

Impacto del volcanismo y glaciarismo holocénicos en el poblamiento humano de la cordillera sur de Mendoza (Argentina): una perspectiva geoarqueológica

Víctor Durán, Diego Winocur, Charles Stern, Raven Garvey,

Ramiro Barberena, José Luis Peña Monné y Anahí Benítez

Recibido 9 de noviembre 2015. Aceptado 18 de febrero 2016

RESUMEN

Para el sur de Mendoza, se ha propuesto la existencia de un período prolongado de baja ocupación humana provocado por un aumento de la aridez durante el Holoceno medio. También se ha planteado que el poblamiento sistemático de la cordillera recién se inició a partir de 2000-1500 años AP como consecuencia de un proceso de intensificación generado por presión demográfica en áreas con mayor oferta de recursos. Aquí se presentan los resultados de una investigación diseñada para definir si el volcanismo y el glaciarismo holocénicos pudieron provocar las discontinuidades observadas en los registros arqueológicos de ambientes de altura. El estudio se desarrolló en una franja latitudinal comprendida entre 35°-37° S. Se presentan datos geoquímicos y fechados de tefras localizadas en sitios arqueológicos y depósitos geológicos para definir las fuentes de emisión y el impacto de esos eventos. En escala local, se hace un análisis geoarqueológico de la cuenca del río Valenzuela, donde se percibe la magnitud de la actividad del complejo volcánico Planchón-Peteroa y del glaciarismo holocénico. La información obtenida permite proponer alternativas a los modelos de poblamiento vigentes y destacar la importancia de los estudios geoarqueológicos.

Palabras clave: Geoarqueología; Volcanismo; Poblamiento; Cordillera; Mendoza.

ABSTRACT

HOLOCENIC IMPACT OF VOLCANISM AND GLACIAL ADVANCES IN THE HUMAN PEOPLING OF THE SOUTHERN ANDES OF MENDOZA (ARGENTINA): A GEOARCHAEOLOGICAL APPROACH. A prolonged period of decreased human occupation has been proposed for Mendoza Province, provoked by

Víctor Durán. Consejo Nacional de Investigaciones Científicas y Técnicas (CONICET). Laboratorio de Paleoenología Humana. Facultad de Ciencias Exactas y Naturales. Universidad Nacional de Cuyo. Padre Jorge Contreras 1300 (5500), Mendoza. E-mail: duranic2@gmail.com

Diego Winocur. Universidad de Buenos Aires. Instituto de Estudios Andinos. Facultad de Ciencias Exactas y Naturales. Departamento de Geología. Intendente Güiraldes 2160, Ciudad Universitaria (1428), Ciudad Autónoma de Buenos Aires. E-mail: diegowinocur@hotmail.com

Charles Stern. Universidad de Colorado. Departamento de Ciencias Geológicas. Boulder, Colorado. 80309-0399. E-mail: Charles.Stern@colorado.edu

Raven Garvey. Universidad de Michigan. Departamento de Antropología. Ruthven Museum, RM. 4013. 1109 Geddes Avenue. Ann Arbor, Michigan. E-mail: garveyr@umich.edu

Ramiro Barberena. CONICET. Laboratorio de Paleoenología Humana. Facultad de Ciencias Exactas y Naturales. Universidad Nacional de Cuyo. Padre Jorge Contreras 1300 (5500), Mendoza. E-mail: ramidus28@gmail.com

José Luis Peña Monné. Universidad de Zaragoza. Departamento de Geografía y Ordenación del Territorio. Pedro Cerbuna 12, Zaragoza. E-mail: jlpena@unizar.es

Anahí Benítez. Universidad de Buenos Aires. Instituto de Estudios Andinos. Facultad de Ciencias Exactas y Naturales. Departamento de Geología. Intendente Güiraldes 2160, Ciudad Universitaria (1428), Ciudad Autónoma de Buenos Aires. E-mail: aanahibenitez@gmail.com

conditions of increasing aridity during the mid-Holocene. It has also been suggested that the systematic human peopling of the high-altitude Andean environments started ca. 2000-1500 years BP, because of a process of economic intensification in lowland areas with higher availability of resources. In this paper, we present the results of a project designed to assess the role of volcanic activity and glacial advances as the main cause for archaeological discontinuities recorded in the archaeological record of the high Andes. This study covers a latitudinal range between 35°-37°S. We present geochemical and chronological results for tephras recorded in archaeological and geological sites, attempting to define the volcanic sources and their impact on the landscape. The analysis includes a geoarchaeological study of the Valenzuela River, which shows the magnitude of the volcanic activity in the Planchón-Peteroa complex, as well as the extent of Holocene glacial processes. The results presented allow suggesting alternative explanation for the temporal sequences of the archaeological record, inasmuch as highlighting the contribution of geoarchaeology.

Keywords: Geoarchaeology; Volcanism; Human Colonization; Andes Mountain Range; Mendoza Province.

INTRODUCCIÓN Y ANTECEDENTES

Se retoma en este trabajo una propuesta geoarqueológica hecha en el sur de la provincia de Mendoza a fin de determinar cómo pudo afectar el volcanismo holocénico al proceso de poblamiento humano (Durán y Mikkan 2009). En este marco, aquí se enfoca en los ambientes cordilleranos afectados por volcanismo de arco. Recientemente, se ha debatido sobre la posibilidad de que se haya dado durante el Holoceno medio un período extenso de baja ocupación humana de ambientes andinos y extraandinos del sur de Mendoza provocado por razones climáticas (Gil 2006; Neme y Gil 2009). Para el Holoceno tardío, se ha discutido también sobre una supuesta colonización humana tardía de ambientes marginales (planicies orientales y tierras altas de cordillera), relacionada con procesos de intensificación generados por presión demográfica en sociedades con economías de caza y recolección (Neme 2007; Neme y Gil 2008). Durán y Mikkan (2009) presentaron resultados geomorfológicos y geocronológicos que permitieron proponer al volcanismo como una de las causas o la causa principal de la disminución de registros arqueológicos comprendida entre 7000-5000 años AP, y también de la colonización tardía de las planicies orientales (<2000 años AP).

Se considera ahora la incidencia que pudieron tener el volcanismo y el glaciarismo holocénicos sobre el proceso de poblamiento de ambientes cordilleranos y sobre la preservación de evidencias arqueológicas generadas por ese proceso. Se presentan resultados de estudios geoquímicos realizados sobre muestras de depósitos volcánicos de caída registrados en sitios arqueológicos y geológicos ubicados en ambientes cordilleranos en la franja latitudinal 35°-37°S. Se hace también un análisis geoarqueológico de la cuenca alta del río

Valenzuela, ya que para ella se cuenta con estudios volcanológicos y glaciológicos (Naranjo et al. 1999; Espizúa 2005), que permiten calcular el impacto sobre las superficies con mayor potencial para la ocupación humana. Con base en los resultados obtenidos y la información geocronológica reciente (Amigo et al. 2012; Singer et al. 2014), se reconsideran las propuestas de Durán y Mikkan (2009) referidas a la cronología y cuantificación del impacto de los eventos volcánicos sobre el ambiente, se rediscuten las hipótesis generadas para explicar las discontinuidades temporales y disparidades regionales observadas en los registros arqueológicos del sur de Mendoza y se destaca la importancia de la geoarqueología para diseñar proyectos sobre áreas que han experimentado cambios geomorfológicos de gran magnitud.

Poblamiento humano de la cuenca del río Grande

La exploración y colonización inicial¹ de algunas regiones del sur de Mendoza y norte de Neuquén se remontan al límite Pleistoceno-Holoceno (Lagiglia 1997; Barberena 2014). Para este período, en la cuenca del río Grande sólo se han encontrado evidencias del uso de una fuente de obsidiana ubicada en sus cabeceras (Garvey 2012; Salgán et al. 2015).

El fin del Holoceno temprano y el inicio del Holoceno medio cuentan también con registros arqueológicos, tanto en la cuenca del río Grande (Gambier 1985) como en regiones vecinas (Gil 2006; Neme 2007; Neme y Gil 2008). Para este lapso, se ha propuesto la existencia de sociedades con una alta movilidad, que podían incluso aprovechar ambientes y recursos de ambas vertientes de la cordillera (Gambier 1985; Massone et al. 1994; Durán 2000).

Entre los años 7000-4000 AP, parecen haberse abortado en la región de estudio y en gran parte del sur de Mendoza los procesos de colonización iniciados. Se ha considerado que esta disminución drástica de registros estaría vinculada con una crisis ambiental provocada por un aumento de la aridez, siendo los ambientes de la planicie oriental mendocina los más afectados (Neme y Gil 2009). Otros autores adhieren a esa propuesta y suman al factor climático un aumento de la actividad volcánica, que pudo hacer inhabitables extensos sectores de la planicie oriental y la cordillera (Durán y Mikkan 2009).

Para la primera mitad del Holoceno tardío, se han obtenido en la cuenca del río Grande registros que parecen corresponder a una nueva etapa de colonización. Posteriormente, hacia 2000-1000 años AP, se produce una transformación en las sociedades que ocupaban la macrorregión. Se ha planteado que los cambios en los patrones de asentamiento y modos de subsistencia observados pueden indicar una intensificación en la explotación de recursos. De acuerdo con esta propuesta, como consecuencia de un aumento demográfico y de la territorialidad, se habría entrado en una etapa de ocupación efectiva del espacio, en la cual se necesitó incorporar nuevas tecnologías para hacer un aprovechamiento más intensivo de los recursos del ambiente. En ese marco, se ha inferido que una situación de saturación del espacio habría obligado a ocupar ambientes con una oferta menor: los sectores más áridos de la planicie oriental y las tierras altas de la cordillera (Gil 2006; Neme 2007).

Sobre este último tema, Borrero (2002) asume una posición distinta al dudar de que se haya dado ese proceso de intensificación. Según este autor, los registros andinos y extraandinos del sur de Mendoza reflejarían sistemas basados en una alta movilidad, por lo que considera que la saturación del espacio propuesta para este período puede haber sido confundida con una ampliación de rangos. Otros autores han discutido también la supuesta ocupación tardía de ambientes de altura y plantearon la posibilidad de que la ausencia de registros esté relacionada con procesos geomorfológicos (Durán y Mikkan 2009).

MATERIALES Y MÉTODOS

Las lluvias de cenizas –provenientes de los volcanes emplazados en la Cordillera del Límite– han impactado con frecuencia la región durante el Holoceno. Aunque la mayor parte de esos volcanes

se ubican del lado chileno, los vientos predominantes del oeste hacen que sea la vertiente oriental la más afectada. Estos eventos han provocado impactos de diferente grado en las distintas áreas. Entre las erupciones explosivas ocurridas en tiempos históricos se destaca la del Quizapú de 1932 (Hildreth y Drake 1992; Sruoga *et al.* 1993).

En cuevas, refugios naturales y sitios a cielo abierto de la cuenca del río Grande, la presencia de material piroclástico es prácticamente constante en los sedimentos arqueológicos (Durán 2000). En general, se trata de cenizas y lapillis muy erosionados, retransportados por el viento y mezclados con arenas y limos de otros orígenes. Pero en algunos de esos sitios arqueológicos y geológicos se han depositado tefras en posición primaria que permiten determinar las cronologías, fuentes de emisión y magnitudes de los eventos que las produjeron (Durán y Mikkan 2009; Peña Monné *et al.* 2013).

En busca de este tipo de registros paleoambientales, se ha trabajado especialmente sobre la cuenca media y alta del río Grande (Figura 1). Se han localizado y caracterizado químicamente 16 depósitos de material piroclástico (Tabla 1). Cinco de estas muestras son de la cuenca alta del río Valenzuela (Figura 1). La muestra MS-07 proviene de un depósito del Complejo Volcánico Planchón-Peteroa, ubicado en el valle del Azufre, que fue reconocido, descripto y datado por Naranjo y Haller (2002). Las muestras MS-19 y MS-21 corresponden a dos tefras de menos de tres centímetros de espesor que se ubican en dos perfiles realizados en una turbera del arroyo El Peñón, afluente del arroyo de Los Ciegos. Ambas están en contacto con niveles de turba subyacentes fechados por radiocarbono (Tabla 1). MS-20 es una muestra de un depósito piroclástico, de unos 15 centímetros de espesor, ubicado en una turbera próxima a la de El Peñón. Cuenta con un fechado radiocarbónico subyacente en contacto. MS-08 es un depósito de lapillis de 10 cm de espesor ubicado en la margen derecha del arroyo de Los Ciegos, por debajo de una oleada piroclástica fechada por radiocarbono por Naranjo y Haller (2002). Las muestras MS-14 y MS-15 provienen de un depósito, con espesor no definido, ubicado por los autores de este trabajo dentro del Complejo Volcánico Laguna del Maule (de aquí en más, CVLM) y que fue generado por una de sus erupciones.

Las otras nueve muestras se ubican en el valle del río Grande (Figura 1). MS-06 se obtuvo de un depósito bastante extendido, con espesores que superan el metro, ubicado en la margen derecha

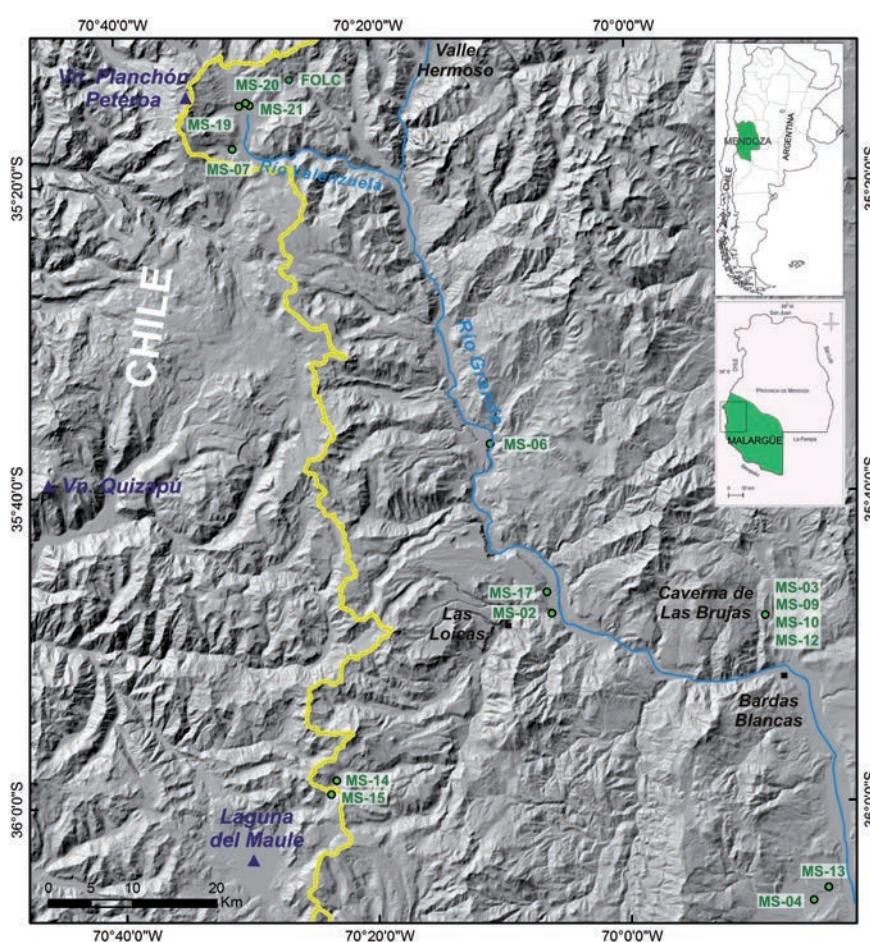


Figura 1. Ubicación del área de trabajo y de los lugares de procedencia de las muestras. FOLC: fuente de obsidiana Las Cargas.

del río Grande, entre los arroyos El Seguro y Los Ángeles, y que se ha asignado a la erupción de

río Grande (Durán 2000; Durán y Mikkan 2009). La muestra MS-04, Escuela El Manzano (tefra EEM),

corresponde a un depósito de lapillis y cenizas de más de tres metros de espesor ubicado en la margen derecha del arroyo El Manzano cercano al 1932 del volcán Quizapú. La muestra MS-17 corresponde a un depósito de más de tres metros de espesor ubicado en la margen derecha del río Grande, en la confluencia del arroyo El Gancho. MS-02 proviene de un depósito de más de un metro, probablemente pleistocénico, que se ubica en la margen derecha del río Chico, a menos de 2 km de su desembocadura en el río Grande. Las muestras MS-03, MS-09, MS-10 y MS-12 corresponden a las tefras CLB-1, CLB-3, CLB-4 y CLB-2 respectivamente, de Caverna de las Brujas (Durán y Mikkan 2009; Peña Monné et al. 2013). La muestra MS-13 es una capa homogénea de cenizas y lapillis de 10 cm de espesor (tefra CC) que proviene del sitio arqueológico Cañada de Cachi-01, ubicado en un pequeño afluente del arroyo El Manzano cercano al

corresponde a un depósito de lapillis y cenizas de más de tres metros de espesor ubicado en la margen derecha del arroyo El Manzano (Durán y Mikkan 2009).

Al iniciarse este proyecto de investigación, se decidió fechar las tefras en forma indirecta utilizando radiocarbono y directamente mediante termoluminiscencia. Este último método no había sido utilizado hasta entonces

Código	Nombre de la tefra	Material datado	Cronología	Latitud	Longitud
	Valle del río Valenzuela				
MS-07	Tefra BA	Turba	1050 ± 90 AP- ¹⁴ C	35°17'40.22"	70°30'46.22"
MS-08	Tefra AC	Carbón	7030 ± 70 AP- ¹⁴ C	35°14'51.82"	70°29'22.59"
MS-19	Tefra VP-2	Turba	680 ± 50 AP- ¹⁴ C	35°14'54.25"	70°30'10.90"
MS-20	Tefra VA-1	Turba	5490 ± 90 AP- ¹⁴ C	35°14'42.50"	70°29'39.46"
MS-21	Tefra VP-1	Turba	1640 ± 60 AP- ¹⁴ C	35°14'54.25"	70°30'10.90"
	Caldera del Maule				
MS-14	Tefra ML-1		?	35°58'26.06"	70°23'14.60"
MS-15	Tefra ML-1		?	35°59'19.27"	70°23'41.18"
	Valle del río Grande				
MS-06	Tefra LT		1932 AD	35°36'52.65"	70°10'47.92"
MS-17	Tefra EG		?	35°46'26.11"	70°06'27.11"
MS-02	Tefra LL-1		?	35°47'48.72"	70°06'03.55"
MS-03	Tefra CLB-1	Cenizas volcánicas	765 ± 200 AP-TL	35°48'02.12"	69°49'13.03"
MS-09	Tefra CLB- 3	Cenizas volcánicas	7780 ± 600 AP-TL	35°48'02.12"	69°49'13.03"
MS-10	Tefra CLB- 4	Cenizas volcánicas	5000 ± 550 AP-TL	35°48'02.12"	69°49'13.03"
MS-12	Tefra CLB-2	Cenizas volcánicas	4700 ± 500 AP-TL	35°48'02.12"	69°49'13.03"
MS-13	Tefra CC	Cenizas volcánicas	3060 ± 300 AP-TL	36°05'37.20"	69°44'22.79"
MS-04	Tefra EEM	Cenizas volcánicas	7195 ± 200 AP-TL	36°06'25.82"	69°45'32.76"

Tabla 1. Ubicación y cronología de depósitos piroclásticos de caída localizados en las cuencas media y alta del río Grande.

con ese propósito en Argentina, pero sí en otros países (v.g. Berger y Davis 1992). A fin de probar su fiabilidad, se decidió ubicar cronológicamente un mismo evento mediante termoluminiscencia y radiocarbono. Los resultados fueron concordantes,

lo que respalda la validez del método (Durán 2000; Durán y Mikkan 2009).

Previamente se habían presentado los resultados de la caracterización química de algunas de las muestras ahora tratadas (Durán y Mikkan 2009).

Se utilizó sobre una parte menor de ellas INAA; y sobre la restante, XRF a través de un equipo portátil Bruker III-V (Missouri University Research Reactor). El uso de dos métodos distintos generó ciertas incompatibilidades e imprecisiones para el caso de XRF, derivadas de las irregularidades de las superficies de las muestras seleccionadas. Por ello se volvió a analizar el conjunto de muestras por ICP-MS, y se incorporaron otras. Los valores de elementos traza para las muestras de tebras (Tabla 2) fueron determinados utilizando un ICP-MS ELAN D CR en la Universidad de Colorado. Los valores obtenidos presentan una precisión de 5% al nivel de concentración en las muestras analizadas, basado en análisis repetidos en muestras de rocas estándar de composición conocida (Saadat y Stern 2011).

Muestra y fuente	Ti*	Mn	V	Rb	Sr	Y	Zr	Nb	Cs	Ba	Hf	Pb	Th	U
Maule														
MS-14	1674	496	95	137	79	18	148	11	3,9	580	4,0	12,3	17,5	4,7
MS-15	1624	472	89	131	73	16	149	12	4,1	583	4,2	14,1	18,6	4,9
MS-03	1327	348	89	174	75	14	116	16	6,7	504	5,9	13,2	23,6	5,9
MS-04	1487	369	93	168	96	14	107	9	6,4	482	3,3	14,9	20,3	6,3
MS-13	1475	487	97	140	74	18	141	11	4,1	575	4,4	12,4	17,3	4,4
Quizapu														
MS-06	6023	1004	174	41	472	24	113	5	1,7	403	3,2	8,5	4,7	1,4
MS-06-DUP	5441	909	157	42	472	23	111	5	1,9	406	3,1	8,2	4,8	1,3
MS-08	7012	1062	276	31	391	30	152	5	1,9	406	4,0	11,0	5,3	1,6
MS-10	5748	844	166	57	383	24	115	8	2,0	640	3,4	10,4	7,0	1,7
MS-20	6378	689	276	38	434	20	141	5	1,9	331	3,9	8,4	5,0	1,3
MS-21	5920	562	247	34	452	15	120	4	1,4	340	3,1	8,9	3,8	1,1
MS-21	6040	572	247	34	466	15	121	4	1,5	347	3,4	9,6	3,9	1,1
Peteroa														
MS-07	3204	415	131	159	158	25	180	10	7,2	524	5,5	16,6	17,9	4,3
DESA														
MS-09	2217	608	100	91	180	15	187	6	4,6	519	4,8	12,5	9,1	2,5
MS-12	2645	703	104	75	191	17	208	7	3,8	526	5,0	12,2	7,6	2,1
MS-17	3440	647	102	76	168	21	225	6	3,8	525	5,6	12,8	8,4	2,2
MS-19	4485	428	206	122	236	24	193	8	5,8	401	5,9	16,1	15,8	3,8
DESC														
MS-02	4073	644	104	133	122	39	370	18	5,1	668	12,3	17,1	18,7	3,9

Muestra y fuente	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu
Maule														
MS-14	31,1	63,5	6,8	23,2	4,40	1,03	5,00	0,52	2,73	0,55	1,90	0,25	1,87	0,25
MS-15	29,9	57,7	6,2	21,9	4,28	1,06	4,80	0,54	2,62	0,50	1,87	0,26	1,67	0,26
MS-03	25,2	47,3	4,9	15,7	3,24	0,79	3,60	0,38	2,19	0,40	1,39	0,19	1,43	0,23
MS-04	24,3	45,7	4,7	16,1	3,26	0,76	3,74	0,39	2,28	0,46	1,41	0,20	1,49	0,22
MS-13	31,4	60,4	6,6	23,3	4,34	1,07	4,92	0,53	2,86	0,53	1,76	0,25	1,58	0,25
Quizapu														
MS-06	18,1	40,6	5,4	24,2	5,75	1,87	6,63	0,81	4,78	0,92	2,58	0,33	2,17	0,35
MS-06-DUP	17,8	39,3	5,2	21,9	5,21	1,82	6,18	0,75	4,30	0,78	2,51	0,33	2,12	0,31
MS-08	35,6	67,3	7,3	27,9	5,98	1,60	7,36	0,87	4,85	0,94	2,82	0,37	2,42	0,38
MS-10	24,9	52,8	6,5	25,5	5,65	2,09	6,64	0,82	4,13	0,83	2,48	0,32	2,17	0,32
MS-20	17,0	37,2	4,6	19,0	4,56	1,39	5,11	0,63	3,61	0,71	2,14	0,28	1,96	0,28
MS-21	13,7	29,8	3,6	15,3	3,56	1,12	3,99	0,49	2,55	0,49	1,46	0,19	1,45	0,22
MS-21	14,2	30,0	3,8	15,3	3,63	1,13	4,10	0,49	2,63	0,51	1,51	0,18	1,34	0,17
Peteroa														
MS-07	28,7	60,1	6,9	25,8	5,55	1,10	6,26	0,70	3,86	0,78	2,55	0,34	2,59	0,42
DESA														
MS-09	19,7	39,8	4,5	16,5	3,21	1,05	3,74	0,46	2,47	0,48	1,59	0,22	1,63	0,26
MS-12	20,3	42,4	4,9	17,8	3,87	1,14	4,23	0,50	2,66	0,52	1,75	0,27	1,75	0,28
MS-17	21,5	45,9	5,4	21,5	4,69	1,36	5,46	0,63	3,63	0,73	2,29	0,32	2,28	0,33
MS-19	26,9	58,5	6,8	25,5	5,28	1,12	6,28	0,75	4,41	0,83	2,63	0,33	2,63	0,38
DESC														
MS-02	38,8	81,6	10,1	38,0	8,37	1,96	9,63	1,26	6,74	1,31	4,34	0,60	3,97	0,60

Tabla 2. Caracterización química de las muestras.

Para definir el impacto del volcanismo y glaciación holocénicos sobre la cuenca del río Valenzuela, se procedió a hacer una base de datos georreferenciada en GIS, utilizando el programa ArcGIS 10.2, a partir de la cual se realizó un mapa geológico y geomorfológico de base analizando una imagen multiespectral Landsat ETM 7, imágenes satelitales ESRI y Bing. Este software permitió realizar un cálculo de la superficie de vegas y pastizales actuales. Luego se proyectaron sobre la cartografía obtenida los resultados publicados por Naranjo y Haller (2002), que caracterizan la actividad holocena del volcán Planchón-Peteroa, y por Espízúa (2005) y Espízúa y Pitte (2009), que analizan los avances neoglaciares.

RESULTADOS

Geoquímica

Los estudios químicos realizados permitieron asignar las muestras al CVLM, al Complejo Volcánico Descabezado/Quizapú (CVDQ), al Complejo Volcánico Planchón/Peteroa (CVPP) y a otros dos volcanes desconocidos. En la Figura 2, se observa el agrupamiento de las muestras al comparar tasas de Rb/Sr versus Zr en ppm. Allí se percibe que cuatro de las tefras (MS-08, MS-10, MS-20 y MS-21) son químicamente similares a MS-06, que proviene de CVDQ. Tienen valores relativamente bajos de Rb comparados con Sr, y también valores bajos de Zr y una composición andesítica/dacítica similar a la descripta para la tefra producida por la erupción del Quizapú de 1932. Sin embargo, una de ellas, MS-08, tiene altas concentraciones de tierras raras, por lo que puede haberse originado en una fuente diferente. Otras tres tefras (MS-03,

MS-04 y MS-13) son similares químicamente a las muestras MS-14 y MS-15, que provienen de CVLM. Ellas tienen valores altos de Rb, comparados con Sr, y bajos de Zr, y pueden ser riolitas similares a otras de ese complejo volcánico. Ninguna de las muestras es similar a MS-07, que proviene de CVPP. Esta muestra de la erupción Los Baños tiene valores altos de Rb y bajos de Sr, y parece corresponder al miembro final dacítico de esa erupción bimodal (Naranjo y Haller 2002). Cuatro muestras (MS-09, MS-12, MS-17 y MS-19) tienen composiciones químicas similares y derivan de una fuente desconocida (DES-A). Por último, MS-02 es distinta de todas las demás y proviene de otra fuente desconocida (DES-B).

Estos nuevos resultados permiten corregir propuestas previas (Durán y Mikkan 2009; Peña Monné et al. 2013) que asignaban las tefras CLB-2 y CLB-3 a CVDQ, cuando en realidad corresponden a una fuente desconocida (DES-A). Se coincide con esos estudios en la asignación de las tefras CLB-1, CC y EEM a CVLM, y de la tefra CLB4 a CVDQ.

Al haberse definido los focos de emisión posibles para el conjunto de tefras analizadas, para intentar inferir la magnitud de los impactos de estos eventos se tuvo en cuenta el espesor de las tefras y la distancia entre cada depósito y su foco (Tabla 3). Seis de las tefras parecen corresponder a eventos de importancia; algunos de ellos similares o aún superiores a la erupción del Quizapú de 1932, que tuvo un IEV comprendido entre 4 y 6 (Hildreth y Drake 1992). En el conjunto analizado se destaca el evento que genera la tefra EEM (muestra MS-04) hace 7200 años. Los casi 3 m de espesor de este depósito, ubicado a aproximadamente 65 km del foco de emisión (CVLM), permiten inferir que produjo un impacto de gran magnitud y extensión sobre los ambientes cordilleranos. Estos ambientes ya habían sufrido otro impacto hacia 7800 años AP, generado por un volcán desconocido que dejó depósitos de alrededor de 30 cm en la Caverna de Las Brujas (tefra CLB-3, fuente DES-A). Posteriormente, hacia 5000 años AP, se produjeron otras erupciones explosivas mayores. Una o dos del CVDQ que dejaron depósitos de más de 30 cm, a casi 90 km, en la Caverna de Las Brujas (tefra CLB-4, muestra MS-10); y de 15 cm, a más de 50 km, en el valle del río de Los Ciegos (tefra VA-1, muestra MS-20). Otra

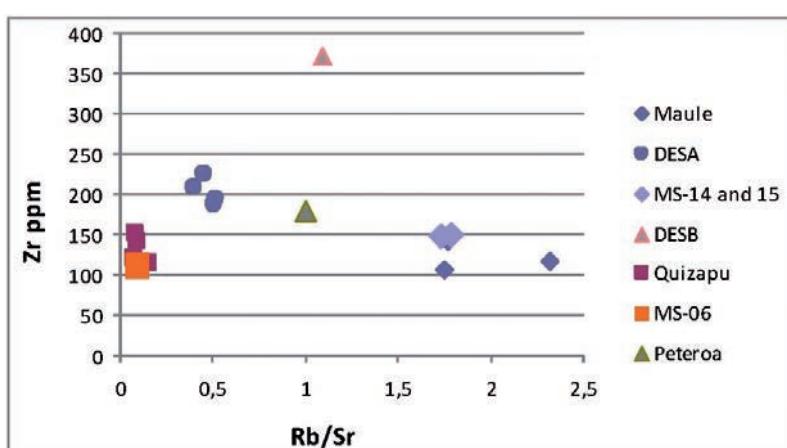


Figura 2. Diagramas binarios de Rb/Sr (horizontal) vs Zr (vertical) en ppm. Los símbolos mayores corresponden a fuentes conocidas (Quizapú = cuadrado; Peteroa = triángulo; Maule = diamante); los símbolos menores, a desconocidas (Desconocida A = círculo; Desconocida B = triángulo).

gran erupción en este período derivó de la fuente desconocida A y dejó un depósito de 35 cm en la Caverna de Las Brujas (tefra CLB-2, muestra MS-12) y probablemente otro de más de tres metros en el arroyo El Gancho (tefra EG, muestra MS-17). Es destacable que estas catástrofes naturales ocurrieron durante el Holoceno medio y coinciden con un período que presenta una evidencia arqueológica mínima en ambientes cordilleranos (Durán 2000; Neme y Gil 2008; Durán y Mikkan 2009).

Seis de las tefras mencionadas en la Tabla 3 se ubican en el Holoceno tardío. Sólo dos de ellas corresponden a eventos de gran magnitud. Uno de hace alrededor de 800 años dejó un depósito de 80 cm en Caverna de Las Brujas (tefra CLB-1, muestra MS-03), a 65 km de su centro emisor (CVLM). El otro es la erupción del Quizapú de 1932. Le sigue en importancia otra erupción de CLVM de hace 3000 años, que dejó un depósito de 10 cm a 67 km de su centro emisor (tefra CC, muestra MS-13). Un evento menor, pero de gran impacto en las proximidades de su foco, fue la erupción explosiva del Peteroa/Planchón de hace 1500 años, que generó la tefra BA (muestra MS-07) (ver abajo). Por último, la tefra VP-1 (muestra MS-21) registra una erupción de CVDQ que dejó depósitos de menos de 5 cm a aproximadamente 50 km.

Geología y geoarqueología de las inmediaciones del complejo volcánico Planchón-Peteroa

Este complejo volcánico se encuentra en la Zona Volcánica Sur de la cordillera de los Andes, que se caracteriza por tener una intensa actividad expresada en estratovolcanes, representantes del arco volcánico actual. Se ha desarrollado sobre rocas sedimentarias, de origen principalmente marino y edad mesozoica, que forman parte de la cuenca

neuquina, y rocas volcánicas miocenas. Está conformado por dos aparatos volcánicos, uno más antiguo ubicado al sur, denominado Volcán Azufre, y otro más reciente, al norte, denominado Volcán Planchón, con una etapa eruptiva más antigua, llamada Planchón, y otra más joven, llamada Peteroa (Naranjo *et al.* 1999).

Durante el Tardiglacial y el Holoceno, los episodios eruptivos se intercalan con depósitos glaciarios. Con respecto a estos últimos, la unidad Tardiglacial más reciente es el Drift Paso Laguna, que se distribuye en el sector de la confluencia del arroyo El Peñón con el de Los Ciegos. Estos depósitos son interpretados como morenas laterales que podrían asociarse al *Younger Dryas*, con una edad estimada próxima a los 11.000 años AP (Espízúa 1998; Zárate 2002).

Por encima, estratigráficamente se encuentra un evento eruptivo explosivo, datado en 7000 años ^{14}C AP, con una fase inicial de caída denominada Depósito de Caída Valenzuela, seguida de una oleada piroclástica denominada Oleada Piroclástica Valenzuela y finalmente, un flujo piroclástico (Naranjo y Haller 2002). El Depósito de Caída Valenzuela aflora únicamente a lo largo del flanco sur del río homónimo, 12 km al suroriente del volcán Planchón, correspondiente a lapilli de escorias. La Oleada Piroclástica Valenzuela es un depósito gris oscuro de cenizas que se reconoce sobre el flanco oriental del volcán Planchón y a lo largo del valle del río Valenzuela, a partir del río Los Ciegos hacia el sur. Se han hallado depósitos de la OPV a 25 km del centro emisor. Naranjo y Haller (2002) interpretan estos depósitos como oleadas que descendieron por la pared oriental del volcán Planchón y se encauzaron por el valle del río Valenzuela. El depósito de flujo piroclástico es caótico, matriz soportado, está compuesto por bombas de escoria y aflora sobre el flanco oriental del Planchón. La acumulación se produjo a partir del quiebre de pendiente, entre el volcán y el río Los Ciegos, e incluso sobrepasó el cordón de cerros de la ladera oriental del valle (Naranjo y Haller 2002).

En el valle del arroyo

Tefra	Muestra	Espesor	Distancia	Fuente	Cronología	Procedencia fechado
ML-1	MS-14 y 15	¿?	<10 km	ML	Sin fechado	
LT	MS-06	>100 cm	52 km	QZP	1932 AD	
VP-2	MS-19	<5 cm	¿?	DES-A	680 ± 50 años ^{14}C AP	LP-2663
CLB-1	MS-03	80 cm	65 km	ML	765 ± 200 años TL AP	Durán y Mikkan (2009)
BA	MS-07	>100 cm	<10 km	PP	1580 ± 50 años ^{14}C AP	Espízúa (2005)
VP-1	MS-21	<5 cm	52 km	QZP	1640 ± 60 años ^{14}C AP	LP-2665
CC	MS-13	10 cm	67 km	ML	3060 ± 300 años TL AP	Durán y Mikkan (2009)
EG	MS-17	>300 cm	¿?	DES-A	Sin fechado	
CLB-2	MS-12	35 cm	¿?	DES-A	4700 ± 500 años TL AP	Durán y Mikkan (2009)
CLB-4	MS-10	>30 cm	87 km	QZP	5000 ± 550 años TL AP	Durán y Mikkan (2009)
VA-1	MS-20	15 cm	52 km	QZP	5490 ± 90 años ^{14}C AP	LP-2751
AC	MS-08	10 cm	54 km	QZP	7030 ± 70 años ^{14}C AP	Naranjo y Haller (2002)
EEM	MS-04	300 cm	65 km	ML	7195 ± 200 años TL AP	Durán y Mikkan (2009)
CLB-3	MS-09	30 cm	¿?	DES-A	7780 ± 600 años TL AP	Durán y Mikkan (2009)
LL-1	MS-02	>100 cm	¿?	DESC-B	Sin fechado	

Tabla 3. Espesor, distancia a los focos de emisión y cronología de las tefras analizadas. ML-CVLM; QZP-Volcán Quizapú; PP-Volcán Planchón-Peteroa; DES-A: desconocida A y DESC-B: desconocida B. Los fechados con código de laboratorio se publican por primera vez en este trabajo.

El Peñón se reconocen depósitos morénicos laterales del Drift Teno (Haller et al. 1994), los cuales se componen de bloques, algunos estriados, gravas, arenas y material más fino. Su altura alcanza 15 m y apoya sobre una superficie labrada sobre la Oleada Piroclástica Valenzuela, erosionando este depósito a lo largo del valle. Espizúa (2005) asigna esta morena a un avance de la Primera Neoglaciación, ocurrido entre 5700-4400 años AP.

Un segundo avance neoglacial, de extensión menor que el anterior, se produce entre 2500-2200 años AP (Espizúa 2005). Posteriormente ocurre una erupción subpliniana alrededor de 1500 años AP (Naranjo y Haller 2002; Espizúa 2005), que se caracteriza por un depósito de pómez de caída, denominado Los Baños, el cual aflora únicamente en una franja hacia el sureste del centro emisor y cubre toda esa zona como un manto que alcanza espesores de hasta 1,70 m (Espizúa 2005) y que llega a tapar los depósitos de 7000 años. Según Espizúa (2005), este depósito no aflora en sectores de los valles del Peñón y del Azufre porque al momento de producirse el evento estaban aún parcialmente englazados. En estos valles, Espizúa y Pitte (2009) reconocieron un tercer avance neoglacial, de extensión menor al anterior, que asocian a la Pequeña Edad del Hielo.

Estimación geoarqueológica del impacto del volcanismo y glaciarismo holocénicos

Los valles de los arroyos El Azufre o Los Baños, El Peñón y Los Ciegos conforman la cuenca alta del río Valenzuela. En ellos se ha generado una superficie extensa de vegetación de vegas y pastizales de alrededor de 12,5 km² que es una de las mayores del área de estudios. Las cotas más bajas, ubicadas entre 2500-2400 msnm, permiten actualmente una explotación pecuaria estival y de pequeña escala. Durante el invierno, su ocupación no es viable ya que se mantienen nevadas y con temperaturas medias por debajo de 0°. Estas zonas de vegas o bofedales, en las que se desarrollan sobre todo ciperáceas y juncáceas sobre andisoles, son las que dan la mayor oferta de recursos en ambientes de cordillera. Un estudio reciente permitió determinar que las vegas de El Peñón tienen una oferta forrajera de alta calidad, algo menor que las turberas patagónicas de Tierra del Fuego y mayor que la mayoría de los bofedales hidromórficos bolivianos, lo que permitiría una carga animal conservadora de 14,8 guanacos por hectárea (Scotti et al. 2012). Se considera que esta oferta de recursos –abundante, predecible y circunscripta, espacial y

temporalmente– fue esencial para asegurar el funcionamiento de las sociedades humanas que hacían un uso estacional y complementario de los distintos pisos altitudinales de este sector de la cordillera (Durán y Mikkan 2009). Por ello, se ha intentado cuantificar el impacto del volcanismo y glaciarismo holocénicos en la cuenca del río Valenzuela para proyectarlo luego a toda la región y discutir si dicho impacto pudo causar las discontinuidades que se observan en el registro arqueológico.

A partir de los datos derivados del GIS, se definieron áreas aproximadas de concentración de recursos vegetales (con presencia posible de vegas y pastizales) para los períodos comprendidos entre eventos volcánicos y neoglaciares (Figuras 3 y 4) y se calcularon así la magnitud y el impacto de esos eventos.

De esa forma pudo estimarse que el área con concentración de recursos para el inicio del Holoceno medio, antes de la erupción del 7000, superaba los 27 km². Este periodo presentaba condiciones ambientales algo más cálidas y áridas que el presente (Zárate 2002; Espizúa 2005). Se cree que pudo tener una superficie de vegas y planicies aluviales vegetadas mayor a la actual¹², porque aún no había sido impactada por los eventos volcánicos y los avances glaciares descriptos, y porque había una mayor disponibilidad hídrica proveniente de los frentes glaciarios (Figura 4A). Al producirse la erupción del 7000, como una oleada piroclástica, dirigida y encauzada, las áreas bajas correspondientes al valle del arroyo Los Ciegos y el río Valenzuela fueron afectadas por este flujo de alta temperatura, y quedaron sepultadas bajo un depósito de 14,5 km², lo cual constituye un 54% de la superficie con concentración de recursos vegetales (Figura 4B). Los valles del Azufre y del Peñón tuvieron un impacto menor y, posiblemente, pudieron mantener superficies vegetadas con vegas y pastizales. Se estima que el resto del área no se había recuperado aún cuando se produjo la Primera Neoglaciación, entre 5700-4300 años AP (Figura 4C). Entonces, el ambiente nuevamente se modificó, al permanecer englazados los valles del Azufre y del Peñón. Este avance dejó un área de 6,38 km² bajo lenguas glaciarias (el 23,7% del área de mayor producción vegetal), mientras que en el área libre, sobre el valle principal, el aumento del caudal hídrico generó abanicos proglaciarios sobre una superficie próxima a los 6,38 km² (18,3%), manteniéndose una superficie de vegas y pastizales que sólo alcanzaba alrededor de 1 km² (4%). Lo expuesto muestra claramente que la cuenca alta del río Valenzuela mantuvo una oferta muy baja de recursos vegetales,

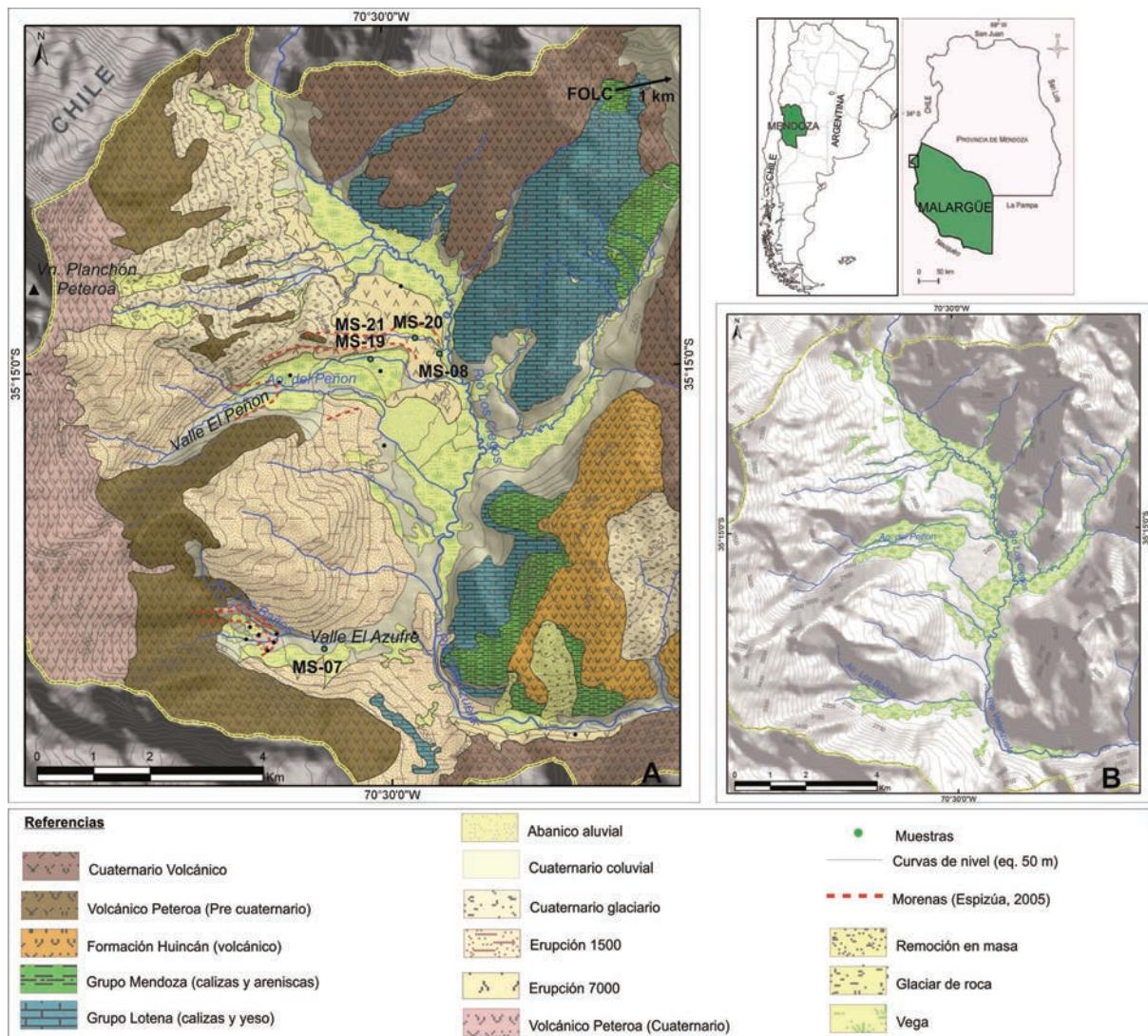


Figura 3. Mapa geológico de la cuenca alta del río Valenzuela.

entre los años 7000-4300, y que pudo por ello ser inhabitable para poblaciones humanas.

Con posterioridad al retroceso de la Primera Neoglaciación, y en el lapso hasta la segunda, se ha estimado que la disponibilidad hídrica y el retroceso glaciario favorecieron nuevamente el desarrollo de vegas y pastizales con una extensión semejante a la actual. Luego, al producirse entre 2500-2000 años AP la Segunda Neoglaciación (menor que la anterior), quedó sepultada bajo hielo un área de ca. 2 km² (16% de la zona con concentración de recursos vegetales). La superficie con vegas y pastizales, con posterioridad a este segundo avance, probablemente fue mayor a la actual, lo que habría implicado un área aproximada de 23 km² (Figura 4D). Se estima que el desarrollo de vegetación sobre las planicies aluviales se vio favorecido por un aumento en la disponibilidad de agua como producto del retiro de las lenguas glaciales de los valles del Azufre y del Peñón.

La erupción subpliniana de hace 1500 años produjo una lluvia de cenizas en dirección SE que afectó un área de 7 km² (30% del área más productiva) y se restringió al curso alto del valle del Peñón, al total del valle del Azufre y al valle del río Valenzuela a la altura del codo a partir del cual cambia su dirección (Figura 4E). Con posterioridad a este evento el ambiente evolucionó a un estado comparable al actual, levemente alterado por un pequeño avance glacial acontecido durante la Pequeña Edad del Hielo, que se mantuvo en las cabeceras de los valles del Azufre y del Peñón (Figura 4F).

DISCUSIÓN

Los aportes geocronológicos realizados en la última década para la cuenca del río Grande requieren de una breve discusión sobre la confiabilidad de los métodos de datación utilizados. En lo referido

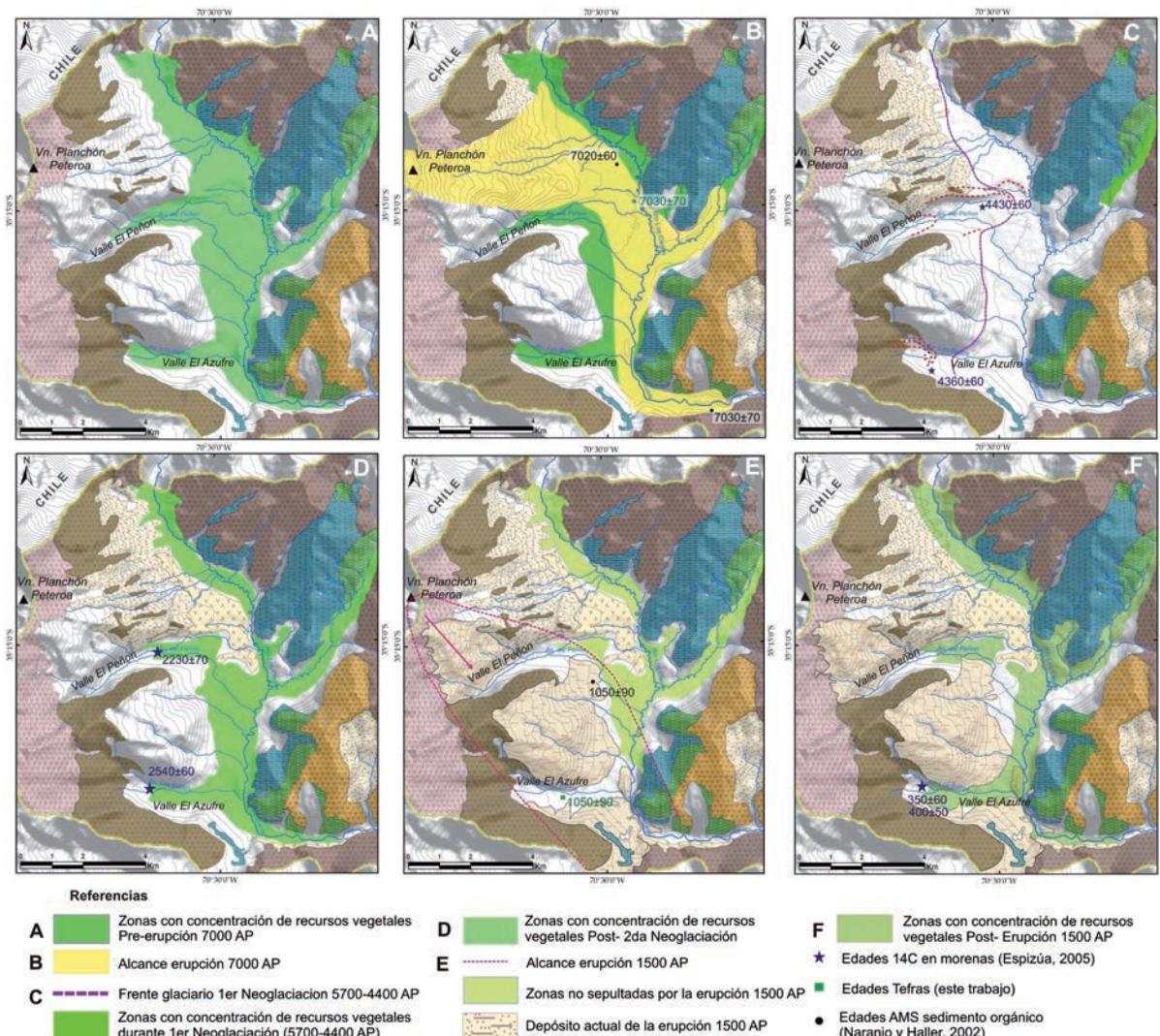


Figura 4. Impacto de eventos volcánicos y avances glaciarios holocénicos sobre las áreas con concentración de recursos vegetales en la cuenca alta del río Valenzuela.

a los fechados de tefras por termoluminiscencia, se ha podido probar su correspondencia relativa con fechados radiocarbónicos (Durán y Mikkan 2009; Peña Monné et al. 2013). También se ha observado una correspondencia cronológica clara entre dos de los tres eventos explosivos que fechan por ^{14}C Amigo et al. (2012) para el CVLM³ con las tefras CC y EEM. Es de interés destacar que el evento de 7000 años ha sido descripto por Amigo et al. (2012) como uno de gran magnitud que dejó depósitos de más de dos metros de espesor a 40 km del centro emisor, algo similar a lo expresado para la tefra EEM. Por otra parte, se da una concordancia parcial con la cronología obtenida a través de ^{40}Ar - ^{39}Ar por Singer et al. (2014) para erupciones holocénicas del CVLM⁴.

En cuanto a la discusión de la incidencia del volcanismo sobre el proceso de poblamiento humano de ambientes cordilleranos, la información geológica destaca que se dio una mayor recurrencia

de eventos volcánicos de gran magnitud durante el Holoceno medio. Los estudios de Naranjo y Haller (2002), Durán y Mikkan (2009), Amigo et al. (2012), Singer et al. (2014) y los que se presentan en este trabajo muestran que las erupciones explosivas de los volcanes de los complejos Planchón/Peteroa, Descabezado/Quizapu y Laguna del Maule tuvieron características extraordinarias y afectaron amplios espacios. Poder definir los tiempos de recuperación de los ecosistemas afectados cobra una gran importancia al discutir los modelos de poblamiento vigentes. Para el caso de la cuenca del río Valenzuela, pudo constatarse que amplios espacios todavía no se recuperan del impacto de la oleada piroclástica de hace 7000 años, y tampoco otros de la lluvia piroclástica de hace 1500 años (Figura 4F). Por otra parte, si se tiene en cuenta que estos eventos fueron recurrentes durante el Holoceno medio, y que coincidieron con un período de avance glacial, cobra entonces fuerza la posibilidad de que estos

dos factores hayan generado condiciones de poca habitabilidad de áreas extensas de la cordillera durante tiempos prolongados.

La ausencia relativa de registros arqueológicos en la cuenca del río Grande, para el período comprendido entre 7000-4000 años AP (Durán 2000) y las tendencias en las fechas radiocarbónicas de la región que declinan significativamente durante el Holoceno medio (Neme y Gil 2009; Méndez et al. 2015) pueden avalar lo expuesto anteriormente. También apuntan en ese sentido los resultados geoarqueológicos alcanzados en la cuenca del río Valenzuela que muestran que ese valle mantuvo una oferta muy baja de recursos vegetales entre 7000-4300 años AP. En contraposición, los estudios de procedencia y circulación de obsidiana realizados en los últimos años (Giesso et al. 2011) y en especial los encarados para la fuente de obsidiana Las Cargas (Garvey 2012; Salgán et al. 2015), ubicada a 9 km del arroyo de Los Ciegos, destacan su uso continuo durante el Holoceno. Usando un modelo preliminar de hidratación de obsidianas y análisis de hidratación sobre una muestra de 88 productos de talla provenientes de esa fuente, Garvey (2012; Garvey et al. 2016; Salgán et al. 2015) pudo estimar su aprovechamiento relativamente constante, pero con diferencias de intensidad entre 12.000-1800 años ^{14}C AP (Figura 5).

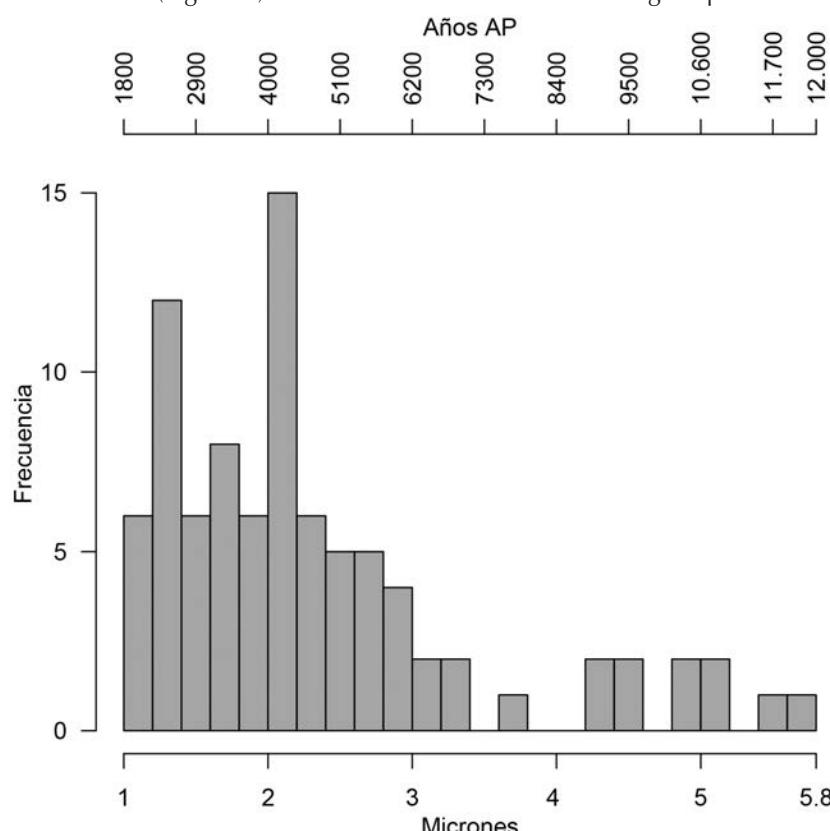


Figura 5. Resultados de estudios de hidratación de obsidiana obtenidos sobre la fuente de obsidiana Las Cargas.

Por lo expuesto, podría proponerse que no se dio un despoblamiento de la cordillera durante el Holoceno medio por causa de la actividad volcánica y los efectos de la Primera Neoglaciación, pero sí que amplios espacios se mantuvieron con condiciones de poca habitabilidad durante tiempos prolongados. Esta situación pudo provocar un cambio en las estrategias de uso de los recursos de los ambientes cordilleranos. Para el caso de la obsidiana, se estima que su obtención pudo haberse transformado en el objetivo principal y quizás excluyente del ingreso a tierras altas, aunque probablemente involucrando estadías más cortas. En cambio, a partir del Holoceno tardío, se estima que se transformó en una actividad, anexa a otras, propia de formas de organización socioeconómicas móviles que dependían del aprovechamiento estacional y complementario de recursos provenientes de distintos pisos altitudinales.

Las prospecciones arqueológicas realizadas en la cuenca alta del río Valenzuela han permitido ubicar sitios con recintos pircados, productos de talla en superficie y tipos cerámicos propios de la vertiente chilena a los que, por afinidad con otros más septentrionales, se los ubica aproximadamente entre el año 2000/1500 AP y el siglo XIX (Neme 2007). La existencia de estos sitios y la ausencia de otros más antiguos podrían indicar que estos ambientes de altura

recién se ocuparon en momentos tardíos del Holoceno como consecuencia de un proceso de intensificación iniciado en las tierras bajas, como plantea Neme (2007) para otros valles cordilleranos. Pero, como ya se expuso, los resultados de los análisis de hidratación de obsidiana muestran que se dio un uso intensivo de la fuente Las Cargas durante este período. Podría considerarse entonces, siguiendo una propuesta previa (Durán y Mikkan 2009) y los datos geoarqueológicos que se presentan en este trabajo para la cuenca del río Valenzuela, que la baja presencia de registros arqueológicos correspondientes al Holoceno medio y tardío inicial en tierras altas de cordillera es consecuencia del ocultamiento o de su destrucción por causas del volcanismo, de avances glaciales o de

procesos erosivos o de deposición generados por agentes diversos.

Cabe preguntarse entonces por qué el volcanismo de la última mitad del Holoceno tardío y los avances de la Segunda y Tercera Neoglaciación no afectaron del mismo modo los registros arqueológicos correspondientes a este período. Probablemente porque esos eventos fueron de menor magnitud, menos recurrentes y quizás, para el caso del volcanismo, más focalizados. También debe tenerse en cuenta el menor tiempo transcurrido, lo que favorece la conservación y visibilidad de los registros más recientes de tierras altas. Visibilidad que se ve aumentada, por ser conjuntos de estructuras pircadas.

CONCLUSIÓN

Se han seguido en este trabajo perspectivas interdisciplinarias vinculadas a la arqueología ambiental (Dincauze 2000) o contextual (Butzer 1989), que proponen que para entender las sociedades humanas debe tomárselas como partes de ecosistemas. Para la problemática específica del poblamiento humano de la cordillera sur mendocina, se ha definido la forma y magnitud del impacto del volcanismo y glaciación holocénica sobre algunos de los ambientes de esa región. Se cree haber contribuido así con información geoarqueológica útil para entender la evolución de esos ambientes y del comportamiento de sus ocupantes humanos.

Para concluir, se destaca la importancia que poseen los procesos geológicos exógenos y endógenos como control primario de la capacidad del ambiente de generar espacios con disponibilidad de recursos aptos para la ocupación humana. Asimismo, se entiende que estos procesos controlan la preservación y/o destrucción de las evidencias arqueológicas y paleoambientales, que son las que permiten interpretar correctamente el funcionamiento y evolución de las sociedades humanas. Se recomienda, por ello, considerar siempre a esos procesos en las explicaciones arqueológicas y no proyectar los paisajes del presente hacia el pasado sin tener en cuenta sus orígenes.

Agradecimientos

Esta investigación se ha desarrollado en el marco de proyectos del CONICET, la Agencia Nacional de Promoción Científica y Tecnológica y la Secretaría de Ciencia, Técnica y Posgrado de la Universidad Nacional de Cuyo.

REFERENCIAS CITADAS

- Amigo, A., T. Fierstein y P. Sruoga
2012 Avances en el estudio tefrocronológico del Complejo Volcánico Laguna del Maule. *Congreso Geológico Chileno N° 13*. Antofagasta.
- Barberena, R.
2014 Discordancias y discontinuidades en Patagonia septentrional: crono-estratigrafía de Cueva Huenul 1 (Neuquén, Argentina). En *Arqueología de ambientes de altura en Mendoza y San Juan*, editado por V. Cortegoso, V. Durán y A. Gasco, pp. 203-219. EDIUNC, Mendoza.
- Berger, G. y J. Davis
1992 Dating volcanic ash by thermoluminescence: test and application. *Quaternary International* 13-14: 127-130.
- Borrero, L.
1994-1995 Arqueología de la Patagonia. *Palimpsesto* 4: 9-69.
2002 Arqueología y biogeografía humana en el sur de Mendoza (comentario crítico). En *Entre montañas y desiertos: arqueología del sur de Mendoza*, editado por A. Gil y G. Neme, pp. 195-202. Sociedad Argentina de Antropología, Buenos Aires.
- Butzer, K.
1989 *Arqueología: una ecología del hombre*. Bellaterra, Barcelona.
- Dincauze, D.
2000 *Environmental Archaeology. Principles and Practice*. Cambridge University Press, Cambridge.
- Durán, V.
2000 *Poblaciones Indígenas de Malargüe. Su arqueología e historia*. CEIDER Serie Libros N° 1, Mendoza.
- Durán, V. y R. Mikkan
2009 Impacto del volcanismo holocénico sobre el poblamiento humano del sur de Mendoza (Argentina). *Intersecciones en Antropología* 10: 295-310.
- Espízua, L.
1998 Secuencia glacial del Pleistoceno tardío en el valle del río Grande, Mendoza, Argentina. *Bamberger Geographische Schriften* 15 (S): 85-99.
2005 Holocene glacier chronology of Valenzuela Valley, Mendoza Andes, Argentina. *The Holocene* 17 (7): 1079-1085.
- Espízua, L. y P. Pitté
2009 The Little Ice Age glacier advance in the Central Andes (35° S), Argentina. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 281 (3-4): 345-350.

- Gambier, M.
1985 *La Cultura de los Morrillos*. Instituto de Investigaciones Arqueológicas y Museo, San Juan.
- Garvey, R.
2012 Human Behavioral Responses to Middle Holocene Climate Changes in Northern Argentine Patagonia. Tesis Doctoral inédita. Universidad de California, Davis.
- Garvey, R., T. Carpenter, A. Gil, G. Neme y R. Bettinger
2016 Archaeological age estimation based on obsidian hydration data for two northern Patagonian sources. *Chungara* (en prensa).
- Giessos, M., V. Durán, G. Neme, M. Glascock, V. Cortegoso, A. Gil y L. Sanhueza
2011 A study of obsidian source usage in the Central Andes of Argentina and Chile. *Archaeometry* 53 (1):1-21.
- Gil, A.
2006. *Arqueología de La Payunia (Mendoza, Argentina)*. BAR Internacional Series 1477. Archaeopress, Oxford.
- Haller, M., H. Ostera, A. Pesce, M. Gardini y A. Folguera
1994. Vulcanoestratigrafía reciente y eruptividad del Volcán Peteroa. 7º Congreso Geológico Chileno 1: 319-323. Concepción.
- Hildreth, W. y R. Drake
1992 Volcan Quizapu, Chilean Andes. *Bulletin of Volcanology* 54: 93-125.
- Lagiglia, H.
1997 Arqueología Prehistórica del Atuel y Diamante. *Revista del Centro de Integración Territorial* 2: 29-46.
- Massone, M., D. Jackson, C. Valdés y S. Cummins
1994 Sitios arqueológicos prehispánicos en el área de protección Radal Siete Tazas. En *Patrimonio Arqueológico en Áreas Silvestres Protegidas*, compilado por M. Massone y R. Seguel, pp. 37-61. Dirección de Bibliotecas, Archivos y Museos. Centro de Investigaciones Diego Barros Arana, Santiago.
- Méndez, C., A. Gil, G. Neme, A. Delaunay, V. Cortegoso, C. Huidobro, V. Durán y A. Maldonado
2015 Mid Holocene radiocarbon ages in the Subtropical Andes (~29° to 35° S), climatic change and implications on human space organization. *Quaternary International* 356: 15-26.
- Naranjo, J. y M. Haller
2002 Erupciones holocenas principalmente explosivas del volcán Planchón, Andes del sur (35° 15' S). *Revista Geológica de Chile* 29 (1): 93-113.
- Naranjo, J., M. Haller, H. Ostera, A. Pesce y P. Sruoga
1999 Geología y peligros del Complejo Volcánico Planchón-Peteroa, Andes del Sur (35°15'S), Región del Maule, Chile-Provincia de Mendoza, Argentina. *Boletín del Servicio Nacional de Geología y Minería (SEGEMAR)* 52.
- Neme, G.
2007 *Cazadores-recolectores de altura en los Andes meridionales*. BAR Internacional Series 1591. Archaeopress, Oxford.
- Neme, G. y A. Gil
2008 Biogeografía Humana en los Andes Meridionales: Tendencias Arqueológicas en el Sur de Mendoza. *Chungara* 40 (1): 5-18.
- 2009 Human occupation and increasing Mid-Holocene aridity. *Current Anthropology* 50 (1): 149-163.
- Peña Monné, J., C. Sancho Marcén, V. Durán y R. Mikkan
2013 Geoarchaeological reconstruction of Caverna de Las Brujas (Mendoza, Argentina) for the planning of the archaeological intervention. *Quaternary International* 308-309: 265-272.
- Saadat, S. y C. Stern
2011 Petrochemistry and genesis of olivine basalts from small monogenetic parasitic cones of Bazman stratovolcano, Makran arc, southeastern Iran. *Lithos* 125: 609-617.
- Salgán, L., R. Garvey, G. Neme, A. Gil, M. Giessos, M. Glascock y V. Durán
2015 Las Cargas: Characterization of a Southern Andean Obsidian Source and Its Prehistoric Use. *Geoarchaeology* 30: 139-150.
- Scotti, A., V. Durán y R. Lecitra
2012 Oferta nutritiva para *Lama guanicoe*, bóvidos y caprinos de vegas del valle El Peñón, en la región del Complejo Volcánico Planchón-Peteroa, Malargüe, Mendoza, Argentina. *Actas Trabajos Completos E-ICES* 7, compilado por M. Armete y E. Molina, pp. 313-319. Comisión Nacional de Energía Atómica, Buenos Aires.
- Singer, B., N. Andersen, H. Le Mével, K. Feigl, C. De Mets, B. Tikoff, C. Thurber y B. Jicha
2014 Dynamics of a large, restless, rhyolitic magma system at Laguna del Maule, southern Andes, Chile. *GSA Today* 24 (12): 4-9.
- Sruoga, P., Guerstein, P. y A. Bermúdez
1993 Riesgo volcánico. En *Geología y Recursos Naturales de Mendoza. Relatorio XII Congreso Geológico Argentino*, editado por V. Ramos, pp. 659-668. Akian, Buenos Aires.

Zárate, M.

2002 Los ambientes del Tardiglacial y Holoceno en Mendoza. En *Entre montañas y desiertos. Arqueología del sur de Mendoza*, editado por Gil, A. y G. Neme, pp. 9-42. Sociedad Argentina de Antropología, Buenos Aires.

3.- Amigo *et al.* (2012) fechan por radiocarbono tres lluvias de material piroclástico generadas por erupciones explosivas del CVLM. Obtienen fechados de 3200, 4000 y 7000 años AP. El primero y el último coinciden con las fechas obtenidas por termoluminiscencia para las tefras CC y EEM que se asignan al mismo complejo volcánico por caracterización química.

4.- Singer *et al.* (2014) publican fechas de 2200, 3500 y 6400 años AP para eventos holocénicos del CVLM.

NOTAS

1.- Los términos exploración, colonización, ocupación efectiva y saturación del espacio se emplean en el sentido propuesto por Borrero (1994-1995).

2.- La presencia de vegas en el valle del río de Los Ciegos durante el Holoceno temprano se constató en un corte de una antigua turbera de más de seis metros de espesor (Vega Aburto), con niveles de turba y tefras intercalados, del que se obtuvo un fechado ^{14}C de 9810 ± 120 años (LP-2784).