle Extenso presentan su máxima expresión. Su edad sería anterior a los *ca.* 450.000 AP (Pleistoceno medio) de acuerdo con la relación estratigráfica propuesta por Polanski (1963), donde la Fm. La Invernada está cubierta por los depósitos de la Asociación Piroclástica Pumícea (APP). Esta última entidad fue datada por Stern *et al.* (1984) en *ca.* 450.000 AP. Sin embargo, teniendo en cuenta la edad de la APP y sobre la base de las observaciones de campo realizadas se postula aquí una relación estratigráfica alternativa. Así los conglomerados de la Fm. La Invernada, ubicados topográficamente por debajo de la APP, mantendrían una relación estratigráfica de contacto lateral con los depósitos de esta unidad, formando un nivel aterrazado de menor edad relativa (Fig. 12.1).

Finalmente, se depositaron los fanglomerados de la Fm. Las Tunas (Pleistoceno medio a superior), que constituyeron una bajada en el piedemonte proximal de Cordillera Frontal, denominada “Bajada joven al Graben de Tunuyán” (Polanski, 1963).

Polanski (1963) relacionó la depositación de estas unidades conglomerádicas con sendos episodios de reactivación tectónica en la zona cordillerana durante el Pleistoceno. El autor expresó que la agradación de la Fm. Los Mesones se produjo en un piedemonte en calma tectónica, en forma coetánea con un ascenso del sector montañoso. En un segundo movimiento neotectónico habría ascendido tanto el sector cordillerano como el piedemonte, promoviendo un ciclo de erosión fluvial que habría dado lugar a la generación del Valle Extenso. El ascenso de la cordillera y de la estructura de San Carlos (depósitos terciarios) en un tercer pulso de deformación, con un piedemonte intermedio en calma tectónica, habría favorecido la depositación de la Fm. La Invernada.

Finalmente, los movimientos póstumos de la deformación neotectónica, tal como los nombra Polanski (1963), serían los responsables de la configuración de la depresión de Tunuyán. En este marco tectónico la Fm. Las Tunas y su equivalente lateral en profundidad, la Fm. El Totoral, serían las primeras unidades sedimentarias depositadas en el ámbito de la depresión. La estructuración definitiva de la depresión de Tunuyán configuró el sector de mayor profundidad de la misma hacia el sector este del piedemonte (piedemonte distal). Este receptáculo alojó los sedimentos de la Fm. El Zampal, unidad asignada al Pleistoceno tardío y Holoceno. Zárate y Mehl (2008) indican que se habría depositado en un lapso que se extendería hasta antes del último ciclo de glaciación (>120.000 años AP).

En lo que respecta a la edad de las formaciones Las Tunas y El Zampal podría decirse que el esquema estratigráfico establecido puede ser objeto de revisión. Polanski (1963) menciona la existencia de terrazas en el abanico conglomerádico del río Las Tunas, asignable a la Fm. Las Tunas (Fig. 12.2), y por lo tanto al tercer ciclo de agradación aluvial discriminado por el autor en el piedemonte de Cordillera Frontal. Nuevamente se plantea en este trabajo una hipótesis alternativa, donde los fanglomerados más antiguos de este abanico podrían haberse depositado en forma inmediata a la estructuración del depocentro, es decir corresponderían al tercer ciclo de agradación de Polanski (1963). Los depósitos fanglomerádicos de las terrazas más bajas del río Las Tunas, de menor antigüedad relativa, podrían corresponder a las facies conglomerádicas proximales de los abanicos aluviales formados al menos entre los

50.000 años AP y *ca.* de 7.890 años ^{14}C AP. (8.454 - 8.968 años cal. AP.). De este modo se podría establecer una relación de pasaje lateral entre los depósitos más jóvenes de la Fm. Las Tunas y los de abanico distal de la Fm. El Zampal, localizados aguas abajo de la falla Tupungato (Fig. 12.2). Esta falla limita por el oeste el sector más profundo de la depresión tectónica, mientras que hacia el este lo hacen las fallas El Totoral y Cerro Negro de Capiz. No obstante, esta es una posibilidad que -al igual que en el caso de la Fm. La Invernada- debe ser analizada a partir de estudios de campo detallados de las relaciones estratigráficas de las unidades y de la geocronología de los depósitos fanglomerádicos de la Fm. Las Tunas, que aún no ha sido establecida con certeza.

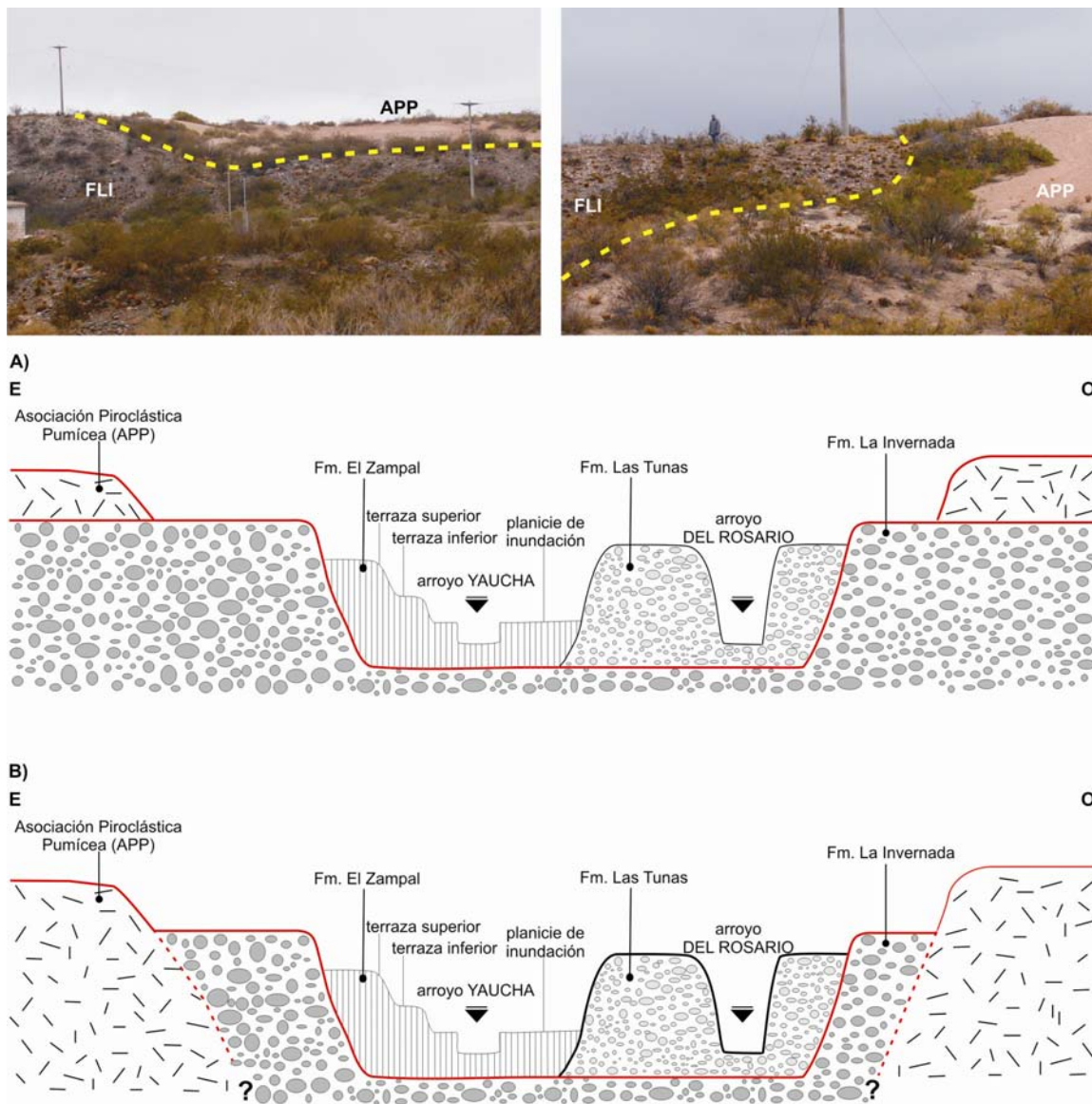


Fig. 12.1. Relaciones litoestratigráficas de los depósitos de la Fm. La Invernada y de la Asociación Piroclástica Pumicea (APP) en la cuenca del A° Yaucha, de acuerdo con A) Polanski (1963) y B)

este trabajo. Las fotografías muestran las relaciones entre la APP y la Fm. La Invernada observadas en el campo.

En el piedemonte de Cordillera Frontal, la falla Tupungato marca el límite entre el acuífero confinado y el acuífero libre del Valle de Uco (ver capítulo 2); es allí donde se observa un desnivel topográfico importante en el paisaje (Fig. 12.4) y donde comienzan a tener expresión morfológica los arroyos alimentados por surgentes del piedemonte (Fig. 12.2 y 12.4). Existe la posibilidad de que parte de los materiales depositados en la Fm. El Zampal hayan sido acarreados por los curso de agua desarrollados al pie de la falla, también parte de ellos pueden haber sido lavados de la matriz de los conglomerados de las formaciones de mayor antigüedad y altura relativa y/o proceder de la depositación por acción eólica en los ambientes de llanura de inundación, luego retrabajados o no. Aguas arriba de la falla Tupungato los depósitos de loess primario, por ejemplo en la estancia Los Helechos, exhiben espesores mínimos (cerca de 1 m de potencia) en comparación con los depósitos finos existentes en el sector más profundo o depocentro de la depresión de Tunuyán.

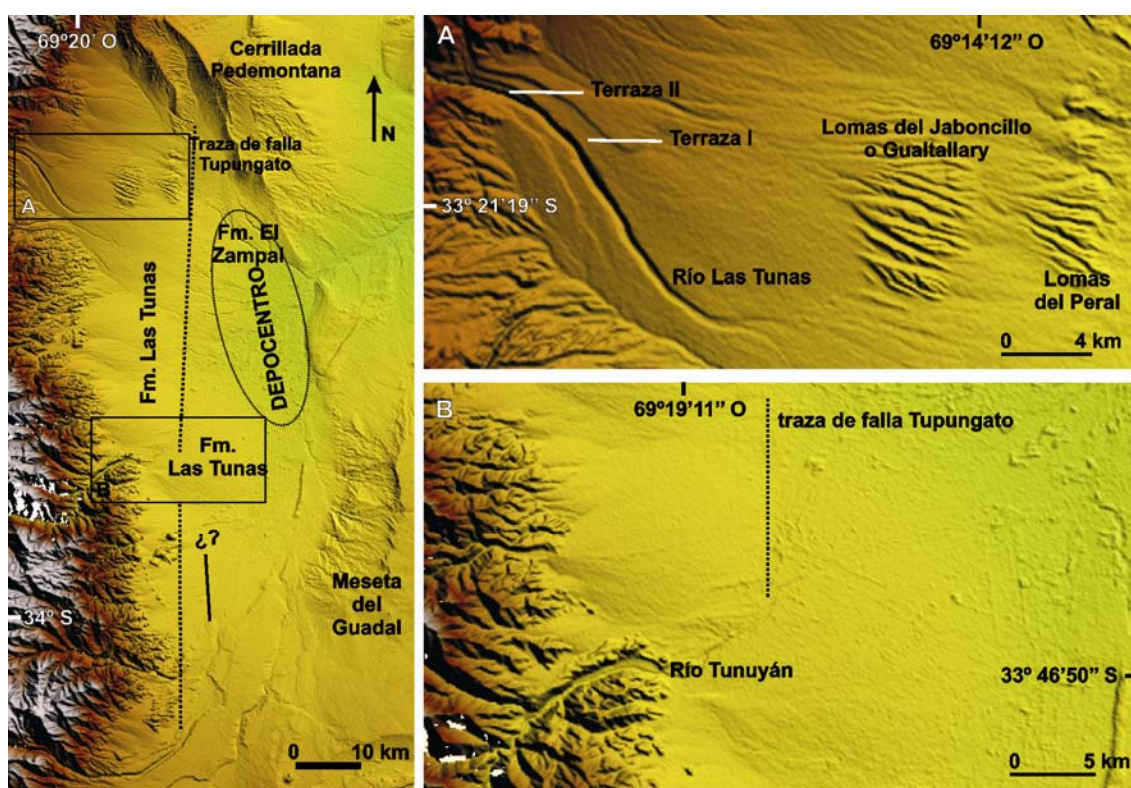


Fig. 12.2. Posición del sector más profundo de la depresión tectónica de Tunuyán, de la falla Tupungato y de las formaciones Las Tunas y El Zampal en el piedemonte mendocino de Cordillera

Frontal. A) Detalle del curso del río Las Tunas (A) y del río Tunuyán (B) al salir del frente montañoso, en el primer caso se indican los niveles aterrazados.

Al focalizarnos en los últimos 50.000 años AP. de historia geológica del sector norte de la depresión de Tunuyán, las reactivaciones, pausas, procesos erosivos (incisiones) y de agradación observados a partir del registro sedimentario aluvial no indican una influencia o control tectónico en la dinámica de los sistemas fluviales pedemontanos. García (2004) y García *et al.* (2005) indicaron que la neotectónica habría sido activa hasta el Holoceno. Por su parte, Perucca *et al.* (2009) determinaron que en el piedemonte mendocino emplazado entre los 33°-34° S no se habrían producido reactivaciones tectónicas al menos durante los últimos 50.000 años AP. Baker *et al.* (2009) mencionan que la tasa de incisión provocada por el río Diamante, también en el piedemonte mendocino, luego del *MIS 2 (Marine Isotopic Stage)* refleja cambios climáticos de corto término asociados con la transición climática del Pleistoceno tardío-Holoceno.

¿Control neotectónico en el piedemonte de Cordillera Frontal?

Los pulsos de actividad tectónica generados con anterioridad a la depositación de la Fm. Las Tunas habrían profundizado la Depresión de Tunuyán, generando un mayor espacio de acomodación para los sedimentos que rellenaron el sector nor-nororiental de la misma durante el Pleistoceno medio-tardío y el Holoceno. Perucca *et al.* (en prensa) indican que en este sector del piedemonte mendocino ha predominado desde el Mioceno hasta el Pleistoceno medio una actividad tectónica compresiva; mientras que en el Valle Extenso (A° Yaucha y A° Papagayos), localizado al sur de la depresión (Polanski, 1963), el régimen tectónico dominante habría sido de tipo transtensivo, tal como lo indica los rasgos de la zona de fallas Papagayos.

Al analizar en este trabajo los depósitos sedimentarios aluviales que registran los últimos 50.000 años AP. (Pleistoceno tardío-Holoceno y Holoceno) y rellenan el sector más deprimido de la Depresión de Tunuyán y el Valle Extenso, no se han encontrado evidencias que demuestren la acción de la neotectónica (deformación, fallamiento). Sin embargo, en el sector del Valle Extenso existe un indicador de actividad neotectónica que no se observa directamente en los depósitos aluviales, sino que se evidencia a través de los cambios de diseño en los cursos de los arroyos.

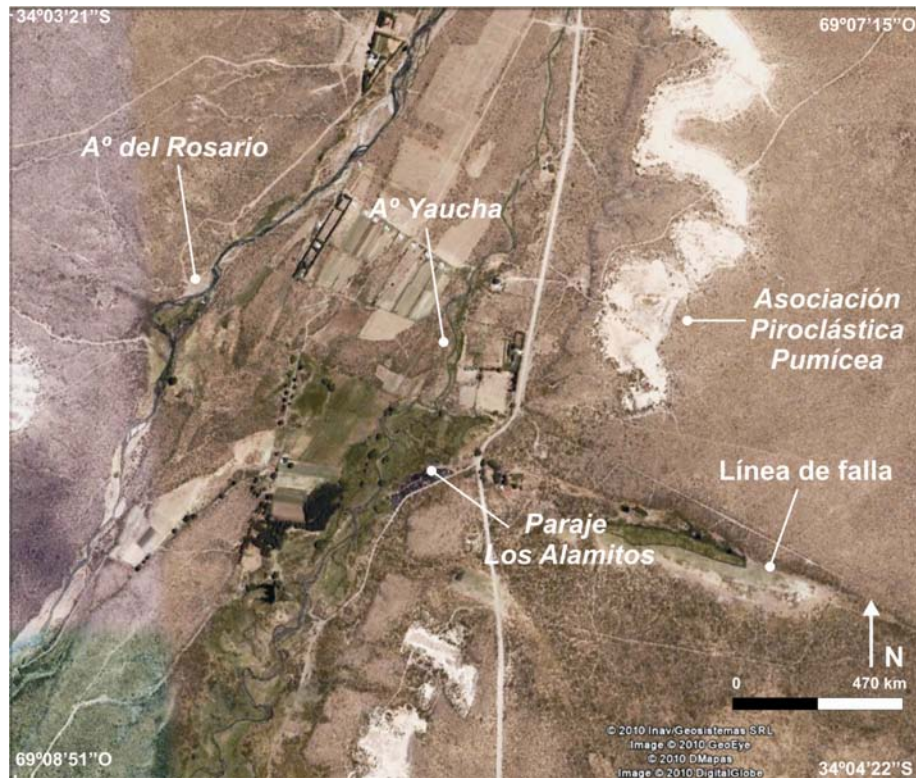


Fig. 12.3. Vista en planta del valle de los arroyos Yaucha y del Rosario. Se observa el trazado de una línea de falla y el cambio de sinuosidad del curso del arroyo Yaucha al atravesar la misma.

De acuerdo con lo expuesto por diversos autores (Bull, 2007; Bull, 2009; Burbank y Anderson, 2001; Petrovski 2010, Zámolyi *et al.*, en prensa), la neotectónica puede influir en el comportamiento de los ríos y cursos de menor jerarquía de una región, ya sea de relieve montañoso o bajo, condicionando el patrón de desarrollo de los canales. Los sistemas fluviales actúan como sensores remotos, modificando sus cursos a escala meso y micro topográfica ante perturbaciones generadas por ascenso-subsidencia diferencial del sustrato (Zámolyi *et al.*, en prensa). Los efectos de la tectónica pueden producir modificaciones rápidas en el diseño de los ríos en respuesta a cambios de gradiente (Burbank y Anderson, 2001), los mismos pueden ser detectados a través de mapas, fotografías aéreas e imágenes satelitales. Sin embargo, dado que el comportamiento de los ríos puede estar sujeto a diversos controles (caudal, carga sedimentaria, pendiente, rugosidad del lecho, granulometría de la carga) los cambios de diseño en la red de drenaje no pueden ser siempre atribuidos a causas tectónicas. No obstante, dichos cambios permiten señalar puntos significativos donde la deformación por influencia tectónica podría estar ocurriendo (Burbank y Anderson, 2001).

En el área al sur de la localidad de Pareditas, es evidente que la zona de fallas Papagayos, así como las fallas observadas a la latitud del paraje Los Alamitos (Fig.

12.3), influyen en el diseño de los arroyos Yaucha, Papagayos y del Rosario cuando éstos las atraviesan en forma perpendicular. Un claro ejemplo de ello se puede ver en los arroyos Yaucha y del Rosario, que muestran un incremento de la sinuosidad y desarrollo de extensas vegas o *swamps* en el tramo inmediato aguas arriba de la falla, y un trazado *quasi* rectilíneo por unos 2 km aguas debajo de la misma, el cambio tiene mayor manifestación en el A° Yaucha. En el A° Papagayos se verifica la formación de extensos y potentes depósitos de turba en un ambiente de tipo “*swamp* o *pond*” asociado a la zona afectada por la falla.

Estos lineamientos mencionados pueden haberse generado a partir de diversos movimientos tectónicos cuaternarios. Alguno de ellos anterior a los 12.000 años ¹⁴C AP. habría generado pequeños espacios de acomodación para los depósitos aluviales del Pleistoceno tardío-Holoceno y Holoceno analizados en el A° Yaucha. En estos sectores donde se alojaron los sedimentos de los últimos 12.000 años ¹⁴C AP, coincidentes con el trazado de líneas de falla, se observa la existencia de modificaciones actuales en el diseño de los arroyos del Valle Extenso. Dichas modificaciones podrían ser, a criterio del autor, indicadores de actividad neotectónica en la zona. La cinemática de los probables movimientos tectónicos, así como la inferencia de los tiempos de respuesta de los cursos analizados a través de indicadores geomorfológicos, no serán objeto de discusión en el presente trabajo. Sin embargo, la zona merece una particular atención que permita discernir en el futuro si los cambios observados en el diseño de los cursos son probables respuestas, inmediatas o dilatadas en el tiempo, a la actividad neotectónica.

Los tres arroyos mencionados desvían sus cursos al salir del frente montañoso, donde al parecer interceptan una traza de falla de orientación aproximada N-S, que podría corresponder al extremo más austral de la falla Tupungato, rasgo que de acuerdo con Polanski recorre el piedemonte por unos 120 km (Fig. 12.2 y 12.4). Allí los cursos que bajan del frente montañoso en dirección al este modifican abruptamente sus recorridos con dirección al norte, hacia la depresión de Tunuyán. Al norte, el río Tunuyán también sufre una pequeña deflexión al atravesar la zona de la falla (Fig. 12.2 y 12.4). La edad de esta falla se remontaría a la configuración de la depresión, en el Pleistoceno medio, de acuerdo a la edad propuesta por Perucca *et al.* (en prensa) para la Fm. Las Tunas. Al respecto vale mencionar que la influencia de esta falla en el comportamiento de los tres cursos aludidos no corresponde quizás a un movimiento

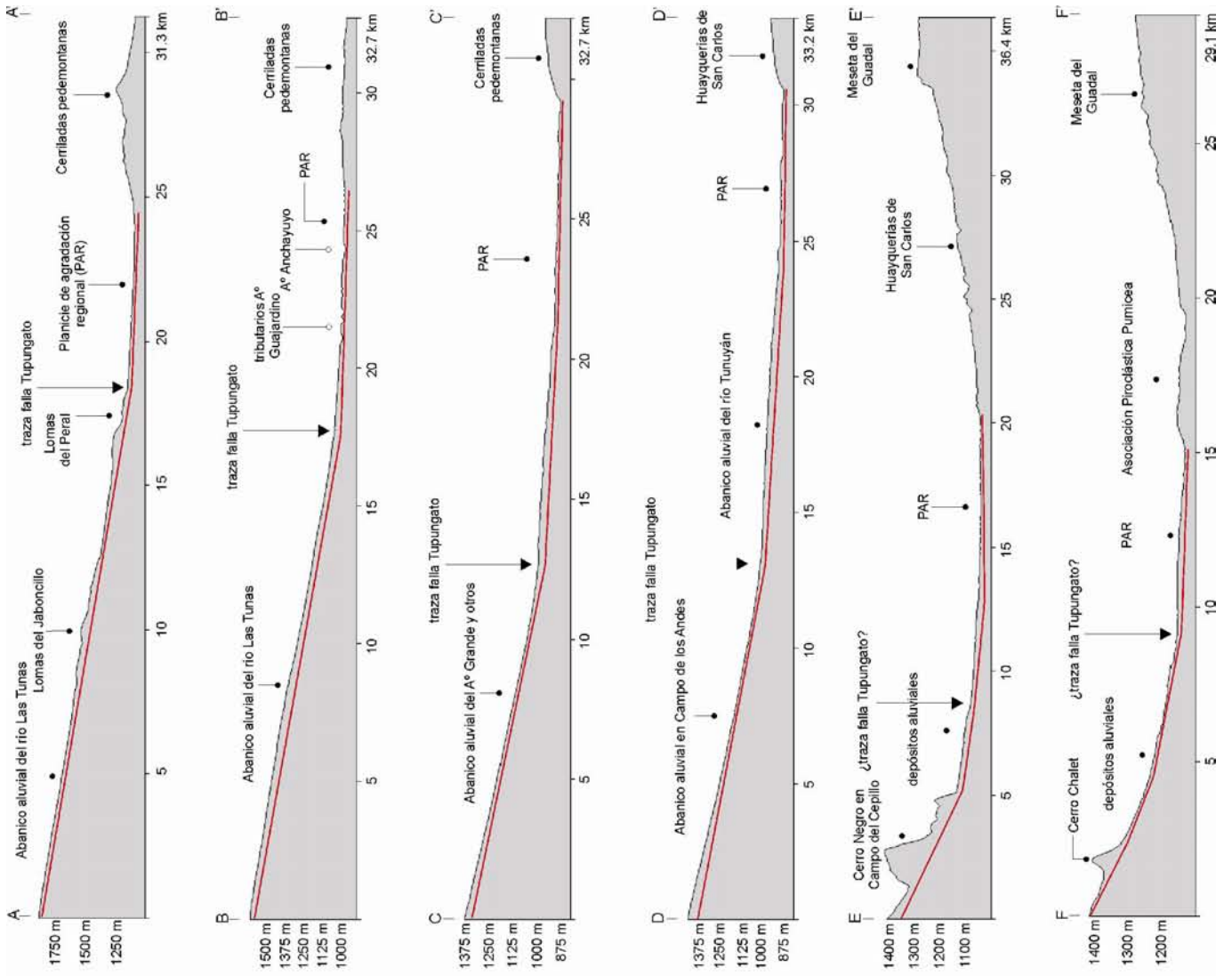
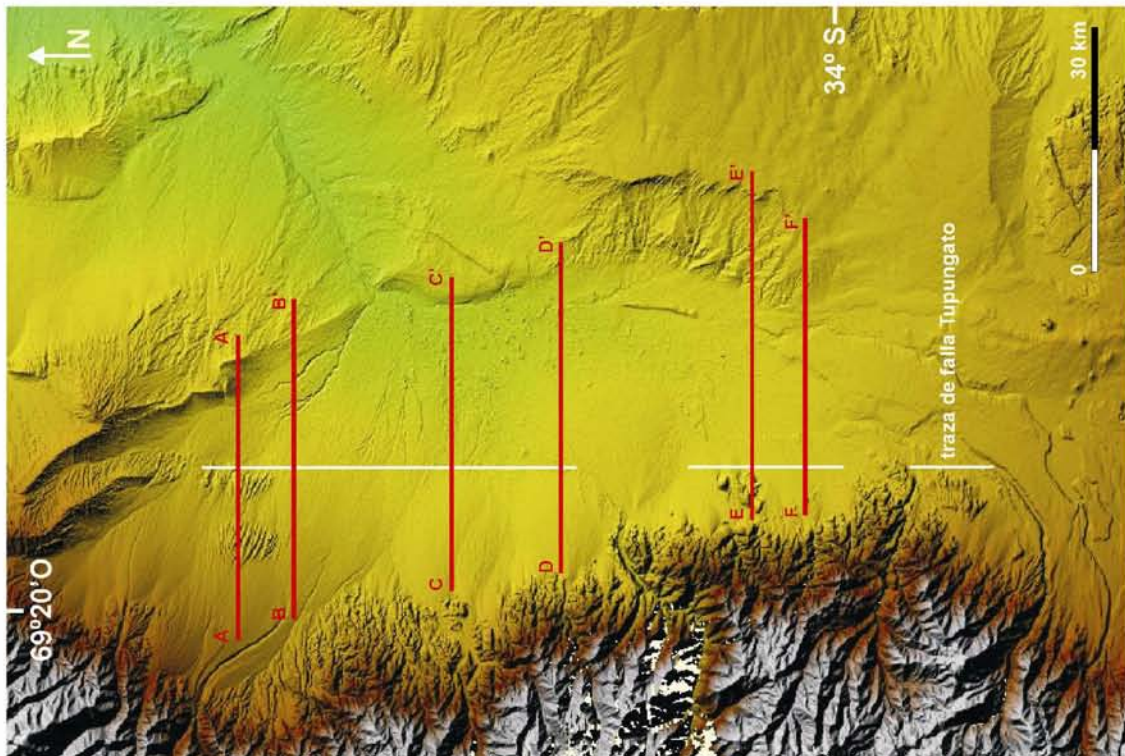
tectónico actual, pero se menciona como un ejemplo más de control estructural en el comportamiento de los cursos.

Si bien se plantea un control climático para los ciclos de agradación-degradación de los sistemas fluviales de la región central de Argentina durante el Pleistoceno tardío y Holoceno (ver Capítulos 13 y 14), no se descartan componentes neotectónicos en el control de los mismos a nivel local en cada caso de estudio, particularmente en el piedemonte de Cordillera Frontal. Los tiempos de reacción de los sistemas a cada uno de estos factores de control deben ser analizados en diferentes escalas temporales. De acuerdo con Burbank y Anderson (2001) las respuestas de los sistemas geomorfológicos -entre ellos los sistemas fluviales- suelen ser difíciles de diferenciar en el paisaje cuando se consideran escalas temporales que cubren el Holoceno; sólo en escalas temporales intermedias (>10.000 - 300.000 años AP.) dichas respuestas son evidentes en el paisaje. Sólo en este último rango temporal de análisis se puede considerar que el paisaje es la sumatoria de eventos tectónicos, continuos y episódicos, y procesos geomorfológicos; el resultado generando es una acumulación de respuestas que permite determinar con mayor grado de certeza las tasas de deformación de largo término (Burbank y Anderson, 2001).

La carencia de indicadores regionales de actividad neotectónica durante el Tardiglacial-Holoceno temprano y Holoceno en el piedemonte cordillerano mendocino, permite considerar que los cambios y fluctuaciones climáticas posteriores al Último Máximo Glacial serían el principal factor de control de los cambios observados en los sistemas fluviales de la región central de Argentina (dinámica de la agradación sedimentaria aluvial durante el tardiglacial-Holoceno temprano y de la degradación-agradación aluvial durante el Holoceno medio y tardío; cambios quasi-sincrónicos en el modo de agradación de los sistemas de la región pampeana central y bonaerense). Ello condice con la propuesta de Bull (1990) acerca del control climático evidenciado por la sincronidad y similitud del registro aluvial a nivel regional y en diferentes dominios tectónicos. Los cambios acaecidos *ca.* < 500 años cal. AP., también de gran extensión regional, podrían vincularse no solo con modificaciones climáticas sino también con el impacto antrópico en el piedemonte mendocino.

Fig. 12.4. Modelo de elevación digital del terreno entre los 33°-34° S. Perfiles longitudinales esquemáticos mostrando cambios de pendiente entre el piedemonte proximal y distal de la Cordillera Frontal, y principales unidades a lo largo de las transectas consideradas.

Figura 12.4



CAPÍTULO 13

DINÁMICA DE LOS SISTEMAS FLUVIALES DEL VALLE DE UCO DURANTE EL CUATERNARIO TARDÍO

13.1. ¿Sincronismo o diacronismo en el comportamiento de los sistemas fluviales del Valle de Uco?

Las sucesiones aluviales del Valle de Uco exhiben una resolución espacio-temporal adecuada para el análisis de la sedimentación fluvial durante el lapso Pleistoceno tardío-Holoceno y Holoceno, en particular aquellas desarrolladas en el sector noreste del Valle de Uco dentro del ámbito de la *Planicie loésica*. Los depósitos estudiados en la cuenca del A° La Estacada y de su tributario el A° Anchayuyo habrían comenzado a formarse aproximadamente hace unos 130.000 años (Zárate y Mehl, 2008). El paquete sedimentario fue reunido en la Formación El Zampal (Zárate y Mehl, 2008) y asignado al último ciclo de agradación fluvial por Polanski (1963). En el sector medio del Valle de Uco, los afloramientos del A° Grande se desarrollaron durante el Holoceno medio (¿?) a tardío, se correlacionan con los depósitos de la terraza de relleno aluvial observados en la cuenca del A° La Estacada. Fuera del ámbito de la Depresión de Tunuyán y dentro de la unidad geomorfológica *Planicie Piroclástica* (*sensu* Polanski, 1963), los depósitos aluviales analizados en el A° Yaucha, que integran las dos unidades de terraza de relleno más modernas existentes en el valle fluvial, se asignaron al lapso de la transición Pleistoceno tardío-Holoceno y Holoceno.

En el sector norte de la Depresión de Tunuyán se reconoció una asociación de facies de abanico distal en los depósitos de la planicie de agradación regional aflorantes en las barrancas del A° La Estacada y su tributario el A° Anchayuyo. Dicho ambiente, dominado por canales entrelazados arenosos y/o efímeros, está representado en los depósitos aluviales desde *ca.* 50.000 años AP. hasta algún momento posterior a los 7.890 años ¹⁴C AP. (8.454-8.968 años cal. AP.) y anterior a los 5.270 años ¹⁴C AP. (5.884-6.186 años cal. AP.). Luego de dicho lapso la sedimentación estuvo restringida al valle del A° La Estacada, excavado en los sedimentos de la planicie de agradación regional. Se generó entonces una asociación de facies de planicie de inundación, que refleja tanto ambientes proximales como distales al canal sinuoso-meandriforme del A°

La Estacada y que conforman la terraza de relleno aluvial del Holoceno. Mientras la sedimentación en el Holoceno medio-tardío dio lugar a la agradación de los depósitos de la terraza de relleno aluvial, el techo de los depósitos de la planicie de agradación regional se comportó como una superficie estable que sólo recibió aportes de sedimentos eólicos.

De acuerdo con Miall (2006), el mecanismo primario de depositación de sedimentos finos en ambientes aluviales es la decantación de la carga transportada por suspensión en zonas que no corresponden a canales activos, ya que en éstos los esfuerzos de cizalla y la turbulencia del flujo mantienen la carga fina en suspensión e impiden su depositación. Los depósitos aluviales de textura fina -limos, limos arenosos, fangos y arenas finas-muy finas- que caracterizan las sucesiones aluviales del Pleistoceno tardío-Holoceno y Holoceno del Valle de Uco, indicarían que la sedimentación ha tenido lugar principalmente en ambientes de llanura de inundación y/o áreas de canales inactivos sujetos a inundación por desbordes del canal activo. El proceso de sedimentación pudo haber sido lento y continuo, generando decantación de sedimentos en suspensión en ambientes saturados en agua (*swamps, ponds*), tal como lo indicarían las *litofacies Fl, Fsm* y/o *C*, o eventos individuales de inundación de la planicie de aluvial, representados por las *litofacies Sm, Sr, Sc* y/o *C*. De acuerdo con Bridge (2003) en el ambiente de llanura de inundación aluvial se reconocen dos subambientes (Fig. 13.1). Uno de ellos corresponde a una faja relativamente estrecha adosada a las márgenes del canal (*alluvial ridge*), compuesta por depósitos de canales activos y abandonados, canales de *crevasse* y desbordes asociados y/o albardones. Este subambiente se eleva unos cuantos centímetros a metros por encima del subambiente adyacente, relativamente plano y denominado *flood basin*. En este sentido, los depósitos observados corresponderían a ambientes de planicie de inundación cercanos al canal (*litofacies de Sm, Sr y Sc*) y a brazos de meandro abandonado y/o encharcamientos (*litofacies Fl, Fsm y C*) que se habrían desarrollado en el subambiente de *alluvial ridge*.

En la cuenca del A° Grande las edades radiocarbónicas obtenidas a partir de la materia orgánica contenida en los suelos aluviales enterrados permiten correlacionar temporalmente estos depósitos con aquellos de la cuenca del A° La Estacada; las edades numéricas obtenidas indican que la sedimentación habría sido coetánea con el proceso de agradación evidenciado en los depósitos de la terraza de relleno aluvial analizada en el A° La Estacada. Por su parte, el valle del A° Yaucha se habría comportado como receptor de sedimentos aluviales finos (arenas limosas, limos arenosos y limos) desde

algún momento no muy anterior a los 12.000 años cal. AP. (10.000 años ^{14}C AP.). Los depósitos se habrían generado durante un tercer ciclo de agradación aluvial, posterior a los ciclos de agradación correspondientes a los depósitos fanglomerádicos de las Formaciones La Invernada y Las Tunas, observados en sendas unidades geomorfológicas de terraza. En algún momento posterior a los 5.600 años cal. AP. y anterior a los 3.150 años cal. AP. aprox. se registró un episodio de degradación que excavó los depósitos de la transición Pleistoceno tardío-Holoceno y Holoceno temprano-medio del A° Yaucha.

Las tres cuencas analizadas (A° La Estacada y su tributario el A° Anchayuyo, A° Grande y el A° Yaucha) exhiben *ca.* de los 446-500 años cal. AP. un proceso de incisión de los depósitos del Holoceno medio-tardío, luego del cual la sedimentación comenzó a producirse en el ámbito de la actual planicie de inundación de los sistemas fluviales.

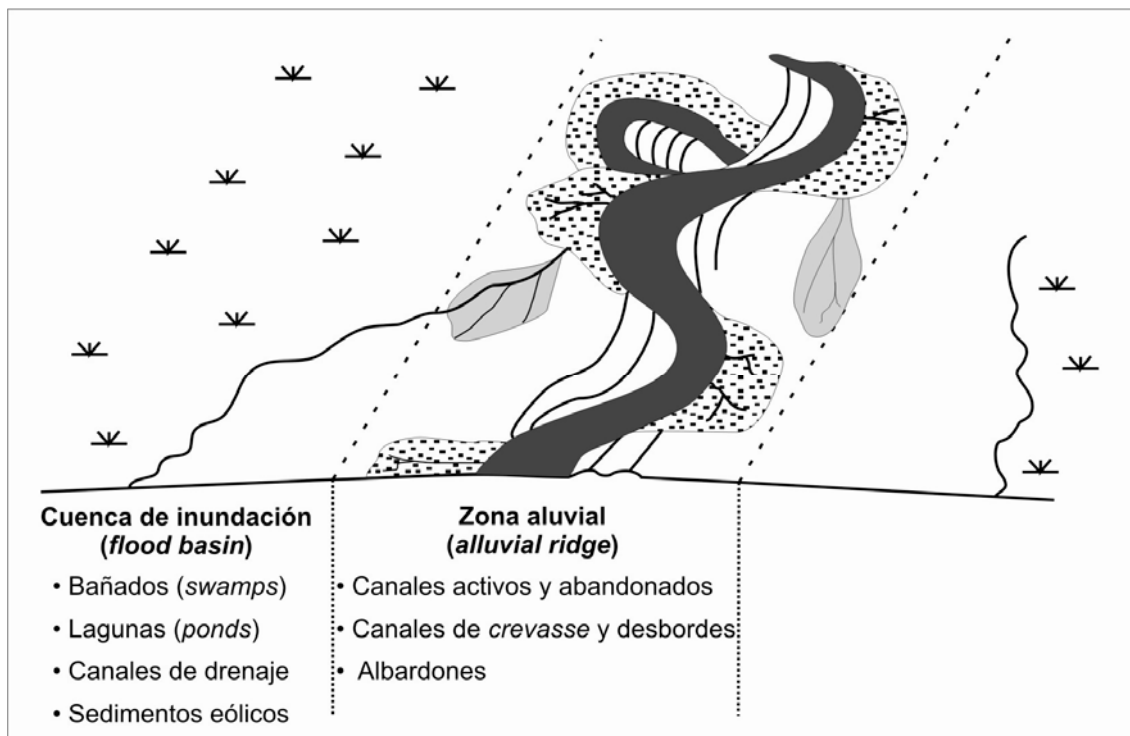


Fig. 13.1. Elementos reconocidos en el ambiente de planicie de inundación de acuerdo con Bridge (2003).

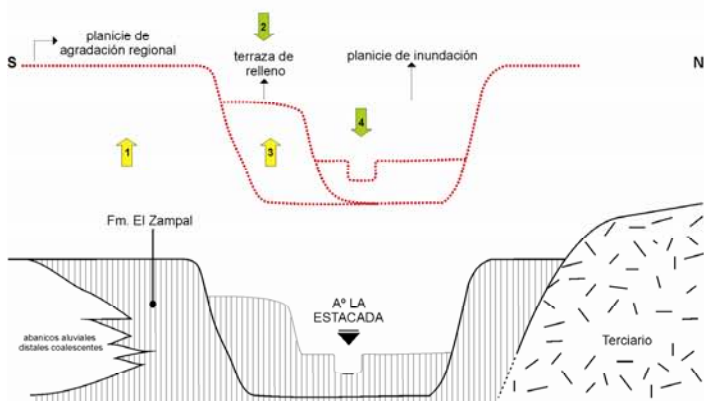
Las edades numéricas obtenidas en las cuencas fluviales del piedemonte central mendocino (33°-34° S) indican que la agradación aluvial se re-inició en forma diacrónica hacia finales del Pleistoceno tardío. La diferencia temporal observada en el comienzo de los procesos de agradación aluvial hacia fines del Pleistoceno tardío entre

los depósitos localizados en la Depresión de Tunuyán y aquellos emplazados en el Valle Extenso podría explicarse por la generación de un mayor espacio de acomodación en el “piedemonte distal” de la Cordillera Frontal -“planicie loésica” en el sentido de Polanski (1963)-, en vinculación con la Depresión de Tunuyán; unidad de origen tectónico cuyo depocentro habría comenzado a rellenarse con los sedimentos de la la Fm. El Totoral -equivalente lateral de la Fm. Las Tunas (Pleistoceno medio a superior de acuerdo con Perucca *et al.*, en prensa) con posterioridad a *ca.* 450.000 años AP.

En el A° Yaucha los depósitos sedimentarios aluviales exhiben un *hiatus* estratigráfico entre la depositación de los fanglomerados de la Fm. Las Tunas (principios del Pleistoceno superior *sensu* Polanski, 1963; Pleistoceno medio a superior de acuerdo con Perucca *et al.*, 2009) y los depósitos aluviales que marcan la transición Pleistoceno tardío-Holoceno temprano. De acuerdo con las observaciones de campo realizadas, se infiere que en el Valle Extenso -en un contexto tectónico diferente al de la depresión de Tunuyán- la reactivación de la sedimentación en algún momento cercano a los 12.000 años cal. AP (*ca.* 10.000 años ¹⁴C AP.) estuvo supeditada a espacios de acomodación de menor dimensión generados por fallas transtensivas que surcan este sector del piedemonte. Los depósitos analizados, así como las vegas observadas en los A° Yaucha y Papagayos se han formado en los tramos de los arroyos inmediatos a la intersección de los cursos con las líneas de falla (ver Capítulo 12).

Del análisis de la sedimentación en el piedemonte de la Cordillera Frontal durante los últimos 50.000 años AP. se desprende que, al menos desde entonces, el sector de la Depresión de Tunuyán habría permanecido estable desde el punto tectónico. Inmediatamente al sur de la depresión, en el Valle Extenso, hacia fines del Pleistoceno tardío-Holoceno los espacios de acomodación estuvieron limitados a fallas de tipo transtensivas que atraviesan el área. Los eventos de incisión discriminados para el Holoceno medio y Holoceno tardío en las cuencas analizadas del piedemonte de la Cordillera Frontal, así como en el piedemonte del Bloque de San Rafael -río Atuel-, habrían generado espacios de acomodación cuya generación respondería, por la regionalidad evidenciada en el proceso, a un control de tipo climático relacionado probablemente con fluctuaciones climáticas (Bull, 1990).

Depresión de Tunuyán (Perfil La Escala, A° La Estacada, Mendoza)



Valle Extenso (Los Alamitos, A° Yaucha, Mendoza)

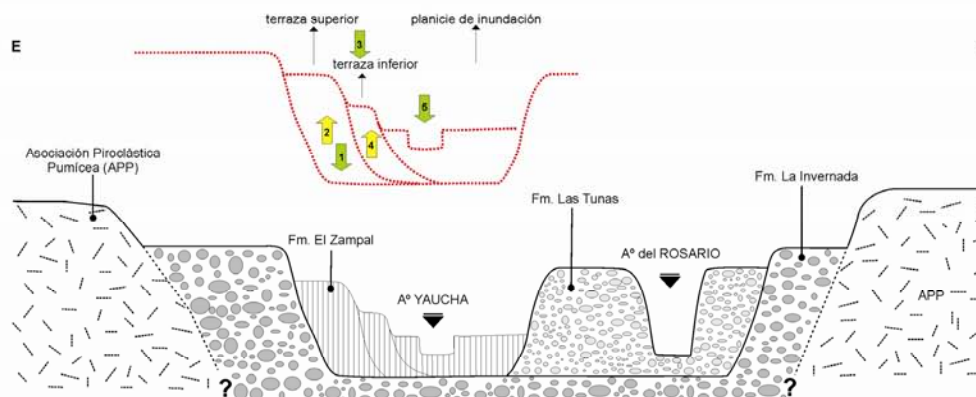
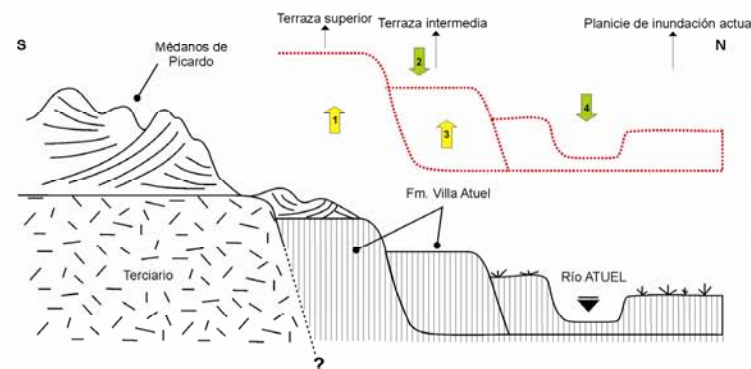


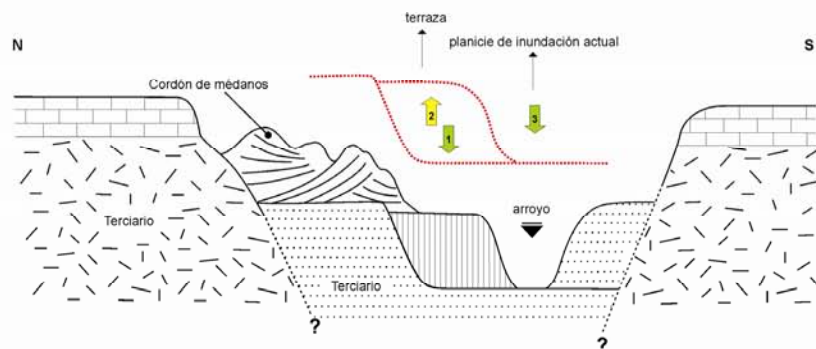
Figura 13.2

- Depósitos de la transición Pleistoceno tardío-Holoceno y Holoceno
- Eventos de agradación (↑) y degradación (↓) durante el Pleistoceno tardío-Holoceno
- 1, 2, 3, 4 Orden de los eventos en cada cuenca analizada
- Superficies de discontinuidad
- Esquemas sin escala
- Localidades analizadas

Piedemonte del Bloque de San Rafael (río Atuel - Mendoza)



Bloque de Chadileuvú (Valle de Quehué, A° efímero de Quehué, La Pampa)



Depresión tectónica del Salado (río Salado, San Miguel del Monte, Buenos Aires)

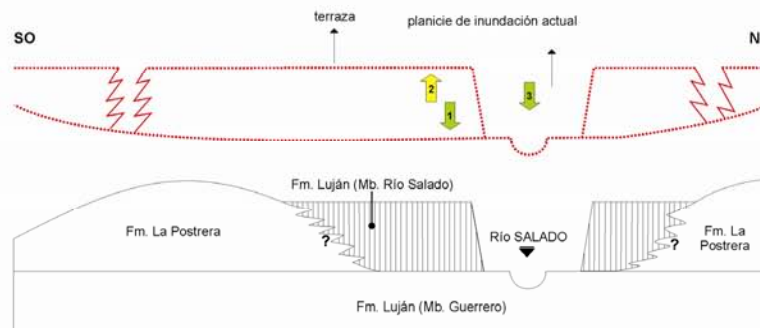


Fig. 13.2. Eventos de agradación-degradación en diferentes valles aluviales de la región central de Argentina (33-38° S) durante el Pleistoceno tardío-Holoceno y Holoceno.

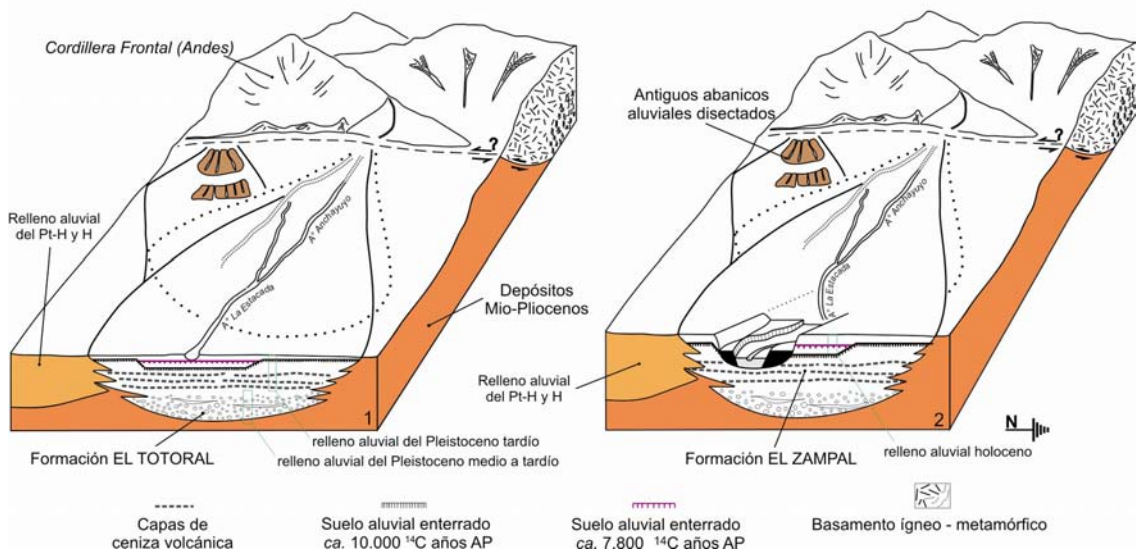
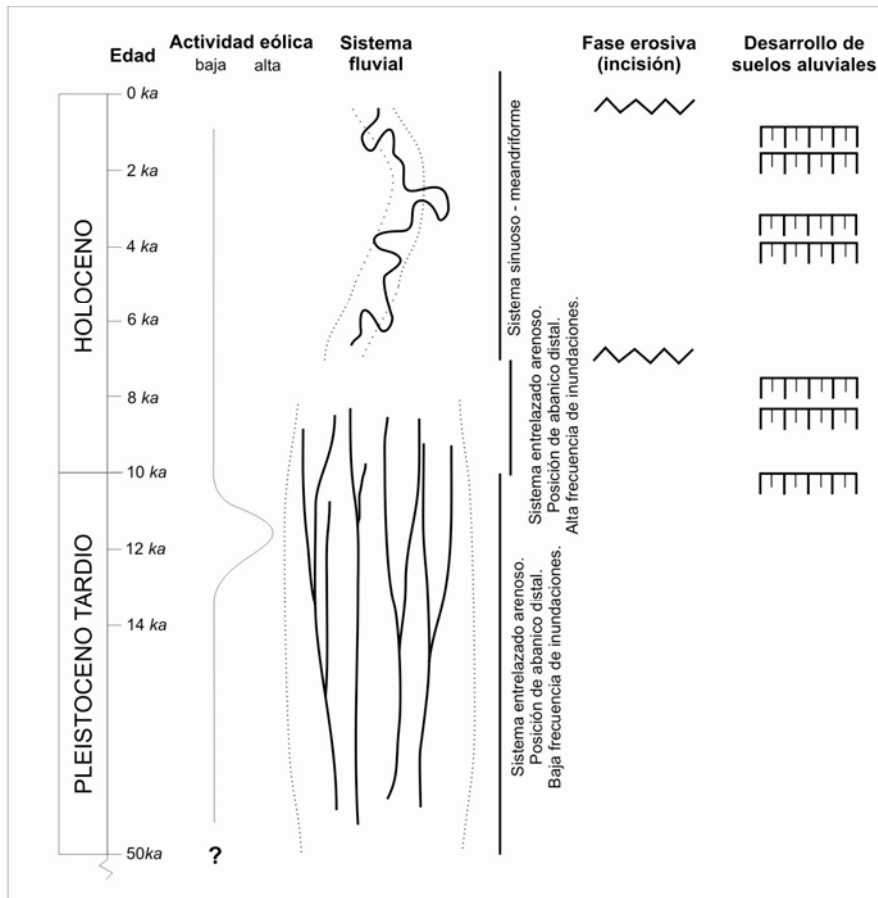


Fig. 13.3. Modelo de evolución del sistema aluvial del A° La Estacada durante el 1) Pleistoceno tardío-Holoceno temprano y 2) Holoceno medio-tardío. Pt-H: Pleistoceno tardío-Holoceno; H: Holoceno.

13.2. Terrazas de relleno aluvial (*fill terraces*) del Holoceno medio y tardío

Las unidades geomorfológicas “terrazas” analizadas en las cuencas fluviales del A° La Estacada, Grande y Yaucha son consideradas *fill terraces* en el sentido de Bull (1990 y 1991). Son el resultado del predominio de los procesos erosivos sobre los procesos de agradación que actuaron en los valles fluviales considerados.

La generación de una terraza aluvial se produce cuando el proceso de agradación sedimentaria y/o estabilidad en la planicie aluvial cesa y da lugar a un proceso de degradación neto de los depósitos previamente generados. Una vez desvinculada la planicie aluvial de la nueva posición del sistema fluvial se puede considerar que la terraza ha sido formada (Bull, 1991 en Merritts, 2007). Los procesos de incisión y transformación de la morfología fluvial están condicionados principalmente por cambios de nivel de base -variaciones tectónicas a lo largo de la cuenca (Bull, 2009)- y los posteriores mecanismos de autoregulación tendientes a la restauración del perfil de equilibrio. Por otro lado, se puede considerar que los cambios climáticos rápidos -en períodos breves-, desde regímenes de clima frío y árido a condiciones más cálidas y con mayor humedad relativa (Antonie *et al.*, 2003 y trabajos citados allí), permiten que el sistema fluvial alcance y supere el umbral crítico con la consiguiente erosión vertical (Bull 1990); en este caso, el evento se ve favorecido cuando predominan en la superficie de la cuenca condiciones de cobertura vegetal reducida (Antonie *et al.*, 2003).

El proceso de incisión luego del cual comenzó la agradación de los depósitos de las terrazas de relleno del Holoceno medio-tardío en el piedemonte distal de Cordillera Frontal tuvo lugar probablemente hacia fines del Holoceno temprano, comienzos del Holoceno medio. El mismo provocó, en el Valle de Uco, la desvinculación de los depósitos del Pleistoceno tardío-Holoceno temprano de los sistemas fluviales que drenan el piedemonte. Se generó una superficie aterrazada de vasta extensión areal (acreción de abanicos distales), denominada en este trabajo “planicie de agradación regional”, antes “planicie general” (Zárate, 2002).

Las edades radiocarbónicas obtenidas indican que la formación de las terrazas de relleno del Holoceno medio-tardío se produjo en un periodo aproximadamente sincrónico en los arroyos analizados. En la cuenca del A° La Estacada la agradación habría comenzado en algún momento posterior a los 7.890 años ¹⁴C AP. (8.454 - 8.968 años cal. AP.), edad mínima de los últimos paleosuelos desarrollados en la planicie de agradación regional, y anterior a los 5.270 años ¹⁴C AP. (5.884 - 6.186 años cal. AP.),

edad de un macrorresto vegetal en la base de la sucesión aluvial de la terraza de relleno. Una excepción la constituye el A° Anchayuyo, donde no se observaron a lo largo de su trayecto depósitos de agradación aluvial aterrazados asignables al Holoceno medio-tardío.

En la cuenca del A° Grande la base de la sucesión aluvial no ha sido calibrada, pero las dataciones radiocarbónicas obtenidas en dos paleosuelos aluviales desarrollados en el techo del depósito indican que el sepultamiento de los mismo se produjo, en ambos casos, durante el Holoceno tardío. Los depósitos de la base se asignan tentativamente al Holoceno medio. En el área, la transformación del paisaje por la acción antrópica impide reconocer correctamente las unidades geomorfológicas que integran dicha sucesión, sin embargo en base a las edades numéricas obtenidas se correlacionar estos depósitos con los de las terrazas de agradación aluvial holocenas antes mencionadas.

En la cuenca del A° Yaucha el proceso de agradación que condujo a la formación de los depósitos que componen la terraza de relleno aluvial habría sido activo entre los 5.678 años ^{14}C AP. (6.304-6.492 años cal. AP.), máxima edad propuesta, y algún momento posterior a los 477 +/- 35 años ^{14}C AP. (450-535 años cal. AP.) tal como lo indica un paleosuelo desarrollado en el sector superior de los depósitos de la terraza.

Luego de *ca.* 500 años cal. AP. se estableció sistemáticamente en todos los arroyos analizados un nuevo proceso de incisión (Fig. 13.2). En la cuenca del A° La Estacada afectó no solo los depósitos del mencionado curso sino además los de sus tributarios, el A° Anchayuyo y el A° Guajardino. Este evento de incisión tuvo lugar también en la cuenca del A° Grande y en la del A° Yaucha, donde en la actualidad los arroyos circulan por una superficie emplazada aproximadamente a 9 y 2.50 metros, respectivamente, por debajo de la superficie de la terraza de relleno aluvial.

Mecanismos de control

Los análisis sobre la actividad neotectónica en el área indican que la misma habría actuado como mecanismo generador de los espacios de acomodación en el piedemonte mendocino de Cordillera Frontal (depresión de Tunuyán y fallas de la zona del A° Yaucha) hacia fines del Pleistoceno tardío; pero no se ha logrado hasta el momento encontrar una conexión entre la neotectónica y la formación de las terrazas

holocenas. Por otra parte, la ocurrencia de terrazas de relleno aluvial prácticamente sincrónica en ambientes aluviales emplazados en diferentes contextos tectónicos, como ser el piedemonte mendocino central de Cordillera Frontal y el piedemonte del Bloque de San Rafael -cuenca del río Atuel-, apunta hacia un control climático en la dinámica de agradación-degradación de los sistemas fluviales de la provincia de Mendoza (Bull, 1991). Asimismo, en la región centro-este de la provincia de La Pampa –Bloque de La Pampa Central- la cronología obtenida en el sistema fluvial analizado (Capítulo 11) indica respuestas comparables en el modo de sedimentación a lo largo del lapso analizado. Los depósitos sedimentario de los ríos Salado (Capítulo 12) y Quequén Grande (ver Zárate *et al.*, 2000) muestran también un arreglo similar al de los sistema fluviales del piedemonte mendocino en cuanto a las edades obtenidas y al estilo de sedimentación dominante.

La regionalidad que se observa en las dinámica de los sistemas fluviales de la región central de Argentina, 33°-38° S, permite postular que los cambios y fluctuaciones climáticas acaecidos en los últimos 14.000 años cal. AP. pueden haber sido uno de los principales factores de control de los ciclos de agradación-degradación de los sistemas fluviales. No obstante, la respuesta de cada sistema aluvial a tales variaciones habría estado condicionada localmente por las características geológicas de cada región (litología del sustrato, estructuras previas, geomorfología, etc.)

13.3. Momentos de estabilidad de los sistemas fluviales del Valle de Uco

Los episodios de inundación en cuencas aluviales generan eventos de agradación sedimentaria en los sectores no canalizados de los valles aluviales (Daniels, 2003), áreas que generalmente no reciben aportes sedimentarios considerables en condiciones de funcionamiento normal del sistema fluvial. Por lo tanto, los eventos de inundación son uno de los principales mecanismos de agradación en los valles aluviales (Daniels, 2003); en general conducen a la formación de depósitos con estructuras sedimentarias paralelas a subparalelas (bancos con estratificación / laminación horizontal u óndulas) y/o lóbulos depositacionales discontinuos (*crevasse splay*).

Las superficies de las llanuras de inundación están sujetas a pedogénesis cuando no reciben aportes frecuentes de sedimentos por crecidas o inundaciones (Miall, 2006), por lo tanto las tasas de sedimentación y la recurrencia de los episodios de inundación

en las llanuras aluviales son un fuerte condicionante del grado de desarrollo pedogenético observado en los depósitos de agradación aluvial. De acuerdo con Daniels (2003), a medida que las tasas de agradación se incrementan pueden encontrarse tres tipos de pedofacies en los depósitos aluviales de ambientes semiáridos: suelos cumúlicos, suelos múltiples enterrados y niveles sedimentarios aluviales sin caracteres pedológicos observables.

La discriminación de un suelo aluvial enterrado permite realizar inferencias acerca de la dinámica de los sistemas fluviales (pausas o equilibrio en los procesos de agradación-erosión y/o incisión de los cursos de agua) y de la estabilidad del paisaje aluvial, es decir, el grado de madurez que exhibe un suelo desarrollado sobre depósitos de planicie de inundación es un indicador relativo del tiempo de exposición de la misma (Miall, 2006). Tanto los suelos aluviales enterrados como los niveles límnicos, de menor desarrollo areal, observados en el piedemonte mendocino permitieron calibrar geocronológicamente (dataciones radiocarbónicas) las sucesiones aluviales. Los suelos aluviales enterrados sirven también como herramienta de correlación estratigráfica a nivel local y regional. Miall (2006) señala que los paleosuelos llegan a ser una de las unidades de mayor extensión lateral de un sistema fluvial, pueden extenderse por decenas de kilómetros a lo largo de las planicies de inundación y por lo tanto constituyen una de las mejores unidades para mapear en el sistema.

El estudio macroscópico y microscópico de los niveles sedimentarios de las sucesiones aluviales de las cuencas de los arroyos La Estacada, Anchayuyo, Grande y Yaucha muestra el desarrollo de dos patrones de suelos enterrados o paleosuelos aluviales. Además se observan niveles de tipo límnic, es decir, delgados niveles sedimentarios de color oscuro que contienen materia orgánica y no presentan rasgos pedológicos.

Un primer grupo de paleosuelos, desarrollado en la *planicie de agradación regional* (Pleistoceno tardío-Holoceno y Holoceno temprano), está caracterizado por un pobre desarrollo pedológico, con un escaso a nulo contenido de materia orgánica y presencia moderada a débil de rasgos de óxido-reducción de Fe-Mn, comúnmente vinculados con zonas de respiración de las raíces colonizadoras de la masa del suelo. Cabe destacar que en estos suelos los restos e improntas vegetales son escasos. Presentan carbonato de calcio, en forma de nódulos-concreciones y como cemento micrítico. Evidencian suelos no saturados, con aportes de agua esporádicos, quizás pluvial o de crecidas, que ingresan a la zona de aireación de los perfiles de suelo y son

posteriormente evaporados dando lugar a la precipitación de los carbonatos disueltos en el agua.

Un rasgo que identifica los depósitos de la planicie de agradación en la región del Valle de Uco, es la existencia de concreciones-nódulos de carbonato de calcio en los depósitos sedimentarios desarrollados en algunos casos a unos 60 centímetros por debajo de los suelos enterrados. Estos niveles podrían considerarse en el sentido de Amit *et al.* (2007) como “suelos cálcicos anómalos” formados en ambientes aluviales. Los autores vinculan su génesis con el aporte de agua a los depósitos aluviales de sistemas efímeros por eventos de crecida de baja recurrencia y los denominan “unidades fluviales pedogenéticas” (FPU: *fluvial pedogenetic units*); aunque no deben descartarse los aportes de agua freática (calcrete freático) como posibles responsables de la formación de dichos carbonatos.

Las FPU se forman en zonas de extremada aridez, con precipitaciones insuficientes (< a 350 mm anuales) para formar suelos cálcicos a nivel regional. Se desarrollan con el régimen de humedad existente en los ambientes de depositación de sistemas aluviales efímeros y reflejan por lo tanto un régimen de humedad atípico para la región. Luego de los eventos de inundación, la humedad existente en la zona de aireación de los depósitos (equivalente a un régimen de precipitación anual de 350-450 mm), en general cercanos al canal, es suficiente para soportar la formación de estas unidades cálcicas por depositación de carbonato de calcio por evaporación y generar perfiles de suelos cálcicos débiles (Amit *et al.*, 2007). Amit *et al.* (2007) denominan paleo-FPU a las FPU encontradas en depósitos aluviales del Pleistoceno tardío y terrazas holocenas; señalan que su presencia indicaría un paleo-régimen de inundaciones similar al que se desarrolla en los ambientes actuales de formación de estas unidades.

La tasa de formación de las FPU guarda relación directa con el número de inundaciones y la duración de las mismas, a menor recurrencia de los eventos de inundación mayor acumulación de carbonatos. Además tienen estrecha vinculación con las unidades geomorfológicas en las cuales la topografía, las características superficiales, la hidrología local y el material parental favorecen el incremento en la disponibilidad de agua (Amit *et al.*, 2007).

En los depósitos de la *terrazza de relleno aluvial* (Holoceno medio y tardío), se observó un segundo grupo de suelos enterrados. Presentan mayor grado de desarrollo pedológico que los anteriormente mencionados, con estructuras que evidencian la

acción de procesos pedológicos en un medio mucho más rico desde el punto de vista de la actividad biológica (mayor contenido de materia orgánica, rasgos de bioturbación por la microfauna, restos de raíces y tallos vegetales) y circulación de fluidos tanto en la matriz como en el espacio poral del suelo. La abundancia de rasgos de óxido-reducción de Fe-Mn en los perfiles de suelo, como en los niveles límnicos diferenciados permite determinar la existencia de periodos con elevado grado de saturación del medio producidos por frecuentes fluctuaciones del nivel de agua en el perfil, quizás en vinculación con el nivel del agua de los arroyos. El desarrollo de abundantes niveles límnicos podría corresponderse con el frecuente desarrollo de cuerpos de agua muy pantosos y con alto contenido de vegetación (florecimientos *-blooms-* algales, juncáceas, etc) en la llanura de inundación aluvial, muchos de ellos quizás vinculados con cuerpos del tipo *ox-bow lake* o bien con simples encharcamientos en sectores más deprimidos del terreno. Deben considerarse también a las corrientes de agua que podrían haber inundado reiteradas veces el ambiente de planicie de inundación como fuente de materia orgánica para los niveles límnicos. Podrían haber aportado restos orgánicos vegetales y/o restos de micro-meso fauna desde ambientes de la cuenca lavados por el escurrimiento superficial.

La presencia de yeso, como relleno de vacíos y en la masa sedimentaria, en los niveles analizados al microscopio de polarización en Puente El Zampal y Puesto Ramírez indican la circulación de fluidos ricos en sulfatos. Fases secas o con menor humedad relativa en el medio, habrían conducido a la cristalización de las sales disueltas en momentos posteriores al desarrollo del paleosuelo de *ca.* 12.000 años cal. AP. (*ca.* 10.000 a 9.600 años ¹⁴C AP.) y alrededor de los 3.259 - 3.443 años cal. AP. (3.148 años ¹⁴C AP).

El suelo enterrado de *ca.* 10.000 años ¹⁴C AP: implicancias

Los depósitos fluviales del A° La Estacada y su tributario el A° Anchayuyo exhiben un paleosuelo muy conspicuo (Fig. 13.4) desarrollado cerca de los 10.000 años ¹⁴C AP. (12.000 años cal. AP.); presenta un perfil de tipo A - A/C - C, de escaso desarrollo pedológico. No obstante, la presencia de este nivel es de significativa importancia al analizar la dinámica y/o evolución del sistema aluvial considerado.

Con anterioridad a los 10.000 años AP. la sucesión aluvial expuesta en las barrancas de los arroyos no registra un desarrollo apreciable de suelos aluviales; sólo se

observan niveles de tipo límnicos interestratificados en los depósitos sedimentarios de abanico distal, es el caso por ejemplo de un nivel cuyo contenido de materia orgánica fue datado en *ca.* 17.000 años ^{14}C AP. (*curva de calibración no válida*). Hacia fines del Pleistoceno tardío (14.000-11.000 años cal. AP.) se habría establecido un pico de aridez, registrado por un nivel de arenas finas limosas de naturaleza éolica (Fig. 13.3). Dicho depósito fue afectado por procesos pedogenéticos que condujeron al desarrollo de un suelo enterrado en el ambiente aluvial de abanico distal (ver Capítulo 8), con una edad próxima al enterramiento del mismo cercana a los 9.610 años ^{14}C AP. (10.685-11.144 años cal. AP.), obtenida a partir de la materia orgánica contenida en el techo del suelo. Los procesos pedogenéticos se establecieron probablemente en coincidencia con las modificaciones climáticas vinculada con el inicio de las condiciones interglaciales del Holoceno.

El registro sedimentario sugiere que, con posterioridad al desarrollo del suelo, la actividad fluvial se habría reactivado, siendo nuevamente el proceso dominante en el ambiente aluvial. Para el Holoceno temprano se verifica una mayor frecuencia de los eventos de desborde en los ambientes de llanura de inundación de los abanicos aluviales del piedemonte mendocino. Dicha situación se habría extendido al menos durante unos 3.000 años de acuerdo con las edades obtenidas en el sector superior de la planicie de agradación regional y base de la terraza de relleno aluvial. El comportamiento exhibido por el sistema fluvial podría relacionarse con el comienzo de la influencia del anticiclón del Atlántico en el piedemonte de Cordillera Frontal (Zárate y Páez, 2002), generando escorrentías superficiales vinculadas quizás con un régimen de lluvias de verano (monzón) dominante.

En forma concomitante con el desarrollo del suelo de *ca.* 10.000 años ^{14}C AP. (12.000 años cal. AP.) en la cuenca del A° La Estacada-A° Anchayuyo, se desarrollaron niveles límnicos en los depósitos aluviales del A° Yaucha y de la cuenca media del río Atuel. Los mismos son indicadores del aporte de materia orgánica a los depósitos aluviales, probablemente en relación con un incremento de la cobertura vegetal en las cuencas de los cursos y en los ambientes de planicie de inundación. Por otra parte en la región central de la Argentina, la sucesión aluvial del Valle de Quehué indica un comportamiento similar, con desarrollo de un suelo aluvial enterrado sobre depósitos de inundación durante la transición Pleistoceno tardío-Holoceno. Toledo (2005 y 2008) señala la existencia de depósitos palustres en la cuenca de los ríos Luján y Arrecifes,

con edades de entre 11.100 y 12.300 años cal. AP; en las áreas de interfluvio la materia orgánica de niveles con rasgos pedogenéticos fue datada en 9.100 años cal. AP.

Thomas (2000) postula que los registros sedimentarios aluviales de regiones tropicales húmedas sugieren la existencia de grandes cambios en los ambientes fluviales durante la transición Pleistoceno tardío-Holoceno. Antonie *et al.* (2003) describen perfiles aluviales en el norte de Francia y mencionan modificaciones en la morfología fluvial durante la transición entre el Pleniglacial tardío (*Upper Pleniglacial*) y el Tardiglacial, ca. 13.000 años ¹⁴C AP. (ca. 14.000 años AP.) (Fig. 13.6). De acuerdo con los autores habría existido una marcada incisión y un cambio transicional en la morfología del río, anteriormente entrelazado. Una costra calcárea delgada formada en el techo de un depósito de turba registra una fase de enfriamiento atribuido al *Older Dryas* (ca. 12.000 años ¹⁴C AP.). El lapso entre los 12.000 y 11.000 años ¹⁴C AP. (alrededor de 14.000 a 14.700 años cal. AP.) estuvo marcado por la depositación de abundantes restos de materia orgánica y sedimentos limosos en ambientes de *overbank* de un canal simple de tipo meandriforme. En forma concomitante las laderas de los valles aluviales con pendientes bajas fueron afectadas por procesos pedogenéticos que dieron origen a un suelo aluvial denominado *Allerod Soil* (ca. 11.000 años ¹⁴C AP.). Finalmente, hacia fines del Tardiglacial el valle se rellenó con sedimentos calcáreos finos que sugieren el desarrollo de una nueva fase fría, *Younger Dryas*; luego un proceso de incisión afectó los depósitos a inicios del Holoceno (ca. 10.000 años AP.), en un periodo caracterizado por una mejoría climática y consecuente renovación de la cubierta vegetal. Los autores enfatizan la idea de un comportamiento sincrónico de los sistemas fluviales del noroeste de Europa durante la transición Pleistoceno tardío - Holoceno temprano, caracterizado por reacciones rápidas frente a los cambios climáticos de corta duración, de entre 1.000 y 100 años.

En Norteamérica, Haynes (1968 y 2008) y Firestone *et al.* (2007) reportaron la presencia, en más de 50 sitios geo-arqueológicos, de una capa sedimentaria de color oscuro con contenido de material carbonoso (*black mats or carbonaceous silts*); conforma tanto paleosuelos (mólicos o alboles) como carpetas orgánicas. La edad del contenido orgánico de los niveles registra el episodio de enfriamiento correspondiente al *Younger Dryas*, desarrollado aproximadamente entre los 10.900 a 9.800 años ¹⁴C AP. (ca. 12.000 años cal. AP.) (Fig. 13.5). Los sedimentos que infrayacen a la capa presentan restos de megafauna extinta, así como artefactos asignados al periodo arqueológico *Clovis*, reconocido en Norteamérica (*Clovis sites*).

De acuerdo con Firestone *et al.* (2007), los registros sedimentarios, paleontológicos y arqueológicos depositados con posterioridad a la formación del nivel con material carbonoso, indican una reorganización ecológica de gran magnitud, extinciones de gran escala y cambios rápidos en el comportamiento de los grupos humanos. Firestone *et al.* (2007) proponen que las modificaciones suscitadas habrían respondido a múltiples impactos de meteoritos en la superficie terrestre, situación que habría disparado una serie de catástrofes ambientales y la ignición de la biomasa disponible en las áreas de impacto (*black mats*). Estos eventos coincidirían con el desarrollo del *Younger Dryas* a finales del Pleistoceno tardío. Los mismos podrían haber influido en el comportamiento atmosférico generando un escudo para la entrada de la luz solar y favoreciendo el desarrollo de un pico de enfriamiento a escala global; dicha perturbación atmosférica habría modificado la circulación marina en general. Sin embargo, Buchanan *et al.* (2008) y Marlon *et al.* (2009) postulan que no existió una declinación demográfica (paleoindios) sustancial durante la transición Pleistoceno tardío-Holoceno y que la quema de la biomasa para este periodo no puede ser corroborada a nivel del continente norteamericano ni vinculada con periodos de extinción de megafauna. Los autores relacionaron el proceso de ignición con los cambios climáticos acaecidos durante los 11.000-9.800 años cal. AP. y descartaron la hipótesis de impactos de meteoritos sobre la superficie de Norteamérica para dicho periodo.

No obstante, recientemente Kennet *et al.* (2009) reportaron la presencia de nanodiamantes hexagonales sintetizados de impacto (*shock-synthesized hexagonal nanodiamonds - lonsdaleite*) y polimorfos de diamantes en tamaño nanométrico, en sedimentos datados en 12.950 años cal. AP. de *Arlington Canyon*, Santa Rosa, California. Estos minerales formados a causa de un gran *stress* por impacto están asociados con *proxies* que indican la ignición de la biomasa existente (carbón, esférulas de carbono y cenizas producidas por fuego). De acuerdo con los autores, los datos obtenidos sustentan la hipótesis de abruptos cambios en los ecosistemas y extinción de megafauna en Norteamérica a causa de impactos cósmicos alrededor de los 12.900 ± 100 años cal. AP. Firestone *et al.* (2007) sugieren que los periodos de disminución de la temperatura a causa de este tipo de eventos son de corta duración, sin embargo pueden disparar consecuencias de largo término favorecidas por mecanismos de retroalimentación.

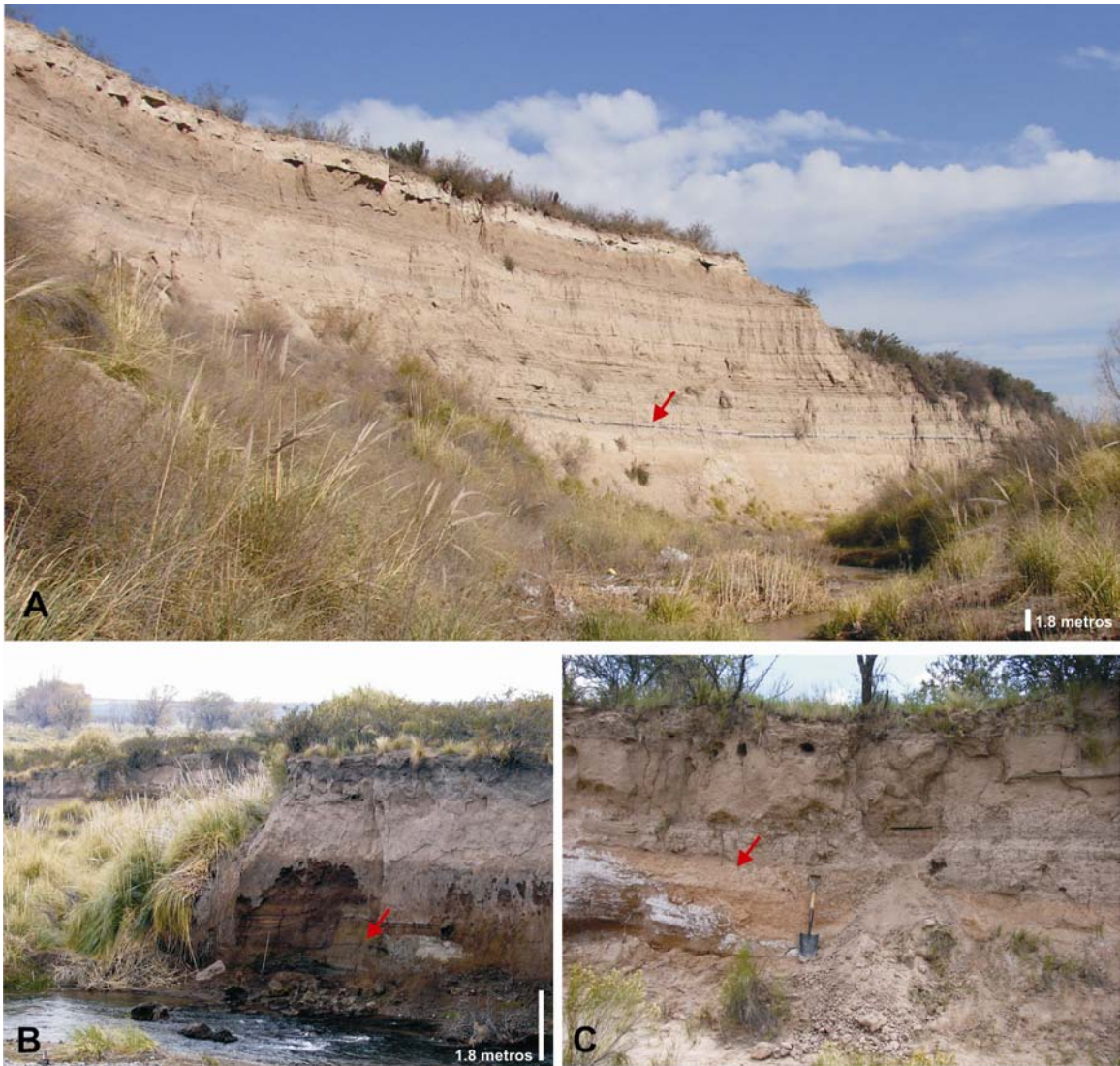


Fig. 13.4. a) suelo aluvial enterrado (flecha) datado en el techo en ca. 9.600 años ^{14}C AP., A° Anchayuyo. b) nivel límnic datado en ca. 10.000 años ^{14}C AP. en la cuenca del A° Yaucha. c) nivel de suelo aluvial enterrado datado en el techo en ca. 10.000 años ^{14}C AP. en el Valle de Quehué. En todos los casos se dató materia orgánica.

Toledo (2008) correlaciona los depósitos con contenido orgánico y color oscuro, de finales del Pleistoceno tardío, de la región central de Argentina con los *black mats* descritos en Norteamérica por Haynes (1968 y 2008) y Firestone *et al.* (2007) entre otros. Los autores indican un descenso de las temperaturas y ascenso relativo de humedad inferido ca. de 12.900 años cal. AP. y lo asignan al *Younger Dryas*. Las diversas sucesiones sudamericanas que registran estos niveles de tipo *black mats* avalarían la interpretación de un evento de cambio climático global (Toledo, 2008).

La presencia de suelos enterrados y/o niveles límnicos aparentemente sincrónicos en puntos distantes del globo, así como los cambios en la dinámica de sedimentación de los sistemas fluviales luego del desarrollo de estos niveles, permiten

postular la existencia de un mecanismo de control común. El lapso analizado en este trabajo involucra la transición climática entre el Último Máximo Glacial y las condiciones climáticas holocenas, ello permite suponer que dicho cambio climático podría haber sido uno de los principales factores de control en el comportamiento de los sistemas fluviales analizados. Sin embargo, no debe descartarse que los factores de control externo de los sistemas fluviales pueden corresponder no sólo a cambios y fluctuaciones climáticas, sino también a movimientos tectónicos y/o acciones antrópicas; la distinción entre dichos factores -así como de los internos que involucran la propia dinámica de los sistemas fluviales- puede ser difícil (Vanderberghe, 2003). En este sentido, en los estudios neotectónicos realizados en el sector central del piedemonte mendocino se encuentran evidencias de actividad neotectónica en la generación de espacios de acomodación y en la actual red de drenaje del Valle Extenso, pero los depósitos del Pleistoceno tardío-Holoceno y Holoceno parecen no registrar deformaciones que evidencien la influencia de la actividad tectónica.



Fig. 13.5. Black mats datados en 12.900 años cal. AP. (flecha) en cercanías al sitio arqueológico Murray Springs Clovis, Arizona, USA. (Fuente: Firestone et al., 2007).

De acuerdo con Kasse *et al.* (2003), en las sucesiones aluviales estudiadas en el este de Alemania los cambios climáticos de mayor envergadura (límites de los estadios isotópicos) pueden observarse en el registro aluvial a partir de superficies erosivas

limitantes y cambios en el estilo del sistema fluvial. Los autores señalan también que los cambios climáticos rápidos (ej. ciclos *Dansgaard-Oeschger* del Pleniglacial medio) no quedaron reflejados, la baja amplitud o corta duración del cambio no produjo respuestas fuertes de la vegetación y por lo tanto no hubo cambios en los aportes de agua y sedimentos. Las sucesiones aluviales analizadas en este trabajo muestran un comportamiento casi sincrónico de los sistemas fluviales durante la transición Pleistoceno tardío- Holoceno. Si bien aquí no es la incisión el proceso que caracteriza los depósitos durante dicho lapso, como en el caso estudiado por Kasse *et al.* (2003), las sucesiones aluviales muestran una pausa o equilibrio relativo sistemático de los procesos de agradación aluvial en los sistemas fluviales. El mismo está expresado por la presencia de los suelos aluviales enterrados mencionados anteriormente. La presencia de niveles límnicos en los perfiles sedimentarios aluviales podrían indicar en forma indirecta que las condiciones climáticas habrían favorecido una mayor productividad en la vegetación, ya sea en los ambientes de llanura de inundación o bien en sectores más elevados de la cuenca.

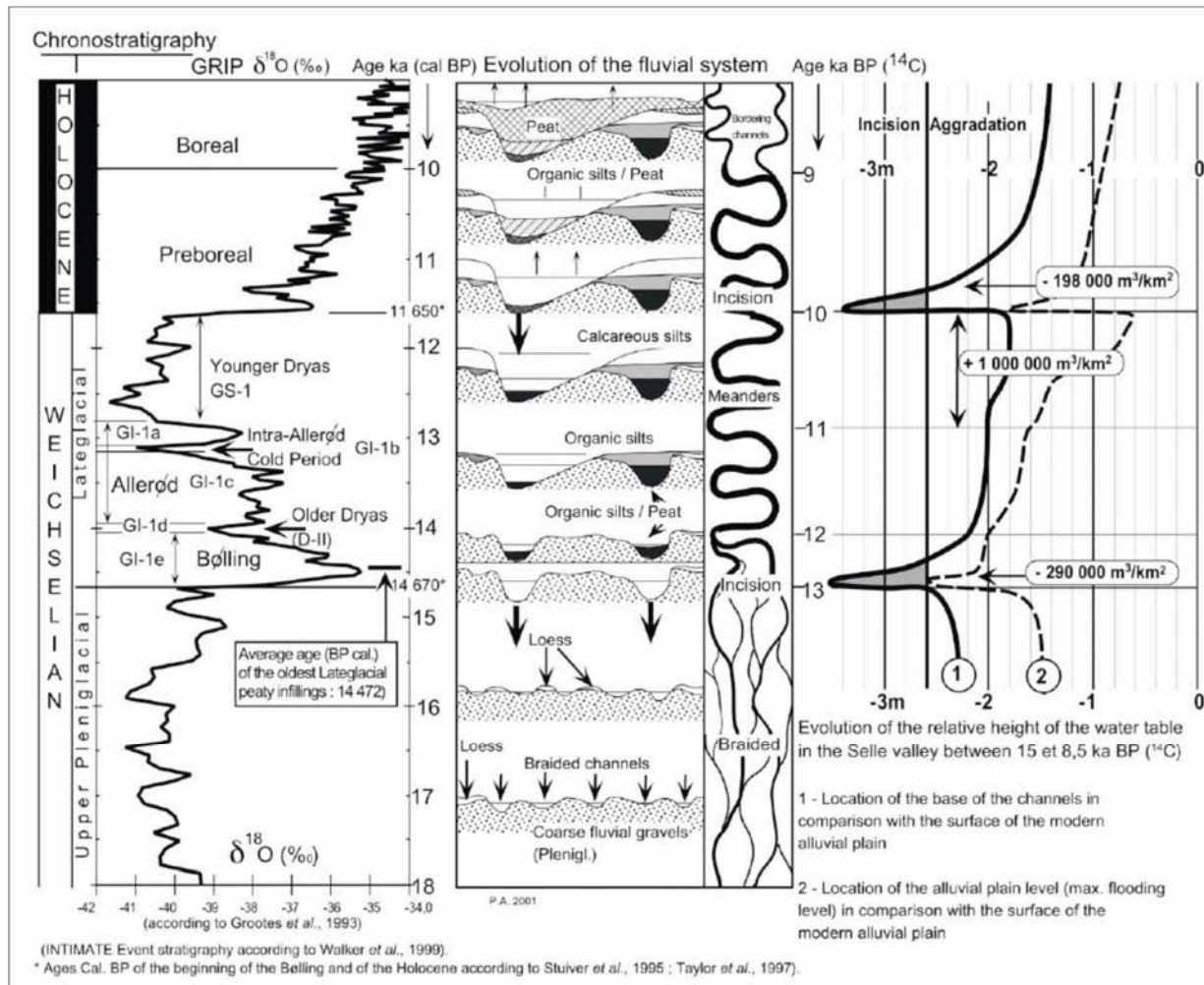


Fig. 13.6. Modificaciones de ambientes de sedimentación en el valle de Selle durante el Tardiglacial. Tomado de Antonie *et al.* (2003).

CAPÍTULO 14

EVOLUCIÓN PALEOCLIMÁTICA DURANTE EL CUATERNARIO TARDÍO Y COMPORTAMIENTO DE LOS SISTEMAS FLUVIALES

14.1. Evolución paleoclimática del continente americano durante el Pleistoceno tardío-Holoceno

Para acercarnos al conocimiento del marco climático de la transición climática del Pleistoceno tardío-Holoceno y del Holoceno, a través del estudio del funcionamiento de los diferentes sistemas fluviales aquí estudiados, se hace necesario abordar los antecedentes paleoclimáticos existentes a fin de comprender la dinámica y evolución climática a lo largo del tiempo y en diferentes escalas de análisis (centenas, milenios, local y regional).

A escala continental durante la última glaciación habrían dominado condiciones climáticas áridas, con expansión de los ambientes de sabanas neotropicales al norte y sur del Ecuador, reducción del área de bosque Amazónico tropical lluvioso y extensión de pastizales subtropicales hacia las áreas de sabana en los sectores neotropicales australes (Behling y Hooghiemstra, 2001). Los modelos de simulación climática realizados para el Último Máximo Glacial (LGM por sus siglas en inglés) indican una asimetría interhemisférica en la magnitud del enfriamiento, que habría alcanzado mayores dimensiones en el Hemisferio Norte (HN), particularmente en las zonas adyacentes a los campos de hielo, alcanzando zonas subpolares y hasta latitudes medias (Broccoli, 2007). Por el contrario en el Hemisferio Sur el grado de enfriamiento habría sido menor en latitudes comparables al Hemisferio Norte (Broccoli, 2007).

Los registros *proxys* polen y gases nobles muestran que durante el LGM, entre 25.000 y 18.000 años cal. AP. (Coronato y Rabassa, 2007; Rabassa, 2008), las temperaturas en las regiones de sabana neotropicales y subtropicales -entre los 30° N y 30° S- habrían sido 5° C inferiores que en la actualidad (Bush *et al.*, 2001). De acuerdo con Clapperton y Seltzer (2001), en muchas áreas montañosas del continente americano un tercer avance glacial durante el estadio isotópico marino 2 (*MIS 2: marine isotope stages*) se alcanzó *ca.* 24.000-20.000 años ¹⁴C AP.; indican además que, aunque la

máxima extensión de los glaciares quizás no fue coetánea en todas las regiones, habría registrado una amplia sincronidad a nivel interhemisférico. No obstante, Kaplan *et al.* (2008) señalan que el LGM no fue sincrónico a lo largo de Patagonia y tampoco con la ocurrencia de los mantos de hielo globales del LGM.

En las regiones de latitudes medias y altas de ambos hemisferios el último periodo glacial habría sido frío, seco y ventoso respecto al clima actual. Los depósitos de loess y arenas eólicas, así como los registros lacustres, polínicos y las simulaciones climáticas COHMAP (*Cooperative Holocene Mapping Project*) soportan dicho supuesto (Muhs y Zárate, 2001). Zárate (2007) indica que las interpretaciones paleoambientales y paleoclimáticas derivadas de los depósitos tipo loess de la región Chaco-Pampeana de Argentina sugieren que, a escala regional, la depositación eólica fue dominante durante el último periodo glacial; con direcciones de transporte dominantes desde el oeste y sudoeste del continente, que concuerdan con los modelos de paleovientos del oeste derivados a partir de simuladores climáticos (Zárate, 2003 y autores allí citados). Las modificaciones en la circulación atmosférica latitudinal (células anticiclónicas del Pacífico y del Atlántico) habrían sido uno de los principales factores de control de los cambios paleoambientales en el extremo austral de Sudamérica (Zárate, 2003 y autores allí citados).

Durante el tardiglacial se produjeron oscilaciones climáticas que han sido reconocidas en forma global y denominadas como *Dryas periods -Older y Younger-*. El evento climático frío/seco (signatura climática dominante de invierno) que precedió al establecimiento de las condiciones climáticas del Holoceno fue denominado, en el Hemisferio Norte, como *Younger Dryas* y datado en 11.000-10.000 años ^{14}C AP (ca. 12.800-11.600 años cal. AP.); el *Older Dryas* por su parte, fue un evento frío que precedió el primer calentamiento -interstadial- del tardiglacial (*Allerød*: 14.100-12.900 años ^{14}C AP) (Björck, 2007). De acuerdo con Björck (2007), el enfriamiento pre-Holoceno *Younger Dryas* habría ocurrido en el Hemisferio Sur con unos 500 a 1.000 años de anterioridad respecto al Hemisferio Norte y habría finalizado al menos 400 años antes; esto implica que el *Younger Dryas* en el Hemisferio Sur se habría superpuesto temporalmente con la ocurrencia de la última parte del periodo cálido *Allerød* y al menos el comienzo del *Younger Dryas* en el Hemisferio Norte.

Behling y Hooghiemstra (2001) postulan que durante el tardiglacial el clima comenzó a ser más húmedo. En las regiones neotropicales del hemisferio norte dicho cambio se produjo alrededor de los 11.500 años ^{14}C AP., mientras que en las regiones

neotropicales montañosas del hemisferio sur habría comenzado con anterioridad, entre los 16.000-14.000 años ^{14}C AP. El incremento de humedad habría estado restringido a las regiones elevadas o montañosas; las regiones llanas no exhiben registro de dicho cambio (Behling y Hooghiemstra, 2001).

En la actualidad, el hemisferio Sur se encuentra en una posición lejana al sol durante el mes de junio (invierno) y cercana en el mes de Diciembre (verano) (Martin *et al.*, 1997 en Marengo y Rogers, 2001); lo cual provoca fuertes diferencias estacionales en la cantidad de radiación que alcanza la superficie terrestre, con veranos cálidos, inviernos fríos y derivas estacionales de la Zona de Convergencia Intertropical (ZCIT, Fig. 14.1). Durante la transición Pleistoceno tardío-Holoceno, *ca.* 11.000 años AP., el comportamiento habría sido opuesto, con posiciones de la tierra cercanas al sol en el invierno y alejadas en verano, provocando veranos relativamente más fríos e inviernos más cálidos que los actuales (Marengo y Rogers, 2001). Como resultado la superficie terrestre no habría sido tan cálida en verano como lo es en la actualidad, con una ZCIT más débil y localizada en una posición más septentrional que en la actualidad. Al respecto, durante dicho periodo las evidencias paleoecológicas sugieren la presencia de bosques tropicales con elementos de bosque andino (ej. *Podocarpus*) en la región central de Sudamérica (Brasil), mientras que algunos elementos de bosque austral (*Araucaria*) se habrían desplazado hacia los llanos ecuatoriales; esto indican un clima más frío que el actual para el sector sureste del Brasil. Una explicación probable para tal fenómeno es la existencia de masas de aire frío y *polar outbreaks*¹ que habrían alcanzado posiciones más tropicales durante la transición glacial-interglacial (Fig. 14.1); por ejemplo los llanos de la zona del sureste de Brasil podrían haber sufrido entradas de aire polar más recurrentes durante el máximo de la última glaciación que en la actualidad (Marengo y Rogers, 2001).

Durante el Holoceno dominaron cambios climáticos simétricos en ambos hemisferios, tal cual lo registran los datos de *proxys* obtenidos a lo largo de una transecta que conecta los polos y atraviesa el Ecuador (PEP 1) (Grimm *et al.*, 2001). No obstante, Björck (2007) indica que el calentamiento del Holoceno habría comenzado con anterioridad en el Hemisferio Sur. En general, el Holoceno temprano y medio se caracterizó por climas más cálidos y secos que los del tardiglacial, del Holoceno tardío y de la actualidad. Grimm *et al.* (2001) señalan que en Sudamérica se desarrollaron

¹ Frentes de aire frío que ingresan desde áreas de alta latitud y afectan tanto el tiempo como el clima de una región.

durante el *Holoceno temprano* (10.000 y ca. 6.000-5.000 años ^{14}C AP.) extensas llanuras en las áreas bajas emplazadas al este de la Cordillera de los Andes; dominadas por climas cálidos y secos, con una mayor distribución espacial que la alcanzada durante el Holoceno tardío. Durante el *Holoceno temprano y medio*, predominó en el ambiente cordillerano un patrón de clima seco y cálido desde Colombia hasta Tierra del Fuego; excepto en las áreas de cotas más elevadas del norte de Argentina y Chile que habrían sufrido el periodo más seco y cálido durante el Holoceno medio (Grimm *et al.*, 2001).

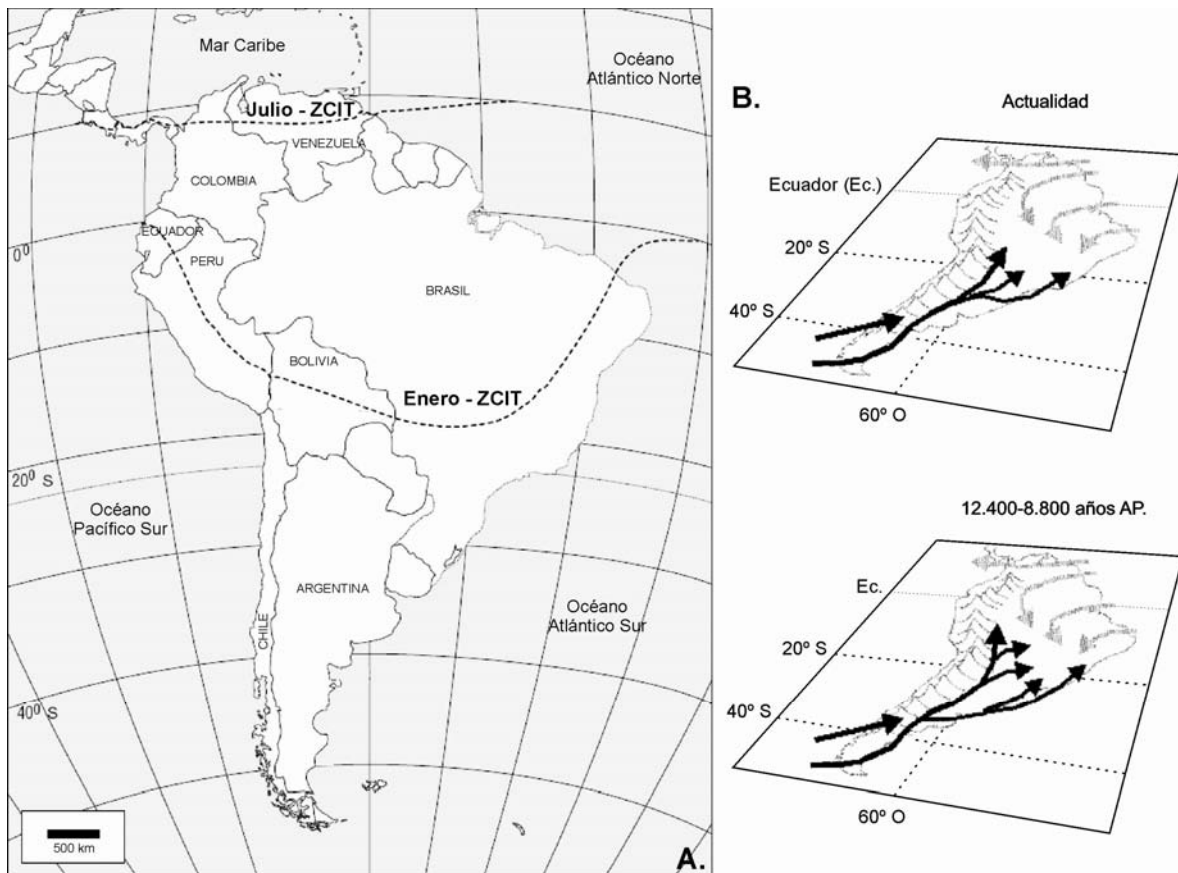


Fig. 14.1. a) Posición actual de la Zona de Convergencia Intertropical (ZCIT) en Sudamérica (Fritz *et al.*, 2001). b) Frentes polares en el continente sudamericano (Marengo y Rogers, 2001).

La sincronización del pico de máxima aridez en los hemisferios norte y sur del continente americano podría explicarse por la migración latitudinal de la ZCIT, que debió desplazarse hacia el norte durante el Holoceno temprano-medio y reducir consecuentemente la humedad en el sector este de Sudamérica. La migración de una célula de alta presión sobre el océano Atlántico Sur, así como los cambios en la

frecuencia de desplazamientos de los frentes fríos antárticos podrían haber influido en las condiciones climáticas del Holoceno en Sudamérica (Grimm *et al.*, 2001).

El clima del **Holoceno tardío**, en particular durante el último milenio, se caracterizó por la variabilidad climática (Mann, 2007). Las últimas dos centurias se definen por la existencia de un complejo patrón regional y estacional de variación climática, donde el impacto antropogénico sobre el medio ambiente sería el factor de control dominante (Mann, 2007). De acuerdo con Mann (2007) las reconstrucciones climáticas del Holoceno tardío, a partir de registros *proxies*, enfatizan la idea de la existencia de patrones espaciales de cambios de temperatura, siendo los del Hemisferio Norte los más analizados. Condiciones climáticas cálidas se registran durante el desarrollo de los siglos 11 a 14, en coincidencia con el intervalo denominado Anomalía climática Medieval (ACM) o Periodo Cálido Medieval. Entre el siglo XV y el siglo XIX se infieren condiciones generales frías, que incluyen el intervalo definido como Pequeña Edad de Hielo (PEH) (Folland *et al.*, 2001 en Mann, 2007).

De acuerdo con Grimm *et al.* (2001) el continente americano registra para el Holoceno tardío condiciones en general más húmedas y frías que las reinantes en el Holoceno temprano y medio. Sin embargo Muhs y Zárata (2001) mencionan la ocurrencia durante el Holoceno tardío de múltiples periodos relativamente secos en las latitudes medias del hemisferio norte y sur del continente americano, registrados a partir de depósitos eólicos y lacustres. Los paleosuelos desarrollados en depósitos eólicos del Holoceno tardío indican que la actividad eólica se habría producido en múltiples episodios. Los autores indican que los datos disponibles impiden asumir movimientos sincrónicos de los mantos eólicos para ambos hemisferios, no obstante sugieren que en ambos continentes hubo actividad eólica durante el Holoceno tardío. A escala regional, la variabilidad climática de los últimos milenios se vincularía con modos particulares de variabilidad climática que indican reorganizaciones de los patrones de circulación atmosférica y oceánica a través del tiempo, como ser *Northern Atlantic Oscillation* y *El Niño Southern Oscillation* (NAO y ENSO respectivamente) (Mann, 2007).

Finalmente, cabe mencionar que otra instancia de análisis del cambio climático global corresponde al estudio de testigos de sedimentos marinos, a partir del cual se ha postulado un modelo paleoclimático global de estadios isotópicos marinos (*MIS*) (Wilson *et al.*, 2000). Este modelo postula la existencia de pulsos fríos globales que condujeron al crecimiento de las masas de hielo continentales, y periodos caracterizados por condiciones climáticas globales cálidas (Wilson *et al.*, 2000).

En cuanto a los registros provistos por testigos de hielo de Antártida y Groenlandia, los primeros indican la ocurrencia de ciclos climáticos de largo término, mientras que los segundos revelan para el último intervalo glacial un patrón de cambios climáticos más abruptos, en general en escalas de milenios (Brook, 2007). De acuerdo con Brook (2007), el registro de isótopos estables de testigos de hielo de Groenlandia muestra una secuencia de más de 20 eventos de calentamiento y enfriamiento abruptos durante el último glacial; estos eventos son conocidos como *Dansgaard-Oeschger* (D-O) y se caracterizan por transiciones abruptas entre episodios fríos y cálidos. Por otra parte, los registros de hielo de Antártida no reflejan este patrón de variación a escala de milenios; los grandes eventos de calentamiento del Hemisferio Norte tuvieron su contraparte en el Hemisferio Sur, pero con incrementos graduales de la temperatura que alcanzaban su punto álgido al momento que se generaba el calentamiento abrupto en el Hemisferio Norte (Brook, 2007). Knutti *et al.* (2004, en Brook, 2007) vinculan este patrón de cambios con modificaciones en el transporte de calor por parte de los océanos asociadas con eventos D-O, sin embargo Brook (2007) menciona que otro tipo de explicaciones han sido sugeridas.

Los testigos de hielo de Antártida y Groenlandia demuestran que, en los sectores de alta latitud la depositación de polvo eólico habría sido hasta 30 veces mayor en los intervalos glaciales respecto de los interglaciales (Steffensen, 1997; Ruth *et al.*, 2003; EPICA community members, 2004; Lambert *et al.*, 2008, en Kaiser y Lamy, 2010). La caracterización isotópica del polvo eólico contenido en los testigos de hielo de Antártida revelan un aporte de sedimentos dominante y constante desde Patagonia (Basile *et al.*, 1997 y Delmonte *et al.*, 2004 en Kaiser y Lami, 2010) y desde el sector austral de la llanura pampeana (Delmonte *et al.*, 2004 en Kaiser y Lami, 2010). El altiplano andino (Puna, 10-26°S) podría haber constituido una fuente secundaria de emisión de polvo eólico (Gaiero, 2007 y Delmonte *et al.*, 2010 en Kaiser y Lamy, 2010).

El análisis de un testigo marino en la plataforma chilena austral (sitio DOP 1233) indica que la variabilidad a escala de milenios del campo de hielo de Patagonia Norte (avances-retrocesos) está estrechamente ligada con los cambios reconocidos en el registro de polvo eólico en los testigos de hielo de Antártida durante el último intervalo glacial (70.000-18.000 años AP) (Kaiser y Lamy, 2010). Los autores mencionan además que la extensión hacia el norte de la faja de vientos del oeste (*southern westerly winds*) y la intensificación de los vientos secos de sotavento al este de la cordillera de Los Andes (debido a la mayor altura de los cuerpos de hielo) también habrían sido factores

condicionantes (Kaiser y Lamy, 2010). De acuerdo con Kaiser y Lamy (2010), durante los eventos de calentamiento global se verificó el retroceso glacial en los campos de hielo patagónicos, con el consecuente entrampamiento de sedimentos finos en lagos pro-glaciales; el incremento concomitante de la humedad habría reducido la deflación de polvo eólico en las áreas fuente.

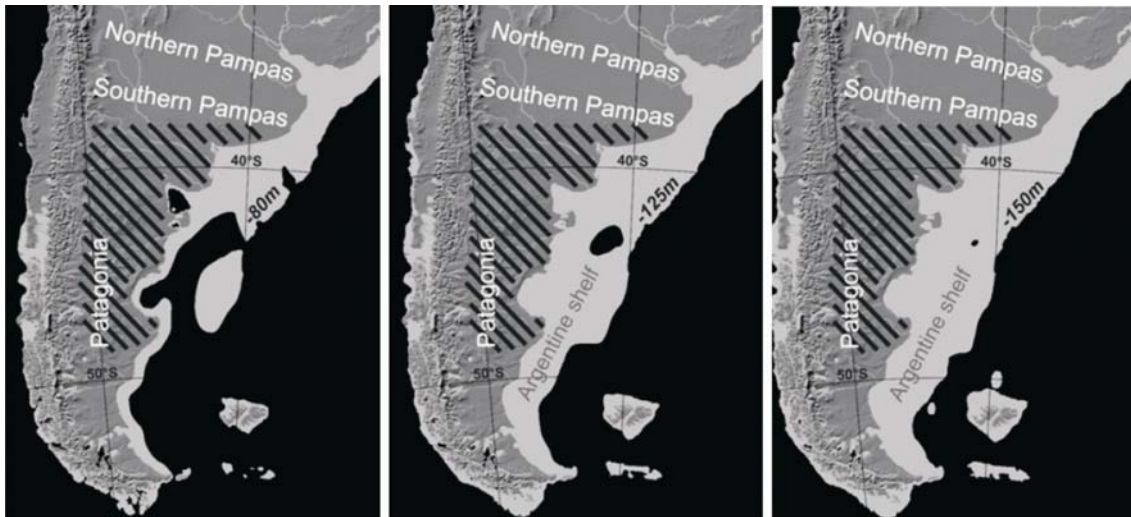


Fig. 14.2. Cambios en la morfología de la plataforma marina argentina en vinculación con los cambios del nivel del mar durante el último periodo glacial. Rayado: área fuente actual del polvo eólico. Tomado de Kaiser y Lamy (2010).

Finalmente, es importante destacar el rol de la plataforma marina continental como área de aporte de sedimentos eólicos durante el *MIS 4*, *MIS 3* y *MIS 2*, debido al descenso general del nivel del mar y a la morfología de la plataforma expuesta (Fig. 14.2). En los comienzos del *MIS 4* y *MIS 2*, el nivel del mar cayó por debajo de los -80 m, siendo la plataforma un factor importante en el incremento del aporte de polvo eólico dista (*long term transport*). Los cambios en las áreas fuente de Patagonia habrían sido el control primario de la disminución de la producción de polvo durante la transición entre los estadio *MIS 4* y 3 y durante la Terminación 1 que precedió al ascenso del nivel del mar hasta los niveles actuales (Kaiser y Lamy, 2010).

14.2. Glaciaciones del Pleistoceno tardío y Holoceno en los Andes Centrales. Correlaciones con las de Andes Septentrionales y Australes

Respecto del clima durante los periodos glaciares del Pleistoceno tardío-Holoceno y Holoceno en los Andes Centrales se cuenta con gran cantidad de reportes que son de importancia para el conocimiento de la sucesión de condiciones frías/cálidas y/o secas/húmedas en la región Central de Argentina y en particular en la provincia de Mendoza, la que se trata de manera particular en este trabajo.

De acuerdo con Rabassa (2008), en Patagonia y Tierra del Fuego los depósitos de la Última Glaciación (LG por sus siglas en inglés) se formaron con posterioridad al Último Interglacial, representado por el *MIS* 5e, *ca.* 125.000 años AP. Las edades más antiguas de los depósitos glaciogénicos del LG se estiman quizás en 85.000 años AP, teniendo en cuenta que la formación del manto de hielo Patagónico fue un proceso lento que habría durado al menos 30.000 años a partir del máximo del Último Interglacial (Rabassa, 2008).

El último gran evento glacial del Pleistoceno tardío -Último Máximo Glacial (LGM)- se registró durante el *MIS* 2, luego de un *MIS* 3 relativamente cálido (Rabassa, 2008). En el sector oeste de la Cordillera de Los Andes, el Distrito de los Lagos Chileno (41° S) registra el evento máximo del LGM a los 22.300-22.600 años ¹⁴C AP., mientras que en la Isla Grande de Chiloé (40-42° S) ocurrió a los 14.800-14.900 años ¹⁴C AP. Por su parte, el área de la laguna del Maule (36°03'32'' S y 70° 29' 38'' O) registra un avance glacial y un retroceso entre los 25.600 y 23.300 años AP. (Singer *et al.*, 2000). Los glaciares Patagónicos argentinos alcanzaron su máxima expansión *ca.* 23.000 años cal. AP., con varios reavances que tuvieron lugar antes de que comenzara la retracción definitiva de las masas de hielo alrededor de los 18.000-17.000 años cal. AP. (Kaplan *et al.*, 2004 en Rabassa, 2008). Durante el periodo Tardiglacial -15.000 y 10.000 años ¹⁴C AP.- ocurrieron pequeños reavances, que podrían haber comenzado antes del límite más antiguo. Hubo al menos dos avances glaciales durante el tardiglacial; el primero habría sido equivalente a la reversión fría Antártica (*Antarctic Cold Reversal*) acaecida entre los 15.300 y 12.200 años cal. AP. y el segundo equivalente a la cronozona *Younger Dryas* establecida en el Hemisferio Norte entre los 11.000 y 10.200 años ¹⁴C AP. (*ca.* 13.400-12.000 años cal. AP.) (Coronato y Rabassa, 2007). El retroceso general del hielo, hasta sus posiciones actuales, ocurrió *ca.* 10.000 años ¹⁴C AP. (Coronato y Rabassa, 2007). Probablemente el sector norte de los Andes Patagónicos estuvo libre de hielo para este tiempo (13.500-12.500 años cal. AP), al igual que la mayor parte de los *plateaus* de los Andes Centrales y del Norte (Clapperton, 1993). Muy *ca.* de los 12.000 años cal. AP el registro polínico de los Andes Australes y Meridionales evidencia un

cambio en las condiciones climáticas, con descensos de la línea de nieve cercanos a los 240-340 msnm (Clapperton, 1990 en Clapperton, 1993). No obstante, estas condiciones climáticas reversas no fueron suficientes para dar lugar a la formación de glaciares en los *plateaus* que no presentaban cubiertas de hielo previas. La mayoría de los glaciares andinos se expandieron más allá de sus posiciones actuales en alguna etapa de los últimos 5.000 años.

A la latitud de 33-36° S, Andes Centrales, Coronato y Rabassa (2007) indican la ocurrencia de un avance glacial previo al LGM en el valle del río Mendoza; el mismo habría ocurrido *ca.* 40.000 años AP (Fig. 14.3). Los registros palinológicos de sedimentos lacustres revelan el desarrollo de condiciones climáticas interglaciales entre los 30.000 años AP y 24.500 años AP. Con posterioridad habrían comenzado el escenario climático del LGM (Coronato y Rabassa, 2007).

En el valle del Río Mendoza, Andes Centrales, Espizua (1993 y 1998) determinó la presencia de depósitos que registran avances glaciares, asignados al Pleistoceno y Holoceno en orden temporal decreciente: Uspallata, Punta de Vacas, Penitentes, Horcones, Almacenes y Confluencia (Cuadro 14.1). Los depósitos evidencian una posición actual de los glaciares a mayor altitud respecto del pasado; el avance más antiguo alcanzó los 1.850 msnm, mientras que el último avance se extendió valle abajo hasta los 3.300 msnm. Espizua y Bigazzi (1998) dataron por trazas de fisión tres capas de tefra interestratificadas en los depósitos glaciares. Una edad de 170.000 ± 50.000 años AP se obtuvo a partir de una capa de tefra en depósitos de abanico aluvial que cortan el extremo terminal de la morena Uspallata. Otra capa de tefra de 134.000 ± 32.000 años AP subyace al depósito de avance del *drift* Punta de Vacas y otra de 260.000 ± 150.000 años AP se encuentra cubierta por el *outwash* de Punta de Vacas. Los autores concluyen que las tefras fueron depositadas en un intervalo anterior al máximo avance de la glaciación Punta de Vacas, del Pleistoceno medio temprano.

Pereyra y González Díaz (1993 en Fauqué *et al.*, 2009) determinan que los depósitos de los *drifts* Penitentes (en el valle del río Cuevas), Horcones (en el valle homónimo) y Almacenes (en la zona de Confluencia) corresponden a deslizamientos rotacionales. Fauqué *et al.* (2008 a y b en Fauqué *et al.*, 2009) y Fauqué *et al.* (2009) consideraron, de acuerdo con análisis sedimentológicos, geomorfológicos, geocronológicos y estratigráficos, que los depósitos corresponden a flujos de avalanchas de rocas (Fig. 14.4); plantean además la invalidez de la estratigrafía glaciaria propuesta, sugiriendo una revisión exhaustiva y redefinición de la misma.

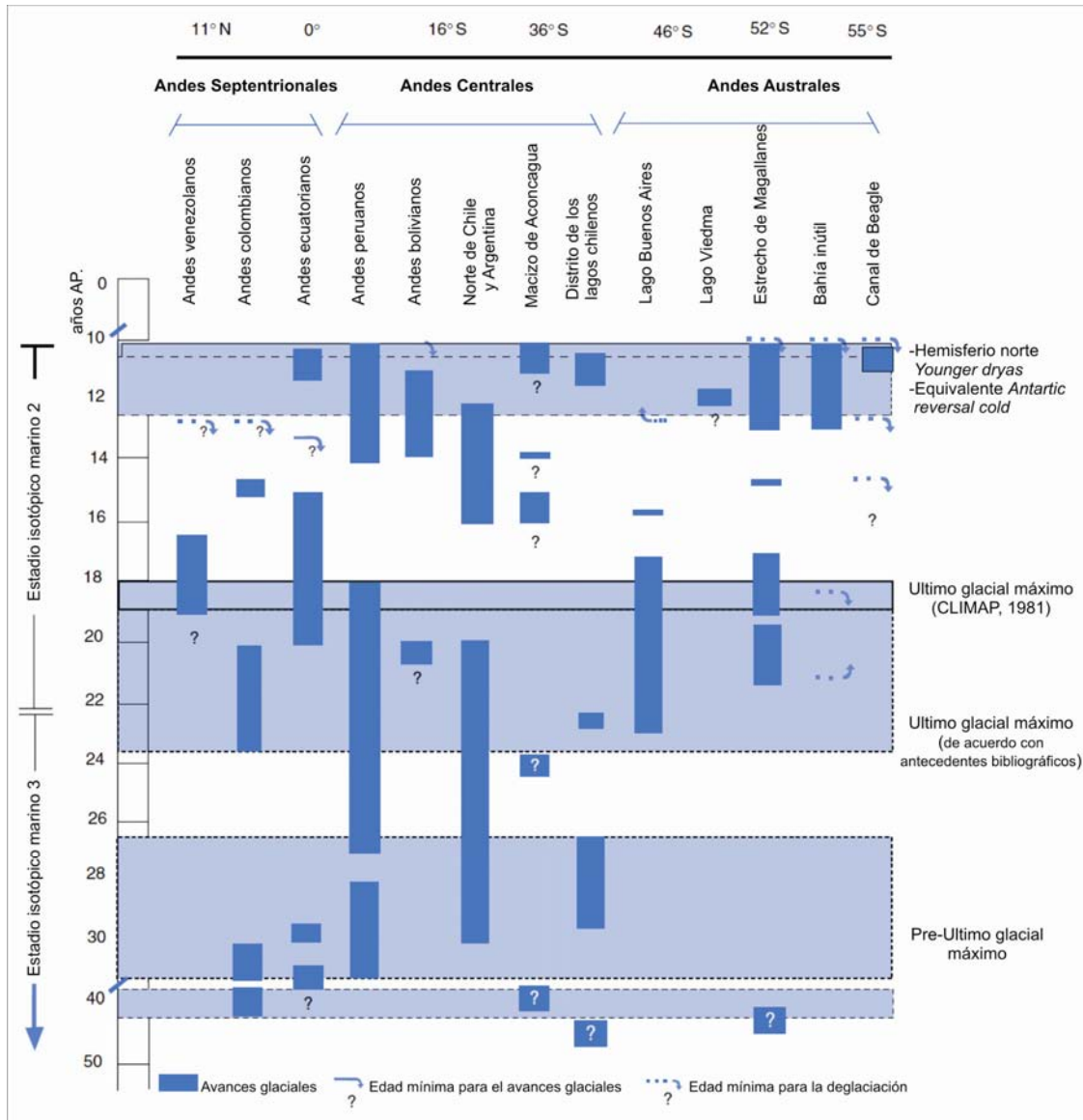


Fig. 14.3. Avances glaciales del Cuaternario tardío establecidos a través de edades radiocarbónicas no calibradas (tomado de Coronato y Rabassa, 2007).

El depósito de Horcones sería el resultado de un flujo saturado derivado de una avalancha de rocas o mega-deslizamiento, originada por el colapso de una divisoria de aguas en la pared sur del cerro Aconcagua, durante tiempos tardioglaciales o postglaciales (Fauqué *et al.*, 2009). De acuerdo con las edades numéricas presentadas por los autores este flujo se habría generado con posterioridad a los 13.543-12.098 años cal. AP y antes de los 8.620-8.254 años cal. AP. En el valle del río Las Cuevas los depósitos previamente considerados como parte de una morena terminal del *drift* Penitentes subyacen el borde distal del depósito Horcones; los autores indican que

procederían de un flujo de gran envergadura probablemente asociado a otro megadeslizamiento de la pared sur del cerro Aconcagua.

Fauqué *et al.* (2009) infieren que con anterioridad al mega-deslizamiento que generó el depósito Horcones se habrían producido otros de naturaleza similar. Los flujos habrían tenido gran movilidad, recorriendo más de 30 km a lo largo de los valles Horcones Inferior, Horcones y Cuevas. Los depósitos lacustres que suprayacen a estos depósitos de avalancha indican que los flujos habrían causado el endicamiento del valle del río Cuevas; estas facies lacustres fueron datadas en la base en 14.798 - 13.886 años cal. AP. y habrían sido depositados entre 800 y 1.700 años después de la última glaciación. En la zona de Confluencia, los depósitos de flujo, previamente considerados como *drift* Almacenes, se sobreponen claramente a aquellos glaciarios correspondientes al Último Máximo Glacial y son anteriores tanto al *drift* Confluencia como a aquellos actuales.

En la cuenca del río Blanco (faldeo oriental del Cordón del Plata), Wayne y Corte (1983 en Espizua, 1993) identificaron cuatro glaciaciones de edad Pleistocena. La glaciación Vallecitos con dos episodios: Vallecitos II, con una edad tentativa de 19.500-13.000 años AP, donde el hielo alcanzó los 2.700 msnm. Por debajo de los 2.600 msnm distinguen la presencia de dos morenas (Vallecitos I) y les asignan una edad de más de 40.000 años en base a la cubierta de loess y al desarrollo de suelo. El till Río Blanco (Corte, 1957 en Espizua, 1993) llega a los 2.100 msnm y el till La Angostura hasta los 1.950 msnm, ambos fueron diferenciados como pre-Vallecitos y asignados a los 100.000-200.000 años AP en base a la datación por trazas de fisión de una capa de ceniza volcánica suprayacente al till Río Blanco. Wayne y Corte (1983 en Espizua, 1993) distinguieron además tres avances durante el Holoceno (Holoceno I, II y III), de los cuales el más moderno (Holoceno III) habría finalizado hace un siglo.

Espizua (1993) cita que la zona de la cuenca del río Tunuyán es una de las más controvertidas para el estudio de las glaciaciones, ya que se han mantenido criterios dispares al momento de interpretar la historia glacial del área. Corte (1954-1957 en Espizua, 1993) menciona que en el río Tunuyán y en los arroyos Yaucha, Papagayos y del Rosario los glaciares habrían descendido hasta la llanura pedemontana, alcanzado los 1.100, 1.400, 1.600 y 2.300 msnm respectivamente. El autor considera que la glaciación cercana a los 1.400 msnm es más antigua que las que alcanzaron los 2.700 msnm y más joven que los depósitos identificados por Dessanti (1946 en Espizua, 1993) como una antigua morena del Pleistoceno inferior en el ámbito de las Huayquerías.

Estos últimos fueron redefinidos por Polanski (1961 en Espizua, 1993) como sedimentos conglomerádicos de edad Pliocena (Polanski, 1961 en Polanski 1963), sin vinculación con procesos de naturaleza glacial.

VALLE DEL RIO MENDOZA Lat. 32°45' S (Bengochea et al., 1987; Espizua, L.E., 1993)		VALLE DEL RIO GRANDE Lat. 35° (Espizua, L. E., 1994)			NORTE AMERICA	
	Drifts	Edad Absoluta	Drifts	Edad Absoluta		
Holoceno	Avances no diferenciados	-----	-----	-----	-----	
	Confluencia				Neo-glacial	
Pleistoceno	Almacenes	-----	Turba → Valle Hermoso III	10.560 +/- 140	Ultima Glaciación	Tardi glacial
	Travertino →	9.700 +/- 5.000	Turba → Valle Hermoso II	13.560 +/- 90		Ultimo Glacial Máximo
	Horcones					Temprano
	Travertino →	22.800 +/- 3.100 24.200 +/- 2.000 38.300 +/- 5.300	Valle Hermoso I	-----		
	Penitentes					
	Punta de Vacas	-----	Seguro	-----	Penúltima Glaciación	ILLINIOS
	Ceniza volcánica → Uspallata	360.000 +/- 36.000	-----	-----	Pre-penúltima Glaciación	Pre-ILLINIOS

Th 230 / Th 232
 Trazas de fisión
 ¹⁴C

Cuadro 14.1. Glaciaciones cuaternarias en la provincia de Mendoza (Espizua, 1998).

En el valle del río Grande, Espizua (1998) describió cuatro avances glaciales (Cuadro 14.1) y los correlacionó con los avances glaciales detectados en el Valle del Río Mendoza, 275 km al norte. Los depósitos glaciales fueron divididos en cuatro unidades: el *drift* Seguro (pre-última glaciación), que se correlacionaría con el *drift* Punta de Vacas, y el *drift* Valle Hermoso (última glaciación); este último con tres depósitos estadiales denominados: Valle Hermoso I, Valle Hermoso II y Valle Hermoso III, correlacionables con los *drifts* Penitentes, Horcones y Almacenes respectivamente. Correlaciona además el *Drift* Valle Hermoso I con el *Wisconsin* temprano de América del Norte. En la actualidad la línea de nieve alcanza los 4.500 msnm en el área del Río Mendoza, mientras que desciende hasta los 3.700 msnm en el Valle del Río Grande (Espizua, 1998).

En el área del río Valenzuela -valles del Azufre y del Peñón-, cuenca superior del río Grande (35° S), Espizua (2005) reconoció avances glaciarios durante el Holoceno medio-tardío. El primer avance neoglacial ocurrió *ca.* 5.700 años AP.; un re-avance de magnitud similar, que formó morenas laterales bien preservadas, tuvo lugar a los *ca.* 4.700-4.300 años AP. El segundo avance neoglacial alcanzó su máxima extensión entre los 2.500-2.200 años AP. Finalmente, el tercer y último avance culminó *ca.* 400 ± 60 y 350 ± 60 años AP y se vinculó con la Pequeña Edad de Hielo. También en el área del río Valenzuela, Haller *et al.* (1994 en Espizua, 2005) identificaron tres depósitos de till en el complejo volcánico Planchón-Peteroa, denominados del más antiguo al más joven como Paso Laguna, Teno y Libertad. Los dos últimos podrían ser de edad holocena, con una vinculación de la morena terminal Libertad a la Pequeña Edad de Hielo.

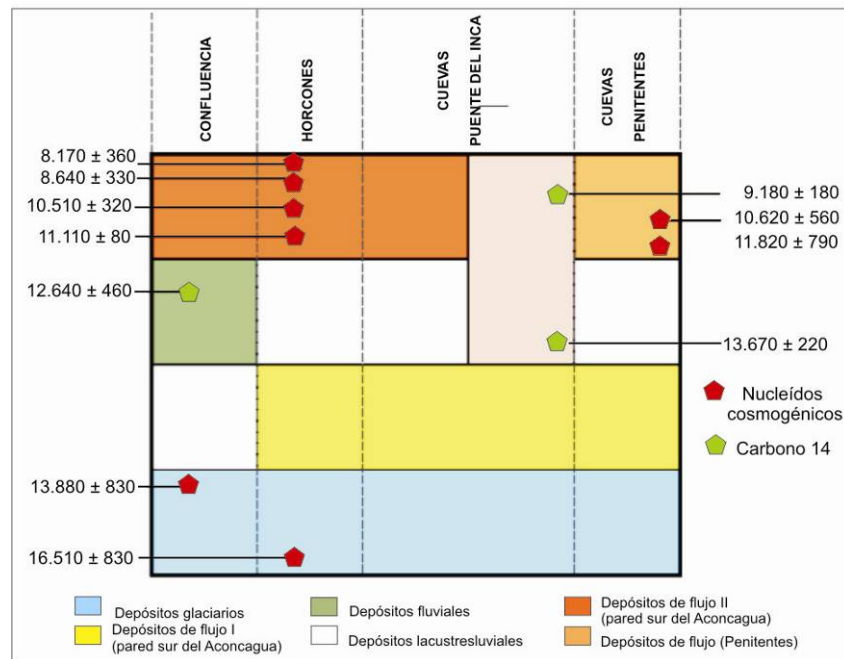


Fig. 14.4. Síntesis esquemática de las relaciones estratigráficas y edades absolutas de las unidades cuaternarias en la zona del cerro Aconcagua, provincia de Mendoza. Tomado de Fauqué *et al.* (2009).

14.3. Contexto paleoclimático de la región central de Argentina durante la transición climática del Pleistoceno tardío-Holoceno y el Holoceno; comportamiento de los sistemas fluviales

A partir de los resultados obtenidos en el análisis de los registros sedimentarios estudiados, se ha reconocido que los sistemas fluviales del Valle de Uco han funcionado, al menos, durante los últimos 50.000 años AP. De acuerdo con las cronologías obtenidas dicho funcionamiento puede analizarse en función del modelo paleoclimático global de estadios isotópicos marinos (*MIS: marine isotope stages*); los depósitos aluviales expuestos en los arroyos analizados pueden ser correlacionados con los **estadios isotópicos 1, 2 y 3**, con mayor participación del *MIS 1*, que registra el lapso interglacial actual (Fig. 14.5). En el arroyo (A°) La Estacada y su tributario el A° Anchayuyo, la planicie de agradación regional (Pleistoceno tardío y Holoceno temprano) refleja los *MIS 1, 2 y 3* en los perfiles Puente Roto y Finca Gatica; mientras que el perfil La Bomba corresponde al *MIS 3*. Los depósitos de la terraza de relleno aluvial (La Escala, Brazo Abandonado y Puesto Ramírez) se agrupan en el *MIS 1*. En los arroyos Grande y Yaucha, los depósitos (perfiles litoestratigráficos La Riojita y Los Alamitos 1-2 respectivamente) también fueron depositados durante el *MIS 1*.

A continuación se realiza un análisis detallado del contexto paleoclimático de la región central de Argentina para diferentes intervalos temporales que abarcan el lapso de la transición climática del Pleistoceno tardío-Holoceno y Holoceno; se describen las evidencias encontradas, dentro de este marco, en los depósitos fluviales del Valle de Uco, así como otros registros (geolimnológicos, fluviales, eólicos) existentes en la región pampeana central y bonaerense.

14.3.1. Transición climática Pleistoceno tardío-Holoceno temprano

De acuerdo con Garleff *et al.* (1991 en Villagrán, 1993) en el Cuaternario superior los anticiclones Pacífico y Atlántico Sur se caracterizaron por una fuerte vigorosidad y por una posición equivalente a un invierno extremo actual. Ello explicaría la ocurrencia de una marcada aridez hasta alrededor de los 18.000 años AP y la posición relativamente constante del centro de la Diagonal Arida Sudamericana. Alrededor de los 13.000 años AP se habría debilitado el anticiclón del Atlántico Sur, desde un estado de máxima intensidad y simetría con el anticiclón del Pacífico a un estado de máxima asimetría. Las abruptas fluctuaciones de la circulación termohalina durante el Tardiglacial, producto de los pulsos de deglaciación del Hemisferio Norte, serían las responsables de estos cambios que se produjeron en un lapso breve (Villagrán, 1993).

En la región central de Chile (32-34° S), a los 10.000 años cal. AP desaparecen los elementos de bosque subantártico, disminuyen los *taxa* acuáticos, y dominan herbáceas y elementos de matorral semi-árido (Villagrán 1993 y referencias allí citadas). El registro sedimentario de la laguna de Aculeo (33°50' S, Chile) indica que con anterioridad a los 9.500 años cal. AP el sistema se comportaba como un *playa lake*, con importantes concentraciones salinas que condujeron a la precipitación de yeso y dolomita (Jenny *et al.*, 2002). En Argentina, en la región de Monte el incremento de los taxones asociados a lluvias de verano luego de los 12.000 años AP, especialmente terófitas, se relacionó con un incremento de la temperatura asociado con un patrón de precipitaciones de verano abundantes (Markgraf, 1993 en Labraga y Villaba, 2009). Aunque las temperaturas y precipitaciones fueron superiores a las del LGM, no habrían sido mayores a las que prevalecen en la actualidad en la región de Monte.

Para el Holoceno temprano, el sucesión sedimentaria de la laguna de Aculeo indica un escenario de aridez extrema, con elevado conteo de granos de polen de plantas halófitas y evidencias de desecación estacional del lago (Jenny *et al.*, 2002, Villa-Martínez *et al.*, 2003). Cerca de los 9.000 años cal. AP. el registro de la laguna exhibe un evento de depositación fluvial, luego del cual los eventos de inundación habrían sido prácticamente nulos hasta cerca 5.700 años cal. AP. El registro palinológico del bañado Palo Colorado (32°05' S y 71°30' O) permitió inferir la ocurrencia de una prolongada fase árida entre los 8.700 y 7.800 años cal. AP. (Maldonado y Villagrán, 2006).

En el piedemonte mendocino, los estudios palinológicos y sedimentarios de los depósitos aluviales del A° La Estacada y su tributario el A° Anchayuyo -Valle de Uco- evidencian marcados cambios paleoambientales durante la transición climática del Pleistoceno tardío-Holoceno (Zárate y Páez, 2002). De acuerdo con los autores, los cambios paleoambientales propuestos son sincrónicos con los detectados *ca.* 9.200 años ¹⁴C AP en los depósitos del sitio arqueológico Agua de la Cueva -Precordillera- y *ca.* 9.500 años ¹⁴C AP en Gruta del Indio -valle del río Atuel- (Zárate y Páez, 2002). Los datos palinológicos indican que con anterioridad a los 10.000 años ¹⁴C AP se desarrollaron comunidades vegetales que soportaban condiciones climáticas regionales áridas extremas (Zárate y Paéz, 2002). Con posterioridad, *ca.* 9.000 años ¹⁴C AP., se produjo el principal cambio en la vegetación, con un decrecimiento en los porcentajes de halófitas, incremento de poáceas y presencia de granos de polen de vegetación asociada con una mayor disponibilidad relativa de agua en el valle fluvial. En las

paredes de valle se establecen para este momento los primeros elementos de Monte (*Larrea*) y de asteráceas (Zárate y Páez, 2002).

Los depósitos aluviales del Valle de Uco indican que durante el Pleistoceno tardío los sistemas fluviales del piedemonte mendocino central se habrían comportado como cursos distributarios de abanicos aluviales (Mehl, 2010). Importantes caudales de agua, quizás provenientes de surgentes emplazados en el sector proximal del piedemonte distal, habrían permitido el transporte y depositación de sustanciales volúmenes de sedimento, gran parte de ellos depositados en los sectores distales de los abanicos. Hacia finales del Pleistoceno tardío, un evento de mayor aridez relativa quedó registrado a partir de un nivel eólico conspicuo depositados en la sucesión sedimentaria de la planicie de agradación regional de la cuenca de los A° La Estacada y su tributario el A° Anchayuyo. Podría vincularse con una fase de mayor aridez dentro del patrón general de mejoría climática post-glaciación, en coincidencia con la existencia de sedimentos limos arenosos disponibles para ser transportado una vez que el volumen de hielo experimentó su máxima retracción. Sobre este depósito eólico se desarrolló un suelo cuyas edades mínimas de enterramiento, cercanas a los 9.610 ± 60 años ^{14}C AP. (10.685 - 11.144 años cal. AP), pueden ser correlacionadas con la cronozona *Younger Dryas* establecida en el Hemisferio Norte (11.000 y 10.200 años ^{14}C AP).

Durante el Holoceno temprano, en el piedemonte mendocino central imperaron condiciones de mayor humedad relativa. El registro sedimentario aluvial exhibe una tasa elevada de eventos de inundación y de ocurrencia de niveles límnicos, los cuales podrían indicar un mayor desarrollo relativo de la cubierta vegetal en la cuenca y/o valles fluviales. Zárate y Páez (2002) mencionan que dicha condición climática podría vincularse con el predominio de un régimen de precipitaciones estivales influenciado por el anticiclón del Atlántico. De acuerdo con Jenny *et al.* (2002) y Villagrán (1993) durante el Holoceno temprano a medio la faja de vientos del oeste (*westerlies*) habría sido bloqueada y desviada hacia el sur por la célula de alta presión del Pacífico, ello podría haber favorecido el aporte de humedad por parte del anticiclón Atlántico en el piedemonte mendocino (Fig. 14.6).

En el sector norte de la llanura pampeana, el registro limnogeológico de la laguna Mar Chiquita, se extiende hasta el último Máximo Glacial; los últimos *ca.* 13.000 años AP. se caracterizan por eventos alternantes de contracción y expansión de la laguna, no obstante el registro presenta frecuentes *hiatus* debidos a periodos de exposición subaérea durante sequías prolongadas (Piovano *et al.*, 2009). Luego de un

lapso marcado por condiciones secas extremas y dominado por procesos de evaporación, se estableció un nivel de laguna elevado *ca.* 13.000 años cal. AP. que se extendió hasta comienzos del Holoceno temprano.

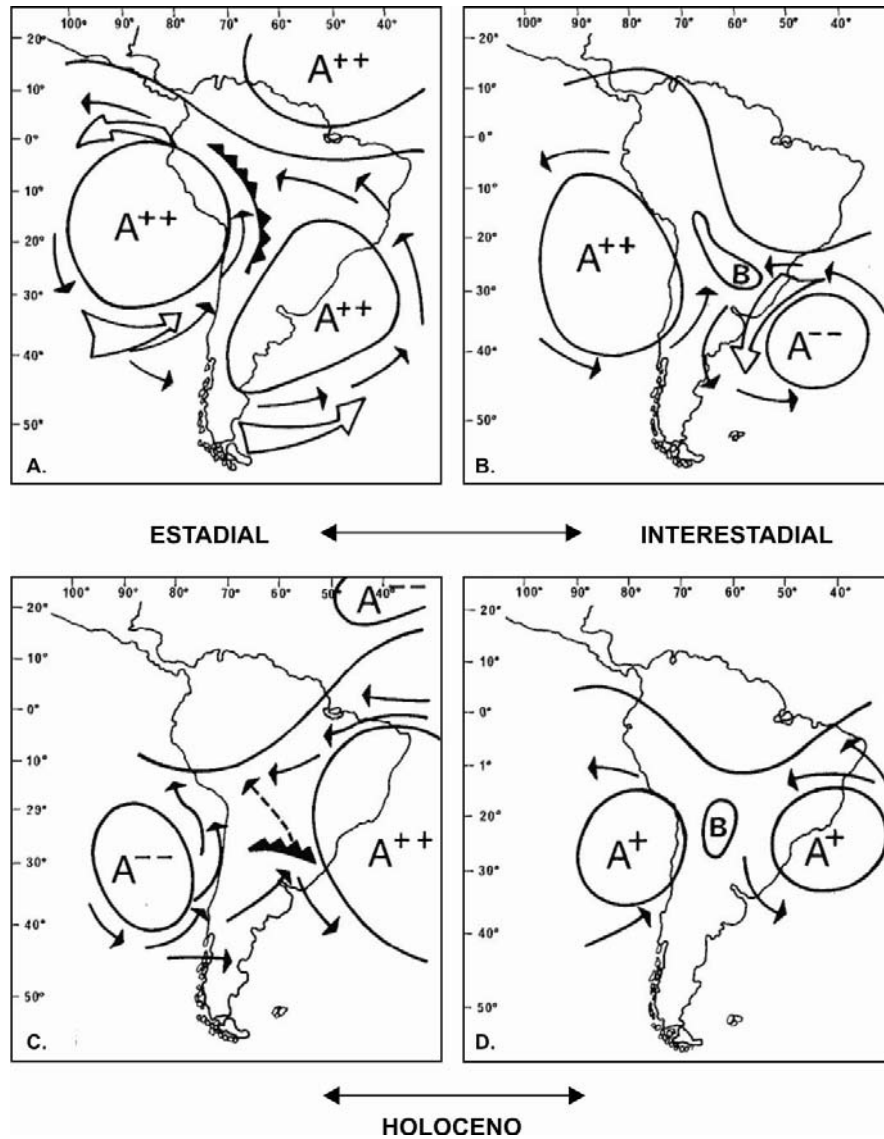


Fig. 14.6. Posición de los centros de alta presión Pacífico y Atlántico durante el último ciclo glacial e interglacial. (++) intensificación y (- -) debilitamiento del vigor de los anticiclones respectivamente (tomado de Villagrán, 1993).

En el sector sur de la región pampeana central, el Pleistoceno tardío se caracterizó por la existencia de ambientes extremadamente áridos a áridos, con mayor continentalidad del área en relación con un nivel del mar relativamente bajo y precipitaciones 100 mm inferiores a las actuales (Quattrocchio *et al.*, 2008). En los depósitos del área de la laguna Chasicó, en el suroeste de la provincia de Buenos Aires, un *hiatus* erosional sugiere que durante la última glaciación dominaba la deflación;

durante el Tardiglacial las condiciones climáticas habrían favorecido la sedimentación eólica y el desarrollo de procesos pedogenéticos hacia finales del mismo (Zech *et al.*, 2009). Un suelo enterrado datado en *ca.* 10.300 años ^{14}C AP fue correlacionado por Zech *et al.* (2009) con el suelo Puesto Callejón Viejo. Los depósitos aluviales del Valle de Quehué exhiben depósitos fluviales de naturaleza efímera con desarrollo de rasgos pedológicos, y una edad aproximada de sepultamiento del paleosuelo cercana a los 9.040 ± 580 años ^{14}C AP (8.627 - 11.754 años cal. AP).

Las evidencias recolectadas en las provincias de Mendoza y La Pampa, así como los datos disponibles para la provincia de Buenos Aires (Fidalgo *et al.*, 1973 a y b; Fidalgo 1975; Quattrochio *et al.*, 2008; Kemp *et al.*, 2000, Zech *et al.*, 2009 entre otros), sugieren que en la región central de la Argentina (33 y 36°S) el lapso de *ca.* 10.000 años ^{14}C AP (aproximadamente 12.000-11.000 años cal. AP) se caracterizó por la estabilidad relativa de los procesos exógenos de erosión-gradación y el desarrollo de suelos, tanto en ambientes de depositación eólica como aluviales.

14.3.2. Holoceno medio

Con posterioridad a los *ca.* 7.000 años cal. AP, en Chile el registro sedimentario de la laguna de Aculeo indica recurrencia de los eventos de inundación y variabilidad climática (Jenny *et al.*, 2002, Villa-Martínez *et al.*, 2003). En el piedemonte mendocino, en algún momento posterior a los 7.890 ± 50 años ^{14}C AP (8.454 - 8.968 años cal. AP) y anterior a los 5.580 ± 40 ^{14}C años AP (6.272 - 6.407 años cal. AP). el sistema fluvial del A° La Estacada excavo los depósitos previos; en el A° Yaucha y en el río Atuel los depósitos aluviales señalan un comportamiento similar, aunque las edades del proceso de incisión aún no han podido ser acotadas con exactitud. Se postula aquí que la influencia del factor climático podría haber sido uno de los principales mecanismos de control de este proceso de erosión que se verifica en cuencas del piedemonte mendocino localizadas en ambientes tectónicos disímiles (por ejemplo: Depresión tectónica de Tunuyán, Valle Extenso y Bloque de San Rafael). En ese sentido, los antecedentes bibliográficos regionales (Grimm *et al.*, 2001; Jenny *et al.*, 2002; Gil *et al.*, 2005; Zárate y Paéz, 2002) indican que el Holoceno medio fue un periodo árido y seco, con temperaturas en incremento entre los 7.800 y 4.300 años AP. y un máximo entre los 6.500 y 4.500 años AP. (Grimm *et al.*, 2001). No obstante, el comportamiento climático a ambos lados de la Cordillera de los Andes no habría sido homogéneo durante el

Holoceno medio, con señales climáticas invertidas hacia finales del lapso, después de los 6.000 años AP. según señalan Gil *et al.* (2005). Después de los 5.700 años cal. AP. el registro de laguna de Aculeo indica nuevamente recurrencia de los eventos de inundación y comienzo de la variabilidad climática, factor que no habría caracterizado a la primer mitad del Holoceno medio en la región Chilena (Jenny *et al.*, 2002; Gil *et al.*, 2005).

Gil *et al.* (2005) postulan que para el lapso 6.000-4.000 años AP. la aridez en los llanos de la región mendocina habría estado condicionada por el desplazamiento hacia el norte de los *westerlies* y el concomitante debilitamiento del anticiclón Atlántico, que aportaba hasta ese momento humedad a través de precipitaciones de verano. En este lapso se verifican incrementos de las precipitaciones en la alta cordillera y avances neoglaciarios (Espizua, 1993 y Espizua, 1998; Gil *et al.*, 2005), con el consecuente incremento de caudales en los principales cursos montañosos, por lo cual el agua que llegaba a las planicies bajas correspondía a aportes fluviales (Fig. 14.7). Pronunciadas sequías en la planicie mendocina habrían conducido a la pérdida de la cobertura vegetal y a la reactivación de los sistemas de dunas del tardiglacial por el accionar de los vientos del sur, de mayor frecuencia debido al emplazamiento hacia el norte de los *westerlies* (Gil *et al.*, 2005). No obstante la existencia de un periodo extremadamente seco (6.000-4.000 años AP.) en las regiones de altitudes bajas de la provincia de Mendoza, las sucesiones aluviales expuestas en las terrazas fluviales del Holoceno medio y tardío del Valle de Uco, así como en el A° Yaucha, indican la disponibilidad de agua en el ambiente pedemontano para este periodo. Estos ambientes habrían funcionado, al igual que lo hacen en la actualidad, como ambientes con un régimen de humedad anómalo respecto de las condiciones ambientales que dominaron y dominan la región. La disponibilidad de agua durante este lapso habría estado vinculada con la naturaleza alóctona de los cursos que drenan el piedemonte, y de acuerdo con el marco paleoclimático establecido (Espizua, 1993 y Espizua, 1998; Gil *et al.*, 2005) con los mayor caudales derivados de las precipitaciones invernales en la alta montaña.

El perfil Brazo Abandonado muestra con anterioridad a los 3.800 años ¹⁴C AP. recurrencia de eventos de inundación. Los perfiles Puesto Ramírez y La Escala exhiben aproximadamente para este intervalo una secuencia sedimentaria granodecreciente, que culmina con desarrollo de un suelo aluvial *ca.* de los 3.880 ± 30 años ¹⁴C AP. (4.143 – 4317 años cal. AP.) en el primero y en el segundo con un suelo anterior a los 3.860 ± 40 años AP. (4.082 - 4.318 años cal. AP). En la cuenca del A° Yaucha los depósitos

presentan desarrollo de suelo *ca.* de 5.800 años ^{14}C AP. sobre sedimentos limo arenosos y posterior depositación de arenas de granulometría media que gradan a arenas finas con desarrollo de suelo en el techo del depósito. Dicho suelo no ha sido datado, pero de acuerdo con las cronologías obtenidas en la sección media de la sucesión y en la terraza de relleno aluvial topográficamente por debajo, su formación fue anterior a los 3.000 años AP.

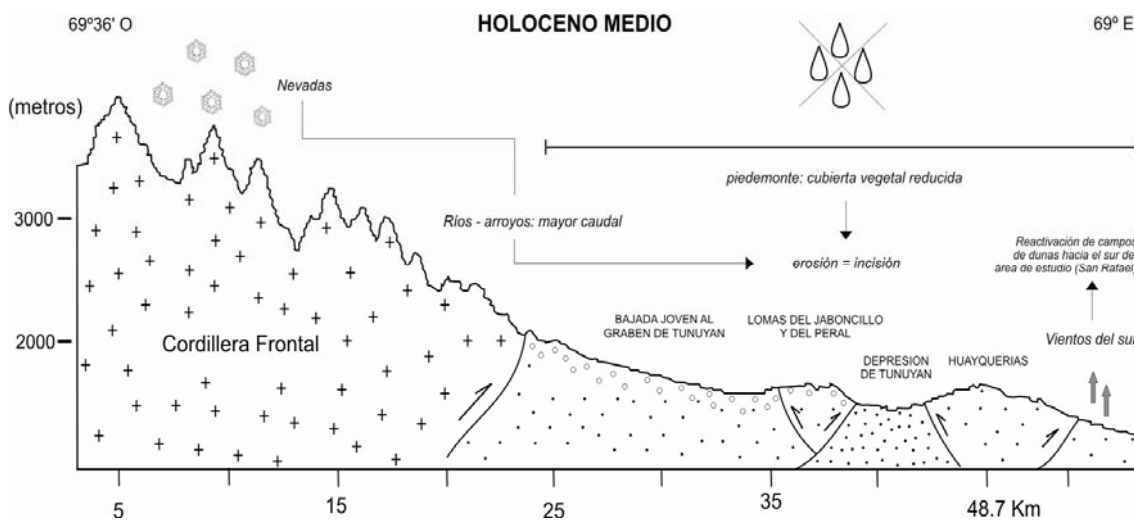


Fig. 14.7. Comportamiento climático al este de la Cordillera de los Andes durante los 6.000 - 4.000 años AP. de acuerdo con los datos presentados y con Gil *et al.* (2005).

Las edades obtenidas a partir de los depósitos indican que podrían haber existido tiempos de respuestas diacrónicas cuando se analiza el comportamiento de los sistemas fluviales en escala de centurias, ello se evidencia por ejemplo en los procesos de incisión de los depósitos en las diferentes cuencas analizadas. Mientras que en el A° La Estacada y su tributario el A° Anchayuyo se produjo en algún momento entre los 7.890 ± 50 años ^{14}C AP ($8.454 - 8.968$ años cal. AP) y los 5.580 ± 40 ^{14}C años AP ($6.272 - 6.407$ años cal. AP), en el A° Yaucha fue al menos posterior a los 5.800 años ^{14}C AP. La diferencia observada podría explicarse como una consecuencia de las diferencias altitudinales y de cercanías al frente montañoso de los arroyos. Mientras que los perfiles analizados en el A° Yaucha se encuentran a casi 1.300 msnm y a unos 4 km. del frente de la Cordillera Frontal, los perfiles analizados en los otros dos arroyos están a unos 900 msnm y a más de 35 km respecto del frente. Estos factores podrían haber ejercido un control local sobre los sistemas fluviales y sobre las coberturas vegetales de ambas zonas, estableciendo diferencias en la susceptibilidad de las áreas a la erosión y por ende en los tiempos de respuesta a las perturbaciones externas recibidas por cada sistema fluvial en particular.

En resumen, los perfiles aluviales analizados en el piedemonte mendocino central muestran para la segunda mitad del Holoceno medio participación de niveles sedimentarios granodecrecientes (desde gravillas a arenas medias a arenas finas y/o limos arenosos) con desarrollo de suelos y niveles límnicos. Ello podría ser indicativo de un aumento de los caudales transportados por los ríos *ca.* de los 6.000-5.500 años ^{14}C AP. y de su posterior disminución hacia finales del Holoceno medio, culminando con un cese de la agradación en los ambientes aluviales, evidenciado por el desarrollo de procesos pedogenéticos en los depósitos.

En el sector norte de la llanura pampeana, los depósitos sedimentarios de la laguna Mar Chiquita registran una reversión climática que instaló una nueva fase seca dominante a lo largo del Holoceno medio, con su punto álgido *ca.* 4.700 años cal. AP. En la cuenca del río Luján, Prieto *et al.* (2004) reconocen un periodo seco en el Holoceno medio, con desarrollo de un ambiente de pantano de naturaleza alcalina, que registra abundante precipitación de carbonatos. Por su parte, los depósitos aluviales de los principales ríos del sur de la región pampeana bonaerense revelan que el Holoceno temprano-medio se caracterizó por condiciones climáticas con mayor disponibilidad de humedad e incremento de la temperatura (Zárate *et al.*, 2000; Quattrocchio *et al.*, 2008). De acuerdo con Zárate *et al.* (2000) dicho escenario permaneció constante alrededor de 3.000-4.000 años, aunque con una tendencia hacia condiciones más secas verificadas a partir de aportes eólicos en los sectores más deprimidos del paisaje. El registro polínico regional y los eventos de depositación eólica de la cuenca superior del río Sauce Grande indican un clima más seco (subhúmedo) alrededor de los 4.000-5.000 años ^{14}C AP. (Zárate y Flegenheimer, 1991 en Kemp *et al.*, 2000). En el A° Chasicó, el registro sedimentario revela condiciones de mayor humedad relativa y más cálidas que en el Holoceno temprano (Zech *et al.*, 2009). Una sucesión de capas sedimentarias de color oscuro con contenido orgánico sugiere el desarrollo de ambientes hidromórficos y fluviales (Zech *et al.*, 2009). El sector superior de la sucesión sedimentaria de Chasicó documenta el retorno a condiciones más áridas durante el Holoceno medio, aunque la existencia de horizontes de suelo interestratificados sugiere periodos con condiciones climáticas benignas; durante alguno de ellos podría haberse formado el suelo Puesto Berrondo identificado para este lapso en otras regiones de la llanura pampeana (Zech *et al.*, 2009).

En la provincia de La Pampa, en el Valle de Quehué, el Holoceno temprano registra desarrollo de ambientes palustres hasta *ca.* de los 8.000 años ^{14}C AP, luego del

cual se verifica un periodo de desecación evidenciado a partir de la precipitación de carbonato de calcio sobre los depósitos palustres, probablemente durante los comienzos del Holoceno medio. Sin embargo, faltan edades que permitan acotar y caracterizar el lapso Holoceno medio y la transición Holoceno medio-tardío, caracterizado por un registro sedimentario discontinuo.

14.3.3. Holoceno tardío

En la cuenca alta del río Atuel, el perfil sedimentario de abanico aluvial Agua Buena, registra que *ca.* 2.800 años ^{14}C AP los ambientes de vega pasaron de condiciones más productivas y estables a menos estables (Navarro *et al.*, 2010 a-b y Paéz *et al.*, 2010). Un aumento en los caudales del A° Bayo se evidencia a partir del predominio de eventos de agradación en la zona distal del abanico aluvial.

Paéz *et al.* (2010) indican que en la vega “Salado”, ubicada en las nacientes del Arroyo Yaucha (34°11’S, 69°32’O) y publicada por Markgraf (1983 en Paéz *et al.*, 2010), se observa a partir de *ca.* 2.800 años ^{14}C AP que los ambientes de vega habrían pasado de comunidades menos productivas con dominancia de poáceas a ambientes más húmedos y productivos, con incremento de hidrófitas y menor proporción de poáceas. Las observaciones en la vega “Salado” indican un patrón contrario a lo registrado en el perfil Agua Buena; no obstante Paéz *et al.* (2010) infieren que el mismo indicaría en ambos casos una mayor disponibilidad relativa de agua en los sistemas fluviales con posterioridad a los *ca.* 2.800 años ^{14}C AP. Para el ambiente de la vega “Salado”, Markgraf (1983 en Paéz *et al.*, 2010) propone un aumento en la escorrentía superficial; el desarrollo de vegas más productivas se vincularía con mayor disponibilidad de agua en las cabeceras del arroyo Yaucha. No obstante, los autores no descartan que estas fluctuaciones sean locales y sin influencia de un control climático regional. Respecto al registro polínico regional, para el lapso posterior a los *ca.* 2.800 años ^{14}C AP. los *taxa* Andino-Patagónicos se incrementaron. De acuerdo con la interpretación del registro expuesto en Agua Buena realizada por Paéz *et al.* (2010), esta tendencia del registro regional se vincularía con cambios en las condiciones de depositación.

En el sector suroeste de la región pampeana el registro del Holoceno tardío del A° Chasicó, entre los 3.100 y 1.500 años ^{14}C AP, documenta la influencia fluvial en la formación de los depósitos y condiciones ambientales inestables. Las evidencias

palinológicas sustentan una gran variabilidad climática en este lapso, con condiciones más estables durante los últimos 1.500 años (Zech *et al.*, 2009).

Tiempos históricos: la Pequeña Edad de Hielo

En la región central de Argentina los registros climáticos de tipo instrumental están disponibles desde hace unos 100 años (Laprida y Orgeira, 2008). Por esta razón, las características de las oscilaciones climáticas de los últimos 1.500 años en la región pampeana Argentina se analizan en función de los registros geológicos y palinológicos existentes en lagunas, lagos y depósitos fluviales (entre otros: Navarro *et al.*, 2010; Paéz *et al.*, 2010; Mehl, 2010; Laprida y Orgeira, 2008, Piovano *et al.*, 2009), así como en los registros dendrocronológicos disponibles (por ej. Labraga y Villalba, 2009).

De acuerdo con Piovano *et al.* (2009), las reconstrucciones paleohidrológicas para el territorio argentino sugieren que en las regiones ubicadas al oeste y sur de la Diagonal Arida Sudamericana (DAS) las condiciones dominantes habrían sido húmedas durante la ocurrencia de fases frías debido al ingreso de humedad desde el Pacífico, por ej. las acaecidas en el Holoceno medio o durante la ***Pequeña Edad de Hielo (PEH)***. Por otra parte, al este de la DAS, la llanura pampeana, bajo la influencia del régimen de lluvias de verano atlánticas, se habría caracterizado por condiciones secas. En forma opuesta, durante fases de clima cálido, por ej. ***Anomalía Climática Medieval (ACM)*** o la última parte del siglo 20, las sequías habrían dominado a lo largo de Patagonia, con prevalencia de condiciones húmedas en la llanura pampeana.

Alrededor de los 1.500 años cal. AP. la laguna Mar Chiquita registra niveles de lago relativamente más elevados que en el lapso anterior (Piovano *et al.*, 2009). Los últimos dos milenios se caracterizan por el registro reiterado de *hiatus* sedimentarios, esto impide, de acuerdo con los autores, sincronizar en forma correcta los periodos de sequías. A mediados del siglo XVIII el registro sedimentario indica nuevamente condiciones climáticas relativamente más secas, en vinculación con la PEH. La segunda mitad del siglo XIX se caracteriza por la ocurrencia de pulsos húmedos de corta duración (Piovano *et al.*, 2009).

En el extremo oeste de la llanura pampeana, las salinas del Bebedero eran alimentadas en el pasado por agua de deshielo a través del río Desagüadero y por vientos húmedos provenientes del Pacífico, factores que determinaban niveles de lago altos ligados a episodios de enfriamiento globales (González, 1994; García, 1998;

González y Maidana, 1998 en Piovano *et al.*, 2009). En la actualidad el sistema se ha desconectado de los aportes de agua y humedad andinos, con aportes de las precipitaciones locales, siendo un cuerpo de agua de carácter salino (Piovano *et al.*, 2009). Las paleolíneas de costa de la salina indican varios pulsos de nivel alto del lago, desde el Pleistoceno tardío hasta la PEH (González 1994, García 1998, González y Maidana, 1998 en Piovano *et al.*, 2009), en vinculación con precipitaciones locales durante periodos de clima cálido. La PEH registra dos niveles de lago elevados *ca.* de 550 y 334 años cal. AP. con un periodo seco interpuestos (Piovano *et al.*, 2009).

Laprida y Orgeira (2008) analizaron dos testigos cortos, aprox. 40 cm, extraídos de las lagunas de Chascomús y del Monte (provincia de Buenos) con el objeto de determinar las características de la PEH en la región pampeana bonaerense. Los resultados obtenidos en ambas lagunas son correlacionables. Las edades radiocarbónicas obtenidas abarcan los últimos 500 años. Los autores reconocen un periodo de clima benigno hacia fines del siglo XV; indican que la disponibilidad de agua habría favorecido la colonización del área por inmigrantes europeos, con el consecuente aprovechamiento agrícola-ganadero del área. Alrededor del siglo XVII las lagunas habrían comenzado a experimentar un proceso de retracción vinculado con un periodo seco de casi 150 años de duración. Alrededor del año 1850 habría comenzado el régimen de exceso hídricos dominante de la llanura bonaerense en tiempos históricos. Las autoras indican que estos registros concuerdan con los registros históricos del área (Politis, 1984 y Deschamps *et al.*, 2001, en Laprida y Orgeira, 2008), que mencionan la existencia de intensas sequías en la región en la segunda mitad del siglo XIX en correspondencia con los últimos pulsos de la PEH; indican además que esta podría ser la causa de la señal climática observada en los sondeos.

En el piedemonte mendocino, la cuenca del A° La Estacada registra desarrollo de suelos en ambientes de planicie de inundación aluvial *ca.* de 1.420 y 540 años ¹⁴C AP. y un proceso de incisión aproximadamente posterior a los 435 años ¹⁴C AP. Teniendo en cuenta el marco climático establecido para la región central de Argentina - región pampeana-, ambos procesos podrían estar vinculados con los fenómenos climáticos acaecidos en la segunda mitad del Holoceno tardío (PEH y ACM). La formación de suelos parece tener correspondencia con el ACM, donde las temperaturas podrían haber favorecido el desarrollo de suelos en las planicies de inundación de los sistemas aluviales, con tasas de agradación sedimentaria bajas a nulas en dicho lapso. La incisión podría estar vinculada con el primer pulso frío de la PEH; donde la

disminución de la temperatura podría haber propiciado un desmejoramiento de la cubierta vegetal en el área pedemontana y posiblemente aumento de las precipitaciones nivales en la cordillera, generando cursos con mayor caudal de agua que circulaban por un área susceptible a la erosión.

Asimismo, debe tenerse en cuenta que desde 1774, con la fundación del fuerte de San Carlos, comenzó el asentamiento de un núcleo poblacional en el Valle de Uco; y con el mismo, el coetáneo aprovechamiento de la tierra con fines agropecuarios (Molina, 2008) y el consecuente impacto antrópico en el medio ambiente. El censo de noviembre de 1810 reveló la presencia de 694 habitantes en el Valle, distribuidos principalmente en grandes unidades productivas y un asentamiento militar (Molina, 2008). Cortegoso *et al.* (2010) indican que entre los siglos XVII y XX, los ambientes pedemontanos y cordilleranos del centro-oeste de Mendoza fueron utilizados para la explotación pecuaria; actividad que consistía en la concentración y engorde de ganado bovino en los campos del piedemonte oriental de la cordillera. El ganado se comercializaba en el mercado chileno, utilizando como principal vía para el tráfico hacia Chile el paso del Portillo, vía que mantuvo su importancia hasta la primera mitad del siglo XX (Cortegoso *et al.*, 2010). Los autores infieren que la sobrecarga de ganado habría introducido modificaciones de los ambientes, que habrían derivado en un empobrecimiento de la cobertura vegetal, procesos de erosión acelerada, modificaciones hidrológicas y en un empobrecimiento de la biodiversidad. La conjugación de las oscilaciones climáticas y el impacto antrópico en el piedemonte mendocino de Cordillera Frontal podría haber sido uno de los desencadenantes del proceso de incisión que labró, en un lapso relativamente corto, profundos valles fluviales a lo largo del curso de los arroyos analizados en este trabajo.

En la provincia de La Pampa, el Valle de Quehué registra, en forma similar al Valle de Uco, desarrollo de un suelo, con una edad de enterramiento de *ca.* de 1.258 años ^{14}C AP (972-1.276 años cal. AP), sobre depósitos fluviales. Su formación podría haber estado vinculada con un periodo de clima benigno quizás asociado a la ACM. El suelo fue cubierto por un manto de sedimentos fluviales delgado, por encima del cual yace un depósito eólico. Luego, o posiblemente en forma concomitante con la agradación eólica, aconteció un evento de incisión. Quizás estos dos últimos procesos, agradación eólica e incisión, podrían haberse producido en vinculación con las condiciones climáticas de la PEH. En la zona centro-este de la provincia de La Pampa, la existencia de sistemas fluviales es escasa, y los efectos de la PEH podrían no haber

tenido el mismo grado de manifestación que el alcanzado en las lagunas del sector norte y suroeste de la llanura pampeana (laguna Mar Chiquita y salinas del Bebedero). Tripaldi (2010) señala que las grandes dunas longitudinales de Pampa de la Varita, en el este-sureste de la provincia de Mendoza, fueron asignadas por Krömer (1996 en Tripaldi, 2010) a finales del Pleistoceno tardío y principios del Holoceno; mientras que las dunas longitudinales menores allí observadas corresponderían, según este autor, a un periodo de aridez relacionado con la Pequeña Edad de Hielo. Los campos de dunas de Médanos Grande (provincia de san Juan) y Médanos Negros (límite interprovincial de San Juan-La Rioja) registran un potencial evento de depositación eólica *ca.* 400-500 años AP. (Tripaldi y Forman, 2007). Dicho evento sería correlacionable con el registro eólico (dunas, cuencas de deflación y reactivación parcial de dunas) de la provincia de Córdoba reportado por Cioccale (1999, en Tripaldi y Forman, 2007). De acuerdo con la hipótesis propuesta por Zárate (2002 en Tripaldi, 2010), durante la PEH habrían ocurrido reactivaciones de los sistemas medanosos, producto de un deterioro climático y disturbios antrópicos, generados durante el Holoceno medio. De acuerdo con Tripaldi y Forman (2007), aunque existen evidencias confiables de un periodo de sequía y aridez durante el Holoceno tardío, no se han reportado hasta el momento edades numéricas que indiquen la existencia de reactivaciones de los sistemas geomorfológicos eólicos en vinculación con la PEH; no obstante, la incisión registrada en los depósitos de naturaleza fluvial efímera del Valle de Quehué podría ser un registro de dicho evento.

Los cursos fluviales del sur de la provincia de Buenos Aires registran una gran variabilidad climática durante el Holoceno tardío, desde cortos episodios áridos a lapsos húmedos y cálidos. (Quattrocchio *et al.*, 2008). Markgraf (1991 en Quattrocchio *et al.*, 2008) indica que el comportamiento oscilatorio del clima en Sudamérica habría comenzado a los 3.000 años AP; para Jenny *et al.* (2002) y Villa-Martínez (2003) en Chile dichas condiciones habrían comenzado después de los 5.700 años cal. AP., con mayor frecuencia de las oscilaciones a partir de los 3.200 años cal. AP., momento a partir del cual se habría establecido el régimen climático actual en vinculación con el ENSO (*El Niño Southern Oscillation*).

En la llanura interserrana bonaerense el registro sedimentario y polínico de los depósitos del río Sauce Grande y del A° Napostá indica actividad eólica con actividad fluvial efímera en condiciones climáticas áridas a semiáridas *ca.* 2830 ± 90 años AP (Quattrocchio *et al.*, 2008). Alrededor de los 1960 ± 100 años AP. el registro polínico y fosilífero indica condiciones climáticas más benignas, con desarrollo de cuerpos de agua

en la región, probablemente someros, de baja energía y salinidad (Quattrocchio *et al.*, 2008 y trabajos allí citados). El sitio arqueológico La Toma, en la cuenca superior del río Sauce Grande, registra *ca.* de los 995 ± 65 años AP un clima cálido quizá vinculado con la ACM (siglo XII y XIII); la asociación de mamíferos encontrada en el sitio arqueológico Lobería sugiere un clima árido a semiárido con anterioridad a los 440 ± 60 años AP. tal vez relacionado con la ocurrencia de la PEH (Rabassa *et al.*, 1989).

En la sección La Horqueta, río Quequén Grande, Kemp *et al.* (2000) indican que luego de las condiciones secas subhúmedas del Holoceno medio siguieron condiciones ambientales caracterizadas por la recurrencia de eventos de inundación y exposición subaérea. De acuerdo con los autores, *ca.* 2.700 años ^{14}C AP la agradación fluvial cesó; la existencia de depósitos eólicos posteriores indica un lapso de clima mucho más seco que podría haber disparado la incisión de los valles fluviales que se observan en la actualidad. Zavala y Quattrocchio (2001) analizaron la evolución geológica del río Sauce Grande a partir de un análisis de estratigrafía secuencial. Determinaron tres eventos de incisión principales, *hiatus* depositacionales y una actividad esporádica de los sistemas fluviales de la región. El último evento de incisión ocurrió en concomitancia con el último estadio de la evolución de los valles -(1) erosión/no depositación, (2) relleno inicial, (3) relleno final y (4) relleno final/incisión-, y afectó, de acuerdo con los autores, a los depósitos de lagunas en rosario y suelos hidromórficos localizados en el eje central de los valles. En el caso del valle del A° Napostá, Quattrocchio *et al.* (1998 en Quattrocchio *et al.* 2008) indican la existencia de dichas lagunas para el Holoceno tardío, *ca.* 1.960 ± 100 años AP. El inicio de esta etapa se vinculó con un incremento de las precipitaciones y un ascenso relativo del nivel del mar (Zavala y Quattrocchio, 2001).

Piovano *et al.* (2009) y Labraga y Villalba (2009) mencionan la existencia de una antifase entre los balances hidrológicos de Patagonia y los de la región pampeana (frío/húmedo *versus* frío/seco), como consecuencia de un proceso sincrónico de intensificación de los vientos del sudoeste (*southern westerlies*) y un debilitamiento en la circulación monzónica, que se prolongaría desde el Holoceno medio. El resultado es un incremento de las precipitaciones en Patagonia, favorecidas por la intensificación de los *westerlies*, y disminución de la advección de humedad desde las regiones tropicales a las subtropicales. Los autores enfatizan la idea de realizar investigaciones futuras tendientes a comprender el rol de las áreas subtropicales como forzantes de los cambios en la circulación atmosféricas en Sudamérica.

IV. CONCLUSIONES

Metodología de estudio implementada. Discusión

Los sistemas fluviales ofrecen tanto bondades como dificultades en lo que respecta a su estudio con fines de deducir la evolución paleoambiental, paleoclimática y tectónica de una región. Entre las primeras se pueden mencionar que los registros sedimentarios fluviales permiten analizar e inferir la evolución del paisaje de una cuenca tanto a escala local, como regional. Estos registros sedimentarios permiten implementar criterios y herramientas de diversas disciplinas científicas para el análisis, entre ellas varias tomadas de las ciencias geológicas, como ser la sedimentología, pedología, tectónica, geomorfología y geocronología. También las ciencias biológicas realizan sus aportes con el estudio de diferentes *proxys*, como ser análisis palinológicos, malacológicos, de diatomeas y de algas. Este trabajo se realizó en el marco de un proyecto interdisciplinario abordado desde las distintas disciplinas mencionadas. Los datos geológicos recolectados (sedimentológicos, geomorfológicos, geocronológicos, paleopedológicos y de neotectónica) complementan la información necesaria para realizar un análisis integral del funcionamiento de los sistemas fluviales pedemontanos y del centro-este de la Argentina durante los últimos 50.000 años AP.

Algunas de las principales dificultades experimentadas durante la realización del trabajo se relacionaron con el análisis mineralógico y geocronológico de los depósitos sedimentarios. En lo que respecta al análisis mineralógico los principales inconvenientes radicaron en la comprensión de la marcada abundancia relativa de algunos minerales respecto a los demás presentes en la fracción “arena fina a muy fina”, sin que mediara, respecto de las rocas proveedoras, un aporte detrítico preferencial de tal composición. Se pensó así en el accionar de un proceso de selección mineralógica y a continuación se analizaron las posibles causas y mecanismos de tal "enriquecimiento". Se concluyó, que el mismo puede ser consecuencia de la densidad y hábito de las distintas especies minerales presentes, factores que influyen en el comportamiento hidrodinámico de los minerales.

En cuanto a la geocronología de los depósitos se puso énfasis en realizar una correcta interpretación de las edades obtenidas, es decir, se tuvo en cuenta qué procesos representan las edades en cuestión. Con las edades radiocarbónicas, se debió distinguir

si el dato obtenido correspondía a un paleosuelo aluvial o a un nivel límnic. En el primer caso, las edades de la materia orgánica obtenidas a partir de muestras de sedimento tomadas en el techo de los paleosuelos indican una edad mínima para la finalización del proceso de formación de suelo -sepultamiento- en la planicie aluvial. En el caso de los niveles límnicos la edad de la materia orgánica revelaba una edad mínima de depositación de esos restos vegetales.

Cuando se incorporaron al análisis edades OSL y de dataciones radiocarbónicas en moluscos, obtenidas por Toms *et al.* (2005) y De Francesco *et al.* (2007), también se realizaron consideraciones al respecto. Se tuvo en cuenta que la edad OSL indica cuando fue la última vez que el depósito analizado estuvo al descubierto, es decir en contacto directo con la luz solar. En el caso de las edades obtenidas a partir del carbono inorgánico de la valva de moluscos se consideró que puede llegar a existir un margen de error en las edades obtenidas debido a un “efecto reservorio”. De Francesco *et al.* (2007) indica que la incertidumbre en las edades radiocarbónicas obtenidas a partir de conchillas de moluscos se vinculan con el tipo de moluscos considerado -de agua dulce o terrestres-. En el caso de las conchillas de caracoles terrestres, las anomalías - asociadas con la incorporación de carbonato más antiguo- pueden alcanzar en promedio hasta 2.200 años (De Francesco *et al.*, 2007). En el caso de los caracoles de agua dulce, el efecto reservorio puede ser de diferente magnitud; por ejemplo, Figini *et al.* (1989, 1995) estiman un efecto reservorio de 1.100 años en conchillas de gasterópodos de agua dulce modernos (*Chilina parchappii*).

Validación de hipótesis y objetivos del trabajo

“Los suelos enterrados aluviales indican respuestas a cambios climáticos y respuestas complejas del sistema fluvial.”

“El modo de operación de los sistemas fluviales en el sector central de Argentina, durante los últimos 14.000 años estuvo condicionado por la variación de las condiciones climáticas.”

A partir de los datos compilados (sedimentológicos, pedológicos, geocronológicos, geomorfológicos) se validan las dos hipótesis planteadas como ejes conductores del trabajo. Se infiere que los cambios y fluctuaciones climáticas

posteriores al máximo de la última glaciación fueron uno de los principales factores de control de la dinámica fluvial del sector central de Argentina. Los sistemas fluviales manifiestan un comportamiento similar y prácticamente sincrónico (en escala de milenios) en ambientes tectónicos disímiles y distantes de la región central de Argentina. Se postula que durante el Holoceno tardío, en el piedemonte mendocino y quizás en la región pampeana, también el factor antrópico podría haber influido en las reactivaciones de los procesos de incisión observados en las cuencas analizadas. Los factores neotectónicos influyen, al menos en la actualidad, en el control del diseño de los cursos del sector sur del piedemonte central de Cordillera Frontal.

Las edades radiocarbónicas obtenidas a partir de los suelos aluviales enterrados están prácticamente en concordancia con los principales eventos de cambio y/o fluctuaciones climáticas establecidos en el esquema paleoclimático de la región central de Argentina y Chile durante el Pleistoceno tardío-Holoceno. El mismo indica comportamientos opuestos durante el Holoceno temprano-Holoceno medio a ambos lados de la Cordillera de Los Andes; los datos recopilados a partir del registro sedimentario aluvial del piedemonte mendocino central entre los 33°-34°S, corroborarían dicho patrón.

Los objetivos generales y específicos planteados para la realización del proyecto se cumplieron en su totalidad:

Objetivos Generales

A. Los resultados obtenidos aportan nueva información al esquema paleoclimático regional establecido para la transición climática desde el máximo de la última glaciación (Pleistoceno tardío-Holoceno) a las condiciones climáticas actuales en las latitudes medias de Sudamérica.

B. La información recopilada permitió inferir el modo de funcionamiento de los sistemas fluviales a escala regional (piedemonte de Mendoza) y escala macro-regional (sistemas fluviales de la región central de Argentina) durante el Pleistoceno tardío-Holoceno y Holoceno.

C. El análisis de los suelos enterrados en depósitos sedimentarios de ambientes de llanura de inundación generó resultados que pudieron ser interpretados en base al marco paleoclimático regional del Tardiglacial-Holoceno y Holoceno.

Objetivos específicos

A. El análisis sedimento-pedológico de los depósitos aluviales permitió establecer las relaciones espacio-temporales de los cuerpos sedimentarios y de los paleosuelos de las cuencas de los arroyos Yaucha, Grande y La Estacada del Valle de Uco.

B. A partir de la información obtenida se dedujo la dinámica de funcionamiento de los sistemas fluviales pedemontanos del Valle de Uco durante los últimos 14.000 años (transición Pleistoceno-Holoceno y Holoceno), y se correlacionó la información obtenida en el piedemonte mendocino con aquella obtenida en la cuenca media del río Atuel y de la región pampeana central (Valle de Quehué en la provincia de La Pampa y cuencas fluviales de la provincia de Buenos Aires).

Resultados obtenidos

La región central de Argentina (33°-38° S), en la que se encuentran emplazados los depósitos sedimentarios aluviales analizados, exhibe heterogeneidad de condiciones tanto desde el punto de vista climático como geológico (litología y emplazamiento tectónico).

A. Al realizar una transecta este-oeste se progresa desde condiciones de clima húmedo-subhúmedo en la costa atlántica bonaerense, a semiárido en la región central, y finalmente áridos en el extremo oeste, correspondiente al piedemonte de la Cordillera de los Andes.

B. Los sistemas fluviales analizados ocupan distintas jerarquías dentro de la red de drenaje, desde cursos troncales (río Atuel y río Salado) que circulan por grandes extensiones recolectando el agua de diversos cursos menores, hasta cursos de jerarquía inferior que actúan como sistemas tributarios (A° La Estacada, Anchayuyo, Guajardino, y Grande entre otros), o bien desaguan en cuencas pequeñas de tipo endorreico (A° Quehué).

C. En la actualidad todos los sistemas fluviales involucrados en el estudio presentan regímenes hidrológicos diferentes. Se reconocen cursos cuyo régimen es controlado anualmente por las precipitaciones nivales en las altas cumbre de Cordillera Frontal (río Atuel, A° Grande y A° Yaucha), cursos cuyo caudal se origina a partir de surgentes en el piedemonte mendocino (arroyos del Valle de Uco), cursos con caudales efímeros

dependientes principalmente de las precipitaciones locales (Valle de Quehué) y finalmente sistemas fluviales que dependen tanto de las lluvias locales como de los aportes recibidos desde los acuíferos subterráneos de la región (río Salado).

D. Desde un punto de vista geológico los cursos analizados están localizados en diferentes ámbitos tectónicos: Depresión de Tunuyán, Valle Extenso, piedemonte del bloque de San Rafael, Bloque de Chadileuvú y Depresión Tectónica del Salado.

El análisis sedimentológico-geomorfológico de las sucesiones aluviales expuestas en el Valle de Uco, y zonas aledañas ubicadas al sur (Valle Extenso), junto con el marco geocronológico establecido, permitieron analizar las condiciones de sedimentación y ambientales que prevalecieron en los sistemas fluviales del Valle de Uco en el lapso Pleistoceno tardío-Holoceno y Holoceno.

A. En el sector noreste del Valle de Uco la sedimentación tuvo lugar en las facies distales de depositación de abanicos aluviales, cuya coalescencia dio lugar a una amplia planicie de agradación regional hacia finales del Pleistoceno tardío-Holoceno temprano. Los depósitos de la terraza de relleno aluvial, desarrollados a partir del Holoceno medio, se vincularían con un curso fluvial de tipo sinuoso.

B. En la cuenca del A° La Estacada y de su tributario el A° Anchayuyo (Planicie Loésica, Depresión de Tunuyán), el marco estratigráfico establecido sugiere una sedimentación activa desde al menos unos 50.000 años AP, que podría extenderse hasta unos 130.000 años AP (Zárate y Mehl, 2008).

C. En el ámbito del A° Yaucha (Planicie Piroclástica, Valle Extenso) las sucesiones aluviales demuestran que luego de la depositación de los fanglomerados de la Fm. Las Tunas (Pleistoceno medio a tardío) el proceso de sedimentación aluvial habría permanecido inactivo por un largo periodo y sufrido una reactivación *ca.* 10.000 años AP, dando lugar a la agradación de depósitos sedimentarios aluviales que reflejan el lapso Pleistoceno tardío-Holoceno y Holoceno.

D. En el ámbito de la Depresión de Tunuyán y Valle Extenso, los cursos fluviales analizados muestran reactivaciones sincrónicas de los procesos de excavación-agradación y desarrollo de paleosuelos *ca.* del Holoceno medio y en el Holoceno tardío.

E. El desarrollo de procesos pedológicos sobre los depósitos sedimentarios aluviales, así como la presencia de algunos niveles de sedimentación eólica, indican que la actividad

de los procesos de sedimentación aluvial a lo largo de la transición Pleistoceno tardío-Holoceno y Holoceno no ha sido continua en el tiempo.

F. Los paleosuelos desarrollados en el ámbito de las planicies de inundación de los arroyos analizados en el piedemonte mendocino central de Cordillera Frontal muestran un desarrollo pedológico escaso, con predominio de los procesos de descomposición de materia orgánica, carbonatación, óxido-reducción y bioturbación.

G. Las edades numéricas obtenidas permitieron 1) establecer un marco geocronológico ajustado que facilita la correlación de los depósitos sedimentarios analizados a nivel regional y extrarregional, y 2) establecer un marco temporal para los distintos procesos que caracterizaron la dinámica fluvial de los depósitos analizados.

H. Las dataciones de la materia orgánica contenida en niveles límnicos y paleosuelos ha permitido utilizar a estos depósitos como niveles guías que facilitaron la correlación de los depósitos analizados.

I. Las respuestas observadas a partir de los depósitos aluviales de los últimos 50.000 años parecen no tener vinculación con la actividad neotectónica. Cabe mencionar que los efectos de la tectónica pueden ser de largo plazo, por ejemplo aquellos que podrían experimentar los sistemas fluviales en un área montañosa activa durante millones de años, o bien de corto plazo, como ser influencias tectónicas de escala local (Bridge, 2003). En tal sentido, podrían existir respuestas de los sistemas fluviales a los procesos tectónicos que involucren lapsos muy amplios, de hasta decenas de miles de años, que podrían impedir el reconocimiento de la influencia neotectónica en el área analizada.

Los resultados obtenidos a partir de los análisis sedimento-pedológicos, geomorfológicos y geocronológico apuntan a una historia evolutiva similar de los sistemas fluviales del piedemonte mendocino y de la región centro-este de Argentina (provincia de La Pampa y Buenos Aires).

A. El comportamiento de los sistemas fluviales exhibe registros sincrónicos, a escala de milenios, que presentan en todos los casos analizados una respuesta *quasi*-similar a los factores externos que habrían influido en su comportamiento.

B. La ampliación de los estudios a regiones aledañas del piedemonte mendocino y otras áreas de la región centro-este de la Argentina permitió establecer patrones de sedimentación regionales que podrían ser indicativos de una génesis influenciada por los cambios climáticos acaecidos luego del máximo de la última glaciación, entre

25.000 y 18.000 años cal. AP, así como por las fluctuaciones climáticas de menor envergadura del Holoceno.

C. En una escala temporal diferente habría actuado y actúa el control neotectónico, produciendo modificaciones locales en el diseño de los cursos que drenan el sector sur del piedemonte central de Cordillera Frontal. El diseño actual de los arroyos emplazados al sur de la depresión de Tunuyán, en el Valle Extenso, refleja un control neotectónico en el diseño de los cursos, evidenciado en los tramos en que estos interceptan trazas de fallas.

D. Refuerza la idea de un control climático el hecho de encontrar respuestas similares en sistemas fluviales emplazados en dominios tectónicos diferentes al del piedemonte mendocino central. Los depósitos aluviales de la cuenca media del río Atuel se ubican en el Bloque de San Rafael, los del Valle de Quehué en el Macizo de Chadileuvú; mientras que los del río Salado y del río Quequén están localizados en el ámbito de la Depresión Tectónica del Salado y de la Antefosa de Claromecó (o Pampa Interserrana Bonaerense) respectivamente. Así mismo, son cursos que exhiben distintos regímenes hidrológicos (permanentes, efímeros, influentes y/o efluentes) y jerarquías dentro de los sistemas fluviales (curso colector o troncal, cursos tributario).

E. Los cambios observados en el modo de operación fluvial durante el Pleistoceno tardío-Holoceno y Holoceno resultan en todos los casos aparentemente sincrónicos en escala de milenios; no obstante pueden observarse pequeños desfasajes en los tiempos de respuestas, escala de centurias, sin que estos afecten el esquema de funcionamiento establecido. Ellos pueden haberse producido en respuesta al emplazamiento tectónico, así como a la posición geográfica de cada uno de los sistemas fluviales analizados; factores que podrían haber sido determinantes del tiempo de respuesta de los ríos a los cambios climáticos.

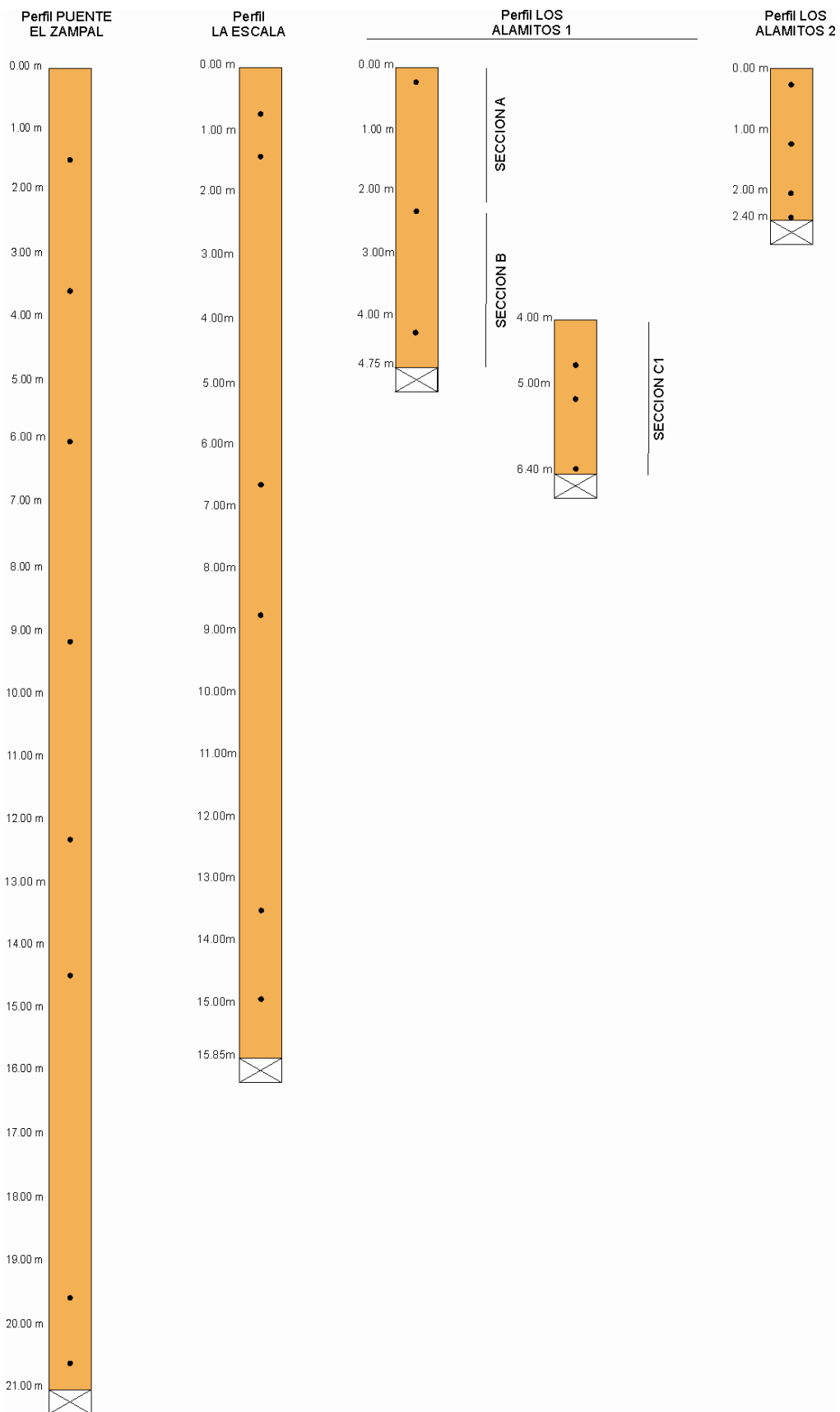
V. APÉNDICE

Sección 1

Modelo de planilla utilizada para cuantificar minerales presentes en la fracción arena fina de las muestras de sedimento seleccionadas para el análisis mineralógico con microscopio petrográfico *Nikon Eclipse E400 Pol.*

PERFIL	MUESTRA	Clasificación*	% Arena	Profund. (m)	Qz.	Pl.	Fp.	Vv.	Lt.	Pm.	Px.				Anf.		Micas	Ep.	Ol.	Op.	Alteritas
											Au.	Hip.	Dp.	Ens.	Hor.	Lam.					

Qz: cuarzo, **Pl:** plagioclasa, **Fp:** feldespatos potásicos, **Vv:** vidrio volcánico, **Lt:** líticos, **Pm:** piroclastos mixtos,
Px: piroxenos, **Au:** augita, **Hip:** hipersteno, **Dp:** diópsido, **Ens:** enstatita, **Hor:** hornblenda, **Lam:** lamprobolita,
Ep: epidoto, **Ol:** olivino, **Op:** opacos



Ubicación de las muestras analizadas con microscopio petrográfico para determinar la mineralogía de arenas en los perfiles litoestratigráficos **Puente El Zampal**, **La Estacada** y **Los Alamitos 1 y 2**.

Sección 2

Escala granulométrica adoptada en el programa Gradistat, comparada con las escalas propuestas por Udden (1914), Wentworth (1922) y Friedman and Sanders (1978).

Tamaño de grano		TERMINOLOGÍA DESCRIPTIVA		
phi	mm/μm	Udden (1914) y Wentworth (1922)	Friedman y Sanders (1978)	GRADISTAT
-11	2048 mm		Bloques muy grandes	
-10	1024		Bloques grandes	Muy grandes
-9	512	Bloques	Bloques medianos	Grandes
-8	256		Bloques pequeños	Medianos
-7	128		Guijones grandes	Pequeños
-6	64		Guijones pequeños	Muy pequeños
-5	32			Guijarros muy gruesos
-4	16	Guijarros	Guijarros grueso	Gruesa
-3	8		Guijarros medianos	Mediana
-2	4		Guijarros finos	Fina
-1	2	Gránulos	Guijarros muy finos	Muy fina
0	1	Arena muy gruesa	Arena muy gruesa	Muy gruesa
1	500 μm	Arena gruesa	Arena gruesa	Gruesa
2		Arena mediana	Arena mediana	Mediana
3		Arena fina	Arena fina	Fina
4	63	Arena muy fina	Arena muy fina	Muy fina
5	31	Limo	Limo muy grueso	Muy grueso
6	16		Limo grueso	Grueso
7	8		Limo mediano	Mediano
8	4		Limo fino	Fino
9	2	Arcilla	Limo muy fino	Muy fino
			Arcilla	Arcilla

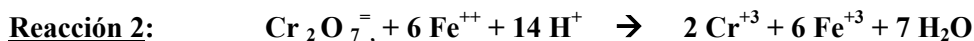
Sección 3

Reacción química durante la determinación cuantitativa del contenido de carbonato de calcio (CaCO₃) presente en muestras de suelo/sedimento.



Sección 4

Reacciones químicas durante la determinación en vía húmeda del contenido de carbono orgánico total en muestras de suelo/sedimento de acuerdo con la técnica de titulación de Walkey y Black (1934 en Allison, 1965).

Reacción 1:

Ecuación 1: Carbono Orgánico (%): $(1 - B / M) * 3.9 / P$

Ecuación 2: $3.9: 10 \text{ ml K}_2\text{Cr}_2\text{O}_7 * 12 / 4000 * 100 / 0.77$

Ecuación 3: $1.72: 1 / 58 * 100$

Ecuación 4: MO (%): % de Carbono orgánico * 1.72

B: volumen de Sal de Mohr consumido por el blanco; **M:** volumen de Sal de Mohr consumido por la muestra; **P:** peso en gramos de la muestra; **3,9:** factor resultante de ecuación 2; **12 / 4000:** peso en gramos del miliequivalentes de carbono, **0,7:** factor de corrección por oxidación; **MO:** materia orgánica

Sección 5

Granulometría, color (en seco), contenido de carbono orgánico (CO%), porcentaje de materia orgánica (MO) y de carbonato de calcio (CaCO₃) presentes en las muestras de sedimento tomadas en los perfiles litoestratigráficos analizados.

Perfil	Muestra	Profund. (m)	Color	CO %	MO %	CaCO ₃ %	Arena %	Limo %	Arcilla %
PUENTE EL ZAMPAL	214 M 1	0	10 YR 5/1	0,74	1,27	34,6	5,80	77,60	16,60
	215 M 2	1	10 YR 6/3	0,23	0,4	6,8	18,70	74,50	6,80
	216 M 3	1,4	10 YR 6/3	0,12	0,2	6,8	20,20	72,90	6,90
	217 M 4	1,9	10 YR 6/2	0,39	0,67	6,4	12,60	77,90	9,50
	218 M 5	2,2	10 YR 6/2	0,16	0,27	10,8	15,90	78,00	6,10
	219 M 6	3,5	10 YR 6/3	0,12	0,2	7,3	24,20	70,80	5,00
	220 M 7	4,55	10 YR 6/2	0,16	0,27	13	2,50	82,80	14,70
	221 M 8	4,7	10 YR 5/1	0,43	0,74	9,8	4,00	77,60	18,40
	222 M 9	4,8	10 YR 5/2	0,55	0,94	11,2	6,40	80,50	13,00
	223 M10	4,9	10 YR 5/1	0,31	0,54	8,7	9,30	80,40	10,30
	224 M11	5,15	10 YR 6/2	0,47	0,8	6,2	9,70	81,00	9,30
	225 M12	5,3	10 YR 7/2	0,27	0,47	12,8	3,40	78,90	17,70
	226 M13	5,5	10 YR 6/2	0,43	0,74	12,3	4,60	78,20	17,10
	227 M14	5,7	10 YR 6/2	0,08	0,13	15,4	6,70	78,40	14,80
	228 M15	6	10 YR 6/3	0,62	1,07	12,8	12,10	80,00	7,80
	229 M16	7	10 YR 6/3	0,27	0,47	8,5	3,80	86,90	9,30
	230 M17	8	10 YR 6/2	0,12	0,2	11,2	8,20	86,30	5,50

231 M18	9,1	10 YR 6/3	0,39	0,67	4,5	12,20	85,10	2,70
232 M19	10,1	10 YR 6/3	0,12	0,2	4,8	9,50	84,80	5,70
233 M20	10,6	10 YR 6/2	0,27	0,47	4,5	2,60	87,50	9,90
234 M21	11,5	10 YR 5/1	0,08	0,13	19,4	3,40	73,40	23,20
235 M22	12,07	10 YR 6/2	0,12	0,2	11,4	7,40	86,50	6,10
236 M23	12,28	10 YR 5/1	0,08	0,13	33,8	13,10	72,20	14,60
237 M24	12,7	10 YR 6/2	0,35	0,6	5,7	1,60	75,60	22,90
238 M25	13,65	10 YR 6/1	0,23	0,4	10,6	0,70	72,20	27,10
239 M26	13,7	10 YR 3/1	0,23	0,4	4,7	4,80	80,60	14,50
240 M27	13,95	10 YR 5/1	0,08	0,13	6,6	10,60	79,90	9,50
241 M28	14,3	10 YR 7/3	0,2	0,34	8,2	12,00	79,30	8,80
242 M29	14,44	10 YR 6/3	0,2	0,34	6,8	9,30	81,00	9,70
243 M30	15,5	10 YR 7/3	0	0	20,9	6,50	84,10	9,40
244 M31	16,5	10 YR 7/3	0	0	9	6,30	88,60	5,10

Perfil	Muestra	Profund. (m)	Color	CO %	MO%	CaCO ₃ %	Arena %	Limo %	Arcilla%
LA ESCALA	192 M 1 (SSM12)	0,7	10 YR 6/2	0,27	0,47	1,5	14,90	76	9,10
	193 M 6 (SSM7)	0,85	10 YR 6/3	0,12	0,2	0	20,70	72,70	6,60
	194 M 9 (SSM4)	1,13	10 YR 6/2	0,2	0,34	0,3	15,20	77,30	7,50
	195 M 11 (SSM2)	1,43	10 YR 6/2	0,27	0,47	0,5	17,40	75	7,60
	196 M 14 (M2- 2005)	2	10 YR 6/1	0,55	0,94	5	1,70	67,20	31,10
	197 M 18 (M4 -2005)	2,6	10 YR 6/1	0,62	1,07	9	0,70	59,00	40,30
	198 M 20 (C10 - 2003)	3	10 YR 6/2	0,35	0,6	0	11,50	76,00	12,50
	199 M 21 (M5 - 2005)	3,5	10 YR 6/1	0,31	0,54	1,4	0,80	70,30	28,90
	200 M 22 (M6 -2005)	3,8	10 YR 6/1	0,7	1,21	4,8	0,20	63,70	36,10
	202 M 25 (C5 - 2003)	5,26	10 YR 6/1	0,47	0,8	1,9	1,00	72,30	26,70
	203 M 26 (C3 - 2003)	5,89	10 YR 7/1	0,51	0,87	6,6	2,00	73,20	24,80
	204 M 28 (M 15 - 2003)	6,78	10 YR 5/4	0	0	0	58,60	40,50	0,90
	205 M 32 (M 12 - 2003)	7,68	10 YR 5/1	1,05	1,81	3,1	0,90	67,10	32,00
	206 M 34 (M10 - 2003)	7,95	10 YR 7/2	0,7	1,21	0	6,10	85,80	8,10
	207 M 37 (M 7 - 2003)	8,45	10 YR 7/1	0,27	0,47	2,2	0,30	65,20	34,60
	208 M 39 (M 5 - 2003)	8,7	10 YR 5/1	1,48	2,55	0	14,80	73,90	11,30
	209 M 42 (M 2 - 2003)	9,95	10 YR 6/2	0,7	1,21	0,3	3,30	69,30	27,40
	210 M 45 (SCM2)	12,9	10 YR 6/2	0,39	0,67	0	31,20	60,50	8,30
	211 M 47 (SCM4)	13,5	10 YR 5/2	0,39	0,67	0	67,60	31,60	0,80
	212 M 50 (SCM7)	14,95	10 YR 6/3	0,43	0,74	0	57,90	40,30	1,90
213 M 52 (SCM 9)	15,8	10 YR 7/3	0,31	0,54	0	17,20	79,90	3,00	

Perfil	Muestra	Profund. (m)	Color	CO%	MO%	CaCO ₃ %	Arena %	Limo %	Arcilla %
BRAZO ABANDONADO	191 M 36	1,5	10 YR 5/1	1,21	2,08	10,4	1,70	68,30	29,90
	190 M 34	2,1	10 YR 7/2	0,78	1,34	7,4	1,00	84,30	14,70
	189 M 32	2,7	10 YR 7/2	0,27	0,47	9,5	11,40	85,90	2,70
	188 M 30	3,3	10 YR 7/1	0,35	0,6	16,5	7,80	84,60	7,70
	187 M 28	3,9	10 YR 7/1	1,4	2,41	16	0,60	72,60	26,80
	186 M 26	4,5	10 YR 7/3	0,51	0,87	11	5,30	83,70	11,00
	184 M 23	5,4	10 YR 7/3	0,35	0,6	11,8	2,10	88,20	9,60
	183 M 22	5,7	10 YR 7/2	0,66	1,14	9,5	1,90	82,70	15,40
	182 M 21	5,97	10 YR 6/2	0,2	0,34	10,3	3,20	90,00	6,90
	181 M 20	6,27	10 YR 6/1	0,78	1,34	2,3	0,60	75,70	23,60
	180 M 19	6,59	10 YR 6/2	0,7	1,21	6,3	1,70	78,10	20,20
	179 M 18	7,6	10 YR 6/3	0,43	0,74	11	3,60	81,30	15,00
	178 M 17	7,83	10 YR 6/3	1,01	1,74	13,90	3,40	79,80	16,80
	177 M 16	8,14	10 YR 6/2	0,2	0,34	0,4	29,70	63,30	7,00
	176 M 15	8,23	10 YR 5/1	0,78	1,34	10,9	12,60	79,50	7,90
	175 M 14	8,38	10 YR 6/3	0,31	0,54	5,8	4,60	85,60	9,90
	174 M 13	8,75	10 YR 7/2	0,39	0,67	0	1,80	76,50	21,70
	173 M 12	9,01	10 YR 7/2	0,51	0,87	1,3	0,70	66,80	32,50
	172 M 11	9,18	10 YR 7/2	0,35	0,6	0	24,30	59,20	16,50
	171 M 10	9,63	10 YR 7/2	0,16	0,27	0	17,00	76,90	6,10
	170 M 9	9,92	10 YR 4/1	0,9	1,54	5,2	3,90	73,40	22,70
	169 M 8	10,13	10 YR 4/1	0,66	1,14	3,2	0,90	78,70	20,50
	168 M 7	10,47	10 YR 6/1	0,7	1,21	0	14,20	71,00	14,80
	167 M 6	10,72	10 YR 6/2	0,23	0,4	0	42,90	52,60	4,50
166 M 5	10,97	10 YR 5/1	0,82	1,41	0	12,10	67,10	20,80	
165 M 4	11,27	10 YR 4/1	0,82	1,41	5,1	1,10	69,50	29,40	
164 M 3	11,51	10 YR 6/3	0,39	0,67	0	26,30	67,50	6,20	
163 M 2	11,75	10 YR 7/2	0,51	0,87	0	2,90	77,90	19,20	
162 M 1	11,96	2.5 Y 6/2	0,35	0,6	0	35,30	59,40	5,30	

Perfil	Muestra	Profund. (m)	Color	CO%	MO%	CaCO ₃ %	Arena %	Limo %	Arcilla %
LA RIOJITA	66	0,55	10 YR 8/1	0,01	0,01	0,5	7,10	79,90	13,00
	51	1,3	10 YR 6/2	0,3	0,52	0,1	5,70	83,20	11,20
	52	1,5	10 YR 5/1	0,76	1,3	8,4	2,40	81,50	16,00
	47	1,7	10 YR 6/1	0,21	0,36	18,5	9,90	69,60	20,50
	48	1,95	10 YR 6/1	0,36	0,62	27,8	6,30	74,30	19,40
	62	2,2	10 YR 7/1	0,93	1,6	25,7	3,10	61,40	35,50
	63	2,4	10 YR 7/2	1,03	1,77	6,2	22,20	61,90	15,90
	64	2,6	10 YR 7/2	0,52	0,89	0	29,50	60,40	10,00
	69	2,8	10 YR 6/2	0,03	0,05	0,1	45,20	47,20	7,60
	70	3,2	10 YR 6/3	0,31	0,54	0	59,20	36,30	4,60
	71	3,65	10 YR 6/2	0,02	0,04	0,2	24,00	67,40	8,70

58	4,1	10 YR 7/3	0,63	1,09	0,2	31,00	62,00	7,00
59	4,35	10 YR 5/2	0,53	0,92	0	64,30	34,10	1,60
57	4,5	10 YR 6/2	0,48	0,82	0,1	56,70	41,70	1,60
67	5,2	10 YR 6/2	0,17	0,3	2,4	15,00	73,40	11,60
68	5,4	10 YR 7/2	0,08	0,13	1,2	3,10	79,60	17,30
53	5,85	10 YR 6/2	0,63	1,09	0,1	53,70	44,50	1,90
54	5,88	10 YR 7/1	0,59	1,02	0	27,50	63,80	8,70
61	5,95	10 YR 7/2	0,57	0,98	0,1	30,30	65,10	4,70
55	6	10 YR 7/2	0,63	1,08	0,8	4,60	85,70	9,70
60	6,2	10 YR 6/3	0,66	1,13	1,2	5,70	85,90	8,40
65	6,55	10 YR 6/2	0,48	0,82	0	20,40	72,30	7,20
56	6,7	10 YR 5/3	0,52	0,9	0,3	60,70	38,30	1,00
40	7,2	10 YR 7/2	0	0	1,3	15,90	72,40	11,80
41	7,5	10 YR 6/2	0	0	1,1	28,60	62,30	6,20
42	7,9	10 YR 5/3	0	0	0,1	40,40	58,30	1,30
43	8,5	10 YR 6/3	0,08	0,13	0,9	19,40	74,90	5,70
44	8,65	10 YR 5/2	0	0	0	71,60	27,50	95,00
45	8,9	10 YR 6/3	0,01	0	0	29,20	69,10	1,70
46	9,1	10 YR 6/3	0,3	0	0	15,70	76,40	7,90

Perfil	Muestra	Profund. (m)	Color	CO%	MO%	CaCO ₃ %	Arena %	Limo %	Arcilla %
LOS ALAMITOS 1	116 (LA 1A n 1)	0,2	10 YR 5/2	0,41	0,71	6,8	31,30	59,40	9,40
	112 (LA 1A n 2)	0,35	10 YR 5/1	1,16	2	5,3	33,50	57,30	9,20
	113 (LA 1A n 3)	0,48	10 YR 6/1	0,56	0,96	12,1	36,10	54,60	9,30
	114 (LA 1A n 4)	0,69	10 YR 4/2	0,5	0,86	8,6	41,10	50,40	8,60
	120 (LA 1A n 5)	1,08	10 YR 6/2	0,37	0,64	10	42,60	47,90	9,50
	117 (LA 1A n 6)	1,1	10 YR 6/1	0,43	0,74	13,4	33,10	55,40	11,40
	121 (LA 1A n 7)	1,5	10 YR 7/1	0,18	0,32	22,6	42,70	47,40	10,00
	115 (LA 1A n 8)	1,8	10 YR 6/3	0,47	0,81	7,9	39,70	51,00	9,30
	119 (LA 1A n 9)	2	10 YR 7/2	0,34	0,59	2,2	78,30	18,40	3,30
	118 (LA 1A n 10)	2,3	10 YR 6/8	0,17	0,3	0,2	89,30	10,30	0,40
	146 (LA 1B n 11)	2,7	10 YR 6/2	0,09	0,15	0	43,00	52,20	4,80
	147 (LA 1B n 12)	2,85	10 YR 6/2	0,25	0,43	0	25,10	67,40	7,50
	148 (LA 1B n 13)	2,97	10 YR 5/2	0,14	0,24	0	21,90	69,50	8,60
	145 (LA 1B n 14)	3	10 YR 5/2	0,21	0,36	1,4	18,80	70,90	10,40
	143 (LA 1B n 15)	3,3	10 YR 6/2	0,27	0,47	4	19,50	68,60	11,90
	142 (LA 1B n 16)	3,6	10 YR 5/2	0,21	0,36	9,5	17,70	71,30	11,00
	141 (LA 1B n 17)	3,9	10 YR 6/1	0,35	0,61	2	20,40	69,20	10,40
	152 (LA 1B n 18)	4,2	10 YR 6/2	0,19	0,33	0	26,40	64,10	9,40
	151 (LA 1B n 19)	4,3	10 YR 6/3	0,23	0,4	0	14,50	73,90	11,60
	150 (LA 1B n 20)	4,6	10 YR 6/2	0,53	0,91	0	6,80	77,70	15,50
	149 (LA 1B n 21)	4,7	10 YR 7/3	0,2	0,34	0,4	12,50	76,10	11,50
	126 (LA 1C1 n 24)	4,37 *	10 YR 7/2	0,32	0,55	2,7	19,50	69,50	11,10
	127 (LA 1C1 n 25)	5,1 *	10 YR 8/1	0,22	0,38	0,2	8,90	75,90	15,20
	124 (LA 1C1 n 26)	4,48 *	10 YR 8/1	0	0,01	0,8	12,30	76,90	10,80
	125 (LA 1C1 n 27)	4,56 *	10 YR 7/1	0,1	0,17	0,3	10,30	77,90	11,80
	137 (LA 1C1 n 28)	4,61 *	10 YR 8/1	0,58	1	0	11,90	76,80	11,30
	136 (LA 1C1 n 29)	4,7 *	10 YR 8/1	0,19	0,32	1,6	7,20	77,10	15,70

138 (LA 1C1 n 30)	4,75 *	10 YR 7/2	0,03	0,05	0	37,40	54,80	7,80
144 (LA 1C1 n 31)	5,35	10 YR 6/1	0,47	0,81	0,4	12,50	75,50	12,00
139 (LA 1C1 n 32)	5,41	10 YR 7/1	0,54	0,93	1,6	23,70	66,90	9,40
140 (LA 1C1 n 33)	5,7	10 YR 7/1	0,01	0,02	0,3	31,00	59,60	9,40
128 (LA 1C1 n 34)	6,09	2.5 Y 7/2	0,42	0,72	0	31,20	60,70	8,10
129 (LA 1C1 n 35)	6,2	10 YR 7/1	0,55	0,95	0,6	30,50	60,40	9,10
130 (LA 1C1 n 36)	6,35	2.5 Y 7/2	0,16	0,28	0	48,00	46,20	5,90
131 (LA 1C1 n 37)	6,45	2.5 Y 7/0	0,52	0,9	0,2	8,50	80,40	11,20
122 (LA 1C2 n 22)	4,75°	10 YR 6/2	0,28	0,48	0,3	13,60	70,60	15,80
123 (LA 1C2 n 23)	4,9°	10 YR 7/2	0,2	0,35	0,8	13,90	75,90	10,10

- sección Los Alamitos 1C parcialmente superpuesta con Los Alamitos 1B hasta la prof. de 4,7 m.
- ° equivalentes a dos niveles de Los Alamitos 1 C1

Perfil	Muestra	Profund. (m)	Color	CO%	MO%	CaCO ₃ %	Arena %	Limo %	Arcilla %
LOS ALAMITOS 2	135 (LA 2 n1)	0,07	10 YR 3/2	1,16	2	0,9	30,26	62,92	6,82
	132 (LA 2 n2)	0,25	10 YR 4/2	0,35	0,6	2,1	46,11	45,79	8,10
	153 (LA 2 n3)	0,55	10 YR 4/1	0,55	0,94	3,5	3,96	76,80	19,24
	160 (LA 2 n4)	0,85	10 YR 5/1	0,29	0,5	5,6	6,28	71,31	22,41
	133 (LA 2 n5)	105	10 YR 5/1	0,27	0,47	0,9	40,67	53,40	5,93
	159 (LA 2 n6)	119	10 YR 6/2	0,28	0,48	0,1	42,74	52,16	5,10
	156 (LA 2 n7)	131	10 YR 7/2	0,09	0,15	0,3	35,20	58,45	6,35
	154 (LA 2 n8)	143	10 YR 7/1	0,39	0,67	0	7,18	79,76	13,07
	155 (LA 2 n9)	153	10 YR 7/2	0,16	0,28	0	30,77	64,44	4,79
	158 (LA 2 n10)	172	10 YR 7/1	0,22	0,38	0	8,77	82,63	8,60
	161 (LA 2 n11)	195	10 YR 7/1	0,17	0,3	0,2	39,08	55,99	4,93
	134 (LA 2 n12)	217	10 YR 7/1	0,1	0,16	0	4,13	88,46	7,41
	157 (LA 2 n13)	232	10 YR 6/2	0,24	0,41	0,4	40,35	54,04	5,61

Perfil	Muestra	Profund. (m)	Color	CO %	MO %	CaCO ₃ %	Arena %	Limo %	Arcilla %
QUEHUE 1	Q 5	0,2	10YR5/2	0,51	0,87	0	60,40	35,80	3,80
	Q3	0,7	10 YR6/3	0,24	0,42	0,1	67,90	27,90	4,20
	Q9	1,3	10 YR7/3	0,62	1,07	10,6	28,50	63,20	8,30
	Q6	1,7	10 YR6/2	0,09	0,15	0,2	0,30	99,70	0,10
	Q7	2	10YR6/4	0,3	0,51	4,2	9,00	79,30	11,70
	Q10*	2,26	10YR6/3	0,23	0,39	8,2	25,4	66,6	8,0
	Q 8*	2,36	10YR6/3	0,11	0,19	3,7	25,4	66,6	8,0
QUEHUE 3	Q3 M1	0,15	10YR 7/2	0,55	0,94	0	49,20	46,50	4,30
	Q3 M2	0,35	10YR 6/4	0,53	0,92	1,8	49,30	45,70	5,00
	Q3 M3	0,94	2.5 Y 7/6	0,19	0,33	0	48,30	45,30	6,40
	Q3 M4	1,45	10YR 7/3	0,23	0,4	0,9	49,50	43,90	6,60
	Q3 M5	1,95	10YR 7/2	0,04	0,07	1,8	49,80	45,60	4,60
	Q3 M6	2,1	10YR 7/2	0,19	0,33	0	31,50	62,40	6,10

Q3 M7	2,22	10YR 7/1	0,31	0,54	7,3	8,90	82,70	8,30
Q3 M8	2,35	10YR 8/1	0,23	0,4	0	42,20	53,40	4,30
Q3 M9	2,5	10YR 8/2	0,19	0,33	0	31,20	62,10	6,70
Q3 M10	2,6	10YR 7/1	0,12	0,2	13,6	9,60	79,70	10,70
Q3 M11	2,85	10YR 8/2	0,27	0,47	7,9	11,50	79,10	9,40
Q3 M12	3,2	10YR 7/2	0,12	0,2	7	24,80	68,50	6,60

* Q10-Q8 pertenecen al mismo nivel o depósito litoestratigráfico

Referencias de colores observados en las muestras de sedimento analizadas de acuerdo con Munsell Soil Color Charts (2000).

Blanco: 10 YR 8/1, 10 YR 8/2; **Gris:** 10 YR 6/1, 10 YR 5/1; **Gris claro:** 2.5 Y 7/0, 2.5 Y 7/2, 10 YR 7/1, 10 YR 7/2; **Gris castaño claro:** 2.5 Y 6/2, 10 YR 6/2; **Gris oscuro:** 10 YR 4/1; **Gris muy oscuro:** 10 YR 3/1; **Castaño muy claro:** 10 YR 7/3, 10 YR 7/4, 10 YR 8/3, 10 YR 8/4; **Castaño pálido:** 10 YR 6/3; **Castaño grisáceo:** 10 YR 5/2; **Castaño amarillento:** 10YR 5/6; **Castaño:** 10 YR 5/3; **Castaño a castaño oscuro:** 10 YR 4/3; **Castaño grisáceo oscuro:** 10 YR 4/2; **Castaño grisáceo muy oscuro:** 10 YR 3/2; **Castaño oscuro:** 10 YR 3/3; **Castaño muy oscuro:** 10 YR 2/2; **Negro:** 10 YR 2/1; **Amarillo:** 2.5 Y 7/6; **Amarillo castaño:** 10 YR 6/8; **Gris verdoso claro:** Gley 1 8/1

Sección 6

Descripción e interpretación de litofacies, facies. (*) Litofacies clásticas con rasgos pos-depositacionales marcados.

LITOFACIES		DESCRIPCION	INTERPRETACION
CLASTICAS	Gmm	Gravas matriz-soportadas masivas.	Depósitos de flujos hiperconcentrados.
	Gmc	Gravas clasto-soportadas masivas.	Depósitos residuales de canal.
	Gh	Gravas, clasto soportadas o con matriz muy escasa, con estratificación horizontal grosera.	Depósitos residuales de canal y/o depósitos de barras longitudinales.
	SGm	Arenas guijarrosas masivas.	Depósitos residuales de canal.
	SGp	Arenas guijarrosas con laminación entrecruzada planar.	Migración de megaóndulas de crestas rectas.
	Sp	Arenas medianas a gruesas, mal seleccionadas, con laminación entrecruzada planar.	Migración de megaóndulas de crestas rectas.
	St	Arenas medianas a gruesas, mal seleccionadas, con estratificación entrecruzada en artesa.	Migración de megaóndulas de crestas sinuosas conformando barras transversales.
	Si	Arenas finas con laminación entrecruzada de bajo ángulo.	Migración de megaóndulas de bajo relieve.

	Sh	Arenas finas a limosas con laminación horizontal, en ocasiones difusa.	Depósitos de corriente de alto régimen de flujo.
	Sr	Arenas finas con laminación ondulítica.	Migración de óndulas subácueas.
	Src	Arenas finas con laminación ondulítica ascendente (<i>climbing</i>) en fase o fuera de fase.	Migración de óndulas subácueas por flujos con alta concentración de sedimentos.
	Sm	Arenas finas a limosas masivas, en ocasiones bien seleccionadas y con escasos granos de arenas gruesas o gránulos dispersos. Bancos horizontales, lateralmente continuos y con espesor variable.	Depósitos de flujos hiperconcentrados no encauzados o bien procesos secundarios de meteorización que podrían afectar a los depósitos generando estructuras con muy débil desarrollo o sectores laminados dispersos (carácter postdeposicional).
	Sme	Arenas finas y arenas finas limosas, bien seleccionadas, masivas o con una laminación horizontal difusa.	Acreción vertical de un manto arenoso parcialmente vegetado.
	Spe	Arenas finas, bien seleccionadas, con laminación entrecruzada planar.	Migración de dunas eólicas transversales.
	She	Arenas finas, bien seleccionadas, con laminación horizontal, en ocasiones con gradación inversa de intralámina.	Migración de óndulas eólicas.
	Sle	Arenas finas, bien seleccionadas, con laminación entrecruzada de muy bajo ángulo, en ocasiones con gradación inversa de intralámina.	Migración de óndulas eólicas.
	Lh	Limos con laminación horizontal, en ocasiones difusa.	Depósitos producto de decantación.
	Lm	Limos masivos.	Depósitos de flujos hiperconcentrados o producto de decantación.
	Fl	Limo-arcillas, arenas finas a muy finas limosas, con laminación horizontal, y limos y arcillas interlaminadas.	Depósitos producto de decantación de material en suspensión, que puede estar acompañada por flujos tractivos débiles.
	Fm	Limoarcillas masivas, en ocasiones con rasgos de bioturbación y pedogénesis. A veces presenta arenas finas a muy finas intercaladas.	Depósitos de decantación con posterior bioturbación y pedogénesis.
	Fsm	Limos, arcillas, limos arcillosos o arcillas limosas. Se diferencia de Fl por la ausencia de arenas finas a muy finas intercaladas.	Depósito por decantación en áreas distales respecto al canal.
	Fm/g	Limoarcillas masivas, en delgadas láminas (<i>mud drapes</i>) sobre depósitos de gravas, gravas arenosas y arenas.	Depósitos pelíticos de techo de barras de canal inactivo.
	Fp	Limo-arcillas, arenas finas a muy finas limosas, con laminación entrecruzada planar, y limos y arcillas interlaminadas.	Migración de megaóndulas de crestas rectas.
	Ft	Arenas finas a muy finas limosas, limos arenosos, con estratificación entrecruzada en artesa.	Migración de megaóndulas de crestas sinuosas.
	Tl	Capas de ceniza volcánica (<i>tephra layers</i>) macizas.	Deposito de caída piroclástica subaérea o por decantación subácuea.
ORGANICA	C	Niveles límnicos: delgadas láminas de sedimentos finos de color oscuro y con abundante contenido de MO. Límites superiores e inferiores abruptos, continuidad lateral a veces por varios kilómetros.	Deposición de sedimentos finos clásticos y orgánicos (materia orgánica) por decantación, o por entrapamiento de finos en vegetación sumergida.

NO CLASTICAS*	P	Nódulos y concreciones de carbonato de calcio de tamaño y forma variable (<i>pedogenic carbonates</i>).	Pedogénesis o evaporación de agua bicarbonatadas en zona no saturada de llanura de inundación luego de crecidas.
	D	Duripán: sedimentos moderada a fuertemente cementados por carbonato de calcio y yeso.	Precipitación de cementos (carbonato de calcio, sulfato de calcio y/o sílice).
	Pa	Depósito sedimentario aluvial con rasgos pedogenéticos.	Pedogénesis en depósitos sedimentarios de llanura de inundación; a veces con abundante vegetación y saturación de agua.
	Psme	Depósito de arenas finas y arenas finas limosas, bien seleccionadas, masivas o con una laminación horizontal difusa con rasgos pedogenéticos.	Pedogénesis en depósitos sedimentarios generados por acreción vertical de un manto arenoso parcialmente vegetado.
	Ev	Nivel con desarrollo de minerales evaporíticos	Depósito intrasedimentario posdeposicional por evaporación de salmueras porales.

FACIES	LITOFACIES	INTERPRETACION
A	Gmm, Gmc, SGm, Sm	Depósitos residuales de canal.
B	SGp, Sp, Sh, Fp	Depósitos de barras arenosas, areno-guijarrosas, areno limosas y limoarenosas (estás dos últimas en porciones de canal distal) formadas por la migración de megaóndulas de crestas rectas y deposición en lecho plano.
C	St, Ft	Depósitos de barras arenosas, areno limosas y limoarenosas (estás dos últimas en porciones de canal distal) formadas por la migración de megaóndulas de crestas sinuosas.
D	Sh, Sl, Sm, Sr, P, C, Pa	Depósitos de desbordamientos proximales en llanuras de inundación.
E	Sh, Sm, Lh, Lm, Fm, Fl, Fsm, P, C, Pa	Depósitos de desbordamientos distales en llanuras de inundación.
F	Fm, Fl, P, C	Depósitos de cuenca de inundación ocasionalmente con rasgos pedogenéticos.
G	Spe, Sh, Sm	Depósitos de dunas y óndulas eólicas junto con arenas eólicas fluvialmente retrabajadas, de áreas de intercanal de un sistema de interacción eólica-fluvial.
H	Sm, Sh, Sr, Src	Depósitos piroclásticos, posiblemente retrabajados por acción fluvial.
I	Spe	Depósitos de dunas eólicas transversales.
J	She, Sle, Sme	Depósitos de manto eólico, migración de óndulas eólicas o acreción vertical de un manto arenoso parcialmente vegetado.
K	Fsm, Fl, Fp	Depósitos de relleno de canal – point bar en ambiente estuarino (<i>estuarine-channel fill or estuarine-channel point bar</i>).

Sección 7

Modelo de planilla utilizada para la descripción de secciones delgadas con microscopio petrográfico *Nikon Eclipse E400 Pol.*

DESCRIPCION MICROMORFOLOGICA DE SECCIONES DELGADAS	
Sección delgada:
Perfil:
Localidad:
A) Rasgos pedológicos:	
Grado de pedalidad:
Tamaño de los agregados:
Estructura de los agregados:
Tipo microestructura:
Materia orgánica:
Porosidad total:
Tipos de vacíos:
Rasgos pedológicos:
Observaciones:
B) Material grueso y fino:	
Relación gruesos/finos:	_____ % - _____ %
<u>Fracción gruesa:</u>	
Tamaño:
Abundancia:
Selección:
Forma:
Redondez:
Mineralogía:
Observaciones:
<u>Fracción fina:</u>	
Fábrica de birrefringencia:
Observaciones:

Sección 8

Modelo de planilla utilizada para la cuantificación de rasgos pedológicos con microscopio petrográfico *Nikon Eclipse E400 Pol.*

Muestra	Profundidad en perfil	Microestructura	Vacíos		G/F	Fábrica b	Minerales de neoformación	Coprolitos	Revestimientos arcillosos	Concentración de Fe-Mn				Concent. de calcita (micrita)		Materia Orgánica		Diatomeas
			% total	Tipo						nódulos	hiporevestim.	quasirevestim.	difusión	nódulos	cementación	restos vegetales (humificados o no)	Punteada	

Microestructura: **m:** maciza, **p:** prismática, **ba:** bloques angulares, **bs:** bloques subangulares, **e:** esponjosa. Relación gruesos/finos: **G/F**_{62μ}

Tipos de vacíos: Biovacíos (**C:** canal, **Ca:** cámara, **V:** vesículas), **G:** grietas

Fábrica de birrefringencia (b): **M:** moteada (**Mm:** en mosaico, **Mp:** moteada en puntos), **E:** estriada (**Ec:** cruzada, **Er:** reticulada, **Ep:** estriada paralela),

U: unistral, **C:** cristalítica, **En:** *enaulic*, **Pe:** poroestriada

Abundancia: -- no detectado, * raro (<0.2%), ** muy poco (0.2-2%), *** poco (>2-5%), **** común (>5%)

Sección 9

Micromorfología de muestras de suelos enterrados y niveles límnicos

1. Conceptos implicados en la comprensión, descripción y aproximación a la micromorfología de suelos de acuerdo con Bullock *et al.* (1985):

Arreglo de los materiales (*fabric*): Para Brewer y Sleeman (1960) el término “*fabric*” describía la configuración física del material del suelo, expresada a través del arreglo espacial de las partículas sólidas y vacíos asociados. Bullock *et al.* (1985) proponen englobar este criterio bajo el término de “patrón de los componentes del suelo” (*pattern soil constituents*) y adoptan el término “*fábric*” para referirse a la organización total de un suelo, es decir al arreglo espacial de las fases constituyentes del mismo (sólida, líquida y gaseosa), su frecuencia, tamaño y forma. Para los autores, el concepto es funcional y genético, además de configurativo. Las unidades discretas y homogéneas, a una escala de observación dada, presentes en el arreglo de los constituyente del suelos (*fabric*) se denominan “*fabric units*”, el agrupamiento de varias de ellas da lugar a un arreglo de los materiales denominado “*partial fabric*”.

Estructura-microestructura (*structure-microstructure*): es utilizado para referirse al tamaño, forma y arreglo de las partículas primarias y vacíos del suelo, ya sea en un material agregado (tamaño, forma y arreglo de los agregados presentes) o no (Bullock *et al.*, 1985). Hace referencia a aquella parte de la fábrica que puede ser descripta en términos de agregación y/o porosidad.

Concepto de C/F (*coarse/fine materials*): indica la relación entre los tamaños de partícula gruesos y finos existentes en la matriz. Para Bullock *et al.* (1985), el límite de diferenciación entre ambos grupos debe ser establecido de acuerdo con los objetivos del trabajo, y puede ser especificado con un subíndice en la relación C/F (*coarse / fine*), por ejemplo: C/F_{3.9μ} o C/F_{62μ} (en la escala de Udden Wentworth 3.9μ es el límite limo-arcilla y 62μ el límite limo-arena muy fina). Bullock *et al.* (1985) relacionan los componentes gruesos y finos del suelo con el término matriz (*groundmass*), es decir los componentes básicos sobre los que se desarrolla un suelo. Estos últimos son las partículas heredadas del material parental o sedimento sobre el que se formó el suelo (por ejemplo: granos minerales o tejidos vegetales), o que han sido formados a partir de la descomposición de dichas partículas.

Rasgos pedológicos (*pedofeatures*): son aquellos materiales presentes en el suelo, que se reconocen respecto al material adyacente por una diferencia en la concentración de uno o más componente (Bullock *et al.*, 1985).

Sección 10

Edades radiocarbónicas (^{14}C AMS y por método convencional -1-) obtenidas en depósitos sedimentarios aluviales del Valle de Uco (provincia de Mendoza), de la cuenca media del río Atuel (provincia de Mendoza) y del Valle de Quehué (provincia de La Pampa). Edades calibradas a 2 sigma con el programa CALIB 6.1.0 (Stuiver y Reimer, 1993), se utilizaron las curvas de calibración para el hemisferio sur de McCormac. *et al.* (2004). (2) Entre paréntesis se indica la probabilidad (entre 0-1) del rango de calibración obtenido. (•) edades publicadas en Zárte (2000) y Zárte y Páez (2002); (*) edades publicadas en Zárte (2002). Ø: *optically stimulated luminescence* (OSL); PL: planicie de inundación; MOS: materia orgánica en sedimentos; M: moluscos de agua dulce; FV: fragmentos vegetales.

Perfil Litoest.	CODIGO	TIPO DE MUESTRA	$\delta^{13}\text{C}$	AÑOS ^{14}C AP	AÑOS CAL. AP (2)
Puente El Zampal	NSRL-12644	MOS	-15	2.990 ± 30	2.967 - 3.211 (p: 1)
	Beta-35581 (*)	MOS	-25	7.890 ± 50	8.454 - 8.968 (p: 0,96)
					8.832 - 8.862 (p: 0,022)
					8.890 - 8.890 (p: 0,0004)
					8.919 - 8.952 (p: 0,019)
	Beta-135580 (•)	MOS	-25	9.420 ± 60	8.964 - 8.968 (p: 0,002)
					10.303 - 10.314 (p: 0,005)
Beta-135579 (•)	MOS	-25	9.610 ± 60	10.391 - 10.753 (p: 0,995)	
NSRL-12643	MOS	-15,8	10.250 ± 40	10.685 - 11.144 (p: 1)	
Beta-154137 (*)	MOS	-21	17.040 ± 70	Curva no válida	
Puente Roto	NSRL-12645 (*)	M	-6,4	7.450 ± 40	8.106 - 8.345 (p: 0,92)
					8.050 - 8.093 (p: 0,058)
					8.106 - 8.119 (p: 0,012)
					8.133 - 8.139 (p: 0,005)
	Beta-154136 (*)	MOS	-18,3	10.090 ± 50	11.275 - 11.805 (p: 0,99)
					11.790 - 11.805 (p: 0,007)
La Escala	NSRL-12651	carbón	-24,4	435 ± 25	444 - 506 (p: 0,83)
					333 - 506 (p: 0,17)
	NSRL-12652	MOS	-15,8	540 ± 25	504 - 545 (p: 1)
	NSRL 12653	MOS	-23,1	3.570 ± 20	3.699 - 3.868 (p: 1)
	LP-1739 (1)		-25 ± 2	3.360 ± 70	3379 - 3696 (p: 1)
	NSRL-12654	MOS	-22,8	3.860 ± 40	4.008 - 4.031 (p: 0,022)
					4.082 - 4.318 (p: 0,88)
					4.322 - 4.357 (p: 0,047)
					4.367 - 4.406 (p: 0,044)
NSRL-12655 (*)	M	-23,4	5.270 ± 65	5.884 - 6.186 (p: 0,94)	
				5.758 - 5.822 (p: 0,006)	
Beta-215659	FV	-24,7	5.580 ± 40	6.216 - 6.238 (p: 0,044)	
				6.272 - 6.407 (p: 0,96)	
Brazo	NSRL 12650	MOS	-24,4	2.500 ± 40	2355 - 2.551 (p: 0,62)
					2555 - 2.618 (p: 0,15)

Abandonado					2633 - 2.705 (p: 0,23)
	NSRL- 12648	MOS	-25,2	3.750 ± 45	3.889 - 4155 (p: 0,99)
					4.207 - 4221 (p: 0,01)
NSRL-12647	MOS	-23	3.780 ± 45	3.958 - 4184 (p: 0,89)	
				3.925 - 3951 (p: 0,035)	
				4.187 - 4236 (p: 0,07)	
Puente La Estacada	Beta-131881 (*)	MOS	-25.0	8.690 ± 70	9.487 - 9.796 (p: 0,97)
					9.804 - 9.818 (p: 0,008)
					9.847 - 9.867 (p: 0,013)
					9.875 - 9.886 (p: 0,0078)
	Beta-131880 (*)	MOS	-25	9.700 ± 70	10.757 - 11.201 (p: 1)
	Beta-131879 (*)	MOS	-25	9.920 ± 110	10.823 - 10.837 (p: 0,002)
					10.868 - 10.951 (p: 0,026)
					11.070 - 11.769 (p: 0,97)
	Puesto Ramírez	AA61401	M	-4,61	731 ± 41
710 - 710 (p: 0,0012)					
LP-1742 (1)		MOS	-25 ± 2	1.420 ± 60	1.151 - 1.155 (p: 0,99)
					1.171 -1.393 (p: 0,002)
AA72822		MOS	-22,7	3.184±34	3.259 - 3.443 (p: 1)
NSRL-12649		MOS	-22,1	3.050 ± 25	3073 - 3.269 (p: 0,93)
					3287 - 3.324 (p: 0,07)
NSRL-12646		carbón	-25	3.720 ± 30	3887-4.091 (p: 0,99)
					4.129 - 4.140 (p: 0,01)
NSRL-12642		FV	-23,8	3.880 ± 30	4093 - 4126 (p: 0,066)
					4.143 - 4317 (p: 0,80)
	4.323 - 4357 (p: 0,068)				
	4.367 - 4.406 (p: 0,062)				
Tranquera Blanca	NSRL-12641	MOS	-24	3.550 ± 30	3.644 - 3.659 (p: 0,023)
					3.686 - 3.866 (p: 0,98)
					872 - 900 (p: 0,07)

Perfil Litoest.	CODIGO	TIPO DE MUESTRA	$\delta^{13}C$	AÑOS ^{14}C AP	AÑOS CAL. AP (2)
La Riojita	AA72820	MOS	-21,1	842 ± 33	672 - 764 (p: 1)
	AA72819	MOS	-22,3	2.242 ± 33	2.111 - 2.329 (p: 0,99)
					2.068 - 2.079 (p: 0,01)
Los Alamitos 1	AA76540	MOS	-19,9	5.678 ± 43	6.304 - 6.492(p: 1)
	AA76541	MOS	-23,6	5.821 ± 44	6.441 - 6.672(p: 1)
	AA76539	MOS	-25	7.481± 47	8162 - 8376(p: 1)
	AA76538	MOS	-23,7	9.407 ± 116	10.44 - 10822 (p: 0,923)
					10844 -10867 (p: 0,01)
					10952 - 11070 (p: 0,06)
AA76537	MOS	-25,4	10.389 ± 60	11973 - 12398 (p: 0,995)	
				11848 -11855 (p: 0,005)	
Los Alamitos 2	AA76542	MOS	-23,7	477 ± 35	339 - 353 (p; 0,04)
					450 - 535 (p: 0,96)
	AA76543	MOS	-24,1	2.699 ± 42	2.622 - 2.857 (p: 0,007)
2.712 - 2.857 (p: 0,993)					

Puente Atuel	PA151	Moluscos	-6,9	4.420 ± 40	4.867- 5071 (p: 0,77)
					5.108 – 5.126 (p: 0,025)
					5.167- 5.276 (p: 0,204)
La Guevarina 1	AA79543	MOS	-21,7	6.393 ± 62	7.730 - 7.041 (p: 0,006)
					7.075 - 7.075 (p: 0,0005)
					7.087 - 7093 (p: 0,003)
					7.103 - 7108 (p: 0,002)
					7.156 - 7425 (p: 0,98)
AA58288	MOS	-23,24	8.416 ± 86	9.128 - 9.528 (p: 1)	
Beta 215660	MOS	-25	9.190 ± 40	10.210 - 10.419 (p: 0,99)	
					10469 - 10477 (p: 0,0085)
La Guevarina 3	AA82450	MOS	-22,5	896 ± 36	682 - 804 (p: 0,93)
					872 - 900 (p: 0,07)
Quehué 1	AA74445	MOS	-11,9	8.083 ± 73	8.637 - 9.093 (p: 0,988)
					9.102 - 9.121 (p: 0,012)
	AA74446	M	-4,8	10.277 ± 92	11.410 - 11.431 (p: 0,007)
					11.479 - 11481 (p: 0,0003)
					11.494 - 11534 (p: 0,015)
					11.536 - 1551 (p: 0,0045)
					11.601 - 12249 (p: 0,91)
	12.261 - 12.380 (p: 0,057)				
	AA74447	M	-4,3	10.370 ± 190	11.404 - 11.575 (p: 0,082)
					11.592 - 12.400 (p: 0,92)
AA74448	MOS	-20	9.040 ± 580	8.608 - 8.619 (p: 0,0009)	
				8.627 - 11.754 (p: 0,99)	
Quehué 2	AA74449	M	-6	704 ± 65	541 - 689 (0,97)
					701 - 7.20 (0,03)
	AA74450	MOS	-17,8	1.258 ± 75	972 - 1.276 (p: 1)
Quehué 3	AA74451	MOS	-15	9.952 ± 58	11.201 - 11.415 (p: 0,84)
					11.424 - 11.500 (p: 0,075)
					11.526 - 11.604 (p: 0,08)
San Genaro 1	AA89717	MOS	-7,8	2.989 ± 43	2.950 - 3.252 (p: 1)
San Genaro 2	AA89720	M	-4,7	3.002 ± 40	2.962 - 3.253 (p: 1)
	AA89718	MOS	-17,2	4.530 ± 56	4.884 - 4.931 (p: 0,049)
					4.958 - 5.305 (p: 0,95)

Sección 11

Estratigráfica del Cenozoico tardío de la provincia de Buenos Aires. Tomado de Fidalgo y Tonni (1982). Tc: Terciario.

ERA	PERIODO	EPOCA	DOE-RING (1882-1884)	F. AMEGHINO (1957)	J. FRENGUELLI (1957)			J. TRICART (1973)			F. FIDALGO et al. (1973-1975-1978), F. FIDALGO (1979)						
					Sedimentos			Sedimentos			Sedimentos						
					Fluviales y lacustres	Eólicos	Marinos	Fluvio/lacustre	Eólicos	Marinos	Fluviales y lacustres	Eólicos	Marinos	Suelos enterrados			
CENOZOICO	CUATERNARIO	HOLOCENO O RECIENTE	Ariano	Ariano	Ariense	--	--	--	--	--	Formación Luján	Miembro Río Salado	Formación la Postrera	--	--		
			Aimara	Aimara	Aimarensis	--	Querandínense							--	Dunkerquiano	--	Puesto Berrondo
			--	--	Platense	Cordobense	--	--	--	--				Formación Las Escobas	--		
		--	--	Platense		Platense											
		--	--	--		Querandínense											
		PLEISTOCENO	Platense	Platense	Lujanense	--	--	E 1	Platense	--				Miembro Guerrero	--	--	Puesto Callejón Viejo
			Querandino	Querandino	--	--	--	--	--								
			Pampeano lacustre	--	--	--	--	--	--								
		Tc.	--	Lujanense	--	--	--	--	--	--				--	--	--	--

Sección 12

Subunidades geomorfológicas que conforman el sector norte de la Depresión de Los Huarpes, según Polanski (1963) en el área del piedemonte mendocino central de Cordillera Frontal.

Sector norte de la depresión de los Huarpes		
	Subunidad geomorfológica	Descripción (Polanski, 1963)
Graben (sensu Polanski, 1963) o Depresión de Tunuyán (sensu Perucca et al., 2009).	Bajada joven al Graben de Tunuyán	Formada por la coalescencia de abanicos aluviales (Fm. Las Tunas) emplazados al pie del frente montañoso en el sector del piedemonte; se hunde al este debajo de una planicie loésica. La extensión meridional es superior a los 100 km y la anchura variable entre 20 - 50 km. La Fm.Las Tunas (III nivel de agradación pedemontano) conforma la superficie tope de la bajada. La génesis de los abanicos se ha vinculado tanto a eventos climáticos (Polanski, 1963) como eventos tectónicos (Fernández, 1984).
	Valle Extenso del Campo Bajo	Unidad muy fragmentada y cubierta con depósitos piroclásticos de la APP; separada del Graben de Tunuyán (al norte) por un desnivel topográfico de 20 - 30 m de altura relativa. Las pendientes occidentales del Bloque de San Rafael definen el límite oriental y el piedemonte adyacente a la Cordillera Frontal el occidental. Un antiguo cono de deyección del río Diamante es el límite austral. Se estima una extensión longitudinal de 40 km, con anchura variable desde 8 - 10 km al norte hasta 5 km en el sector sur. Sedimentos fluviales detríticos gruesos de la Fm. La Invernada (II nivel de agradación pedemontano) rellenaron ésta antigua depresión. Polanski (1963) relaciona la destrucción de esta unidad con la generación de la "Depresión de Tunuyán" y con el desarrollo posterior de una red fluvial densa y caudalosa, que en diferentes ciclos habría provocado marcada erosión fluvial.
	Región del Toba (el valle y el médano)	Relaciona espacial y genéticamente un antiguo y amplio valle en el borde occidental de las Huayquerías de San Carlos (Valle del Toba) y una cadena de médanos, paralela al mismo y de orientación SO - NE (Cordón del Toba) y próxima al río Tunuyán. El valle habría sido una depresión alargada y amplia (15 km por 40 km), de fondo levemente ondulado relacionado con la vertiente occidental de las Huayquerías. El relieve relativo entre el fondo del valle y la cima de los cordones medanosos es de unos 80 - 90 metros, con depósitos eólicos de hasta 15 - 18 m de potencia. Materiales terciarios y remanentes de la Fm. La Invernada integran el núcleo sobre el que descansan los médanos.
	Planicie loésica	Sus depósitos rellenan la Depresión de Tunuyán. El relieve relativo es de poca importancia, los mayores desniveles corresponden a abruptos barrancos de hasta 20 m de altura, formados por la erosión producida por la red de drenaje. Polanski (1963) remarca la juventud incipiente del paisaje que compone la planicie loésica, tanto desde el punto de vista geomorfológico como cronológico. Indica que es una planicie de agradación, formada en tiempos postglaciales y que apenas habría sido modificada por el último ciclo fluvial.
Valle Extenso	Planicie Piroclástica	Los depósitos piroclásticos de la Asociación Piroclástica Pumícea (APP) componen una extensa planicie que cubre los depósitos que integran el Valle Extenso del Campo Bajo.

VI. BIBLIOGRAFÍA CITADA

- Abraham de Vázquez, E., Garleff, K., Liebricht, H., Regairaz, A., Schabitz, F., Squeo, F., Sting, H., Veit H., y Villagrán, C.,** 2000. Geomorphology and palaeocology of the Arid diagonal in the south America. En: Miller, H y Hervé, F. (eds.): *Zietschrift fur Angewandte Geologie* (55/62). Hannover.
- Aguirre, M.L.,** 1992. Caracterización faunística del cuaternario marino del noreste de la provincia de Buenos Aires. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 47 (1): 31-54.
- Aguirre, M.L. y Whatley, R.C.,** 1995. Late Quaternary marginal marine deposits and palaeoenvironments from northeastern Buenos Aires Province, Argentina: A review. *Quaternary Science Reviews* 14 (3): 223-254
- Allen, P. A. y Allen J.R.,** 2005. Basin analysis. Principles and applications, second edition. Blackwell Publishing Ltd., 531 pp.
- Allison, L.,** 1965. Organic soil carbon by reduction of chromic acid. *Soil Science* 40: 311-320.
- Ameghino, F.,** 1889. Contribución al conocimiento de los mamíferos fósiles de la República Argentina. *Actas de la Academia Nacional de Ciencias* (Córdoba) 6: 1-1027.
- Amit, R., Lekachb, J., Ayalona, A., Porata, N. y Grodek, T.,** 2007. New insight into pedogenic processes in extremely arid environments and their paleoclimatic implications -the Negev Desert, Israel. *Quaternary International* (162/163): 61-75.
- Antonie, P., Munaut, A.V., Limondin-Lozouet, N., Ponei, P., Dupéron, J., y Dupéron, M.,** 2003. Response of the Selle River to climatic modifications during the Lateglacial and Early Holocene (Somme Basin-Northern France). *Quaternary Science Reviews* 22: 2061-2076.
- Auge, M.,** 2004. Regiones hidrológicas: república Argentina y provincias de Buenos Aires, Santa Fé y Mendoza. *Página web de la Asociación Latinoamericana de Hidrología Subterránea para el Desarrollo. e-book:* 111 pp.
- Azcuy, C.L.,** 1993. Las secuencias sedimentarias neopaleozoicas. En: V.A. Ramos (Ed.). Geología y Recursos Naturales de Mendoza. 12° Congreso Geológico Argentino y 2° Congreso de Exploración de Hidrocarburos. Relatorio 1 (5): 41-52.
- Baker, S. E., Gosse, J. C., McDonald, E. V., Evenson, E. B., y Martínez, O.,** 2009 en prensa. Quaternary history of the piedmont reach of Río Diamante, Argentina. *Journal of South American Earth Sciences* 28 (1): 54-73.
- Bastías, H., Tello, G.E., Perucca, L.P., y Paredes, J.D.,** 1993. Peligro sísmico y Neotectónica. En: Ramos, V. A. (Ed.): *Geología y Recursos Naturales de Mendoza. XII° Congreso Geológico Argentino y II° Congreso de Exploración de Hidrocarburos I* (6): 173-194.
- Behling, H. y Hooghiemstra, H.,** 2001. Neotropical savanna environments in space and time: Late Quaternary interhemispheric comparisons. En: Markgraf, V. (Ed.): *Interhemispheric Climate Linkages* 18: 307-323. Academic Press.
- Björck, S.,** 2007. Younger Dryas Oscillation, Global Evidence. En: Elias, S.A. (Ed.): *Encyclopedia of Quaternary Science*. Pp. 1985-1993.

- Blasi, A.**, 1986. Sedimentología del Río Colorado. Universidad Nacional de La Plata. Facultad de Ciencias Naturales y Museo. Número de tesis: 464: 350 pp. La Plata.
- Blasi, A. y Manassero, M.J.**, 1990. The Colorado river of Argentina: source, climate and transport as controlling factors on sand composition. *Journal of South American Earth Sciences* 3 (1): 65-70.
- Blasi, A.M., Zárate, M.A., y Kemp, R.A.**, 2001. Sedimentación y pedogénesis cuaternaria en el noreste de la pampa bonaerense: la localidad Gorina como caso de estudio. *Revista de la Asociación Argentina de Sedimentología* 8 (1): 77-92.
- Bozzolo, L.E., Buteler, H. F., y Justo, R.**, 1986. Estudio preliminar de los mamíferos fósiles del Valle de Quehué, La Pampa (Argentina). *Rev. Univ. Nac. de La Pampa, Ser. Suplem.*, 2: 37-47. Santa Rosa.
- Bradley, R.S.**, 1999. Paleoclimatology: Reconstructing climates of the Quaternary. *International Geophysics Series*, Vol. 64. USA.
- Brice, J. C. y Blodgett, J. C.**, 1978. Countermeasures for hydraulic problems at bridges, Vol. I. Analysis and assessment. (Final report. Jun 75-Sep 78). *Report no. FHWA/RD-78/162*, Federal Highway Administration, Washington, D.C.
- Bridge, J. S.** 1993. Description and interpretation of fluvial deposits: a critical perspective. *Sedimentology* 40: 801-810.
- Bridge, J.S.**, 2003. *Rivers and floodplains*. Blackwell Publishing Company. 492 pp.
- Bridge, J. y Demicco, R.** 2008. Earth surface processes, landforms and sediment deposits. Cambridge University Press, 815 pp. Cambridge, Uk.
- Briggs Buchanan, B., Collard, M. y Edinborough, K.**, 2009. Paleoindian demography and the extraterrestrial impact hypothesis. *PNAS* 105, 33: 11651-11654.
- Broccoli, A.J.**, 2007. Last Glacial Maximum GCMs. En: Elias, S.A. (Ed.): *Encyclopedia of Quaternary Science*. Pp. 1927-1934.
- Brook, E.J.**, 2007. Ice core methods. En: Elias, S.A. (Ed.): *Encyclopedia of Quaternary Science*. Pp. 1145-1156.
- Buchanan, B., Collard, M. y Edinborough, K.**, 2008. Paleoindian demography and the extraterrestrial impact hypothesis. *PNAS* 105 (33): 11651-11654.
- Bull, W.B.**, 1990. Stream-terrace genesis: implications for soil development. *Geomorphology* 3: 351-367.
- Bull, W.B.**, 1991. *Geomorphic Responses to Climate Change*. Oxford University Press, 326 pp., New York.
- Bull, W.B.**, 2007. Tectonic geomorphology of mountains: A new approach to paleoseismology. 324 pp. Wiley-Blackwell.
- Bull, W.B.**, 2009. Tectonically active landscapes. Wiley-Blackwell. 333 pp. Oxford.
- Bullock, P., Fedoroff, N., Jongerius, A., Stoops, G., y Yursina, T.**, 1985. *Handbook for Soil Thin Section Description*. Waine Research Publications, 152 pp. Wolverhampton.
- Burbank, D.W. y Anderson, R.S.**, 2001. Tectonic Geomorphology. Blackwell Science, 274 pp., Oxford.

- Bush, M.B., Stute, M., Ledru, M.P., Behling, H., Colinvaux, P.A., De Oliveira, P.E., Grimm, E.C., Hooghiemstra, H., Haberle, S., Leyden, B.W., Salgado-Labouriau, M.L. y Webb, R.,** 2001. Paleotemperature estimates for the lowland Americas between 30° S and 30° N at the Last Glacial Maximum. En: Markgraf, V. (Ed.): *Interhemispheric Climate Linkages* 17: 293-306. Academic Press.
- Calmels, A.P., Visconti, G., Carballo, O. y Sbrocco, J.,** 1996. Los sedimentos del Pleistoceno tardío-Holoceno encauzados en el Valle de Quehué, prov. de La Pampa. Reunión Argentina de Sedimentología. Actas: 135-140.
- Caminos, R.,** 1965. Geología de la vertiente oriental del Cordón del Plata. Cordillera Frontal de Mendoza. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 20 (3): 351-392.
- Caminos, R., Cordani, U.G., y Linares, E.,** 1979. Geología y geocronología de las rocas metamórficas de la Precordillera y Cordillera Frontal de Mendoza, República Argentina. *Actas del II Congreso Geológico Chileno I*: f43-f60. Arica, Chile.
- Caminos, R.,** 1993. El basamento metamórfico Proterozoico-Paleozoico inferior. En V.A. Ramos (Ed.). Geología y Recursos Naturales de Mendoza. 12° Congreso Geológico Argentino y 2° Congreso de Exploración de Hidrocarburos. Relatorio 1 (2): 11-19.
- Capitanelli, R.,** 1972. Geomorfología y clima de la provincia de Mendoza. Vol. 13 (Suplemento): 15-48.
- Catt, J.A.,** 1990. Paleopedology Manual, Quaternary International 6. Pergamon press. Oxford.
- Cavallotto, J.L.,** 1995. Evolución geomorfológica de la llanura costera ubicada en el margen sur del Río de Plata. Tesis Doctoral No. 635. Facultad de Ciencias Naturales y Museo, Universidad Nacional de La Plata, 237 pp. Inédita.
- Cavallotto, J.L.,** 1995 b. Evolución de la topografía del sustrato del Holoceno en el Río de la Plata. IV Jornadas Geológicas y Geofísicas Bonaerenses, Junín. Actas I: 223-230.
- Cavallotto, J.L.,** 2002. Evolución holocena de la llanura costera del margen sur del Río de la Plata. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 57 (4): 376-388.
- Charlton, R.,** 2008. *Fundamentals of fluvial geomorphology*. Routledge, 234 pp. New York.
- Cheethman, M.D., Keene, A., Bush, R.T., Sullivan, L.A., y Erskine, W.D.,** 2008. A comparison of grain-size analysis methods for sand-dominated fluvial sediments. *Sedimentology* 55: 1905-1913.
- Cingolani, C.A.,** 2005. Unidades morfoestructurales (y estructuras menores) de la provincia de Buenos Aires. *Relatorio del XVI Congreso Geológico Argentino*. La Plata. Cap. II: 21-30.
- Clapperton, C.,** 1993. *Quaternary Geology and Geomorphology of South America*. Elsevier, 779 pp.
- Clapperton, C. y Seltzer, G.,** 2001. Glaciation during Marine Isotope Stage 2 in the American Cordillera. En: Markgraf, V (Ed.): *Interhemispheric Climate Linkages* 11: 173-181. Academic Press.
- Compagnucci, R.H., Agosta, E.A., y Vargas, W.M.,** 2002. Climatic change and quasi-oscillations in central-west Argentina summer precipitation: main features and coherent behaviour with southern African region. *Climate Dynamics* 18: 421-435.

- Coronato, A. y J. Rabassa**, 2007. Late Quaternary in South America. En: Elias, S.A. (Ed.): *Encyclopedia of Quaternary Science*. Pp. 1101-1109.
- Cortegoso, V., Durán, V., Pelagatti, O. y Lucero, G.**, 2010. La cría y tráfico de ganado mayor como factores de cambio ambiental en la cordillera central y piedemonte oriental de Mendoza (siglos XVII a XX). Una aproximación arqueológica e histórica. En: Zárate, M., Gil, A. y Neme, G. (Comps.): *Paleoambientes y ocupaciones del centro-oeste de Argentina durante la transición Pleistoceno-Holoceno y Holoceno*. Pp. 277-308. Sociedad Argentina de Antropología, Capital Federal, Buenos Aires.
- Cortés, J.M.**, 1993. El frente de corrimiento de la Cordillera Frontal y el extremo sur del valle de Uspallata, Mendoza. *XII° Congreso Geológico Argentino y II° Congreso de Exploración de Hidrocarburos*. Actas 3: 168-178. Mendoza.
- Cortés, J., Vinciguerra, P., Yamín, M. y Pasini, M.M.**, 1999. 2) Tectónica cuaternaria. a) Tectónica cuaternaria de la región andina del nuevo cuyo (28°- 38°). En: Caminos, R. (Ed.): *Geología Argentina*. Subsecretaría de Minería de la Nación-Servicio Geológico Minero Argentino-Instituto de Geología y Recursos Minerales. Buenos Aires. Anales 29 (24): 760- 778.
- Cortés, J., Casa, A., Pasini, M., Yamín, M., y Terrizzano, C.**, 2006. Fajas oblicuas de deformación Neotectónica en Precordillera y Cordillera Frontal (31° 30'-33° 30' LS): Controles Paleotectónicos. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 61(4): 639-646.
- Costa C., Machette, M.N., Dart, R.L., Bastías, H.E., Paredes, J.D., Perucca, L.P., Tello, G.E. y Haller, K.M.**, 2000. Map and database of Quaternary faults and folds in Argentina. U.S. Geological Survey. Open File Report, 76 pp. Reston.
- Costa, C.H., Audemard, F.A., Becerra, F.R., Lavenue, A., Machette, M.N. y París, G.**, 2006. An overview of the main quaternary deformation of South America. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 61 (4): 461-479.
- Dangavs, N., A. Blasi y Merlo, D.**, 1996. Geolimnología de laguna Chascomús, provincia de Buenos Aires, Argentina. *Revista del Museo de La Plata, Geología XI* (113): 167-195.
- Dangavs, N., A. Blasi y Merlo, D.**, 1998. Los depósitos de yeso intrasedimentario en la subcuenca de la laguna esquivel, partido de Chascomús, provincia de Buenos Aires. *V Jornadas Geológicas y Geofísicas Bonaerenses*. Actas, tomo 1: 175-183. Mar del Plata
- Dangavs, N.V. y Reynaldi, J.M.**, 2008. Paleolimnología de la laguna Cerrillo del Medio, Monte, provincia de Buenos Aires. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 63 (1): 29-42.
- Daniels, M.J.**, 2003. Floodplain aggradation and pedogenesis in a semiarid environment. *Geomorphology* 56: 25-242.
- D'Antoni, H.L.**, 1983. Pollen Analysis of Gruta del Indio. *Quaternary of South America and Antarctic Peninsula* 1: 83-104.
- De Francesco, C.G. y Dieguez, S.**, 2006. Paleoambientes del Cuaternario tardío del sur de Mendoza: estado del conocimiento, problemas y perspectivas. *Anales de Arqueología y Etnología*. Volúmen especial nº 61: 69-80.
- De Francesco, C.G., M.A. Zárate y Miquel, S.E.**, 2007. Late Pleistocene mollusc assemblages inferred from paleoenvironments from the Andean Piedmont of Mendoza, Argentina. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 257: 461-469.

- Dickinson, J., Beard, L.S., Brakenridge, G.R., Erjavec, J.L., Inman, K.F., Knepp, R.A., Lindberg, F.A. y Ryberg, P.T.**, 1983. Provenance of North America Phanerozoic sandstones in relation to tectonic settings. *Geol. Soc. America Bull.* 94: 222-235.
- Dieguez, S., De Francesco, C. Páez, M., Navarro, D., Quintana, F., Guerci, A., Zárate, M., Giardina, M., Neme, G. y Gil, A.**, 2004a. Paleoambiente y ocupación humana en el valle del río Atuel: trabajos recientes. *15° Congreso Nacional de Arqueología Argentina*. Resumen.
- Diersing, N.**, 2009. Phytoplankton blooms: the basics. Florida Keys National Marine Sanctuary. On-line:
- Dillon Chaumeil, A. y Rabassa, J.**, 1989. Miembro La Chumbiada, Formación Luján (Pleistoceno, provincia de Buenos Aires); una nueva unidad estratigráfica del valle del salado. I Jornadas Geológicas Bonaerenses (1985). Actas 27. Tandil.
- Doering, A.** 1882. Informe oficial de la Comisión Científica agregada al Estado Mayor General de la Expedición al Río Negro (Patagonia). Entrega II Geología, Buenos Aires. Pp. 300-530.
- Duchaufour, P.**, 1975. Manual de edafología. Editorial Toray-Masson, 480 pp Barcelona, España.
- Eiper, A.**, 2004. Optically stimulated luminescence (OSL) dating of sand deposited by the 1960 tsunami in south-central Chile. *Geology Comps Papers*. Carleton Geology Department. Minnesota, USA. 36 pp.
- Espizua, L.E.** 1993. Glaciaciones Cuaternarias. En: Ramos, V. A. (Ed.): *Geología y Recursos Naturales de Mendoza. XII° Congreso Geológico Argentino y II° Congreso de Exploración de Hidrocarburos I* (15): 195-203.
- Espizua, L.E.**, 1998. Quaternary Glaciations in the Río Mendoza Valley, Argentine Andes. *Quaternary Research* 40: 150-162.
- Espizua, L.E. y Bicazzi, G.**, 1998. Fisión-track dating of the punta de Vacas glaciation in the Río Mendoza Valley, Argentina. *Quaternary Science Reviews* 17: 755 - 760.
- Espizua, L.E.**, 2005. Holocene glacier chronology of Valenzuela Valley, Mendoza Andes, Argentina. *The Holocene* 15 (7): 1079-1085
- Etchichury, M.C. y Remiro, J.R.**, 1967. Los sedimentos litorales de la provincia de Santa Cruz entre Punta Dungeness y Punta Desengaño. *Revista del Museo Argentino de Ciencias Naturales "Bernardino Rivadavia"*, tomo VI (8): 323-376. Buenos Aires.
- Etchichury, M.C. y Tófaló, O. R.**, 2004. Mineralogía de arenas y limos en suelos, sedimentos fluviales y eólicos actuales del sector austral de la cuenca Chacoparanense. Regionalización y áreas de aporte. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 59 (2): 317-329.
- Fauqué, L., Hermanns, R., Hewitt, K., Rosas, M., Wilson, C., Baumann, V., Lagorio, S. y Di Tommaso, I.**, 2009. Mega-deslizamientos de la pared sur del cerro Aconcagua y su relación con depósitos asignados a la glaciación pleistocena. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 65(4): 691-712.
- Fernández, B.L.**, 1973. Geomorfología y bosquejo geológico de la zona del río de Las Tunas, departamento de Tupungato, provincia de Mendoza. Universidad de Buenos Aires, Facultad de Ciencias Exactas y Naturales, Trabajo Final de Licenciatura (inédito), Buenos Aires.

- Fernández, B.L.**, 1984. Stratigraphy of the Quaternary piedmont deposits of the río de Las Tunas Valley, Mendoza, Argentina. In: *Quaternary of South America and Antarctic Peninsula*, Volume 2. A.A. Balkema, Rotterdam-Boston.
- Fidalgo, F., De Francesco, F. y Colado, U.**, 1973. Geología superficial en las Hojas Castelli, J.M. Cobo y Monasterio (Pcia de Buenos Aires). 5° Congreso Geológico Argentino. Buenos Aires. Actas 4: 27-39.
- Fidalgo, F., De Francesco, F. y Colado, U.**, 1973. Sobre intrusiones marinas en los partidos de Castelli, Chascomús y Magdalena (Prov. de Buenos Aires). 5° Congreso Geológico Argentino. Buenos Aires. Actas 3: 227-240.
- Fidalgo, F., De Francesco, F. y Pascual, R.**, 1975. Geología superficial de la llanura bonaerense (Argentina). 6° Congreso Geológico Argentino. Bahía Blanca. Relatorio: 103-138.
- Fidalgo, F., y Tonni, E.P.**, 1982. The Holocene in Argentina, South America. En: Chronostratigraphic subdivision of the Holocene (Mangerud, J., Birks, H.J.B. y Jäger, K., Eds.). *Striae* 16: 49-52.
- Figini, A., Rabassa, J., Tonni, E. P., Huarte, R., Gómez, G., Carbonari, J. y Subiaga, A.**, 1989. Datación radiocarbónica de gasterópodos terrestres en sedimentos del Pleistoceno superior y Holocenos en el valle del río Sauce Grande, Provincia de Buenos Aires. 1° Jornadas Geológicas Bonaerenses (1985), Actas: 809-824. Tandil.
- Figini, A.J., Fidalgo, F., Huarte, R., Carbonari, J. y Gentile, R.**, 1995. Cronología radiocarbónica de los sedimentos de la Fm. Luján en arroyo Tapalqué, provincia de Buenos Aires. 4° Jornadas Geológicas y Geofísicas Bonaerenses. Actas I: 119-126. Junín.
- Figini, A., Carbonari, J. y Huarte, R.**, 2003. Geosuelo Puesto Callejón Viejo. Su posición cronológica y relación con eventos paleoclimáticos y paleoambientales. 2° Congreso Argentino de Cuaternario y Geomorfología, Actas 93-100, Tucumán.
- Firestone, R.B., Westc, A., Kennettd, J.P., Beckere, L., Bunchf, T.E., Revayg, Z.S., Schultzh, P.H., Belgygag, T., Kennetti, D.J., Erlandsoni, J.M., Dickensonj, O.J., Goodyeark, A.C., Harrish, R.S., Howardl, G.A., Kloostermanm, J.B., Lechlern, P., Mayewskio, P.A., Montgomeryj, J., Poredap, R., Darrahp, T., Que Heeq, S.S., Smith, A.R., Stichr, A., Toppings, W., Wittkef, J.H., y Wolbachr, W.S.**, 2007. Evidence for an extraterrestrial impact 12,900 years ago that contributed to the megafaunal extinctions and the Younger Dryas cooling. *PNAS* 104 (41): 16016-16021.
- FitzPatrick, E.A.**, 1993. *Soil microscopy and micromorphology*. Eds.: John Wiley & Sons Ltd., England. ISBN: 0-471-93859-9, pp. 304.
- Folguera, A. y Zárate, M.**, 2009. La sedimentación neógena continental en el sector extrandino de Argentina central. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 64 (4): 692-712.
- Folguera, A. y Zárate, M.**, en prensa. Neogene sedimentation in the foreland zone between 34°30' and 41°s and its relation to the andes evolution. En: Salfity, A. y Marquillas, R. A. (Eds.), *Cenozoic Geology of the Central Andes of Argentina*. Editorial Universidad Nacional de Salta, Salta.
- Folk, R.L.**, 1954. The distinction between grain size and mineral composition in sedimentary – rock nomenclature. *Journal of Geology* 62: 344-359.

- Folk, R.L.**, 1980. Petrology of sedimentary rocks. Hemphill Publishing Company, 182 pp. Austin, TX.
- Fox, C.A.**, 1985. Micromorphological characterization of histosols. En: Douglas, L. A. y Thompson, M. L. (Eds.): Soil micromorphology and soil classification SSA. *Soil Science Society of America. Special Publication Number 15*.
- Frenguelli, J.**, 1941. Rasgos principales de Fitogeografía Argentina. Revista del Museo de La Plata (Nueva Serie), Botánica 3: 65-181.
- Frenguelli, J.**, 1957. Neozoico. En Geografía de la República Argentina. Sociedad Argentina de Estudios Geográficos. Buenos Aires. *GAEA* 2 (3): 1-115.
- Friedman GM y Sanders, JE.**, 1978. *Principles of Sedimentology*. Wiley, New York.
- Fritz, S.C., Metcalfe, S.E. y W. Dean**, 2001. Holocene Climate Patterns in the Americas Inferred from Paleolimnological Records. En: Markgraf, V. (Ed.): *Interhemispheric Climate Linkages* 15: 241-263. Academic Press.
- Frostick, L.E. y Reid, I.**, 1977. The origin of horizontal laminae in ephemeral stream channel-fill. *Sedimentology* 24 (1): 1-9.
- Fucks, E., Huarte, R., Carbonari, J. y Figini, A.**, 2007. Geocronología, paleoambientes y paleosuelos holocenos en la región pampeana. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 62 (3): 425-433.
- García, V.H.**, 2004. Análisis estructural y neotectónico de las lomas Jaboncillo y del Peral, departamento de Tupungato, provincia de Mendoza. Trabajo Final de Licenciatura de la Facultad de Ciencias Exactas y Naturales, 100 pp. Inédita. Universidad de Buenos Aires
- García, V., Cristallini, E., Cortés, J. y Rodríguez, C.**, 2005. Structure and neotectonics of the Jaboncillo and Del Peral anticlines: New evidences of Pleistocene to Holocene? deformation in the Andean piedmont. 6° International Symposium on Andean Geodynamics, Extended Abstracts: 301-304.
- Garleff, K., Schäbitz, F., Stingl, H. y Veit, H.**, 1991. Jungquartäre landschaftsentwicklung und klimageschichte beiderseits der Ariden Diagonale Südamerikas. *Bamberger Geographische Schriften* 11: 359-394.
- Garreaud, R., Vuille, M., Compagnucci R. y Marengo, J.**, en prensa. Present-day South American Climate. *PALAEO3* Special Issue (LOTRED South America) 281: 180-195, doi:10.1016/j.paleo.2007.10.032.
- Giai, S.B.**, 1975. Plan de Investigación de Aguas Subterráneas (PIAS). Informe Preliminar. APA. Santa Rosa, La Pampa.
- Gil, A., Zárate, M. y Neme, G.**, 2005. Mid-Holocene paleoenvironments and the archeological record of southern Mendoza, Argentina. *Quaternary International* 132: 81-94.
- González Díaz, E.**, 1972. Descripción geológica de la Hoja 27d, San Rafael. Ministerio de Industria y Minería. Subsecretaría de Minería. Servicio Nacional Minero Geológico. Buenos Aires. Boletín 132: 127 pp.
- González Díaz, E.F. y Fauqué, L.E.**, 1993. Geomorfología. En: Ramos, V. A. (Ed.): *Geología y Recursos Naturales de Mendoza. XII° Congreso Geológico Argentino y II° Congreso de Exploración de Hidrocarburos*. Vol. I (17): 217-234.

- González Díaz, E.F.**, 1999. Cuaternario de la región de Cuyo. En: Caminos, R. (Ed.): *Geología Argentina*. Subsecretaría de Minería de la Nación – Servicio Geológico Minero Argentino – Instituto de Geología y Recursos Minerales. Buenos Aires. Anales 29 (23): 692-695.
- Grimm, E.C., Lozano-García, S., Behling, H. y Markgraf, V.**, 2001. Holocene Vegetation and Climate Variability in the Americas. En: Markgraf, V. (Ed.): *Interhemispheric Climate Linkages* 19: 325-370. Academic Press.
- Guerstein, P.G.**, 1993. Origen y significado de la Asociación piroclástica Pumícea. Pleistoceno de la provincia de Mendoza entre los 33°30' y 34°40' L.S. Facultad de ciencias Naturales y museo. Universidad Nacional de La Plata. Tesis Doctoral (inédita). 253 pp. La Plata.
- Hajdas, I., Lowe D. y Newnham, R.**, 2006. High-resolution radiocarbon chronologies and synchronization of records. *PAGES News* 14 (3): 17-19.
- Haynes, C.V., Jr.**, 1968. Geochronology of a Late Quaternary alluvium. En: Morrison, R.B., Wright, H.E. (Eds.): Means of correlation of Late Quaternary successions. Utah Press. Pp.: 591-631.
- Haynes, C.V., Jr.**, 2008. Younger Dryas “black mats” and the Rancholabrean termination in North America. *PNAS* 105, 18: 6520-6525.
- Hernández, J. y Martinis, N.**, 2006. Particularidades de las cuencas hidrogeológicas explotadas con fines de riego en la provincia de Mendoza. III Jornadas de actualización en riego y fertirriego. INTA, Estación experimental Mendoza. 17pp.
- Hudson, R.R., Aleska, A., Masotta, H.T. y Muro, E.**, 1990. Provincia de Mendoza. En: AUTORES VARIOS, Atlas de Suelos de la República Argentina. EEA. Mendoza Instituto de Evaluación de Tierras Secretaría de Agricultura, Ganadería y Pesca. Proyecto PNUD ARG: 85/019. Instituto Nacional de Tecnología Agropecuaria (INTA). Centro de Investigaciones de Recursos Naturales. Escala 1:500.000 y 1:1.000.000, Tomo II: pp. 75-104.
- Hughen, K.**, 2006. Cosmogenic isotope ¹⁴C: production and carbon cycle. *PAGES News* 14 (3): 6-7.
- Imbellone, P.A. y Cumba, A.**, 2003. Una asociación con paleosuelos del Pleistoceno medio - tardío, Holoceno. Zona sur de La Plata. Provincia de Buenos Aires. *AAS Revista* 10 (1): 3-21.
- INTA-Gobierno de La Pampa-UNLPam**, 1980. Inventario Integrado de los Recursos naturales de la Provincia de La Pampa. Buenos Aires, 493 pp.
- Iriondo, M.H. y García, N.O.**, 1993. Climatic variations in the Argentine plains during the last 18,000 years. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 101: 209-220.
- Iriondo, M.H.**, 1997. Models of deposition of loess and loessoids in the Upper Quaternary of South America. *Journal of South American Earth Sciences* 10: 71-79.
- Isla, F.I., Cortizo, L.C. y Schnack, E.J.**, 1996. Pleistocene and holocene beaches and estuaries along the Southern Barrier of Buenos Aires, Argentina. *Quaternary Science Reviews* 15 (8-9): 833-841.
- Isla, F.I., Ruiz, E., Marquez J. y Urrutia, A.**, 2003. Efectos ENSO en la transición entre el espinal y la pradera cultivada en la Diagonal Sudamericana, Argentina Central. *R e v. C. & .* 17 (1/2): 63-74.

- Isla, F.I. y Espinosa, M.**, 2009. Stratigraphy, tectonic and paleogeography of the Lobería coastline, southeastern Buenos Aires. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 64 (4): 557-568.
- Jenny, B., Valero-Garcés, B.L., Villa-Martínez, R., Urrutia, R., Geyh M., y Veit, H.**, 2002. Early to Mid-Holocene aridity in Central Chile and the southern westerlies: the laguna Aculeo record (34°S). *Quaternary Research* 58: 160-170.
- Jordan, T. y Gardeweg, M.**, 1987. Tectonic evolution of the late Cenozoic Central Andes. En: Z. Ben Avraham (Ed.): *Mesozoic and Cenozoic Evolution of the Pacific Margins*, Oxford University Press: 193-207. Nueva York.
- Kaiser, J. y Lamy, F.**, 2010. Links between Patagonian Ice Sheet fluctuations and Antarctic dust variability during the last glacial period (MIS 4-2). *Quaternary Science Reviews* 29: 1464-1471.
- Kaplan, M., Moreno, P.I. y Rojas, M.**, 2008. Glacial dynamics in southernmost South America during Marine Isotope Stage 5e to the Younger Dryas chron: a brief review with a focus on cosmogenic nuclide measurements. *Journal of Quaternary Science* 23 (6-7): 649-658.
- Kasse, C., Vandenberghe, J., Van Huissteden, J., Bohncke, S.J.P. y Bos J.A.A.**, 2003. Sensitivity of Weichselian fluvial systems to climate change (Nochten mine, eastern Germany). *Quaternary Science Reviews* 22: 2141-2156.
- Kay, S., Mpodozis, C., Ramos, V. y Munizaga, F.**, 1991. Magma source variations for mid-late Tertiary magmatic rocks associated with a shallowing subduction zone and a thickening crust in the central Andes (28° to 33° S). En: R. S. Harmon, C.W. Rapela (Eds.): *Andean Magmatism and its Tectonic Setting*, Geol. Soc. Am. Spec. Pap. 265: 113-137.
- Kemp, R.A., Jerz, H., Grottenthaler, W. y Preece, R.C.**, 1994. Pedosedimentary fabrics of soils within loess and colluvium in southern England and Germany. En: Ringrose-Voase, A., Humphreys, G. (Eds.): *Soil Micromorphology: Studies Management and Genesis*. Elsevier, Pp: 207-219. Amsterdam
- Kemp, R.A.**, 1998. Role of micromorphology in paleopedological research. *Quaternary Internacional* (51/52): 133-141.
- Kennett, D., Kennett, J.P., West, A., West, G.J., Bunch, T.E., Culleton, B.J., Erlandson, J.M., Que Hee, S.S., Johnson, J.R., Mercer, C., Shen, F., Sellers, M., Stafford Jr., T.W., Stich, A., Weaver, J.C., Wittke, J.H. y Wolbach, W.S.**, 2009. Shock-synthesized hexagonal diamonds in Younger Dryas boundary sediments. *PNAS* 106 (31): 12623-12628.
- Kerr, P.F.**, 1959. *Optical mineralogy*. 3° Edición. McGraw-Hill, 442 pp. New York.
- Kondolf, G.M. y Piégay, H.**, 2003. *Tools in fluvial geomorphology*. John Wiley and Sons, Ltd., 688 pp. England.
- Konert, M. y Vanderberghe, J.**, 1997. Comparison of laser grain size analysis with pipette and sieve analysis: a solution for underestimation of the clay fraction. *Sedimentology* 44 (3): 523-535.
- Kozłowski, E.E., Manceda, R. y Ramos, V.**, 1993. Estructura. En: Ramos, V. A. (Ed.): *Geología y Recursos Naturales de Mendoza. XII° Congreso Geológico Argentino y II° Congreso de Exploración de Hidrocarburos*. Vol. I (17): 235-256.

- Labraga, J.C y Villalba, R.**, 2009. Climate in the Monte desert: past trends, present conditions and future projections. *Journal of Arid Environments* 73: 154-163.
- Laprida, C. y Orgeira, M.J.**, 2008. El registro de la Pequeña Edad de Hielo en las lagunas bonaerenses. En: Zappettini, E., Crosta, S., González, M.A. y S. Segal (eds.). *XVII Congreso Geológico Argentino. Jujuy*. Actas tomo II: 712.
- Leopold, L.B.**, 1994. *A view of the river*. Harvard, 298 pp. United States of America
- Linares, E., Llambías E.J. y Latorre, C.O.**, 1980. Geología de la provincia de La Pampa. República Argentina, y geocronología de sus rocas metamórficas y eruptivas. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*. 35 (1): 87-146. Buenos Aires.
- Llambías, E.J., Kleiman, L.E. y Salvarredi, J.E.**, 1993. El magmatismo gondwánico. En V.A. Ramos (Ed.). Geología y Recursos Naturales de Mendoza. 12° Congreso Geológico Argentino y 2° Congreso de Exploración de Hidrocarburos. Relatorio 1 (6): 53-64.
- Llambías, E., Melchor, R.N., Tickyj, H. y Sato, A.M.**, 1996. Geología del bloque de Chadileuvú. 13° Congreso Geológico Argentino y 3° Congreso Exploración de Hidrocarburos, Actas 5: 417-425.
- Lliboutry, L.**, 1999. Glaciers of Chile and Argentina. En: Williams, R. S. Jr. And Ferrigno, J. G. (Eds.): *Glacier of South America. Satellite image atlas of glaciers of the world*. U.S. Geological survey Professional Paper; 1386-I: 109-118. US Government Printing Office, Washington.
- McCormac, F.G., Hogg, A.G., Blackwell, P.G., Buck, C.E., Higham, T.F.G. y Reimer, P.J.**, 2004. SHCal04 Southern Hemisphere Calibration 0 - 1000 cal BP. *Radiocarbon* 46: 1087-1092.
- Maldonado, A. y Villagrán, C.**, 2006. Climate variability over the last 9.900 cal yr. BP from a swamp forest pollen recor along the semiarid coast of Chile. *Quaternary Research* 66: 246-258
- Malvern Instrument Ltd.**, 2004. Mastersizer 2000E operators guide. Malvern Instrument Ltd., Malvern, 136 pp.
- Mancini, M.V., Páez, M.M., Prieto, A.R., Stutz, S., Tonello M. e Vilanova, I.**, 2005. Mid-Holocene climatic variability reconstruction from pollen records (32°-35° S, Argentina). *Quaternary International* 132: 47-59.
- Mann, M.E.**, 2007. The Last Millennium. En: Elias, S.A. (Ed.): *Encyclopedia of Quaternary Science*. Pp. 1993-2002.
- Marchese, H.G. y Di Paola, E.**, 1975. Miogeosinclinal Tandil. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 30(2): 161-179.
- Marengo, J.A. y Rogers, J.C.**, 2001. Polar Air Outbreaks in the Americas: Assessments and Impacts During Modern and Past Climates. En: Vera Markgraf (Ed.): *Interhemispheric Climate Linkages*. Academic Press., 3: 31-51.
- Marlon, J.R., Bartleina, P.J. Walsha, M.K., Harrisonb, S.P., Brown, K.J., Edwardse, M.E., Higuera, P.E., Powerh, M.J., Andersoni, R.S., Briles, C., Brunelleh, A., Carcailletj, C., Danielsk, M., Hul, F.S., Lavoie, M., Longn, C., Minckleyo, T., Richardp, P.J.H., Scottq, A.C., Shaferr, D.S., Tinnere, W., Umbanhowar, C.E. Jr. y Whitlockg, C.**, 2009. Wildfire responses to abrupt climate change in North America. *PNAS* 106 (8): 2519-2524.
- Mazzoni, M. y Spalletti, L.**, 1972. Sedimentología de las arenas del Río Grande de Jujuy. *Rev. Mus. La Plata (Nva. Serie), T. VIII, Geol.*, N° 63: 35-117.

- Mehl, A.E. y Zárate, M.A.**, 2008. Sucesiones aluviales del Pleistoceno tardío-Holoceno del Valle de Quehué, La Pampa, Argentina. *XII Reunión Argentina de Sedimentología*. Buenos Aires. Acta de resúmenes: página nº 115.
- Mehl, A.E.**, 2010. Ambientes aluviales del Pleistoceno tardío-Holoceno y Holoceno del Valle de Uco, cuenca del río Tunuyán. En: Zárate, M., Gil, A. y Neme, G. (Comps.): *Paleoambientes y ocupaciones del centro-oeste de Argentina durante la transición Pleistoceno-Holoceno y Holoceno*. Pp. 11-40. Sociedad Argentina de Antropología, Capital Federal, Buenos Aires.
- Merino-Tomé, O., Bahamonde, J.R., Fernández, L.P. y Colmenero, J.R.**, 2007. Facies architecture and cyclicity of fan Upper Carboniferous carbonate ramp developed in a Variscan Peggy-back basin (Cantabrian Mountains, northwest Spain). En: Nichols, G.; Williams, E. y Paola, C. (Eds.), *Sedimentary processes, environments and basins*. Special Publication of the International Association of Sedimentologists, number 38. Pp: 183-217
- Merritts, D.J.**, 2007. Fluvial Environments: terrace sequences. En: Scott A. E. Ed.: *Encyclopedia of Quaternary Sciences*. Four-volume set. Elsevier. Pp 694-704.
- Miall, A.D.**, 2006. *The Geology of Fluvial Deposits: Sedimentary Facies, Basin Analysis and Petroleum Geology*. Springer-Verlag Berlin Heidelberg, 582 pp. Italy.
- Molina, E.**, 2008. Notas sobre las relaciones sociales y la organización administrativa del espacio en la campaña mendocina en los inicios del proceso revolucionario (1810-1814). *Mundo Agrario: revista de estudios rurales* 8 (16): 00-00. Versión On-line ISSN 1515-5994.
- Montalvo, C.I. y Casadío, S.**, 1988. Presencia del género *Palaeoctodon* (Rodentia, Octodontidae) en el Huayqueriense (Mioceno tardío) de la Provincia de La Pampa. *Ameghiniana* 25(2): 111-114.
- Montalvo, C.I, Mehl, A.E. y Zárate, M.A.**, 2007. Mamíferos del Pleistoceno tardío-Holoceno en el Valle de Quehué, La Pampa, Argentina. 6° Jornadas Geológicas y Geofísicas Bonaerenses. Mar del Plata, Buenos Aires, 12 al 14 diciembre de 2007.
- Munsell Soil Color Charts**, 2000. Edición revisada y lavable. Munsell Color x-rite.
- Murphy, C.P.**, 1986. Thin section preparation of soils and sediments. AB Academic Publishers. ISBN 0-907360-04-1, pp. 149. Inglaterra.
- Muhs, D. R. y Zárate, M.**, 2001. Late Quaternary Eolian Records of the Americas and Their Paleoclimatic Significance. En: Vera Markgraf (Ed.): *Interhemispheric Climate Linkages*. Academic Press., 12: 183-216.
- Nabel, P., Camilión, M., Machado, G.A., Spiegelman, A.T. y Mormeneo, L.**, 1993. Magneto y litoestratigrafía de los sedimentos pampeanos en los alrededores de la ciudad de Baradero, Provincia de Buenos Aires. *Asociación Geológica Argentina, Revista* 48 (3/4):193-206.
- Nabel, P., Morrás, H. y Sapoznik, M.**, 2005. Magnetoestratigrafía de sedimentos cenozoicos en el oeste del gran Buenos Aires. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 60 (2) 383-388.
- Navarro, D., Mehl, A., Zárate M.A. y Páez, M.M.**, 2010. Mid-late Holocene environments of Agua Buena locality (34°50'S; 69°56'W), Mendoza, Argentina. "*Proceedings of the PAGES 1st Young Scientists Meeting: Retrospective views on our planet's future*" IOP Conference Series:

Earth and Environmental Science, Institute of Physics Publishing, UK. On-line: 1755-1315. Volumen 9 (1): 012014.

Navarro, D., Mehl, A., Zárate M.A. y Páez, M.M., 2010. Mid-late Holocene environments of Agua Buena, Argentina. *PAGES News*, Volumen 18 (1): página n° 47.

Nechaev, V.P y Ispording, W.C., 1993. Heavy-mineral assemblages of continental margins as indicators of plate-tectonic environments. *Journal of sedimentary petrology* 63 (6): 1110-1117.

Nichols, G., 2009. Sedimentology and stratigraphy. Second Edition. Wiley-Blackwell. 419 pp. UK.

Orgeira, M.J., Walther, A.M., Vasquez C.A., Dí Tomasso, I., Alonso, S., Sherwood G. y Vilas, J.F.A., 1998. Mineral magnetic record of paleoclimatic variation in loess and paleosol from the Buenos Aires formation (Buenos Aires, Argentina). *Journal of South American Earth Sciences*, 11 (6): 561-570.

Otto, G.H., 1938. The sedimentation unit and its use in field sampling. *Journal of Geology* 46: 569-582.

Paéz, M.M., Zárate, M.A., Mancini, M.V. y Prieto, A.R., 2003. Palaeoenvironments during the Pleistocene-Holocene transition in southern South America, Argentina. In Ancient evidences for paleo south Americans: From where the south winds blow. Center for the study of the first Americans (CSFA)- Texas A&M University Press.(Salemme, M., Flegenheimer, N. and Miotti, L.): 121-125

Paéz, M.M., Navarro, D., Rojo, L.D. y Guerci, A., 2010. Vegetación y paleoambientes durante el Holoceno en Mendoza. En: Zárate, M., Gil, A. y Neme, G. (Comps.): *Paleoambientes y ocupaciones del centro-oeste de Argentina durante la transición Pleistoceno-Holoceno y Holoceno*. Pp. 175-212. Sociedad Argentina de Antropología, Capital Federal, Buenos Aires.

Parker, G., 1985. Informe El Subsuelo del Río de la Plata (recopilación de perforaciones). Servicio de Hidrografía Naval (inédito), 125 pp., Buenos Aires.

Perucca, L. y Bastías, H., 2006. Regiones Sismotectónicas en el Centro-Oeste Argentino. Provincia de La Rioja, San Juan y Mendoza. INSUGEO. Serie Correlación Geológica, 16: 7-16.

Perucca, L., Mehl, A. y Zárate, M., 2009. Neotectónica y sismicidad en el sector norte de la depresión de Tunuyán, provincia de Mendoza. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 64(2): 262-273.

Perucca, L., Zárate, M. y Mehl, A., en prensa. Quaternary tectonic activity in the piedmont of Cordillera Frontal (33° -34°S) Mendoza. En: Salfity, A. y Marquillas, R. A. (Eds.): *Cenozoic Geology of the Central Andes of Argentina*. Editorial: Universidad Nacional de Salta, Salta.

Petrovski, J., 2010. River sinuosity changes as indicators of the possible neotectonic activity- a case study on the Danube River between Paks (Hungary) and Beograd (Serbia). EGU General Assembly 2010. Geophysical Research Abstracts Vol. 12, EGU2010-4571-1.

Pettijohn F.J, Potter, P.E., y Siever, R., 1984. Sand and Sandstone. 4th edition. Springer – Verlag. Pp. 618.

Piovano, E.L., Ariztegui, D., Córdoba, F., Cioccale, M. y Sylvestre, F., 2009. Hydrological Variability in South America Below the Tropic of Capricorn (Pampas and Patagonia, Argentina)

during the Last 13.0 Ka. En: F. Vimeux, F. Sylvestre y M. Khodri (Eds.): *Past Climate Variability in South America and Surrounding Regions (Developments in paleoenvironmental research)*. Vol 14. Cap. 14: 323-351.

Polanski, J., 1954. Rasgos geomorfológicos del territorio de la provincia de Mendoza. Ministerio de Economía, Instituto de Investigaciones Económicas y Tecnológicas. Cuadernos de Investigaciones y estudios 4: 4-10.

Polanski, J., 1963. Estratigrafía, neotectónica y geomorfología del Pleistoceno pedemontano entre los ríos Diamante y Mendoza. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*. XVII (3/4) (1962): 127-349.

Polanski, J., 1972. Descripción geológica de la hoja 24 a-b, Cerro Tupungato, provincia de Mendoza. Dirección Nacional de Geología y Minería. Buenos Aires. Boletín n° 128: 110 pp.

Prieto, A., 2000. Vegetational history of the Late glacial - Holocene transition in the grasslands of eastern Argentina. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoclimatology* 157: 167-188.

Prieto, A., Blasi, A., De Francesco, C. y Fernández, C., 2004. Environmental history since 11,000 ¹⁴C yr B.P. of the northern Pampas, Argentina from alluvial sequences of the Luján river. *Quaternary Research* 62: 146-161.

Prina, A. y Alfonso, G., 2002. La importancia actual de las prospecciones florísticas en Biología de Conservación. Una experiencia en el árido del centro-oeste de Argentina *Ecosistemas*. Año XI (n° 3): 8 pp.

Prohaska, F.J., 1961. Las características de las precipitaciones en la región semiárida pampeana. *Rev. Inv. Agr.* XV (2): 199-232.

Prohaska, F.J., 1976. The climate of Argentina, Paraguay and Uruguay. En: *Climates in Central and South America. World Survey of Climatology* 12:13-73.

Quattrocchio, M.E., Borromei, A.M., Deschamps, C.M., Grill, S.C. y Zavala, C.A., 2008. Landscape evolution and climate changes in the Late Pleistocene–Holocene, southern Pampa (Argentina): Evidence from palynology, mammals and sedimentology. *Quaternary International* 181: 123-138.

Rabassa, J., Brandani, A., Politis G. y Salemme M., 1989. La “pequeña edad del hielo” (siglos XVI a XIX) y su posible influencia en la aridización de áreas marginales de la pampa húmeda (provincia de Buenos Aires). I Jornadas Geológicas Bonaerenses (1985), Actas I: 234-257. Tandil.

Rabassa, J., 2008. Late Cenozoic Glaciations in Patagonia and Tierra del Fuego. En: Rabassa, J.(Ed.), *The Late Cenozoic of Patagonia and Tierra del Fuego. Developments in Quaternary Sciences* 11: 151-204. Elsevier.

Ramos, V., 1988. The tectonics of the Central Andes, 30° to 33° S latitude. *Geological Society of America, Special Paper* 218: 31-54.

Ramos, V.A. y Nullo, F.E., 1993. El volcanismo de arco cenozoico. En V.A. Ramos (Ed.). *Geología y Recursos Naturales de Mendoza*. 12° Congreso Geológico Argentino y 2° Congreso de Exploración de Hidrocarburos. Relatorio 1 (12): 149-160. Mendoza.

- Ramos, V.A.**, 1999. Las provincias geológicas del territorio argentino. En: Caminos, R. (Ed.): *Geología Argentina*. Subsecretaría de Minería de la Nación – Servicio Geológico Minero Argentino – Instituto de Geología y Recursos Minerales. Buenos Aires. Anales 29 (3): 41-96.
- Ramos, V.A.**, 1999. Rasgos estructurales del territorio argentino. 1. Evolución tectónica del territorio argentino. En: Caminos, R. (Ed.): *Geología Argentina*. Subsecretaría de Minería de la Nación-Servicio Geológico Minero Argentino-Instituto de Geología y Recursos Minerales. Buenos Aires. Anales 29 (24): 715-759.
- Ramos, V.A.**, 1999. Los depósitos sinorogénicos terciarios de la región andina. En: Caminos, R. (Ed.): *Geología Argentina*. Subsecretaría de Minería de la Nación-Servicio Geológico Minero Argentino-Instituto de Geología y Recursos Minerales. Buenos Aires. Anales 29 (22): 651-682.
- Reading, H.G. y B.K. Levell**, 1996. Controls on the sedimentary rock record. En: Reading, H.G. (Ed.), *Sedimentary environments: processes, facies and stratigraphy*. Blackwell Science, 688 pp.
- Regairaz, A.C.**, 1979. Relaciones entre tectónica y trazado de la red de drenaje superficial (Zoana Huayquerías de Tunuyán, Mendoza). VI Congreso Geológico Argentino, Actas II: 431-448. Bahía Blanca (1975), Buenos Aires.
- Regairaz, A.C.**, 1985. Rasgos neotectónicos de la morfogénesis del Piedemonte Cuyano (San Juan-Mendoza y San Luis), Argentina. En: Stingl, G. K. & Suedamerika, H. (editors), *Geomorphologie und Palaeoökologie des jüngeren Quartars; Symposium. Zentralblatt fuer Geologie und Palaeontologie, Teil I: Allgemeine, Angewandte, Regionale und Historische Geologie, 1984. 11-12, 1541-1554.*
- Regairaz, A.C. y Zambrano, J.J.**, 1991. Unidades morfoestructurales y fenómenos neotectónicos en el norte de la provincia de mendoza (Andes Centrales argentinos entre 32° y 34° de latitud sur). En: Garleff, K. y Stingl, H. (Eds.): *Sudamérica. Geomorphologie und Palaeoökologie im jüngeren Quartar..* Bamberger Geographische Schriften. Bd., 11: 1-21. Fach Geographie an der Universität Bamberg im Selbstverlag. Bamberg.
- Rodríguez, E.J. y Regairaz, A.C.**, 1972. Resumen geológico de la provincia de Mendoza. Boletín de la *Sociedad Argentina de Botánica*. Volumen 13 (Suplemento): 5-13.
- Rodríguez, E.J. y Barton, M.**, 1993. El Cuaternario de la Llanura. En: Ramos, V. A. (Ed.): *Geología y Recursos Naturales de Mendoza. XII° Congreso Geológico Argentino y II° Congreso de Exploración de Hidrocarburos*. Vol. I (14): 173-194.
- Roig, F.A. y Martínez Carretero, E.**, 1998. La vegetación puneña en la provincia de Mendoza, Argentina. *Phytocenologia*, 28 (4): 565-608.
- Rosgen, D.L.**, 1994. A Classification of Natural Rivers. *Catena* 22: 169-199.
- Rosgen, D.L.**, 1996. Applied River Morphology. Wildland Hydrology Books, Pagosa Springs, pp: 6-42. Colorado
- Ruviños, M. A. y Gregori, D.A.**, 1996. Nature of the Frontal Cordillera metamorphic rocks in the Río de las Tunas area, Mendoza province, Argentina. 3rd International Symposium on Andean Geodynamics. Pp: 795-798. St Malo, France.
- Schaetzl, R. y Anderson, S.**, 2005. *Soils: genesis and geomorphology*. Cambridge University Press. 817 pp.

- Schnack, E., Fasano, J. e Isla, F.,** 1982. The evolution of the Mar Chiquita lagoon coast, Buenos Aires province, Argentina. *Proc. Inter. Symp. on sea level changes in the last 15.000 years, magnitud and causes* (1981): 143-155.
- Schumm, S.A.,** 1977. *The Fluvial System*. John Wiley & Sons, New York. 338 pp.
- Soil Survey Staff,** 1999. *Soil Taxonomy: a basic system of soil classification for making and interpreting soil surveys*. United States Department of Agriculture, Natural Resources Conservation Service. Second Edition. 870 pp.
- Soil Survey Staff,** 2003. *Keys to Soil Taxonomy*. United States Department of Agriculture, Natural Resources Conservation Service. Ninth Edition. Pp.334.
- Sruoga, P., Llambías, E.J., Fauqué, L., Schonwandt, D. y Repol, D.G.,** 2005. Volcanological and Geochemical Evolution of The Diamante Caldera - Maipo Volcano Complex in the Southern Andes of Argentina (34° 10'S). *Journal of South American Earth Sciences* 19 (4): 401-406.
- Stappenbeck, R.,** 1913. Investigaciones hidrogeológicas de los valles de Chapalcó y Quehué y de sus alrededores (Gobernación de La Pampa). Dirección General de Minas, Geología y Hidrogeología 4, Serie B (Geología): 1-55.
- Stern, C.R., Amini, H., Charrier, R., Godoy, E., Herve, F. y Varela, J.,** 1984. Petrochemistry and age of rhyolitic pyroclastic flows which occur along the drainage valleys of the Río Maipo and Río Cachapoal (Chile) and the Río Yaucha and Río Papagayos (Argentina). *Revista Geológica de Chile* 23: 39-52.
- Stuiver M. y Reimer, P.J.,** 1993. Extended 14C data base and revised CALIB 3.0 ¹⁴C age calibration program. *Radiocarbon* 35 (1): 215-230.
- Szelagowski, M.,** 2003. Génesis de los depósitos eólicos cuaternarios de las localidades de Santa Isabel, General Acha y Toay, provincia de La Pampa. Tesis de licenciatura, 63 pp. Facultad de Ciencias Exactas y Naturales, Universidad Nacional de La Pampa.
- Szelagowski, M., Zárate, M.A. y Blasi, A.,** 2004. Aspectos sedimentológicos de arenas eólicas del Pleistoceno tardío-Holoceno de la Provincia de La Pampa. *Revista de la Asociación Argentina de Sedimentología* 11 (2):69-83.
- Tapia, A.,** 1935. Pilcomayo. Contribución al conocimiento de las llanuras argentinas. Dirección General Industria y Minería, Boletín 40: 1-124.
- Tapia, A.,** 1939. Chacharramendi y alrededores: Physis, Revista de la Sociedad Argentina de Ciencias Naturales (Sección Geología y Paleontología) n°.19 (46): 221-224.
- Teruggi, M.E., Chaar, E., Remiro, J. y Limousin, T.,** 1959. Las arenas de la costa de la provincia de Buenos Aires entre Cabo San Antonio y Bahía Blanca. L.E.M.I.T., Serie II (77), 57 pp. La Plata.
- Teruggi, M.E.,** 1964. Las arenas de la costa de la provincia de Buenos Aires entre Bahía Blanca y Río Negro. L.E.M.I.T., Serie II (81). La Plata.
- Teruggi, M.E., Mazzoni, M.M., Spalletti L.A. y Andreis, R.R.,** 1978. Rocas piroclásticas. Interpretación y sistemática. *Publicaciones especiales de la Asociación Geológica Argentina*. Serie "B" (Didáctica y complementaria) N°5, pp. 55. Buenos Aires, Argentina.
- Thomas, M.F.,** 2000. Late Quaternary environmental changes and the alluvial record in humid tropical environments. *Quaternary International* 72: 23-36.

- Tickyj, H., Llambías, E.J. y Melchor, N.R.**, 2002. Ordovician Rocks from La Pampa Province, Argentina. Aspects of the Ordovician System in Argentina. En: Aceñolaza F. G. (ed.). INSUGEO, Serie Correlación Geológica, 16: 257-266. Tucumán.
- Tickyj, H., Rodríguez Raising, M., Cingolani, C.A., Alfaro, M. y Uriz, N.**, 2009. Graptolitos ordovícicos en el sur de la Cordillera Frontal de Mendoza. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 64 (2): 295-302.
- Thorndycraft, V.R., Benito, G. y Gregory, K.J.**, 2008. Fluvial geomorphology: a perspective on current status and methods. *Geomorphology* 98: 2-12.
- Toledo, M.J.**, 2005. Secuencias pleistocenas «lujanenses» en su sección tipo: Primeras dataciones C14 e implicancias estratigráficas, arqueológicas e históricas, Luján-Jáuregui, provincia de Buenos Aires. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 60 (2): 417-424.
- Toledo, M.J.**, 2008. La crisis climática de 13.000 AP: “mantos negros”, extinciones de megafauna y cambios poblacionales. En: Zappettini, E., Crosta, S., González, M.A. y S. Segal (eds.). *XVII Congreso Geológico Argentino. Jujuy*. Actas tomo II: 735-736.
- Toms, P.S., King, M., Zárate, M.A., Kemp, R.A. y Foit, F.F.Jr.**, 2004. Geochemical characterization, correlation, and optical dating of tephra in alluvial sequences of central western Argentina. *Quaternary Research* 62: 60-75.
- Tricart, Jean L.F.**, 1973. Geomorfología de la pampa deprimida: base para los estudios edafológicos y agronómicos. Plan de mapa de suelos de la región pampeana. Instituto Nacional de Tecnología Agropecuaria. *XII Colección Científica*, 202 pp. Bs. As.
- Tripaldi, A.**, 2010. Campos de dunas de la planicie sanrafaelina: patrones de dunas e inferencias paleoclimáticas durante el Pleistoceno tardío-Holoceno. En: Zárate, M., Gil, A. y Neme, G. (Comps.): *Paleoambientes y ocupaciones del centro-oeste de Argentina durante la transición Pleistoceno-Holoceno y Holoceno*. Pp. 65-94. Sociedad Argentina de Antropología, Capital Federal, Buenos Aires.
- Tripaldi, A. y Forman, S.L.**, 2007. Geomorphology and chronology of Late Quaternary dune fields of western Argentina. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 251: 300-320.
- Udden J.A.**, 1914. Mechanical composition of clastic sediments. *Bulletin of the Geological Society of America* 25: 655-744.
- Uyeda, S. y Kanamori, H.**, 1979. Back-arc opening and mode of subduction. *Journal Geophysical Research*, 84: 1049-1061.
- Vanderbergher, J.**, 2003. Climate forcing of fluvial system development: an evolution of ideas. *Quaternary Science Reviews* 22: 2053-2060
- Villa-Martínez, R., Villagrán, C. y Jenny, B.**, 2003. The last 7500 cal yr B.P. of westerly rainfall in Central Chile inferred from a high-resolution pollen record from Laguna Aculeo (34°S). *Quaternary Research* 60: 284-293.
- Villagrán, C.**, 1993. Una interpretación climática del registro palinológico del último ciclo glacial-postglacial en Sudamérica. *Bull. Inst. fr. études andines* 1: 243-258.
- Violante, R. A. y Parker, G.**, 1992. Estratigrafía y rasgos evolutivos del Pleistoceno medio a superior-Holoceno en la llanura costera de la región de Faro Querandí (provincia de Buenos Aires). *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 47 (2): 215- 227.

- Vujovich, G.I. y Gregori, D.**, 2002. Cordón del Portillo, Cordillera Frontal, Mendoza: caracterización geoquímica de las metamorfitas. Actas del XV Congreso Geológico Argentino. El Calafate, Santa Cruz. CD-ROM.
- Wentworth, C.K.**, 1922. A scale of grade and class terms for clastic sediments. *Journal of Geology* 30: 377-392.
- Wilson, R.C.L., Drury, S.A. y Chapman, J.L.**, 2000. *The great ice age*. 267 pp. Routledge.
- Williams, P.F. y Rust, B.R.**, 1969. The sedimentology of a braided river. *J. sedim. Petrol.* 39, 649-79
- Yrigoyen, M.R.**, 1993. Los depósitos sinorogénicos terciarios. En: V.A. Ramos (ed.) geología y Recursos Naturales de Mendoza. 12° Congreso Geológico Argentino y 2° Congreso de Exploración de Hidrocarburos. Buenos Aires. Relatorio 1(11): 123-148.
- Zámolyi A., Székely, B., Draganits, E. y Timár, G.**, en prensa. Neotectonic control on river sinuosity at the western margin of the Little Hungarian Plain. *Geomorphology*.
- Zárate, M.A.**, 2000. The Pleistocene/Holocene transition in the eastern Andean piedmont of Mendoza, Argentina. *Current Research in the Pleistocene* 17: 149-151.
- Zárate, M.A., Kemp, R.A., Espinoza, M. y Ferrero, L.**, 2000. Pedosedimentary and palaeoenvironmental significance of a Holocene alluvial sequence in the southern Pampas, Argentina. *The Holocene* 10 (4): 481-488.
- Zárate, M.A., Kemp, R.A. y Blasi, A.M.**, 2002. Identification and differentiation of Pleistocene paleosols in the northern Pampas of Buenos Aires, Argentina. *Journal of South American Earth Sciences* 15: 303-313.
- Zárate, M.A. y Páez, M.M.**, 2002. Los paleoambientes del pleistoceno tardío-holoceno en la cuenca del arroyo La Estacada, Mendoza. En: Trombotto, D., Villalba, R. (Eds.): IANIGLA, 30 años de investigación básica y aplicada en ciencias ambientales. Pp.117-121. Instituto Argentino de Nivología, Glaciología y Ciencias Ambientales, Mendoza, Argentina.
- Zárate, M.A.**, 2002. Geología y Estratigrafía del del Plesitoceno tardío-Holoceno en el piedemonte de Tunuyán-Tunuyán, Mendoza, Argentina. Actas del XV Congreso Geológico Argentino. CD-ROM, Artículo N° 211: 6 pp. El Calafate, Santa Cruz, Argentina.
- Zárate, M.A.**, 2003. Loess of southern South America. *Quaternary Science Reviews* 22: 1987-2006.
- Zárate, M.A.**, 2005. El Cenozoico tardío continental de la provincia de Buenos Aires. En: de Barrio, R. E., Etcheverry, R. O., Caballé, M. f. y Llambías, E. (Eds): *Geología y Recursos Minerales de la Provincia de Buenos Aires. Relatorio del XVI congreso Geológico Argentino*. Pp.139-155. La Plata, Buenos Aires.
- Zárate, M.A.**, 2007. South America. Loess Records. En: Elias, S.A. (Ed.): *Encyclopedia of Quaternary Science*. Pp. 1466-1479.
- Zárate, M.A. y Mehl, A.E.**, 2008. Estratigrafía y geocronología de los depósitos del Pleistoceno tardío/Holoceno de la cuenca del arroyo La Estacada, departamentos de Tunuyán y Tupungato (Valle de Uco), Mendoza. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*. 63 (3): 407-416.

Zavala, C. y Quatrocchio, M., 2001. Estratigrafía y evolución geológica del río Sauce Grande (Cuaternario), provincia de Buenos Aires, Argentina. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 56 (1): 25-37.

Zech, W., Senesi, N., Guggenberger, G., Kaiser, K., Lehmann, J., Miano, T., Miltner, A. y Schroth, G., 1997. Factors controlling humification and mineralization of soil organic matter in the tropics. *Geoderma* (79): 117-161.

Zech, W., Zech, M., Zech, R., Peinemann, N., Morrás, H.J.M., Moretti, L., Ogle, N., Kalim, R.M., Duch, M., Schad, P. y Glaser, B., 2009. Late Quaternary palaeosol records from subtropical (38°S) to tropical (16°S) South America and palaeoclimatic implications. *Quaternary Internacional* 196 (1-2): 137-159.

Zetti, J., 1964. El hallazgo de un *Megatheriidae* en el "Médano invasor" del SW de Toay, prov. de La Pampa. *Ameghiniana* 3: 257-265.

Páginas Web consultadas:

<http://www.physics.arizona.edu/ams/education/calculate.htm>: Universidad de Arizona, Facultad de Física, *The NSF - Arizona Accelerator Mass Spectrometry (AMS) Laboratory*.

<http://www1.phys.uu.nl/AMS/Method.htm>: Universidad de Utrecht (Países Bajos), Facultad de Ciencias Físicas y Astronómicas, Departamento de Física y Astronomía.

<http://www.clw.csiro.au/services/osl/>: CSIRO (Commonwealth Scientific and Industrial Research Organisation) Land and Water (Australia).

<http://www.uic.edu/labs/ldr/context.html>: Universidad de Illinois, Chicago. Departamento de Ciencias de la Tierra y Ambientales: "*Luminescence Research Dating Laboratory*".

www.ahsud.com: Asociación Latinoamericana de Hidrología Subterránea para el Desarrollo.

<http://www.inpres.gov.ar/>: Instituto Nacional de Prevención Sísmica.

<http://www.floridakeys.noaa.gov/pdfs/wqpb.pdf>: Florida Keys National Marine Sanctuary.

<http://www.atlasdebuenosaires.gov.ar/aaba/>: Atlas Ambiental de Buenos Aires.