

UNIVERSIDAD NACIONAL DE CUYO

FACULTAD DE CIENCIAS AGRARIAS



TESIS DE GRADO

INGENIERÍA EN RECURSOS NATURALES RENOVABLES

“Determinación de las implicancias paleoclimáticas para los Andes Centrales a partir del análisis de la dieta del équido *Hippidion devillei*”

Autora: Cibeles Denis Bufarini

Directora: Dra. Stella Maris Moreiras

2017

*DETERMINACIÓN DE LAS IMPLICANCIAS PALEOCLIMÁTICAS PARA
LOS ANDES CENTRALES A PARTIR DEL ANÁLISIS DE LA DIETA
DEL ÉQUIDO *Hippidion devillei**

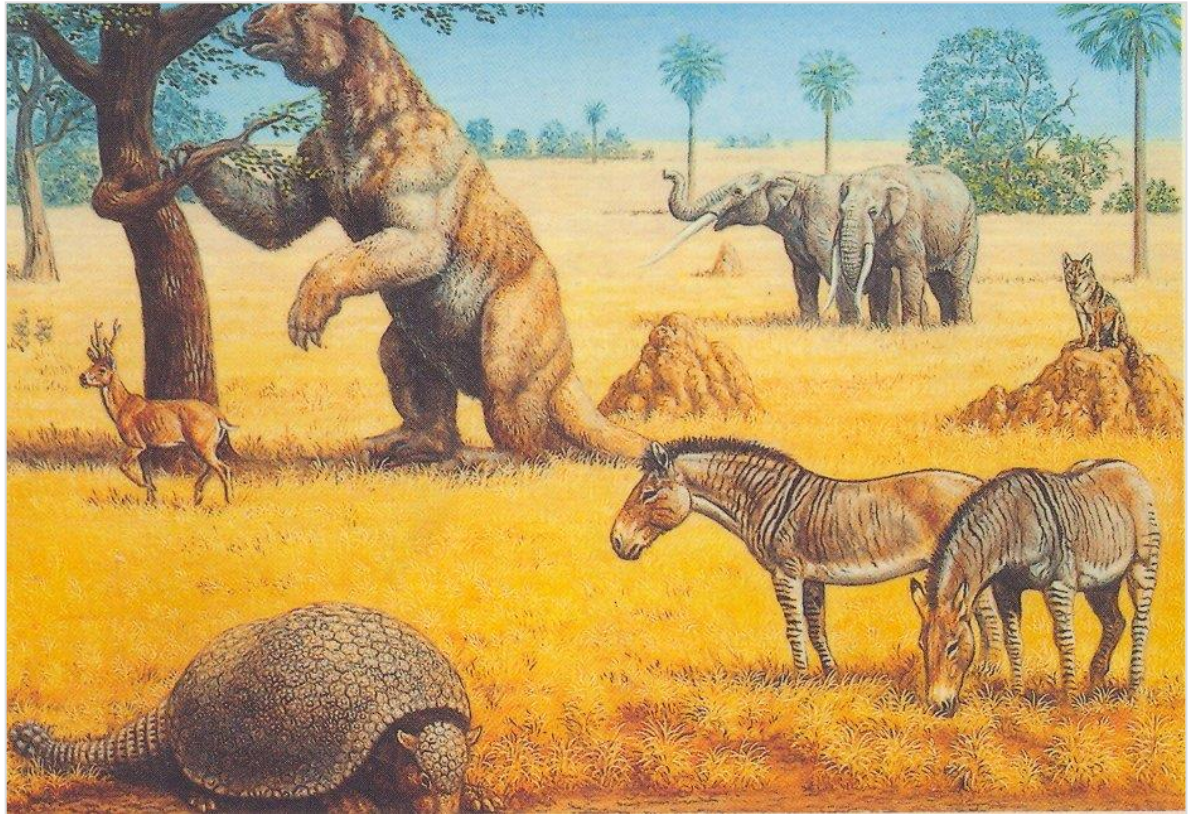


Figura tapa: Dibujo de Mauricio Antón (1995). Tomado de Alberdi et al., 1995.

Autora: Cibeles Denis Bufarini

Directora: Dra. Stella Maris Moreiras

Comité evaluador: Dra. Cecilia Andrea Benavente

Dra. Sabina D'Ambrosio

Dra. Bárbara Vera

Determinación de las implicancias paleoclimáticas para los Andes Centrales a partir del análisis de la dieta del équido *Hippidion devillei*

Cibele D. Bufarini¹

¹Facultad de Ciencias Agrarias, Universidad Nacional de Cuyo.

Resumen

En este trabajo se analizan geoquímicamente, mediante estudios isotópicos de $\delta^{13}\text{C}$ y $\delta^{18}\text{O}$, los primeros restos fósiles del équido *Hippidion* sp. de la provincia de Mendoza. Los mismos fueron recolectados por Moreiras en 2007 e identificados como pertenecientes a *H. devillei* por Cerdeño et al. (2008). Corresponden a elementos dentarios de un mismo individuo joven hallados en un paleolago generado por la avalancha de rocas Piedras Blancas 3. Estudios estratigráficos llevados a cabo en esta zona indican que tanto la avalancha como los depósitos lacustres tienen una edad Pleistoceno Medio. Los análisis de isótopos estables se realizaron en el esmalte dental para caracterizar la dieta de esta especie e inferir las condiciones paleoclimáticas para el Pleistoceno Medio en la zona. Además, se levantó un perfil estratigráfico de los niveles lacustres, donde fueron encontrados los fósiles, que permitió complementar las inferencias obtenidas de dichos estudios. Mediante el análisis de $\delta^{13}\text{C}$ pudo determinarse que la dieta del équido se basaba tanto en especies vegetales C3 como C4. Por otro lado, el análisis de $\delta^{18}\text{O}$, permite inferir que el clima del sitio donde habitó el équido durante el Pleistoceno Medio-Tardío fue más cálido de lo que es actualmente.

Este estudio enfrenta una problemática de gran interés para la región: las evidencias (proxies) climáticas del Pleistoceno son muy escasas en los Andes Centrales. Es por ello que se planteó un estudio integral desde la sedimentología del paleolago (proxi sedimentario), la paleodieta del caballo *Hippidion devillei* (a través de estudios de la relación de plantas C3/C4) y la geoquímica del agua que consumió. Estas características lo llevan a ser el primer trabajo en su tipo para la región, aportando importantes conocimientos para estudios futuros.

PALABRAS CLAVE: *Hippidion devillei*, paleolago, avalancha de rocas, implicancias paleoclimáticas.

AGRADECIMIENTOS

En primer lugar quiero agradecer a mis padres, Roberto y Sonia, por acompañarme y apoyarme en cada meta que me propongo. Por alentarme siempre a dar lo mejor de mí y ser quien quiero y me gusta ser. Por permitirme y conducirme a realizar todo aquello que me hace crecer como persona y como profesional. A mi hermana, Romina, por ser mi gran compañera de aventuras durante toda mi vida a donde quiera que vaya; por su amor, paciencia y apoyo incondicional en este camino. Por poner siempre lo mejor de sí para que cumpla mis objetivos y sueños. A mis abuelas, Doris y Lucía, por su acompañamiento, sabiduría, cariño y palabras de aliento en todo momento. A mi tío, Luis, por ser como un hermano mayor para mí tanto por su dedicación, estímulo y aportes a mi formación humana y profesional, como por las complicidades y actividades aventureras que hemos vivido. A Agustín, mi compañero de camino, quien me ayudó mucho en el final de esta etapa; por estar siempre dispuesto a ayudarme y apoyarme en todo lo que me propongo realizar. Por alentarme a avanzar y escucharme siempre.

A Stella, por ser como mi mamá en la ciencia, por toda su dedicación y esfuerzo puestos para poder realizar esta tesina. Por mostrarme su contagioso amor por su trabajo y por ayudarme a encontrar mi camino en lo que me encanta hacer.

A mis compañeras de vida universitaria (Dani, Mica, Pau, Eve, Eva y Coni) por todos esos momentos compartidos de aprendizaje y diversión inolvidables. Por tantos almuerzos, mates y salidas que hicieron mucho más llevaderos mis años de estudio.

A los profesores de la Facultad de Ciencias Agrarias, quienes aportaron no sólo importantes conocimientos como profesionales sino fundamentales valores a través del amor y vocación por su trabajo.

Y finalmente, quiero agradecer a las Doctoras Vera, Benavente y D'Ambrosio, evaluadoras de mi tesina, quienes dedicaron tiempo y esfuerzo realizando importantes aportes a este trabajo y colaborando con mi crecimiento como profesional.

ÍNDICE

1. INTRODUCCIÓN	6
2. HIPÓTESIS Y FUNDAMENTOS DE LA INVESTIGACIÓN	9
3. OBJETIVOS GENERAL Y PARTICULARES	9
4. ANTECEDENTES	10
4.1. Uso de isótopos estables	10
4.1.1. Nociones generales sobre isótopos estables	10
4.1.2. Utilización de isótopos estables en el ambiente o paleoambiente	10
4.1.3. Uso de isótopos estables en el análisis de dietas.....	12
4.2. Estudios sobre équidos	14
5. ZONA DE ESTUDIO.....	16
5.1. Localización y vías de acceso	16
5.2. Clima.....	17
5.3. Hidrografía	19
5.4. Topografía.....	20
5.5. Geología.....	21
5.6. Geomorfología.....	22
5.7. Suelo.....	24
5.7.1. Materiales originarios.....	24
5.7.2. Pedogénesis y Taxonomía	25
5.7.3. Características físico-químicas	25
5.8. Vegetación	26
5.9. Fauna.....	28
6. MATERIAL	29
6.1. Sistemática	31
6.2. Descripción	31
7. METODOLOGIA.....	33
7.1. Análisis estratigráfico-sedimentológico	33
7.2. Análisis de isótopos estables.....	34
7.2.1. Principios y fundamentos del espectrómetro de masas.....	34
7.2.2. Metodología empleada para el análisis isotópico de los restos dentarios	35
7.2.3. Notación empleada para exponer los datos.....	35
7.3. Reconstrucción de dieta usando $\delta^{13}\text{C}$	36
7.4. Integración de los resultados: implicancias paleoclimáticas.....	36
8. RESULTADOS	37

8.1. Análisis estratigráfico-sedimentológico	37
a. Miembro Inferior	40
b. Miembro Medio	42
c. Miembro Superior	45
8.2. Análisis de isótopos estables.....	47
8.3. Reconstrucción de dieta	47
8.4. Implicancias paleoclimáticas.....	48
9. DISCUSION	48
10. CONCLUSIONES	51
11. BIBLIOGRAFÍA	52
12. ANEXO	68

1. INTRODUCCIÓN

Los caballos (Equidae, Perissodactyla) aparecen en el registro fósil de América del Sur a partir del Plioceno Tardío, tras el levantamiento del istmo de Panamá hace unos 3 Ma. Este puente terrestre permitió una migración masiva entre las dos Américas, conocida como el Gran Intercambio Biótico Americano (Webb, 1991). Las migraciones predominaron en sentido Norte-Sur y, entre los mamíferos que llegaron a tierra sudamericana, estaban los caballos, mastodontes, carnívoros, camélidos y ciervos, entre otros (Cerdeño et al., 2008).

Los équidos fósiles son un componente importante en las comunidades de grandes mamíferos que poblaron las extensas llanuras y otros ambientes durante el Cuaternario en América del Sur. Sin embargo, tanto los caballos, como la gran mayoría de las especies de mamíferos de talla grande desaparecieron hacia finales del Pleistoceno. En lo que respecta a la región pampeana, se conoce que la extinción fue particularmente severa (Prado et al., 2001; Alberdi y Prado, 2004; Barnosky y Lindsay, 2010). Sin embargo, la carencia de una cronología detallada no permite corroborar si la extinción fue tan rápida como en algunas regiones de América del Norte y si existe una correlación con el arribo de las poblaciones humanas y/o el cambio climático. Este tipo de pregunta es crítica para poder entender como la sinergia de presiones independientes sobre la fauna puede o no puede multiplicar la intensidad de extinción (Prado et al., 2013).

Es sabido que en los momentos de transición Pleistoceno-Holoceno, tiempos en que ocurre la inicial colonización humana de Patagonia y culminan los procesos de extinción de megafauna, se presentan condiciones ambientales marcadamente cambiantes, con fluctuaciones de la flora, variaciones en el clima y modificaciones en la topografía (Alberdi et al., 2001; Borronei, 2003; De Porras y Prieto, 2008; McCulloch y Davies, 2001; Miotti, 2004; Páez et al., 1999; Paunero, 2009; 2010). Los registros zooarqueológicos correspondientes al Pleistoceno Final de Patagonia señalan diversidad en los recursos faunísticos (Massone, 2004; Miotti et al., 1999; Miotti y Salemme, 1999; Nami y Menegaz, 1991), con especies adaptadas a estepas herbáceas y pastizales, que representan un ambiente diferente al inferido para la región a partir del Holoceno temprano (Borronei, 2003; De Porras y Prieto, 2008; Miotti y Salemme, 1999; Páez et al., 1999; Paunero, 2009; 2010).

La extinción de los grandes mamíferos pleistocenos constituye un enigma de las ciencias, congregando el interés de la Paleontología, la Arqueología y las disciplinas afines. Varias hipótesis han sido planteadas para explicar este tema en el continente americano (Borrero, 1984; Ferigolo, 1999; Guthrie, 1984; Martin, 1984; Politis et al., 1995). Entre las posiciones teóricas que conciernen a la actividad humana, podemos visualizar dos puntos de vista diferentes, por un lado ubicamos a los autores que proponen una extinción rápida por sobrematanza en una fase inicial de ocupación del continente, por parte de los grupos de

cazadores (Alroy, 2001; Haynes, 2006; Martin, 1984; Steadman et al., 2005), y por otro, los que sostienen que el impacto gradual de la acción humana se dio en un contexto de cambio climático y de fraccionamiento de los ambientes (Alberdi et al., 2001; Cione et al., 2003; Gutiérrez et al., 2008; Politis et al., 1995; Paunero, 2010). A partir de este marco científico con interrogantes puntuales, es que se plantea nuestro trabajo, el cual pretende aportar conocimientos respecto al ambiente y clima pretéritos que imperaban en la zona de Uspallata, en la provincia de Mendoza, mediante análisis de isótopos estables de $\delta^{13}\text{C}$ y $\delta^{18}\text{O}$ en esmalte dental de restos de *Hippidion devillei* (Gervais, 1855).

El nombre de *Hippidion* Owen 1869, junto con el de *Equus (Amerhippus)* Hoffsstetter 1950, han sido citados en numerosas localidades de Argentina y otros países de América del Sur (Prado y Alberdi, 2008). Alberdi & Prado (1993) y Prado & Alberdi (1996) consideran que el género *Hippidion* es endémico de América del Sur, lugar donde se expande desde el Plioceno Superior al Pleistoceno Final (Alberdi y Prado, 1993) y, geográficamente, se distribuye en Argentina, Bolivia, Brasil, Chile, Ecuador, Perú y Uruguay (Figura 1). En cuanto al género *Equus*, su primer representante fue recuperado por Darwin en Bahía Blanca durante la expedición del Beagle y fue descrito por Owen (1840) (Prado y Alberdi, 2008). En general, ambos géneros presentan especies adaptadas a ambientes de montaña y llanura (Prado y Alberdi, 2012).

La revisión taxonómica del género *Hippidion*, llevada adelante por Alberdi y Prado (1992,1993), indicó la presencia de tres grupos distintos, que estos autores correlacionan con tres especies: *Hippidion devillei*, *Hippidion principale* (Lund, 1846) e *Hippidion saldiasi* (Roth, 1899). Este género posee una distribución geográfica que abarca sólo América del Sur y particularmente, en el caso de *Hippidion saldiasi*, se encuentra restringido a la Patagonia meridional y a un registro en el Desierto de Calama del norte de Chile (Alberdi y Frassinetti, 2000; Alberdi et al., 2007). Esta especie de caballo pequeño se caracteriza por sus extremidades cortas y anchas, adaptadas a sustratos rocosos e irregulares (Alberdi et al., 1987; 2001; Alberdi y Prado, 1993; 2004; Alberdi y Prieto, 2000; Paunero et al., 2008; Paunero, 2010).

En cuanto a la distribución geográfica para *H. devillei* (Figura 1), determinada a partir de la aparición de restos fósiles, es en Argentina: Uquía y Barro Negro (Jujuy), Cañada Honda (pampa de altura situada entre los 1400 y 1700 msnm en San Luis) y varias localidades en la provincia de Buenos Aires; en Bolivia: Tarija y Ulloma; en Perú: Tirapata; en Brasil: Santana y Toca dos Ossos (Bahía) y posiblemente en la región de Lagoa Santa (Minas Gerais) en ambientes de gruta (Burmeister, 1875; Alberdi y Prado, 1993; Alberdi et al., 2003; Chiesa et al., 2015). Teniendo en cuenta estos hallazgos, y sumando su presencia en Mendoza, puede observarse una distribución espacio-temporal en sentido norte-sureste a

partir del Plioceno Final (Cerdeño et al., 2008). Respecto a la aparición de la especie en diversos ambientes, podemos mencionar que los hallazgos de Jujuy y Bolivia proceden de altitudes elevadas, al igual que los restos mendocinos de Uspallata objeto de nuestro estudio.

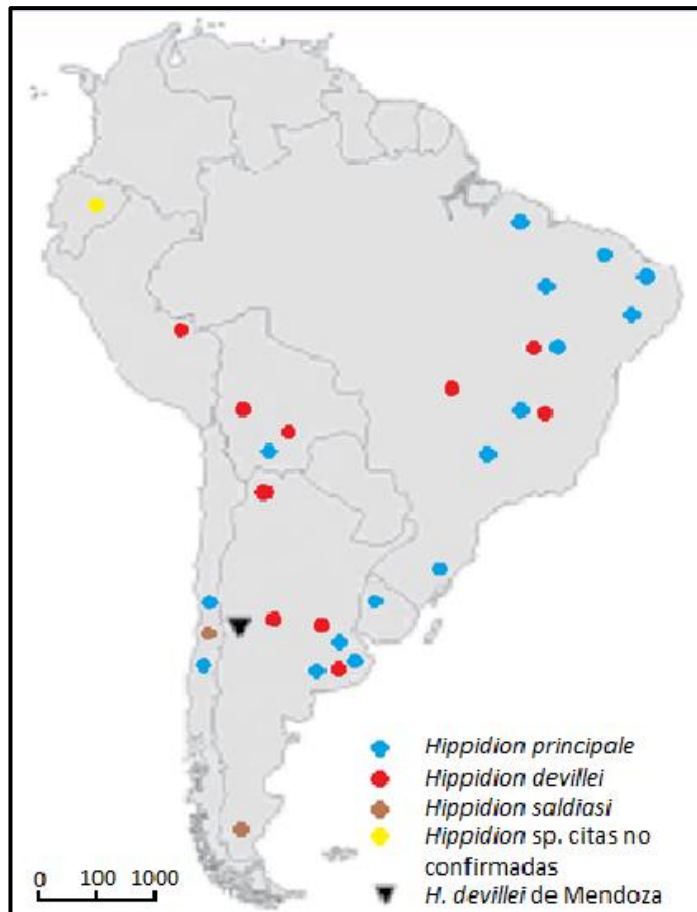


Figura 1: Distribución geográfica de las especies de *Hippidion*. Fuente: Modificado de Cerdeño et al., 2008.

2. HIPÓTESIS Y FUNDAMENTOS DE LA INVESTIGACIÓN

Hipótesis A: La relación de isótopos estables de $\delta C^{13}/C^{12}$ y $\delta O^{18}/O^{16}$ en el esmalte dental de *Hippidion devillei* refleja indirectamente condiciones paleoclimáticas más cálidas en el Pleistoceno Medio-Tardío que las actuales para la región de los Andes Centrales Áridos de Argentina.

Hipótesis B: La relación del isótopo estable de $\delta C^{13}/C^{12}$ refleja que los équidos del género *Hippidion* del Pleistoceno Medio-Tardío que habitaban en los Andes Centrales Áridos de Argentina se alimentaban principalmente de plantas tipo C4.

Los equinos formaron parte de la megafauna de Sudamérica que desapareció a fines del Pleistoceno (18 Ka). Este fenómeno pudo deberse a la incidencia de un paleoclima adverso que generó hambrunas generalizadas. Sin embargo, las condiciones paleoclimáticas durante el Pleistoceno han sido poco analizadas en los Andes Centrales Áridos principalmente por la escasez de materia orgánica disponible debido a la geografía poco favorable para los hallazgos de nuestra provincia, por lo que el presente trabajo de investigación sería un gran aporte a los conocimientos respecto a esta temática para la zona en estudio siendo el primero en su estilo, contribuyendo de modo sustancial para futuros estudios al respecto. Sumado a ello, los équidos son considerados clásicamente como excelentes indicadores paleoambientales y bioestratigráficos. En gran medida, esto se debe a la notable documentación que se tiene sobre su evolución y radiación adaptativa en el Hemisferio Norte (Alberdi y Prado, 1995).

En concordancia con la hipótesis A, en la hipótesis B se infiere que la alimentación de nuestro ejemplar estaría basada en plantas C4, ya que las mismas corresponden a vegetales que se asocian a ecosistemas más cálidos, con alta intensidad lumínica, donde el agua puede ser un factor limitante, tratándose de especies principalmente herbáceas (Meinzer, 1978; Cavagnaro, 1988 y Vallejo et al., 2005).

3. OBJETIVOS GENERAL Y PARTICULARES

El objetivo general del estudio es determinar el tipo de alimentación del équido *Hippidion devillei* que vivió en los Andes Centrales Áridos de Argentina durante el Pleistoceno Medio-Tardío, con el propósito de inferir las condiciones paleoclimáticas en la región.

A fin de alcanzar el objetivo principal de esta tesis, se estipularon objetivos particulares, tales como:

- Describir la secuencia estratigráfica - sedimentológica del paleolago donde fue hallado el resto fósil perteneciente al équido *Hippidion devillei*.
- Analizar la relación de isótopos estables de $\delta C^{13}/C^{12}$ y $\delta O^{18}/O^{16}$ en el esmalte dental de los restos de *Hippidion devillei*.
- Determinar las implicancias paleoclimáticas para la zona en estudio, a través del análisis del esmalte dental del équido.

4. ANTECEDENTES

4.1. Uso de isótopos estables

4.1.1. Nociones generales sobre isótopos estables

Muchos elementos químicos de interés biológico poseen dos o más formas con el mismo número atómico, pero con diferente masa (isótopos). Es decir, dichos elementos tienen el mismo número de protones y electrones, pero diferente número de neutrones. De estos isótopos, todos, alguno, o ninguno, pueden ser isótopos estables. Los isótopos estables, particularmente, son aquellos nucleidos que no son radiactivos, por lo que no experimentan de forma espontánea decaimiento radiactivo. En general, los isótopos de un elemento se encuentran en diferente abundancia: uno de los isótopos está en mayor proporción y uno o dos isótopos en menor proporción. Debido a que el comportamiento físico y químico es diferente para cada uno de los isótopos estables de un elemento, éstos pueden usarse como trazadores de moléculas en la biosfera e incluso en experimentos con compuestos enriquecidos en alguno de los isótopos, con el fin de evaluar el movimiento de los recursos en plantas y animales a través de los ecosistemas (Dawson et al., 2002; Santiago et al., 2005).

4.1.2. Utilización de isótopos en el ambiente o paleoambiente

En las últimas décadas ha habido un crecimiento en el uso de los análisis isotópicos de oxígeno y carbono para los estudios de reconstrucción de las condiciones climáticas y ambientales del pasado. Estos estudios han demostrado que la proporción de isótopos de carbono ($\delta^{13}C$) en huesos y dientes de mamíferos fósiles puede ser utilizada para obtener información acerca de la dieta de herbívoros y carnívoros (De Niro y Epstein, 1978; Vogel,

1978; Sullivan y Krueger, 1981; Lee-Thorp et al., 1989, 1994; Koch et al., 1990, 1994; Quade et al., 1992; Cerling et al., 1997; MacFadden, 2000 a; Kohn et al., 2005).

Investigaciones anteriores muestran que dientes de mamíferos grandes, dependientes del agua, guardan la información isotópica estable primaria de su entorno que fue grabada por el agua que ingirieron (MacFadden y Bryant, 1994; Delgado et al., 1995; Kohn, 1996; Nelson, 2005). La composición isotópica del oxígeno ($\delta^{18}\text{O}$) en la apatita del esmalte dental depende, en primera instancia, del equilibrio metabólico entre las diferentes reservas de oxígeno, con distintas composiciones isotópicas que interactúan en el cuerpo durante la formación de los fluidos corporales (Longinelli, 1984; Luz et al., 1984). De estas fuentes de oxígeno, forman parte, el agua ingerida (procedente tanto de la bebida como de la contenida en las plantas que ingieren), así como el oxígeno molecular procedente de la respiración. El oxígeno, a su vez, es expulsado del cuerpo como agua líquida en la orina, sudoración, azúcares y heces y como CO_2 y H_2O en forma gaseosa durante la respiración. Los factores que intervienen en este balance son tanto internos (relativos a la fisiología del animal), como externos (relacionados con la ecología y el clima), aunque la variación de la composición isotópica del oxígeno en los grandes mamíferos depende fundamentalmente de los factores externos. Dado que la composición isotópica del oxígeno del fosfato en huesos y dientes de mamíferos está relacionada con el agua que ingieren y ésta, a su vez, depende en última instancia del agua de la precipitación, entonces la composición isotópica del oxígeno de la apatita puede ser utilizada para realizar inferencias climáticas del pasado (Longinelli y Nuti, 1973; Kolodny et al., 1983; D'Angela y Longinelli, 1990; Bryant et al., 1994; Sánchez-Chillón et al., 1994; Bryant y Froelich, 1995; Delgado et al., 1995; Kohn, 1996; Kohn et al., 1996; 1998, Pérez-Crespo et al., 2009). Debido a que los dientes se mineralizan durante varios meses a años, un muestreo serial a lo largo de la longitud de un diente puede proporcionar una relación de $\delta^{18}\text{O}$, tal como el registro continuo del agua superficial que el animal ingirió (Bershaw et al., 2010), directamente relacionada con la cantidad del recurso disponible en el ambiente donde habitó dicho animal.

Si bien no se tienen valores de referencia para inferir condiciones climáticas exactas, los estudios isotópicos previos realizados en muestras de agua superficiales en los Andes Centrales a la latitud del área de estudio ($32,5^\circ$ - $35,5^\circ\text{S}$) arrojan valores de -7‰ $\delta^{18}\text{O}$ VSMOW para la Ciudad de Mendoza (800 msnm) hasta valores de -18‰ VSMOW en alturas por encima de los 6000 msnm. En los resultados de esa investigación se muestra claramente como la firma isotópica $\delta^{18}\text{O}$ del agua superficial para los Andes dependerá de la altura (Figura 2). Por lo tanto, a menor temperatura (mayor altura) la firma isotópica toma valores más negativos. Los valores isotópicos $\delta^{18}\text{O}$ para el valle de Uspallata resultan en -14‰ (Hoke et al., 2009).

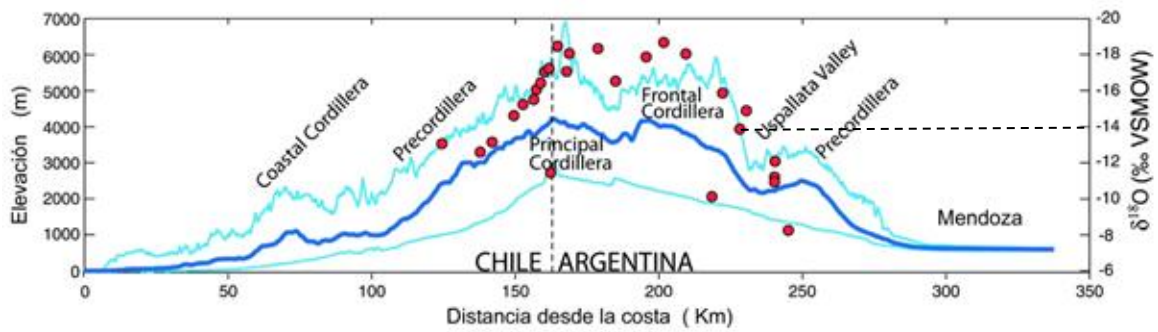


Figura 2: Relación entre la altura y la firma isotópica $\delta^{18}\text{O}$ (Modificado de Hoke et al., 2009).

Por otro lado, resulta de importancia para nuestro estudio hacer referencia a estudios realizados en testigos de hielo antártico, los cuales arrojan datos que muestran condiciones paleoclimáticas más cálidas que las presentes para el Pleistoceno Medio (130 Ka) (Petit et al., 1999) (Figura 3).

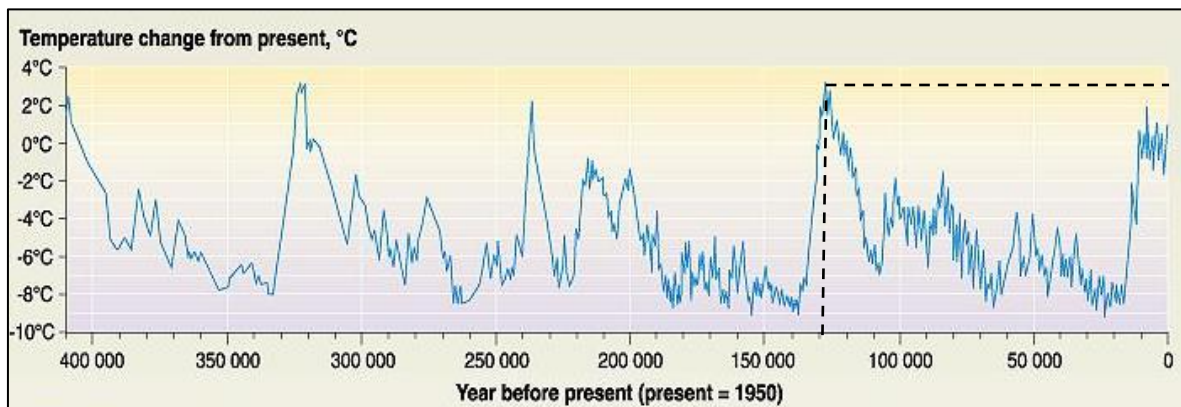


Figura 3: Variación de la temperatura desde 400 000 años antes del presente (hasta 1950) donde se observa una marcada elevación de la temperatura resultando mayor a la registrada para el momento presente (Modificado a partir de Petit et al., 1999).

4.1.3. Uso de isótopos estables en el análisis de dietas

La bioapatita es el mineral de fósforo que compone huesos, esmalte dental y dentina. De los tres materiales antes mencionados, el esmalte dental es el más resistente a la diagénesis. Por esta razón, y porque el mismo no es reelaborado en toda la vida del organismo, es el medio preferido a partir del cual se extrae carbonato estructural para mediciones de isótopos de carbono y oxígeno (Lee-Thorp y Van der Merwe, 1987, 1991).

Para el caso de animales herbívoros, la proporción de isótopos de carbono varía según el tipo de materia vegetal consumida, la cual depende a su vez del patrón fotosintético utilizado por dichas plantas. Durante la fotosíntesis, las plantas de tipo C3 muestran valores más altos del isótopo pesado durante la fijación del CO_2 , que los presentados por plantas C4. Por

ello, tanto las plantas de tipo C3 como las de tipo C4 tienen diferentes valores de composición isotópica ($\delta^{13}\text{C}$) (Pérez-Crespo et al., 2009). Las plantas de tipo C3 tienen valores de $\delta^{13}\text{C}$ desde -22‰ hasta -30‰, con una media de -26‰, mientras que las plantas de tipo C4 tienen valores de $\delta^{13}\text{C}$ que varían entre -10‰ y -14‰, con una media de -12‰ (Smith y Epstein, 1971; Vogel, 1978; Ehleringer et al., 1986; 1991; Cerling et al., 1993). Los animales herbívoros incorporan en huesos y dientes el carbono del alimento con un fraccionamiento isotópico adicional de -12‰ a -14‰ aproximadamente. Por lo que, los mamíferos que se alimentan de plantas tipo C3 tendrán valores de $\delta^{13}\text{C}$ comprendidos entre -10‰ y -16‰, mientras que para los animales que se alimentan de hierbas tropicales de tipo C4 se esperan valores de $\delta^{13}\text{C}$ comprendidos entre +2‰ y -2‰. Una alimentación de tipo mixto mostrará a su vez valores intermedios (Lee-Thorp y Van der Merwe, 1987; Quade et al., 1992).

Según estudios realizados previamente (Meinzer, 1978; Cavagnaro, 1988; Vallejo et al., 2005), las comunidades C3 se asocian a ecosistemas de altitudes elevadas y a climas templados húmedos con temperaturas que pueden ser bajas. Muchas de las especies pertenecientes a este grupo poseen un tipo de desarrollo vegetal arbóreo, por lo que se las relaciona con los ecosistemas de bosques. Mientras que las plantas de tipo C4 se asocian a ecosistemas de baja altitud, climas tropicales y subtropicales, cálidos con alta intensidad lumínica, donde el agua puede ser un factor limitante. El porte de estas plantas es generalmente herbáceo, por lo que su desarrollo se da en comunidades abiertas como son las praderas. Por ello, a través de estos fundamentos, se puede inferir el paleoambiente de una especie animal a partir de los valores de $\delta^{13}\text{C}$ obtenidos del análisis en sus restos fósiles.

El estudio de dietas a partir de análisis de isótopos estables de C, también se aplica en restos arqueológicos. Ello permite inferir un amplio abanico de información como el consumo de qué recursos alimentarios se tenía, características medioambientales, jerarquía social, dinámicas poblacionales, sociales y económicas; en general, se obtiene conocimiento sobre la dinámica socioeconómica del pasado. Este tipo de análisis permite individualizar o aislar fenómenos con escalas temporales y espaciales muy precisas (Salazar García, 2011). Por lo tanto, por medio de su estudio, es posible determinar la adaptación a cambios climáticos y medioambientales, como también determinar estrategias de subsistencia, intercambio comercial y enfermedades asociadas a la nutrición, mediante la combinación de indicadores arqueológicos y bioarqueológicos (Rodríguez y Vicente 2006; Katzenberg, 2008).

4.2. Estudios sobre équidos

Los trabajos sobre équidos sudamericanos han sido abundantes desde el siglo XIX, lo que llevó a la definición de numerosas especies y géneros. Los restos más antiguos conocidos corresponden a *Hippidion* sp. hallados en Uquía (Jujuy, Argentina) que proceden del Plioceno Tardío (Cerdeño et al., 2008). En Argentina, los registros mejor conocidos corresponden al área pampeana, aunque también se han citado en otras áreas como el sur de Patagonia (Cerdeño et al., 2008). En la provincia de Mendoza, Rusconi (1946) describió brevemente una sínfisis mandibular, con los alvéolos de los incisivos, procedente de la cueva Casa de Piedra (Malargüe). El ejemplar fue revisado por María Teresa Alberdi, reconociéndolo como posible *Equus (A.) neogeus* Lund, 1840. Mientras que Cerdeño et al. (2008), dieron a conocer los primeros restos óseos del género *Hippidion* para nuestra provincia, dichos fósiles son el objeto de este estudio.

Las especies del género *Hippidion* se diferencian principalmente por los huesos de las extremidades pudiendo ser correlacionados con los distintos tipos de suelo y vegetación, mientras que la dentición es muy homogénea y se distingue principalmente por la talla (Cerdeño et al., 2008). En este sentido, *H. principale* es una especie adaptada a las condiciones más frías y secas del Pleistoceno Superior, además de ser la especie más grande y robusta de todos los hipidiformes conocidos (Prado y Alberdi, 2012), en tanto que *H. devillei* se adapta a ambientes más cálidos y secos (Alberdi y Prado, 1992, 1995; Alberdi et al., 2003).

Sánchez et al. (2006) han estudiado la dieta y los requerimientos ecológicos de los caballos sudamericanos de la región pampeana a partir de análisis de isótopos estables de C y O en huesos y esmalte dental. Concluyen que *H. devillei* era preferentemente pastador de plantas de tipo C3. De forma general, los caballos del Pleistoceno Medio serían más oportunistas y con dieta menos especializada que los del Pleistoceno Tardío (Alberdi et al., 2007). Del mismo modo, Prado et al. (2011) obtuvieron información de la dieta inferida a partir de isótopos estables de carbono en restos de équidos hallados en Arroyo Tapalqué, Provincia de Buenos Aires (38°S). Los valores de $\delta^{13}\text{C}$ para *Hippidion principale* (-11,6 a -9,3 ‰) y *Equus (A.) neogeus* (-8,5 a -7,9 ‰) no se solapan, pero ambos están bastante cerca. El rango de valores de *Hippidion principale* corresponde a una dieta de plantas C3, mientras que *Equus (A.) insulatus* (C. Ameghino, en F. Ameghino, 1904) corresponde a una dieta de plantas C3 y C4, es decir mixta.

MacFadden (2000b) señala que la proporción de plantas C3 y C4 en ecosistemas locales está altamente correlacionada con la temperatura. Propone que los individuos de caballos y mastodontes que vivieron en tiempos glaciares tienen una dieta mixta, en tanto que los que vivieron en tiempos interglaciares, más cálidos, presentan una dieta predominantemente de

pastos C4. Sin embargo, este tipo de estudios no ha sido llevado a cabo en la región de los Andes Centrales Áridos de Argentina.

Otro modo de conocer la dieta de equinos y obtener registros paleoambientales es a través del estudio de coprolitos. García et al. (2008) analizaron restos de este tipo pertenecientes al género *Hippidion* encontrados en la zona de la Gruta del Indio, provincia de Mendoza. Los estudios realizados en estos restos muestran que la dieta se basó principalmente en especies leñosas (*Senna aphylla*, *Prosopis flexuosa* y *Acantholippia seriphioides*), que son comunes en zonas de tierra baja, árida y cálida. Estas plantas fueron complementadas por algunas especies herbáceas (*Aristida adscencionis* y *Digitaria californica*) y especies megatérmicas como *Pappophorum caespitosum*, *Prosopis flexuosa* var. *depressa* y *Schinus fasciculata* que pueden indicar precipitaciones estivales que favorecen el surgimiento de estos arbustos. Otras muestras de coprolitos provienen de Los Morrillos, un ambiente de vegas, dominado por gramíneas y escasos arbustos. Allí, las investigaciones realizadas, mostraron una dieta basada en especies herbáceas (*Stipa frígida*, *Hordeum* sp.), que constituyen el 70% de los componentes en las muestras analizadas. Unas pocas plantas leñosas típicas de ambientes áridos y fríos (como *Ephedra* sp.) complementan la dieta. Los datos obtenidos sugieren que *Hippidion* sp. habría hecho en cada situación ambiental un uso especializado de los recursos, en relación con la mejor calidad de las proteínas en la oferta de forraje (plantas leñosas en ambientes secos y cálidos y forrajeo de plantas herbáceas de vegas en los ambientes húmedos y fríos). Esta versatilidad explicaría su presencia en dos ambientes distintos con una diferencia de altura de 2000 m (García et al., 2008).

Hasta el momento, puede verse que son muy pocos los trabajos referidos a dieta de equinos de la especie *Hippidion devillei*, especialmente en la provincia de Mendoza, debido a que son escasos los hallazgos fósiles. Por ese motivo es que cobra importancia nuestro estudio, aumentando el conocimiento respecto al comportamiento ambiental de la especie, y permitiendo inferir a partir de ello las condiciones paleoclimáticas para el período de supervivencia de la especie en los Áridos Andes Centrales de Argentina.

5. ZONA DE ESTUDIO

5.1. Localización y vías de acceso

La zona de estudio se ubica en el noroeste de la provincia de Mendoza, en el departamento de Luján de Cuyo. Se emplaza en el extremo nororiental del Cordón del Plata (Andes Centrales), al sur del valle de Uspallata, dentro de la provincia geológica de Cordillera Frontal. El lugar del hallazgo se encuentra a los S 32° 43' - O 69° 20', a una altitud de 2648 msnm, al pie del Cerro Minero de 3850 msnm (Figura 4).

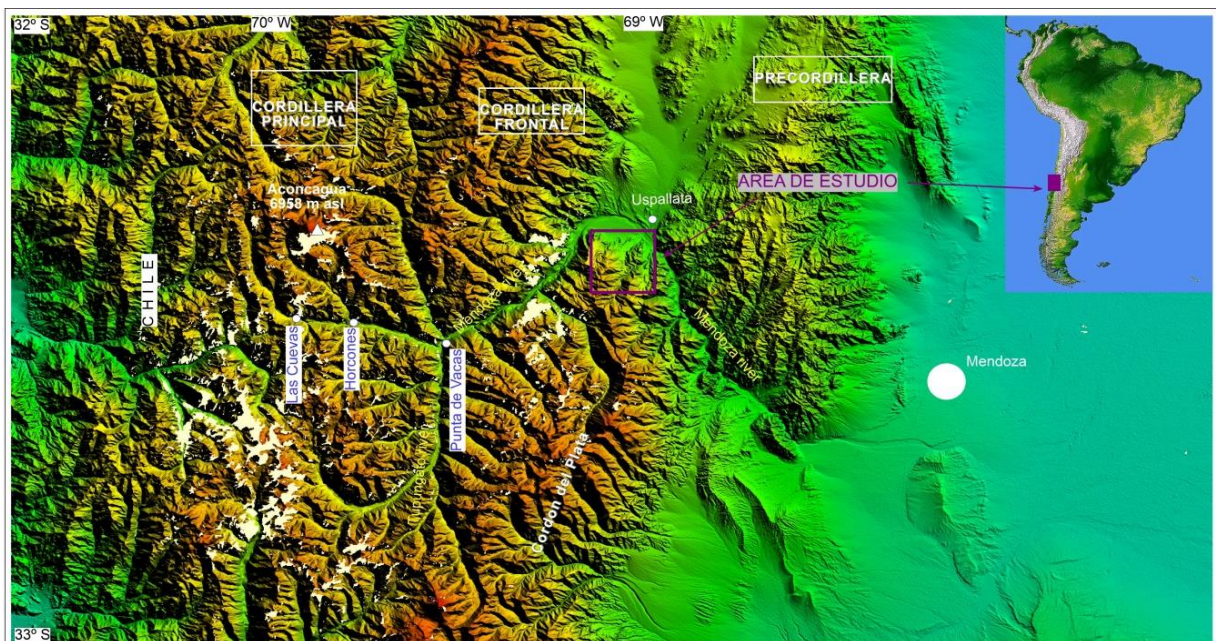


Figura 4: SRTM (Shuttle Radar Topography Mission) del valle del Río Mendoza indicando la zona de estudio en el extremo septentrional del Cordón del Plata.

La vía de acceso al área de interés, desde la Ciudad de Mendoza, es mediante la Ruta Internacional N° 7, que conecta Mendoza con Santiago de Chile. Llegando a las cercanías de la villa Uspallata, existe un camino de tierra con acceso a la antigua estación de trenes de la mencionada localidad situada en el Km 108. Desde la Estación de trenes, el camino se bifurca para dirigirse rumbo a la Estancia “La Quinta” de dominio privado. A partir de allí se transita a pie por la quebrada del Arroyo Minero hasta llegar a la placeta de Piedras Blancas.

5.2. Clima

En la zona de estudio, predominan las condiciones climáticas áridas y semiáridas con la existencia de niveles o pisos climáticos, rasgo característico de las regiones montañosas (Norte, 1995). Siguiendo la clasificación climática de Köppen, Norte (2000) clasifica a la cuenca con un clima de tipo BW (clima seco desértico) y, en la zona de mayor altura de Cordillera Frontal y el Cordón del Plata, ET (clima helado). Esto significa que la cantidad de precipitaciones es inferior al límite de sequía y se producen en verano, mientras que en temporadas invernales es frío y seco.

El área en estudio, está sometida a la circulación atmosférica de dos centros anticiclónicos (Atlántico y Pacífico) y la Depresión del Noroeste que juegan un papel fundamental en las precipitaciones interanuales del territorio mendocino. Las precipitaciones pluviales se concentran principalmente en períodos estivales entre diciembre y febrero (Figura 5), cuando están asociadas a tormentas convectivas, mientras las precipitaciones níveas se producen en invierno en los sitios de mayor altura (Figura 6) (Salomón et al., 2006).

La Depresión del Noroeste tiene gran importancia en el clima mendocino debido al desencadenamiento de precipitaciones estivales. Cuando la masa de aire penetra en la provincia, la gran distancia existente a la fuente ecuatorial hace que ésta llegue prácticamente seca, por lo que las precipitaciones medias anuales son inferiores a los 200 mm. Sin embargo, cuando la masa de aire se ubica en el norte de la provincia, aspira rápidamente aire del sur que la sustituye provocando repentinos cambios de tiempo acompañado de alta nubosidad y algunas precipitaciones (Capitanelli, 1967).

En la región, la fase cálida del fenómeno climático de El Niño- Oscilación Sur, vinculado al Anticiclón del Pacífico, ha sido asociado a mayores precipitaciones níveas (Vargas y Compagnucci, 1985), balances de masa positivos en algunos glaciares (Leiva, 2004) y mayores caudales en los ríos andinos (Masiokas et al., 2006; Compagnucci y Araneo, 2007). El Niño se caracteriza por un debilitamiento de los vientos alisios y un aumento en la temperatura superficial del mar, lo que se traduce en veranos más húmedos. De modo opuesto, en el fenómeno de La Niña prevalecen los vientos alisios intensos y la temperatura superficial del mar baja, dando lugar a veranos secos (Aceituno y Garreaud, 1995).

En cuanto a la temperatura media, observada en las Estaciones Meteorológicas (EM) de Uspallata y Puente del Inca, en el mes más cálido (enero) puede verse en las figuras 5 y 6 que no supera los 20°C y los 15°C, respectivamente. Mientras que en períodos invernales llega a los 5°C, para Uspallata, y 0°C, para Puente del Inca en promedio, aunque existen

valores de menos ceros en las temperaturas diarias. Esta diferencia en las temperaturas medias se debe principalmente al factor altitudinal (Tabla 1).

Tabla 1: Información general sobre las Estaciones Meteorológicas ubicadas en las cercanías de la zona de estudio. Fuente: Salomón et al., 2006.

Estación	Fuente	Departamento	Período	Latitud	Longitud	Altura (msnm)
Uspallata	SMN	Las Heras	61/90	32°37'00''S	69°20'02''W	1891
Puente del Inca	SMN	Las Heras	05/80	32°49'00''S	69°54'03''W	2720

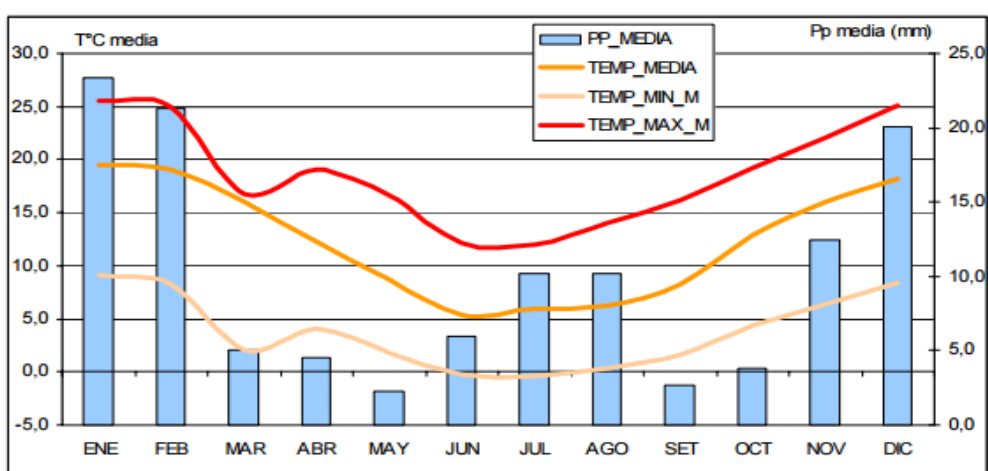


Figura 5: Datos climatológicos de la Estación Meteorológica Uspallata. Fuente: Salomón et al., 2006.

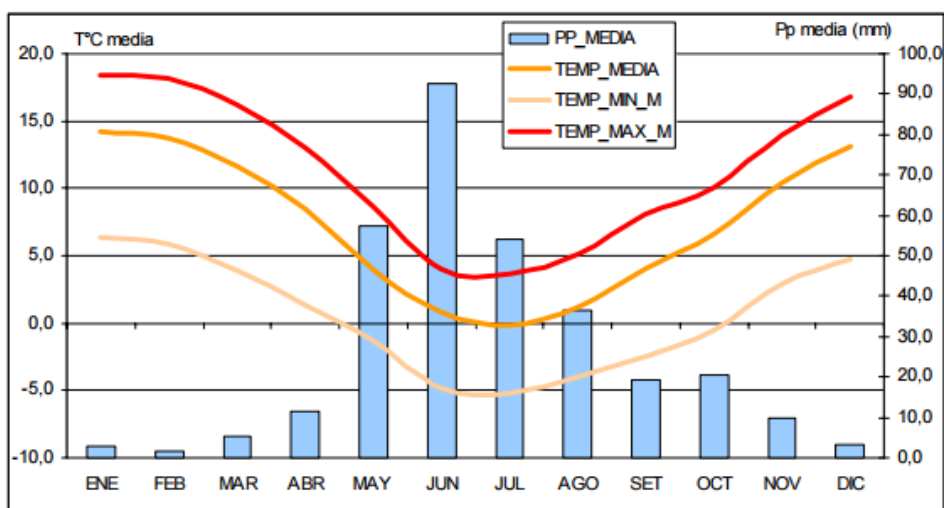


Figura 6: Datos climatológicos de la Estación Meteorológica Puente del Inca. Fuente: Salomón et al., 2006.

5.3. Hidrografía

La zona de estudio pertenece a la cuenca hidrográfica del río Mendoza. Esta cuenca se ubica en el extremo noroeste de la provincia homónima cubriendo una pequeña extensión del sur de la provincia de San Juan; y drena 90 km del frente de la Cordillera de los Andes sobre un área aproximada de 20000 km². Su desembocadura y nivel de base final son las Lagunas de Guanacache (Departamento General de Irrigación, 2006).

El frente cordillerano que drena el río Mendoza se compone de tres ríos principales (Figura 7): río Vacas que nace al sur de la ladera oriental del cerro Aconcagua; el río Cuevas que llega del oeste y el río Tupungato, que proviene desde el sur. La unión de estos tres ríos constituye el Río Mendoza que drena hacia el este. Una vez formado, dicho río en la confluencia del río Tupungato con el río Cuevas, corre en dirección noreste hasta llegar a las vías del ferrocarril Trasandino en el Kilómetro 108. En este tramo recibe por margen derecha las aguas de los ríos Colorado, Blanco 2 y Casa de Piedra. Por margen izquierda recibe a los ríos Tambillos, Cortaderas, Picheuta y Ranchillos. A partir de este punto, el río Mendoza forma un amplio codo donde recibe aguas del Arroyo San Alberto y se dirige hacia el sudoeste pasando por las localidades de Uspallata, Potrerillos y Cacheuta, donde se orienta hacia el este, pasando por el departamento de Luján de Cuyo manteniendo esta dirección hasta Palmira. En esta localidad toma una nueva dirección hacia el noreste, hasta Colonia André, donde fluye hacia el norte para desembocar en las Lagunas de Guanacache (Martínez, s.f.).

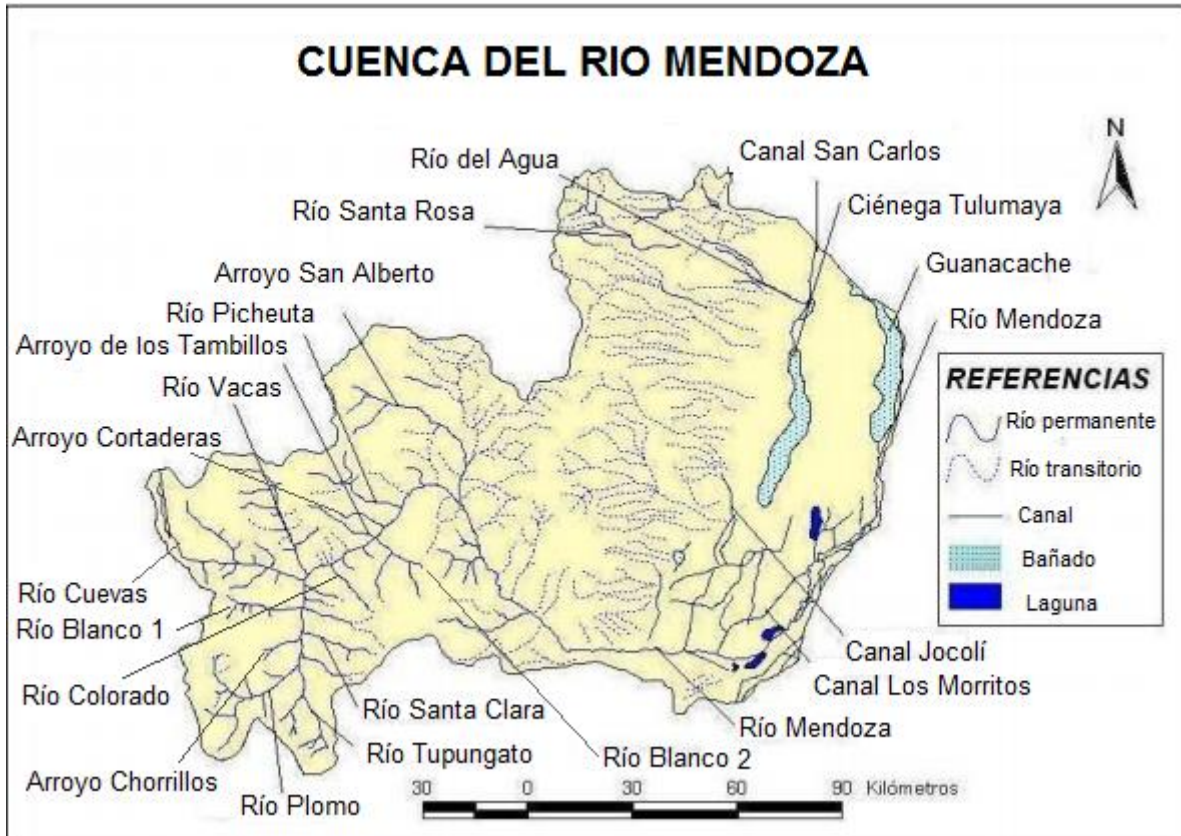


Figura 7: Cuenca del río Mendoza. Fuente: Modificado a partir de datos de Martínez (s.f.).

5.4. Topografía

En el área de estudio, la unidad orográfica principal es el Cordón del Plata con un rumbo predominante de norte-sur. El relieve es abrupto, recortado y rejuvenecido por movimientos tectónicos pleistocenos (Polanski, 1954; Kozlowski et al., 1993). El pico máximo lo constituye el cerro El Plata con 5968 msnm. Sin embargo, existen otros cerros importantes en la zona: El Platita (4400 msnm), Vallecitos (5475 msnm), Adolfo Calle (4272 msnm), Negro (5365 msnm), Pico Ibañez (5224 msnm), Rincón (5364 msnm), Morro Chato (4857 msnm), Blanco (5127 msnm), Junción (5010 msnm), El Salto (4717 msnm), Agustín Álvarez (5150 msnm), Santa Elena (5050 msnm), Arenales (3392 msnm), Falso Santa Elena (4730 msnm), Rastrillo (4235 msnm), Lomas Blancas (3657 msnm), Estudiante (3756 msnm), Franke (4811 msnm), Aguja del Medio (4279 msnm), Colorado (5124 msnm), San Bernardo (4156 msnm), Mausy (4500 msnm), Stepanek (4194 msnm), Lomas Amarillas (5137 msnm). El cordón desciende gradualmente hacia el norte, pasando de 5300-5400 msnm en el extremo sudoccidental a 2700-3000 msnm en su extremo norte.

5.5. Geología

El área de estudio se encuentra dentro de la provincia geológica de Cordillera Frontal cuyo basamento comprende rocas devónicas metasedimentarias de la Serie Vallecitos (Heredia et al., 2012) y depósitos marinos del Carbonífero Superior y Pérmico Inferior correspondientes a las Formaciones Loma de los Morteritos y El Plata (Caminos, 1965). Una pila de rocas volcánicas bimodales permo-triásicas del Grupo Choiyoi (Caminos, 1979) cubren en discordancia estas rocas más antiguas. Este grupo se subdivide en la Formación de Tambillos, compuesta de vulcanitas, lavas riolíticas y sedimentos lacustres; y la Formación Horcajo, compuesta de riolita dacítica, rocas piroclásticas y lavas. Las rocas subvolcánicas del grupo están representadas por el pórfido riolítico, de 278 ± 10 Ma datadas por K/Ar (Pérmico Temprano), y diques andesíticos, mientras que rocas intrusivas constituyen pequeños cuerpos graníticos y de gabro datadas en 244 ± 10 Ma por K/Ar (Caminos et al., 1979). Dentro del Grupo Choiyoi existen cuerpos batolíticos, este magmatismo ha sido asociado a régimen extensional, probablemente relacionado al estadio final del proceso de subducción (Llambías et al., 1993; Kleiman y Japas, 2009). Una potente secuencia triásica de depósitos continentales aluviales, fluviales y lacustres y rocas volcánicas subordinadas fueron depositadas en la cuenca Cuyana que luego se superpone a rocas del Paleógeno – Neógeno. La secuencia continúa con una delgada sucesión de conglomerados gruesos pobremente estratificados, entrelazados con limolitas, areniscas y algunos niveles de tobas de la Formación Mogotes del Plioceno Tardío (Caminos, 1965; Irigoyen et al., 2000).

Los depósitos aluviales cuaternarios relacionados con el levantamiento de la Cordillera Frontal se distribuyen ampliamente en el pie de monte debajo de la zona de estudio (Polanski, 1963). Diferentes niveles de glaciares han sido identificados por Rodríguez y Barton (1993) y Casa (2005) en esta área, mientras que los relictos de morenas se identificaron en las zonas más altas (Wayne y Corte, 1983). De acuerdo con estos autores, las morenas del Pleistoceno deben llegar al valle del río Mendoza en esta latitud, por lo que el límite inferior del permafrost Plio-Pleistoceno debe estar por debajo de los 800 msnm.

La Cordillera Frontal fue elevada en varios episodios durante el Mioceno Tardío al Pleistoceno Temprano (Kozlowski et al., 1993). El estudio de los depósitos sinorogénicos en la Cuenca Cacheuta (Irigoyen et al., 2002) estima que el levantamiento durante la orogenia andina fue hace alrededor de 12-18 Ma (Giambiagi et al., 2003). El Sistema de Fallas de Carrera fue la estructura principal responsable de su levantamiento compuesta por fallas inversas dispuestas de norte-sur con vergencia oriental (Polanski, 1958). De oeste a este, las principales fallas de este sistema son la falla Arenales que empuja un intrusivo granítico sobre vulcanitas del Grupo Choiyoi, la falla Médanos que desplaza las rocas del Neógeno, la

falla Río Blanco que desplaza los niveles del Neógeno respecto a los niveles del Plioceno y Cuaternario, y la falla de El Salto (Caminos, 1965; Folguera et al., 2004; Casa et al., 2010). La actividad neotectónica de este sistema queda evidenciada además por el desplazamiento de abanicos aluviales cuaternarios (Cortés et al., 1999, 2006; Borgnia, 2004; Casa, 2005, 2007, 2009; Casa et al., 2010) y la aparición de enormes avalanchas de rocas agrupadas en el extremo norte del Cordón del Plata (Moreiras, 2006; Fauqué et al., 2009a; Moreiras et al., 2015).

5.6. Geomorfología

La zona de estudio comprende áreas de alta montaña afectada por el modelado glaciar en el pasado, aunque actualmente no se reconocen glaciares descubiertos. Los glaciares rocosos asociados a procesos periglaciares han sido identificados en estos sectores del Cordón del Plata. Sin embargo, en este sector más descendido del sistema se observa un predominio de grandes avalanchas de rocas (Moreiras, 2004; Fauqué et al., 2009b). Justamente, una de las avalanchas de rocas agrupadas en el extremo norte del Cordón del Plata ($32^{\circ}45'S$, $69^{\circ}23'W$), denominada Piedras Blancas 3 (PB 3) fue la que represó el Arroyo Minero generando un paleolago objeto de este estudio (Figura 8). Esta avalancha, PB 3, se generó en la ladera noroeste del Cerro Minero asignada a un gatillante sísmico regional asociada al Sistema de Fallas de Carrera (Moreiras et al., 2015).

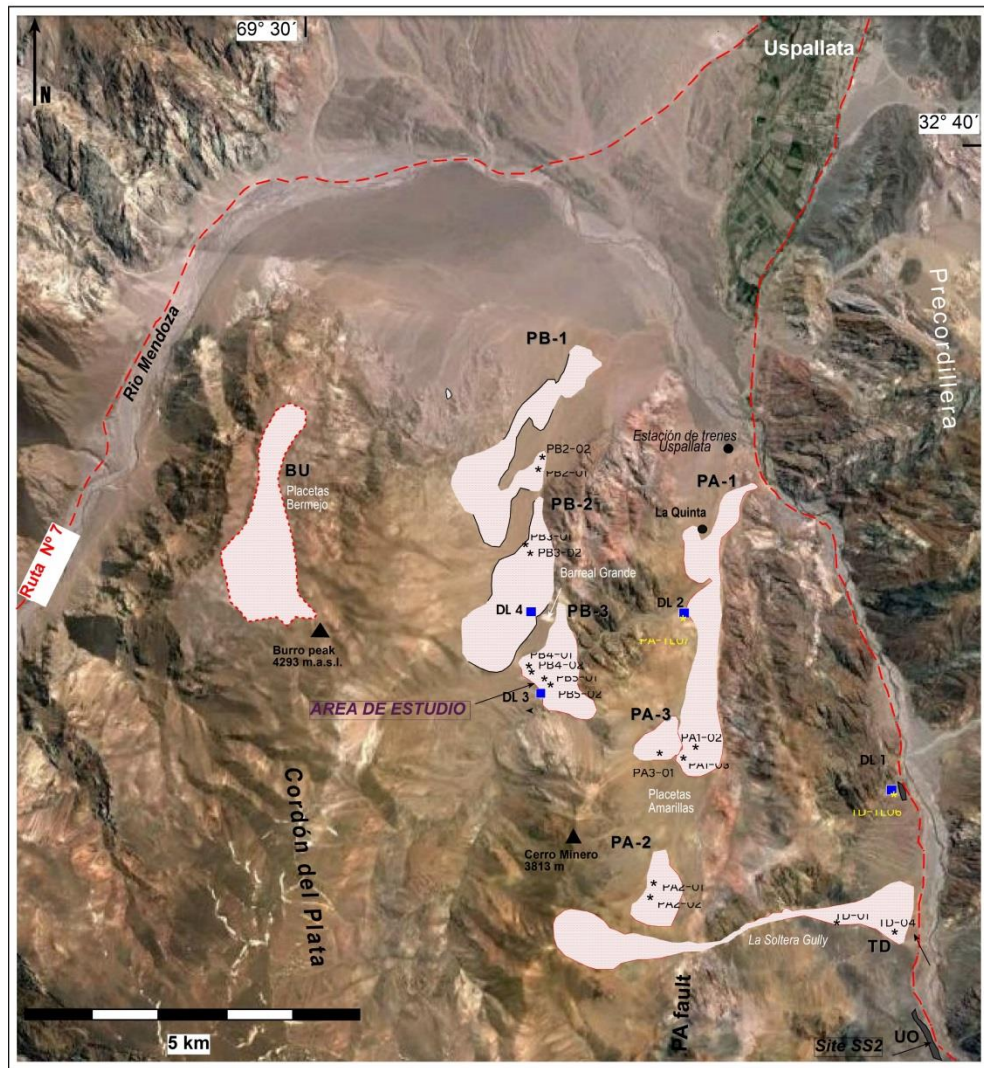


Figura 8: Imagen Google Earth indicando los depósitos de avalanchas de rocas estudiados por Moreiras et al. (2015) y los paleolagos asociados. Fuente: Moreiras et al, 2015.

La tabla 2 muestra las dataciones realizadas mediante métodos de isótopos cosmogénicos y luminiscencia ópticamente estimulada (OSL) para todos los colapsos presentes en el área. La edad de PB 3 se determinó mediante datación cosmogénica (TCN) de bloques preservados en la superficie de la avalancha de rocas en $\sim 115 \pm 23 \text{ka}$ (Moreiras et al., 2015). A pesar de que se encontró un rango de edad variable para este evento ($74,21 \pm 10,94 \text{ Ky}$; $128,90 \pm 25,32 \text{ Ky}$; $104,57 \pm 22,61 \text{ Ky}$; y $112,54 \pm 23,83 \text{ Ky}$) (Tabla 2), se supone que este evento se produjo después de la avalancha de rocas PB 2. Esta hipótesis está apoyada por la existencia de dos paleolagos asociados con cada represamiento de avalancha de rocas. El paleolago DL 3, asociado a la avalancha de rocas PB 3, se encuentra a una mayor posición topográfica que los demás paleolagos encontrados (Moreiras et al., 2015).

	Soltera gully	Placetas Amarillas gully	Piedras Blancas gully
Late Pleistocene	TD		
	46.71±2.7	PA2	
	46.42±3.78	52.30±6.57	
	46,565±3,265	47.09 ±6.07	
	*OSL lake 43,950±3,895	49,695±6,320	
		PA3	PB3
		112.87±14.07	74.21±10.94*
			104.57±22.61
			112.54 ±23.83
			128.90±25.32
		115,336±23,920	
		# sample omitted	
		** <i>Hippidion devillei</i>	
		PB1	
		109.90 ±15.89	
		138.46 ±17.3	
		124,180±16,595	
		*108e 102,944 ±4,177	
Middle Pleistocene		PA1	
		163.90 ±21.86	
		155.05 ± 13.53	
		159,475±17,695	
		*OSL lake 47,440 ± 3,700	
		PB2	
		208.36 ±47.58	
		175.54 ±37.11	
		191,950±42,345	

Tabla 2: Edades cosmogénicas (Cl^{36}) de bloques rocosos provenientes de las avalanchas de rocas y edades OSL (Optically Stimulated Luminescence) de paleolagos. Fuente: Moreiras et al., 2015.

La edad Pleistoceno Medio-Tardío de la PB 3 es apoyada por los restos de caballo encontrados en DL 3 represado por este acontecimiento, aunque sin dataciones OSL en este caso. Estas fechas están de acuerdo con las edades dadas a partir de material coprolítico que se atribuyen a una especie del género *Hippidion* estudiado en la parte sur del área de estudio (García et al., 2008).

5.7. Suelo

5.7.1. Materiales originarios

En su casi totalidad, los suelos de Mendoza derivan de materiales alóctonos. Es decir, no se han formado “in situ” a partir de rocas madres consolidadas subyacentes, sino que están constituidos por elementos de acarreo, transportados principalmente por la acción fluvial y eólica. Sólo en pequeñas zonas, en ambiente de montaña o de pie de sierra, se reconocen suelos sobre depósitos de origen glaciar o coluvial (Nijensohn, s.f.).

5.7.2. Pedogénesis y Taxonomía

La topografía presente en nuestra zona de estudio, sumado al carácter torrencial de las escasas lluvias, favorece los fenómenos de erosión laminar, eliminando periódicamente las capas más superficiales de incipiente diferenciación o cubriendo con nuevos materiales aluviales, deteniendo así los procesos de edafización (Nijensohn, s.f.).

Dentro de los Órdenes y Subgrupos taxonómicos presentes en el área objeto de este estudio, podemos mencionar (Soil Survey Staff, 1975, 1992; Regairaz, 2000):

- Entisoles: suelos muy jóvenes cuyas propiedades son heredadas del material original, e incluso pueden hallarse sobre el material parental no consolidado. Son típicos de laderas y barrancos donde la escorrentía impide su evolución en profundidad. En nuestra zona están representados por los Torrifluventes y Ustifluventes, desarrollados sobre sedimentos recientes, con escasa pedregosidad, depositados por ríos, Torriortentes y Ustortentes, presentes en las cerrilladas pedemontanas y piedemonte de Cordillera Frontal y por el Subgrupo Criortentes en suelos texturalmente gruesos y de alta pedregosidad, en los que dominan las gravas y abundantes asomos rocosos.

5.7.3. Características físico-químicas

Entre las características físicas de importancia para nuestro trabajo podemos mencionar la granulometría y estratificación (ya que los suelos mendocinos en general carecen de estructura). Dichas características están definidas, en general, por razones topográficas, pudiéndose observar típicas clinosecuencias. Para el caso de los suelos adyacentes a las partes altas y medias de los abanicos aluviales y de los cursos actuales o pretéritos de los grandes cauces de agua, presentan aflorando o a profundidades variables acumulaciones de cantos rodados. En cuanto a las características químicas, los suelos cordilleranos son pobres en materia orgánica siendo ésta, frecuentemente, de estrecha relación C/N (5 a 10). Ello se debe a las condiciones climáticas de aridez que imperan en nuestra región, que determinan un menor aporte de la vegetación, sumado a las altas temperaturas estivales y la abundancia de calcio que favorecen la rápida combustión de la escasa materia orgánica (Nijensohn, s.f.).

5.8. Vegetación

El área de estudio corresponde al flanco sur andino de la Cordillera Frontal, caracterizado por un relieve de quebradas disectadas por numerosos cauces permanentes y transitorios con vertiente este, pendientes pronunciadas de exposición norte-sur, procesos de soligeliflujión, veranos cálidos y lluviosos e inviernos fríos y secos, factores que condicionan el desarrollo de la vegetación. Esto determina que la respuesta vegetativa se concentre especialmente en la época estival, con una muy escasa a nula presencia de especies de crecimiento invernal. Las comunidades arbustivas que dominan, en general, en la base y parte media de las montañas son paulatinamente reemplazadas por pastizales en las partes más altas, llegando al límite de la vegetación entre los 4300-4400 msnm, constituido sólo por algunas caméfitas o diversas hemicriptófitas acompañadas por algunos líquenes. Entre estos pastizales se destacan el de *Poa holciformis* que cubre la mayor parte del sector andino y los de *Stipa chrysophylla* o *S. vaginata* en la Puna (Roig et al., 2000).

Según la zonificación climática de Minetti y Corte (1984), el límite inferior geocriogénico se encuentra en esta área a 3200 msnm y se caracteriza por sus pendientes de detritos, presencia de glaciares de escombros, procesos de criogeliflujión y permafrost, coincidiendo con el comienzo del piso de los géneros *Adesmia-Azorella*.

Fitogeográficamente, la zona de estudio pertenece al Dominio Andino-Patagónico de la región Neotropical. Dicho Dominio se extiende a lo largo de los Andes hasta el sur de Mendoza, donde predomina el clima frío y seco con nieve durante los meses invernales. Se caracteriza por la escasez de familias exclusivas, sólo las Malesherbiáceas y Solanáceas pueden considerarse exclusivas de él. Si hay, en cambio, numerosos géneros endémicos pudiendo mencionarse: *Deyeuxia*, *Festuca*, *Stipa*, *Poa*, *Acanthocloa*, *Hemimunroa*, *Munroa* (Gramíneas); *Patosia*, *Oxychloe*, *Andesia* (Juncáceas); *Crocopsis*, *Eustephiopsis* (Amarilidáceas); *Calandrinia*, *Lenzia* (Portulacáceas); *Barneoudia* (Ranunculáceas); *Acaena* (Rosáceas); *Adesmia*, *Astragalus*, *Hoffmansegia* (Leguminosas); *Acantholippia*, *Junellia*, *Glandularia* (Verbenáceas); *Solanum*, *Fabiana* (Solanáceas); *Haplopappus*, *Belloa*, *Senecio*, *Chuquiraga*, *Mutisia* (Compuestas). La vegetación de este Dominio es de estructura simple, posee entre uno y dos estratos; en términos generales, se encuentra una flora adaptada a climas poco favorables, ausencia casi absoluta de árboles y arbustos de gran porte, desarrollo de plantas arbustivas bajas, rastreras o pulvinadas y matas perennes apretadas. El endemismo de algunos géneros y especies permite dividir este Dominio en Provincias Fitogeográficas, la zona objeto de nuestro estudio queda comprendida dentro de las Provincias Altoandina y Puneña (Cabrera, 1976).

La primera planta en cojín que se encuentra al ascender es *Azorella gilliessi* que tal vez pueda ser indicadora del comienzo de la Provincia Fitogeográfica Altoandina. Las especies y

géneros que pueden considerarse como típicos son *Oxyteca dendroidea* (Poligonácea), numerosas *Calandrinia* (Portulacácea), *Acaena* (Rosácea), plantas en cojines como *Larretia acaulis* (Umbelífera), *Verbena uniflora* y diversas *Adesmia* (Leguminosa) (Roig, 1960). Dicha Provincia se extiende por encima de los 3000 msnm y presenta formaciones de estepas herbáceas con dominancia de gramíneas xerófilas y dicotiledóneas rastreras o en cojín, sumado a un estrato muy ralo de plantas bajas y espinosas. En las quebradas más protegidas se encuentran algunos arbustos bajos. Las gramíneas presentan una coloración similar a pasto seco, debido a la gruesa cutícula que las recubre. Al resguardo de éstas crecen pequeñas fanerógamas. Se encuentran, además, abundantes caméfitos y geófitos debido al clima frío de altura. En lugares más rocosos, las gramíneas desaparecen o son escasas. Cuando las condiciones son muy extremas, con suelos permeables y un déficit hídrico muy severo, la vegetación no existe pudiendo observarse un desierto absoluto. En zonas bajas donde se acumula agua, se forman vegas cuyas principales especies corresponden a juncáceas, ciperáceas y gramíneas. Esta Provincia Fitogeográfica guarda estrecha relación con la Provincia Fitogeográfica Puneña con la que forma un ecotono (Cabrera, 1976).

A lo largo de la Precordillera de Uspallata, seca y fría, se produce el ingreso de especies características de la Provincia Puneña, algunas de las cuales también se distribuyen en Perú y Bolivia. Tal es el caso de *Baccharis incarum* y *B. boliviensis* var. *latifolia* (Roig et al., 2000). El tipo de vegetación dominante es la estepa arbustiva (Cabrera, 1976), con predominio de nanofanerófitos y terófitos. Además se encuentran presentes, estepa herbácea, estepa halófila, estepa sammófila y vegas. Los arbustos se distribuyen en el espacio de manera abierta o dispersa, generalmente, en no más de dos estratos; las hierbas de baja estatura, se distribuyen aisladas o formando manchones (Cabrera, 1958). En las estepas arbustivas pueden dominar los géneros: *Parastrephia*, *Acantholippia*, *Senecio*, *Nardophyllum*, *Junellia*; y las especies: *Fabiana denudata*, *Larrea divaricata*, *Nassauvia axillaris*. En zonas de mayor altura, la estepa se transforma en un paisaje de gramíneas donde dominan especies del género *Stipa*: *S. paramilloensis*, *S. scirpea*, *S. vaginata*, *S. speciosa* y *S. chrysophylla* (coironales). Estos coironales pueden alternar con pequeños bosques de leña amarilla (*Adesmia pinifolia*) o estar salpicados con matas de *Adesmia uspallatensis*, *Baccharis tola*, *Nassauvia axillaris*, *Junellia seriphioides*. En quebradas o planicies, es frecuente encontrar especies de hojas perennes como *Larrea divaricata*, *Allenrolfea vaginata* o *Junellia aspera* (Roig, 1960).

La Provincia Altoandina comprende tres Distritos Fitogeográficos, el correspondiente al área de estudio es el Distrito Altoandino Cuyano. Este distrito se encuentra desde los 2200-4500 msnm, dependiendo de la latitud, precipitación anual y orientación de las laderas. La flora de este distrito puede separarse en varias comunidades. El paisaje está compuesto por

laderas cubiertas de arbustos con distribución abierta y discontinua, a menudo fuertemente achaparrados y orientados en favor de la pendiente. Las estepas de gramíneas dominan en los tramos rellenados de las faldas y en las lomas del fondo de los valles, siendo integradas por las siguientes especies: *Stipa speciosa*, *S. chrysophylla*, *S. tenuissima*, *S. vaginata*, *S. scirpea*, *Poa holciformis*, *P. lingularis*, varias especies de *Festuca* y *Opuntia hickenii*. En laderas rocosas, dominan arbustos de plantas rastreras y achaparradas, junto a algunas gramíneas y herbáceas: *Hordeum comosum*, *Cajophora coronata*, *Adesmia trijuga*, *Deschampsia cordillerarum*, *Poa chilensis*, *Melica andina*, *Stipa speciosa*, *Calandrinia sericea*, *Senecio lorentziella*, *S. looseri*, *S. hickeri*, *S. gilliesii*, *Perezia carthamoides*, *Doniophyton anomalum*, *Haplopappus cuneifolius*, *Phacelia magellanica*. En zonas altas montañosas, por encima de los 3000 msnm y hasta los 4300-4500 msnm, se encuentra escasa vegetación, entre ella: plantas pulvinadas, junto con especies carnosas adaptadas a la nieve o a los inestables detritos. Predominan allí especies como *Aster andicola*, *Chaetanthera acerosa*, *Adesmia hemisphaerica*, *A. subterranea*, *A. horrida*, *Nassauvia oligocephala*, *Chaetanthera pentacaenoides*, *Leuceria scrobiculata*, *Kurzamra pulchella*, *Hexaptera cuneata*, *Astragalus arnotianus*, *Chaetanthera spathulifolia*, *Barneoudia major*, *Discaria prostrata*, *Calandrinia rupestris*, *C. picta*, *C. gayana*, *Oxalis bryoides*, *Verbena uniflora*, *Barneoudia chilensis*, *Viola montagnei*, *Nassauvia lagascae*, *N. cumingii*. A orillas de los arroyos se presentan vegas integradas por numerosos géneros y especies, entre ellos, *Taraxacum gilliesii*, *Polypogon interruptus*, *Oxychloe clandestina*, *Agrostis glabra*, *Carex incurva*, *Calamagrostis eminens*, *Werneria pygmaea*, *Hypsela oligophylla*, *Andesia bisexualis*, *Calceolaria*, *Deschampsia* (Roig, 1960; Cabrera, 1976).

Según la división realizada por Martínez Carretero (1995) son especies características del Distrito Cuyano la *Stipa humilis* var. *Ruiziana*, *S. nicorae*, *Senecio uspallatensis*, *Chuquiraga echegarayi*, *Wedermannia mendocina*, *Aphylloclados sanmartinianus* y *Junellia erinacea*.

5.9. Fauna

El ambiente desértico ejerce presiones rigurosas, en especial la escasez de agua y las grandes fluctuaciones de temperatura. Por lo que las especies que allí habitan poseen numerosas estrategias comportamentales, fisiológicas y ecológicas, por medio de las cuales los seres vivos se adaptan a las limitaciones ambientales. En regiones áridas, los animales terrestres tienen que mantener su equilibrio hídrico mientras viven en un ambiente seco. Para lograr esto necesitan obtener agua del medio, disminuir la pérdida de líquidos o ser capaces de tolerar un desequilibrio hídrico temporal hasta que el agua esté disponible (Curso de Educación Ambiental, s.f.).

Entre la fauna adaptada a este marco natural, podemos mencionar aves como el cóndor, perdicita de las sierras, chorlito andino, halconcito colorado, matamico andino; mamíferos como guanaco, zorro colorado, puma, ratón andino; entre los reptiles se encuentran diversas lagartijas y algunas culebras; los anfibios son poco diversos y con respecto a los insectos, se presenta una gran diversidad de especies (Cabrera, 1958).

6. MATERIAL

Los restos fósiles fuente de nuestro estudio (Figura 9) consisten en elementos dentarios de un equino joven. Corresponden a restos incompletos de todos los incisivos y caninos, gran parte de las dos series molariformes: premolares superiores, (P), molares superiores (M) y tres premolares inferiores (p), encontrados juntos pero sueltos por haberse destruido los huesos maxilares y mandibulares. Se ha conservado la serie P2-M2 derecha y P2-M1 izquierda, así como restos del M3 izquierdo. Los molariformes inferiores son p2-p3 derechos y p3 izquierdo. Casi todos los dientes están muy bien conservados, salvo P4-M1 izquierdos que se han reconstruido a partir de diversos fragmentos (Cerdeño et al., 2008). Los ejemplares han sido depositados en el Museo de Ciencias Naturales y Antropológicas “J. C. Moyano” de Mendoza (MCNAM-PV 3808).

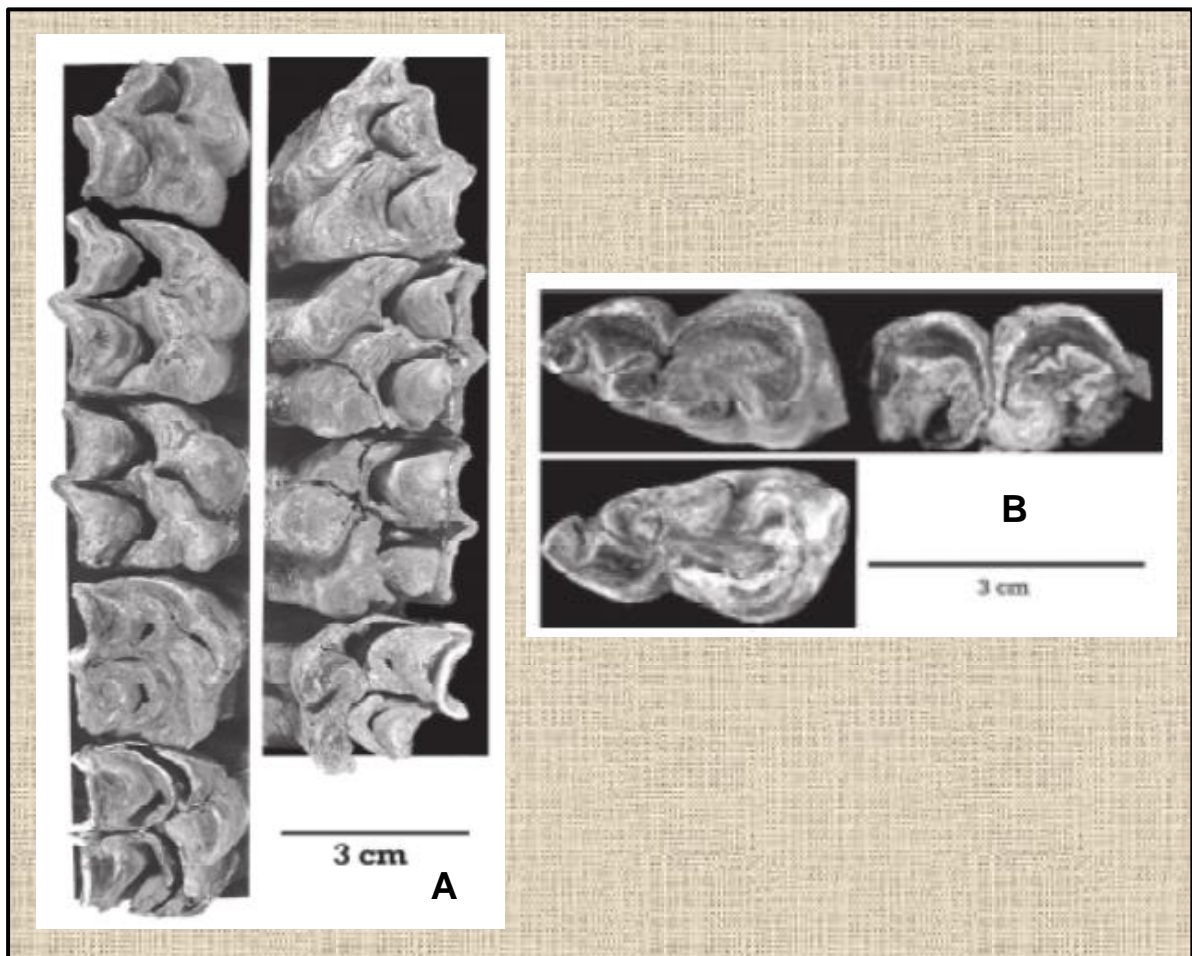


Figura 9: Fotografías de los restos dentarios de *Hippidion devillei*. A: P2-M2 derechos y P2-M1 izquierdos. B: p2-p3 derechos y p2 izquierdo. Vista oclusal. Fuente: Cerdeño et al., 2008

Estos restos dentarios fueron hallados en niveles limo-arenosos de un paleolago, denominado DL 3 (Figuras 10 y 11). El mismo fue producto del represamiento generado por la avalancha de rocas Piedras Blancas 3 (PB 3) a lo largo del Arroyo Minero. Este paleolago alcanzó una extensión de 0,75 km² aproximadamente con una cota máxima de 2677 msnm (elevación máx. 2648 m). El espesor de la secuencia estratigráfica alcanza 29 m de sedimentos finos. Se estima que el antiguo paleolago alcanzó una extensión aproximada de 0,75 km² con un volumen estimado de ~ 2,4x10⁷ m³ (Moreiras et al., 2015).

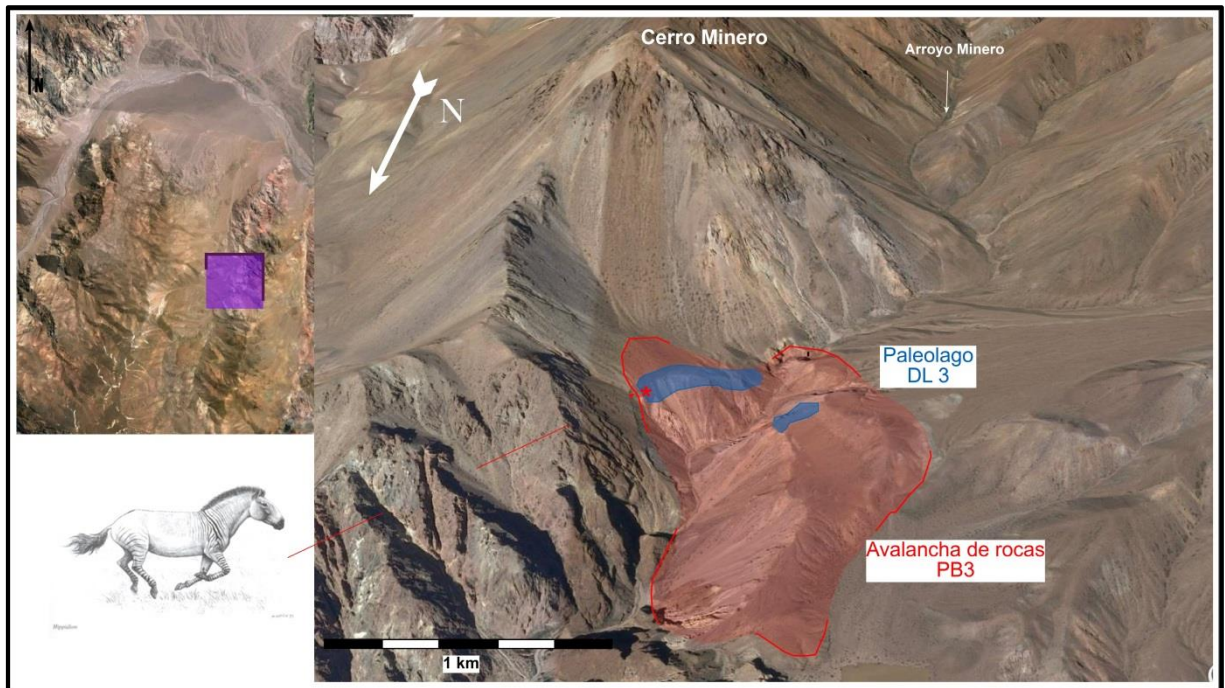


Figura 10: Imagen satelital donde se encontraron los restos dentarios del caballo *Hippidion devillei*.



Figura 11: Vista de la secuencia de depósitos lacustres (DL 3) de 29 m de espesor, donde se hallaron los restos dentarios de *Hippidion devillei*.

Las especies del género *Hippidion* se diferencian principalmente por los huesos de las extremidades, mientras que la dentición es muy homogénea y se distingue principalmente por la talla. Aún cuando los restos postcraneanos permitirían una identificación más irrefutable, la talla y la hipsodoncia de los dientes, así como su origen estratigráfico (anterior al Pleistoceno Tardío), apoyan su determinación como *H. devillei* (Gervais, 1855). Cerdeño et al. (2008), llevaron a cabo un estudio morfométrico de los restos mencionados, siguiendo la metodología comúnmente utilizada en el estudio de los équidos, unificada en la convención de la “*Hipparion* Conference” de 1981 (Eisenmann et al., 1988).

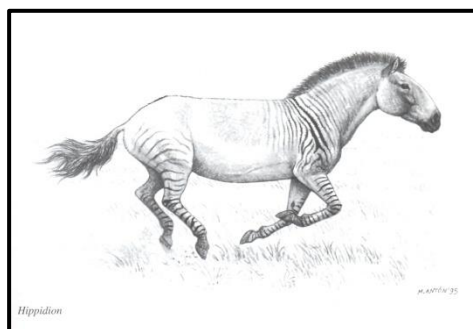
6.1. Sistemática

Orden Perissodactyla Owen, 1848

Familia Equidae Gray, 1821

Género *Hippidion* Owen, 1869

Hippidion devillei (Gervais, 1855)



6.2. Descripción

El ejemplar MCNAM-PV 3808 objeto de esta tesina fue encontrado por Moreiras en 2007 y descrito por Cerdeño et al. (2008). Según estos autores, los restos de incisivos y caninos están mal conservados y su homogeneidad general no da lugar a mayores detalles descriptivos; en general, estos dientes no tienen valor taxonómico. Los demás dientes están bien conservados, aunque varios han sido reconstruidos a partir de fragmentos y, en algún caso, parte de la dentina se ha perdido. Los P4 no presentan ningún desgaste, al igual que los fragmentos de M3, y los demás están muy poco gastados. Esto hace que el dibujo oclusal de los dientes presente las cúspides y lofos bien diferenciados, incluso independientes. En los équidos, se han considerado seis niveles de desgaste o grupos de edad (Sondaar, 1961; Alberdi, 1974) o cuatro que solapan los anteriores (Eisenmann et al., 1988). Si bien los P4 aún no se han empezado a gastar, habrían salido ya totalmente del alveolo y estarían a punto de empezar a usarse, por lo que los dientes hallados corresponden al estado I.

La morfología dentaria observada indica su pertenencia al género *Hippidion*, particularmente por el protocono ovalado de los yugales superiores, el protocónido y el hipocónido redondeados de los inferiores y el lazo metacónido-metastílido reducido. En los M1, el borde posterior de la prefoseta presenta cinco pliegues en el ejemplar izquierdo (en el derecho, la zona está mal conservada); el borde anterior de la postfoseta tiene un pliegue. El

pliegue caballino es simple y corto, sólo apreciable en los M1. En el contexto de los équidos hipidiformes, son dientes de talla media y de coronas altas (hipsodontos) (Tabla 3).

Tabla 3. Dimensiones de los dientes superiores (P y M) e inferiores (p) de *Hippidion devillei* de Uspallata, Mendoza. Longitud y anchura tomadas por encima de la base de la corona (Lb, Ab) y a nivel oclusal (Lo, Ao). Hpar, altura de la corona a nivel del parastilo; Hprot, altura a nivel del protocono; Lprot, longitud del protocono a nivel oclusal. Se añade la longitud total de las series (P2-P4, M1-M3, P2-M3). Fuente: Cerdeño et al., 2008.

	P2		P3		P4		M1		M2	
Lb	(>28,6)	33,2	27,2	(26,8)	26,7	-	25,0	(>24)	24,4	-
Ab	23,5	(24,5)	27,0	27,1	27,4	roto	29,1	(29,3)	26,2	-
Lo	-	35,3	28,2	(30)	28,3	(30,2)	28,1	(27,8)	28,6	-
Ao	24,7	24,0	27,0	26,0	23,9	24,0	25,6	26,5	24,6	-
Hpar	-	51,0	78,0	78,7	(75)	-	75,8	74,5	82,0	-
Hprot	49,8	51,2	63,0	61,1	(75,6)	64,3	52,5	51,8	58,0	-
Lprot	7,2	7,3	9,8	(10,7)	10,9	10,1	10,7	10,4	10,4	-

LP2-P4 = (87,5) (falta parastilo de P2 der.) / 94; 2LP2-M2 = 144,5

	p2		p3	
Lo	33,5	31,7	31,2	-
Ao	17,2	17,5	(16,6)	-

L p2-p3 = 63,2

Observaciones. Al género *Hippidion* se asignan tres especies (Alberdi y Prado, 1993) que se diferencian básicamente por el tamaño y las proporciones de los huesos apendiculares; los caracteres dentarios presentan pocas diferencias. La talla media de los dientes (Tabla 1) se acerca a la de *H. devillei* (Gervais, 1855), aunque también entra en el rango de variación de la especie más grande, *H. principale* (Lund, 1846).

Comparados con otros restos sudamericanos, los dientes de Uspallata son muy hipsodontos. El índice de hipsodoncia (IH) calculado es H/L (H = altura del parastilo, L = longitud mesio distal oclusal), para poder compararlo con los datos de MacFadden (1997) sobre équidos de Tarija. Los valores obtenidos son: P3-4= 2,76; (2,62); (2,65); M1-2 = 2,69; (2,67); 2,86. La altura de los tres premolares inferiores no se pudo medir por estar incompletos en la base. MacFadden (1997) da una media de la hipsodoncia de 1,9 para los dientes superiores (mezcla premolares y molares, los primeros siempre son más braquiodontos) de *Hippidion principale* de Tarija (Bolivia), mientras que la de *H. devillei* se sitúa en 2,4. Otros datos de *H. devillei* de Tarija dan un IH del M1-2 = 2,57-2,71 y para *H. principale* 2,06. Aunque son escasos los dientes enteros y poco gastados en las colecciones de *Hippidion*, se observa que el IH es claramente mayor en *H. devillei* que en *H. principale*. Por ejemplo, entre los restos de *H. principale* de Toca dos Ossos (Brasil) hay un P3-4 con IH = 1,71 y un M1-2 = 1,9, mientras que los de *H. devillei* tienen IH = 2,34; 2,45; 2,23; 2,29 para

M1-2. Por tanto, los altos valores obtenidos en el individuo de Uspallata apoyan su pertenencia a *H. devillei*. Su origen estratigráfico, anterior a Pleistoceno Tardío, en cierto modo también apoya la asignación específica, ya que en Argentina las otras dos especies no se han registrado antes de la edad Lujanense (Pleistoceno Tardío).

7. METODOLOGIA

La metodología aplicada constó de diferentes etapas, que serán explicadas detalladamente en apartados posteriores. En primera instancia se procedió a realizar un análisis estratigráfico-sedimentológico de la secuencia lacustre donde fueron hallados los restos fósiles. Luego, los restos fósiles fueron analizados para isótopos estables de $\delta^{13}\text{C}$ y $\delta^{18}\text{O}$ en esmalte dental, a partir de ello se realizó una reconstrucción de la alimentación del animal extinto para finalmente inferir condiciones paleoclimáticas.

7.1. Análisis estratigráfico-sedimentológico

Se estudió la secuencia sedimentaria correspondiente al paleolago DL 3 mencionado anteriormente, donde fueron encontrados los restos dentarios. El espesor total de la secuencia es 29 m, es por ello que se levantaron diferentes perfiles verticales en función de la topografía documentando los niveles con material fotográfico. Para ello se utilizó una cámara digital (Sony DSC) con capacidad de aumento 15X. Se describieron principalmente las estructuras sedimentarias, la granulometría de los depósitos y las facies principales nombradas a través del código de litofacies de Miall (1978) (Tabla 4). El color es sugestivo de la muestra en mano con humedad de campo ya que no se realizaron secado de las muestras. La determinación de dicho color se realizó de acuerdo a las cartas de Munsell.

A partir de ello se elaboraron planillas (ANEXO) con el fin de poseer una base de datos más ordenada para luego proceder a graficar la secuencia estratigráfica. Mediante el uso de una herramienta gráfica (FreeHand 9.0) se reprodujo la secuencia sedimentaria del paleolago con el propósito de realizar un análisis más integral de las características del paleoambiente.

Tabla 4: Código de litofacies de Miall presentes en la secuencia estratigráfica-sedimentológica del paleolago DL 3, con su descripción e interpretaciones posibles. Fuente: Miall, 1978.

Litofacies	Descripción	Interpretaciones posibles
Sp	Areniscas con estratificación entrecruzada planar	Migración de megaóndulas 2D o barras transversales
Sr	Areniscas con laminación ondulítica	Migración de óndulas subácueas
Sh	Areniscas con laminación horizontal	Depósitos de corriente de alto régimen de flujo
Sm	Areniscas masivas	Depósitos de decantación bioturbados o de flujos hiperconcentrados
Fl	Pelitas laminadas	Depósitos de decantación subácuea

7.2. Análisis de isótopos estables

7.2.1. Principios y fundamentos del espectrómetro de masas

Para medir los isótopos estables se utiliza el espectrómetro de masas, siguiendo una metodología prácticamente no destructiva, ya que una pequeña muestra es suficiente para el análisis. El espectrómetro de masas separa átomos y moléculas cargadas en base a su movimiento en campos magnéticos o eléctricos y consiste de cuatro partes centrales (Hoefs, 2004): el sistema de entrada, la fuente de iones, el analizador de masas y el detector de iones (Figura 12).

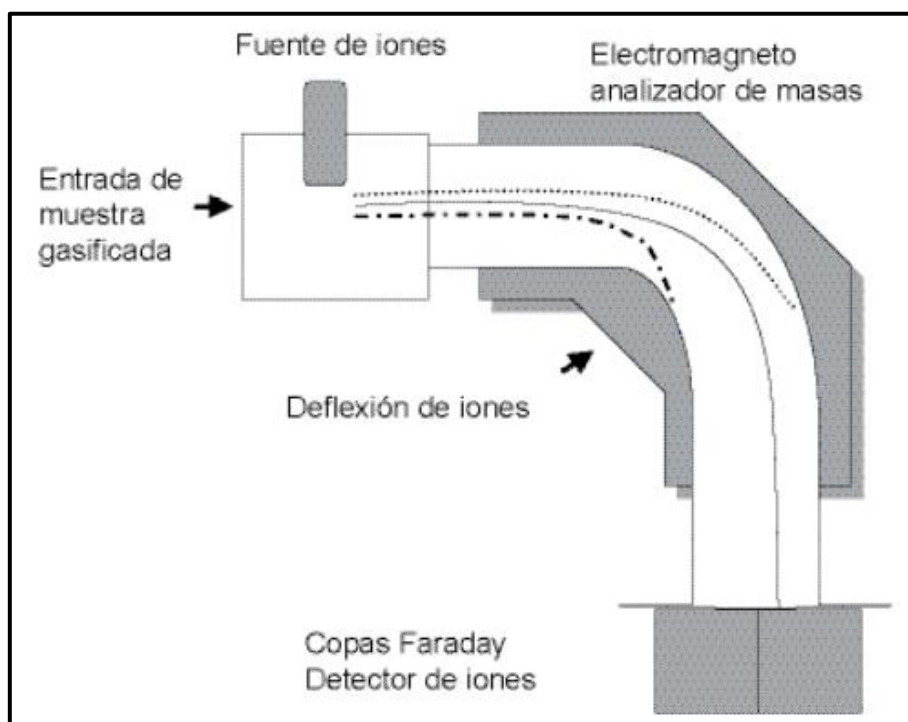


Figura 12: Esquema de un espectrómetro de masas. Fuente: Reyes-García y Andrade, 2007.

La muestra ingresa en forma de gas por el sistema y es ionizada en la fuente de iones, lugar donde los iones se aceleran y se enfocan en un haz estrecho. Al pasar por el electromagneto, los iones sufren una deflexión correspondiente al cociente de masa/carga (m/q) mediante un campo magnético; éstos son desviados en vías circulares, cuyos radios son proporcionales a la raíz cuadrada de m/q (como ejemplo se muestra en la Figura 12, la trayectoria de tres iones representados por tres líneas: una sólida, una punteada y una de puntos y rayas). Los iones recolectados en las Copas Faraday son amplificados y su concentración se determina al compararse con un estándar (tema ampliado en el apartado 7.2.3.) (Ehleringer y Osmond, 1989; Hoefs, 2004).

7.2.2. Metodología empleada para el análisis isotópico de los restos dentarios

Las muestras de material dentario fueron enviadas al Departamento de Geología y Geofísica de la Universidad de Utah, Salt Lake, Estados Unidos, para llevar a cabo análisis de isótopos estables de $\delta^{13}\text{C}$ y $\delta^{18}\text{O}$ en el esmalte dental. Se tomaron muestras de la corona desde la base de la misma.

Siguiendo un procedimiento establecido (Wang et al., 1994), el esmalte se limpió y separó manualmente de la dentina utilizando un microtorno rotatorio manual Dremel para obtener 33 mg de diente pulverizado. A continuación, se trató el polvo con hipoclorito de sodio débil (5%) durante la noche para eliminar cualquier resto de sustancias orgánicas, se enjuagó con agua desionizada sobre filtro de vidrio y se liofilizó. A continuación, se dejó que el polvo reaccionara durante la noche bajo un débil vacío con ácido acético 1M para eliminar cualquier carbonato no estructural. Se lavó nuevamente y se liofilizó. Se colocaron aproximadamente 100 mg de polvo de bioapatita en un tubo, evacuado en una línea de vacío, y se dejó reaccionar durante 48 horas aproximadamente con ácido fosfórico al 100% a 25°C. El CO_2 producido fue extraído por medio de una línea de vacío y se analizó en un espectrómetro de masas Mat Delta S Finnigan, cuyo principio y fundamentos fueron desarrollados en el apartado anterior.

7.2.3. Notación empleada para exponer los datos

Debido a que la variación absoluta en la abundancia natural de la mayoría de los isótopos es muy baja, convencionalmente se reportan las variaciones relativas de los isótopos con respecto a un estándar internacional. Para el caso del H y el O, el estándar es el agua oceánica VSMOW (*Viena Standard Mean Ocean Water*), cuya abundancia isotópica absoluta del hidrógeno es 99,984426 átomo por ciento de H^1 y 0,015574 átomo por ciento de D (deuterio) (Hagemann et al., 1970); la abundancia isotópica absoluta del oxígeno en

VSMOW es 99,76206 átomo por ciento de O¹⁶, 0,03790 átomo por ciento de O¹⁷ y 0,20004 átomo por ciento de O¹⁸ (Baertschi, 1976).

La notación resultante es conocida como delta (δ) en partes por mil (‰), la cual es calculada como:

$$\delta = (R_{\text{muestra}} / R_{\text{estándar}}) - 1 \times 1000$$

Donde R indica el cociente del isótopo pesado sobre el isótopo liviano, R_{muestra} y $R_{\text{estándar}}$ se refieren a la abundancia de O¹⁸/O¹⁶ en la muestra y en el estándar, respectivamente. Un valor δ más positivo indica que la muestra tiene una mayor proporción del isótopo pesado en comparación con el estándar (Reyes-García y Andrade, 2007).

En cuanto al C, los valores de ¹³C referidos en ‰ (para abreviar, $\delta^{13}\text{C}$) se calculan respecto al estándar PDB (“*PeeDee Belemnite*”), que corresponde a un fósil marino del Cretácico (*Belemnitella americana*) de la formación “PeeDee” en Carolina del Sur, EE.UU (Boutton, 1991).

Por ello, los resultados isotópicos son reportados en la notación estándar por mil (‰) $\delta^{13}\text{C}$ y $\delta^{18}\text{O}$ en relación con el estándar internacional carbonato VPDB. La precisión analítica para ambos $\delta^{13}\text{C}$ y $\delta^{18}\text{O}$ es mayor a 0,1‰. Para pasar los valores de $\delta^{18}\text{O}$ VPDB a $\delta^{18}\text{O}$ VSMOW se aplicó la ecuación de Coplen (1988): $\text{VSMOW} = 1,03091 \times \delta^{18}\text{O VPDB} + 30,91$.

7.3. Reconstrucción de dieta usando $\delta^{13}\text{C}$

A partir de los datos obtenidos luego del análisis de isótopo estable de $\delta^{13}\text{C}$ y, teniendo en cuenta conclusiones de estudios previos (De Niro y Epstein, 1978; Vogel, 1978; Sullivan y Krueger, 1981; Lee-Thorp et al., 1989, 1994; Koch et al., 1990, 1994; Quade et al., 1992; Cerling et al., 1997; MacFadden, 2000a; Kohn et al., 2005), se infirió la dieta para nuestro ejemplar. Se parte de la noción de que para el caso de animales herbívoros, la proporción de isótopos de carbono varía según el tipo de materia vegetal consumida, la cual depende a su vez del patrón fotosintético utilizado por dichas plantas.

7.4. Integración de los resultados: implicancias paleoclimáticas

Se integraron los resultados obtenidos de la reconstrucción alimentaria y análisis isotópico de $\delta^{18}\text{O}$. Para inferir las condiciones paleoambientales, se partió de la premisa de que los mamíferos que se alimentan de plantas tipo C3 tendrán valores de $\delta^{13}\text{C}$ comprendidos entre -10‰ y -16‰, mientras que los animales que se alimentan de hierbas tropicales tipo C4 tienen valores de $\delta^{13}\text{C}$ comprendidos entre +2‰ y -2‰. Una alimentación

de tipo mixto muestra valores intermedios, entre -2,1‰ y -9,9‰ (Lee-Thorp y Van der Merwe, 1987; Quade et al., 1992). A partir de ello, podemos estimar el comportamiento ecológico de la especie extinta, ya que se toma como supuesto que el animal se alimentaba de los recursos vegetales disponibles en su hábitat.

Mientras que a partir del estudio de la composición isotópica del oxígeno en la apatita del esmalte dental ($\delta^{18}\text{O}$) se dedujeron condiciones climáticas del pasado (Longinelli y Nuti, 1973; Kolodny et al., 1983; D'Angela y Longinelli, 1990; Bryant et al., 1994; Sánchez-Chillón et al., 1994; Bryant y Froelich, 1995; Delgado et al., 1995; Kohn, 1996; Kohn et al., 1996; Kohn et al., 1998). Ello puede realizarse debido a que la composición isotópica del oxígeno del fosfato en los huesos y los dientes de los mamíferos está relacionada con el agua que ingieren y ésta, a su vez, depende en última instancia del agua de la precipitación presente en el ambiente. Como fundamento, en este aspecto, se tiene que la variación en las proporciones de isótopos de oxígeno en los ambientes terrestres se ha asignado a los cambios de temperatura ambiental. Los valores de climas más cálidos muestran un enriquecimiento de ^{18}O y datos de climas más frescos se asocian a un agotamiento de ^{18}O en aguas meteóricas (McCrea, 1950; Bryant et al., 1996). Traducido a la notación δ , si el valor $\delta^{18}\text{O}$ es más negativo, indica los tiempos más fríos del año, mientras que si el valor $\delta^{18}\text{O}$ es más positivo, indica los tiempos más cálidos del año.

8. RESULTADOS

8.1. Análisis estratigráfico

Para el estudio en detalle, la secuencia estratigráfica del paleolago (Figura 13) fue separada en tres miembros (Figura 14). El **Miembro Inferior** corresponde a los primeros 9 m; el **Miembro Medio** a los siguientes 10 m, y, el **Miembro Superior** comprende los 10 m tope de la secuencia.

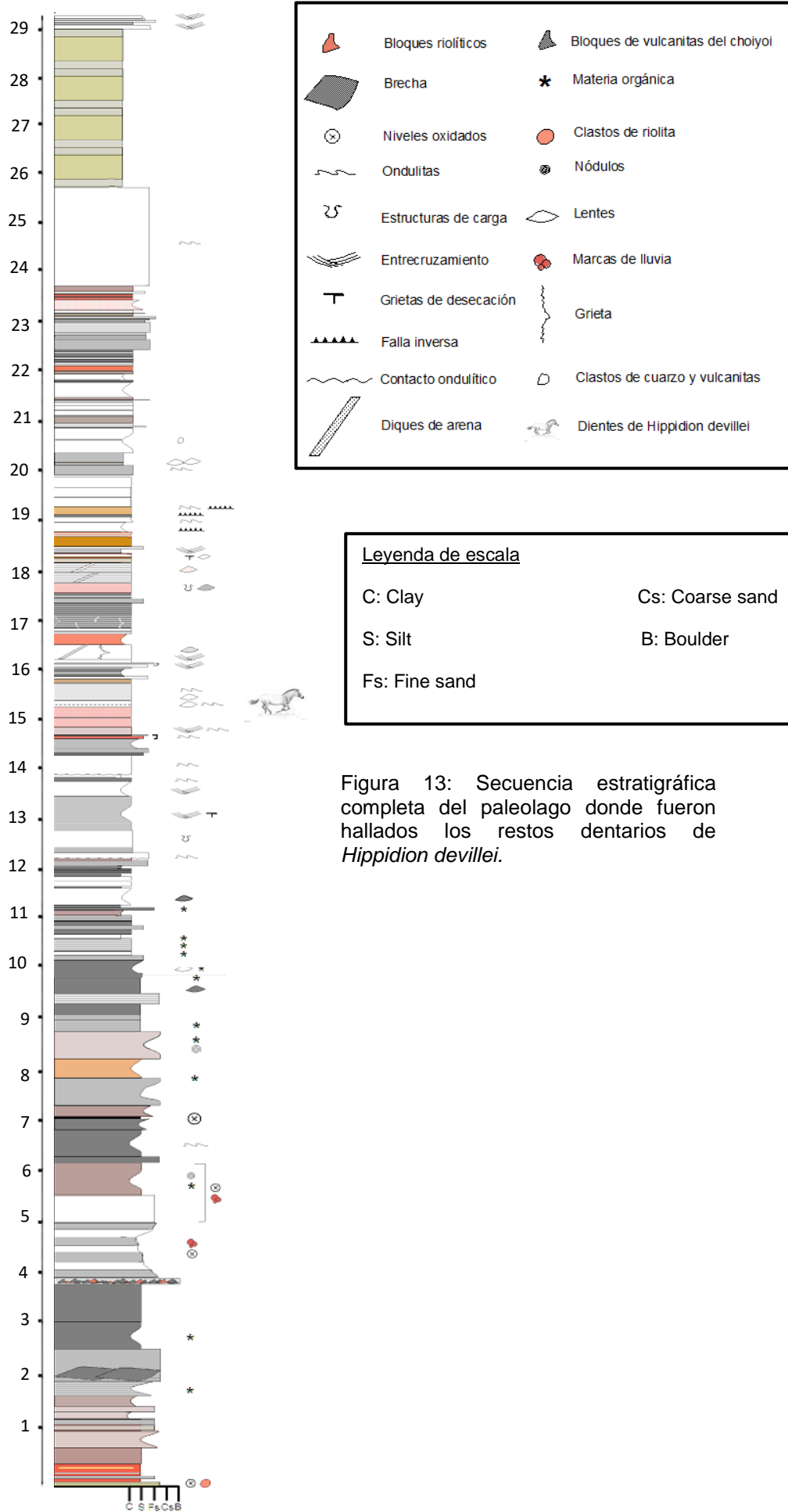


Figura 13: Secuencia estratigráfica completa del paleolago donde fueron hallados los restos dentarios de *Hippidion devillei*.

a. Miembro Inferior

Descripción

El nivel basal del lago está formado por arena fina blanca-amarillenta alternada con niveles argílicos de color rojizo más compactos. Presenta niveles oxidados y clastos de 5 cm de diámetro de riolitas de afloramientos locales. En los primeros 0,70 m se observa la predominancia de limo rojizo intercalado con delgados niveles de arena media de color blanco-amarillento (Figura 15). Los estratos se disponen con estructura masiva (facies Sm) y laminada (facies Sh) de modo alternado. En los siguientes 1,20 m se intercalan niveles de arena media a fina de color amarillo con láminas de material más fino (limo-arcilla) (facies Fl) de color rojizo (Figura 16). A medida que se avanza, se observa una predominancia de los niveles laminados con laminación fina a muy fina, a la vez que disminuyen los niveles de oxidación y se observan niveles blancuzcos con aspecto de carbonatos aunque no reaccionan con HCl (1N).



Figura 15: Nivel basal de limo del paleolago



Figura 16: Niveles de limo laminados

Hacia los 2 m de la secuencia se observan paquetes de arena de 0,08 m de espesor. Los niveles de arena fina se alternan con limo-arcilla laminados (Figura 17). Hacia arriba, el espesor de los niveles de arena disminuye con respecto al espesor de los niveles de limo, volviéndose más potentes los niveles finos rojizos de limo-arcilla hacia el tope. Cubre un paquete masivo de arcilla rojiza con restos de materia orgánica. La secuencia continúa con un estrato potente de arena fina a media laminada con un depósito caótico basal que responde a una brecha de 30 cm de diámetro cementada en matriz arenosa (Figura 18). Posiblemente este depósito corresponda a un flujo hiperconcentrado sin laminación proveniente del exterior o borde de cuenca. Se descarta que corresponda a una caída local ya que no se observa deformación en la base de dicho nivel.

El siguiente paquete de 1,20 m de espesor está constituido por limo laminado con contenido de arcilla y niveles de materia orgánica. Hacia el tope de estos estratos finos interrumpe un nivel de 0,10 m de espesor de bloques angulosos a subangulosos de 0,07 m de diámetro de pórfiros riolíticos y de vulcanitas del Choiyoi contenidos en una matriz sabulítica de arena gruesa de igual composición, se trata de un conglomerado matriz sostén (50%). Estos niveles aparecen en este sector como si se tratase del borde de la antigua cuenca.

Continúan 2,10 m de alternancia de arena fina con limo rojizo y arcilla, intercalando estratos masivos con laminados, los contactos son siempre netos. En la parte superior de los limos arcillosos se observan niveles oxidados y en la superficie de las capas hay marcas de lluvia color rojo borraño. El nivel superior rojizo está compuesto de limo y arcilla finamente laminado rico en materia orgánica y nódulos de CaCO_3 (Figura 19).



Figura 17: Estratos laminados de arena fina y limo alternados



Figura 18: Nivel de brecha



Figura 19: Niveles de limo rojizo con láminas ricas en materia orgánica y nódulos de carbonatos.

Los siguientes 3,40 m superiores presentan alternancia de niveles de arena fina con limo rojizo y, ocasionalmente arcilla. Dentro del conjunto de niveles de similares características, se pueden observar dos niveles de materia orgánica, uno de ellos con cierta oxidación. En general, los niveles presentan laminación fina a muy fina, típica de ambiente lacustre. En uno de los niveles de limo-arcilla se conservan estructuras de carga con una laminación muy fina, menor a 1 mm. Se observan diversos niveles de materia orgánica y en uno de ellos aparecen nódulos de carbonato de calcio (CaCO_3). Llegando al tope del miembro inferior, se encuentra un nivel de limo finamente laminado con lentes de arena color gris y sin continuidad lateral.

Interpretación

En función de las facies descritas en esta secuencia basal, podemos deducir un ambiente de sistemas efímeros perteneciente a la zona distal de un barreal, según lo inferido en trabajos previos (Smoot y Lowenstein, 1991).

b. Miembro Medio

Descripción

En los primeros 0,40 m del nivel medio se pueden observar estratos laminados de arena fina presentándose en lentes de 2 cm de espesor en alternancia con capas limolíticas con contenido de materia orgánica. Los siguientes 2,23 m se caracterizan por niveles de laminación de limo y arcilla (Fl) intercalados por ciertos niveles de arena (Sh y Sm), algunos contienen materia orgánica, y unos pocos son masivos. Uno de los niveles presenta lentes de arena gris negruzca. Hacia arriba la secuencia sigue un nivel que presenta contactos difusos y ondulados en el que se intercalan bancos de 2 a 3 cm de espesor de limo con

arena media a fina. Continúan 0,27 m de niveles laminados de arena intercalados en contacto difuso con un fino nivel de limo rojizo. El estrato superior de arena presenta contacto ondulado neto en bancos de 2 a 3 cm de espesor con ondulitas (facies Sr). Los 2 m siguientes se constituyen principalmente de limo que en ocasiones se combina con arcilla y arena. Se observan estructuras de estratificación en contacto neto (Figura 20). Luego siguen niveles masivos con algunas estructuras de carga, que se suceden con niveles que presentan estructuras de desecación intercaladas con niveles de laminación muy fina, estratificación entrecruzada ondulítica en limo y ondulitas en bancos muy finos. Siguen 0,40 m de arena fina rojiza a media color gris intercaladas con pequeños niveles de limo. En general, la estructura es laminada fina, evidenciándose numerosos estratos con ondulitas. Los 1,55 m que siguen son principalmente niveles de limo rojizo intercalados ocasionalmente con finos bancos de arena. La estructura predominante es la laminada, también se evidencia entrecruzamiento ondulítico con ondulitas (Figuras 21 y 22).



Figura 20: Niveles de limo estratificados

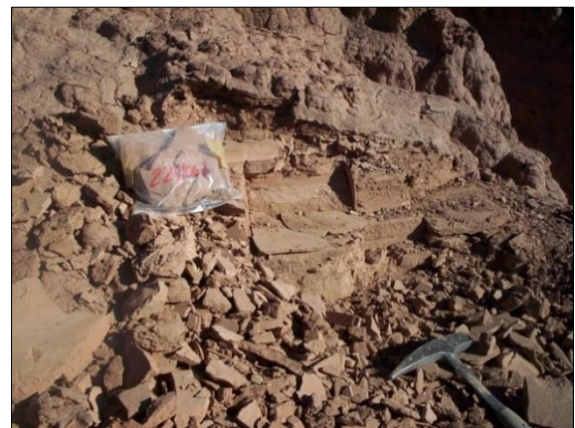


Figura 21: Láminas de limo rojizo con entrecruzamiento ondulítico

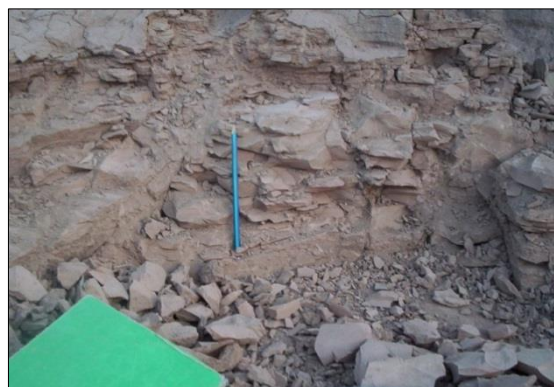


Figura 22: Limo laminado en artesa.

En determinados sectores donde se intercalan limo con arena, se observan estructuras de laminación muy fina tipo “varves”, en un nivel de estas características fueron hallados los restos dentarios de *Hippidion devillei*, en un estrato laminado de 0,40 m de espesor compuesto de limo y arena fina color rojizo (Figura 24). También puede verse estratificación en artesa sobre la que apoyan barquillos de limo en contacto difuso (Figura 23) y diques de arena entre el limo (Figura 25) posiblemente asociados a sismitas. Continúan 0,08 m de arena gruesa a media en bancos de 0,5 a 1 cm con entrecruzamiento de bajo ángulo (15°). Los 3,73 m siguientes están compuestos de limo rojizo principalmente, en ocasiones afectado por grietas de desecación (Figura 26), que se combina en algunos estratos con finas láminas de arena fina a media o con láminas muy finas de arcilla amarilla-rojiza. Se observan estructuras de entrecruzamiento planar (facies Sp), estratificación entrecruzada con ondulitas, presencia de lentes de arena de 0,2 cm (Figura 27) y de 15x8 cm, diques de arena (Figura 25) y grietas que afectan a todo el estrato. También se evidencia intercalación de láminas finas con bancos masivos y capas oscuras con capas claras. Hacia el tope del miembro medio de la secuencia, se observa en determinados estratos, la presencia de una falla inversa que podría corresponder a la zona más central del barreal (Figura 27) y estructuras de deslizamiento (slump).



Figura 23: Barquillos de limo



Figura 24: Bancos de limo alternados con arena fina en laminación fina tipo “varves”



Figura 25: Niveles de limo estratificado con diques de arena.



Figura 26: Bancos de limo rojizo en barquillos con grietas de desecación.



Figura 27: Bancos de limo con lentes de arena. Secuencia afectada por diques de arena y una grieta



Figura 28: Falla inversa con adelgazamiento de los estratos que puede corresponder a la zona central de un barreal.

Interpretación

Las facies identificadas en este miembro permiten inferir que el paleolago respondía a un barreal efímero.

c. Miembro Superior

Descripción

El nivel basal del miembro superior está formado por un nivel de 0,20 m de limo finamente laminado con presencia de algunas ondulitas. Ello se intercala con algunos niveles masivos y con unos pocos niveles de arena fina. Continúan 0,25 m de arcilla de color marrón claro (beige) con laminación variada en barquillos intercalados con niveles masivos. Los 2,02 m siguientes se constituyen principalmente de estratos limosos color marrón claro

(beige) o rojizo, combinados o intercalados ocasionalmente con arena media a fina o arcilla. La estructura es alternadamente muy laminada o masiva. Uno de los estratos, cuya estructura es masiva, presenta clastos de cuarzo y vulcanitas de 0,5 cm de diámetro en arena fina. Los estratos de limo masivo son semejantes a arcilla mientras los laminados, más finos, alternan a veces con arena. Los niveles masivos disminuyen de espesor de 8-5 cm y aumentan el espesor de las láminas hacia el tope. Uno de los estratos laminados de limo que se combina con arena, presenta láminas muy finas ondulíticas.

El metro siguiente está formado principalmente por arena de diversas granulometrías intercalada ocasionalmente con limo rojizo, que en un nivel presenta estructuras ondulíticas. La estructura predominante es la laminación horizontal, cuyas láminas de arena van desde 1 a 2 cm de espesor y las láminas de limo son de 1 mm. Continúan 0,25 m de estratos de limo color rojizo y beige que alternan estructuras muy finamente laminadas y masivas. Ocasionalmente, se evidencia un fino nivel de arena fina de estructura masiva. De los 6,3 m tope de la secuencia, los 2 m iniciales están formados por arena media a gruesa que presenta ondulitas (Figura 29). Continúan potentes niveles de arcilla color verde que se presentan alternadamente laminadas y masivas. Siguen sucesivos estratos de variadas granulometrías de arena. Dentro de las estructuras presentes podemos mencionar laminación con limo y entrecruzamiento de bajo ángulo (Figura 30).



Figura 29: Ondulitas.



Figura 30: Entrecruzamiento de bajo ángulo que responde a ondulitas.

En función de la estratigrafía del paleolago podemos inferir que presentó períodos de exposición indicado por las grietas de desecación. La preservación de nódulos de carbonatos si bien podrían indicar un clima cálido árido, se presume que muchos de estos carbonatos son pedogenéticos.

Interpretación

La presencia de barquillos en la secuencia implica exposición reiterada del paleolago. Esto puede deberse a la retracción del cuerpo de agua, dejando sectores expuestos lo cual podría indicar un ambiente de tipo barreal como se infiere en los miembros inferior y medio.

8.2. Análisis de isótopos estables

El análisis isotópico de $\delta^{13}\text{C}$ en el esmalte de los restos dentarios del caballo perteneciente al género *Hippidion* arroja un rango de valores entre -8,5 y -9,3 PDB, en relación con la distancia a la base de la corona. Esta concentración aumenta hacia el exterior de la corona como puede observarse en Tabla 5. Los valores de posición del diente que poseen un guión, significan que la muestra se tomó en la base de la corona.

En tanto, el rango de valores obtenidos para el isótopo $\delta^{18}\text{O}$ a partir de dichos análisis isotópicos está comprendido entre -4,5 y -8,3 PDB (Tabla 5). Estos valores recalculados al sistema VSMOW (Coplen, 1988) corresponden a valores comprendidos entre 22,35‰ y 26,27‰. Como puede observarse, dichos valores disminuyen a medida que la distancia a la base de la corona aumenta.

Tabla 5: Valores estándar de 1 por mil de $\delta^{13}\text{C}$ y $\delta^{18}\text{O}$ PDB obtenidos en los análisis isotópicos y, para el caso de $\delta^{18}\text{O}$ han sido recalculados con respecto al estándar VSMOW.

Muestra	Posición del diente en mm de corona	Análisis isotópicos en esmalte dental		
		$\delta^{13}\text{C}$ ‰ PDB	$\delta^{18}\text{O}$ ‰ PDB	$\delta^{18}\text{O}$ ‰ VSMOW
MEN-1	-	-8,5	-4,5	26,27
MEN-1	-	-8,6	-4,6	26,17
MEN-1	-	-8,7	-4,6	26,17
MEN-2	-	-8,7	-6,3	24,41
MEN-3	-	-8,9	-5,9	24,83
MEN-4.1	0,5	-9,0	-7,8	22,87
MEN-4.2	5,8	-9,3	-7,9	22,76
MEN-4.3	11,6	-9,3	-8,3	22,35

8.3. Reconstrucción de dieta

Los análisis isotópicos realizados en este estudio (Tabla 5) permiten inferir que nuestro ejemplar (MCNAM-PV 3808) perteneciente a la especie *Hippidion devillei*, tuvo una alimentación basada en una dieta mixta, ya que la mayoría de los valores resultantes del análisis isotópico para $\delta^{13}\text{C}$ dieron menores a -10 ‰, sólo dos de los ocho datos dieron cercanos al valor límite para alimentación basada en plantas C3. Es decir, que el ejemplar

se alimentó tanto de hierbas y arbustos que se encuentran en altas latitudes y en regiones con climas mediterráneos, tal como las plantas tipo C3 (Passey et al., 2009), como de gramíneas tropicales dominantes en latitudes bajas de regiones templadas con climas de monzón de verano, con precipitaciones estivales, tal como las plantas tipo C4. Este resultado no nos permite precisar el paleoambiente.

8.4. Implicancias paleoclimáticas

Si bien a partir de la dieta del caballo no podemos obtener conclusiones en cuanto al paleoambiente; los valores isotópicos de $\delta^{18}\text{O}$ obtenidos en este estudio (Tabla 5), con un rango de valores entre 22,35‰ y 26,27‰, permitirían especular la existencia de un clima más cálido que el actual para el Pleistoceno Medio-Tardío, ya que dichos valores son superiores al obtenido por Hoke et al. (2009) para aguas superficiales de Uspallata (-14‰). Esto podría corresponderse a la existencia de lagos efímeros en altura con un alto rango de evaporación.

Cabe destacar que este estudio es el primero en su tipo para Mendoza por lo que es de gran importancia no sólo por su singularidad sino también por los aportes que puede realizar al conocimiento paleoclimático del área donde se llevó a cabo.

9. DISCUSION

Esta tesina enfrenta una problemática de gran interés para la región: las evidencias (proxies) climáticas del Pleistoceno Tardío son muy escasas en los Andes Centrales. Es por ello que se planteó un estudio integral desde la sedimentología del paleolago (proxi sedimentario), la paleodieta del caballo *Hippidion devillei* a través de estudios de la relación de plantas C3/C4 y la geoquímica del agua que consumió este mamífero extinto para finales del Pleistoceno.

El estudio sedimentario del paleolago donde se encontraron los restos dentarios de *Hippidion devillei* revela la existencia de un sistema, posiblemente, de tipo barreal y de carácter efímero. El miembro inferior corresponde a un ambiente dinámico cuyos 3 m basales de la secuencia podrían corresponder al período de represamiento del río. Dicho miembro muestra una dinámica activa con ingresos de material más grueso arenoso y algunos niveles de turbiditas esporádicos. Si bien el contenido de materia orgánica no es abundante en toda la secuencia del paleolago, ésta aparece en forma más abundante en este miembro, y se documenta la presencia de carbonatos hacia los niveles cuspidales del

mismo miembro lo que podría indicar la zona más distal o marginal del sistema con desarrollo de paleosuelos.

El miembro medio muestra un claro predominio de material muy fino evidenciando un período de menor dinámica del ambiente. La alternancia de limo-arena y las estructuras sedimentarias están indicando una zona más central en el sistema a la que llegan posiblemente flujos mantiformes. Existen grietas de desecación que prueban períodos de reducción en la extensión del lago. En este miembro, el contenido de materia orgánica se restringe a los primeros 2 metros. Aparecen, además, estructuras de carga que podrían corresponder a sismitas, aunque no se encuentran en gran extensión a lo largo del perfil. El dominio compresivo vinculado a la paleosismicidad regional está datado principalmente por la presencia de fallas menores que afectan la secuencia del miembro medio en su parte terminal o simplemente corresponden a presiones del lago en su zona media.

La escasa materia orgánica encontrada y la presencia de niveles carbonáticos en la secuencia lacustre podrían denotar condiciones áridas para este paleolago, aunque la precipitación de carbonatos ocurre en un amplio rango de condiciones climáticas. En cuanto a los resultados paleoclimáticos inferidos a partir del material dentario del ejemplar perteneciente al género *Hippidion*, si bien las muestras analizadas han sido pocas, es importante tener en cuenta que la geografía de nuestra provincia dificulta el hallazgo de fósiles, por lo que es de gran valor el descubrimiento y análisis de los restos localizados. Ello contribuye a incrementar las localidades situadas a gran altitud donde se conoce que este animal habitó. Sumado a ello, los équidos son considerados clásicamente como excelentes indicadores paleoambientales y bioestratigráficos. En gran medida, esto se debe a la notable documentación que se tiene sobre su evolución y radiación adaptativa en el Hemisferio Norte (Alberdi y Prado, 1995). Por otra parte este hallazgo constata sustancialmente los fechados anteriores asociados al género *Hippidion* en Mendoza que datan de 30 Ka (García et al., 2008)

Con respecto a nuestros resultados referidos a la alimentación del équido, podemos decir que *Hippidion devillei* era una especie generalista que se alimentaba de los recursos vegetales disponibles en su hábitat, mostrando una dieta de tipo mixta integrada por especies C3 y C4. Dichos resultados coinciden con estudios de otros autores como Alberdi et al. (2007) y García et al. (2008); aunque difiere de las conclusiones dadas por Sánchez et al. (2006), quienes expresan que *H. devillei* era preferentemente pastador de plantas tipo C3, esta diferencia puede deberse a que su estudio fue llevado a cabo en la región pampeana, lugar donde predominan ecosistemas vegetales distintos a los presentes en las zonas montañosas. Nuestras deducciones también difieren de lo concluido por MacFadden (2000b), quien propone que los individuos de caballos y mastodontes que vivieron en

tiempos glaciares tienen una dieta mixta, en tanto que los que vivieron en tiempos interglaciares, más cálidos, presentan una dieta predominantemente de pastos C4. Esta discrepancia puede deberse a la gran flexibilidad que poseía *Hippidion devillei* en cuanto a su alimentación, esta afirmación es apoyada por los diversos ambientes de América en donde se han hallado sus restos. Dichos ambientes comprenden pampas de altura (Cañada Honda, Barro Negro), ambientes montañosos (Uquía, Tarija y Uspallata), de grutas (Santana y Toca dos Ossos) y de llanuras (Buenos Aires), lo cual muestra que se trató de una especie de caballo muy versátil.

A pesar de ello, las condiciones áridas establecidas a partir del Pleistoceno (Zárate y Mehl, 2008) podrían explicar en parte la extinción de *Hippidion* sp. en los Andes Centrales. Ese hecho parece ser apoyado por inferencias de Cartelle (1999) que hace referencia a refugios en el territorio brasileño o en latitudes intertropicales durante el final del Pleistoceno, debido a la coexistencia de las especies de *Hippidion*, fisiológicamente adaptadas a condiciones climáticas distintas. Dichas especies podrían haber actuado frente a los cambios ambientales a través de migraciones hacia sitios más idóneos para su supervivencia.

En cuanto a los valores isotópicos $\delta^{18}\text{O}$, obtenidos a partir del análisis del esmalte dental de *Hippidion devillei*, nos permiten inferir que las condiciones climáticas posiblemente fueron más cálidas cuando vivió este equino en el Pleistoceno Medio-Tardío que las condiciones actuales. Asimismo, los valores encontrados son mayores a los valores isotópicos $\delta^{18}\text{O}$ del agua del valle de Uspallata que resultan -14‰ (Hoke et al., 2009). Los valores de $\delta^{18}\text{O}$ obtenidos de *Hippidion devillei* disminuyen a medida que se aleja de la base de la corona, esta disminución en la proporción del isótopo pesado a medida que el diente iba creciendo, puede deberse a que las condiciones climáticas del ambiente donde vivió fueron cambiando, en ese caso, la temperatura pudo ir disminuyendo. Los resultados paleoclimáticos obtenidos en esta tesina coinciden con los datos publicados por otros autores, como Petit et al. (1999), los cuales a partir de testigos de hielo, infieren condiciones paleoclimáticas más cálidas que las presentes para el Pleistoceno Medio (130 Ka) (Figura 4), época en la que *Hippidion devillei* habitó en los Andes Centrales Áridos de Argentina.

10. CONCLUSIONES

Se dan a conocer los resultados de análisis isotópicos para $\delta^{13}\text{C}$ y $\delta^{18}\text{O}$ realizados en el esmalte dental de restos fósiles de *Hippidion devillei* encontrados en el valle de Uspallata por Moreiras en 2007 y descritos e identificados por Cerdeño et al. (2008). El sitio donde se encontraron los restos pertenece a zona cordillerana ubicada en la provincia de Mendoza. El hallazgo de *H. devillei* en esta provincia deja en evidencia la versatilidad de la especie en cuanto a la diversidad de ambientes que habitó y la flexibilidad alimentaria que poseía.

Los fósiles fueron hallados en niveles limo-arenosos de un antiguo paleolago cuya edad es cercana a 115 Ka. El mismo pertenece a un sistema efímero de tipo barreal, lo cual indicaría que hubo períodos de llenado y de secado del paleolago. En cuanto a los valores obtenidos de los análisis de isótopos de oxígeno que oscilan entre 22,35 y 26,27 ‰ VSMOW, pueden mostrar un clima más cálido o similar al presente cuando se contrastan con los valores actuales del agua en la zona de estudio (-14 ‰ VSMOW). Sin embargo, el rango de valores de $\delta^{13}\text{C}$ (-8,5 y -9,3 PDB) obtenido a partir del carbonato del esmalte dental del caballo parece indicar una dieta de régimen basado en plantas C3/C4, lo cual se asociaría a un clima templado.

Por lo tanto, a partir de los resultados obtenidos, podemos concluir que para el Pleistoceno Medio-Tardío, edad obtenida a partir de la datación de avalancha de rocas PB 3, el clima que imperaba en los Andes Centrales Áridos de Argentina era más cálido o similar al presente con un ambiente que ofrecía una gran variedad de recursos alimentarios (tanto plantas C3 como C4) de los cuales se alimentaba *Hippidion devillei*.

11. BIBLIOGRAFÍA

ACEITUNO, P. y GARREAUD, R. 1995: Impacto de los fenómenos El Niño y La Niña en regímenes fluviométricos andinos. Revista de la Sociedad Chilena de Ingeniería Hidráulica. Vol. 10 (2), p. 33-43.

ALBERDI, M.T. 1974. El género *Hipparion* en España. Nuevas formas de Castilla y Andalucía. Trabajo Sobre Neógeno-Cuaternario. Vol. 1, p. 1-146.

ALBERDI, M.R., FERNÁNDEZ, J., MENEGAZ, A.N. y PRADO, J.L. 1986. *Hippidion* Owen 1869 (Mammalia, Perissodactyla) en sedimentos del Pleistoceno tardío de la localidad Barro Negro (Jujuy, Argentina). Estudios geológicos. Vol. 42, p. 487-493.

ALBERDI, M. T., MENEGAZ, A. N. y PRADO, J. L. 1987. Formas terminales de *Hippidion* (Mammalia, Perissodactyla) de los yacimientos del Pleistoceno tardío-Holoceno de la Patagonia (Argentina y Chile). Estudios Geológicos. Vol. 43, p. 107-115.

ALBERDI, M.T. y PRADO, J.L. 1992. El registro de *Hippidion* Owen, 1869 y *Equus* (Amerhippus) Hoffstetter, 1950 (Mammalia, Perissodactyla) en América del Sur. Ameghiniana. Vol. 29 (3), p. 265-284.

ALBERDI, M.T. y PRADO, J. L. 1993. Review of the genus *Hippidion* Owen 1869 (Mammalia, Perissodactyla) from the Pleistocene of South America. Zoological Journal of the Linnean Society. Vol. 108, p. 1-22.

ALBERDI, M.T., LEONE, G. y TONNI, E. 1995. Evolución biológica y climatológica de la región pampeana durante los últimos cinco millones de años. Monografías Museo Nacional de Ciencias Naturales. CONICET. Editorial CSIC, Madrid. 423 páginas.

ALBERDI, M. T. y PRADO, J. L. 1995. Los équidos de América del Sur. Evolución climática y biológica de la región pampeana durante los últimos cinco millones de años. Un ensayo de correlación con el Mediterráneo occidental. p. 295-308.

ALBERDI, M. T. y FRASSINETTI, D. 2000. Presencia de *Hippidion* y *Equus* (Amerhippus) (Mammalia, Perissodactyla) y su distribución en el Pleistoceno Superior de Chile. Estudios Geológicos. Vol. 56, p. 279-290.

ALBERDI, M. T. y PRIETO, A. 2000. *Hippidion* (Mammalia, Perissodactyla) de las Cuevas de las provincias de Magallanes y Tierra de Fuego. Anales del Instituto de Patagonia, Serie Ciencias Humanas. Vol. 28, p. 147-171.

- ALBERDI, M. T., PRADO, J. L. y MIOTTI, L. 2001. *Hippidion saldiasi* Roth, 1899 (Mammalia, Perissodactyla) at the Piedra Museo Site (Patagonia): their implication for the regional economy and environmental. *Journal of Archaeological Science*. Vol. 28, p. 411-419.
- ALBERDI, M.T., CARTELLE, C. y PRADO, J.L. 2003. El registro Pleistoceno de *Equus (Amerhippus)* e *Hippidion* (Mammalia, Perissodactyla) de Brasil. Consideraciones paleoecológicas y biogeográficas. *Ameghiniana*. Revista de la Asociación Paleontológica Argentina. Vol. 40, p. 173-196.
- ALBERDI, M.T. y PRADO, J.L. 2004. Caballos fósiles de América del Sur. Una historia de tres millones de años. INCUAPA, serie monográfica, Olavarría. Vol. 3, 269 pp.
- ALBERDI, M.T., PRADO J. L., LÓPEZ, P., LABARCA, R. y MARTÍNEZ, I. 2007. *Hippidion saldiasi* Roth, 1899 (Mammalia, Perissodactyla) en el Pleistoceno tardío de Calama, Norte de Chile. *Revista Chilena de Historia Natural*. Vol. 80, p. 157-171.
- ALROY, J. 2001. A Multispecies Overkill Simulation of the End-Pleistocene Megafaunal Mass Extinction. *Science*. Vol. 292, p. 1893-1896.
- AMEGHINO, F. 1904. Recherches de morphologie phylogénétique sur les molaires supérieures des ungulés. *Anales Museo Nacional, Buenos Aires*. Vol. 3, p. 541.
- BAERTSCHI, P. 1976. Absolute ^{18}O content for standard mean ocean water. *Earth and Planetary Science Letters*. Vol. 31, p. 341-344.
- BARNOSKY, A. D. y LINDSAY, E. L. 2010. Timing of Quaternary megafaunal extinction in South America in relation to human arrival and climate change. *Quaternary International*. Vol. 217, p. 10-29.
- BERSHAW, J., GARZIONE, C. N., HIGGINS, P., MACFADDEN, B. J., ANAYA, F. y ALVARENGA, H. 2010. Spatial-temporal changes in Andean plateau climate and elevation from stable isotopes of mammal teeth. *Earth and Planetary Science Letters*. Vol. 289, p. 530-538.
- BORGNIA, M. 2004. Neotectónica del piedemonte oriental del cordón del Plata al norte del río Blanco, provincia de Mendoza. Universidad de Buenos Aires, Facultad de Ciencias Exactas y Naturales, Departamento de Ciencias Geológicas, Degree Thesis 143 p., inedit.
- BORRERO, L. A. 1984. Pleistocene Extinctions in South America. *Quaternary of South America and Antarctic Peninsula*. Vol. 2, p. 115-126.

- BORROMEI, A. M. 2003. Palynology at Piedra Museo Locality, Santa Cruz Province, Argentina. *Where the South Winds Blow: Ancient Evidence of Paleo South Americans*, editado por L. Miotti, M. Salemme y N. Flegenheimer, p. 113-119. Texas A&M University Press, College Station.
- BOUTTON, T. W. 1991. Stable carbon isotope ratios of natural materials: I. Sample preparation and mass spectrometric analysis. Eds. Coleman, D. C, and B. Fry. *Carbon Isotope Techniques*. Academic Press, San Diego, p. 155–171.
- BRYANT, J.D., LUZ, B. y FROELICH, P.N. 1994. Oxygen composition of fossil horse tooth phosphate as a record of continental paleoclimate. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*. Vol. 107, p. 303-316.
- BRYANT, J.D. y FROELICH, P.N. 1995. A model of oxygen isotope fractionation in body water of large mammals. *Geochemical et Cosmochimica*. Vol. 59, p. 4523-4537.
- BRYANT, J.D., FROELICH, P.N., SHOWERS, W.J. y GENNA, B.J. 1996. Biologic and climatic signals in the oxygen isotopic composition of Eocene – Oligocene equid enamel phosphate. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*. Vol. 126, p. 75– 89.
- BURMEISTER, G. 1875. *Los caballos fósiles de La Pampa Argentina*, Buenos Aires. Imprenta La Universidad. 88 pp.
- CABRERA, A.L. 1958. *Fitogeografía. La Argentina. Suma de geografía*. Eds. De Aparicio F y Difrieri HA. Buenos Aires, Argentina. Tomo 3, p. 101-207.
- CABRERA, A.L. 1976. *Regiones fitogeográficas argentinas*. *Enciclopedia argentina de agricultura y jardinería*. Ed. Kugler WF. Buenos Aires, Argentina. Tomo 2. Fascículo 1. 85 p.
- CAMINOS, R. 1965. *Geología de la vertiente oriental del Cordón del Plata, Cordillera Frontal de Mendoza*. *Asociación Geológica Argentina*. Vol. 20 (3), p. 351-392.
- CAMINOS, R. 1979. *Cordillera Frontal*. II Simposio Geología Regional Argentina, Córdoba. *Actas 1*, p. 397-454.
- CAMINOS, R., CORDANI, U.G. y LINARES, E. 1979. *Geología y geocronología de las rocas metamórficas y eruptivas de la Precordillera y Cordillera Frontal de Mendoza, República Argentina*. II Congreso Geológico Chileno. *Actas*, p. 43-60.
- CAPITANELLI, R. G. 1967. *Climatología de Mendoza*. *Boletín de Estudios Geográficos*. 14: 54-57. Instituto de Geografía, Facultad de Filosofía y Letras, Universidad Nacional de Cuyo, 441 p, Mendoza.

- CARTELLE, C. 1999. Pleistocene Mammals of the Cerrado and Caatinga of Brazil. Eds. J.F. Eisenberg y K.H. Reford, Mammals of the Neotropics. University of Chicago Press. Vol. 3, p. 27-46.
- CASA, A.L. 2005. Geología y neotectónica del piedemonte oriental del Cordón del Plata en los alrededores del Salto (Degree thesis). Universidad de Buenos Aires, 174 pp.
- CASA, A.L. 2007. Sistema de fallas de La Carrera (sector central). PMA-GCA, Proyecto Multinacional Andino: Geociencia para las Comunidades Andinas, 2009. Atlas de deformaciones cuaternarias de los Andes. Servicio Nacional de Geología y Minería, Publicación Geológica Multinacional, no. 7, 320 pp.
- CASA, A. L. 2009. Sistema de Fallas de La Carrera (AR-86; AR-114; AR-115; AR-116; AR-156). Proyecto Multinacional Andino: Geociencia para las Comunidades Andinas. Atlas de deformaciones cuaternarias de los Andes. Servicio Nacional de Geología y Minería, Publicación Geológica Multinacional. Vol. 7 (5), p. 118-123.
- CASA, A., CORTES, J.M., BORGNIA, M.M. 2010. Evidencias de deformación Pleistocena en el Sistema de falla de La Carrera (32°-40´ 33°-15´ LS), Cordillera Frontal de Mendoza. Revista Asociación Geológica Argentina. Vol. 67 (1), p. 91-104.
- CAVAGNARO J. B. 1988. Distribution of C₃ and C₄ grasses at different altitudes in a temperate arid región of Argentina. Revista Oecologia. Vol. 76 (2), p. 273-277.
- CERDEÑO, E., MOREIRAS, S. y ALBERDI, M. T. 2008. Primeros hallazgos del équido *Hippidion* (*Perissodactyla*) en el Pleistoceno de la provincia de Mendoza, Argentina. Revista del Museo Argentino de Ciencias Naturales. Vol. 2, p. 211-220.
- CERLING, T.E., WANG, Y. y QUADE, J. 1993. Expansion of C₄ global ecological change in the Late Miocene. Nature. Vol. 361, p. 344-345.
- CERLING, T.E., HARRIS, J.M., MACFADDEN, B.J., LEAKEY, M.G., QUADE, J., EISENMANN, V. y EHLERINGER, J.R. 1997. Global vegetation change through the Miocene/Pliocene boundry. Nature. Vol. 389, p. 153-158.
- CHIESA, J. O., OJEDA, G. E. y FONT, E. A. 2015. Geología de las cuencas de desaguadero y bebedero (Pleistoceno tardío-Holoceno), San Luis, Argentina. Lajsba. Latin American Journal of Sedimentology and Basin Analysis. Vol. 22 (1), p. 47-77.
- CIONE, A. L., TONNI, E. P. y SOIBELZON, L. 2003. The Broken Zig-Zag: Late Cenozoic large mammal and tortoise extinction in South America. Revista del Museo Argentino de Ciencias Naturales. Vol. 5 (1), p. 1-19.

COMPAGNUCCI, R.H y ARANEO, D.C. 2007. Alcances de El Niño como predictor del caudal de los ríos andinos argentinos. Ingeniería Hidráulica en México. Vol. 22 (3), p. 23-35.

COPLIN, T.B. 1988. Normalization of oxygen and hydrogen isotope data. Chemical Geology. Vol. 72, p. 293–297.

CURSO DE EDUCACIÓN AMBIENTAL. Sin fecha. Parte 2, p. 8-10. [En línea: http://wiki.mendoza-conicet.gob.ar/images/0/06/Cuadernillo-curso_educacion_ambiental-parte_2.pdf]. [Consulta: 15/08/2016].

D'ANGELA, D. y LONGINELLI, A. 1990. Oxygen isotopes in living mammal's bone phosphate: further results. Chemical Geology (Isotope Geoscience Section). Vol. 86, p. 75-82.

DAWSON, T.E., MAMBELLI, S., PLAMBOECK, A.H., TEMPLER, P.H. y TU K.P. 2002. Stable isotopes in plant ecology. Annual Review of Ecology and Systematics. Vol. 33, p. 507-559.

DELGADO, H.A., IACUMIN, P., STENNI, B., SÁNCHEZ-CHILLÓN, B. y LONGINELLI, A. 1995. Oxygen isotope variations of phosphate in mammalian bone and tooth enamel. Geochemical et Cosmochimica. Vol. 59, p. 4299-4305.

DE NIRO, M.J. y EPSTEIN, S. 1978. Influence of diet on the distribution of carbon isotopes in animals. Geochemical et Cosmochimica. Vol. 42, p. 495-506.

DEPARTAMENTO GENERAL DE IRRIGACIÓN. 2006. Plan director del Río Mendoza. Departamento General de Irrigación - Proyecto PNUD/FAO/ARG/00/008. Secretaría de Agricultura, Ganadería, Pesca y Alimentación de la Nación, Gobierno de Mendoza. 82p.

DE PORRAS, M. E. y PRIETO, A. R. 2008. Vegetación de la Meseta Central de Santa Cruz durante las etapas tempranas de Poblamiento. VII Jornadas de Arqueología de Patagonia, Ushuaia. MS.

EHLERINGER, J.R., FIELD, C.B., LIZ, Z.F. y KUO, C.Y. 1986. Leaf carbon isotope ratio and mineral composition in subtropical plants along an irradiance cline. Oecologia. Vol. 70, p. 520-526.

EISENMANN, V., ALBERDI, M.T., DE GIULI, C. y STAESCHE, U. 1988. Studying Fossil Horses. Methodology. E. J. Brill, Leiden. 71 p.

EHLERINGER, J.R. y OSMOND, C.B. 1989. Stable isotopes. Eds. Pearcy R.W., Ehleringer J.R., Mooney H.A. y Rundel P.W. *Plant Physiological Ecology: Field Methods and Instrumentation*, Chapman & Hall, Londres, Inglaterra. p. 281-300.

EHLERINGER, J.R., SAGE, R.F., FLANAGAN, L.B. y PEARCY, R.W. 1991. Climate change evolution of C4 photosynthesis. *Trends in Ecology and Evolution*. Vol. 6, p. 95-99.

FAUQUÉ, L., HERMANNNS, R., HEWITT, K., ROSAS, M., WILSON, C., BAUMANN, V., LAGORIO, S., DI TOMMASO, I. 2009a. Mega-landslide in the southern wall of the Aconcagua and its relationship with deposits assigned to Pleistocene glaciations. *Revista Asociación Geológica Argentina*. Vol. 65 (4), p. 691-712.

FAUQUÉ, L.E., HERMANNNS, R.L. y WILSON, C.G.J. 2009b. Mass removal in the Andean region. *Revista Asociación Geológica Argentina*. Vol. 65 (4), p. 687 - 694.

FERIGOLO, J. 1999. Late Pleistocene South American land-mammal extinctions: the infection hypothesis. *Quaternary of South America and Antarctic Peninsula*. Vol. 12, p. 279-310.

FOLGUERA, A., ETCHEVERRÍA, M., PAZOS, P., GIAMBIAGI, L., FAUQUÉ, L., CORTÉS, J., RODRÍGUEZ, F., IRIGOYEN, V. y FUSARI, C. 2004. Hoja Geológica 3369-15, Potrerillos, provincia de Mendoza. Servicio Geológico Minero Argentino, Boletín N° 301, 252 p., Buenos Aires.

GARCÍA, A., MARTINEZ CARRETERO, E. y DACAR, M. A. 2008. Presence of *Hippidion* at two sites of western Argentina Diet composition and contribution to the study of the extinction of pleistocene Megafauna. *Science Direct. Quaternary International*. Vol. 180, p. 22-29.

GERVAIS, P. 1855. *Recherches sur les mammifères fossiles de l'Amérique méridionale*. Chez P. Bertrand, Libraire-Editeur, Paris, 63 pp.

GIAMBIAGI, L. B., RAMOS, V. A., GODOY, E., ALVAREZ, P. P., ORTS, S. 2003. Cenozoic deformation and tectonic style of the Andes, between 33° and 34° South Latitude. *Tectonics*. Vol. 22 (4), p. 10-41.

GRAY, J.E. 1821. On the natural arrangement of vertebrate animals. *London Medical Repository Review*. Vol. 15, p. 296-310.

GUTHRIE, R. D. 1984. Mosaics, Allelochemicals and Nutrients. An Ecological Theory of Late Pleistocene Megafaunal extinction. *Quaternary Extinctions: A Prehistoric Revolution*, editado por P. S. Martin y R. G. Klein, p. 259-298. University of Arizona Press, Tucson.

GUTIÉRREZ, M. A., MARTÍNEZ, G. A., BARGO, M. S. y VIZCAÍNO, S. 2008. Supervivencia diferencial de megafauna en la región pampeana en el Holoceno temprano y su relación con aspectos paleobiológicos. *Zooarqueología a principios del siglo XXI: Aportes teóricos, metodológicos y casos de estudio*, editado por M. De Nigris, P. M. Fernández, M. Giardina, A. F. Gil, M. A. Gutiérrez, A. Izeta, G. Neme y H. D. Yacobaccio, pp. xx-xx. Museo de Historia Natural de San Rafael, Buenos Aires.

HAGEMANN, R., NIEF, G. y ROTH, E. 1970. Absolute isotopic scale for deuterium analysis of natural waters. Absolute D/H ratio for SMOW. *Tellus Series B-Chemical and Physical Meteorology*. Vol. 22, p. 712-715.

HAYNES, G. 2006. A review of some attacks on the overkill hypothesis, with special attention to misrepresentations and doubletalk. *Quaternary International*. Vol.169-170, p. 84-94.

HEREDIA, N., FARIAS, P., GARCÍA-SANSEGUNDO, J., GIAMBIAGI, L. 2012. The Basement of the Andean Frontal Cordillera in the Cordón del Plata (Mendoza, Argentina). *Geodynamic Evolution Andean Geology* 05/2012. Vol. 39 (2), p. 242-257.

HOEFS, J. 2004. *Stable Isotope Geochemistry*. 5a. ed. Springer, Berlín.

HOFFSTETTER, R. 1950. Algunas observaciones sobre los caballos fósiles de América del Sur. *Boletín Informaciones Científicas Nacionales*. Vol. 3, p. 426-454.

HOKE, G., GARZIONE, C., ARANEO, D., LATORRE, C., STRECKER, M. y WILLIAMS, K. 2009. The stable isotope altimeter: Do Quaternary pedogenic carbonates predict modern elevations? *Geology*. Vol. 37, p. 1015-1018.

IRIGOYEN, M.V., BUCHAN, K.L. y BROWN, R.L. 2000. Magnetostratigraphy of Neogene Andean foreland-basin strata, latitude 33°S, Mendoza Province, Argentina. *Geological Society of America*. Vol. 112 (6), p. 803–816.

IRIGOYEN, M.V., BUCHAN, K.L., VILLENEUVE, M.E. y BROWN, R.L. 2002. Cronología y significado tectónico de los estratos sinorogénicos neógenos aflorantes en la región de Cacheuta-Tupungato, Provincia de Mendoza. *Revista Asociación Geológica Argentina*. Vol. 57 (1), p. 3-18.

KATZENBERG, A. 2008. *Stable Isotope Analysis: A Tool for Studying Past Diet, Demography, and Life History*". *Biological Anthropology of the Human Skeleton*, editado por Mary Anne Katzenberg y Shelley Rae Saunders, p. 413-441. Hoboken: John Wiley & Sons.

- KLEIMAN, L.E. y JAPAS, M.S. 2009. The Choiyoi volcanic province at 34°S-36°S (San Rafael, Mendoza, Argentina): Implications for the Late Palaeozoic evolution of the southwestern margin of Gondwana. *Tectonophysics*, Vol. 473, p. 283-299.
- KOCH, P.L., BEHRENSMEYER, A.K., TUROSS, N. y FOGEL, M.L. 1990. The fidelity of isotopic preservation during bone weathering and burial. *Annual Report of the Director Geophysical Laboratory, Carnegie Institution of Washington 1989-1990*. 105-110.
- KOCH, P.L., FOGEL, M.L. y TUROSS, N. 1994. Tracing the diets of fossil animals using stable isotopes. Eds Lajtha, K., Michener, R.H. *Stable Isotopes in Ecology and Environmental Science: Blackwell Scientific Publications. Series Methods in Ecology*, p. 63-92.
- KOHN, M.J. 1996. Predicting animal $\delta^{18}\text{O}$: accounting for diet and physiological adaptation. *Geochemical et Cosmochimica*. Vol. 60, p. 4811-4829.
- KOHN, M.J., SCHOENINGER, M.J. y VALLEY, J.W. 1996. Herbivore tooth oxygen isotope compositions: effects of diet and physiology. *Geochemical et Cosmochimica*. Vol. 60, p. 3889-3896.
- KOHN, M.J., SCHOENINGER, M.J. y VALLEY, J.W. 1998. Variability in oxygen isotope compositions of herbivore teeth: reflections of seasonality or developmental physiology? *Chemical Geology*. Vol. 152, p. 97-112.
- KOHN, M.J., MCKAY, M.P. y KNIGHT, J.L. 2005. Dinning in the Pleistocene Who's on the menu? *Geology*. Vol. 33, p. 649-652.
- KOLODNY, Y., LUZ, B. y NAVON, O. 1983. Oxygen isotope variation in phosphate of biogenic apatites, I. Fish bone apatite-rechecking the rules of the game. *Earth Planetary Science Letter*. Vol. 64, p. 398-404.
- KOZLOWSKI, E., CRUZ, C., MANCEDA, R. y RAMOS, V. 1993. Estructuras. XII Congreso Geológico. Ed. V. Ramos. 19 pp.
- LEE-THORP, J.A. y VAN DER MERWE, N.J. 1987. Carbon isotope analysis of fossil bone apatite. *South African Journal Science*. Vol. 83, p. 712-715.
- LEE-THORP, J.A., VAN DER MERWE, N.J. y BRAIN, C.K. 1989. Isotopic evidence for dietary differences between two extinct baboon species from Swartkrans. *Journal of Human Evolution*. Vol. 18, p. 183-190.

LEE- THORP, J.A. y VAN DER MERWE, N.J. 1991. Aspects of the chemistry of modern and fossil biological apatites. *Journal of Archaeological Science*. Edición 3. Vol. 18, p. 343-354.

LEE-THORP, J.A., VAN DER MERWE, N.J. y BRAIN, C.K. 1994. Diet of *Australopithecus robustus* at Swartkrans from stable carbon isotopic analysis. *Journal of Human Evolution*. Vol. 27, p. 361-372.

LEIVA, J. C. 2004. La importancia de la Glaciología Andina. HIGH SUMMIT 2002. Conferencia Transcontinental, Latinoamérica Mendoza, Europa Milán/Trento, África Nairobi, Asia Katmandú. Trabajo completo editado en mayo de 2004 en CD-ROM, 6 páginas.

LLAMBÍAS, E. J., KLEIMAN, L.E., SALVARREDI, J.A. 1993. El magmatismo Gondwánico. Ed. Geología y Recursos Naturales de Mendoza. XII Congreso Geológico Argentino y II Congreso de Exploración de Hidrocarburos, Mendoza, p. 53-64.

LONGINELLI, A. y NUTI, S. 1973. Revised phosphate-water isotopic temperature scale. *Earth Planetary Science Letter*. Vol. 19, p. 373-376.

LONGINELLI, A. 1984. Oxygen isotopes in mammalian bone phosphate: a new tool for paleohydrological and paleoclimatological research? *Geochemical et Cosmochimica. Acta*, 48, p. 385-390.

LUND, P.W. 1840. Nouvelles recherches sur la faune fossile du Brésil. *Annales Science Naturalles*. Vol. 13, p. 310-319.

LUND, P.W. 1846. Meddelelse af det Udbytte de i 1844 undersøgte Knoglehuler have avgivet til Kundskaben om Brasiliens Dyreverden for sidste Jordomvaeltning. *Det kongelige Danske Videnskabernes Selskabs naturvidenskabelige og mathematisk Afhandlinger*. Vol. 9, p. 137-208.

LUZ, B., KOLODNY, Y. y HOROWITZ, M. 1984. Fractionation of oxygen isotopes between mammalian bone-phosphate and environmental drinking water. *Geochemical et Cosmochimica. Acta*, 48, p. 1689-1693.

MACFADDEN, B.J. y BRYANT, J.D. 1994. Stable isotope and trace element geochemistry of vertebrate fossils: interpreting ancient diets and climates. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*. Vol. 107, p. 199-329.

MACFADDEN, B.J. 1997. Pleistocene horses from Tarija, Bolivia, and validity of the genus *Onhippidium* (Mammalia: Equidae). *Journal of Vertebrate Paleozoic*. Vol. 17, p. 199-218.

- MACFADDEN, B.J. 2000 (a). Cenozoic mammalian herbivores from the Americas: reconstructing ancient diets and terrestrial communities. *Annual Review Ecology and Systematic*. Vol. 31, p. 33-59.
- MACFADDEN, B.J. 2000 (b). Middle Pleistocene Climate Change Recorded in Fossil Mammal Teeth from Tarija, Bolivia, and Upper Limit of the Ensenadan Land-Mammal Age. *Quaternary Research*. Vol. 54, p. 121-131.
- MARTIN, P. S. 1984. Prehistoric Overkill: The Global Model. *Quaternary Extinctions: A Prehistoric Revolution*, editado por P. S. Martin, y R. G. Klein, p. 354-403. University of Arizona Press, Tucson.
- MARTÍNEZ, S. J. Sin fecha. Cuenca del Río Mendoza. Ministerio del Interior. República Argentina. [En línea: <https://www.mininterior.gov.ar/obras-publicas/pdf/55.pdf>]. [Consulta: 20 de febrero de 2017].
- MARTÍNEZ CARRETERO, E. 1995. La Puna Argentina: Delimitación general y división en distritos florísticos. *Boletín Sociedad Argentina Botánica*. Vol. 31 (1-2), p. 27-40
- MASIOKAS, M.H., VILLALBA, R., LUCKMAN, B.H., LEQUESNE, C. y ARAVENA, J.C. 2006. Snowpack variations in the central Andes of Argentina and Chile, 1951-2005: Large-scale atmospheric influences and implications for water resources in the region. *Journal of climate*. Vol. 19, p. 6334 – 6352.
- MASSONE, M. 2004. Los cazadores después del hielo. Colección de Antropología. Vol. 7. Centro de Investigaciones Diego Barros Arana, Dirección de Bibliotecas, Archivos y Museos, Santiago.
- MCCREA, J.M. 1950. On the isotopic chemistry of carbonates and a paleotemperature scale. *Journal of Chemical Physics*. Vol. 18, p. 849–857.
- MCCULLOCH, R. D. y DAVIES, S. J. 2001. Late-glacial and Holocene palaeoenvironmental change in the central Strait of Magellan, southern Patagonia. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*. Vol.173, p. 143-173.
- MEINZER, F. 1978. Observaciones sobre la distribución taxonómica y ecológica de la fotosíntesis C4 en la vegetación del noroeste de Centroamérica. *Revista de Biología Tropical*. Vol. 26, p. 359- 368.

MINETTI, J.L y CORTE, A.E. 1984. Zonificación latitudinal del clima en la zona andina y su relación con el límite inferior del hielo perenne y del límite inferior geocriogénico. II Reunión Grupo Periglacial Argentina, IANIGLA-CONICET. Vol. 84, p. 129-144.

MIOTTI, L. y SALEMME, M. 1999. Biodiversity, Taxonomic Richness and Generalist-Specialists economical systems in Pampa and Patagonia Regions, Southern South America. *Quaternary International*. Vol. 53/54, p. 53-68.

MIOTTI, L., VÁZQUEZ, M. y HERMO, D. 1999. Piedra Museo un Yamnagoo Pleistocénico en la Colonización de la Meseta de Santa Cruz. El estudio de la Arqueofauna. Actas de las Terceras Jornadas de Arqueología de la Patagonia, p. 113-136. Bariloche.

MIOTTI, L. 2004. La fachada atlántica, como puerta de ingreso alternativa de la colonización humana de América del Sur durante la transición Pleistoceno/Holoceno. II Simposio Internacional el Hombre Temprano en América, pp. 155-188. DAF/INAH, México.

MOREIRAS, S.M. 2004. Zonificación de peligrosidad y de riesgo de procesos de remoción en masa en el valle del río Mendoza. Provincia de Mendoza- tesis de doctorado. Universidad Nacional de San Juan. 320 pp.

MOREIRAS, S.M. 2006. Chronology of a Pleistocene rock avalanche probable linked to neotectonic, Cordon del Plata (Central Andes), Mendoza e Argentina. *Quaternary International*. Vol. 148, p. 138-148.

MOREIRAS, S. M., HERMANNNS R. L. y FAUQUÉ L. 2015. Cosmogenic dating of rock avalanches constraining Quaternary stratigraphy and regional neotectonics in the Argentine Central Andes (32° S). *Quaternary Science Reviews*. Vol. 112, p. 45-58.

NAMI, H. y MENEGAZ, A.1991. Cueva del Medio: aportes para el conocimiento de la diversidad faunística hacia el Pleistoceno-Holoceno en Patagonia austral. *Anales del Instituto de la Patagonia*. Vol. 20, p. 117-132.

NELSON, S.V. 2005. Paleoseasonality inferred from equid teeth and intra-tooth isotopic variability. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*. Vol. 222 (1–2), p. 122-144.

NIJENSOHN, L. Sin fecha. Suelos de Mendoza. Reseña de su naturaleza, propiedades y principios de distribución geográfica. Apunte de clase. p. 1-6. [En línea: <http://campus.fca.uncu.edu.ar/course/view.php?id=43>]. [Consulta: 11 de noviembre de 2016].

NORTE, F. 1995. Condiciones meteorológicas favorables a la contaminación atmosférica en Mendoza. *Mendoza Ambiental-IADIZA-CRICYT-CONICET*, p. 197-206.

NORTE, F. 2000. Mapa Climático de Mendoza. Catálogo de Recursos Humanos e Información relacionada con la Temática Ambiental en la Región Andina Argentina. Cap. 3. [En línea: <http://www.cricyt.edu.ar/ladyot/catalogo/cdandes/cap03.htm>]. [Consulta: 8 de agosto de 2016].

OWEN, R. 1840. The Zoology of The Voyage of H.M.S. Beagle under the command of Captain Fitzroy, R.N., during the years 1832 to 1836. Part I. Fossil Mammalia. Ed. y superv. C. Darwin, 108.

OWEN, R. 1848. Description of the teeth and portions of jaws of two extinct anthracotheroid quadrupeds discovered by the Marchioness of Hastings in the Eocene deposits of the N.W. coast of the Isle of Wight: with an attempt to develop Cuvier's idea of the classification of Pachyderms by the number of their toes. Quarterly Journal Geological Society of London. Vol. 4, p. 103-141.

OWEN, R. 1869. On fossil teeth of equines from Central and South America, referable to *Equus conversidens*, *Equus tau*, and *Equus arcidens*. Proceedings of the Royal Society of London. Vol. 17, p. 267-268.

PÁEZ, M. M., PRIETO, A. R. y MANCINI, M. V. 1999. Fossil pollen from Los Toldos locality: A record of the Late-glacial transition in the Extra-Andean Patagonia. Quaternary International. Vol. 53/54, p. 69-75.

PASSEY, B., AYLIFFE, L., KAAKINEN, A., ZHANG, Z., ERONEN J., ZHU, Y., ZHOU, L., CERLING, T. y FORTELIUS, M. 2009. Strengthened East Asian summer monsoons during a period of high-latitude warmth? Isotopic evidence from Mio-Pliocene fossil mammals and soil carbonates from northern China. Earth and Planetary Science Letters. Vol. 277, p. 443-452.

PAUNERO, R. S., PRADO, J. L., ROSALES, G. y ALBERDI, M. T. 2008. Cerro Bombero: registro de *Hippidion saldiasi* Roth, 1899 (Equidae, Perissodactyla) en el Holoceno temprano de Patagonia (Santa Cruz, Argentina). Estudios Geológicos. Vol. 64 (1), p. 89-98.

PAUNERO, R. S. 2009. La colonización humana de la Meseta Central de Santa Cruz durante el Pleistoceno Final: indicadores arqueológicos, referentes estratigráficos y nuevas evidencias. Arqueología de la Patagonia. Una mirada desde el último confín, editado por M. Salemme, F. Santiago, M. Álvarez, E. Piana, M. Vázquez y E. Mansur, p. 85-100. Editorial Utopías, Ushuaia.

PAUNERO, R. S. 2010. La extinción de *Hippidion saldiasi* y su relación con el paleambiente y los grupos humanos que colonizaron Patagonia. Nuevos datos provenientes de Cerro

Bombero, Santa Cruz. Zooarqueología a principios del siglo XXI: Aportes teóricos, metodológicos y casos de estudio. 11 pp.

PÉREZ-CRESPO, V. A., SÁNCHEZ-CHILLÓN, B., ARROYO-CABRALES, J., ALBERDI, M. T., POLACO, O. J., SANTOS-MORENO, A., BENAMMI, M., MORALES-PUENTE, P. y CIENFUEGOS-ALVARADO, E. 2009. La dieta y el hábitat del mamut y los caballos del Pleistoceno tardío de El Cedral con base en isótopos estables ($\delta^{13}\text{C}$, $\delta^{18}\text{O}$). Revista Mexicana de Ciencias Geológicas. Vol. 26 (2), p. 347-355.

PETIT, J. R., JOUZEL, J., RAYNAUD, D., BARKOV, N. I., BARNOLA, J. M., BASILE, I. y DELMOTTE, M. 1999. Climate and atmospheric history of the past 420,000 years from the Vostok ice core, Antarctica. Nature. Vol. 399 (6735), p. 429-436.

POLANSKY, J. 1954. Rasgos geomorfológicos del territorio de la provincia de Mendoza. Ministerio Economía, Instituto Investigaciones Económicas y Tecnológicas. Cuadernos de Investigaciones y Estudios, Mendoza. Vol. 4, p. 4-10.

POLANSKI, J. 1958. El Bloque variscico de la Cordillera Frontal de Mendoza. Revista Asociación geológica Argentina. Vol. 12 (3), p. 165-193.

POLANSKI, J. 1963. Estratigrafía, Neotectónica y Geomorfología del Pleistoceno Pedemontano entre los ríos Diamante y Mendoza (Provincia de Mendoza). Revista Asociación Geológica Argentina. Vol. 17, p. 127-349.

POLITIS, G. G., PRADO, J. L. y BEUKENS, R. P. 1995. The Human Impact In Pleistocene-Holocene Extinctions. South America-The Pampean Case. Ancient Peoples and Landscapes, editado por E. Johnson, . pp. 187-205. Museum of Texas Tech University, Lubbock, Texas.

PRADO, J.L. y ALBERDI, M.T. 1996. A cladistic analysis of the Horses of the tribe Equini. Palaeontology. Vol. 39, p. 663-680.

PRADO, J. L.; ALBERDI, M. T.; AZANZA, B. y SÁNCHEZ, B. 2001. Climate and changes in mammal diversity during the late Pleistocene–Holocene in the Pampean Region (Argentina). Acta Palaeontologica Polonica, Vol. 46 (2), p. 261–276.

PRADO, J. L. y ALBERDI, M. T. 2008. Restos de *Hippidion* y *Equus* (*Amerhippus*) procedentes de las barrancas de San Lorenzo, Pleistoceno Tardío (Provincia de Santa Fé, Argentina). Équidos pleistocenos de la provincia de Santa Fé. p. 225-236.

PRADO, J. L. y ALBERDI, M. T. 2012. Équidos y gonfoterios del Pleistoceno tardío de San Pedro, provincia de Buenos Aires, Argentina. Estudios geológicos. Vol. 68 (2), p. 261-276.

PRADO, J. L.; BONINI, R.; ALBERDI, M. T.; SCANFERLA, A.; POMI, L. H. y FUCKS, E. 2013. Nuevos registros de *Hippidion* (Mammalia, Perissodactyla) en el Pleistoceno tardío de la provincia de Buenos Aires, Argentina. Estudios Geológicos [En línea], manuscrito aceptado, doi: 10.3989/egeol.40991.224.

QUADE, J., CERLING, T.E., BARRY, J.C., MORGAN, M.E., PILBEAM, D.R., CHIVAS, A.R., LEE-THORP, J.A. y VAN DER MERWE, N.J. 1992. A 16-Ma record of paleodiet using carbon and oxygen isotopes in fossil teeth from Pakistan. Chemical Geology (Isotope Geoscience Section). Vol. 94, p. 183-192.

REGAIRAZ, M.C. 2000. Suelos de Mendoza. Catálogo de Recursos Humanos e Información relacionada con la Temática Ambiental en la Región Andina Argentina. Cap. 6. [En línea: <http://www.cricyt.edu.ar/ladyot/catalogo/cdandes/cap06.htm>]. [Consulta: 8 de agosto de 2016].

REYES-GARCÍA, C. y ANDRADE, J.L. 2007. Los isótopos estables del hidrógeno y el oxígeno en los estudios ecofisiológicos de plantas. Boletín de la Sociedad Botánica de México. Distrito Federal, México. Vol. 80, p. 19-28.

RODRÍGUEZ, E. y BARTON, M. 1993. El Cuaternario de la llanura. Ed. Geología y Recursos Naturales de Mendoza. Relatorio del XII Congreso Geológico Argentino y II Congreso de Exploración de Hidrocarburos. Mendoza, p.173–194.

RODRÍGUEZ, C. y VICENTE, J. 2006. Las enfermedades en las condiciones de vida prehispánica de Colombia. Ed. Siglo del Hombre. Bogotá, Colombia. Vol. 1, p. 300p.

ROIG, F.A. 1960. Bosquejo fitogeográfico de las Provincias de Cuyo. Publicación nro. 3 del Sub Comité Cuyo para el Estudio de Las Zonas Áridas y Semiáridas. 35 pp.

ROIG, F. A., CARRETERO, E. M. y MÉNDEZ, E. 2000. Vegetación de la Provincia de Mendoza. Argentina. Recursos y Problemas Ambientales de la Zona árida. Primera Parte. Provincias de Mendoza, San Juan y La Rioja. Vol. 1, p. 2.

ROTH, S. 1899. El mamífero misterioso de la Patagonia *Grypotherium domesticum*. II. Descripción de los restos encontrados en la Caverna de Ultima Esperanza. Revista del Museo de La Plata, Argentina. Vol. 9, p. 421-453.

RUSCONI, C. 1946. Restos de huesos fósiles en una cueva de Malalhue (Mendoza). Anales Sociedad Científica Argentina. Vol. 141, p. 241-249.

SALAZAR GARCÍA, D. C. 2011. Interrogando a los muertos mediante isótopos estables. Ed. OrJIA. Madrid, España. Tomo II. 444p.

SALOMÓN, M., SORIA, N., FERNÁNDEZ, R. y RUBIO, C. 2006. Estudio de caso sitio piloto, Mendoza, Departamento de Lavalle. Evaluación de degradación de tierras en zonas áridas. Proyecto LADA-FAO. Inventario y análisis preliminar: Clima, Mapa de estaciones meteorológicas y análisis de datos.

SÁNCHEZ-CHILLÓN, B., ALBERDI, M.T., LEONE, G., BONADONNA, F.P., STENNI, B. y LONGINELLI, A. 1994. Oxygen isotopic composition of fossil equid tooth and bone phosphate: an archive of difficult interpretation. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*. Vol. 107, p. 317-328.

SÁNCHEZ, B., PRADO, J.L. y ALBERDI, M.T. 2006. Ancient feeding, ecology and extinction of Pleistocene horses from the Pampean Region, Argentina. *Ameghiniana*. Vol. 43(2), p. 427-436.

SANTIAGO, L.S., SILVERA, K., ANDRADE, J.L. y DAWSON, T.E. 2005. El uso de isótopos estables en biología tropical. *Interciencia*. Vol. 30, p. 28-35.

SMITH, B.N. y EPSTEIN, S. 1971. Two categories of $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ ratios for higher plants. *Plant Physiology*. Vol. 47, p. 380-384.

SMOOT, J. P y LOWENSTEIN, T. K. 1991. *Evaporites, Petroleum and Mineral Resources*. Elsevier. *Developments in sedimentology*. Vol. 50, p. 254-260.

SOIL SURVEY STAFF. 1975. *Soil Taxonomy*. Agriculture Handbook N° 436. U.S. Government Printing Office. Washington D.C. 754p.

SOIL SURVEY STAFF. 1992. *Keys to Soil Taxonomy*. S.M.S.S Technical Monograph N° 19. Pocahontas Press, Inc. Virginia, EEUU. 541 p.

SONDAAR, P.Y. 1961. Les *Hipparion* de l'Aragon meridional. *Estudios geológicos*. Vol. 17, p. 209-305.

STEADMAN, D. W., MARTIN, P. S., MACPHEE, R. D., JULL, A. J., MCDONALD, H. G., WOOD, C. A., ITURRALDE-VINENT Y, M. y HODGINS, G. W. 2005. Asynchronous extinctions of late Quaternary sloths on continents and island. *Proceedings of the National Academy of Sciences of the USA*. Vol. 102, p. 11763-11768.

SULLIVAN, C.H. y KRUEGER, H.W. 1981. Carbon isotope analysis of separate chemical phases in modern and fossil bone. *Nature*. Vol. 301, p. 177-178.

- VALLEJO, G.E., CEBADAS, B.H., SOLLEIRO, R.E., MCCLUNG, E., SEDOV, S. y GAMA, C.J.E. 2005. Fitolitos de suelos y paleosuelos del Valle de Teotihuacan, México. III Encuentro de Investigaciones Fitolíticas del Cono Sur, Tucumán, Argentina. Vol. 16, p. 5-7.
- VARGAS, W. y COMPAGNUCCI, R. 1985. Relaciones del régimen de precipitación entre Santiago de Chile y las series de la región Cordillerana. *Geoacta*. Vol. 13, p. 81-93.
- VOGEL, J.C. 1978. Isotopic assessment of the dietary habitats of ungulates: South African. *Journal of Science*. Vol. 74, p. 298-301.
- WANG, Y., CERLING, T.E. y MACFADDEN, B.J. 1994. Fossil horses and carbon isotopes: new evidence for Cenozoic dietary, habitat, and ecosystem changes in North America. *Paleogeography, Paleoclimatology, Paleoecology*. Vol.107, p. 269-279.
- WAYNE, W.J. y CORTE, A.E. 1983. Multiple glaciations of the Cordon del Plata, Mendoza, Argentina. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, Vol. 42 (1-2), p. 185-209.
- WEBB, S.D. 1991. Ecogeography and the Great American Interchange. *Palaeobiology*. Vol. 17, p. 266-280.
- ZÁRATE, M. y MEHL, A. 2008. Estratigrafía y geocronología de los depósitos del Pleistoceno tardío/ Holoceno de la cuenca del arroyo La Estacada, departamentos de Tunuyán y Tupungato (Valle de Uco), Mendoza. *Revista Asociación Geológica Argentina*. Vol. 63, p. 407-416.

12. ANEXO

Nivel	Espesor (m)	Granulometría	Color	Estructura	Muestra	Punto GPS	Observaciones	Descripción general del punto	Descripción general
1	0,07	Arena	5 Yr 8/1 - 10 Yr 7/8 - Blanco - Amarillo	Laminación	213/06-A	213	Arena laminada (l= 0,5 - 1 mm). Clastos de 5 cm de diámetro de riolita *	Nivel basal del lago con arena fina blanca alternada con niveles rojos argílicos más compactos. Se observan niveles oxidados *	
2	0,06	Limo	2,5 Yr 6/6 - Rojizo	Masiva	213/06-B	213			
3	0,05	Arena fina	Blanco - Amarillo	Laminación		213			
4	0,22	Limo - Arena fina	L: Rojizo; AF: Blanco - Amarillo como 1	Masiva	213/06-C	213	Limo masivo alternando con arena fina		
5	0,3	Limo	Rojizo. Alternancia de 2,5 Yr 6/6 y 2,5 Yr 6/4	Laminación		214	Laminación plana de 0,3 - 0,5 cm	Niveles laminados de limo rojizo y más claro en láminas de 0,5 cm en 50-70 cm de espesor.	Laminación fina, va de 0,2-0,5 cm a medida que se sube en la columna sedimentaria. Disminuyen los niveles oxidados en este sentido. Niveles blancuzcos con presencia de carbonatos que no reaccionan con HCl (1N) *
6	0,3	Arena - Limo	L: Rojizo	Laminación	214/06	214	Laminación de 0,5 - 1cm		
7	0,01	Limo	Rojizo	Masiva		215		Laminación fina a muy fina paralela de arena - arcilla. Hay paquetes masivos de arena y limo de menor espesor (en los 2 primeros metros basales)	
8	0,08	Arena fina	Marrón	Laminación		215			
9	0,012	Limo	Rojizo			215			
10	0,1	Arena fina		Laminación		215			
11	0,005	Limo				215			
12	0,01	Arena fina				215			
13	0,12	Limo - Arcilla	Rojizo (2,5 Yr 6/6)	Laminación	215/06 A	215			
14	0,1	Arena fina	2,5 Yr 6/4	Laminación	215/06 B	215			
15	0,2	Limo - Arcilla	Rojizo	Laminación		215	Láminas de arena fina (0,5 cm) a su vez laminadas. Láminas de limo (0,2 cm). Hacia arriba comienzan láminas de arcilla (1 cm) y		

							láminas de arena (0,2 m)		
16	0,25	Arena (Limo + Arcilla)		Laminación	216/06	216	Láminas de arena de 0,5-10 cm. Láminas de limo - arcilla de 2-3 cm	Paquetes de arena de 8 cm de espesor. Arena fina se alterna con limo-arcilla laminado. Hacia arriba el espesor de arena disminuye con respecto a limo. Se hace más potente limo-arcilla rojizo. Cubre un paquete masivo de arcilla rojiza con restos de materia orgánica*. Siguen 10 cm con arena y limo.	
17	0,6	Arena fina - media		Laminación	217/06 A	217	Láminas de 1-2 cm.	Nivel de bloques angulosos (brecha) de 30 cm de diámetro cementados en matriz arenosa, que posiblemente corresponden a caídas de rocas locales ya que no se observa continuación hacia el interior y el exterior del lago. En este sector únicamente (borde de cuenca).	Laminación siempre paralela.
18	0,5	Limo - Arcilla		Laminación	217/06 B	217	Laminados (l = 1-2 mm) con niveles de materia orgánica *.		
19	0,7	Limo		Laminación		217	Láminas de 1-2 mm.		
20	0,1	Bloque				217	Conglomerado, solo un traslape en el borde con bloques de vulcanitas del choiyoi y pórfiro riolítico. Estos bloques son angulosos a subangulosos y aparecen en una matriz sabulítica de arena gruesa de igual composición. Los bloques	Aparece en este sector como borde de cuenca	

							más grandes son de 7 cm. Es un conglomerado matriz sostén (50%).		
21	1	Arena - Limo		Masiva con laminación menor		218	Capa masiva de 0,5 cm y laminada de 0,5 cm intercaladas	Contactos netos siempre. En la parte superior de limo-arcilla se notan niveles oxidados y en la superficie de las capas de 0,5-1 mm de espesor hay marcas de lluvia rojo borravino *.	
22	0,5	Arena fina - media		Masiva		218			
23	0,6	Limo - Arcilla	Rojizo	Laminación	218/06	218	Láminas de 1 mm ricas en materia orgánica. Nódulos *.		
24	0,1	Arena media		Laminación		219	Láminas finas de 1-2 mm		
25	0,5	Limo - Arcilla		Ripples		219	Ondulitas con láminas muy finas, menor a 1 mm. Alternan algunos niveles de arena media y fina		
26	0,2	Arena fina - media - Limo		Intercalaciones		219	Intercalaciones arena -limo. Láminas de limo de 2 mm		
27	0,05	Materia Orgánica				219	Nivel de oxidación		
28	0,2	Arena - Limo	L: Rojizo			219	Láminas de arena (3 mm) alternadas con láminas de limo (1 mm)		
29	0,5	Arena - Limo		Laminación		219			
30	0,001	Materia orgánica			219/06	219	Nivel de materia orgánica * en contacto neto con arena		
31	0,35	Limo - Arcilla	5 YR 8/4	Masiva	220/06	220			
32	0,5	Arena media - fina - Limo	L: Rojizo	Laminación Intercalaciones		221	El limo tiene laminación fina. Laminación de arena rica en materia orgánica. Nódulos *		
33	0,3	Limo		Laminación	221/06	221	Láminas de 1 cm; pelítico.		

34	0,2	Limo		Laminación		221	Láminas de limo pelítico de 1 mm con capas o niveles de materia orgánica *.		
35	0,2	Arena		Laminación		221	Láminas de 2 cm		
36	0,2	Limo		Laminación		221	Láminas de 2 mm con lentes de arena de color gris sin continuidad lateral.		
37	0,1	Limo		Laminación		221	Láminas de 1 mm con bandas ricas en materia orgánica (pelítica) *.		
38	0,3	Arena fina - Limo		Laminación		221	En lentes de 2 cm alternando con capas de limo con materia orgánica * de laminación fina de 2 mm.		
39	0,1	Arena fina		Laminación		221	Láminas de 2 cm. Idem anterior		
40	0,08	Limo		Masivo		221			
41	0,01	Materia Orgánica		Laminación	222/06	222	Nivel de materia orgánica pelítica en láminas muy finas (mm)		
42	0,25	Limo		Laminación		222	Láminas de 1-2 mm a 2 cm. Laminación variada con niveles de materia orgánica *.		
43	0,08	Arcilla		Masiva		222	Con materia orgánica *		
44	0,1	Limo		Laminación		222	Láminas de 1 mm.		
45	0,08	Arena fina		Laminación		222	Láminas de 1-2 cm		
46	0,07	Limo		Laminación		222	Láminas finas de 1 mm		
47	0,02	Limo - Arena		Laminación		222	Láminas de limo (2 mm) y láminas de arena (5 mm)		
48	0,1	Limo - Arena		Laminación		222	Se ensanchan espesores de láminas (limo de 0,5-1 cm y arena de 1-3 cm)		
49	0,1	Limo - Arcilla	Rojizo claro (7,5 YR 7/4)	Laminación		222	Láminas finas de 1 mm		
50	0,06	Arena media - gruesa		Laminación		222	Láminas con materia orgánica *(l= 1 mm-1 cm)		
51	0,04	Arcilla - Limo		Laminación		222	Láminas de 1 mm		

52	0,35	Limo - Arcilla - Arena				222	Con niveles de 2 cm de arcilla y lentes de arena gris-negruzca.		
53	0,03	Limo - Arcilla		Laminación		222	Láminas de 0,5 mm.		
54	0,2	Limo - Arena media - fina		Intercalación		222	Contactos difusos ondulados. Intercalación en bancos de 2-3 cm		
55	0,5	Limo - Arcilla		Laminación		222	Láminas de 0,5 mm.		
56	0,1	Limo - Arena		Intercalación		222	Limo (2cm) - Arena (4cm).		
57	0,06	Limo - Arcilla		Laminación		222	Láminas de 0,5 mm.		
58	0,1	Arena media		Laminación		222	Láminas de 0,5-1 cm, en contacto difuso a neto con anteriores.		
59	0,05	Limo	Rojizo (2,5 YR 6/4)	Laminación		222	Laminas finas y planas de 0,5-1 mm. En contacto difuso con arena.		
60	0,12	Arena		Ripples		222	Contacto ondulado neto, bancos de 2-3 cm de espesor con ondulitas.		
61	0,1	Limo		Estratificación	223/06	223	Estratos de 2 cm en contacto neto con arena		
62	0,35	Limo		Masivo- Estructuras de carga		223			
63	0,7	Limo		Laminación - Estructuras de desecación - Estratificación entrecruzada ondulítica		223	En láminas de 5-2 cm, se intercalan niveles con láminas más finas y estructuras de desecación. El limo presenta estratificación entrecruzada ondulítica	Este último metro presenta limo-arcilla que alterna con capas de limo. En láminas más finas (0,5 -1 mm) donde se presentan las grietas de desecación	
64	0,3	Limo		Masiva - Estratificación entrecruzada ondulítica		223	Con estratificación cruzada ondulítica de 1-2 cm.		
65	0,08	Limo		Ripples		223	Con ripples en bancos muy finos (l= 0,5 mm).		
66	0,06	Limo - Arcilla		Masiva		223			

67	0,4	Limo - Arena		Laminación - Intercalación		223	Láminas de limo (2 cm). Láminas de arena (1 cm) con ripples y la base ondulítica.		
68	0,05	Arena fina		Laminación		223	Láminas de 0,5 mm		
69	0,08	Arena fina - media		Laminación		223	Láminas de 0,5-1 cm.		
70	0,2	Arena fina - Limo		Laminación ondulítica		223	Con niveles de limo argílico.		
71	0,05	Arena fina	Rojiza	Masiva		223		Ondulitas.	
72	0,01	Limo				223		Ondulitas.	
73	0,01	Arena media	Gris			223		Ondulitas.	
74	0,16	Limo	Rojizo (2,5 YR 6/4)	Laminación – Entrecruzamiento ondulítico	224/06	224	Láminas de 0,6-1 cm con entrecruzamiento ondulítico.	Ondulitas.	
75	0,4	Limo - Arena fina	L: Rojizo	Laminación	224/06B & 224/06C	224	Bancos de limo de 1mm-2 cm alternando con bancos de arena fina (0,5 cm). Laminación planar aunque en sectores es ondulítica. Típicas lajas. Restos dentarios de <i>Hippidion devillei</i> .		
76	0,05	Limo		Estratificación		224	Estratificación en artesa sobre la que apoyan barquillos de limo.		
77	0,08	Limo				224	En barquillos de 0,5 mm de ancho apoyados en contacto difuso con el anterior.		
78	0,35	Limo		Laminación		224	En artesa Humocky. En láminas de 0,5-20 cm.		
79	0,2	Limo - Arena fina - media		Laminación		224	Laminación paralela. Bancos de limo (1-1,2 cm), arena (0,5-0,7 cm). Diques de arena entre limo		
80	0,08	Limo	2,5 YR 6/4	Masiva		225	Capas de limo argílico en contacto neto		

81	0,05	Arena media - gruesa		Masiva o pseudolaminada		225			
82	0,15	Limo - Arena fina - Arcilla		Laminación		225	Láminas de limo (1-5 mm) intercaladas con láminas de arena fina (2,5 mm). Predomina el limo que suele presentarse con láminas de arcilla como bentonita. Toda la laminación es paralela con contacto neto.		
83	0,03	Limo		Masiva		225			
84	0,06	Arena gruesa - media		Entrecruzamiento de bajo ángulo (15°)		225	Bancos de 0,5-1 cm.		
85	0,02	Arena gruesa		Entrecruzamiento de bajo ángulo (15°)		225	Entrecruzadas idem anterior (más gruesas).		
86	0,07	Limo		Entrecruzamiento planar		225	En capas de 0,5-1 cm.		
87	0,3	Limo - Arena				225	En bancos de 0,2-1 cm intercalados con lentes de arena (0,2 cm). Planar, contacto neto. Secuencia afectada por diques de arena y una grieta *		
88	0,21	Limo - Arcilla	Rojizo	Masiva	225/06	225	Cada banco tiene 6,8 y 7 cm separados por láminas más finas de 2 mm de arcilla (bentonita).		
89	0,12	Limo - Arena fina		Masiva		226	4 cm alternancia de limo - arena fina 6 cm de limo 0,5 cm de arena 1 cm de limo 0,5 cm de arena fina		

90	0,25	Limo - Arena		Laminación		226	Láminas de 1-3 mm intercaladas con bancos masivos de limo fangolítico con grietas de arena (2 cm)		
91	0,25	Limo - Arena		Laminación		226	Predomina limo - fango. Laminación hacia el techo, muy fina (1,5 mm) alternando capas oscuras con claras.		
92	0,09	Arena fina - media		Estratificación planar		226	En capas de 1 cm de espesor.		
93	0,12	Limo - Arena fina		Laminación		226	Láminas finas intercaladas con niveles esporádicos de arena fina		
94	0,2	Limo - Arena fina - media		Estratificación - Licuefacción		226	Estratos de tonalidades rojizas en bandas (1-2 cm) con ojos de arena media - fina. Ojos de 15 cm de largo por 8 cm de ancho.		
95	0,2	Limo - Arena		Estratificación		226	Con diques de arena *		
96	0,2	Limo - Arena		Estratificación		226	Lentes y dique de arena en pelitas rojizas *		
97	0,005	Arcilla	7,5 YR 6/6, 7/6 con amarillo			226			
98	0,08	Limo	Rojizo (10 YR 6/4)	Estratificación ondulítica		226	Estratos ondulíticos en capas (0,5-1 cm)		
99	0,03	Limo	Rojizo (10 YR 5/6)	Grietas de desecación	226/06	226	En barquillos (grietas de desecación).		
100	0,05	Arena fina - media - Limo		Estratificación entrecruzada planar		227	Estratificación entrecruzada (< 10°) planar en bancos de 0,5 cm.		
101	0,015	Limo	Rojizo (10 YR 5/6)	Masiva		227			
102	0,08	Limo - Arcilla				227	En bandas de 1-1,3 cm con bancos muy finos de arcilla más clara.		
103	0,05	Arena fina		Laminación		227	Láminas de 0,5 cm, contactos ondulíticos.		
104	0,21	Limo	7,5 YR 6/6	Masiva		227	En contacto neto con el nivel de arena.		

105	0,1	Arena fina - Limo		Laminación		227	Láminas paralelas planas de 0,5 cm. Predomina la coloración rosácea (arena más grisácea).		
106	0,2	Limo - Arena fina - Arcilla				227	Falla inversa en la secuencia *, es sin-orogénica. Adelgazamiento de los estratos.		
107	0,1	Arena fina - Limo		Slump		227	Secuencia de abajo hacia arriba: 1 mm arena media, 1 mm limo, 1 mm limo, 0,5 mm arena		
108	0,05	Arena fina - Limo		Laminación		228	Láminas de 1mm. Afectadas por falla inversa *. Secuencia fallada de abajo hacia arriba: 1 cm arena fina, 1 mm limo argílico, 1 mm limo, 1 mm limo rojizo, 0,5 cm limo.		
109	0,15	Limo	Beige claro	Slump		228	Afectado por slump y falla *.		
110	0,6	Limo		Masiva		228	Paquetes masivos de 20 cm.		
111	0,2	Limo		Laminación		228	Láminas de 1 cm con algunos ripples. Se intercalan niveles masivos (2-5 cm) y unos pocos niveles de arena fina.		
112	0,05	Arcilla	Beige claro (toba)	Laminación		228	Láminas de 0,5 mm en barquillos.		
113	0,2	Arcilla		Laminación		228	Láminas de 0,5 cm con niveles masivos (3-5 cm)		
114	0,5	Limo - Arena		Masiva		228	Paquetes de 5 cm alternando con niveles más finos de limo - arcilla. Clastos de cuarzo y vulcanitas * (0,5 cm) en arena fina		
115	0,01	Limo		Laminación		228	Láminas de 1 mm.		
116	0,02	Arena fina		Masiva		228			
117	0,05	Limo		Masiva		228			

118	0,15	Limo - Arena	Beige - rojizo	Laminación		228	Láminas de 1 mm. Niveles de arena intercalados en la parte superior.		
119	0,2	Limo - Arena fina				228	Limo masivo beige de 5 cm 7 cm limo en láminas de 1 mm 1 cm arena fina 7 cm limo en láminas de 1 mm.		
120	0,06	Limo		Masiva		229			
121	0,04	Limo		Laminación		229	Láminas de 0,5 cm.		
122	0,01	Arena				229			
123	0,05	Limo	Rojizo	Laminación		229	Láminas de 1 mm.		
124	0,3	Limo - Arcilla		Masiva	229/06	229		El limo masivo es arcilloso mientras los laminados, más finos, alternan a veces con arena. Los niveles masivos disminuyen de espesor de 8-5 cm y aumenta el espesor de laminados.	
125	0,04	Limo		Laminación		229			
126	0,12	Limo - Arcilla		Masiva		229			
127	0,05	Limo	Beige - rojizo	Laminación		229			
128	0,1	Limo	Rojizo	Masiva		229			
129	0,08	Limo - Arena		Laminación		229	Láminas de 1 mm ondulíticas.		
130	0,05	Limo		Laminación		229			
131	0,04	Limo		Masiva		229			
132	0,08	Limo		Laminación		229			
133	0,03	Limo		Masiva		229			
134	0,04	Limo		Laminación		229			
135	0,2	Arena		Laminación		230			
136	0,15	Arena fina		Laminación		230	Paquetes de 4 cm entrecruzados en láminas de 0,5 cm con 5 cm de limo ondulítico.		
137	0,2	Arena fina - media - gruesa		Laminación		230	Láminas de 2 cm.		

138	0,03	Arena fina		Laminación		230	Láminas de 1 cm.		
139	0,02	Arena media		Laminación		230	Láminas de 1 cm.		
140	0,05	Arena gruesa		Laminación		230	Láminas de 2 cm.		
141	0,05	Limo	Rojizo (2,5 YR 5/6)	Laminación		230	Láminas de 1 mm.		
142	0,01	Arena fina				230			
143	0,06	Arena fina - Limo		Intercalación		230			
144	0,2	Arena media - Limo	L: rojizo (2,5 YR 5/6)	Intercalación Laminación		230	Láminas de 1 cm-1 mm.		
145	0,05	Limo	Rojizo (2,5 YR 5/6)	Masiva		230			
146	0,01	Limo		Laminación		230	Láminas de 2 mm.		
147	0,04	Limo	Rojizo (2,5 YR 5/6)	Masiva	230/06	230			
148	0,01	Limo	Beige	Laminación		230	Láminas de 1 mm.		
149	0,04	Arena fina		Masiva	231/06	231			
150	0,1	Limo	Rojizo (2,5 YR 5/6)	Laminación		231	Láminas de 1-0,5 mm.		
151	2	Arena media - gruesa		Ripples Intercalación		231	Tipo ondulítico - ripples.		
152	4	Arcilla		Laminación - Masiva	232/06	232	0,8 m de arcilla verdosa 0,15 m iniciales hay láminas de 0,1 m-1 mm. Luego 0,5 m masivos. 0,15 m nuevamente laminados en bancos de 0,5- 2 cm		
153	0,1	Arena gruesa - media		Entrecruza- miento		232	Intercaladas en bancos de 2 cm.		
154	0,06	Arena fina - Limo		Laminación		232	Láminas de 2 cm y 1 cm con poco limo.		
155	0,04	Arena gruesa				232			
156	0,04	Arena fina				232			
157	0,06	Arena fina - media - gruesa		Intercalación Entrecruza- miento		232	Entrecruzamiento de bajo ángulo.		

Leyenda

*: Presencia de característica de importancia, por ejemplo: clastos, materia orgánica, marcas de lluvia, grietas, diques de arena, lentes, fallas, slump.

I: Láminas

L: Limo

AF: Arena Fina

Yr: Notación utilizada en las cartas de Munsell para determinar coloración del nivel.