

EDADES U-Pb EN CIRCONES DETRÍTICOS DE LA FORMACIÓN TORDILLO EN LA CUENCA NEUQUINA, CENTRO-OESTE DE ARGENTINA: IMPLICANCIAS EN LA EDAD ABSOLUTA DEL LÍMITE JURÁSICO-CRETÁCICO

Maximiliano Naipauer

Instituto de Estudios Andinos “Don Pablo Groeber” (Departamento de Ciencias Geológicas, FCEN - Universidad de Buenos Aires) y CONICET.
Ciudad Universitaria (1428), Pabellón II, Depto. de Cs. Geológicas
E-mail: maxinaipauer@gl.fcen.uba.ar

Resumen

La propuesta de este trabajo es presentar y discutir la importancia de los datos U-Pb en circones detríticos recientemente obtenidos por varios autores en la Formación Tordillo, con especial énfasis en las edades de circones más jóvenes provenientes del arco volcánico andino. Los valores U-Pb obtenidos en 12 muestras, distribuidas a lo largo del margen occidental de la cuenca Neuquina, arrojaron edades máximas de depositación entre 152 y 143 Ma (Tithoniano-Berriasiano). Sin embargo, como esta unidad no puede ser más joven que Tithoniano temprano por estar cubierta por facies marinas fosilíferas de la Formación Vaca Muerta, Tithoniano temprano-Valanginiano temprano, los datos obtenidos indican una diferencia temporal con el límite J/K (ca. 145 Ma) establecido en la Carta Cronoestratigráfica Internacional. Las edades U-Pb en circones detríticos indican que la edad del límite debería ser al menos 5 millones de años más joven y aproximarse a los ca. 140 Ma, como ya lo han sugerido otros estudios geocronológicos realizados en la Formación Vaca Muerta.

Palabras clave: geocronología, cuenca Neuquina, circones detríticos, Jurásico

Abstract

U-Pb detrital zircons ages of the Tordillo Formation in the Neuquén Basin, central-western Argentina: implications in the absolute age of the Jurassic-Cretaceous boundary. The purpose of this paper is to present and discuss U-Pb detrital zircon ages published by several authors for the Tordillo Formation, with special attention to the youngest ages for these zircons that were derived from the Andean

volcanic arc. These U-Pb ages, which come from 12 samples from different places in the Neuquén Basin, show maximum depositional ages ranging from 152 Ma to 143 Ma (Tithonian-Berriasian). As the Tordillo Formation cannot be younger than early Tithonian as it is covered by the fossiliferous marine facies of the Early Tithonian-Early Valanginian, Vaca Muerta Formation, these zircon ages conflict with that of the J/K boundary (ca 145 Ma) established in the International Chronostratigraphic Chart. These detrital zircon ages thus demonstrate that the age of the J-K boundary should be at least five million years younger and approach 140 Ma, as suggested by previous geochronological studies in the Vaca Muerta Formation.

Keywords: geochronology, Neuquén Basin, detrital zircons, Jurassic

Introducción

Las sucesiones sedimentarias depositadas durante del Jurásico Tardío y el Cretácico Temprano tienen un gran desarrollo entre los $\sim 32^\circ$ y 40° LS en el centro-oeste de Argentina y forman parte del relleno de la cuenca Neuquina (Fig. 1). Están agrupadas dentro de la unidad litoestratigráfica denominada Grupo Mendoza que se caracteriza por sus espesos depósitos de origen continental, mixto y marino [1,2]. En los sectores más occidentales de la cuenca aparecen con frecuencia intercalaciones de coladas volcánicas, tobas de caída y material volcanoclástico que están relacionadas con la posición de retroarco de la cuenca [3]. En los últimos años este escenario tomó especial interés porque las rocas volcánicas permiten datar por métodos geocronológicos precisos (U-Pb en circón) las sucesiones sedimentarias. Ésto, sumado a que las facies marinas poseen un contenido fosilífero que permite realizar una bioestratigrafía de alta resolución, hace que el Grupo Mendoza tenga un potencial único a nivel global para las determinaciones de las edades absolutas de los sistemas Jurásico y Cretácico [4-8].

La propuesta de este trabajo es presentar y discutir la importancia de los datos U-Pb en circones detríticos recientemente obtenidos por varios autores en la Formación Tordillo, con especial énfasis en las edades más jóvenes de circones provenientes del arco volcánico andino [6,9-11]. Estos valores permiten determinar con precisión la edad máxima de depositación de la unidad y discutir una diferencia de al menos cinco millones de años con la edad absoluta del límite J/K establecido en la Carta Cronoestratigráfica Internacional (Fig. 2). Esta formación es particularmente importante porque presenta el mayor número de edades U-Pb del Jurásico Superior de la cuenca Neuquina, principalmente porque su composición arenosa y volcanoclástica es ideal para la concentración de circones detríticos.

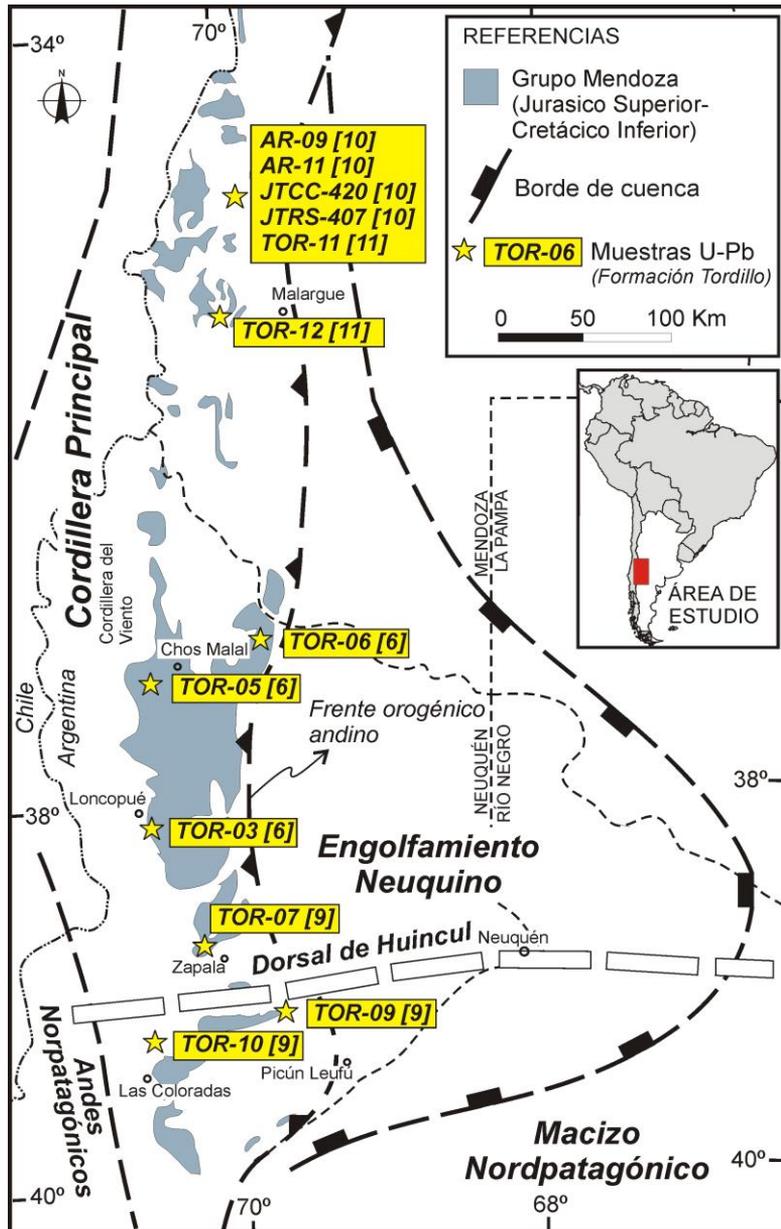


Fig. 1. Mapa regional de la cuenca Neuquina donde se detallan los afloramientos del Grupo Mendoza y se ubican las muestras de circones analizadas por U-Pb en la Formación Tordillo tomados de diferentes trabajos. Además, se pueden observar las provincias geológicas y los rasgos estructurales más importantes de la región analizada.

1. Las edades U-Pb y el Grupo Mendoza

El análisis de edades U-Pb en circones detríticos es una herramienta muy utilizada para obtener información valiosa sobre procedencia sedimentaria y edades máximas de depositación [12-14]. En cuencas sedimentarias asociadas

a una fuente ígnea, como puede ser un arco magmático, la procedencia de los circones está fuertemente controlada por el aporte de material volcánico joven y vinculado con el arco volcánico [15]. En estos casos los patrones de edades de los circones detríticos permiten determinar edades máximas de depositación muy cercanas a la edad de sedimentación [14-16]. En la cuenca neuquina los análisis de procedencia sedimentaria, basados principalmente en estudios petrográficos y geoquímicos, indican una participación dominante de rocas volcánicas en la fuente con áreas de basamento ígneo-metamórfico subordinadas [17-20]. Esto se debe a que la cuenca se desarrolló en una posición de retroarco desde el comienzo de la implantación del arco volcánico andino a principios del Jurásico [3,21]. La ubicación detrás del arco originó, además, que muchas de las sucesiones presenten depósitos primarios de tobas y niveles volcanoclásticos intercalados.

El ciclo sedimentario correspondiente al Grupo Mendoza [1] comienza con típicas facies rojas de ambiente continental agrupadas dentro de la Formación Tordillo, motivo de este trabajo. Continúan facies marinas profundas de una inundación rápida y con un máximo de expansión de cuenca, representadas en la Formación Vaca Muerta [22]. Por último, se desarrollan facies mixtas, continentales y marinas con características cada vez más restringidas, incluidas en las formaciones Mulichinco y Agrío [22].

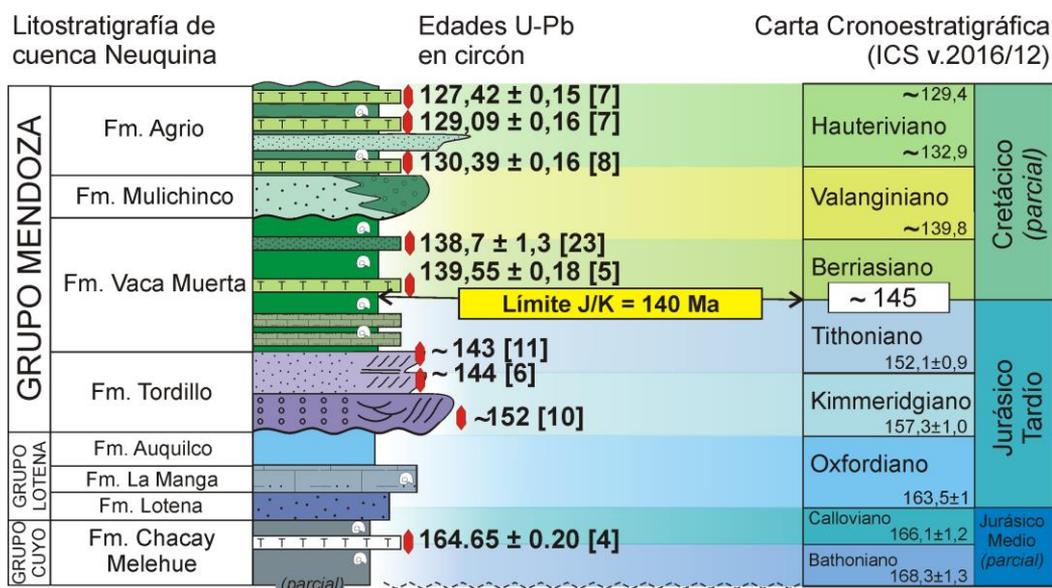


Fig. 2. Columna litoestratigráfica del Grupo Mendoza con las edades absolutas U-Pb en circón obtenidas por varios autores y su comparación con los pisos del Jurásico Medio-Superior y parte del Cretácico Inferior, según la Carta Cronoestratigráfica Internacional [24]. Además, se agregan los grupos Lotena y parte de Cuyo con una edad absoluta U-Pb que es mencionada en el texto [4].

Figura modificada de [5] y [7].

La edad de la base del grupo es asignada al Kimmeridgiano por la posición estratigráfica de la Formación Tordillo, dado que se apoya en discordancia sobre el Grupo Lotena en el que la Formación La Manga porta una fauna de amonoides del Oxfordiano (~160 Ma) [25,26] (Fig. 2). Es importante destacar que en la región centro occidental de la cuenca, en la Cordillera del Viento (Fig. 1), fue datado por U-Pb un nivel de toba intercalado en la Formación Chacay Melehue (Grupo Cuyo) que arrojó una edad de $164,64 \pm 0,2$ Ma [4]. Esta edad absoluta está de acuerdo con la fauna bien documentada de amonites presentes en la sucesión y que coincide con el Calloviano en el Jurásico Medio alto (Fig. 2). Por otro lado, la edad del techo del Grupo Mendoza está bien establecida en la Formación Agrio debido a su contenido abundante de amonites y nanofósiles calcáreos [27]. Cabe destacar que en esta unidad se han obtenido varias edades absolutas U-Pb de alta precisión (CA-ID-TIMS; *Chemical Abrasion Isotope Dilution Thermal Ionization Mass Spectrometry*) que permitieron anclar los límites del piso Hauteriviano entre los ca. 132 y 126 Ma [7,8] (Fig. 2). Estos autores indican que la terminación del piso Hauteriviano debiera ser unos cuatro millones de años más joven que el actual límite superior propuesto en la Carta Cronoestratigráfica Internacional (ca. 129,4 Ma; Fig. 2).

Particularmente, la Formación Tordillo [28] y unidades equivalentes como las formaciones Quebrada del Sapo, Sierras Blancas y Catriel [29] están integradas por facies típicamente continentales de origen fluvial, de abanico aluvial y en menor proporción eólicas [17,30]. No contienen fósiles pero por su posición estratigráfica son asignadas relativamente al Kimmeridgiano-Tithoniano temprano, los últimos dos pisos del Jurásico (Fig. 2). El techo o edad mínima de la unidad está muy bien acotado por la depositación paraconcordante de las pelitas negras marinas de la Formación Vaca Muerta. Esta unidad posee un abundante contenido fosilífero (amonites, bivalvos, nanofósiles calcáreos, radiolarios, entre otros) que permite acotar su depositación entre el Tithoniano temprano alto y el Valanginiano temprano (Jurásico Superior - Cretácico Inferior) [5,31-34]. Por lo tanto, el límite Jurásico-Cretácico está ubicado dentro en la sucesión de la Formación Vaca Muerta y ha sido definido de acuerdo al contenido de las biozonas andinas de amonites [5,35], la aparición de nanofósiles calcáreos diagnósticos del Cretácico Inferior [5] y estudios basados en calpionélidos, cicloestratigrafía y magnetoestratigrafía [36,37].

2. Edad del límite Jurásico/Cretácico

La edad absoluta del límite Jurásico/Cretácico a nivel global, y de la mayor parte de los pisos del Jurásico Superior y Cretácico Inferior, todavía no han sido acotadas con precisión por datos geocronológicos robustos (Fig. 2). Estos pisos fueron definidos en sucesiones estratigráficas tipo de Europa en base a bioestratigrafía de amonites, calpionélidos y bioeventos de nanofósiles calcáreos provenientes de la provincia Mediterránea del Tethys, los que están calibrados temporalmente a través de estudios magnetoestratigráficos por la secuencia “M”

de cronos de polaridad magnética [38]. La incertidumbre de las edades de los distintos pisos en la Carta Cronoestratigráfica v2016/12 de la Comisión Internacional de Estratigrafía queda evidenciada porque todos los valores propuestos son aproximados, por ejemplo el límite J/K está definido en ~145 Ma (Fig. 2). Ésto se debe principalmente a la ausencia de niveles volcánicos intercalados en las secciones clásicas europeas que permitan realizar dataciones isotópicas precisas de U-Pb en circones. La ausencia de volcanismo en las cuencas del Tethys está relacionada principalmente porque son márgenes pasivos sin arcos volcánicos contemporáneos.

3. Análisis U-Pb en circones detríticos de la Formación Tordillo

En este trabajo se integran 12 muestras de la Formación Tordillo analizadas por la metodología de datación U-Pb LA-MC-ICP-MS (*Laser Ablation Multiple Collector Inductively Coupled Plasma Mass Spectrometry*) en circones detríticos separados de areniscas, conglomerados y areniscas volcánicas [6,9-11] (Figs. 3 y 4). Los circones fueron analizados en tres laboratorios diferentes: los datos obtenidos en los trabajos de [9] y [6] se realizaron en el Laboratorio de Geología Isotópica de la Universidad Federal de Rio Grande del Sur (Brasil), las muestras del trabajo de [10] en el Laboratorio de Geocronología de la Universidad de Brasilia (Brasil) y los análisis de [11] en el *Laser Chron Center* de la Universidad de Arizona en Texas (EEUU). La metodología y los datos analíticos se pueden consultar en cada uno de los trabajos citados más arriba.

El objetivo principal es analizar los circones derivados de la fuente volcánica más joven debido a que permiten definir una edad máxima de depositación muy cercana a la verdadera edad de sedimentación de la Formación Tordillo. Se construyeron los histogramas de frecuencia y probabilidad relativa de las 12 muestras con las edades obtenidas menores a 500 Ma, resaltando el pico más joven de máxima frecuencia debido a que es interpretado en este trabajo como el mejor valor de edad máxima de depositación [14].

Como se observa en la Fig. 3, las muestras del sector sur de la provincia de Neuquén presentan picos de máxima frecuencia con valores jóvenes a los ca. 151 Ma, 150 Ma y 145 Ma, mientras que las muestras del sector norte, arrojaron valores levemente menores a los ca. 143 Ma, 144 Ma y 145 Ma (Fig. 3). Se destaca el patrón de edades de la arenisca volcánica TOR-05 porque presenta una distribución unimodal donde la mayor parte de los circones son jóvenes y forman el pico de máxima frecuencia a los ca. 144 Ma (Fig. 3). Este valor determina una edad máxima de sedimentación muy robusta en términos estadísticos.

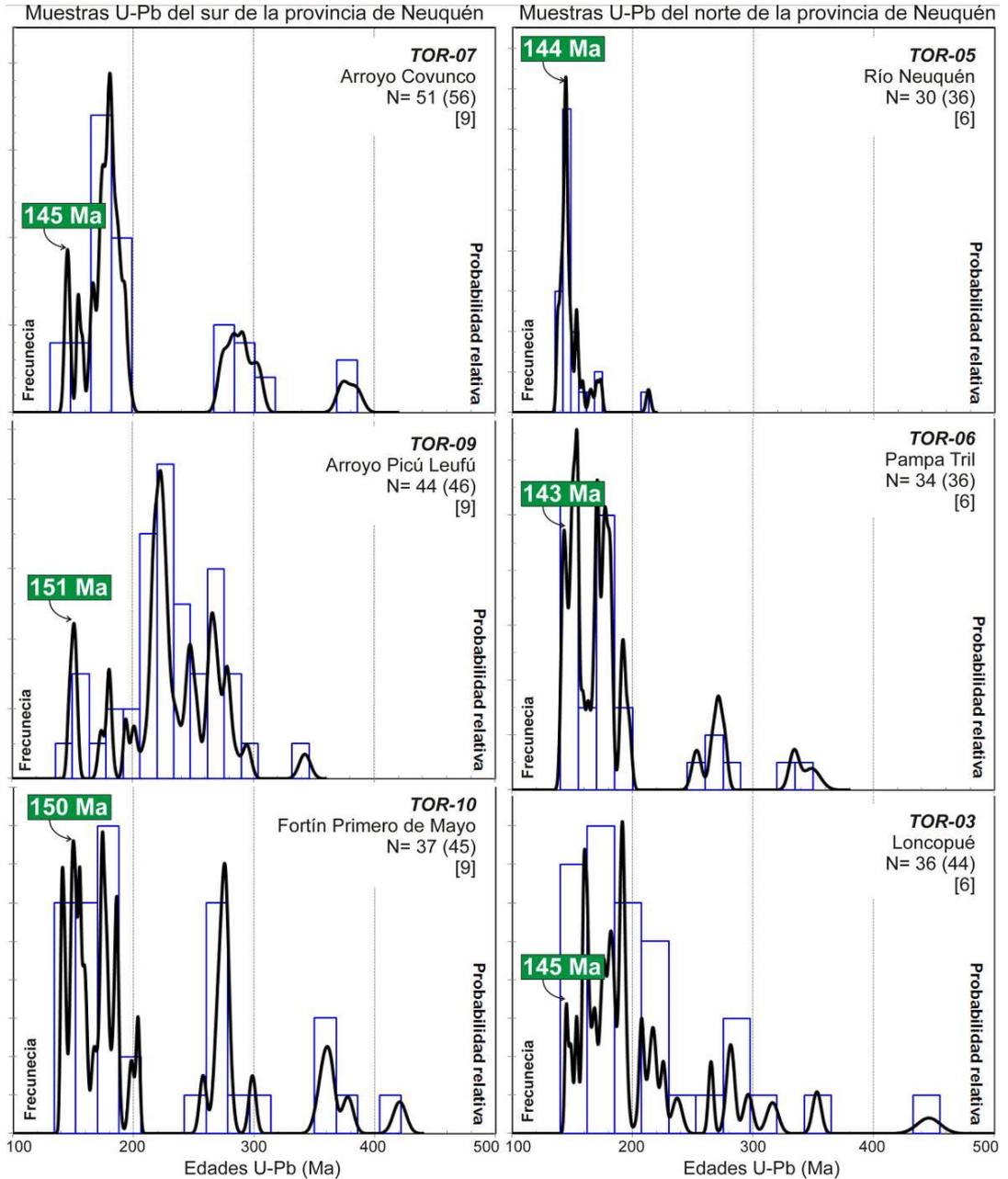


Fig. 3. Histogramas de frecuencia y probabilidad relativa de las muestras analizadas de la Formación Tordillo en la provincia de Neuquén, modificados de [9] y [6]. Los valores en los recuadros verdes determinan la edad máxima de sedimentación para cada localidad y están definidos por los picos de máxima frecuencia relativa de menor valor. La ubicación de las muestras está en la Fig. 1.

Como se observa en la Fig. 3, las muestras del sector sur de la provincia de Neuquén presentan picos de máxima frecuencia con valores jóvenes a los ca. 151 Ma, 150 Ma y 145 Ma, mientras que las muestras del sector norte, arrojaron valores levemente menores a los ca. 143 Ma, 144 Ma y 145 Ma (Fig. 3). Se destaca el patrón de edades de la arenisca volcanoclástica TOR-05 porque presenta una distribución unimodal donde la mayor parte de los circones son jóvenes y forman el pico de máxima frecuencia a los ca. 144 Ma (Fig. 3). Este valor determina una edad máxima de sedimentación muy robusta en términos estadísticos.

En las muestras del sur de la provincia de Mendoza se obtuvieron valores similares (Fig. 4). Las muestras analizadas del río Atuel presentaron edades máximas de depositación, de acuerdo a los picos de menor edad, a los ca. 152 Ma y 149 Ma. Por su parte, las muestras analizadas del río Salado y Anticlinal La Valenciana se observan valores bastante menores de ca. 143 Ma y 149 Ma.

4. Implicancias en la edad absoluta del límite J/C

Los valores de edades máximas de depositación determinados en las 12 muestras analizadas de la Formación Tordillo ubican a esta unidad dentro de los pisos Tithoniano y Berriasiano. Los valores obtenidos entre ca. 143 y 144 Ma en varias de las muestras analizadas sobrepasan claramente el valor del límite J/K (ca. 145 Ma) establecido por en la Carta Cronoestratigráfica Internacional (Fig. 2). Sin embargo, como se describió más arriba, la Formación Tordillo no puede ser más joven que Tithoniano temprano (ca. 150 Ma) porque está cubierta en paraconcordancia por las típicas facies marinas de la Formación Vaca Muerta, que contienen biozonas andinas de amonites del Tithoniano temprano alto y que a su vez poseen correlaciones con las biozonas estándares del Tethys [5,31,33,35].

Por lo tanto, las edades absolutas obtenidas en los depósitos de la Formación Tordillo se encuentran claramente en discrepancia con el valor de edad propuesto para el límite Jurásico-Cretácico en las escalas de tiempo mundiales. Estos resultados ponen en discusión la edad absoluta del mencionado límite el cual sería por lo menos cinco millones de años más joven del definido actualmente.

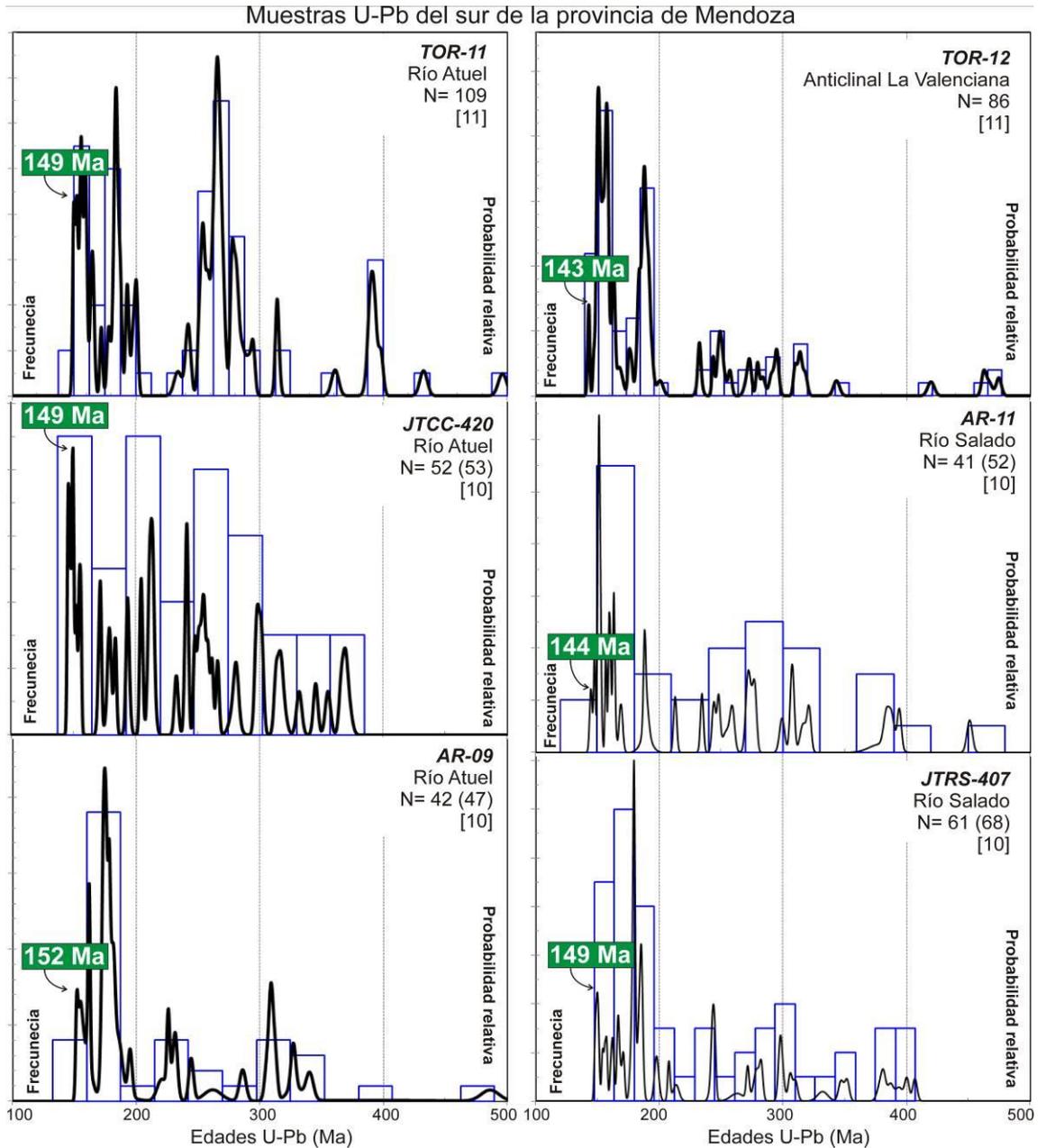


Fig. 4. Histogramas de frecuencia y probabilidad relativa de las muestras analizadas de la Formación Tordillo en la provincia de Mendoza, modificados de [10] y [11]. Los valores en los recuadros verdes determinan la edad máxima de sedimentación para cada localidad y están definidos por los picos de máxima frecuencia relativa de menor valor. La ubicación de las muestras está en la Fig. 1.

Los primeros valores obtenidos en la Formación Tordillo por [9] pusieron por primera vez en evidencia esta discrepancia temporal del límite J/K. Este trabajo motivó nuevos estudios geocronológicos con edades U-Pb de alta resolución (CA-ID-TIMS) en circones provenientes de tobas, pero intercaladas en

las facies marinas de la Formación Vaca Muerta con alta resolución bioestratigráfica. Los primeros resultados se obtuvieron en la localidad de Las Loicas donde aparecen varios niveles de tobas intercalados en las facies marinas del Tithoniano a Berriasiano de Vaca Muerta. El límite J/K quedó definido sobre la base de las zonas de amonites y los bioeventos de nanofósiles calcáreos y uno de los niveles tobáceos ubicado en el Berriasiano temprano fue datado por U-Pb CA-ID TIMS en $139,55 \pm 0,18$ Ma [5]. Este valor permitió a los autores proponer una nueva edad al límite que debería aproximarse a los 140 Ma. Esta edad refuerza los valores obtenidos en la Formación Tordillo (ca. 143 Ma), los que estarían de acuerdo con la bioestratigrafía de los niveles basales de la Formación Vaca Muerta.

5. Conclusiones

La Formación Tordillo posee un componente volcánicoclástico que está relacionado con el aporte volcánico del arco andino contemporáneo con la sedimentación. Esto tiene una particular importancia para el cálculo de la edad máxima de depositación de la unidad. Los valores U-Pb obtenidos en circones detríticos de 12 muestras arrojaron edades máximas de depositación entre 152 y 143 Ma que ubican a la sedimentación entre los pisos Tithoniano y Berriasiano según la Carta Cronoestratigráfica Internacional. Sin embargo, esta unidad no puede ser más joven que Tithoniano temprano. Por lo cual, los datos geocronológicos aquí presentados sugieren que la edad del límite J/K debería ser al menos cinco millones de años más joven que la aceptada actualmente y aproximarse a los ca. 140 Ma, confirmando lo que ha sido sugerido por otros estudios geocronológicos realizados en la Formación Vaca Muerta.

Agradecimientos

Se agradece el apoyo recibido por el CONICET y la Agencia de Promoción Científica y Técnica a través de varios proyectos de investigación otorgados durante los años 2010-2016. Un especial agradecimiento a la Academia Nacional de Ciencias Exactas, Físicas y Naturales por el Premio Estimulo Enrique M. Hermitte 2016 en Ciencias de la Tierra otorgado y la invitación a publicar este artículo. Por último deseo agradecer la lectura crítica del trabajo del Dr. Victor A. Ramos y la Dra. Beatriz Aguirre-Urreta. Esta es la contribución R-223 del IDEAN.

Referencias

- [1] P.N. Stipanovic, F. Rodrigo, O.L. Baulies, & C.G. Martínez, *Rev. Asoc. Geol. Argent.* 23, 367 (1968).

- [2] L. Legarreta & M.A. Uliana, en: Geología Argentina. Instituto de Geología y Recursos Minerales, Buenos Aires, R. Caminos (Ed.), *Anales* 29, 399 (1999).
- [3] V.A. Ramos, en: Processes in Continental Lithospheric Deformation, en: S. Clark & D. Burchfiel (Eds.), *Geol. Soc. Am., Spec. Pap.* 218, 31 (1988).
- [4] S.L. Kamo & A.C. Riccardi, *GFF* 131,177 (2009).
- [5] V.V. Vennari, M. Lescano, M. Naipauer, M.B. Aguirre-Urreta, A. Concheyro, U. Schaltegger, R. Armstrong, M. Pimentel & V.A. Ramos, *Gondwana Res.* 26, 374 (2014).
- [6] M. Naipauer, M. Tunik, J.C. Marques, E.A. Rojas Vera, G.I. Vujovich, M.M. Pimentel & V.A. Ramos, en: *Geodynamic Processes in the Andes of Central Chile and Argentina*, S. Sepúlveda, L. Giambiagi, L.Pinto, S. Moreiras, M. Tunik, G. Hoke & M. Farías (Eds.), *Geological Society of London, Special Publications* 399, 131 (2015a).
- [7] M.B. Aguirre-Urreta, M. Lescano, M.D. Schmitz, M. Tunik, A. Concheyro, P. Rawson & V.A. Ramos, *Geol. Mag.* 152, 557 (2015).
- [8] M.B. Aguirre-Urreta, M. Schmitz, M. Lescano, M. Tunik, P. Rawson, A. Concheyro, M. Buhler & V.A. Ramos, *Cretaceous Res.* 75, 193 (2017).
- [9] M. Naipauer, E. García Morabito, J.C. Marques, M. Tunik, E. Rojas Vera, G.I. Vujovich, M. Pimentel & V.A. Ramos, *Tectonophysics*, 524-525, 59 (2012).
- [10] M. Naipauer, F. Tapia, J. Mescua, M. Farías, M.M. Pimentel & V.A. Ramos, *J. South Amer. Earth Sci.* 64 434 (2015).
- [11] B.K. Horton, F. Fuentes, A. Boll, D. Starck, S.G. Ramirez & D.F. Stockli, *J. South Amer. Earth Sci.* 71, 17 (2016).
- [12] P.A. Mueller, A.L. Heatherington, J.L. Wooden, R.D. Shuster, A.P. Nutman & I.S. Williams, *Geology* 22, 119 (1994).
- [13] C.M. Fedo, K.N. Sircombe & R.H. Rainbird, en: *Zircon*, J.M. Hanchar & P.W.O. Hoskin (Eds.), *Reviews in Mineralogy and Geochemistry* 53, 277 (2003).
- [14] G. Gehrels, *Annu.Rev. Earth Planet. Sci.* 42, 127 (2014).
- [15] P.A. Cawood, C.J. Hawkesworth & B. Dhuime, *Geology* 40, 875 (2012).
- [16] W.R. Dickinson & G. Gehrels, *Earth Planet. Sci. Lett.* 288, 115 (2009).
- [17] C.A. Gulisano, *Tesis Doctoral*, Facultad de Ciencias Exactas y Naturales, Universidad de Buenos Aires, 235 p. (1988).
- [18] K.J. Eppinger & U. Rosenfeld, *Tectonophysics* 259, 229 (1996).
- [19] L.A. Spalletti, I. Queralt, S.D. Matheos, F. Colombo & J. Maggi, *J. South. Am. Earth. Sci.* 25, 440 (2008).
- [20] L.A. Spalletti, *Anales Acad. Nac. de Cs. Ex., Fís. y Nat.* 65, 28 (2013).
- [21] G.D. Vergani, A.J. Tankard, H.J. Belotti & H.J. Welsink, en: *Petroleum Basins of South America*, A.J. Tankard, R. Suárez Soruco & H.J. Welsink (Eds.), *American Association of Petroleum Geologists Memoir* 62, 383 (1995).
- [22] C. Weaver, en: *Memoir*, University of Washington, Seattle, 1, 1-469 (1931).
- [23] M. Naipauer, M. Lescano, C. Zavala, B. Aguirre-Urreta, M. Pimentel & V.A. Ramos, *XIV Congreso Geológico Chileno*, La Serena, 4 p. (2015).

- [24] K.M. Cohen, S.C. Finney, P.L. Gibbard & J.-X. Fan, *Episodes* 36, 199 (2013).
- [25] P.N. Stipanovic, *Rev. Asoc. Geol. Argentina* 6, 213 (1951).
- [26] H.A. Leanza, *Rev. Asoc. Geol. Argentina* 45, 272 (1992).
- [27] M.B. Aguirre-Urreta, P.F. Rawson, G.A. Concheyro, P.R. Bown & E.G. Ottone, en: *The Neuquén Basin: a Case Study in Sequence Stratigraphy and Basin Dynamics*, G. Veiga, L. Spalletti, J.A. Howell & E. Schwarz (Eds.), *Geological Society of London, Special Publication* 252, 57-81 (2005).
- [28] P. Groeber, *Rev. Asoc. Geol. Argentina* 1, 177 (1946).
- [29] L.A. Spalletti, C. Arregui & G.D. Veiga, en *Relatorio XVIII Congreso Geológico Argentino: Geología y Recursos Naturales de la provincia del Neuquén*, H. Leanza, J. Vallés, C. Arregui & J.C. Danieli (Eds.) 10, 99 (2011).
- [30] L. Spalletti & F. Colombo Piñol, *Gondwana Res.* 8, 363 (2005).
- [31] H.A. Leanza, en: *Cuencas Sedimentarias del Jurásico y Cretácico de América del Sur*, W. Volkheimer & E. Mussachio (Eds.) 2, 559 (1981).
- [32] M.B. Aguirre-Urreta & P.F. Rawson, en: *Advancing research on living and fossil cephalopods*, F. Olóriz & F.J. Rodríguez-Tovar (Eds.) Plenum Press, New York, pp. 521-529 (1999).
- [33] V.V. Vennari, *Palaeontographica A* 306, 85 (2016).
- [34] V.V. Vennari & I. Pujana, *J. South. Am. Earth. Sci.* 75, 37 (2017).
- [35] A. Riccardi, *Volumina Jurassica* 13, 23 (2015).
- [36] D.A. Kietzmann, R.M. Palma & M.P. Iglesia Llanos, *Sediment. Geol.* 315, 29 (2015).
- [37] M.P. Iglesia Llanos, D. Kietzmann, M. Kohan Martínez & R. Palma, *Cretaceous Res.* 70, 189 (2017).
- [38] J.G. Ogg, G. Ogg & F. Gradstein, *The Concise Geologic Time Scale*, Elsevier, Amsterdam (2016).

*Manuscrito recibido el 28 de abril el 2017.
Aceptado el 12 de mayo de 2017.*