



XX CONGRESO GEOLÓGICO ARGENTINO
7-11 de agosto de 2017 | San Miguel de Tucumán



ANÁLISIS MICROFACIAL DE UN ESTADIO ERUPTIVO EN LA FORMACIÓN EL ALCÁZAR, TRIÁSICO SUPERIOR, SAN JUAN, ARGENTINA.

Juan. M. DROVANDI^{1, 2}, Carina. E. COLOMBI^{1, 2}, Gustavo CORREA^{1, 2}, Josefina BODNAR^{2, 3},
Eduardo MOREL³, Gonzalo GARCIA¹

¹Instituto y Museo de Ciencias Naturales de la Universidad Nacional de San Juan, Avenida España 400 Norte, Ciudad de San Juan, San Juan, Argentina. CP 5400. drovandijuan@gmail.com, ccolombi@unsj.ed.ar; gustavoalejandrorcorrea@yahoo.com.ar; gonzagarcia10@live.com.ar

²CONICET, Consejo Nacional de Investigaciones Científicas, Ciudad Autónoma de Buenos Aires, Buenos Aires, Argentina.

³División de Paleobotánica, Facultad de Ciencias Naturales y Museo, Paseo del Bosque S/N B1900FWA, La Plata, Argentina. josefinabodnar@gmail.com, emorel@fcnym.unlp.edu.ar
Contacto: drovandijuan@gmail.com

RESUMEN

En esta contribución se da a conocer el análisis microfacial de un evento sineruptivo, registrado en la Formación El Alcázar, Cuenca Cuyana, San Juan, Argentina. En base a los estudios sedimentológicos de la arquitectura depositacional, además de los estudios microfaciales del perfil de detalle realizado en la transición entre la sección inferior o Miembro Tobas Varicolores y la sección superior o Miembro Tobas Rosadas de la Formación El Alcázar, se reconocieron dos tipos de depósitos volcanoclásticos. Los depósitos de lluvia de cenizas y los depósitos de flujos piroclástico distales. El estudio consistió en el análisis petrográfico descriptivo de 16 niveles. La evolución de la columna se interpreta como una interdigitación entre flujos piroclásticos distales de diferente magnitud, seguidos de depósitos de caída de lluvias de cenizas. Además se observó una ciclicidad de los depósitos, concluyendo que los flujos piroclástico son seguidos por lluvias de cenizas finalizando en períodos de no depositación con la posterior formación de suelos. Conjuntamente el estudio microfacial de este sector, confirmó la vinculación entre los flujos piroclástico en la base seguidos de lluvias de cenizas en el techo como causantes del arrasamiento y posterior sepultamiento de restos de un bosque de pteridospermas permineralizado, debido a la gran abundancia de sílice en este ambiente.

Palabras clave: Cuenca Cuyana; flujo piroclástico, lluvia de cenizas; depósitos volcanoclásticos.

ABSTRACT

Microfacial analysis of an eruptive stage in the El Alcazar Formation, Upper Triassic, San Juan, Argentina.
This contribution discloses the microfacial analysis of a sineruptive event, registered in the El Alcázar Formation, Cuyana Basin, San Juan, Argentina. Based on the sedimentological studies of the depositional architecture, in addition to the microfacial studies of the detail profile made in the transition between the lower section or Tobas Varicolores Member and the upper section or Tobas Rosadas Member of the El Alcázar Formation, two types of volcanoclastic deposits were recognized, ash rainfall deposits and distal pyroclastic flows. The study consisted of the descriptive petrographic analysis of 16 levels surveyed in a detailed sedimentological profile. The evolution of the column is interpreted as an interdigitation between distal pyroclastic flows of different magnitude, followed by deposits of ash rainfall. It was also observed a cyclicity of the deposits, concluding that the pyroclastic flows are followed by ash rains, ending in periods of non-deposition with the subsequent formation of soils. Together with the microfacial study of this sector, we confirm the link between pyroclastic flows at the base followed by ash rains on the roof as causes of the destruction and subsequent burial of remains of a permineralized pteridosperm forest due to the great abundance of silica in this environment.

Keywords: Cuyana Basin; pyroclastic flow, ash rain; volcanoclastic deposits.

INTRODUCCIÓN

La Formación El Alcázar (Stipanovic, 1969) ha sido objeto de estudio de numerosos investigadores (Stappenbeck 1910; du Toit, 1927; Pozzo, 1948; Groeber y Stipanovic, 1953; Stipanovic, 1972, 1979; Baraldo y Guerstein, 1984). En este trabajo se presentan los resultados obtenidos a partir del estudio detallado de la Formación El Alcázar en la Quebrada Agua de los Pajaritos, con un análisis microfásico de una porción del perfil que representa la transición entre la sección inferior y superior de la misma (Spalletti 1995; 2001a y Spalletti *et al.* 1999). El análisis macro y microfásico (cortes petrográficos) ha permitido interpretar la dinámica eruptiva del evento que formó estos depósitos. Por último, la interpretación paleoambiental ha servido para corroborar la historia tafonómica de un bosque que fue arrasado, enterrado y preservado en fuerte vinculación con los eventos volcánicos.

MARCO GEOLÓGICO

La Cuenca Cuyana, forma parte de una serie de cuencas extensionales continentales desarrolladas en el margen oeste de Pangea durante el Mesozoico temprano (Uliana y Biddle, 1988; Ramos y Kay, 1991; Gamundi y Astini, 1992; López Gamundi *et al.*, 1994). En el depocentro Agua de los Pajaritos, la Formación El Alcázar, corresponde a la parte cuspidal del grupo Sorocayense (Mésigos, 1953) (Fig. 1). Spalletti (1995, 2001a) y Spalletti *et al.* (1999) dividieron a la Formación El Alcázar en dos secciones una inferior y otra superior, con marcadas diferencias entre ellas. Los niveles relevados en este

trabajo corresponden a las últimas capas de la transición entre los miembros Tobas Varicolores y Tobas Rosadas (Baraldo y Guerstein, 1984) o las secciones inferior y superior de la Formación El Alcázar.

METODOLOGÍA

El estudio se llevó a cabo mediante el levantamiento de dos secciones estratigráficas sedimentológicas generales de la Formación El Alcázar, uno en la Quebrada Agua de los Pajaritos (base 31°30'49.99"S; 69°23'33.87"O y techo 31°30'45.19"S; 69°23'49.55"O), y otro en la Quebrada de la Zorra (base 31°31'23.56"S; 69°23'28.33"O y techo 31°31'7.65"S; 69°23'59.36"O). Los perfiles se levantaron mediante cinta métrica, báculo de Jacob, brújula Brunton, GPS y carta de colores de Munsell, definiendo las litofacies a escala centimétrica (Miall, 1996). Dentro de la sección de la Quebrada de la Zorra, se realizó una columna de detalle a partir de los 250 m de la base de la Formación El Alcázar (base 31°31'11.30"S; 69°23'54.07"O y techo 31°31'10.94"S; 69°23'55.34"). Esta sección es de 15 metros de espesor y en ella se identificaron 16 niveles (Figura 2). Sobre esta sección se han tomado de manera sistemática una muestra por litofacies para el análisis microfásico de cada uno de los niveles que componen la misma. Para el análisis microfásico se realizaron cortes delgados en el laboratorio de petrografía de la Facultad de Ciencias Exactas Físicas y Naturales de la Universidad Nacional de San Juan y se observaron bajo microscopio de polarización, Transmisión y Reflexión XP607 LP.

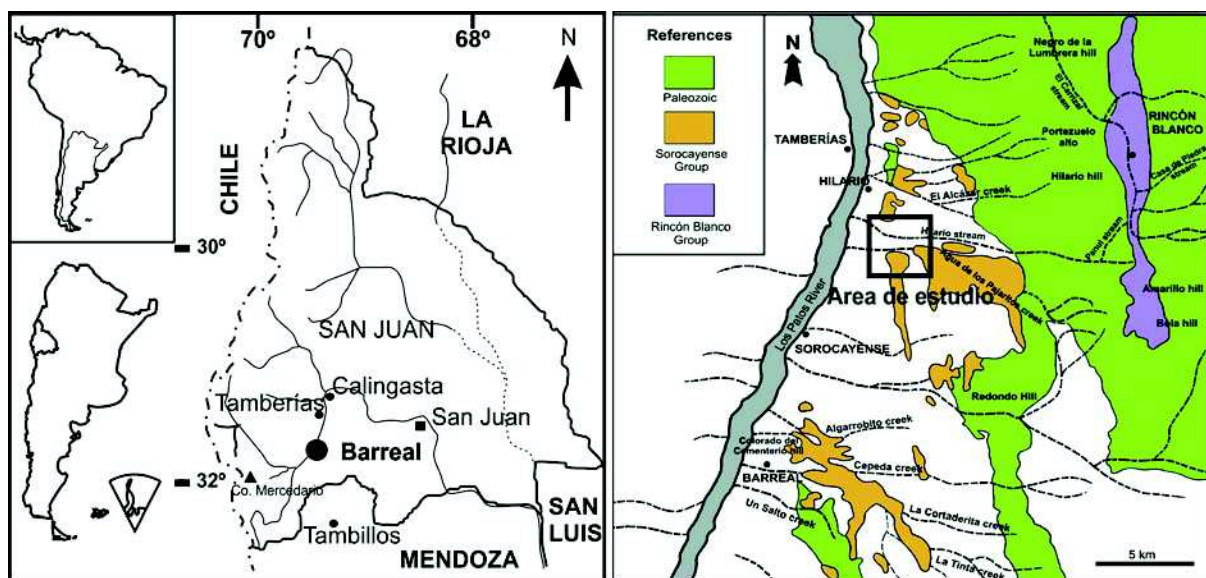


Figura 1. Mapa de ubicación del depocentro Agua de los Pajaritos en la región Sorocayense-Hilario y zona de estudio.

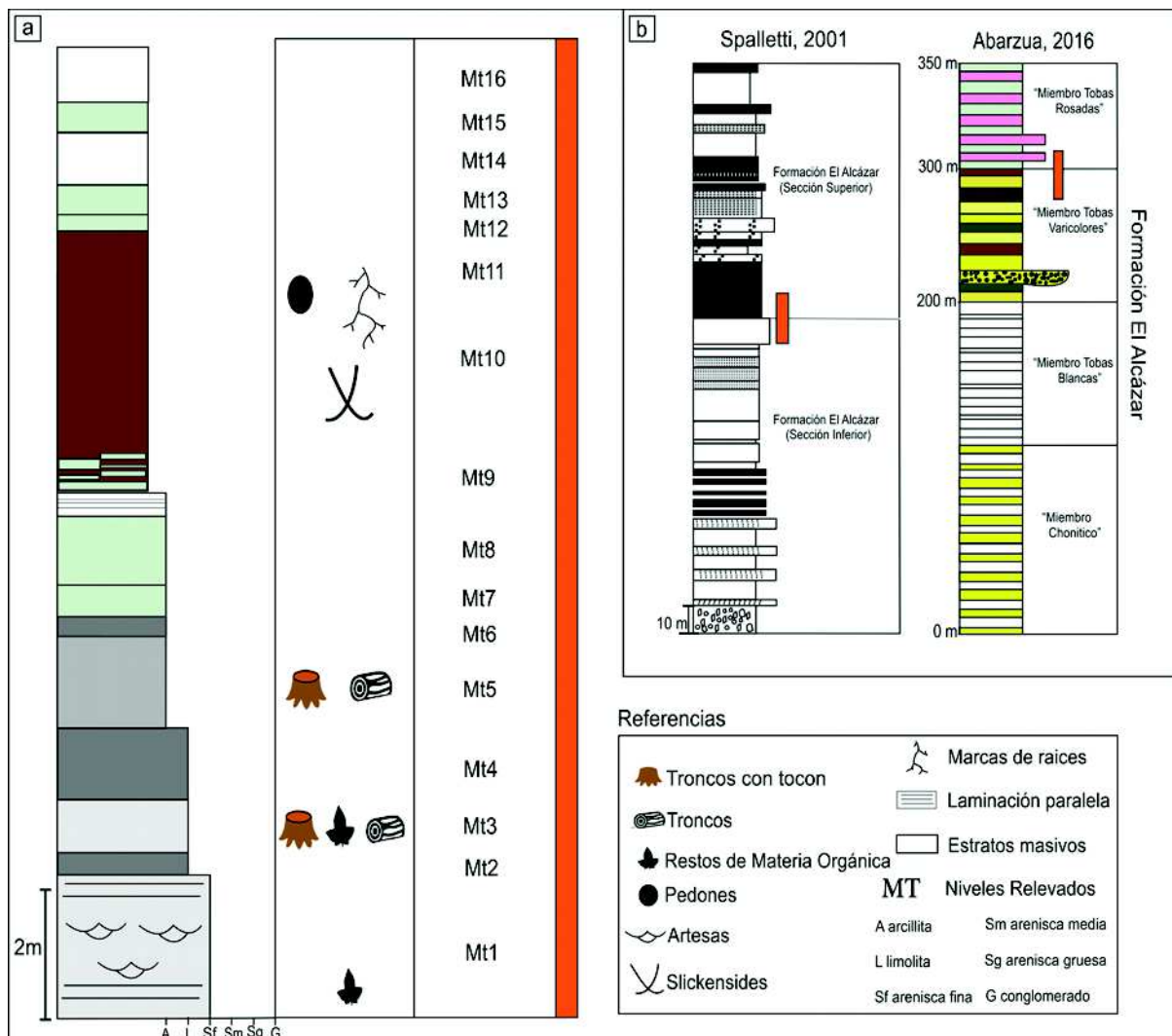


Figura 2. a) Columna estratigráfica de detalle en la transición entre la sección Inferior y la sección superior de la Formación El Alcázar. b) Columnas estratigráfica de Spalletti (2001a) y Abarzua (2016) mostrando la sección estudiada en cada una (barras naranjas).

RESULTADOS

La Formación El Alcázar tiene una potencia aproximada de 350 metros. Los 200 metros basales, incluidos los miembros Chonitico y Tobas Blancas (Baraldo y Guerstein, 1984), se caracterizan por un conjunto de origen piroclástico de grano fino y color blanco tiza, que hacia la parte superior, aumenta su cementación (silicificación). En los últimos metros, los niveles blancos se intercalan con bancos de tonalidades amarillas y ocre, aunque la litología sigue siendo homogénea. La secuencia se continúa con 80 metros que inician con un potente banco conglomerádico de color amarillo ocre y hacia el techo siguen capas homogéneas de tobas arcilíticas, limolíticas laminares, interestratificadas con areniscas de color par-

do grisáceo, rojizo y amarillo ocre en ciclos granocrecientes, constituyendo el Miembro Tobas Varicolores. Los niveles areniscosos poseen una geometría tabular a lentiforme, con una relación entre ellos y los bancos finos de 1:4. La sección descrita para estos tres miembros se incluyen en lo que Spalletti (1995, 2001a) y Spalletti *et al* (1999) denominaron como sección inferior. Hacia el techo, la Formación El Alcázar culmina con 70 metros de una alternancia cíclica de bancos cementados de tobas gruesas de color rosado que pasan a bancos tobáceos finos de color gris y niveles silicificados. La relación entre los bancos areniscosos y los finos es de 1:2. La geometría de los depósitos areniscosos, en algunos casos sabulíticos, es cóncava erosiva hacia la base y recta neta en el techo, pasando a depósitos finos laminares o tabulares de coloración gris claro que terminan en nive-

les bentoníticos finos masivos o laminares. Esta sucesión fue descrita previamente como el Miembro Tobas Rosadas o la sección superior de la Formación El Alcázar (Baraldo y Guerstein, 1984; Spalletti, 1995, 2001a y Spalletti *et al*, 1999).

En concordancia con lo interpretado previamente por Spalletti (1995, 2001a) y Spalletti *et al* (1999), la deposición de la sección inferior de la Formación El Alcázar, se interpreta como sistemas fluviales entrelazados y sistemas lacustre de profundidad media donde progradan sistemas deltaicos. En esta parte de la unidad se observa actividad volcánica explosiva, la cual es interpretada por Spalletti (2001a) como depósitos de flujo y de caída, la cual coincidiría con un periodo sineruptivo. En cambio, la sección superior se interpreta como un ambiente netamente fluvial con canales de alta sinuosidad asociados a planicies de inundación. En esta unidad también se observan depósitos de lluvia de ceniza, coincidentes con periodos sineruptivos de menor magnitud, y probablemente cortos lapsos de cese de la actividad volcánica donde el sistema tiende a reestablecerse para alcanzar su nivel de base previamente alterado, representado por frecuentes avulsiones y canales levemente incisos formados casi exclusivamente por material tobáceo (periodos intereruptivos) (Smith, 1987; Houghton, 1993).

Paleontológicamente, en los últimos 150 metros de espesor de la Formación El Alcázar, se destaca la presencia de abundante flora fósil. Los autores han podido relevar la presencia de 6 niveles fosilíferos en el Miembro Tobas Varicolores, (205m, 225m, 250 m, 263m, 270m y 289m de la base del miembro). La tafocenosis de este

miembro se caracteriza por la preservación de material orgánico en forma de briznas vegetales, tallos atribuidos a sphenophitas, cortezas de posible asociación licofítica y troncos silicificados y carbonizados de pteridospermas en asociación con bolsones de materia orgánica alquitranada, estos últimos interpretados como destruidos por un evento volcánico distal (Drovandi *et. al* 2015) . Para el Miembro Tobas Rosadas, se reconocieron 8 niveles fosilíferos (300m, 310m, 326m, 330m, 338m, 340m, 345m, y 350m de la base del miembro). La tafocenosis de estos niveles se caracteriza por la preservación de impresiones-compresiones de hojas de pteridospermas, filicofitas y gimnospermas, como así también de troncos silicificados y carbonizados, y asociaciones monoespecíficas de tallos de esfenofitas, siempre en niveles tobáceos de color gris claro de naturaleza bentonítica.

Análisis Microfacial de la transición entre la sección inferior y superior de la Formación El Alcázar

Spalletti (2001a) en su descripción de los dos miembros permite inferir una diferencia en el aporte piroclástico, caracterizando la sección inferior por depósitos de caída y de flujo mientras que la sección superior habría estado dominada por depósitos de caída. La diferencia entre los depósitos de ambas secciones, son el motivo del análisis microfacial presentado en esta contribución. El estudio consistió en el análisis petrográfico descriptivo de 16 niveles en un perfil de 15 metros, cuya descripción lito y microfacial se muestran en la Tabla 1.

Tabla 1. Muestra cada uno de los niveles relevados con su respectiva litofacies y descripción microfacial.

Niveles	Litofacies	Descripción Microfacial
MT1	Fl	Fangolita tobácea con, vitroclastos (trizas vítreas y escasos fragmentos pumíceos aislados) de hasta 165 μm , alterados a clorita y cristaloclastos de plagioclasa. Los clastos poseen bordes engolfados y de disolución. Matriz arcillosa con textura cruzada (paleosuelo) y cemento vítreo.
MT2	Fm	Fangolita tobácea, con vitroclastos (trizas vítreas y fragmentos pumíceos) alterados a clorita, de hasta 160 μm y cristaloclastos de plagioclasa. Ambos clastos con bordes engolfados y de disolución. Matriz arcillosa con estructura cruzada marcada (paleosuelo). Cemento en poca proporción de tipo vítreo y marcas de raíces.
MT3	T	Toba formada por vitroclastos (fragmentos pumíceos) de tamaño hasta 200 μm , algunos de los cuales se están desvitrificando pasando a calcedonia. Los clastos son sub-redondeados y se observa autobrechamiento y redondeamiento posterior debido a la reacción cemento-clasto. Cemento vítreo.
MT4	Fm	Fangolita tobácea con vitroclastos (trizas vítreas) y cristaloclastos de tamaño hasta 250 μm . Algunos vitroclastos están desvitrificados a calcedonia y ambos presentan bordes engolfados. Todos desperdigados en una matriz arcillosa. Matriz con abundantes raíces y fragmentos redondeados de materia orgánica. Las raíces están rellenas de sílice.
MT5	T	Toba con vitroclastos (fragmentos pumíceos redondeados) de hasta 1000 μm . Presentan desvitrificación y/o alteración por arcillas solo en los bordes. El cemento es vítreo.
MT6	T	Toba con vitroclastos (fragmentos pumíceos), con 3 modas de tamaño: 80 μm , 200 μm y 500 μm . Los vitroclastos están redondeados, poco alterados con arcillosa en los bordes y engolfamiento por disolución con el cemento. El cemento es vítreo.

Niveles	Litofacies	Descripción Microfacial
MT7	T	Similar a la muestra anterior, probablemente se trate del techo del nivel MT6, donde los vitroclastos (fragmentos pumíceos) de tamaño hasta 300 μm , aparecen muy alterados a arcilla (δ esmectita?) y con bordes de disolución. Algunos clastos están completamente alterados, notándose la sombra de los mismos en el cemento vítreo.
MT8	T	Toba con vitroclastos (fragmentos pumíceos), con 3 modas de tamaño: 40 μm , 100 μm y 200 μm . Los vitroclastos están redondeados, levemente alterados por arcilla en los bordes y engolfamiento por disolución con el cemento. El cemento es vítreo.
MT9	T	Similar a la muestra MT8, podría tratarse del techo del niveles MT8. Los vitroclastos (fragmentos pumíceos) presentan dos modas de tamaño: 300 μm y 40 μm . Todos los vitroclastos aparecen muy alterados a arcilla (δ esmectita?) y con bordes de disolución. Algunos clastos están completamente alterados, notándose la sombra de los mismos en el cemento vítreo.
MT10	T	Toba con vitroclastos (fragmentos pumíceos) con alteración arcillosa en los bordes mientras que el núcleo permanece intacto. El tamaño de los vitroclastos oscila entre 300 y 500 μm . Los clastos son angulosos con bordes de disolución en caliente por la interacción con el cemento vítreo, el mismo está alterado a arcilla.
MT11	T	Toba con vitroclastos que presentan dos modas de tamaño, unos de 800 μm y 150 μm , estos más angulosos. Los clastos presentan alteración a óxidos de Fe y evidente autobrechamiento. El cemento es vítreo y se observan restos aislados de materia orgánica.
MT12	T	Toba con vitroclastos que muestran tres modas de tamaño: 2000 μm , 500 μm y 100 μm , siendo los más pequeños muy angulosos y los demás sub-redondeados. En los clastos se observa una alteración en sus bordes debido a la interacción con el cemento vítreo y en los de mayor tamaño, además muestran un autobrechamiento muy notorio. El cemento es vítreo y se ven restos aislados de materia orgánica.
MT13	T	Toba con vitroclastos presentando dos modas de tamaño: 400 μm y 50 μm . Los clastos están poco alterados, con bordes angulosos y presentan una leve alteración externa por arcilla. El cemento es vítreo y se encuentra en poca proporción.
MT14	Fm	Fangolita tobácea con cristaloclastos de plagioclasa y vitroclastos (fragmentos pumíceos y trizas redondeadas) con tamaños entre 100 y 50 μm . La mayoría de los vitroclastos presentan poca evidencia de disolución, solo restringida a los bordes, los cristaloclastos de plagioclasa denotan maclado evidente. El cemento esta alterado a arcillas. Es notable la presencia de raíces de gran tamaño (600 μm) y además se puede observar que están rellenas con cemento silíceo.
MT15	T	Toba formada por vitroclastos (fragmentos pumíceos) con dos modas de tamaño: 500 μm y 40 μm . Los clastos son de forma irregular con leve autobrechamiento y bordes engolfados, algunos están desvitrificados pasando a calcedonia. Cemento vítreo.
MT16	Fm	Fangolita tobácea formada por vitroclastos (trizas vítreas) de tamaño entre 100 μm y 150 μm . Los vitroclastos no presentan ningún tipo de alteración. El cemento está alterado a arcilla, la cual presenta estructura cruzada (paleosuelo) y se observa además bioturbación rellena por cemento silíceo.

A partir del estudio microfacial se han pudieron reconocer dos petrofacies principales (Fig. 3). La primera se caracteriza por la presencia de vitroclastos del tipo trizas vítreas, que no superan los 150 μm de tamaño, poseen bordes engolfados y de disolución debido a la interacción con arcillas. La matriz es arcillosa y al ser observada bajo luz polarizada se puede ver la textura cruzada en las arcillas, típica de paleosuelos. El cemento es completamente vítreo. Además en esta petrofacie es común encontrar restos aislados de materia orgánica como así también marcas de raíces rellenas por sílice.

El segundo tipo petrofacial se define por la presencia de cristaloclastos y vitroclastos, en su mayoría fragmen-

tos pumíceos, con tamaño mayor a los 200 μm , presentando comúnmente dos o tres modas de tamaño. Los vitroclastos son sub-redondeados, presentan bordes de disolución debido a la interacción con el cemento en caliente, autobrechamiento muy evidente, en algunos vitroclastos se observó desvitrificación pasando a calcedonia y alteración a arcillas en los márgenes, la que en ocasiones es muy avanzada, llegando a reconocer los clastos como sombras dentro del cemento vítreo.

Las características petrofaciales de ambas petrofacies permiten identificar la primera con los depósitos de lluvia de cenizas y las segundas con depósitos de flujos piroclásticos, cuyo tamaño de clastos permiten identificar-

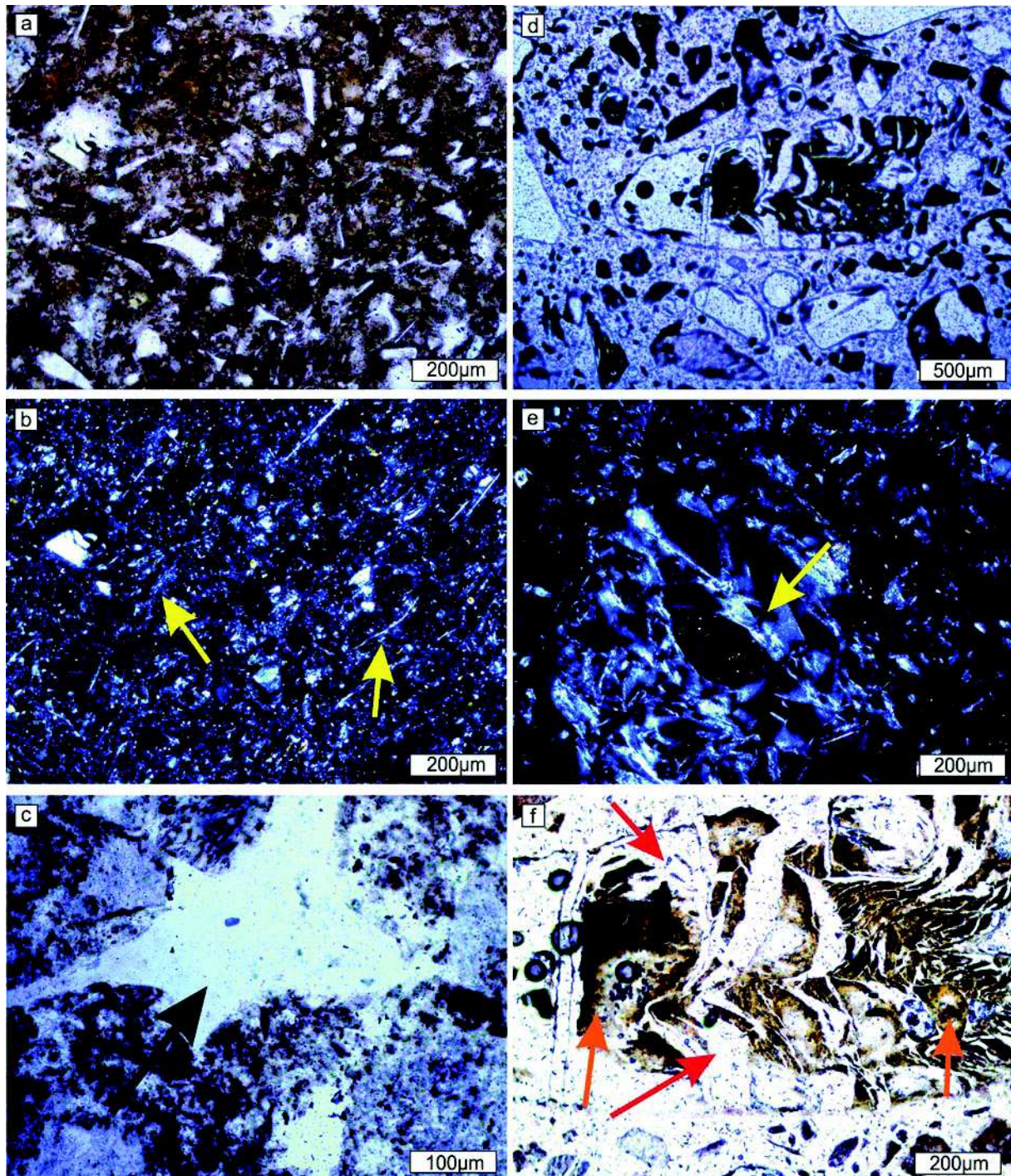


Figura 3. a) Vista general de los depósitos de lluvia de cenizas. b) Vista general de la figura anterior con luz polarizada mostrando la textura cruzada de las arcillas (flechas amarillas). c) Detalle de una triza vítrea (flecha negra). d) Vista general de los depósitos piroclásticos de flujo. e) Detalle de clasto pumíceo desvitrificado a calcedonia, visto bajo luz polarizada (flecha amarilla). f) Detalle de un cristaloclásto pumíceo, mostrando autobrechamiento (flechas rojas) y evidencia de disolución por arcillas (flechas naranjas). Las escalas se muestran en cada figura.

los como distales al centro eruptivo (Smith, 1987; Houghton y Smith, 1993). En base a los estudios sedimentológicos de la arquitectura depositacional, sumado a los estudios microfaciales del perfil de detalle en la transición entre la sección inferior y la sección superior o de la Formación El Alcázar, se reconocieron dos tipos de depósitos volcanoclásticos, los depósitos de lluvia de cenizas y los depósitos de flujos piroclástico distales, de acuerdo con Spalletti (1995, 2001a) y Spalletti *et al.* (1999). En el perfil de detalle realizado, puede interpretarse que la evolución del pasaje entre las secciones comienza con una lluvia de cenizas que abarca los niveles MT1 y MT2. A estos, le sigue un flujo piroclástico distal, asociado al arranque de los troncos caídos, MT3, los cuales fueron cubiertos por una lluvia de cenizas, MT4. Luego se observa un cese en la depositación que permitió el crecimiento de flora, denotado por la presencia de raíces. Le sucede otro flujo piroclástico distal, MT5, de mayor magnitud que el anterior aunque con variaciones micro y macrofaciales. Este flujo debió arrasar otro bosque, o lo que quedaba del anterior, ya que es portador de un nuevo nivel de troncos. A lo largo de este flujo piroclástico se pueden reconocer litofacialmente pulsos de avance, MT6-MT7 y MT8-MT9, y ceses temporales del aporte piroclástico reconocidos por la mayor alteración de los vitroclastos en los MT7 y MT9 respectivamente. En el techo de esta sucesión se observó un período de no depositación que permitió el desarrollo de un paleosuelo maduro (analizado macroscópicamente en el campo), donde se reconoció el desarrollo de horizontes. Este suelo abarca los niveles MT10 y MT11, observándose fuerte alteración de los vitroclastos. Este nivel podría representar el pasaje entre las secciones propuestas por Spalletti y colaboradores, marcando el límite entre un paisaje fluvio-lacustre con planicies pobremente drenadas a un paisaje netamente fluvial donde comienzan a observarse llanuras bien drenadas con desarrollo de suelos. A este nivel, le sobreviene otro flujo piroclástico distal representado por los niveles MT12 y MT13, que culmina con una nueva lluvia de cenizas, MT14, seguido de un período de no depositación marcado por la formación de un nuevo paleosuelo, caracterizado por la presencia de marcas de raíces y textura cruzada en las arcillas. Por encima, hay un nuevo pulso de flujo piroclástico, MT15, seguido nuevamente por lluvia de cenizas y la formación de un nuevo paleosuelo denotado por la presencia de bioturbaciones rellenas con cemento silíceo, MT16.

CONCLUSIONES

- I. La depositación de la sección inferior del Alcázar se realizó por sistemas fluviales entrelazados y sistemas lacustre de profundidad media donde progradaron sistemas deltaicos. En cambio, la sección superior se acumuló en un ambiente netamente fluvial

con canales de alta sinuosidad asociados a planicies de inundación. Ambas secciones depositadas durante un periodo sineruptivo caracterizado por flujos piroclásticos y lluvias de cenizas en diferente proporción.

- II. La evolución de la columna petrofacial en la transición entre la sección inferior (Miembro Tobas Varicolores) y la sección superior (Miembro Tobas Rosadas) de la Formación El Alcázar se interpreta como una interdigitación entre flujos piroclásticos distales de diferente magnitud y similar composición petrofacial, seguidos de depósitos de caída de lluvias de cenizas.
- III. De la ciclicidad observada puede concluirse los depósitos de flujos piroclástico son seguidos por lluvias de cenizas y luego un cese de la depositación con la posterior formación de suelos.
- IV. El estudio microfacial de este sector, permitió la confirmación del estadio sineruptivo, y la vinculación de la asociación fosilífera de troncos fósiles (Drovandi *et al.*, 2015) con los flujos piroclástico en la base y con lluvias en el techo. Esto permitiría confirmar a los flujos como los causantes del arrasamiento de los bosques y el enterramiento parcial de los restos, terminados de enterrar por la lluvia de cenizas y permineralizados por la sílice muy abundante en este ambiente.

AGRADECIMIENTOS

Al Instituto y Museo de Ciencias Naturales de San Juan, al Museo de Ciencias Naturales de La Plata, a la División de Paleobotánica de la Facultad de Ciencias Naturales y Museo (UNLP) al Consejo Nacional de Investigaciones Científicas (CONICET). A Oscar Limarino y Susana Alonso por sus significativos aportes a este estudio. Esta contribución se llevó a cabo gracias al financiamiento del PICT-2015-2074 CC

LISTA DE TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

- Baraldo, J. A. y Guerstein, P. G. 1984. Nuevo ordenamiento estratigráfico para el Triásico de Hilario (Calingasta, San Juan). IX Congreso Geológico Argentino. Actas: 79-94, Río Negro.
- Drovandi, J., Colombi, C., Bodar, J., Ejarque, Y., Garia, G., Santi Malnis, P., Morel, E. y Alcober O. 2016. Evidencias preliminares de un bosque destruido por un evento volcanoclástico en el triásico de la Formación El Alcázar, Cuenca Cuyana, San Juan Argentina. Acta geológica Lilloana 28 (suplemento): III Jornadas de Geología de Precordillera. Tucumán
- Du Toit, A. L. 1927. A geological comparison of South America and South Africa. Carnegie Institute, Washington Publication: 381 pp.
- Groeber, P. y Stipanovic, P. 1953. Triásico. En: Groeber, P. *et al.* (Eds.), Mesozoico. Geografía de la República Argentina: 1-



141. Sociedad Argentina de Estudios Geográficos, GAEA, 2. Buenos Aires.
- Houghton, B.F. & Smith, R.T. 1993. Recycling of magmatic clasts during explosive eruptions: estimating the true juvenile content of phreatomagmatic volcanic deposits Bull Volcanol (1993) 55: 414. doi:10.1007/BF0030200.1
- López Gamundi, O.R. y Astini, R. 1992. Caracterización de facies lacustres en la sección basal del Triásico de El Alcázar-Agua de los Pajaritos, provincia de San Juan, Argentina. 4º Reunión Argentina de Sedimentología, Actas 3: 97-104, La Plata.
- López Gamundi, O. 1994. Facies distribution in an asymmetric half-graben: the northern Cuyo Basin (Triassic), western Argentina. XIV International Sedimentological Congress. Abstracts: 6 7, Recife.
- Miall, A.D. 1996. *The Geology of Fluvial Deposits. Sedimentary Facies, Basin Analysis, and Petroleum Geology*. Springer eds., New York, 582 pp.
- Mésigos, M. 1953. El Paleozoico Superior de Barreal y su continuación austral, Sierra de Barreal (prov. de San Juan). Revista de la Asociación Geológica Argentina 8: 65-109. Buenos Aires.
- Pozzo, A. 1948. Estudio geológico, estratigráfico y tectónico de la Precordillera al este del Río Los Patos y al sur de Calingasta (Provincia de San Juan). Tesis Doctoral Facultad de Ciencias Exactas y Naturales, Universidad de Buenos Aires (inédito), Buenos Aires. 101pp.
- Ramos, V. y Kay, S. 1991. Triassic rifting and associated basalts in the Cuyo Basin, central Argentina. In: Harmon, R. S. y Rapela C. W. (Eds.), Andean magmatism and its tectonic setting. Geological Society of America Special Paper 265: 79-91.
- Smith, G.A., 1987b. Sedimentology of volcanism-induced aggradation in fluvial basins: Examples from the Pacific Northwest. USA Soc Ecc Pal Min Spec Pub 39:217-228
- Spalletti, L. 1995. Los sistemas de acumulación fluviales y lacustres del Triásico en la región occidental en la Precordillera sanjuanina, República Argentina. *II Reunión sobre el Triásico del Cono Sur* (Bahía Blanca), Actas: 27-28.
- Spalletti, L. A. 1999. Cuencas triásicas del Oeste Argentino: origen y evolución. Acta Geológica Hispánica 32 (1-2) (1997): 29-50.
- Spalletti, L. A. 2001. Modelo de sedimentación fluvial y lacustre en el margen pasivo de un hemigraben: el Triásico de la Precordillera occidental de San Juan, República Argentina. Revista de la Asociación Geológica Argentina 56(2): 189-210.
- Stipanovic, P. N. 1969. Las sucesiones triásicas argentinas. I Coloquio de la UICG: La estratigrafía del Gondwana. UNESCO, Ciencias de la Tierra, 2: 1121-1149. Buenos Aires.
- Stipanovic, P. N. 1972. Cuenca triásica de Barreal. En Leanza A (Ed.), Geología Regional Argentina: 537-566. Academia Nacional de Ciencias, Córdoba.
- Stipanovic, P. N. 1979. El Triásico del Valle del río Los Patos (Provincia de San Juan). Segundo Simposio de Geología Regional Argentina, Academia Nacional de Ciencias de Córdoba. VI: 695-744, Córdoba
- Stappenbeck, R. 1910. La Precordillera de San Juan y Mendoza. Anales del Ministerio de Agricultura, Sección Geología, Mineralogía y Minería 4(3): 3-183. Buenos Aires.
- Uliana, M. y Biddle, K. 1988. Mesozoic-Cenozoic paleogeographic and geodynamic evolution of southern South America. Revista Brasileira de Geociencias 18 (2): 172-190.