



UNIVERSIDAD
NACIONAL
DE LA PLATA



Trabajo Final de la Licenciatura en Geología de la
Facultad de Ciencias Naturales y Museo, Universidad
Nacional de La Plata, Argentina.



Caracterización de la distribución y lineamientos de
los centros eruptivos monogenéticos en el campo
volcánico del Nevado, Payenia, retroarco andino de la
provincia de Mendoza.

Alumna: Denise Meroni

Directores: Dra. Irene Hernando y Dr. Gerardo Páez

Resumen

El campo volcánico del Nevado está situado dentro de Payenia, una provincia volcánica Cuaternaria de composición basáltica, ubicada entre los 33°30'–38°S, en una posición de retroarco al pie de los Andes. La Payenia comprende el segmento norte de la Zona Volcánica Sur, y se extiende por la provincia de Mendoza, abarcando parte de Neuquén y La Pampa. El campo volcánico del Nevado se encuentra en el antepaís, sobre el Bloque San Rafael, en el área comprendida entre la localidad de San Rafael y los 36°30'S. Está constituido por escasos volcanes poligenéticos del Mioceno, como por ejemplo, el Chorreado, Pelado y Zaino, y por otros de edad Pliocena–Cuaternaria, como el Nevado y el Plateado. Además, está compuesto por 433 edificios volcánicos monogenéticos cuaternarios, siendo la mayoría de ellos conos de escoria y en menor medida, maares. Los mismos presentan una mayor densidad de distribución hacia el oeste y sur del Nevado.

El análisis de la ubicación central de los conductos volcánicos junto con su morfología permitió definir 56 lineamientos de conos de escoria dentro del campo, donde la mayoría de ellos presenta una orientación NO–SE, con una mayor frecuencia de azimut en el rango de N120°–140°. En zonas aledañas, estudios previos midieron el campo de esfuerzos actual mediante el *breakout* de pozos petroleros. Si bien estos lineamientos no coinciden con el esfuerzo horizontal máximo actual E–O medido en el *breakout* de pozos, sí son compatibles con la orientación NO–SE de fallas extensionales típicas del Cuaternario presentes en el Bloque San Rafael. Por lo tanto, estas estructuras previas podrían tener un rol determinante en la configuración de las vías de ascenso del magma en esta zona.

Índice

1. Introducción y marco teórico	1
2. Objetivo general y objetivos específicos	8
3. Materiales y métodos	8
4. Marco geológico	10
4.1 Provincia volcánica de Payenia	10
4.2 Geología regional y evolución de la zona de subducción	12
4.3 Campos volcánicos de Payenia	17
5. Resultados	22
6. Discusiones	29
7. Conclusiones	36
Referencias	37

1. Introducción y marco teórico

La provincia volcánica de Payenia está ubicada en la provincia de Mendoza, abarcando también parte de Neuquén y La Pampa. El desarrollo de la provincia volcánica es consecuencia de la subducción de la placa de Nazca por debajo de la placa Sudamericana y de la variación en los movimientos relativos que experimentaron estas dos placas a lo largo del tiempo (Kay et al., 2006; Folguera et al., 2009). El volcanismo basáltico que caracteriza a esta provincia se extiende por el segmento norte de la zona volcánica sur (ZVS, Fig. 1), y constituye un ejemplo de volcanismo de retroarco en un ambiente continental (Gudnason et al., 2012), donde la actividad más importante tuvo lugar durante el Cuaternario, principalmente en los últimos 2 Ma (Llambías et al., 2010; Ramos y Folguera, 2011; Gudnason et al., 2012).

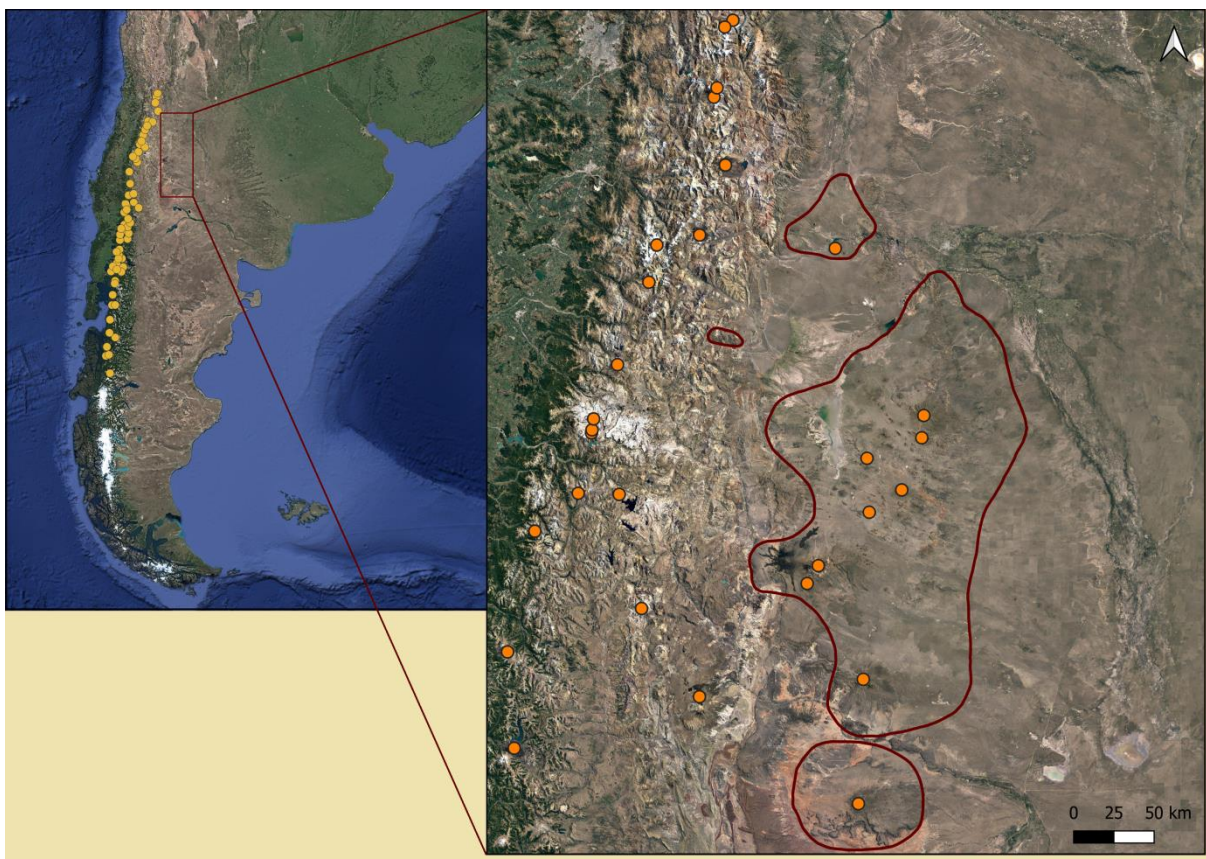


Figura 1: Izquierda: ubicación de la provincia volcánica de Payenia en Argentina. Los puntos amarillos representan los volcanes de arco cuaternarios de la ZVS. Derecha: las líneas rojas constituyen los límites de Payenia. Los puntos naranjas corresponden a volcanes poligenéticos en la zona del arco y de Payenia, incluyendo volcanes miocenos y cuaternarios.

Un campo volcánico está compuesto por unos pocos o hasta miles de volcanes generalmente de composición basáltica y monogenéticos, es decir, que se originan durante un ciclo eruptivo luego del cual la actividad volcánica cesa. Este único episodio eruptivo puede consistir en una sola erupción de unas pocas semanas a meses de duración, o actividad casi continua por unos pocos años a décadas. Los cuerpos volcánicos que forman los campos tienen edades que están comprendidas dentro de un rango definido, y los mismos se distribuyen dentro de un área específica que define su extensión (Valentine y Connor, 2015). Los campos volcánicos se desarrollan en un marco estructural/tectónico definido y se caracterizan por una elevada densidad de la distribución espacial de los conductos (Valentine y Connor, 2015). A su vez, los conos monogenéticos ubicados en los campos volcánicos pueden estar asociados a formas volcánicas mayores, como estratovolcanes, los cuales son poligenéticos. Estos conos compuestos se forman a lo largo de varios ciclos eruptivos episódicos y su construcción puede abarcar desde decenas de miles o hasta millones de años (Da Silva y Lindsay, 2015). Además de la provincia basáltica de Payenia, otros ejemplos de campos volcánicos son: Pali Aike, de edad Pleistocena, que se encuentra sobre parte de Santa Cruz y Chile y es de composición alcalina (Mazzarini y D'Orazio, 2003) y el campo volcánico de Michoacán-Guanajuato en Méjico, compuesto por alrededor de 1000 volcanes de edades Pliocenas a Holocenas (Hasenaka y Carmichael, 1985), entre otros.

Las formas volcánicas que más frecuentemente se pueden encontrar en los campos volcánicos son los conos de escoria y los maares (Valentine y Connor, 2015). Estos conos son en su mayoría alcalinos o toleíticos y hasta calcoalcalinos, dependiendo del ambiente tectónico. Los conos de escoria máficos corresponden a cuerpos volcánicos de pequeño tamaño que típicamente alcanzan alturas de hasta 300 m. Tienen su origen mediante la acumulación de tefra alrededor del centro emisor adquiriendo una forma cónica, la cual puede llegar a ser asimétrica o aportillada, debido a la dirección predominante del viento mientras se produce la erupción o a la emisión de flujos lávicos (De Silva y Lindsay, 2015). Poseen cráteres con forma de palangana, que suelen ser rojizos debido a la oxidación producto de los gases calientes emanados. Están compuestos principalmente por escoria, que consiste en material volcánico basáltico a andesítico altamente vesiculado que se va apilando y forma las laderas con un ángulo de reposo de 33° (De Silva y Lindsay, 2015). Esto ocurre mediante erupciones estrombolianas, donde el ascenso de magma es lento y

permite la formación y coalescencia de burbujas de gas (Valentine y Gregg, 2008; Valentine y Connor, 2015). La ocurrencia de estas formas volcánicas se ve favorecida en regímenes extensionales y pueden presentarse como parte de un campo volcánico o como conductos secundarios en volcanes mayores (De Silva y Lindsay, 2015). Un conocido ejemplo de este tipo de volcán es el Parícutín, del campo volcánico Michoacán-Guanajuato, en Méjico (Hasenaka y Carmichael, 1985).

Los maares son depresiones circulares con cráteres que se encuentran por debajo de la superficie eruptiva y que están rodeados por un anillo de escasa altura y pendiente (2-10°) constituido por material eyectado que se acumula sobre el sustrato, por encima de la depresión, formando anillos o conos de toba (Da Silva y Lindsay, 2015). El origen de estos cuerpos volcánicos también monogenéticos está asociado a erupciones freatomagmáticas, causadas por la interacción entre el magma y el agua subterránea o superficial, produciendo el calentamiento y ebullición del agua (White y Ross, 2011). Los maares son edificios anchos en relación con su altura, presentando diámetros que varían generalmente entre los 400 y los 1200 m. Por debajo de los mismos se desarrollan diatremas, que son estructuras en forma de cono invertido rellenas por material juvenil fragmentado y roca de caja, y pueden tener hasta 2 km de profundidad (De Silva y Lindsay, 2015). Si bien los maares son frecuentes en los campos basálticos, estos suelen comprender alrededor del 10% del total de las formas encontradas en un campo volcánico (Valentine y Connor, 2015).

Los anillos de toba se forman mediante erupciones freatomagmáticas explosivas más violentas, cuyos eyectos recorren una mayor distancia haciendo que alcancen una menor altura, mientras que los conos de toba se originan a partir de erupciones un poco más débiles, donde el material eyectado alcanza una menor distancia y por ende, tienen alturas mayores, de hasta 300 m (Valentine y Connor, 2015).

Los procesos eruptivos están influenciados por el camino que sigue el magma en su ascenso, ya que puede interactuar de forma explosiva con agua subterránea o de superficie causando erupciones freatomagmáticas, o su ascenso puede estar controlado por los volátiles que contiene, generando erupciones con fragmentación de tipo magmática (Valentine y Connor, 2015). El estilo eruptivo presente en los campos basálticos puede ser tanto efusivo, mediante la producción de flujos de lava, como también explosivo, es decir, contiene tanto características de erupciones

hawaianas como de estrombolianas (Valentine y Gregg, 2008; Valentine y Connor, 2015). La actividad de tipo hawaiana consiste en erupciones que tienen un carácter continuo y generan fuentes de lava que pueden alcanzar una altura de decenas a cientos de metros, teniendo una duración desde pocas horas a días (Parfitt, 2004). En ellas se produce la eyección de fragmentos de magma que, al caer todavía incandescentes, coalescen formando pequeños flujos (Head y Wilson, 1989; Taddeucci et al., 2015) o pueden acumularse originando un cono de salpicadura (spatter) alrededor del conducto (Head y Wilson, 1989; Vergnolle y Mangan, 2000).

Las erupciones estrombolianas ocurren cuando gases se separan del magma y se acumulan formando grandes burbujas, causando un domamiento en la superficie de una columna magmática, en un sistema abierto, para luego producir explosiones discretas (pulsos eruptivos), los cuales pueden sucederse unos a otros con una diferencia de pocos segundos a horas (Parfitt, 2004). Los clastos eyectados, a diferencia de la actividad hawaiana, no tienen la temperatura suficiente como para soldarse o coalescer y por lo tanto se acumulan como conos de escoria alrededor del conducto (McGetchin et al., 1974; Heiken, 1978; Valentine y Gregg, 2008). Aunque muchas explosiones de este estilo son moderadas o leves, las columnas eruptivas pueden alcanzar una altura de hasta 10 km por sobre el conducto, y las explosiones individuales pueden ser tan seguidas temporalmente que generan una columna eruptiva sostenida de considerable altura (Parfitt, 2004). A este tipo de erupciones se las denomina estrombolianas violentas, y se asemejan o pueden ser transicionales a las erupciones subplinianas (Valentine y Gregg, 2008). Las erupciones pueden tener también un carácter transicional entre hawaiana y estromboliana, ya que las mismas pueden ser discretas pero sostenidas en el tiempo, siendo continua la actividad volcánica junto con la producción de flujos de lava, como ocurre en las erupciones hawaianas (Parfitt y Wilson, 1995).

Tanto los estilos de fragmentación del magma (magnético o freatomagnético), como la forma de los cuerpos volcánicos pueden ir cambiando a lo largo de la vida de los mismos. La ubicación del conducto también puede migrar, por ejemplo una fisura elongada puede pasar a tener un conducto central a medida que evoluciona la erupción. De esta manera, la forma resultante puede ser compleja debido a la interacción de estos factores (Valentine y Connor, 2015).

La distribución del volcanismo monogenético dentro de un campo volcánico está fuertemente influenciada por el marco tectónico regional y por otros factores como ser los cambios en los patrones de la actividad magmática, como por ejemplo, los cambios en la geometría de la subducción en la zona (Valentine y Connor, 2015). El estado de los esfuerzos presente en la litósfera cuando se produce el volcanismo también influye de forma significativa en la distribución de los centros volcánicos, ya que condiciona la configuración de los conductos internos alimentadores y entonces también la formación de los lineamientos (Nakamura, 1977; Takada, 1994; Paulsen y Wilson, 2010). Además, la presencia de estructuras previas en la corteza puede servir como vías de ascenso del magma y por ende, los cuerpos volcánicos podrían estar relacionados a estas estructuras (Connor et al., 2000; Geyer y Martí, 2010; Petrinovic et al., 2006; Tibaldi et al., 2010).

Es común que tanto los conos de escoria como conos poligenéticos y erupciones fisurales, mediante su distribución espacial, se dispongan formando lineamientos (Alaniz-Alvarez et al., 1998; Cole, 1990; Connor et al., 2000; Gudmundsson, 2000; Takada, 1994). Los lineamientos formados por conos son comunes en diversos ambientes tectónicos, como los ambientes de arco, retroarco e intraplaca. Frecuentemente, se disponen sobre fisuras que constituyen la expresión superficial de los cuerpos planares (diques) que los alimentan en profundidad (MacDonald, 1972; Settle, 1979; Delaney y Pollard, 1982; Vergnolle y Mangan, 2000). Estos lineamientos junto con sus diques alimentadores subsuperficiales se forman paralelamente al máximo esfuerzo horizontal de la corteza (Anderson, 1951; Nakamura, 1977; Zoback, 1992) debido a intrusiones que crean fracturas y/o fracturas preexistentes orientadas a alto ángulo con respecto al esfuerzo horizontal mínimo (Haimson, 1975; Nakamura, 1977; Delaney et al., 1986). Se pueden encontrar lineamientos de corta longitud (por ejemplo, <10 km) compuestos por abundantes conductos volcánicos frecuentemente formados durante el mismo episodio de actividad volcánica y también, lineamientos más extensos (>20 km de longitud), los cuales incluyen numerosos conductos que pueden haberse formado durante varios períodos de actividad (Valentine y Connor, 2015).

Existe una fuerte correlación entre las estructuras corticales, como fallas y fracturas, y los lineamientos de conos de escoria. La ocurrencia de estos conos a lo largo de fallas puede deberse a que durante su ascenso, el dique se desvía de su orientación

perpendicular al menor esfuerzo principal para seguir una orientación más favorable a lo largo de un plano de falla preexistente (Valentine y Connor, 2015). Tanto la inyección de diques como las fallas tienen la misma función de acomodar el esfuerzo cortical, mediante el deslizamiento en el caso de las fallas e incrementando el volumen de la corteza en el caso de los diques. Los lineamientos de conos son comunes en campos volcánicos con bajo volumen de magmatismo, es decir, donde las tasas de inyección de los diques no son lo suficientemente altas para acomodar el esfuerzo cortical, entonces, los sistemas de fallas siguen activos y los diques tienden a inyectarse o ser paralelos a estos sistemas de fallas (Valentine y Connor, 2015).

Entonces, la identificación de los lineamientos de conos puede servir para inferir el esfuerzo horizontal máximo presente en una región en el momento del volcanismo, mientras dichos lineamientos no estén influenciados por estructuras corticales preexistentes y en casos donde no estén afectados por la presencia de un volcán poligenético o cámara magmática presente en la corteza, por ende es importante analizarlos para poder determinar qué factores están controlando la distribución del volcanismo (Gudmundsson, 2006; Paulsen y Wilson, 2010; Hernando et al., 2014a).

En la provincia basáltica de Payenia, se estima que la cantidad de centros eruptivos es de alrededor de 800, siendo en su gran mayoría conos de escoria monogenéticos (Risso et al., 2008). Dichos conos son de composición basáltica y se distribuyen sobre esta provincia volcánica predominando sobre los maares. Se reconocen también volcanes poligenéticos como el Co. Nevado, el Co. Plateado, el Payún Matrú, Payún Liso, entre otros (Fig. 1). Estos últimos son escasos en relación con los anteriores y produjeron material volcánico más evolucionado, incluyendo la formación de una caldera en el Payún Matrú (Llambías, 1966; Hernando et al., 2019). La provincia de Payenia ha sido dividida en seis campos volcánicos, según Gudnason et al. (2012): los campos volcánicos de Río Colorado, del Payún Matrú, del Nevado, de Llancanelo, el segmento norte y el grupo de retroarco (Fig. 2).

En el presente Trabajo Final de Licenciatura se abordará el estudio de una zona específica de la Payenia, más precisamente el campo volcánico del Nevado definido por Gudnason et al. (2012).

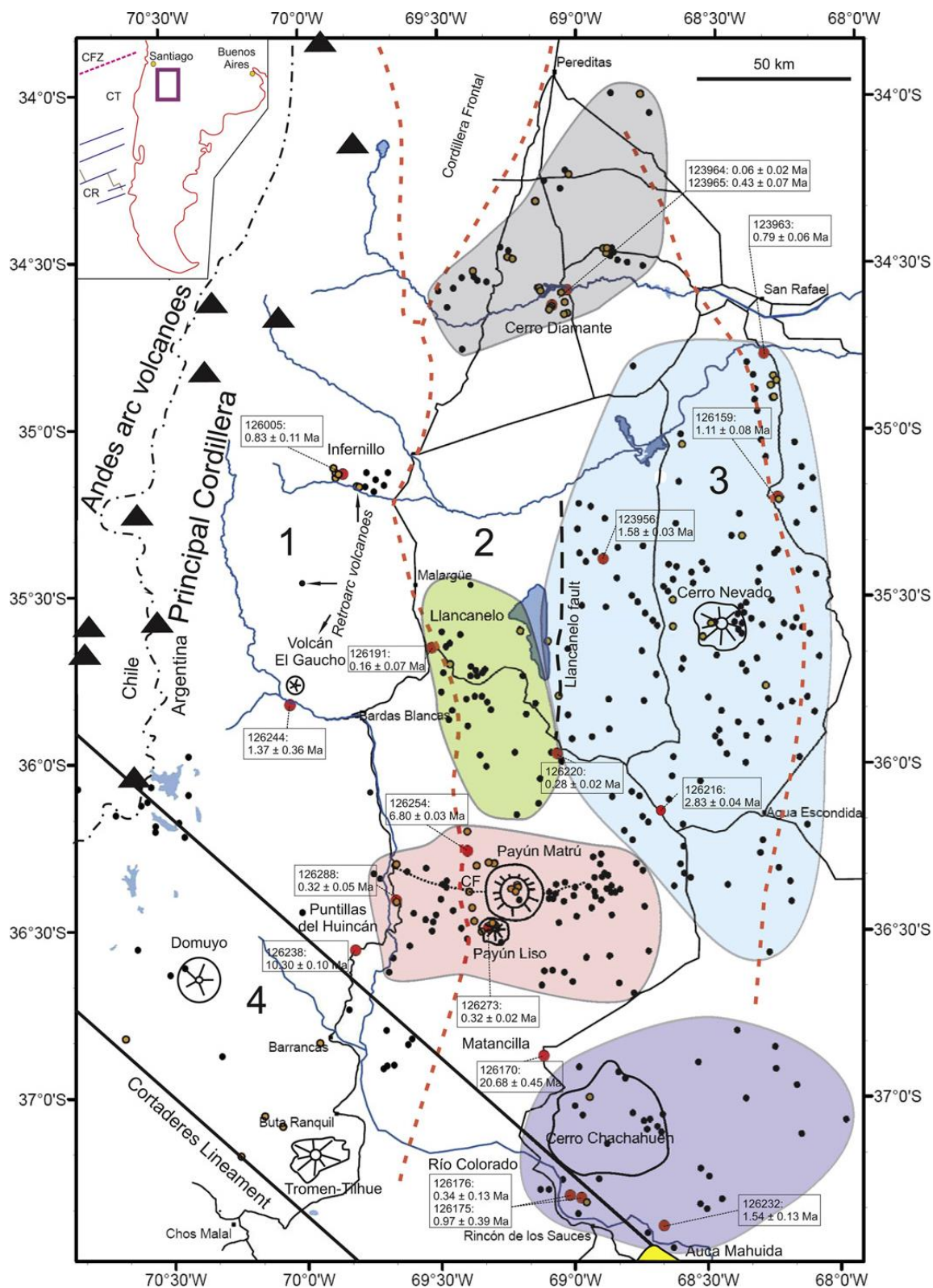


Figura 2: Mapa de la provincia volcánica de Payenia tomado de Gudnason et al. (2012) donde se muestran los campos volcánicos que la integran: verde-Llancanelo, rosado-Payún Matrú, violeta-Río Colorado, celeste-Nevado, gris-Segmento Norte. Los puntos negros corresponden a conos volcánicos (Llambías, 2010), los triángulos a volcanes de arco andino. Los puntos de colores son determinaciones de edades nuevas y de la literatura. Las líneas punteadas naranjas marcan los frentes de corrimiento principales. Los números corresponden a las estructuras principales: 1) faja plegada y corrida de Malargüe 2) cuenca de antepaís Río Grande 3) Bloque San Rafael 4) cinturón Tromen-Domuyo. Fuentes: Gudnason et al. (2012), Kay et al. (2006a), Folguera et al. (2009), Germa et al. (2010) Quidelleur et al., 2009 y Españañ (2010).

2. Objetivo general y objetivos específicos

El objetivo general del presente Trabajo Final de Licenciatura es estudiar la distribución del volcanismo y a qué factores responde el mismo, en el campo volcánico del Nevado ubicado dentro de la provincia basáltica de Payenia, analizando si esta distribución responde a estructuras pre-existentes del sustrato y/o si responde al campo de esfuerzos dominante durante el volcanismo. Como objetivos específicos, en primer lugar se analizará la ubicación, distribución y densidad de los centros eruptivos monogenéticos del campo volcánico del Nevado. En segundo lugar, se determinarán los lineamientos presentes en dichos centros. Por último, se compararán los resultados obtenidos con las estructuras preexistentes del sustrato y con las direcciones estimadas del campo de esfuerzos dominante durante el volcanismo.

3. Materiales y métodos

Para el presente Trabajo Final de Licenciatura se realizó, en primer lugar, una recopilación de antecedentes geológicos del área de estudio y de imágenes satelitales de uso gratuito, incluyendo un modelo de elevación digital (©Jaxa), imágenes de Google Earth, imágenes Landsat 8 e imágenes satelitales ESRI (ArcGis imagery). A partir de las imágenes antes mencionadas, se elaboró mediante el programa QGIS, de acceso libre, un mapa de puntos del campo volcánico del Nevado con el objetivo de identificar cuerpos volcánicos monogenéticos, como conos de escoria y maares. Cada punto del mapa marca el centro eruptivo de cada cono, teniendo en cuenta su morfología (de la base y cráter donde fue posible). De esta forma se identificaron 430 conos de escoria y 3 maares en la zona de estudio. A su vez, se realizó un mapa de densidad de los conos (heatmap) para analizar la densidad de distribución y zonas con mayor concentración de los mismos. Además, se mapearon las bases de los conos poligenéticos presentes en el área de estudio, junto con las principales estructuras preexistentes en base a la bibliografía de la zona de estudio.

Posteriormente, en base al mapa de puntos y de densidad, se reconocieron y mapearon 56 lineamientos formados por conos de escoria, los cuales fueron identificados mediante la ubicación central de cada conducto eruptivo, la morfología

de los conos y también mediante el reconocimiento de crestas de erupciones fisurales. Los lineamientos fueron definidos siguiendo el criterio de Paulsen y Wilson (2010), donde los mismos están formados a partir de 3 conos de escoria adyacentes, o menos de 3 conos en el caso de que estén presentes un cono elongado y/o crestas fisurales, ya que estos últimos marcan la traza del dique alimentador. (Fig. 3)

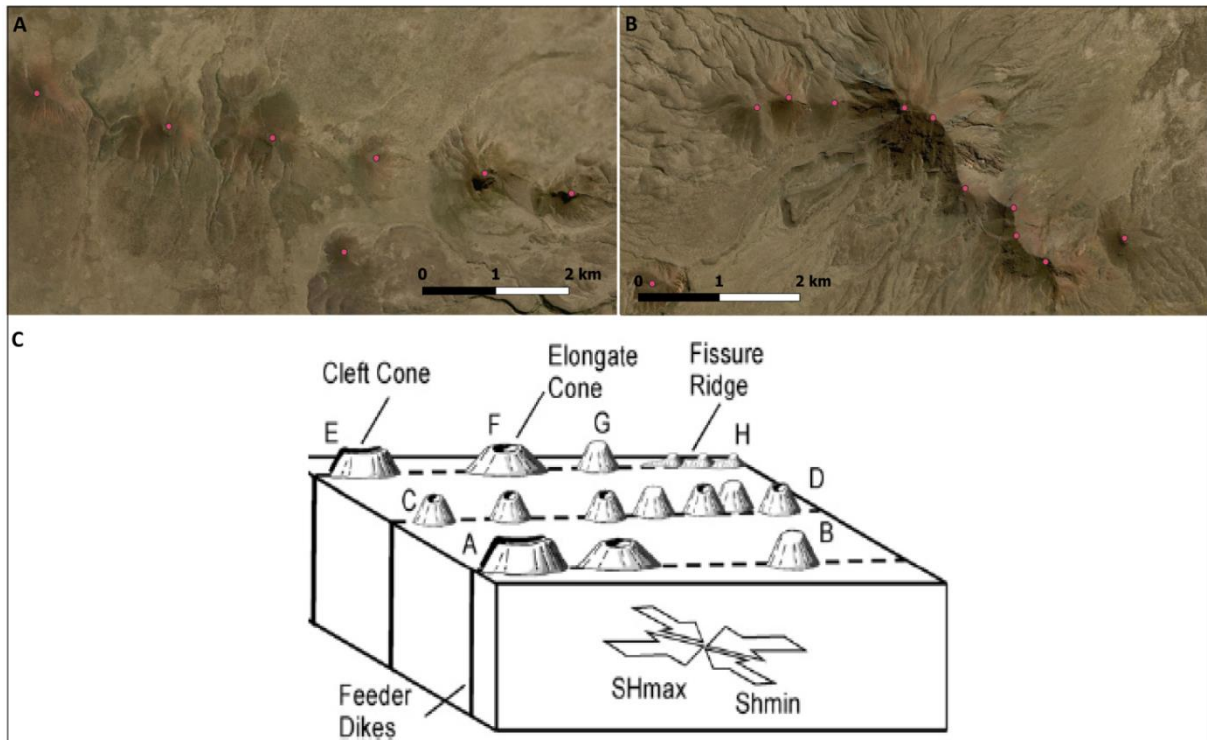


Figura 3: A y B: Ejemplos del campo volcánico del Nevado donde los lineamientos fueron definidos siguiendo el criterio de Paulsen y Wilson (2010). En A el lineamiento fue definido a partir de 3 conos de escoria adyacentes, mientras que en B fue definido a partir de conos de escoria y crestas fisurales. C: Imagen tomada de Paulsen y Wilson (2010) mostrando la utilidad de las formas y espaciado de los conductos volcánicos para identificar lineamientos. Las formas volcánicas elongadas se orientan paralelamente a la traza subsuperficial del dique alimentador.

Para identificar los lineamientos de los conos, es importante no sólo determinar la ubicación central del conducto volcánico, sino que también debe tenerse en cuenta la morfología de los conos y la presencia de crestas o erupciones fisurales (Paulsen y Wilson, 2010; Tibaldi, 1995). Los conos elongados y crestas fisurales, ambos comunes en campos basálticos, son indicadores confiables del campo de esfuerzos ya que constituyen la expresión superficial de la orientación del dique alimentador subsuperficial (Paulsen y Wilson, 2010). El estudio de los conductos volcánicos es particularmente importante en casos donde la erosión sufrida por el campo volcánico no fue la suficiente como para exponer a los diques alimentadores (Galindo y Gudmundsson, 2012; Geshi et al., 2010).

Para cada lineamiento se consideró su longitud, azimut y cantidad de conos que incluyen. De esta forma se confeccionaron diagramas de rosas mediante el programa Stereonet 11 (Allmendinger et al., 2013) con el fin de analizar la orientación de dichos lineamientos e histogramas donde se relaciona la cantidad de conos respecto a la longitud de los lineamientos.

La gran cantidad de conos monogenéticos presentes en el campo volcánico del Nevado, en conjunto con el avanzado grado de erosión de gran parte de los mismos (la cual impide la correcta identificación de las bases y cráteres de los conos), dificulta la aplicación de la metodología propuesta por Paulsen y Wilson (2010) para caracterizar y evaluar lineamientos de todo el campo volcánico del Nevado. Esta metodología utiliza, para una mejor identificación de los lineamientos, las morfologías de las bases y cráteres de los conos. Por lo expuesto, se ha decidido aplicar dicha metodología solamente sobre un lineamiento extenso y fácilmente identificable ubicado hacia el oeste del volcán Nevado, el lineamiento Mancha Jarilla, mapeando la base y los cráteres de los conos cuya identificación fue posible.

Por último, a partir de todo el material obtenido se realizó una comparación entre los lineamientos encontrados con las estructuras preexistentes, así como también con el campo de esfuerzos medido en zonas aledañas.

4. Marco geológico

4.1 Provincia volcánica de Payenia

La provincia volcánica de Payenia está ubicada entre los 33°30' y 38°S, abarcando el sur de la provincia de Mendoza y el norte de Neuquén, ocupando una posición de retroarco al pie de los Andes (Fig. 1). Su extensión alcanza un área de 40.000 km², encontrándose dentro del segmento norte de la Zona Volcánica Sur, que se extiende entre los 33° y los 46°S (Stern, 2004). El nombre "Payenia" fue designado por Polanski (1954) para definir las llanuras volcánicas de Mendoza, diferenciándola del volcanismo cuaternario de antepaís de la Patagonia, mientras que Bermúdez y Delpino (1989) denominaron a esta zona como "provincia basáltica Andino-Cuyana". En Payenia predomina la actividad volcánica cuaternaria, representada principalmente por conos monogenéticos formados por basaltos alcalinos con

afinidad de intraplaca, junto con escasos conos poligenéticos (Llambías et al., 2010; Søger et al., 2013; Hernando et al., 2014b) (Figs. 2 y 4).

La Payenia se desarrolla sobre una faja deprimida o depresión central de orientación N-S, ubicada entre las fajas plegadas y corridas de Malargüe y Agrio al oeste, y el borde oriental del antepaís, representado por el Bloque San Rafael hacia el este (Llambías et al., 2010; Fig. 4). A su vez, esta faja fue dividida por Llambías et al. (2010) en la depresión de Los Huarpes y la subcuenca Llanquanelo. La depresión de Los Huarpes se encuentra hacia el norte del volcán Payún Matrú, presentando un relleno sedimentario continental neógeno y cuaternario de hasta 1000 m de espesor (Llambías et al., 2010). La subcuenca Llanquanelo, ubicada dentro de la depresión de Los Huarpes, se encuentra al sur de los 35°S y presenta drenaje endorreico hacia el centro de la laguna homónima, conteniendo la mayor cantidad de conos basálticos y coladas cuaternarias de la Payenia.

El límite sur de esta provincia está definido por el lineamiento Cortaderas (Ramos, 1978) o cinturón Tromen-Domuyo, que incluye el escudo basáltico Auca Mahuida (Llambías et al., 2010; Fig. 4). Este lineamiento tiene una orientación NO y es oblicuo a la cadena andina. A su vez, marca el límite sur de la subducción somera miocena (Kay et al., 2006; Llambías et al., 2010; Ramos, 1978). Hacia el sur del mismo, tanto la depresión central como el volcanismo de retroarco cenozoico están ausentes. Hacia el norte de la Payenia, se desarrolló a partir del Mioceno el segmento de subducción horizontal Pampeano a los ~27°-33°S (Yañez et al., 2002), siendo el sector volcánico norte el área de transición actual entre la subducción horizontal y normal.

El volcanismo de Payenia se expandió hacia el borde occidental del antepaís, teniendo dos episodios de mayor actividad: uno durante el Mioceno (26 a 8 Ma) y otro Plioceno-Holoceno (<5 Ma) (Llambías et al., 2010). El volcanismo desarrollado durante el Mioceno superior se relaciona al período de subducción somera de Payenia (Kay et al., 2006). Posteriormente, la placa oceánica subductada adquiere un mayor ángulo y el volcanismo de arco se desplaza hacia el oeste (Kay et al., 2006). Es en este período de subducción normal donde se produce una mayor actividad volcánica, especialmente en los últimos 2 Ma (Ramos y Folguera, 2011), siendo de esta forma la provincia de retroarco de edad cuaternaria más extensa de Sudamérica (Bermúdez et al., 1993; Folguera et al., 2009).

4.2 Geología regional y evolución de la zona de subducción

Las unidades morfológicas que están presentes en el zona donde se desarrolló la provincia volcánica de Payenia, de oeste a este, son: la Cordillera Principal, la faja plegada y corrida de Malargüe, la cuenca de antepaís Río Grande, el Bloque San Rafael y el volcanismo Pleistoceno-Holoceno característico de esta provincia (Ramos y Kay, 2006; Llambías et al., 2010; Fig. 4).

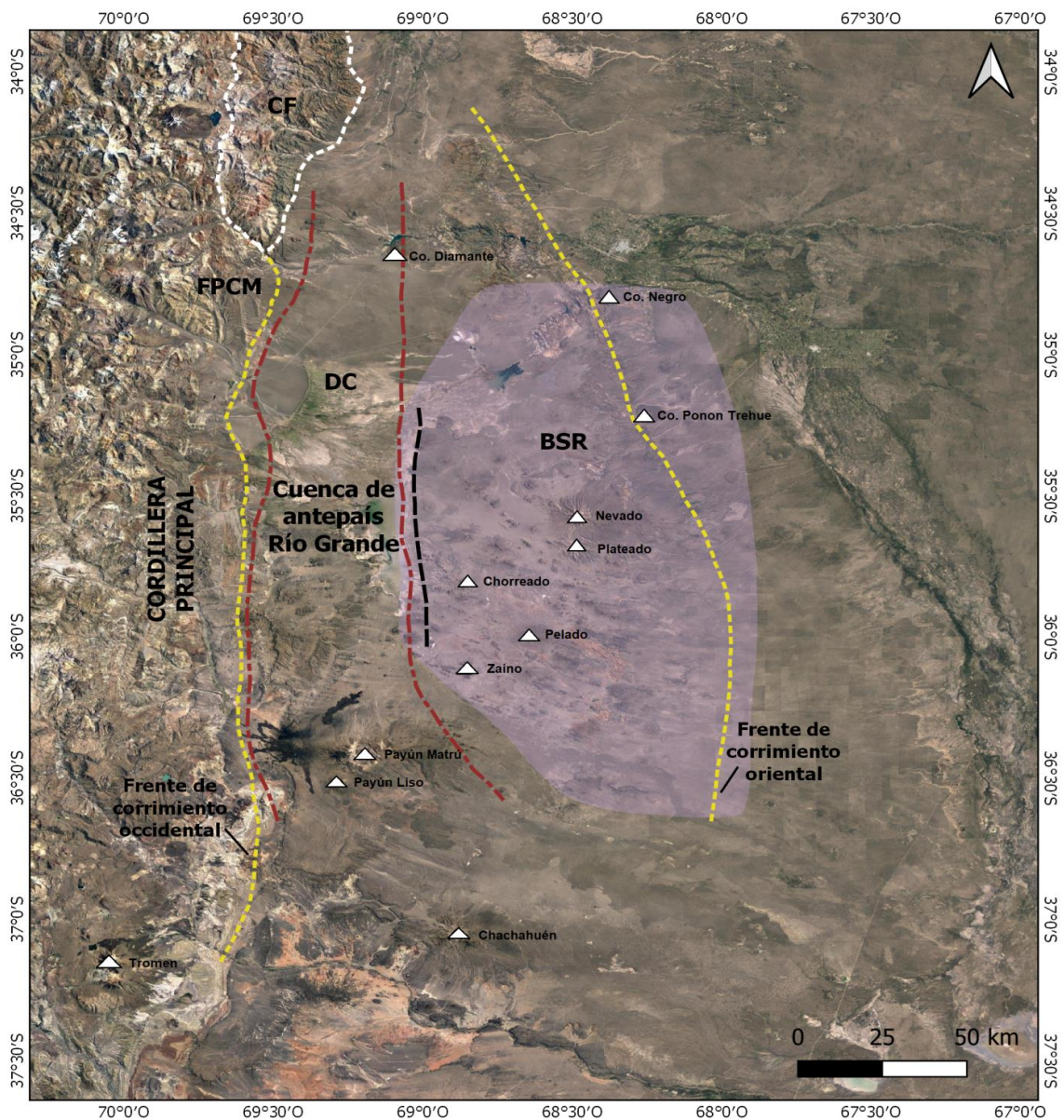


Figura 4: Unidades morfológicas de Payenia. La línea punteada blanca corresponde a la Cordillera Frontal (CF). Las líneas punteadas amarillas marcan los dos frentes de corrimiento principales. La línea de guiones negra marca la falla Llancañelo. La faja plegada y corrida de Malargüe (FPCM) se extiende desde el frente de corrimiento occidental hacia la Cordillera Principal. La cuenca de antepaís Río Grande se ubica entre el frente de corrimiento occidental y la falla Llancañelo. El Bloque San Rafael (BSR) se extiende entre la falla Llancañelo y el frente de corrimiento oriental. Las líneas rojas marcan la depresión central (DC). El polígono color rosado muestra la extensión del campo volcánico del Nevado. Los triángulos blancos representan los principales volcanes encontrados en la zona de estudio. Fuentes: Gudnason et al. (2012) y Llambías et al. (2010). Imagen obtenida de Google Earth.

La faja plegada y corrida de Malargüe se extiende entre los 34-36°S y se formó como respuesta a la compresión de la Cuenca Neuquina durante el Neógeno-Pleistoceno (Giambiagi et al., 2008; Fig. 4). Esta faja es tanto de piel gruesa como de piel fina, presentando niveles de despegue a distintas alturas estratigráficas, que involucran tanto al basamento, mediante la reactivación de fallas normales de rift Mesozoico de alto ángulo, como a las capas sedimentarias más someras jurásicas y cretácicas. Estos dos mecanismos produjeron simultáneamente el desarrollo de corrimientos durante la deformación compresiva del frente de la faja entre los 15 y 8 Ma, siendo la principal fase de deformación entre los 10,5 y los 8 Ma (Giambiagi et al., 2008). La actividad volcánica en la faja fue continua durante las fases de corrimiento y plegamiento, reconociéndose los ciclos eruptivos Huincán I y II (Combina y Nullo, 2000; Kay et al., 2006; Giambiagi et al., 2008; Spagnuolo et al., 2011).

La cuenca de antepaís del Río Grande se extiende entre los 34-37°S y representa las últimas fases del levantamiento orogénico andino, contando con un espesor de 2500 m y con secuencias sinorogénicas que contienen mamíferos terrestres del Mioceno tardío (Soria, 1983; Fig. 4). Esta cuenca fue parcialmente destruida debido al levantamiento del Bloque San Rafael hacia el este, como consecuencia del establecimiento de un régimen de subducción somero (Folguera et al., 2009).

El Bloque San Rafael conforma el antepaís y subyace a la mayor parte del campo del Nevado y del Segmento Norte (Brandt et al., 2017; Fig. 4). Consiste en un bloque de basamento que tiene vergencia hacia el este (Folguera et al., 2009) y está constituido por un basamento ígneo-metamórfico de edad Mesoproterozoica, cubierto por unidades silicoclásticas y carbonáticas ordovícicas, las cuales fueron intruidas por doleritas de la misma edad. Le suceden sedimentitas metamórficas silúrico-devónicas. Sobre el Carbonífero continental se apoya el Complejo Volcánico-sedimentario Choiyoi, de edad permo-triásica, el cual representa el magmatismo Gondwánico. Posteriormente se depositó el Triásico continental y por último un conjunto de sedimentitas paleógenas y neógenas de ambiente fluvial (Llambías et al., 2010). El volcanismo asociado al Bloque está relacionado a la expansión del arco hacia el este (retroarco lejano) que tuvo lugar durante el Mioceno medio hasta el Plioceno temprano, mostrando un patrón que indica un aumento en los componentes típicos que conforman la signatura química de arco (Ramos y

Folguera, 2011). De esta forma, el magmatismo de la zona refleja el máximo desarrollo de la zona de bajo ángulo de subducción de la Payenia entre los 15 y los 4 Ma (Litvak et al., 2015), que provocó el levantamiento del Bloque.

El flanco este del Bloque está asociado a una serie de fallas de alto ángulo que levantaron las secuencias clásticas del Triásico sobre el basamento (Folguera et al., 2009). Estas fallas son el resultado de fallas normales invertidas, las cuales formaban el margen occidental de la cuenca Triásica de Alvear (Folguera et al., 2009; González Díaz, 1964). Por lo tanto, la parte norte del Bloque (34°–35°30'S) se caracteriza por estructuras de orientación NO-SE, definidas por el rumbo de la deformación extensional triásica y los corrimientos invertidos andinos que han exhumado una peneplanicie paleozoica (Folguera et al., 2009). En cambio, el margen occidental del Bloque está definido por una serie de fallas normales que afectan los estratos miocenos de la Formación Aisol. La mayor parte de las fallas tienen orientación NO y están asociadas con centros eruptivos monogenéticos, que suelen alinearse sobre las fallas (Folguera et al., 2009). Las erupciones sobre el Bloque San Rafael formaron lineamientos de orientación NO-SE, alcanzando desde unos pocos hasta 60 km de longitud (Bermúdez et al., 1993).

Kay et al., (2006) sugieren que durante el Mioceno medio a tardío (ca. 20 Ma), la placa de Nazca que subduce por debajo de la placa Sudamericana, comenzó a hacerlo con un ángulo menor que el actual. Este período transitorio de subducción somera hizo que el magmatismo con signatura de arco se expandiera hasta 500 km hacia el este de la trinchera. En una primera etapa (15-10 Ma), el magmatismo de arco está evidenciado por las andesitas Huincán I y parte de Huincán II, la andesita Co. Negro y las rocas volcánicas de Charilehue (Nullo et al., 2002; Kay y Copeland, 2006; Kay et al., 2006; Spagnuolo et al., 2012). La segunda etapa tuvo lugar entre los 8 y los 3,5 Ma (Mioceno tardío-Plioceno temprano) e incluye las andesitas más jóvenes de Huincán II, el vulcanismo de Palaoco y el complejo volcánico Chachahuén (Nullo et al., 2002; Kay et al., 2006; Dyhr et al., 2013). La actividad de los dos estadios se correlaciona con el vulcanismo del Bloque San Rafael, siendo las rocas más jóvenes del Bloque junto con las del Chachahuén las que presentan la signatura de arco más fuerte, evidenciado por los altos valores en la relación Ba/Ta y La/Ta (Litvak et al., 2015). La formación de los complejos Nevado y Plateado (Bermúdez, 1991) habría sido similar, siendo las edades de éstos coincidentes con

el período de mayor somerización de la subducción, que ocurrió hacia el Mioceno tardío.

Durante el período de deformación compresiva desarrollado a partir del Mioceno medio, debido a la somerización de la subducción, se inició el avance de la deformación en la faja plegada y corrida de Malargüe (Giambiagi et al., 2008), que migró hacia el este ensanchando el arco volcánico y provocando posteriormente la exhumación del Bloque San Rafael en el Mioceno tardío-Plioceno temprano, mediante fallas inversas de alto ángulo de orientación NNO-SSE y NNE-SSO. El corrimiento que levantó el Bloque está bien expuesto a la latitud de San Rafael y fue cubierto por los basaltos del campo del Nevado a la altura del Co. Negro y Co. Ponon Trehue (Ramos y Folguera, 2011; González Díaz, 1972; Núñez, 1979).

En el sur de Payenia, la losa oceánica comenzó a retomar un mayor ángulo de subducción hacia los 5 Ma aproximadamente, marcando el fin del magmatismo de arco en la región del Chachahuén (Kay et al., 2006; Ramos y Kay, 2006), evidenciado también por el vulcanismo tipo OIB (con signatura geoquímica de intraplaca) que tuvo lugar en Auca Mahuida y Río Colorado (Brandt et al., 2017). El cambio hacia un mayor ángulo de subducción expuso la placa oceánica hidratada con un menor punto de fusión a la astenósfera, creando un mayor influjo de material astenosférico caliente, dando como resultado el extenso volcanismo cuaternario máfico y alcalino de retroarco que conformó la Payenia, junto con el cese de la deformación contraccional y el colapso extensional del Bloque San Rafael (Kay et al., 2006; Ramos y Folguera, 2011). En cambio, el magmatismo de arco prevaleció mayormente en los sectores central y norte de la Payenia durante el Plioceno y hasta el Pleistoceno temprano, como en el caso del volcán Nevado, por ejemplo (Gudnason et al., 2012; Soager et al., 2013). El colapso del Bloque hacia el Cuaternario, se produjo mediante el desarrollo de fallas normales de orientación NO que afectaron al plateau basáltico del campo del Nevado (Ramos y Kay, 2006; Folguera et al. 2009; Ramos y Folguera, 2011; Bermúdez, 1991), como por ejemplo la fractura de Mancha Jarilla. Esto también está evidenciado por la inversión del corrimiento Mioceno tardío que bordea al Bloque, que desarrolló centros monogenéticos de 0,9 Ma (Ramos y Folguera, 2011). A su vez, se reconocieron fallas normales en el área de la laguna Llanquanelo, en la cuenca de antepaís Río Grande. Lo anteriormente mencionado indica que luego del levantamiento del

Bloque, se inició la deformación extensional a partir de 1 Ma, la cual migró hacia el este y finalmente se retrajo hacia el frente orogénico antiguo (Ramos y Folguera, 2011).

El aumento en el ángulo de subducción tuvo implicancias en la distribución del magmatismo, el cual se desplazó en primer lugar hacia el norte y luego fue retrayéndose hacia el oeste, hasta ocupar la posición del arco magmático actual (Gudnason et al., 2012). De esta forma, el magmatismo de arco más antiguo proviene de la Sierra de Chachahuén, con edades entre 7,2-4,8 Ma (Kay et al., 2006), luego se desplazó hacia el campo volcánico del Nevado, donde la actividad volcánica se hace más joven desde el sur hacia el norte (Gudnason et al., 2012). Posteriormente, el magmatismo migró hacia la cuenca de antepaís de Río Grande, al oeste de la falla de Llanquanelo, con actividad volcánica joven menor a 0,5 Ma, la cual se concentra hacia el oeste del segmento Norte (Co. Diamante, edad Ar-Ar de 0,43 Ma) y en los campos volcánicos de Llanquanelo, Infiernillo y Payún Matrú (Gudnason et al., 2012). La placa de Nazca se encuentra actualmente a una profundidad de 190 km por debajo del volcán Co. Diamante (Gudnason et al., 2012).

Lo anteriormente mencionado indica que la actividad magmática se desplazó durante los últimos 3 Ma hacia el norte y oeste, en dirección hacia la trinchera, evidenciado tanto por las edades obtenidas de los cuerpos volcánicos como por su signatura química. El volcanismo en el campo del Nevado siguió el trayecto de retirada de la losa subductante desde el sur hacia el noroeste, lo cual estaría asociado al *rollback* de dicha losa, que junto con el incremento en el ángulo de subducción generó el espacio suficiente para permitir el influjo de material hacia la cuña mantélica (Gudnason et al., 2012).

El volcanismo Holoceno de la Payenia está restringido al campo volcánico del Payún Matrú, el cual presenta basaltos tipo OIB, y al campo volcánico Llanquanelo (Llambías et al., 2010; Germa et al., 2010; Quidelleur et al., 2009; Gudnason et al., 2012). Burd et al. (2008) descubrieron una estructura similar a una pluma que se levanta 200 km por encima de la placa de Nazca, la cual podría ser responsable de la gran actividad volcánica reconocida en el campo del Payún Matrú. La evidencia geofísica presentada por Ramos y Folguera (2011) apunta a la existencia de áreas de atenuación cortical y zonas de baja velocidad subcorticales sobre las cuales

predomina la deformación extensional, producidas por una astenósfera anormalmente caliente por debajo de Payenia.

La parte sur de la Payenia está conformada principalmente por basaltos alcalinos de intraplaca, los campos volcánicos de Payún Matrú y Río Colorado presentan patrones de elementos traza que sugieren poca o nula influencia de los componentes de la placa subducida, y la fuente del manto sería similar a basaltos tipo EM-OIB (basaltos de islas oceánicas de manto enriquecido; Søager et al., 2013; Brandt et al., 2017). Este volcanismo estaría asociado a una anomalía composicional o termal del manto. En cambio, la parte norte de Payenia, como el campo del Nevado y el Segmento Norte, se habría formado sobre el segmento de subducción somera que originó basaltos de retroarco mediante la liberación de fluidos y fundidos de la placa que subduce. Además, los patrones de elementos traza de la zona norte serían transicionales entre intraplaca y arco (Søager et al., 2013; Brandt et al., 2017). De esta forma, estos últimos magmas derivarían de una fuente de manto distinta de la anterior que podría haber estado ascendiendo junto con el manto de intraplaca (OIB enriquecido) de la parte sur, durante y posteriormente al retroceso de la losa de subducción somera (Søager et al., 2013).

4.3 Campos volcánicos de Payenia

Esta provincia basáltica fue dividida inicialmente en dos grandes campos volcánicos por Bermúdez et al. (1993): Payún Matrú hacia el sur y Llanquanelo hacia el norte. Esta división fue posteriormente revisada por Gudnason et al. (2012), que definieron 6 campos volcánicos teniendo en cuenta las edades radiométricas presentes en la literatura y sus nuevas determinaciones mediante el método $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$. De esta forma, el campo Llanquanelo de Bermúdez et al. (1993) fue subdividido en los campos volcánicos Nevado y Llanquanelo mientras que el campo Payún Matrú fue dividido en los campos Payún Matrú y Río Colorado (Fig. 2). A su vez, también se definió el Segmento Norte y el retroarco andino. El presente trabajo se enfoca en el análisis del campo volcánico del Nevado definido por Gudnason et al. (2012).

El campo volcánico Río Colorado se encuentra hacia el sur del Payún Matrú (Fig. 2). El principal edificio poligenético es el volcán Chachahuén, de edad Miocena-Pliocena, compuesto por rocas basálticas a riodacíticas (Kay et al., 2006). El volcán Chachahuén fue formado durante el período de subducción somera de Payenia y

presenta una afinidad geoquímica a rocas de arco (Kay et al., 2006). Hacia el sur se encuentra el escudo basáltico Auca Mahuida, con una alta densidad de conos monogenéticos y basaltos alcalinos (Zencich y Calegari, 2002). Las rocas que lo componen son traquibasaltos a traquiandesitas, de una edad comprendida entre 1,7 y 0,88 Ma (Rosello et al., 2002). El escudo coincide con el extremo sur de la Payenia y está alineado con el cinturón Tromen-Domuyo y la faja N-S de la depresión central. Toda esta zona carece del relleno cenozoico de la depresión central y hacia el sur de Auca Mahuida se ausenta la actividad volcánica (Llambías et al., 2010).

El campo volcánico Payún Matrú está constituido por el volcán del mismo nombre, el cual consiste en un volcán compuesto de forma tipo escudo que derivó en la formación de una caldera, y por el volcán Payún Liso (Germa et al., 2010; Hernando et al., 2019; Fig. 2). A su vez, posee gran variedad litológica (basaltos a traquitas) tanto por diferenciación magmática (Llambías, 1966; Hernando et al., 2014b) como por mezcla de magmas (Hernando et al., 2012). Hacia ambos lados de la caldera, presenta dos campos basálticos distribuidos en una faja de rumbo E-O que contiene alrededor de 200 conos de escoria (Hernando et al., 2014a), varios de ellos alineados con una orientación aproximada E-O. Las edades abarcan desde los 168 ka hasta Holocenas para la caldera, mientras que los flujos de basaltos olivínicos del área de Los Volcanes tienen una edad de 0,32 Ma a 2 mil años (Germa et al., 2010; Espanon et al., 2014; Marchetti et al., 2014). Estas rocas tienen signatura alcalina (Llambías et al., 2010; Hernando et al., 2014b).

El campo volcánico Llanquanelo se ubica hacia el oeste de la laguna Llanquanelo, que es un lago salino de altura (1376 msnm) que se desarrolló como una cuenca endorreica durante el Plioceno-Cuaternario (Violante et al., 2010; Fig. 2). Está compuesto por conos de escoria, algunos maares y anillos de tobas, los cuales fueron formados en erupciones freatomagmáticas (Llambías et al., 2010). Los volcanes más importantes que componen este campo son el volcán Malacara, el cual es una combinación de un cono de escoria estromboliano con un cono de tobas, y el volcán Carapacho, que es un anillo de tobas de 90 m de altura (Llambías et al., 2010). Estos volcanes tienen edades que rondan los 450 ka (Bermúdez et al., 1993). Las edades obtenidas por Gudnason et al. (2012) están entre 0,28 y 0,16 Ma. La mayoría de los volcanes se posicionan sobre fracturas de orientación ENE-OSO (Mazzarini et al., 2008; Risso et al., 2008).

El Segmento Norte incluye los volcanes ubicados hacia el norte y oeste de San Rafael, por ejemplo, el volcán poligenético Diamante, que se encuentra en la parte norte de la cuenca de antepaís Río Grande (Fig. 2). Las rocas que lo componen son basanitas, basaltos y andesitas traquibasálticas (Folguera et al., 2009; Llambías et al., 2010). Este volcán se asienta sobre coladas basálticas subhorizontales, que fueron datadas por Gudnason et al. (2012) en 0,43 Ma. Estos autores también dataron una muestra en la cima del volcán que arrojó una edad de 0,06 Ma.

El campo volcánico del retroarco andino abarca escasos volcanes ubicados hacia el oeste de los campos volcánicos de Llanquanelo y Payún Matrú (Fig. 2). Las rocas datadas por Gudnason et al. (2012) fueron eruptadas en los últimos estadios de actividad en la faja plegada y corrida de Malargüe, en la zona de Bardas Blancas, con edad de 1,37 Ma y en el área de Infiernillo con edad de 0,83 Ma.

En cuanto al campo volcánico del Nevado, éste se encuentra situado en el antepaís, sobre el Bloque San Rafael, hacia el este de la laguna Llanquanelo (Figs. 2 y 4). Abarca el área comprendida entre la localidad de San Rafael y los 36°30'S. Está limitado hacia el oeste por la falla Llanquanelo (69°O) y hacia el este por el frente de corrimiento que bordea el Bloque San Rafael (Figs. 4 y 5). Este campo volcánico presenta centros eruptivos poligenéticos pequeños a medianos del Mioceno superior, como el Chorreado, Pelado, Zaino, entre otros (Figs. 4 y 5). Las rocas que los componen tienen afinidad calcoalcalina y son andesitas, traquiandesitas basálticas, traquitas, dacitas y riolitas (Llambías et al., 2010). Ramos et al. (2014) determinaron una edad K-Ar en roca total de 13,7 Ma para el volcán Zaino y una edad K-Ar en plagioclasa de 11,3 Ma para el volcán Chorreado.

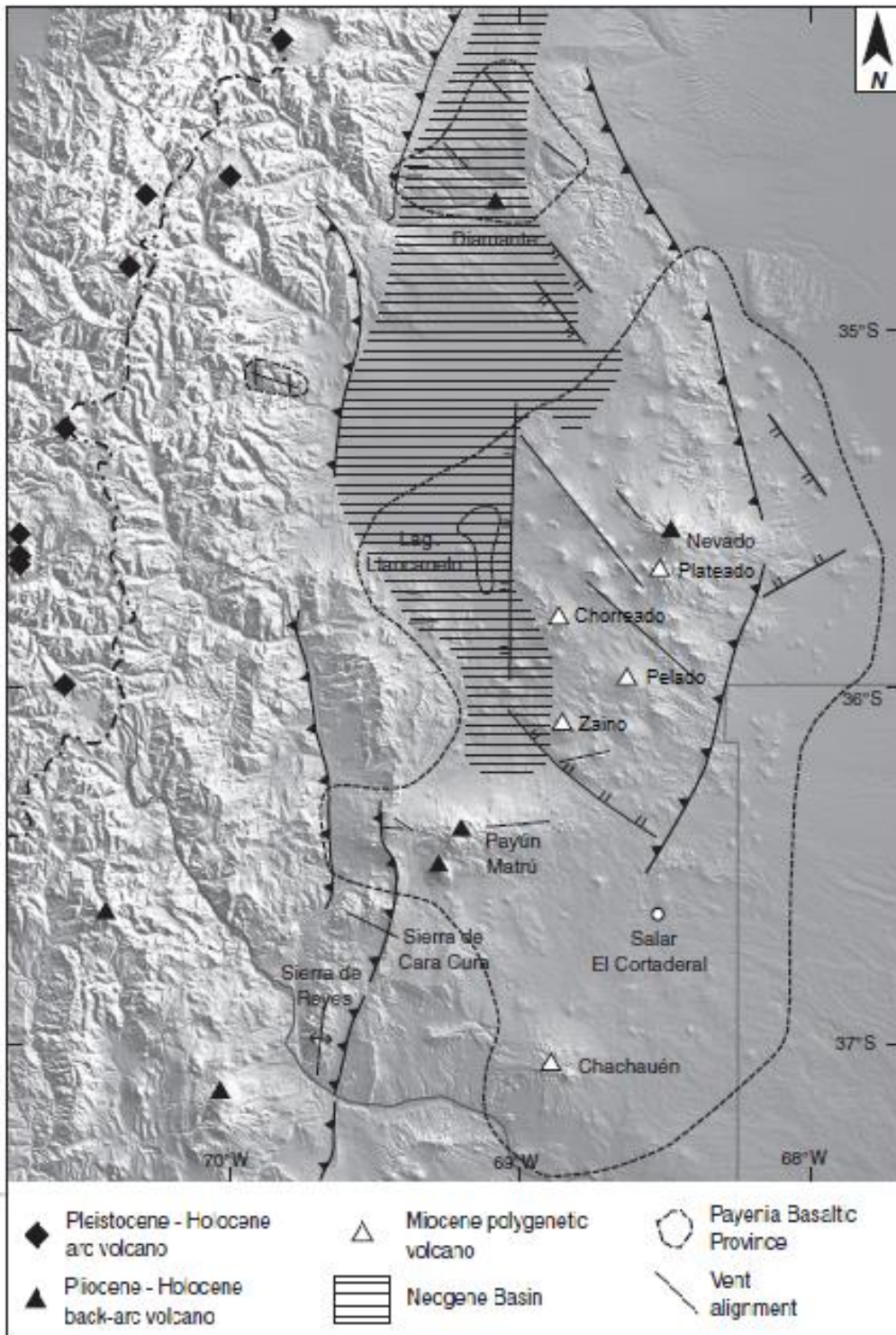


Figura 5: DEM tomado de Hernando et al. (2014a) mostrando los volcanes poligenéticos Miocenos presentes en el campo volcánico del Nevado, junto con los volcanes de retroarco del Plioceno-Holoceno de Payenia y los volcanes de arco del Pleistoceno-Holoceno.

Hacia el Plioceno se formó el volcán compuesto El Nevado, de 3833 msnm, que está situado hacia el norte del Co. Plateado, y entre ambos forman el complejo volcánico Nevado-Plateado (Fig. 5). El Plateado presenta una edad K-Ar en plagioclasa de 3,9 Ma (Ramos et al., 2014). Quidelleur et al. (2009) obtuvieron para el Nevado una edad K-Ar de 1,32 Ma. Las rocas que lo componen son calcoalcalinas de alto K y

alcalinas: traquitas, traquiandesitas alcalinas y traquiandesitas basálticas. Para el Plioceno-Pleistoceno, se desarrolló actividad volcánica basáltica en forma de pequeños conos piroclásticos (Llambías et al., 2010). Gudnason et al. (2012) determinaron una edad de 2,83 Ma para el Co. Chacaico, ubicado hacia el sur de este campo volcánico. Las coladas de lava presentes en la región son de tipo pahoehoe, con espesores que llegan a 6 m en su parte distal, teniendo un sector masivo central y sectores superior e inferior vesiculados (Llambías et al., 2010). Las mismas fluyeron sobre rocas del Paleozoico pertenecientes al Bloque San Rafael y del Neógeno en torno a El Nevado (Bermúdez et al., 1993).

Diversas edades radimétricas realizadas sobre rocas de este campo volcánico indican que son de edad Pleistocena. En este sentido, Bermúdez (1988) definió la Formación Mancha Jarilla de edad Cuaternaria, reconociendo dos grupos de volcanes con distintos grados de erosión y obtuvo una edad de 1,8 Ma (K-Ar en roca total). Quidelleur et al. (2009), mediante el método K-Ar (sobre concentrados de pasta), obtuvieron edades de entre 1,8 y 0,94 Ma. Folguera et al. (2009), determinaron mediante K-Ar para seis centros eruptivos basálticos en la zona norte de este campo, edades de entre 1,78 y 0,75 Ma. Gudnason et al. (2012) y Quidelleur et al. (2009) obtuvieron una edad de 1,58 Ma para el Co. Colorado y 1 Ma para el cono Perro Atado respectivamente, los cuales se sitúan en una cadena de volcanes que forman un lineamiento con orientación NO-SE hacia el oeste del Nevado, llamado fractura Mancha Jarrilla. Hacia el NNE del Nevado se encuentra el volcán poligenético Ponon Trehue, que fue datado en 1,11 Ma, y hacia el sur de San Rafael se encuentra el cono monogenético Co. Negro, con edad de 0,79 Ma (Gudnason et al., 2012).

Los centros eruptivos cuaternarios de este campo volcánico están representados por numerosos conos monogenéticos basálticos formados por aglomerados y brechas con variable grado de soldamiento, de entre 20 a 200 m de altura, y originados mediante mecanismos eruptivos estrombolianos y hawaianos. Algunos presentan signos de erosión, aunque la mayoría de los cráteres se pueden distinguir (Llambías et al., 2010). La actividad volcánica migró hacia el oeste, donde fallas extensionales con rumbo NO concentran a los conos monogenéticos, como en el caso del Co. Mancha Jarilla (Bermúdez et al., 1993).

5. Resultados

A partir del mapa de puntos realizado para el campo volcánico del Nevado, se reconocieron un total de 433 edificios volcánicos monogenéticos, de los cuales 430 corresponden a conos de escoria y solamente 3 a maares (Fig. 6). A su vez, se mapearon las bases de los principales volcanes poligenéticos presentes, como el Co. Ponon Trehue, el Vn. Nevado, el Vn. Plateado, el Vn. Chorreado, el Vn. Pelado y el Vn. Zaino, junto con las estructuras principales presentes en el área de estudio (Fig. 6).

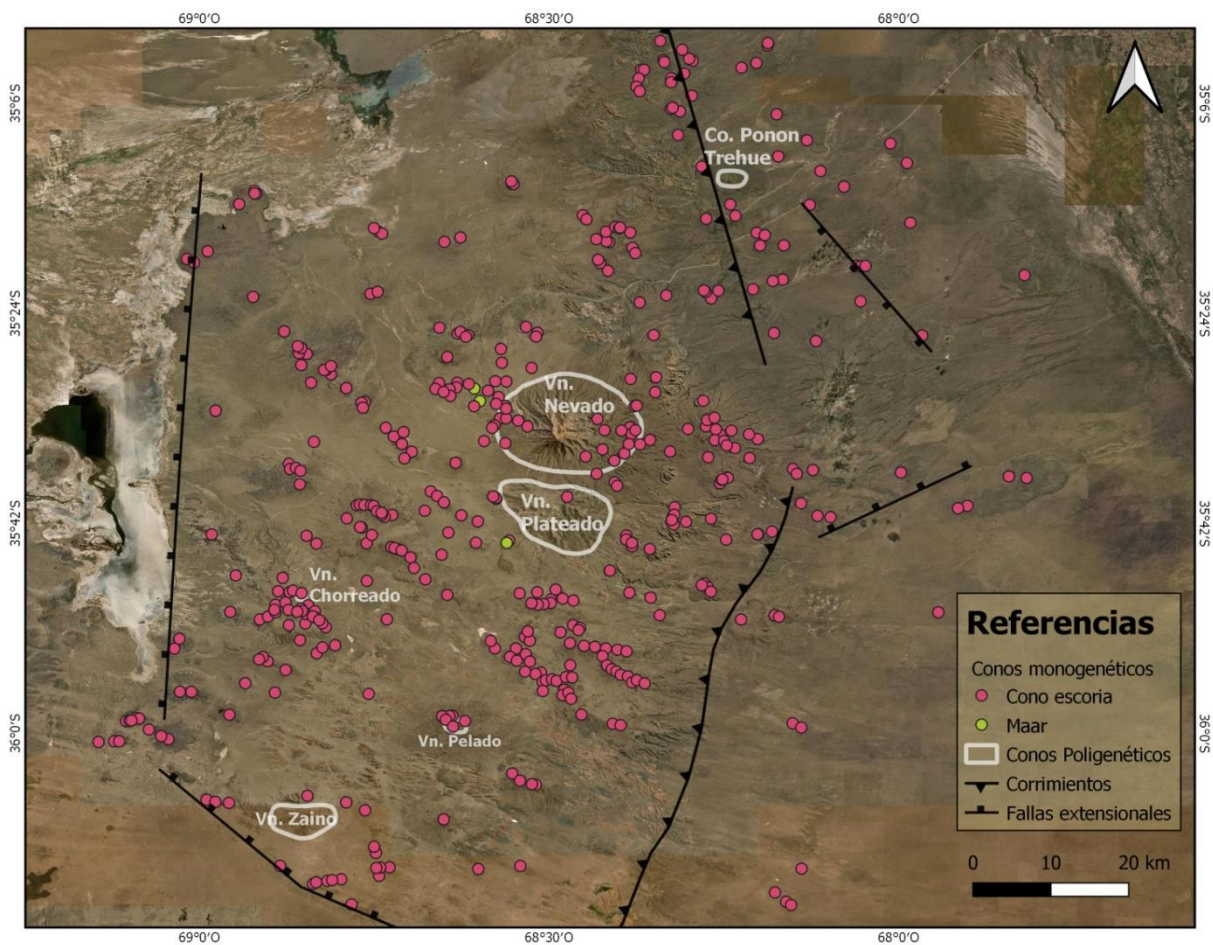


Figura 6: Mapa de puntos del campo volcánico del Nevado realizado a partir de imágenes satelitales ESRI, donde los puntos rosados corresponden a conos de escoria, los puntos verdes a maares, los polígonos blancos marcan el contorno externo de los volcanes poligenéticos y las líneas negras corresponden a estructuras tectónicas previas que incluyen a los principales corrimientos del Bloque San Rafael (Folguera et al., 2009; Ramos y Folguera, 2011) y las fallas extensionales cuaternarias (Folguera et al., 2009; Ramos y Folguera 2011).

Los conos monogenéticos presentan evidentes signos de erosión, haciéndose difícil la distinción del cráter en algunos casos y la extensión de la base en otros, debido a la presencia de marcas de drenaje o debido a que están obliterados por lavas posteriores. Por este motivo, la morfología de base y cráter de los conos no se puede determinar de una manera confiable en todos los casos. De todas maneras, en los pocos casos en los que se pudo determinar la morfología de la base y el cráter del cono, se observa que estos son aproximadamente circulares, con ejes mayores y menores de valores similares. Muy pocos conos están elongados, a comparación de otros campos volcánicos de Payenia, en donde la presencia de conos elongados es frecuente (ej. Campo Volcánico Payún Matrú; Hernando et al., 2014a). Sin embargo, en el campo volcánico del Nevado, se identificaron numerosas crestas longitudinales indicadoras de erupciones fisurales, formadas a partir de dos o más conductos coalescentes o un conducto de morfología lineal (ej. Paulsen y Wilson, 2010).

La distribución de densidad de los conductos fue determinada mediante un mapa de densidad de los conos (*heatmap*, con puntos de 4,5 km de radio y una razón de decaimiento de 0; Fig. 7). En dicho mapa de densidad se muestra que los conductos volcánicos se concentran siguiendo una clara tendencia NO-SE en su distribución, identificándose tres lineamientos principales definidos por una mayor concentración de conos (líneas de puntos rojas en la Fig. 7) en las inmediaciones de la laguna Llanquanelo. Hacia el este y noroeste, en la zona del volcán Nevado, parecieran seguir esta tendencia también, pero de forma más dispersa y con una menor densidad de conos.

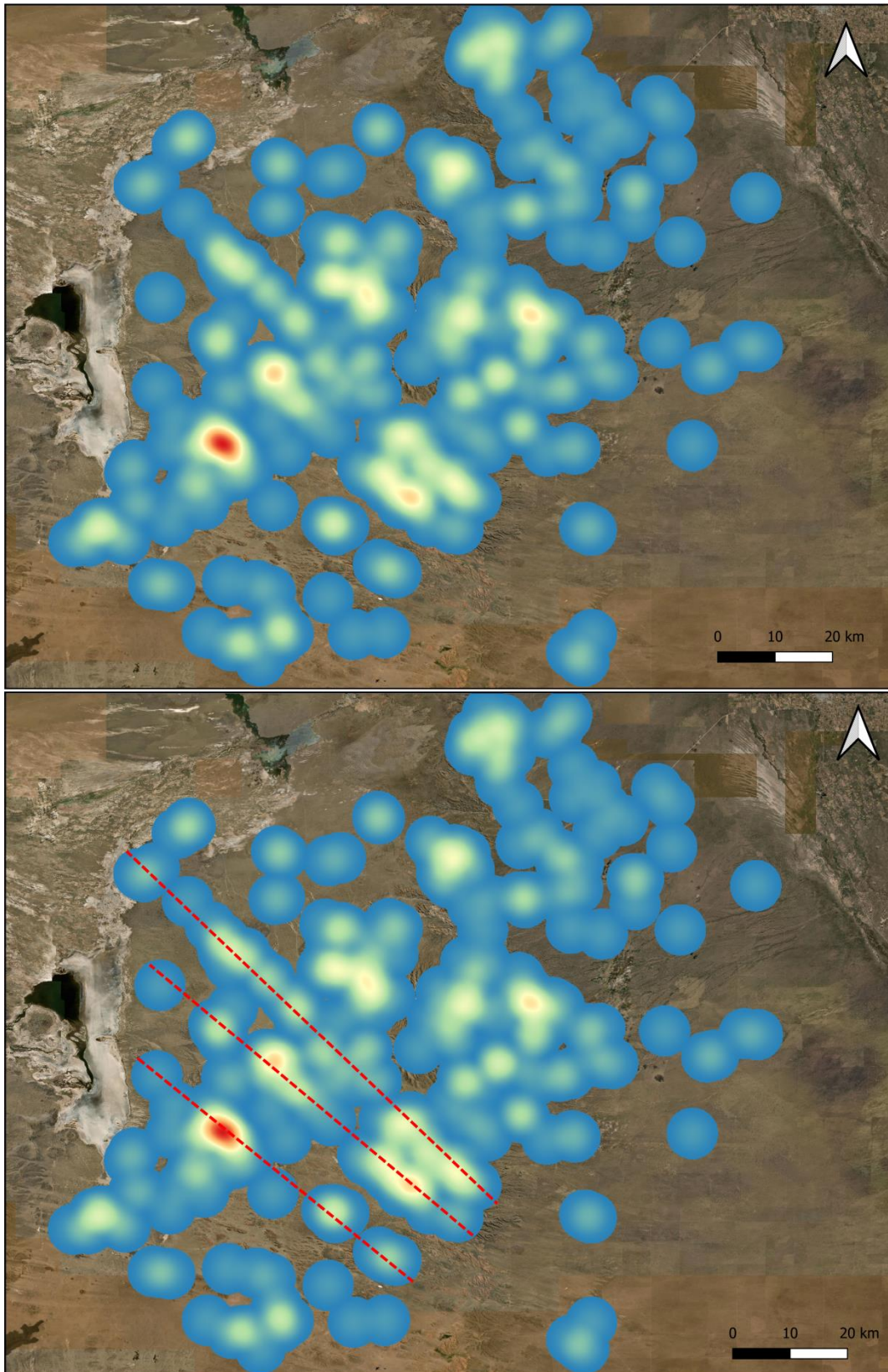


Figura 7: Mapa de densidad (*heatmap*) de los conos de escoria del campo volcánico del Nevado. En la imagen de abajo se pueden apreciar los 3 lineamientos principales con orientación NO-SE.

A partir de los mapas realizados, se pudieron reconocer 56 lineamientos de conos de escoria, los cuales fueron definidos teniendo en cuenta la ubicación central de los conductos volcánicos, la morfología de estos conductos (de la base y del cráter solo en aquellos casos donde fue posible) y la presencia de crestas fisurales, las cuales indican el rumbo de la fisura (Fig. 8). Cada lineamiento fue definido siguiendo el criterio de Paulsen y Wilson (2010), es decir, a partir de 3 o más conos de escoria adyacentes, en los casos donde no hay erupciones fisurales o conos elongados. Menos de 3 conos pueden definir un lineamiento si hay un conducto elongado o una cresta fisural presente, los cuales marcan el rumbo del dique alimentador. La mayoría de estos lineamientos, precisamente 36 de los mismos, están orientados según la dirección NO-SE, 15 lineamientos tienen orientación NE-SO y sólo 5 poseen orientación E-O, como se muestra en la Fig. 8. La longitud promedio de los lineamientos es de 6366 m, con un valor mínimo de 1350 m y un valor máximo de 26544 m.

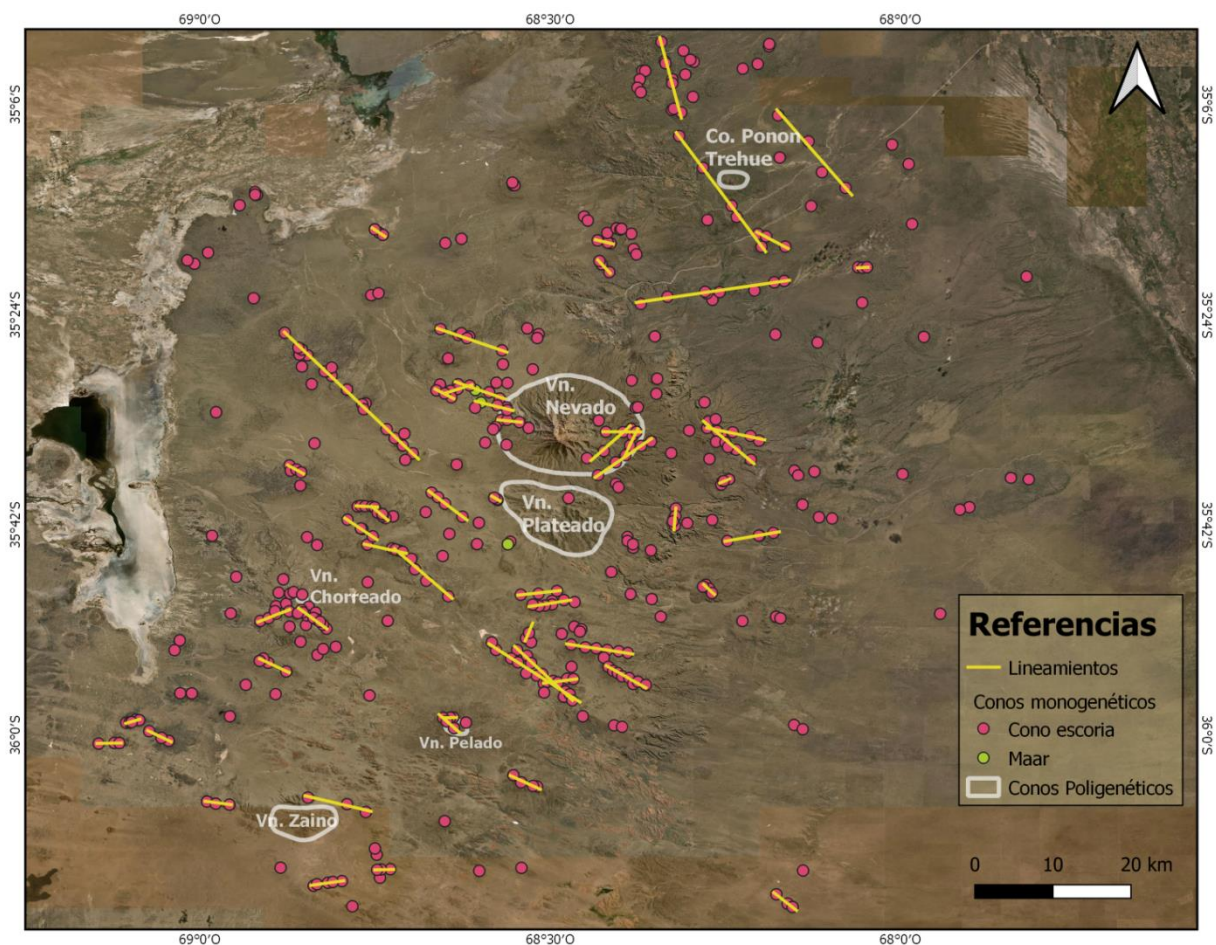


Figura 8: Mapa del campo volcánico del Nevado realizado a partir de imágenes ESRI. En color amarillo se muestran los lineamientos de conos de escoria identificados para dicho campo volcánico.

A partir de los datos de azimut de cada lineamiento, se realizó un diagrama de rosas (Fig. 9) donde se muestra la orientación de los mismos. El azimut medio de todos los lineamientos es de N105°, siendo la dirección de mayor frecuencia el rango comprendido entre N120-140°. Los lineamientos con azimut NE-SO presentan una frecuencia marcadamente menor a los lineamientos NO-SE, y se encuentran del lado este del Nevado.

Debido a la alta variabilidad de los lineamientos en cuanto a su longitud, se realizó un histograma comparando la cantidad de lineamientos presentes con respecto a su longitud (Fig. 10). De esta forma, se puede reconocer que los lineamientos de menor longitud (< 12 km) son significativamente más frecuentes, habiéndose identificado 50 lineamientos, mientras que los de mayor longitud (>12 km) son menos frecuentes, habiendo sólo 6 lineamientos.

Estas dos categorías fueron representadas mediante diagramas de rosas diferentes, donde los lineamientos más cortos y frecuentes presentan un vector medio de N102° y un mayor número de lineamientos comprendidos en el rango entre N120° y N140° (Fig. 11). Por otra parte, los lineamientos más largos y menos frecuentes tienen un vector medio de N135°, estando la mayor parte en el rango de N140°-150° (Fig. 11).

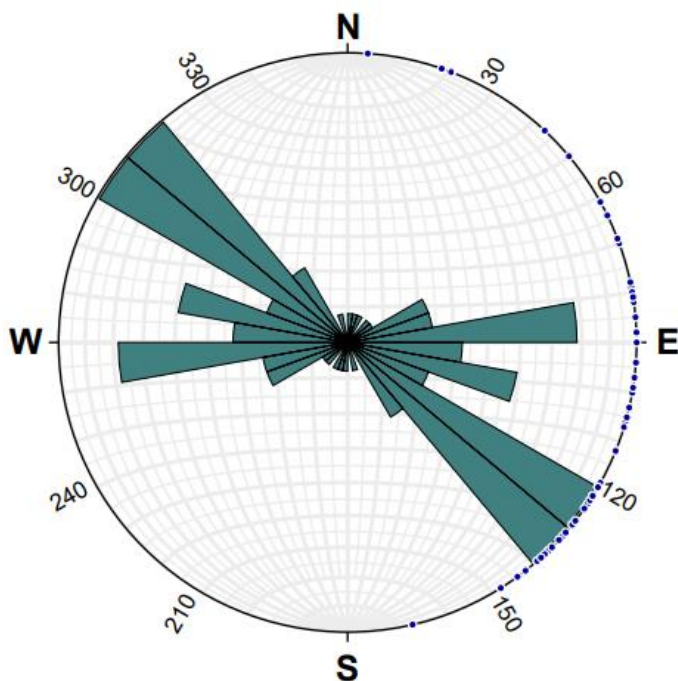


Figura 9: Diagrama de rosas de los lineamientos del campo volcánico del Nevado, con un intervalo de 10°. Realizado con el software Stereonet 11, Allmendinger et al. (2020). El azimut medio de los lineamientos es de N105°.

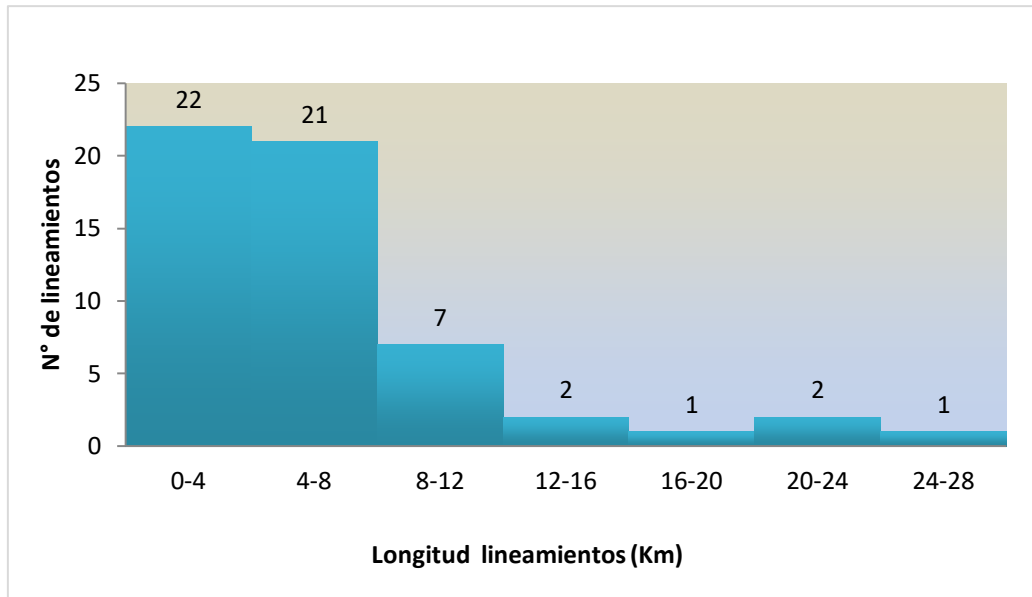


Figura 10: Histograma relacionando cantidad y longitud (Km) de los lineamientos. Se pone en evidencia que los lineamientos de menor longitud son significativamente más frecuentes que aquellos de mayor longitud.

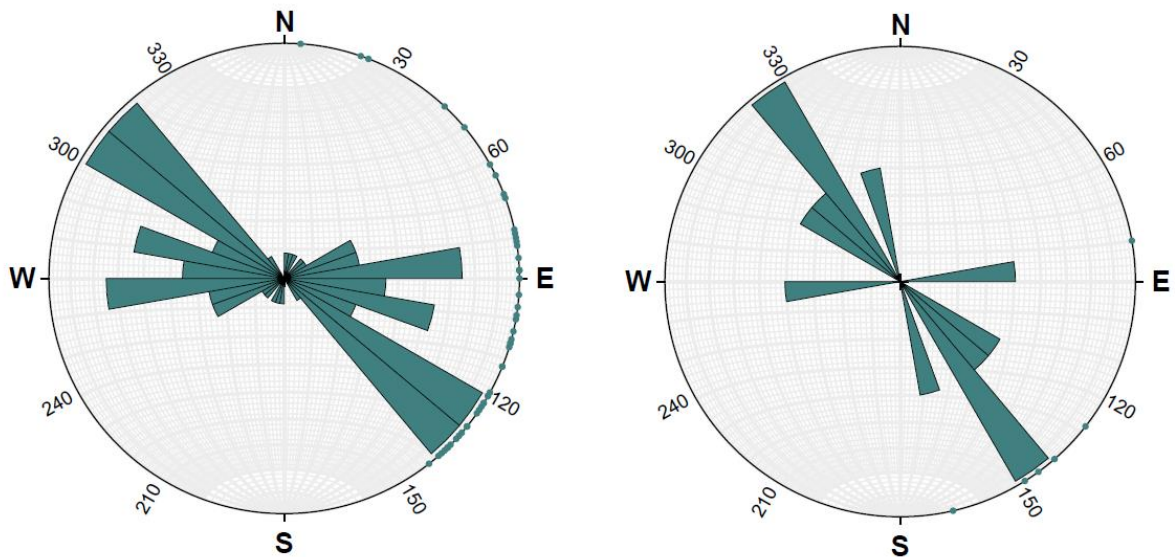


Figura 11: Izquierda: diagrama de rosas de los lineamientos de menor longitud y mayor frecuencia. Derecha: diagrama de rosas de los lineamientos de mayor longitud y menor frecuencia. Realizados con el software Stereonet 11. Allmendinger et al. (2020).

Para la identificación de lineamientos de edificios monogenéticos puede utilizarse la morfología de los mismos ya que, si son elongados, su dirección de elongación indica la orientación del dique alimentador (Paulsen y Wilson, 2010). Sin embargo, debido a la gran cantidad de conos presentes en el campo volcánico del Nevado (430), y a que numerosos conos presentan un grado de erosión que dificulta la correcta identificación de los cráteres y bases de los mismos, es que la metodología propuesta por Paulsen y Wilson (2010) para la identificación y caracterización de los lineamientos no se utilizó en todos los conos de escoria presentes en el área de estudio. En el presente trabajo se incluye un ejemplo de aplicación de la metodología mencionada sobre el lineamiento Mancha Jarilla, ubicado hacia el oeste del Nevado (Fig. 12). El lineamiento presenta una longitud de 26544 m, un azimut de N139° y está conformado por 21 conductos volcánicos. Se mapeó la base y cráter de los conos de escoria cuya identificación confiable fue posible (6). Posteriormente se determinó la longitud de los ejes mayor y menor de cada uno para obtener la relación axial (eje mayor/eje menor), la cual es $<1,2$ en los 6 conos de escoria mapeados. Los valores de relación axial indican que son básicamente de morfología circular y que no hay conos con elongación suficiente como para ser utilizados como indicadores de la orientación del sistema alimentador.



Figura 12: A: Lineamiento Mancha Jarilla, elegido para aplicar la metodología de Paulsen y Wilson (2010). B y C: detalle de los conos que conforman el lineamiento anterior.

6. Discusiones

Dos importantes factores controlan el ascenso del magma hacia la superficie y su almacenamiento: el campo de esfuerzos regional y las estructuras previas presentes, tales como discontinuidades reológicas y/o estructurales, por ejemplo discontinuidades estratigráficas, fracturas, fallas, etc. (Martí et al., 2016). En sistemas volcánicos monogenéticos, conformados por productos volcánicos de composiciones básicas, el magma generalmente no se acumula en cámaras superficiales, sino que llega a la superficie desde zonas de almacenamiento profundas. Este magma básico generalmente asciende desde reservorios intermedios ubicados en la corteza inferior o media, o inclusive desde las fuentes ubicadas en los niveles más superficiales del manto. Por estos motivos es que el ascenso del magma va a depender particularmente del campo de esfuerzos regional y de las discontinuidades reológicas/estructurales presentes, las cuales pueden producir una modificación en los esfuerzos y consecuentemente cambiar la dirección de emplazamiento del magma (Martí et al., 2016).

En la zona fuente del magma, es decir donde se genera el mismo, cuando se acumula un volumen suficiente, el magma se vuelve gravitacionalmente inestable y tenderá a ascender en forma de diapiros, esto es en magmas basálticos del manto, cuando las rocas circundantes pueden deformarse plásticamente debido a su baja viscosidad relativa (Spera, 1980; Rubin, 1998). Este movimiento ascendente continuará hasta que la roca por encima se comporte como un sólido frágil, a partir de ese momento el magma continuará su ascenso a través de fracturas en la roca hospedante (Martí et al., 2016). Si la sobrepresión del magma supera la cohesión y los esfuerzos confinantes de la roca hospedante, ésta se romperá formando una fractura a través de la cual el magma podrá intruirse formando un dique y así emplazarse en niveles más superficiales (Jaeger y Cook, 1979; Valentine y Hirano, 2010). De esta manera, la formación de intrusiones laminares puede enmarcarse dentro de los procesos controlados por la fracturación hidráulica, donde el factor impulsor es la sobrepresión del fluido, en este caso particular, la sobrepresión del magma (Gudmundsson, 2011). Por lo tanto, para iniciar una intrusión laminar se deben lograr las condiciones para la ruptura de la roca y el inicio de la hidrofractura (Jaeger y Cook, 1979; Gudmundsson et al., 1999; Gudmundsson, 2011).

Una vez formada la fractura se producirá la propagación de los diques, impulsada por la diferencia de densidad entre el magma y la roca de caja, es decir, por su flotabilidad (Le Corvec et al., 2013). La dirección en la que el magma va migrando puede cambiar al encontrarse con discontinuidades estructurales como ser fallas normales o fracturas tensionales, que pueden atrapar el magma y facilitar su ascenso hacia niveles más superficiales (Martí et al., 2016). La geometría que tendrán estas fracturas va a estar controlada por el campo de esfuerzos tectónico, que está definido por 3 esfuerzos compresivos principales: $\sigma_1 \geq \sigma_2 \geq \sigma_3$ (Rubin, 1995).

Las vías de ascenso del magma dentro de la corteza superior frágil estarán gobernadas por dos tipos de geometría: fracturas de extensión generadas recientemente por diques y orientadas de forma perpendicular al mínimo esfuerzo compresivo (σ_3) o fracturas preexistentes orientadas aproximadamente paralelas al máximo esfuerzo (σ_1) y que se abren o reactivan por inyección del magma en el dique (Rubin, 1995; Ziv et al., 2000).

De esta manera, en los campos volcánicos monogenéticos, la geometría interna del sistema magmático, controlada tanto por los esfuerzos regionales como por estructuras preexistentes, se expresa en superficie mediante lineamientos o alineaciones de centros volcánicos (Connor et al., 1992; Paulsen y Wilson, 2010; Rooney et al., 2011). Los lineamientos volcánicos pueden representar el campo de esfuerzos al tiempo de la intrusión si sus diques alimentadores se propagan en fracturas recientemente formadas orientadas perpendicularmente a la dirección del esfuerzo principal mínimo (σ_3) (Delaney et al., 1986). Alternativamente, los diques pueden aprovechar fallas preexistentes, en donde la orientación de los lineamientos no necesariamente representa el campo de esfuerzos contemporáneo (Valentine y Krogh, 2006).

La influencia de fracturas preexistentes está relacionada a la capacidad que tiene un dique de reactivar una fractura que puede no coincidir con el campo de esfuerzos tectónicos (Le Corvec et al., 2013). Jolly y Sanderson (1997) demostraron que diques con baja presión magmática sólo pueden reactivar fracturas preexistentes que estén favorablemente orientadas con respecto al campo de esfuerzos presente, mientras que diques con alta presión magmática podrían reactivar fracturas

preexistentes que tengan cualquier orientación relativa al campo de esfuerzos, y por ende pueden generar sets de lineamientos con orientaciones preferenciales.

Para el caso de la zona del retroarco andino de la Zona Volcánica Sur, es de esperar que la orientación actual del máximo esfuerzo horizontal esté controlada principalmente por las fuerzas de borde de placa, la dirección de empuje de dorsal (E-O) y por las fuerzas topográficas. Respecto a las fuerzas relacionadas al borde de placas, el vector de convergencia entre las placas de Nazca y Sudamericana tiene un azimut de $N80^\circ$ (Angermann et al., 1999; Norabuena et al., 1999; Kendrick et al., 2003), mientras que las fuerzas topográficas serían en sentido E-O, perpendiculares al eje topográfico principal de la cordillera de los Andes. Por lo tanto, todas estas fuerzas actúan con una dirección aproximada E-O. Por otra parte, Guzmán et al. (2007) analizaron el *breakout* (deformación) de pozos ubicados en la Cuenca Neuquina, entre los 34° - 39° S. A partir del análisis de la deformación actual en 115 pozos petroleros obtuvieron como resultado una orientación media para el máximo esfuerzo horizontal de $88,7^\circ$ (Fig. 13).

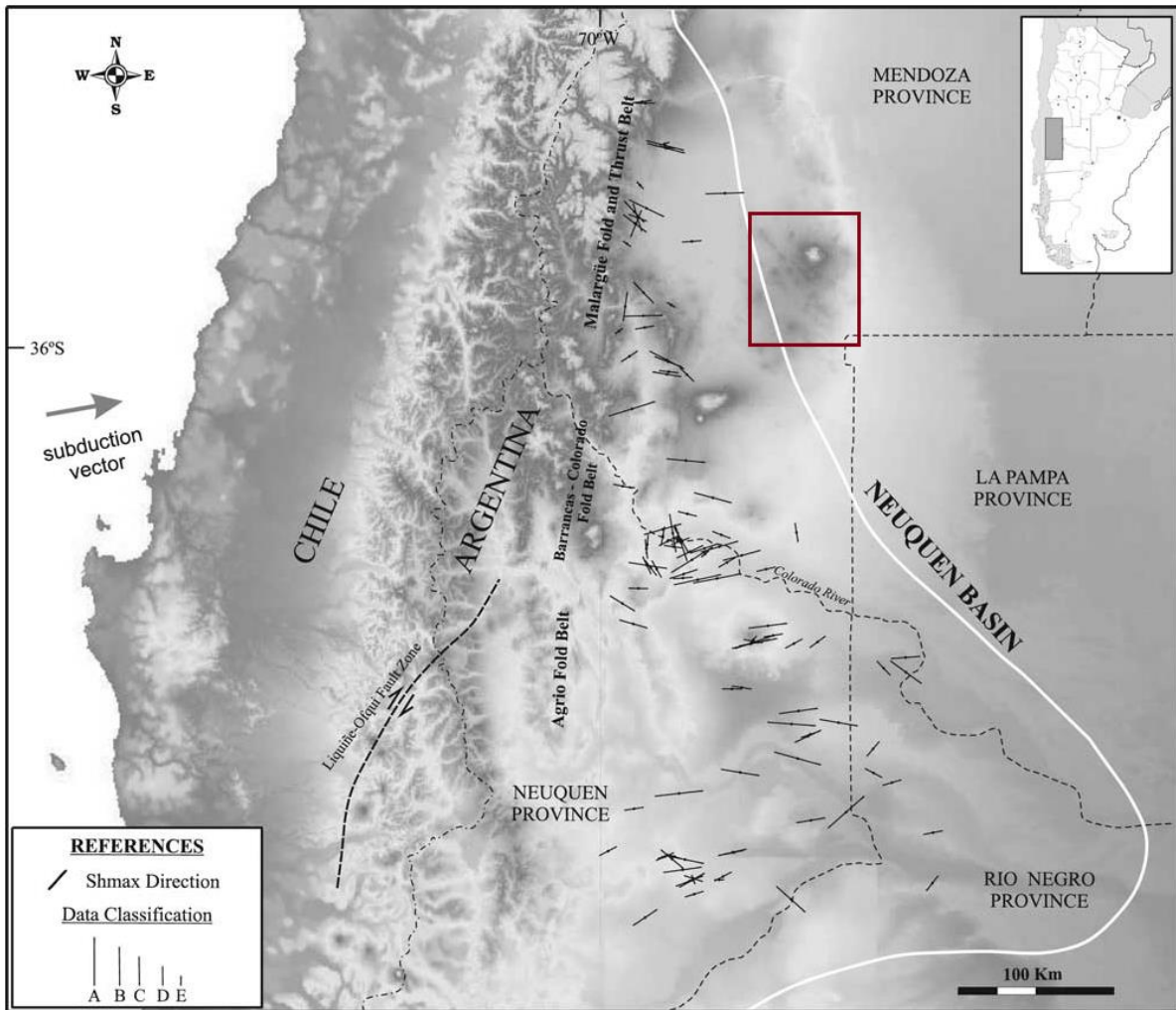


Figura 13: Imagen tomada de Guzmán et al. (2007) donde se muestra la orientación y clasificación (siguiendo criterios de *World Stress Map*) del máximo esfuerzo horizontal de 115 pozos de la Cuenca Neuquina. El recuadro rojo indica la ubicación del campo volcánico del Nevado.

Esta dirección del máximo esfuerzo horizontal en el retroarco andino, definida para la zona de la cuenca Neuquina (Fig. 13), está alineada con el vector de subducción de la placa de Nazca y es perpendicular a la topografía; por lo tanto, es consistente con la tendencia esperada para el máximo esfuerzo horizontal actual. Sin embargo, a escalas locales Guzmán et al. (2007) observaron desviaciones significativas del patrón general E–O, como por ejemplo, hacia el norte del Río Colorado donde el máximo esfuerzo sigue una tendencia ESE, hacia el sur del Río Colorado donde tiene una tendencia ENE y al sudeste de la región, donde tiene tendencia NE (Fig. 13). Esto puede deberse a fuerzas inducidas por ejes topográficos locales no meridianos o a control estructural del basamento.

Con respecto al campo volcánico del Nevado, si bien se encuentra hacia el E de la zona estudiada por Guzmán et al. (2007), se encuentra en las cercanías y podría esperarse que el campo de esfuerzos fuera similar a otras zonas del retroarco. En

este campo volcánico, puede observarse que la mayoría de los lineamientos de conos volcánicos identificados poseen una orientación NO-SE, la cual no coincide con la dirección esperable si el factor determinante fuera el campo de esfuerzos E-O medido por Guzmán et al. (2007). Dichos lineamientos están distribuidos principalmente por los sectores norte, oeste y sur del campo volcánico, mientras que los escasos lineamientos NE-SO se ubican hacia el noreste y este del campo. Son muy pocos los lineamientos que tienen orientación E-O, los cuales se ubican principalmente hacia el sur del campo volcánico (Fig. 14).

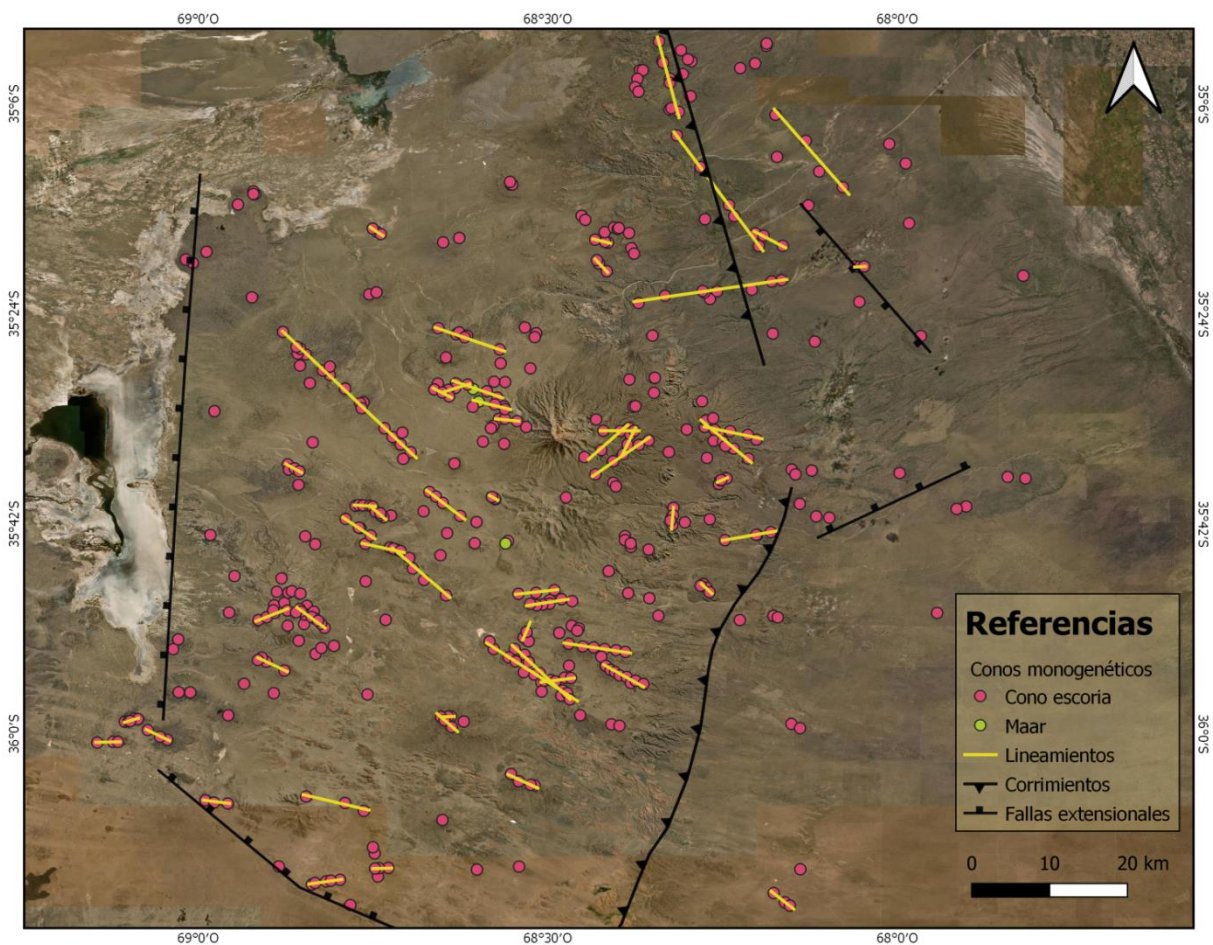


Figura 14: Mapa del campo volcánico del Nevado mostrando los conos monogenéticos, los lineamientos y las estructuras previas (Folguera et al., 2009; Ramos y Folguera, 2011).

Los lineamientos de mayor longitud (>12 km) y de menor frecuencia, poseen una marcada orientación NO-SE, mientras que los de menor longitud y más frecuentes son los que presentan una mayor participación de lineamientos con orientación NE-SO y E-O.

En la Fig. 14 puede observarse que los conos monogenéticos tienen una mayor densidad de distribución principalmente hacia el oeste y sur del Nevado, y los

mismos se concentran mayormente sobre los lineamientos NO-SE y algunos NE-SO. También hay numerosas crestas fisurales. Por otra parte, hacia el este del Nevado, los conos se distribuyen de forma más dispersa y sólo se concentran en lineamientos en las inmediaciones del Nevado, mientras que hacia el norte del mismo ocurre una situación intermedia entre las anteriormente mencionadas, es decir, parte de los conos se concentran en lineamientos y parte están dispersos.

Cabe mencionar que la distribución de los conos monogenéticos no parece asociarse a las estructuras principales definidas en la zona, es decir, las zonas de mayor densidad de conos no son aledañas a las principales estructuras definidas, las cuales son tanto compresivas como extensionales. Si bien las estructuras principales se ubican cercanas al borde del campo volcánico del Nevado (Fig. 14), en su interior las estructuras frágiles podrían estar obliteradas o enmascaradas por la actividad volcánica. Sin embargo, el rumbo de muchos de los lineamientos de este campo volcánico (incluyendo lineamientos de baja frecuencia y amplia longitud) parecen coincidir con la orientación de fallas normales NO-SE observadas en la Fig. 15. Estas fallas extensionales son estructuras típicas cuaternarias del Bloque San Rafael, debidas a la deformación extensional triásica y los corrimientos invertidos andinos (Folguera et al., 2009). Estas estructuras NO-SE serían sitios favorables para el ascenso de magma. Si bien estas estructuras son oblicuas a la dirección de los esfuerzos principales, el magma puede ascender utilizando estas estructuras pre-existentes si la presión magmática es lo suficientemente grande (Jolly y Sanderson, 1997).

De acuerdo con las orientaciones definidas por los lineamientos, la orientación esperable de acuerdo a los esfuerzos regionales (~E-O) no es la predominante. Relativamente pocos lineamientos de pequeña longitud siguen dicha orientación. Por lo tanto, aunque el campo de esfuerzos es relevante e influye en cierta medida en los lineamientos presentes en el campo volcánico del Nevado, la presencia de estructuras previas corticales parece tener una mayor influencia en la determinación de los lineamientos, y por lo tanto en definir los caminos y orientaciones de las vías de ascenso del magma. Esta situación es similar a lo que ocurre en otros campos volcánicos, en donde la presencia de estructuras previas corticales tiene un rol más determinante que el campo de esfuerzos en configurar las vías de ascenso del magma (e.g. Tibaldi et al., 2017).

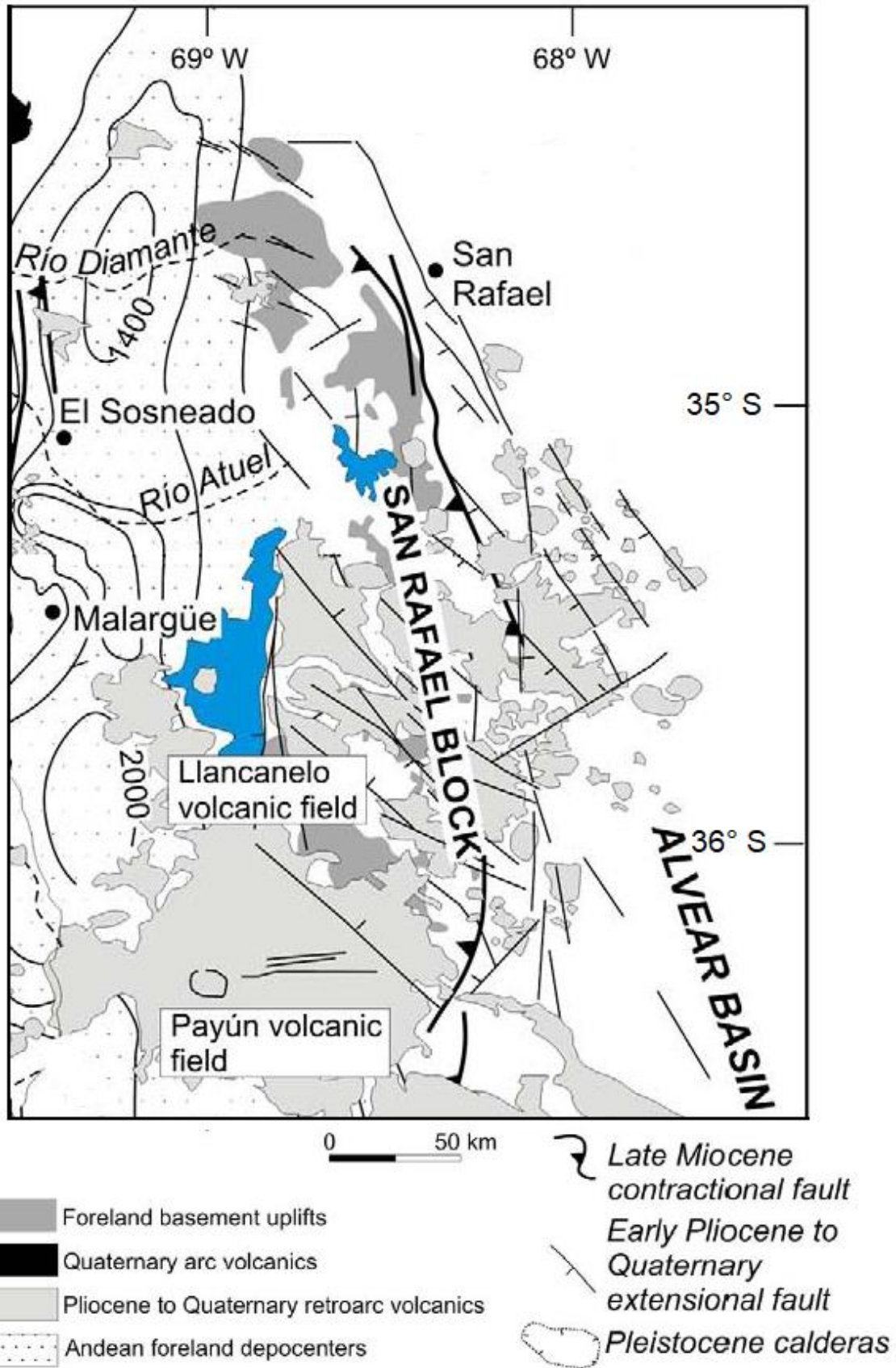


Figura 15: Imagen tomada de Folguera et. al (2009). Se muestran las principales estructuras presentes en esta zona de la Payenia. Estructuras compiladas de: Polanski (1954, 1963, 1964), Desanti, (1956), González Díaz (1964, 1972, 1979), Holmberg (1964, 1973), Fidalgo (1973), Núñez (1976, 1979), Delpino y Bermúdez (1985), Cortés (2000).

7. Conclusiones

A partir del mapa de puntos realizado para el campo volcánico del Nevado, se identificaron 433 edificios volcánicos monogenéticos, de los cuales 430 corresponden a conos de escoria y 3 a maares. Dichos conos presentan evidentes signos de erosión y en algunos casos, en donde fue posible identificar base y cráter, se puede observar que presentan morfología circular. A su vez, gran parte de los conos se disponen de forma adyacente o como aberturas en numerosas crestas fisurales, conformando lineamientos. De esta manera fue posible definir 56 lineamientos que presentan un azimut medio de $N105^\circ$. La mayoría de ellos posee una orientación NO-SE y se distribuyen principalmente hacia el oeste y sur del Nevado, en las inmediaciones de la laguna Llanquanelo, coincidiendo con la mayor densidad de distribución de los conos. Algunos lineamientos de orientación NE-SO se disponen sobre todo hacia el este y noreste del campo y hay muy pocos lineamientos E-O que se encuentran hacia el sur de este campo volcánico.

Los principales factores que controlan el ascenso del magma hacia la superficie y su almacenamiento son el campo de esfuerzos regional y las estructuras previas presentes, como discontinuidades estratigráficas, fracturas, fallas, etc. En el campo volcánico del Nevado, la orientación predominante de los lineamientos (NO-SE) no coincide con el campo de esfuerzos E-O medido por Guzmán et al. (2007) para la Cuenca Neuquina y que se esperaría encontrar también en esta zona del retroarco andino. Por otro lado, las zonas de mayor densidad de conos de escoria no coinciden con las principales estructuras (tanto compresivas como extensionales) definidas para el área de estudio, esto podría deberse a que pueden estar desdibujadas por la actividad volcánica presente en el interior del campo. Sin embargo, se observó que el rumbo de los lineamientos coincide con la orientación NO-SE de fallas normales, las cuales son estructuras típicas cuaternarias del Bloque San Rafael y entonces, las mismas pueden ser sitios favorables para el ascenso del magma. Por lo tanto, en el caso del campo volcánico del Nevado, las estructuras pre-existentes juegan un rol más importante que el campo de esfuerzos en determinar los caminos de ascenso del magma y los lineamientos superficiales observados en consecuencia.

Agradecimientos

A mis padres, a mi familia y a Diego, por apoyarme siempre en absolutamente todo.

A mis directores, la Dra. Irene Hernando y el Dr. Gerardo Páez, por brindarme sus conocimientos y por tener toda la paciencia del mundo.

A mis amigas y amigos de la FCNyM, con quienes transité y compartí esta hermosa carrera.

A la Facultad de Ciencias Naturales y Museo, a la Universidad Nacional de La Plata.

Referencias

Alaniz-Alvarez, S.A., Nieto-Samaniego, A.F., Ferrari, L., 1998. Effect of strain rate in the distribution of monogenic and polygenic volcanism in the Transmexican volcanic belt. *Geology* 26 (7), 591–594.

Allmendinger, R.W., Cardozo, N.C., Fisher, D., 2013. *Structural Geology Algorithms: Vectors & Tensors*: Cambridge, England, Cambridge University Press, 289 pp.

Anderson, E.M., 1951. *The Dynamics of Faulting and Dyke Formation with Applications to Britain*, 2nd edition. Oliver and Boyd, Edinburgh. 206 p.

Angermann, D., Klotz, J., Reigber, C., 1999. Space-geodetic estimation of the Nazca-South America Euler vector. *Earth and Planetary Science Letters* 171, 329–334.

Bermúdez, A., 1988. *Geología y Petrología de las formaciones ígneas cenozoicas del Volcán Nevado y áreas adyacentes*. Unpublished doctoral thesis. Universidad Nacional de la Plata, facultad de Ciencias Naturales, La Plata, Argentina.

Bermúdez, A. y Delpino, D. 1989. La Provincia Basáltica Andino Cuyana (35-37°L.S.). *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 44 (1- 4), 35-55.

Bermúdez, A., 1991. Sierra del Nevado. El límite oriental del arco volcánico neógeno entre los 35°30' y 36° L.S. Argentina: 6° Congreso Geológico Chileno (Santiago), Actas, vol. 1, pp. 318–322.

Bermúdez, A., Delpino, D., Frey, F., Saal, A., 1993. Los basaltos de retroarco extraandinos. En: Ramos, V.A. (Ed.), *Geología y Recursos Naturales de Mendoza*, 12° Congreso Geológico Argentino y 2° Congreso de Exploración de Hidrocarburos, Relatorio. Asociación Geológica Argentina, Buenos Aires, pp. 161–172.

Brandt, F.E., Holm, P.M., Søger, N., 2017. South-to-north pyroxenite–peridotite source variation correlated with an OIB-type to arc-type enrichment of magmas from the Payenia backarc of the Andean Southern Volcanic Zone (SVZ). *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 172,1. <https://doi.org/10.1007/s00410-016-1318-9>

Burd, A., Booker, J.R., Pomposiello, M.C., Favetto, A., Larsen, J., Giordanengo, G., Orozco Bernal, L., 2008. Electrical conductivity beneath the Payún Matrú volcanic field in the Andean back-arc of Argentina near 36.5°S: insights into the magma source. 7th. International Symposium on Andean Geodynamics (Nice), Extended Abstracts, pp. 90–93.

Cole, J.W., 1990. Structural control and origin of volcanism in the Taupo volcanic zone, New Zealand. *Bulletin of Volcanology*. 52, 445–459.

Combina, A.M. y Nullo, F.E., 2000. La Formación Loma Fiera (Mioceno superior) y su relación con el volcanismo y el tectonismo neógeno, Mendoza. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 55, 201–210.

Connor, C.B., Condit, C.D., Crumpler, L.S., Aubele, J.C., 1992. Evidence of regional structural controls on vent distribution: Springerville Volcanic Field, Arizona. *Journal of Geophysical Research*, 97.

Connor, C.B., Stamatakos, J.A., Ferril, D.A., Hill, B.E., Ofoegbu, G.I., Conway, M., Sagar, B., Trapp, J., 2000. Geologic factors controlling patterns of small-volume basaltic volcanism: application to a volcanic hazards assessment at Yucca Mountain, Nevada. *Journal of Geophysical Research* 105 (1), 417–432.

Delaney, P.T. y Pollard, D.D., 1982. Solidification of basaltic magma during flow in a dike. *American Journal of Science* 282, 856–885.

Delaney, P.T., Pollard, D.D., Ziony, J.I., McKee, E.H., 1986. Field relations between dikes and joints: emplacement processes and paleostress analysis. *Journal of Geophysical Research* 91, 4920–4938.

De Silva, S., Lindsay, M., 2015. Primary volcanic landforms. En: Sigurdsson, H., Houghton, B., McNutt, S.R. Rymer, H., Stix, J. (Eds.), *Encyclopedia of Volcanoes*. Academic Press, San Diego, CA, pp. 273– 295.

Dyhr, C.T., Holm, P.M., Llambías, E.J., 2013. Geochemical constraints on the relationship between the Miocene–Pliocene volcanism and tectonics in the Palaoco and Fortunoso volcanic fields, Mendoza Region, Argentina: new insights from $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dating, Sr–Nd–Pb isotopes and trace elements. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 266, 50–68.

Españon, V.R., 2010. Cosmogenic ^3He and ^{21}Ne dating and geochemistry of young basaltic lavas from Southern Mendoza, Argentina. Master thesis University of Wollongong.

Folguera, A., Naranjo, J.A., Orihashi, Y., Sumino, H., Nagao, K., 2009. Retroarc volcanism in the northern San Rafael Block ($34^\circ\text{--}35^\circ\ 30'\text{S}$), southern Central Andes: occurrence, age, and tectonic setting. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 186, 169–185.

Galindo, I. y Gudmundsson, A., 2012. Basaltic feeder dykes in rift zones: geometry, emplacement and effusion rates. *Natural Hazards and Earth System Sciences* 12, 3683–3700.

Germa, A., Quidelleur, X., Gillot, P.Y., Tchilinguirian, P., 2010. Volcanic evolution of the back-arc Pleistocene Payun Matru volcanic field (Argentina). *Journal of South American Earth Sciences* 29, 717–730.

Geshi, N., Kusumoto, S., Gudmundsson, A., 2010. Geometric difference between nonfeeder and feeder dikes. *Geology* 38 (3), 195–198.

Geyer, A. y Martí, J., 2010. The distribution of basaltic volcanism on Tenerife, Canary Islands: implications on the origin and dynamics of the rift systems. *Tectonophysics* 483, 310–326.

Giambiagi, L., Bechis, F., García, V., Clark, A.H., 2008. Temporal and spatial relationships of thick- and thin-skinned deformation: a case study from the Malargüe fold-and-thrust belt, southern Central Andes. *Tectonophysics* 459, 123–139.

González Díaz, E.F., 1964. Rasgos geológicos y evolución geomorfológica de la Hoja 27 d (San Rafael) y zona occidental vecina (Provincia de Mendoza). *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 19, 151–188.

González Díaz, E.F., 1972. Descripción geológica de la Hoja 27d San Rafael, Provincia de Mendoza: Servicio Nacional Minero Geológico, Boletín, 132, 1–127. Buenos Aires.

Gudmundsson, A., Marinoni, L.B., Martí, J., 1999. Injection and arrest of dykes: implications for volcanic hazards. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 88,1–13. [https://doi.org/10.1016/s0377-0273\(98\)00107-3](https://doi.org/10.1016/s0377-0273(98)00107-3)

Gudmundsson, A., 2000. Dynamics of volcanic systems in Iceland: example of tectonism and volcanism at juxtaposed hot spot and mid-ocean ridge systems. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*. 28, 107–140.

Gudmundsson, A., 2006. How local stresses control magma-chamber ruptures, dyke injections, and eruptions in composite volcanoes. *Earth Science Reviews* 79, 1–31.

Gudmundsson, A., 2011. *Rock Fractures in Geological Processes*. Cambridge: Cambridge University Press. <https://doi.org/10.1017/CBO9780511975684>

Gudnason, J., Holm, P.M., Søger, N., Llambías, E.J., 2012. Geochronology of the late Pliocene to recent volcanic activity in the Payenia back-arc volcanic province, Mendoza Argentina. *Journal of South American Earth Sciences* 37, 191–201.

Guzmán, C.G., Cristallini, E.O., Bottesi, G.L., 2007. Contemporary stress orientations in the Andean retroarc between 34° S and 39° S from borehole breakout analysis. *Tectonics* 26, 1–13.

Haimson, B.C., 1975. Deep in-situ stress measurements by hydro fracturing. *Tectonophysics* 29, 41–47.

Hasenaka, T., Carmichael, I.S.E., 1985. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 25, 105–124.

Head, J.W. y Wilson, L., 1989. Basaltic pyroclastic eruptions: influence of gas-release patterns and volume fluxes on fountain structure, and the formation of cinder cones, spatter cones, rootless flows, lava ponds and lava flows. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 37, 261–271.

Heiken, G., 1978. Characteristics of tephra from Cinder Cone, Lassen Volcanic National Park, California. *Bulletin of Volcanology* 41– 2, 119– 130.

Hernando, I.R., Llambías, E.J., González, P.D., Sato, K., 2012. Volcanic stratigraphy and evidence of magma mixing in the Quaternary Payún Matrú volcano, Andean backarc in western Argentina. *Andean Geology* 39 (1), 158–179.

Hernando, I.R., Franzese, J.R., Llambías, E.J., Petrinovic, I.A., 2014a. Vent distribution in the Quaternary Payún Matrú Volcanic Field, western Argentina: its relation to tectonics and crustal structures. *Tectonophysics* 622, 122–134.

Hernando, I.R., Aragón, E., Frei, R., González, P.D., Spakman, W., 2014b. Constraints on the origin and evolution of magmas in the Payún Matrú Volcanic Field, Quaternary Andean back-arc of Western Argentina. *Journal of Petrology* 55 (1), 209-239.

Hernando, I.R., Petrinovic, I.A., Gutiérrez, D.A., Bucher, J., Fuentes, T.G., Aragón, E., 2019. The caldera-forming eruption of the quaternary Payún Matrú volcano, Andean back-arc of the southern volcanic zone. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 384, 15-30.

Jaeger, J.C. y Cook, N.G.W., (1979). *Fundamentals of Rock Mechanics*, 3rd Edn. London: Chapman and Hall.

Jolly, R.J.H. y Sanderson, D.J., 1997. A Mohr circle construction for the opening of a pre-existing fracture. *Journal of Structural Geology* 19 (6), 887–892.

Kay, S.M. y Copeland, P.C. 2006. Early to Middle Miocene backarc magmas of the Neuquen Basin: Geochemical consequences of the slab shallowing and the westward drift of South America. En Kay, S. M. y Ramos, V.A. (Eds.), *Evolution of an Andean margin: A Tectonic and Magmatic View From the Andes to the Neuquen basin (35°-39° S Latitude)*. Geological Society of America, Special Paper 407, 215-246.

Kay, S.M., Burns, W.M., Copeland, P., Mancilla, O., 2006. Upper Cretaceous to Holocene magmatism and evidence for transient Miocene shallowing of the Andean subduction zone under the northern Neuquén Basin. En: Kay, S.M., Ramos, V.A. (Eds.), *Evolution of an Andean Margin: A Tectonic and Magmatic View From the Andes to the Neuquén Basin (35°–39° S Latitude)*. Geological Society of America, Special Paper, 407, pp. 19–60. Geological Society of America, Colorado.

Kendrick, E., Becis, M., Smalley Jr R., Brooks, B., Vargas, R.B., Lauria, E., Souto Fortes, L.P., 2003. The Nazca-South America Euler vector and its rate of change, *Journal of South American Earth Sciences*, 16, 125–131.

Le Corvec, N., Bernhard Spörli, K., Rowland, J., Lindsay, J., 2013. Spatial distribution and alignments of volcanic centers: Clues to the formation of monogenetic volcanic fields, *Earth-Science Reviews*, 124, 96-114, ISSN 0012-8252,

Litvak, V.D., Spagnuolo, M.G., Folguera, A., Poma, S., Jones, R., Ramos, V.A., 2015. Late Cenozoic calc-alkaline volcanism over the Payenia shallow subduction zone, South-Central Andean back-arc (34°30'-37°S), Argentina. *Journal of South American Earth Sciences*. <http://dx.doi.org/10.1016/j.jsames.2015.09.010>.

Llambias, E.J., 1966. Geología y petrología del volcán Payún Matrú, Mendoza. *Acta Geológica Lilloana* 7, 265-310, San Miguel de Tucuman.

Llambías, E.J., Bertotto, G.W., Risso, C., Hernando, I., 2010. El volcanismo Cuaternario en el retroarco de Payenia: una revision. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 67 (2), 278– 300.

MacDonald, G.A., 1972. *Volcanoes*. Prentice Hall, Inc., Englewood Cliffs, New Jersey. 510 p.

Marchetti, D.W., Hynek, S.A., Cerling, T.E., 2014. Cosmogenic ³He exposure ages of basalt flows in the northwestern Payún Matrú volcanic field, Mendoza Province, Argentina. *Quaternary Geochronology* 19, 67–75.

Martí, J., López, C., Bartolini, S., Becerril, L., Geyer, A., 2016. Stress controls of monogenetic volcanism: a review. *Frontiers in earth science*. 4,106. <https://doi.org/10.3389/feart.2016.00106>

Mazzarini, F. y D'Orazio, M., 2003. Spatial distribution of cones and satellite detected lineaments in the Pali Aike Volcanic Field (southernmost Patagonia): insights into the tectonic setting of a Neogene rift system, *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 125 (3–4), 291–305.

Mazzarini, F., Fornaciai, A., Bistacchi, A., Pasquarè, F.A., 2008. Fissural volcanism, polygenetic volcanic fields, and crustal thickness in the Payén Volcanic Complex on the central Andes foreland (Mendoza, Argentina). *Geochemistry, Geophysics, Geosystems* 9 (9). <http://dx.doi.org/10.1029/2008GC002037>.

McGetchin, T.R., Settle, M., Chouet, B.A., 1974. Cinder cone growth modeled after Northeast Crater, Mount Etna, Sicily. *Journal of Geophysical Research* 79, 3257–3272.

Nakamura, K., 1977. Volcanoes as possible indicators of tectonic stress orientation—principle and proposal. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 2, 1–16.

Norabuena, E., Dixon, T., Stein, S., Harrison, C.G.A., 1999. Decelerating Nazca-South America and Nazca-Pacific motions, *Geophysical Research Letters* 26, 3405–3408.

Núñez, E., 1979. Descripción geológica de la hoja 28d Estación Soitué, provincia de Mendoza: Servicio Geológico Nacional, *Boletín*, 166, 1–67. Buenos Aires.

Parfitt, E. A. y Wilson, L. 1995. Explosive volcanic eruptions: IX. The transition between Hawaiian-style lava fountaining and Strombolian explosive activity. *Geophysical Journal International* 121, 226-232.

Parfitt, E.A., 2004. A discussion of the mechanism of explosive basaltic eruptions. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 134, 77-107.

Paulsen, T.S. y Wilson, T.J., 2010. New criteria for systematic mapping and reliability assessment of monogenetic volcanic vent alignments and elongate volcanic vents for crustal stress analyses. *Tectonophysics* 482, 16–28.

Petrinovic, I.A., Riller, U., Brod, J.A., Alvarado, G., Arnosio, M., 2006. Bimodal volcanism in a tectonic transfer zone: evidence for tectonically controlled magmatism in the southern Central Andes, NW Argentina. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 152, 240–252.

Polanski, J., 1954. Rasgos geomorfológicos del territorio de la provincia de Mendoza. *Cuadernos de Estudio e Investigación*, 4. Ministerio de Economía del Gobierno de Mendoza, Instituto de Investigaciones Económicas y Tecnológicas, pp. 4–10.

Polanski, J., 1964. Descripción Geológica de la Hoja 26c–La Tosca. Dirección Nacional de Geología y Minería. *Boletín* 101, 86 p., Buenos Aires.

Quidelleur, X., Carlut, J., Tchilinguirian, P., Germa, A. y Gillot, P.Y., 2009. Paleomagnetic directions from mid-latitude sites in the southern hemisphere

(Argentina): Contribution to time averaged field models. *Physics of the Earth and Planetary Interiors* 172, 199-209.

Ramos, V.A., 1978. Estructura. En *Geología y Recursos Naturales del Neuquén*. 7° Congreso Geológico Argentino, Relatorio, 99-118.

Ramos, V.A. y Kay, S.M., 2006. Overview of the tectonic evolution of the southern Central Andes of Mendoza and Neuquén (35°–39°S latitude). En: Kay, S.M., Ramos, V.A. (Eds.), *Evolution of an Andean Margin: A Tectonic and Magmatic View From the Andes to the Neuquén Basin (35°–39°S Latitude)*. Geological Society of America, Special Paper, 407, 1–17.

Ramos, V.A. y Folguera, A., 2011. Payenia volcanic province in the Southern Andes: an appraisal of an exceptional Quaternary tectonic setting. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 201, 53–64.

Ramos, V.A., Folguera, A., Litvak, V.D., Spagnuolo, M., 2014. Andean tectonic cycle: from crustal thickening to extension in a thin crust (34°–37°SL). *Geoscience Frontiers* 5, 351–367.

Risso, C., Nemeth, K., Combina, A.M., Nullo, F., Drosina, M., 2008. The role of phreatomagmatism in a Plio-Pleistocene high-density scoria cone field: Llanquanelo Volcanic Field (Mendoza), Argentina. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 169 (1-2), 61-86.

Rooney, T.O., Bastow, I.D., Keir, D., 2011. Insights into extensional processes during magma assisted rifting: evidence from aligned scoria cones. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 201 (1–4), 83–96.

Rossello, E.A., Cobbold, P.R., Diraison, M., Arnaud, N., 2002. Auca Mahuida (Neuquén Basin, Argentina): A Quaternary shield volcano on a hydrocarbon-producing substrate. 5° International Symposium on Andean Geodynamics, Extended Abstracts, 549-552, Toulouse.

Rubin, A.M., 1995. Propagation of magma-filled cracks. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences* 8, 287–336.

Rubin, A.M., 1998. Dyke ascent in partially molten rock. *Journal of Geophysical Research* 103, 20, 901–920.

Settle, M., 1979. The structure and emplacement of cinder cone fields. *American Journal of Science* 279, 1089–1107.

Søager, N., Holm, P.M., Llambías, E.J., 2013. Payenia volcanic province, southern Mendoza, Argentina: OIB mantle upwelling in a backarc environment. *Chemical Geology*, 349-350, 36-53.

Soria, M.F., 1983. Vertebrados fósiles y edad de la Formación Aisol, provincia de Mendoza. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 38 (3–4), 299–306.

Spagnuolo, M., Litvak, V., Folguera, A., Bottesi, G., Ramos, V.A., 2011. Neogene magmatic expansion and mountain building processes at the southern Central Andes, 36°–37°S, Argentina. *Journal of Geodynamics* 53, 81–95. <https://doi.org/10.1016/j.jog.2011.07.004>.

Spagnuolo, M., Litvak, V.D., Folguera, A., Ramos, V.A., 2012. Miocene magmatic expansion and mountain building at the southern Central Andes, 36°–37°S, Argentina. *Journal of Geodynamics* 53, 81–94.

Spera, F.J., 1980. Aspects of magma transport. En: *Physics of Magmatic Processes*, ed R.B Hargraves (Princeton, NJ: Princeton University Press), 265–323.

Stern, C.R., 2004. Active Andean volcanism: its geologic and tectonic setting. *Revista Geológica de Chile* 31, 161–208.

Taddeucci, J., Edmonds, M., Houghton, B., James, M.R., Vergnolle, S., 2015. Hawaiian and Strombolian Eruptions. En: Sigurdsson, H., Houghton, B., McNutt, S.R., Rymer, H., Stix, J. (Eds.), *Encyclopedia of Volcanoes*. Academic Press, San Diego, CA, pp. 485–503.

Takada, A., 1994. The influence of regional stress and magmatic input on styles of monogenetic and polygenetic volcanism. *Journal of Geophysical Research* 99 (B7), 13563–13573.

Tibaldi, A., 1995. Morphology of pyroclastic cones and tectonics. *Journal of Geophysical Research* 100 (B12), 24521–24535.

Tibaldi, A., Pasquarè, F., Tormey, D., 2010. Volcanism in reverse and strike–slip fault settings. En: Cloetingh, S., Negendank, J. (Eds.), *New Frontiers in Integrated Solid Earth Sciences. International Year of Planet Earth*. Springer Science+Business Media B.V. http://dx.doi.org/10.1007/978-90-481-2737-5_9.

Tibaldi, A., Bonali, F.L., Corazzato, C., 2017. Structural control on volcanoes and magma paths from local- to orogen-scale: The central Andes case. *Tectonophysics* 699, 16–41.

Valentine, G.A. y Gregg, T.K.P., 2008. Continental basaltic volcanoes—processes and problems. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 177(4), 857-873.

Valentine, G.A. y Hirano, N., 2010. Mechanisms of low-flux intraplate volcanic fields—basin and range (North America) and northwest Pacific Ocean. *Geology* 38, 55–58. <http://dx.doi.org/10.1130/g30427.1>

Valentine, G.A. y Krogh, K.E.C., 2006. Emplacement of shallow dikes and sills beneath a small basaltic volcanic center — the role of pre-existing structure (Paiute Ridge, southern Nevada, USA). *Earth and Planetary Science Letters* 246 (3–4), 217–230.

Valentine, G.A. y Connor, C., 2015. Basaltic volcanic fields. En: Sigurdsson, H., Houghton, B., McNutt, S.R. Rymer, H., Stix, J. (Eds.), *Encyclopedia of Volcanoes*. Academic Press, San Diego, CA, pp. 423–439.

Vergnolle, S. y Mangan, M.T., 2000. Hawaiian and Strombolian eruptions. En: Sigurdsson, H., Houghton, B., McNutt, S.R. Rymer, H., Stix, J. (Eds.), *Encyclopedia of Volcanoes*. Academic Press, San Diego, CA, pp. 447–461.

Violante R., Osella, A., De La Vega, M., Rovere, E., y Osterrieth, M., 2010. Paleoenvironmental reconstruction in the western lacustrine plain of Llacanelo Lake, Mendoza, Argentina. *Journal of South American Earth Sciences* 29, 650–664

White, J.D.L. y Ross, P.S., 2011. Maar-diatreme volcanoes: a review. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 201, 1–29.

Yañez, G., Cembrano, J., Pardo, M., Ranero, C., Selles, D., 2002. The Challenger-Juan Fernández-Maipo major tectonic transition of the Nazca-Andean subduction system at 33–34° S; geodynamic evidence and implications. *Journal of South American Earth Sciences* 15 (1), 23–38.

Zencich, S. y Calegari, R. 2002. Técnicas exploratorias aplicadas en áreas con cobertura basáltica. Región Auca Mahuida. Cuenca Neuquina. Argentina. 5° Congreso de Exploración y Desarrollo de Hidrocarburos, Actas CD, 14 p., Mar del Plata.

Ziv, A., Rubin, A.M., Agnon, A., 2000. Stability of dike intrusion along preexisting fractures. *Journal of Geophysical Research B Solid Earth* 105 (B3), 5947–5961.

Zoback, M.L., 1992. First and second-order patterns of stress in the lithosphere: the World Stress Map project. *Journal of Geophysical Research* 97, 11703–11728.