

**Universidad Nacional del Comahue**

**Facultad de Ingeniería**

**Departamento de Geología y Petróleo**



Trabajo Final de Licenciatura en Ciencias Geológicas

**“ESTUDIO DE LAS RELACIONES ESPACIALES ENTRE ÍNDICES  
MORFOMÉTRICOS DE CONOS VOLCÁNICOS MONOGENÉTICOS:  
APLICACIÓN AL SEGMENTO CENTRAL DE LA ZONA VOLCÁNICA SUR  
DE LOS ANDES (ARGENTINA) Y DEL CAMPO VOLCÁNICO DE  
CALATRAVA (ESPAÑA)”.**

**Alumno:** Cordoba, Axel Leonel

**Director:** Dr. Caselli, Alberto Tomás

**Co-director:** Dr. Paredes, Carlos

## **Dedicatoria**

Con eterna gratitud y cariño hacia mis padres, Miguel y Alejandra, quienes han sido mi mayor inspiración y motivación.

A mis hermanos, Benjamín, Mishel y Dayra, por su constante acompañamiento y apoyo en el logro de todas mis metas.

## **Agradecimientos**

Quiero iniciar expresando mi más sincero agradecimiento a mis directores de tesis, Alberto Caselli y Carlos Paredes, por su paciencia, guía y apoyo durante todo el proceso de la presente investigación, sus conocimientos y experiencia fueron fundamentales para la realización de este trabajo ya que siempre estuvieron dispuestos a responder a mis preguntas y a brindarme su ayuda en todo momento.

Quiero agradecer a mis compañeros de clase y amigos por su apoyo y motivación. Sus palabras de aliento y su amistad me mantuvieron motivado durante los momentos más desafiantes de esta hermosa carrera.

No puedo omitir el agradecer a mi familia por su amor, apoyo y comprensión durante todo este tiempo, sin su apoyo y paciencia, no habría sido posible completar este trabajo.

No menos importante es el agradecimiento que debo a la Universidad Nacional del Comahue por brindarme la oportunidad de estudiar en esta prestigiosa institución, por proveerme de todos los recursos necesarios para llevar a cabo este trabajo. En especial al Departamento de Geología y Petróleo de la Facultad de Ingeniería. Así también a los miembros del tribunal evaluador Cecilia Dufilho, José Gatica, Gian Mavo Manstretta y a todo el equipo de docentes que integran e integraron la carrera, ya que mi formación académica concluyó gracias a las enseñanzas de cada uno de ellos.

Finalmente quiero agradecer a todas aquellas personas e instituciones que fueron parte, de alguna manera, de este proceso, su apoyo ha sido fundamental para alcanzar este logro académico por su ayuda y motivación.

## **RESUMEN**

Los volcanes monogenéticos son una categoría especial de volcanes que se caracterizan por tener una sola erupción a lo largo de su historia geológica. Estos volcanes experimentan un único evento eruptivo, después del cual se extinguen y dejan de producir actividad magmática. A diferencia de los volcanes poligenéticos, que pueden experimentar múltiples erupciones a lo largo del tiempo, los volcanes monogenéticos no se reactivan después de su actividad inicial.

España es una región con una gran cantidad de volcanes monogenéticos, ejemplo de ello es el área de la Región Volcánica del Campo de Calatrava (RVCC). Estos volcanes son el resultado de procesos geológicos complejos asociados a la tectónica de placas y la actividad magmática en la región. Estos volcanes son conocidos por su morfología cónica y sus cráteres bien conservados.

La región sur de los Andes, también es conocida por albergar numerosos volcanes monogenéticos como en el Área Segmento Central de la Zona Volcánica Sur de los Andes (CZVS) . La actividad volcánica en esta área está vinculada a la subducción de la placa tectónica de Nazca bajo la placa Sudamericana. Estos volcanes pueden presentar una amplia variedad de formas, desde conos de ceniza y escoria hasta maars.

La caracterización cuantitativa del tamaño y la forma de los edificios volcánicos es un paso esencial hacia la comprensión de los factores que controlan el crecimiento y la morfología de los volcanes.

En este trabajo encontrará que se estudiaron y exponen los siguientes puntos:

1. Variables regionalizadas y su representación en el espacio: Se discutió la definición y características de las variables regionalizadas, que son funciones matemáticas que asignan valores a diferentes coordenadas en uno, dos o tres dimensiones.
2. La transformación logarítmica de datos, tratando la aplicación de la transformación logarítmica a los datos para lograr una distribución de probabilidades más cercana a la normalidad.
3. Se realizó un análisis morfológico de conos volcánicos, tomando en cuenta parámetros morfológicos como altura, diámetro y volumen de los conos volcánicos en el Campo Volcánico de Calatrava y en el Campo Volcánico Zapala de la CZVS. Se compararon con los valores encontrados en la literatura y se observaron similitudes y diferencias.
4. Se correlacionaron y elaboraron relaciones paramétricas, entre los parámetros morfológicos, como la correlación entre altura y volumen del cono. Se realizaron diagramas de dispersión y análisis de correlación para examinar estas relaciones.
5. Se exploraron las direcciones de anisotropía en los variomap y se analizaron los variogramas experimentales y teóricos. Se discutió la relación de la anisotropía con la estructura geológica y se mencionaron estudios previos que respaldan estas observaciones.
6. Se trabajó en el procesamiento geoestadístico y distribución espacial, destacando la importancia de analizar la distribución espacial de los datos, mencionando las dificultades de encontrar una función variograma adecuada. Se resaltó la relación entre las anisotropías y el patrón geológico-estructural en el campo volcánico.

**Palabras clave:** Volcán monogenético, morfometría volcánica, geoestadística, lineamientos.

## ABSTRACT

Monogenetic volcanoes are a special category of volcanoes that are characterized by having only one eruption throughout their geological history. These volcanoes experience a single eruptive event, after which they become extinct and stop producing magmatic activity. Unlike polygenetic volcanoes, which can experience multiple eruptions over time, monogenetic volcanoes do not reactivate after their initial activity.

Spain is a region with a large number of monogenetic volcanoes, an example of which is the area of the Campo de Calatrava Volcanic Region (RVCC). These volcanoes are the result of complex geological processes associated with plate tectonics and magmatic activity in the region. These volcanoes are known for their conical morphology and well-preserved craters.

The southern region of the Andes is also known for hosting numerous monogenetic volcanoes such as the Central Segment Area of the Southern Andes Volcanic Zone (CZVS). Volcanic activity in this area is linked to the subduction of the Nazca tectonic plate under the South American plate. These volcanoes can take a wide variety of shapes, from cinder and scoria cones to maars.

In this work you will find that the following were studied:

1. Regionalized variables and their representation in space: The definition and characteristics of regionalized variables were discussed, which are mathematical functions that assign values to different coordinates in one, two, or three dimensions.
2. The logarithmic transformation of data, dealing with the application of the logarithmic transformation to the data to achieve a probability distribution closer to normality.
3. A morphological analysis of volcanic cones was carried out, taking into account morphological parameters such as height, diameter and volume of the volcanic cones in the Calatrava Volcanic Field and in the Zapala Volcanic Field of the CZVS. They were compared with the values found in the literature and similarities and differences were observed.
4. Parametric relationships were correlated and elaborated, between the morphological parameters, such as the correlation between height and volume of the cone. Scatterplots and correlation analyzes were performed to examine these relationships.

5. The directions of anisotropy in the variomaps were explored and the experimental and theoretical variograms were analyzed. The relationship of anisotropy to geological structure was discussed and previous studies supporting these observations were mentioned.

6. Work was done on geostatistical processing and spatial distribution, highlighting the importance of analyzing the spatial distribution of the data, mentioning the difficulties of finding an adequate variogram function. The relationship between the anisotropies and the geological-structural pattern in the volcanic field was highlighted.

**Keywords:** Monogenetic volcano, volcanic morphometry, geostatistics, alignments.

## CONTENIDO

<b>RESUMEN</b> .....	<b>2</b>
<b>ABSTRACT</b> .....	<b>3</b>
<b>1. INTRODUCCIÓN</b> .....	<b>6</b>
1.1. GENERALIDADES .....	6
1.2. DEFINICIONES .....	9
<b>2. OBJETIVOS</b> .....	<b>11</b>
2.1. OBJETIVO GENERAL .....	11
2.2. OBJETIVOS ESPECÍFICOS .....	12
<b>3. ÁREAS DE ESTUDIO</b> .....	<b>12</b>
3.1. ÁREA SEGMENTO CENTRAL DE LA ZONA VOLCÁNICA SUR DE LOS ANDES (CZVS) .....	13
3.1.1. Localización del área de estudio CZVS .....	13
3.2. ÁREA REGIÓN VOLCÁNICA DEL CAMPO DE CALATRAVA (RVCC) .....	18
3.2.1. Localización del área de estudio RVCC .....	18
3.2.2. Marco geológico del área de estudio RVCC .....	19
<b>4. TEORÍA GEOESTADÍSTICA</b> .....	<b>21</b>

4.1.	LA TEORÍA DE LAS VARIABLES REGIONALIZADAS. ....	23
4.2.	LAS FUNCIONES ALEATORIAS .....	25
4.3.	LAS FUNCIONES ALEATORIAS ESTACIONARIAS.....	26
4.4.	LAS FUNCIONES ALEATORIAS INTRÍNSECAS .....	30
4.5.	LAS FUNCIONES ALEATORIAS NO INTRÍNSECAS.....	33
4.5.1.	<i>Estacionariedad y Ergodicidad.</i> .....	33
4.5.2.	<i>Semivariograma.</i> .....	33
4.5.3.	<i>Análisis Estructural.</i> .....	34
4.5.4.	<i>Semivariograma Experimental.</i> .....	34
4.5.5.	<i>Semivariogramas Teóricos.</i> .....	35
4.5.6.	<i>Condiciones que debe cumplir el semivariograma.</i> .....	36
4.5.7.	<i>Estimación del semivariograma teórico.</i> .....	39
4.5.8.	<i>Anisotropía.</i> .....	40
<b>5.</b>	<b>METODOLOGÍA</b> .....	<b>41</b>
5.1.	REVISIÓN SISTEMÁTICA DE LA BIBLIOGRAFÍA.....	41
5.2.	ANÁLISIS ESTADÍSTICO DESCRIPTIVO .....	46
<b>6.</b>	<b>RESULTADOS</b> .....	<b>48</b>
6.1	ESTADÍSTICA DESCRIPTIVA.....	48
6.2.	GEOESTADÍSTICA.....	59
6.2.1.	<i>Campo Volcánico Zapala en el Segmento Central de la Zona Volcánica Sur de los Andes.</i> ..	59
6.2.2.	<i>Región Volcánica del Campo de Calatrava</i> .....	71
6.3	DISCUSIÓN Y ANÁLISIS DE RESULTADOS .....	80
6.4.	CONCLUSIONES .....	82
	<b>REFERENCIAS</b> .....	<b>85</b>

## 1. INTRODUCCIÓN

### 1.1. Generalidades

Este capítulo introductorio plantea las razones del desarrollo de esta investigación. Una de estas explicaciones se fundamenta en el escaso interés que había recibido el estudio de los volcanes monogenéticos durante el siglo pasado (Wood, 1980) sin embargo, en

la actualidad se ha suscitado un creciente interés de comprender las interrelaciones existentes entre la composición del magma, el estilo eruptivo y la morfología del volcán. Dicho interés fue intensificado cuando en 1943 los investigadores de volcanes tuvieron la oportunidad de presenciar el surgimiento de un volcán monogenético en el estado de Michoacán, México: el volcán Parícutín. Este evento brindó a los científicos la oportunidad única de realizar observaciones simultáneas durante el proceso de nacimiento y desarrollo de dicho volcán. (Corona, 2018).

Los pequeños volcanes son una forma común de accidentes geográficos en el planeta Tierra (Wood, 1979). Pueden presentarse como fumarolas aisladas, agrupadas en campos volcánicos, o como respiraderos parásitos asociados con sistemas poligenéticos (Fornaciai et al., 2012; Kereszturi y Németh, 2012a; Uslular et al., 2015).

Estos volcanes generalmente se clasifican según la morfología del edificio, que depende tanto de la composición endógena, (por ejemplo, la composición del magma) como de factores exógenos como el contexto estructural, interacción con las aguas superficiales, la pendiente del terreno y la intensidad del viento (Kereszturi y Németh 2012a; Kervyn et al., 2012, Di Traglia et al., 2014; Németh y Kereszturi, 2015). Estos controles que influyen en los diferentes estilos de erupción están asociados con volcanes monogenéticos, como el hawaiano, estromboliano e hidrovulcánico (Kereszturi y Németh, 2012b; Németh y Kereszturi, 2015; Báez et al., 2017).

La morfología y distribución espacial de los volcanes monogenéticos proporcionan información crucial sobre la dinámica del campo volcánico y sus controles tectónicos, como el control estructural y la dinámica de emplazamiento (Bemis y Ferencz, 2017). Estos aspectos son de gran importancia para los análisis de peligrosidad volcánica en este tipo de campos (Marrero et al., 2010; Bartolini, 2014). Varios estudios han demostrado que la morfología del edificio volcánico y su distribución espacial se pueden utilizar para identificar procesos vulcanológicos y tectónicos relevantes, incluyendo la dinámica de las erupciones, cambios estructurales y entornos tectónicos (Tibaldi, 1995; Kereszturi y Németh, 2012a; Haag et al., 2019; Marliyani et al., 2020).

En los últimos años, la disponibilidad de Modelos Digitales de Elevación (MDE) de alta resolución y las imágenes satelitales han facilitado la caracterización remota de los



volcanes monogenéticos. Este enfoque ha proporcionado resultados interesantes, lo que ha permitido una comprensión más profunda de la vulcanología y los procesos estructurales y tectónicos relacionados con los campos volcánicos monogenéticos (Bruno et al., 2006; Kiyosugi et al., 2012; Le Corvec et al., 2013; Németh y Kereszturi, 2015; Martí et al., 2016; Haag et al., 2019; Morfulis et al., 2020; Uslular et al., 2021).

Las investigaciones morfométricas de los campos volcánicos monogenéticos a nivel mundial se remontan a las décadas de 1970 y 1980, las cuales incluían el análisis de estadísticas básicas y trabajo de campo realizado por Porter (1972) y Settle (1979). Desde entonces, se ha reconocido su importancia y se han llevado a cabo continuamente hasta la actualidad. Estas técnicas han sustentado las metodologías de reconocimiento semiautomático utilizando Modelos Digitales de Elevación (MDE) de alta resolución, junto con herramientas de descripción y caracterización estadística. Esto permite la clasificación morfológica de los edificios volcánicos y la comparación entre zonas de diferentes localizaciones.

Por otra parte, el análisis de modelos geoestadísticos en el estudio de los parámetros morfométricos de los volcanes es un proceso fundamental para la interpretación de la intensidad y morfología de dichos volcanes, especialmente si existe una correlación espacial desde una perspectiva geoestadística. El uso de la técnica de estimación conocida como *Kriging* permite analizar las distribuciones y variaciones espaciotemporales de las observaciones. Se basa en el análisis de la dependencia espacial entre los valores de una variable medida en áreas vecinas con el fin de generar estimaciones en otras ubicaciones dentro de la región de estudio (Conesa y Bautista, 2004). Esto podría contribuir a la identificación de las áreas propensas a futuras erupciones volcánicas monogenéticas, fortaleciendo o complementando las técnicas actuales que se basan en el análisis de la densidad espacial de puntos-eventos volcánicos mediante *kernel* gaussianos (Richardson et al., 2012a). Al incorporar un modelo de correlación espacial basado en los índices morfométricos volcánicos más significativos y relevantes, así como en posibles anisotropías, no sólo basándose en sus relaciones de proximidad y ubicación geográfica utilizadas por los núcleos gaussianos (*kernel*). Estas técnicas de interpolación pueden validarse mediante validación cruzada y el análisis de la varianza de las estimaciones.

En la actualidad, se reconocen numerosos campos volcánicos monogenéticos distribuidos en diversas regiones de la superficie terrestre (Kereszturi y Németh, 2012a), y también se están identificando en otros planetas y lunas del sistema solar (Brož y Hauber, 2011).

Para el presente estudio, se han seleccionado dos campos volcánicos de este tipo de áreas distantes. La primera de las áreas de estudio se encuentra en el segmento Central de la Zona Volcánica Sur de los Andes (CZVS), la cual es una de las regiones magmáticas más activas de la Tierra (Stern, 2004), además de contar con la presencia de volcanes poligenéticos y calderas (como Copahue en Argentina, Callaqui, Antuco y Llaima en Chile), esta región alberga cientos de pequeños volcanes monogenéticos (Figura 1). A pesar de su amplia presencia en la zona, hay pocas referencias en las que se haya abordado la ocurrencia de vulcanismo monogenético en la CZVS (Muñoz y Stern, 1989; Lara et al., 2006; Cembrano y Lara, 2009), y ninguno de ellos ha realizado un análisis geomorfológico morfométrico de estos volcanes.

La segunda área de estudio, es la Región Volcánica del Campo de Calatrava (RVCC), se encuentra en la provincia española de Ciudad Real, tiene una extensión de 6,500 km<sup>2</sup> en 38°49'N y 3°46'W (Figura 4). Desde el punto de vista geológico, esta zona es una de las más importantes en la Península Ibérica donde se ha manifestado actividad volcánica recientemente.

La actividad volcánica en esta área tuvo lugar entre los 8.7 y 1.75 millones de años, durante los periodos del Plioceno y Cuaternario. Se reconocen dos tipos de vulcanismo en la región: el vulcanismo estromboliano, que dio origen a pequeños volcanes cónicos, y el vulcanismo hidromagmático, que es el más común en la zona (Figura 4). Los materiales volcánicos presentes están acompañados de pizarras, esquistos y basaltos olivínicos, junto con unidades detríticas originales. Esta área cuenta con publicaciones científicas, algunas de ellas recientes, por lo que se utilizará como campo de contraste y comparación para los resultados obtenidos en el área CZVS.

## **1.2. Definiciones**

Un Volcán se define como: “La estructura rocosa de forma cónica que se forma por las efusiones del magma sobre la superficie terrestre. Se considera como centro volcánico a los lugares donde se produce la erupción de las masas volcánicas.” (Dávila, 2011).

El glosario del *Volcano Hazards Program* del Servicio Geológico de los Estados Unidos (USGS) define volcán como “una abertura en la superficie de la Tierra a través del cual el magma (roca fundida) y los gases relacionados entran en erupción, así como el cono construido por las erupciones efusivas y explosivas”. Otra definición más concisa se presenta en el Glosario Volcanológico del Observatorio Argentino de Vigilancia Volcánica: “Estructura geológica por la cual el magma emerge y alcanza la superficie.”

Sin embargo, esta última referencia nos ofrece una definición más amplia de Volcán Monogénético: “Volcán construido por el o los productos de una erupción o una fase eruptiva. Esta puede durar desde semanas hasta varios años, pero es esencialmente una erupción prolongada involucrando un único tipo de magma, la cual suele ocurrir a través de un único conducto de salida a partir de un sistema alimentador simple. Generalmente estos centros corresponden a conos, anillos o depresiones de dimensiones pequeñas y pueden tener asociados flujos de lava”.

“Los conos cineríticos, conos de escorias o de tefra, son volcanes en los que el cráter rara vez interseca la superficie del suelo, los basaltos no están saturados en agua y tienen menor cantidad de salpicaduras lava. Son de mayores dimensiones que los conos de piroclastos de cenizas (*cinder-spatter cones*). De menores dimensiones que los anteriores, encontramos a los conos de piroclastos de cenizas (*cinder-spatter cones*) y pueden interceptar la superficie del suelo, mayoritariamente constituidos por piroclastos basálticos y en menor proporción de volumen de tefras” (Traducido de Pike, 1978).

López Santoyo (1992) nos brinda una definición que destaca un aspecto relevante para este estudio: estos volcanes suelen encontrarse en enjambres o campos. "Los conos volcánicos, conocidos como conos cineríticos o, más apropiadamente, conos de escoria, generalmente se presentan en enjambres formando campos volcánicos. Estas geofomas son de tamaño reducido y, una vez inactivas, comienzan a degradarse debido a la erosión...".

No se puede pasar por alto un punto importante, que este tipo de volcanes tienen una actividad limitada en el tiempo. "En general, los conos de piroclastos y lava muestran

actividad solo durante un periodo breve, tal vez de unos pocos meses a veinte años, y rara vez vuelven a ser activos" (Hasenaka and Carmichael, 1985a).

A continuación, se presentan algunas definiciones de términos que se utilizarán a lo largo de este trabajo, las cuales fueron tomadas del Glosario Volcanológico del Observatorio Argentino de Vigilancia Volcánica <sup>1</sup> :

- Ceniza: “Fragmento de roca volcánica eyectado a la atmósfera durante erupciones de distinto grado de explosividad cuyo diámetro es menor a los 2 mm.”
- Tefra: “El término se utiliza de manera genérica para englobar todos los tipos de piroclastos, o bien, como un término más específico que describe los depósitos de caída de piroclastos no consolidados.”
- Lapilli: “Fragmento de roca de tamaño comprendido entre 2 y 64 mm emitido durante una erupción volcánica”.
- Lava: “Flujo compuesto por roca fundida con sólidos suspendidos (cristales y líticos) y gases, que es emitida por un volcán a la superficie de la Tierra”.
- Piroclasto: “Fragmento volcánico eyectado a la atmósfera durante una erupción explosiva. De acuerdo al tamaño se clasifican en: bloques o bomba (más de 64 mm de diámetro), lapilli (entre 2 y 64 mm) y ceniza (menor a 2 mm)” (SEGEMAR).

## 2. OBJETIVOS

### 2.1. Objetivo general

El presente trabajo tiene como objetivo general el determinar las relaciones espaciales entre índices morfométricos de conos volcánicos monogenéticos, en relación con la tectónica estructural de la zona, a través de un análisis variográfico.

---

<sup>1</sup> <https://oavv.segemar.gov.ar/descargas/GLOSARIO%20OAVV-SEGEMAR.pdf>

## **2.2. Objetivos específicos**

Adicionalmente, este trabajo se desarrollará siguiendo tres objetivos específicos:

1. Realizar e interpretar el análisis estadístico descriptivo de las variables de cada campo volcánico en estudio, comparándolos mediante test de hipótesis, mediante la realización del análisis estadístico descriptivo y correlacional entre el segmento Central de la Zona Volcánica Sur de los Andes (CZVS) y la Región Volcánica del Campo de Calatrava (RVCC), para estudiar su comportamiento a través de los diferentes parámetros morfométricos de los volcanes monogenéticos presentes en ambas zonas.
2. Realizar un análisis estructural o variográfico de variables regionalizadas con el proceso eruptivo de los volcanes monogenéticos.
3. Detectar posibles anisotropías en el análisis variográfico que puedan estar relacionadas con el patrón geológico estructural de los campos volcánicos de estudio.

## **3. ÁREAS DE ESTUDIO**

De la revisión bibliográfica, se realizó una selección de dos áreas de estudio entre varios campos volcánicos identificados a nivel mundial. La selección se llevó a cabo considerando principalmente la disponibilidad de bases de datos y la información geológica disponible en la región.

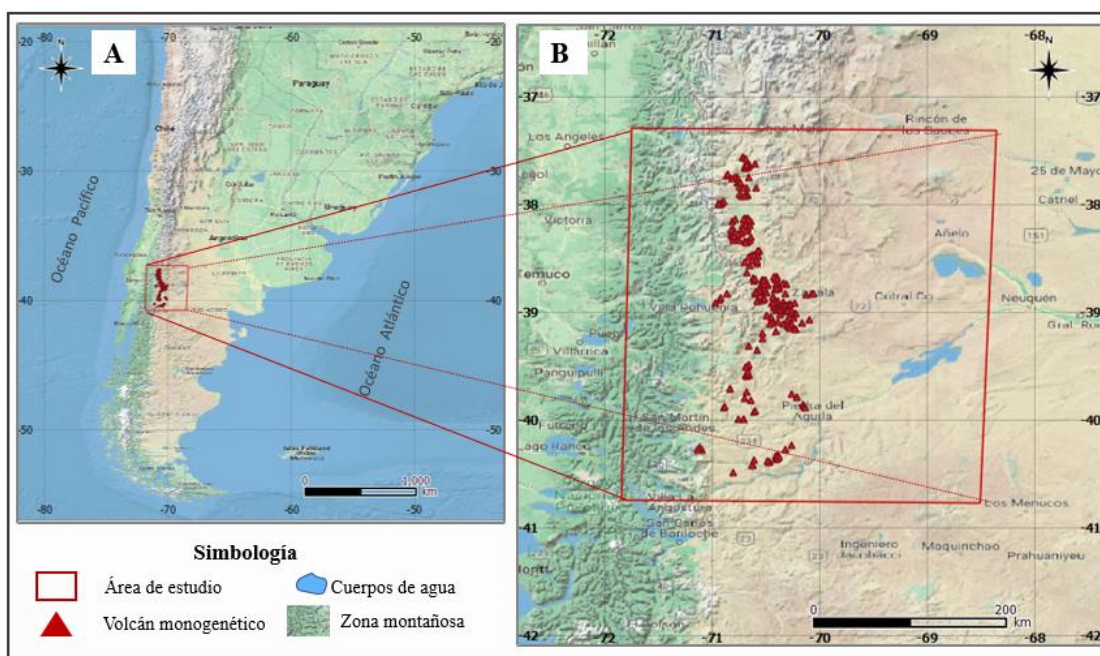
La primera de las áreas de estudio se encuentra (Figura 1) en el segmento Central de la Zona Volcánica Sur de los Andes (CZVS), la cual abarca una de las regiones magmáticas más activas de la Tierra (Stern, 2004).

La segunda área de estudio se localiza en la provincia de Ciudad Real, España (Figura 4), y es conocida como la Región Volcánica del Campo de Calatrava (RVCC).

### 3.1. Área Segmento Central de la Zona Volcánica Sur de los Andes (CZVS)

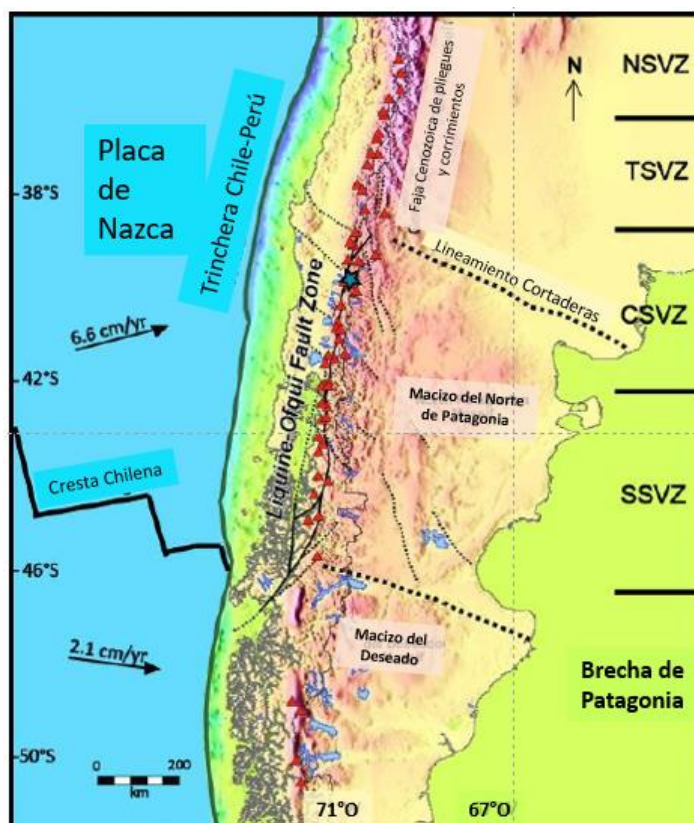
#### 3.1.1. Localización del área de estudio CZVS

El segmento Central de la Zona Volcánica Sur de los Andes (CZVS) se localiza en la parte sur de la Cordillera de los Andes, abarcando regiones de Chile y Argentina. Se extiende entre las latitudes  $37^{\circ}$  a  $41^{\circ}5'$  S (Figura 1). Este segmento forma parte de uno de los cuatro segmentos (Figura 2) o provincias volcánicas de la parte central de los Andes (norte, sur, central y transicional) subdivididas así petrográficamente (López-Escobar et al., 1995), asociados al margen convergente activo ubicado en la costa oeste de América del Sur, donde las placas de Nazca y Antártica se subducen bajo la placa Sudamericana (Hickey-Vargas, 2002). Este proceso es responsable del origen de la orogenia andina en los últimos 200 millones de años (Hickey-Vargas, 2002); (Mpodozis y Ramos, 2008).



**Figura 1.** A) Ubicación del área de estudio (recuadro rojo), correspondiente al segmento Central de la Zona Volcánica Sur de los Andes. B) Ampliación del área de estudio y ubicación de los volcanes monogenéticos estudiados, señalados con triángulos rojos. (Mapas elaborados para este trabajo. WGS 84, UTM Zona 19S).

De acuerdo a (Folguera, 2007) el segmento Central de la Zona Volcánica Sur de los Andes (CZVS) se caracteriza por tener una corteza delgada con un espesor aproximado de 38 km. La subducción en esta región ocurre de manera levemente oblicua, con una dirección de  $N78^{\circ}E$ , y se lleva a cabo a una velocidad de 6,6 cm/año. Los límites de las placas se pueden observar en la Figura 2. Esta zona se caracteriza por la presencia de cientos de volcanes monogenéticos de arco posterior, los cuales exhiben depósitos extensos y diversas morfologías. Además, se encuentran numerosos sistemas volcánicos poligenéticos de gran tamaño, como volcanes compuestos y calderas.



**Figura 2.** Configuración tectónica de los Andes entre los  $33^{\circ}S$  y  $52^{\circ}S$ , donde se muestran los distintos segmentos de la Zona Volcánica Sur de los Andes, norte (NSVZ;  $33-34,5^{\circ}S$ , transicional (TSVZ;  $34,5-37^{\circ}S$ ), central (CSVZ;  $37-41,5^{\circ}S$ ) y sur (SSVZ;  $41,5-46^{\circ}S$ ). (Modificado para este trabajo de Cembrano y Lara 2009 en Castro, 2015).

### 3.1.2. *Marco geológico del área de estudio CZVS*

En las estribaciones orientales de los Andes, específicamente entre los 31° y 40° S, se extiende una cuenca de retroarco de gran importancia económica, conocida como Cuenca Neuquina. Esta cuenca abarca una sucesión geológica que va desde el Triásico Tardío hasta el Cenozoico Temprano (Howell, J., 2005; Figura 3).

La compleja evolución de esta cuenca puede dividirse en tres fases principales:

- En primer lugar, la apertura de la cuenca ocurrió durante el Triásico Superior debido a procesos extensionales que generaron depocentros largos y estrechos llenos de depósitos volcánicos/volcanoclásticos y continentales (Vergani G. D., 1995; Carbone, O., 2011; Franzese, J.R., 2001; Howell, J., 2005).
- En segundo lugar, se produjo una fase posterior al rift de hundimiento durante el Jurásico Temprano, cuando se estableció un régimen de subducción activo y un arco magmático en el margen occidental de Gondwana (Franzese, J. R., 2003; Mpodozis y Ramos, 2008; Howell, J., 2005).
- Por último, se desarrolló una fase de cuenca de antepaís típica entre el Cretácico Superior y el Cenozoico Inferior, como resultado del desarrollo de un régimen tectónico que provocó la migración hacia el este del frente orogénico (Franzese, J. R., 2003; Gianni, 2018; Howell, J., 2005; Tunik, M., 2010).

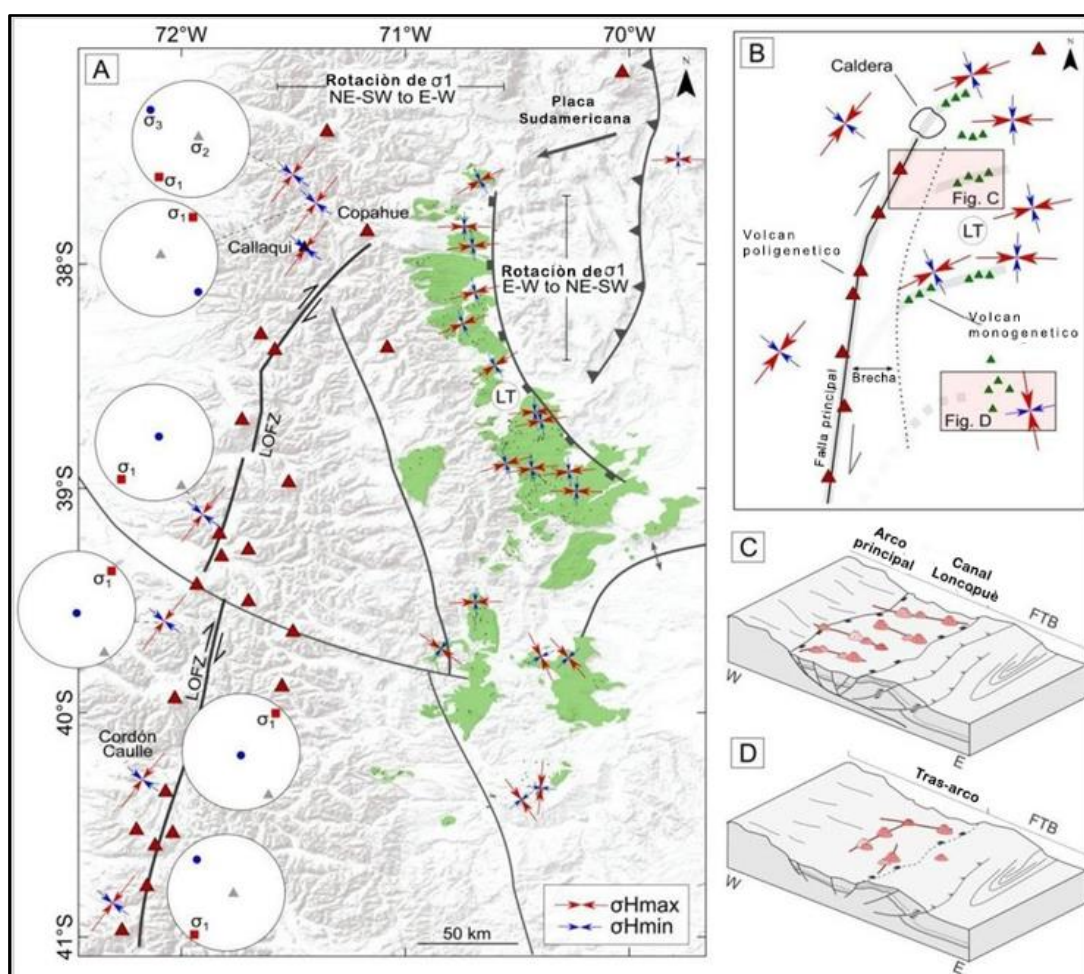
El Cenozoico se caracteriza por haber sido el período durante el cual la cordillera de los Andes adquiere su configuración actual. En el Eoceno inferior a medio, se produjo el primer plegamiento y fracturación del Grupo Neuquén, acompañado del emplazamiento de andesitas anfibolíticas (Formación Colipilli). Durante la transición del Paleógeno al Neógeno, se depositaron las Formaciones Cerro Bandera y Puesto Burgos, cuyas edades se asignan al Oligoceno superior tardío y al Mioceno inferior temprano, respectivamente. En esta etapa también ocurrió el emplazamiento de los Basaltos Cerro Atravesado y Michacheo (Leanza y Hugo, 2001).

Durante el Oligoceno-Mioceno temprano la actividad magmática retrocedió hacia el oeste, dando lugar a la formación de una serie de cuencas extensionales en el piedemonte



de los Andes Neuquinos, como la cuenca del Cura Mallín (Morabito y Folguera, 2005; Radic, 2002; Ramos y Folguera, 2005).

Hacia el Mioceno Medio-Tardío se genera un segundo período de deformación de la Cuenca Neuquina, produciéndose el plegamiento que afecta a las unidades sedimentarias preexistentes y una nueva expansión del magmatismo hacia el antepaís (Ramos y Folguera, 2005; Kay, 2006). Posteriormente, en el Plioceno temprano, el frente magmático comenzó a retroceder nuevamente, acompañado de una intensa actividad volcánica, donde se destacan extensos derrames de coladas mantiformes de basalto y la apertura de la Cuenca Cola de Zorro en los Andes Principales entre los 37° y 39°S (Vergara y Muñoz, 1982; Muñoz y Stern, 1988; Folguera, 2006; Lanza y Hugo, 2001; Ramos y Folguera, 2005).



**Figura 3.** A) Contexto regional del área de estudio en la Faja Andina; B) mapa regional de segmento Central de la Zona Volcánica Sur (CZVS) con los depósitos

del Campo Volcánico Zapala (triángulos verdes para los volcanes monogenéticos), volcanes poligenéticos (triángulos rojos) y las principales características estructurales. Las estructuras son: AFTB - Faja Plegada y Corrida Agrio, BBAF - Zona de Falla del Bío-Bío, HH - Alto Huincul, LOFZ - Liquiñe-Ofqui. Zona de falla, MVFZ - Zona de falla Mocha-Villarica. LT - Canal Loncopué. C) Acercamiento donde se aprecia con detalle el Canal Loncopué. D) Acercamiento a la Faja Plegada y tras arco. Unidades geológicas según Cordani et al. (2016). Modificado para este trabajo de Santos et al. (2022).

El vulcanismo durante el periodo Plioceno-Cuaternario en la región de Neuquén se encuentra principalmente en un cinturón de orientación norte-sur, que se extiende de manera paralela al frente andino. Dentro de este contexto, se destacan los campos volcánicos Tromen y Auca Mahuida, ubicados más al este (Folguera, 2011).

Es importante mencionar que la Fosa de Loncopué, localizada en esta región, ha sido escenario de una significativa actividad volcánica durante el Plioceno-Cuaternario (Figura 3B y 3C). Esta fosa se caracteriza por ser una depresión topográfica estrecha de aproximadamente 200 km de longitud, situada entre los 36°30' y 39°S. Limita al este con la faja plegada y corrida de Agrio, y al oeste con el arco volcánico (Folguera, 2010); (Rojas Vera, 2010, 2014); (Pesce, 2019). El relleno basal de esta depresión está compuesto por material volcánico y sedimentario, cuyo inicio se registra en el Plioceno temprano con la Formación Cola de Zorro. Posteriormente, se desarrollaron secuencias piroclásticas distales de composición silícica, asociadas con la formación de calderas en el oeste durante el Pleistoceno. Finalmente, se produjo el emplazamiento de una cubierta basáltica en el sector occidental de la fosa (Rojas Vera, 2014); (Pesce, 2019).

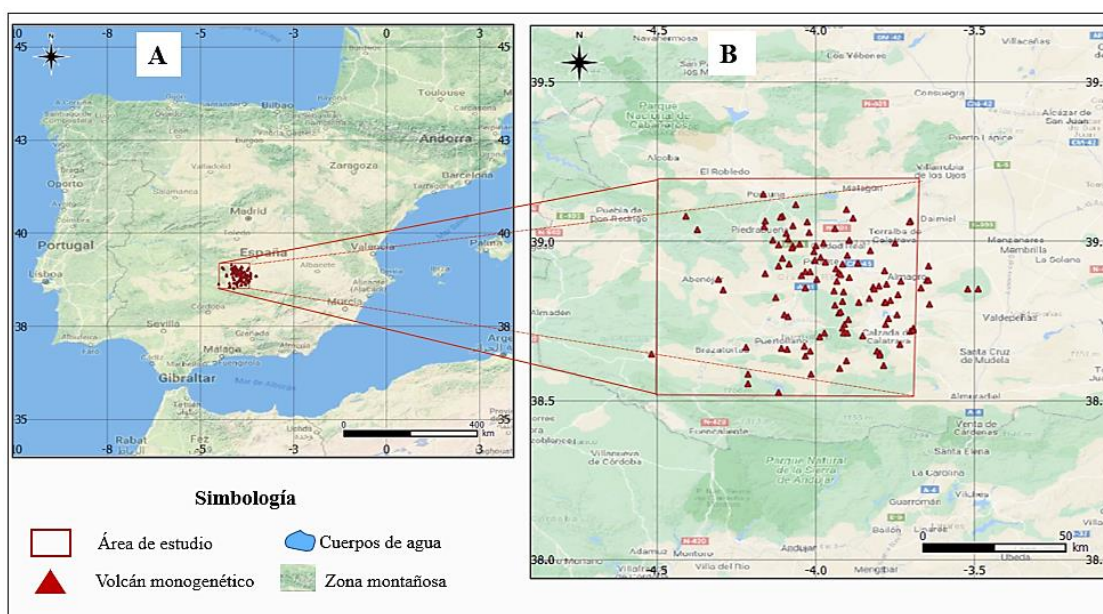
Finalmente, en la Fosa de Loncopué se desarrollan importantes campos basálticos monogenéticos de edad Pleistoceno-Holoceno, que se extienden incluso hasta el área de Laguna Blanca/Zapala (~39°S) (Groeber, 1928); (Varekamp, 2010); (Rojas Vera, 2014). Estos campos volcánicos generan flujos de lava, consistentes en basaltos ricos en olivino y han sido designados con diferentes nombres según su edad relativa y ubicación geográfica, como Hueyeltué, Huechahue, Malleo, Macho Viejo, Los Mellizos y los basaltos de Laguna de Blanca (Leanza, 1997); (Zannettini, 2010). En un estudio realizado por Varekamp, 2010, se analizaron los centros volcánicos ubicados al sur de los 37°30'S, incluyendo aquellos que se encuentran alrededor del Área de Laguna

Blanca/Zapala, y se observaron características químicas transicionales entre magmas de intraplaca y de arco. Sin embargo, los centros volcánicos situados en el sector norte de la Fosa de Loncopué presentan firmas químicas típicas de un arco volcánico (Rojas Vera, 2014).

### 3.2. Área Región Volcánica del Campo de Calatrava (RVCC)

#### 3.2.1. Localización del área de estudio RVCC

La Región Volcánica del Campo de Calatrava (RVCC) está localizada en la parte central de la provincia de Ciudad Real (Figura 4), en la Meseta Meridional española. El Campo de Calatrava presenta un paisaje caracterizado por la sucesión de amplias cuencas de sedimentación del Terciario rodeadas por sierras del Paleozoico, las cuales han experimentado importantes procesos de fracturamiento ocasionado por distintas orogénias que han afectado a estas estructuras (Varisca o Hercínica Alpina). Como resultado de diversos procesos distensivos y compresivos, relacionados al levantamiento de las cordilleras Béticas, se produjo un ascenso magmático facilitado por una intensa red de fracturas presentes en las estructuras cuarcíticas. Esto dio lugar a la formación de poco más de 330 edificios volcánicos dentro de un área de alrededor de 5000 km<sup>2</sup> (Becerra, 2013).



**Figura 4.** A) Ubicación del área de estudio (recuadro rojo). Distribución de los edificios volcánicos en la provincia de Ciudad Real, mostrando en la parte central

al Campo de Calatrava. B) Ampliación del área de estudio y ubicación de los volcanes monogenéticos estudiados, señalados con triángulos rojos. (Mapas elaborados para este trabajo. WGS 84. UTM Zona 30 N).

El Campo Volcánico de Calatrava es un territorio de montaña media según García (1995), o como una unidad morfoestructural del borde meridional de la Submeseta Sur según Poblete (1995). Se encuentra ubicado en el centro de la provincia de Ciudad Real y tiene un área que varía entre 2500 y 3000 km<sup>2</sup>, aunque según la delimitación de referencia puede alcanzar los 5000 km<sup>2</sup>.

La delimitación de la Región Volcánica del Campo de Calatrava se establece por las siguientes unidades geográficas:

- Al norte, se encuentran las alineaciones meridionales de los relieves de plegamiento hercínico o varisco de los Montes de Toledo;
- al oeste, está la zona de montes y rañas que se extienden a lo largo de los ríos Guadiana y Bullaque, conocida como los Montes de Ciudad Real;
- al sur, se encuentra la Sierra Morena, el Valle del Ojailén Fresnedas y el Valle de Alcudia.

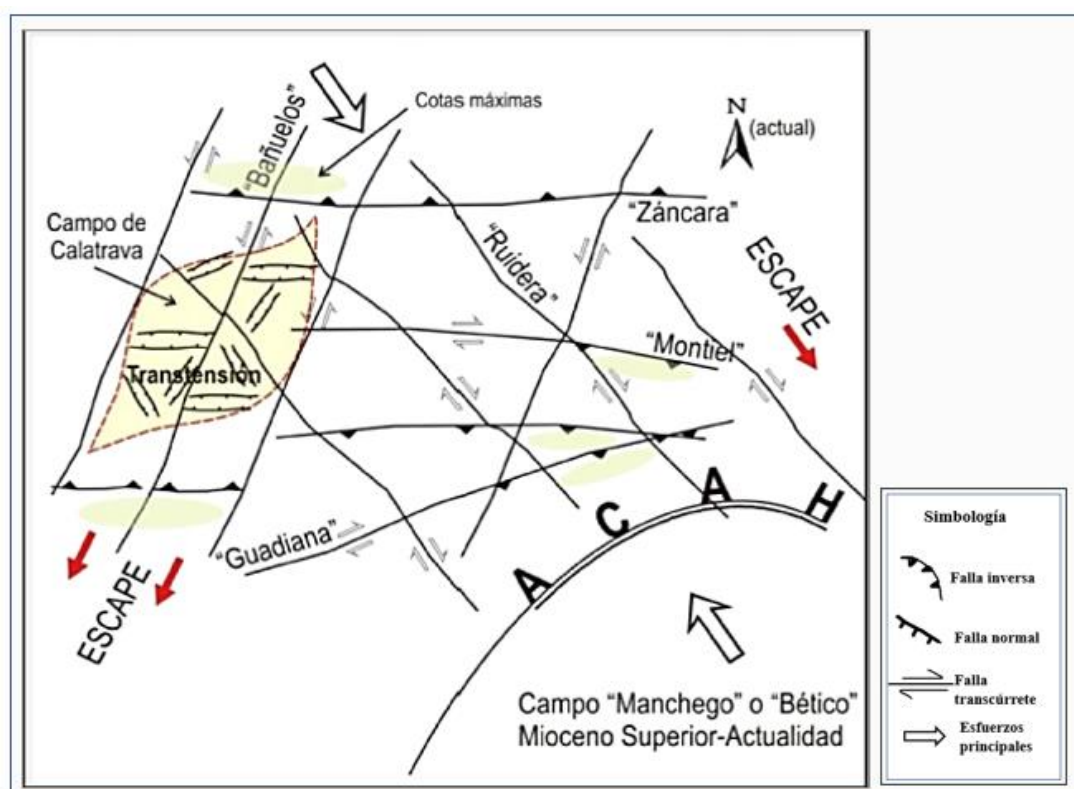
Estos tres límites naturales, no se presentan de manera clara y precisa, ya que las regiones que limitan con el Campo de Calatrava en esta área comparten muchas similitudes entre sí. Incluso, según García Rayego (1995), estas tres regiones se consideran un macrorregión natural, con características geomorfológicas, climáticas y biogeográficas muy similares (Becerra, 2013).

### ***3.2.2. Marco geológico del área de estudio RVCC***

El volcanismo basáltico del Cenozoico es uno de los elementos geológicos distintivos del Campo de Calatrava. Este territorio ha experimentado múltiples eventos eruptivos que han dado lugar a diversas formas volcánicas, como conos de piroclastos, cráteres freatomagmáticos y anillos de tobas. Asimismo, se han desarrollado distintos tipos de depósitos volcánicos asociados, tales como coladas de lava, caída de piroclastos, flujos piroclásticos y lahares, los cuales definen y dotan de una identidad particular a los

paisajes de esta región. Estudios realizados en el área han identificado alrededor de 330 edificios volcánicos (Becerra-Ramírez, 2007) sin incluir pequeños afloramientos y los remanentes de cráteres terciarios generados por erupciones hidromagmáticas.

En la comunidad científica aún no existe un consenso sobre el origen de la actividad volcánica en el Campo de Calatrava, aunque la mayor parte de los investigadores coinciden en que está relacionado con la interacción y fricción entre las placas Euroasiática y Africana en el contexto de la Península Ibérica, especialmente durante la orogénesis Alpina que llevó a el levantamiento de las Cordilleras Béticas (Cadavid, 1977); (Ancochea, 1983); (Bergamín, 1986a); (Cebriá J. M., 1992); (López-Ruiz, 1993); (Gallardo Millán, 2006)).



**Figura 5.** Esquema del modo de activación preferente de las cinco modas estructurales y del resultado de tal deformación distribuida a favor del proceso de indentación del Arco de Cazorla-Alcaraz-Hellín. Modificado de (Rincón, 2014 b).

El área de investigación se encuentra ubicada en la región central del Antepaís Bético Castellano Oriental (ABCO). Esta región está delimitada externamente y subdividida

internamente por una serie de zonas de fractura o lineamientos tectónicos. Estas zonas de fractura pueden agruparse en "familias" según sus orientaciones principales (Figura 5) se pueden distinguir las siguientes agrupaciones de lineamientos o zonas de fractura (Rincón P. J., 2014a):

A. Lineamientos tectónicos activados principalmente durante el Oligoceno-Mioceno Superior bajo condiciones de esfuerzos "cántabros", compresión horizontal máxima con orientación sur-norte, generando una "cizalla pura" según (Vegas, 2005), (Vegas, 2006).

A.1. Moda "Záncara": incluye todas las orientaciones aproximadamente E-O.

A.2. Moda "Bañuelos": incluye todas las orientaciones aproximadamente NNE-SSO.

A.3. Moda "Ruidera": incluye todas las orientaciones aproximadamente SE-NO.

B. Lineamientos tectónicos activados principalmente durante el Mioceno Superior hasta la actualidad (período neotectónico) bajo condiciones de esfuerzos "manchegos" o "béticos" (compresión horizontal máxima con orientación sureste-noroeste).

B.1. Moda "Guadiana": incluye todas las orientaciones dispuestas entre ENE-OSO/NE-SO. Esta moda es paralela al frente prebético Arco de Cazorla-Alcaraz-Hellín (ACAH).

B.2. Moda "Montiel": incluye todas las orientaciones aproximadamente ESE-ONO (Rincón, 2014 b).

#### **4. TEORÍA GEOESTADÍSTICA**

(Matheron, 1962), considerado el padre de la Geoestadística reciente, definió esta disciplina como "la aplicación de las funciones aleatorias para el reconocer y estimar fenómenos naturales". En este contexto, una función aleatoria se entiende como "la variable aleatoria definida en todos los puntos del espacio", lo cual implica que cada evento de la función aleatoria es una función espacial. La característica distintiva de las funciones aleatorias es que cada realización puede concebirse de la siguiente manera: la

suma de una componente estructurada más la componente aparentemente errática. La componente estructurada asegura que, si se han realizado varias mediciones por encima de lo normal en una zona determinada, es probable que las mediciones adicionales también den valores altos. Por otro lado, la componente que es aleatoria no permite predecir con gran precisión el valor de estas mediciones hipotéticas.

Estas características se encuentran en muchos fenómenos naturales, lo que explica por qué las funciones aleatorias se pueden aplicar en el estudio de estos tipos de fenómenos. Así, la Geoestadística ha sido utilizada en diversas disciplinas de las Ciencias de la Tierra, como Minería, Geología, Hidrología, Geotécnica, Hidrología, Edafología, entre otras. Además, la Geoestadística también se utiliza para proporcionar medidas sobre la incertidumbre en las estimaciones, proporcionando el marco idóneo para elegir la ubicación de puntos de muestreo de manera que se reduzca la incertidumbre de la estimación (Matheron, 1962).

Los inicios de la Geoestadística se encuentran en la industria minera. Y como antecedentes se citan los trabajos efectuados por (Sichel, 1947) y (Krige, 1951). Sichel fue quien inicialmente advirtió la naturaleza asimétrica de la distribución de las concentraciones de oro de las minas de Sudáfrica, lo homologó con una distribución lognormal y expuso las fórmulas básicas que representan a dichas distribuciones. Lo que le permitió efectuar la estimación de reservas por primera vez, asumiendo implícitamente que los valores estimados eran independientes, lo cual contradecía la creencia de que existen zonas con mayores concentraciones que otras. Krige propone un primer acercamiento a la solución de estos problemas, generando una variación del método de medias móviles, que se consideran equivalentes del método de Krige simple, siendo este, un método básico para la estimación lineal. No obstante, posteriormente, una fórmula rigurosa y la solución a los problemas de estimación fueron desarrolladas por Matheron y sus compañeros de la Escuela de Minas de París (Matheron, 1962).

A partir de los desarrollos en la industria minera, las técnicas de Geoestadística se han extendido a otros campos y actualmente se considera que la Geoestadística ha alcanzado su madurez como técnica. Las áreas de estudio con mayor actividad ahora se centran, en el estudio de las implicaciones que tienen las funciones aleatorias y el formalismo

geoestadístico en diversas ramas del conocimiento y, por otro lado, en busca de otras opciones de fórmulas para la caracterizar la variabilidad espacial.

#### **4.1. La teoría de las variables regionalizadas.**

La necesidad espacial de cualquier característica o propiedad continua de las geociencias generalmente es muy irregular para poder ser modelada mediante funciones matemáticas simples. En este caso, se denomina variable regionalizada, y esta noción que se puede aplicar, a las variaciones de la presión atmosférica, así como a cualquier parámetro físico o químico del suelo, o a la altura de un evento con respecto a su nivel de referencia. Por lo tanto, se puede concluir que cualquier variable espacial distribuida es regionalizada. Por lo tanto, la geoestadística implica utilizar la teoría de las variables regionalizadas para estimar fenómenos o procesos espaciales.

Las principales características de las variables regionalizadas son: ubicación, continuidad y anisotropía:

A) Localización. Esto quiere decir que toma valores solo en el espacio geométrico del fenómeno. Esta condición puede ser la totalidad del yacimiento o sólo una parte del mismo y se establece por factores geológicos.

B) Continuidad. En cambio, se mide por la diferencia entre valores adyacentes, que puede ser menor que la diferencia entre valores más cercanos.

C) Anisotropía. Esta propiedad intrínseca de la variable regionalizada sugiere que puede haber una dirección preferida en la que la continuidad sea mejor, que otras direcciones más discontinuas (Díaz V., 2021).

La variable regionalizada se puede definir matemáticamente como una función  $f(x)$  que tendrá un valor asociado a todas las coordenadas  $x$  en el espacio de una, dos o tres dimensiones. Como resultado, la variable regionalizada tiene dos aspectos que parecen estar en oposición:

- El general estructurado, que puede representarse mediante una función determinística.



- El errático, aleatorio y local, que se caracteriza por una variación impredecible de un punto a otro.

Para comprender, apropiadamente, el comportamiento espacial de la variable, es necesario tener en cuenta la dualidad de la aleatoriedad y la estructura. Además, para lograr una representación simplificada de su distribución, se debe tener en cuenta la dualidad de la aleatoriedad y la estructura (Sosa Paz, 2002).

El valor visto en cualquier punto,  $\mathbf{x}$ , se toma como consecuencia de,  $z(\mathbf{x})$ , para una variable aleatoria,  $Z(\mathbf{x})$ . Así la media de esta variable se denomina deriva (o *drift* del inglés),  $m(\mathbf{x})$ . Para los puntos no observados, donde no hay mediciones, los valores  $z(\mathbf{x})$  se encuentran definidos, pero no se conocen, aunque también sean resultado de una variable aleatoria  $Z(\mathbf{x})$ .

Supongamos que se realiza un muestreo de  $N$  puntos de un lugar determinado,  $C$ . Estas observaciones son variables aleatorias que resultan de un proceso aleatorio. El conjunto de  $N$  observaciones son consecuencia de la función aleatoria de la variable regionalizada, para comprenderlo se puede hacer una comparación con el juego de lanzar dados o al elegir un número en la lotería. En un inicio, teóricamente, podría obtener un número infinito de tales pruebas, lo que permitiría determinar la función de distribución a partir de la función aleatoria (Moral G., 2004).

De ser posible deducir, al menos parcialmente, la función de distribución de la función aleatoria  $Z(\mathbf{x})$ , entonces es funcionalmente razonable interpretar la variable espacial como el resultado de la función aleatoria  $Z(\mathbf{x})$  utilizando enfoques probabilísticos. Así como no es posible obtener la función de distribución para una variable aleatoria derivada de solo una observación, como el resultado de un solo dado lanzado al aire, tampoco es posible obtener conclusiones estadísticas de un solo evento. En otras palabras, la inferencia estadística y la estimación de parámetros de la variable regional deben realizarse utilizando datos de una muestra de población, es decir, múltiples observaciones de una variable aleatoria (Cressie, 1993).

Hay muchas variables que se pueden modelar como funciones aleatorias y sus aplicaciones cubren una amplia gama de campos de las ciencias naturales, algunos de los cuales incluyen:

- En topografía y geología, por ejemplo, altura relativa al nivel del mar, profundidad

del nivel agua freática, espesores y profundidad a un determinado horizonte, entre otros.

- Parámetros de calidad de roca rica en minerales económicos.
- De la hidráulica e hidrología, como son la permeabilidad y la porosidad, potencial hidráulico, milímetros de lluvia precipitada y escorrentía, entre otros.
- En las ciencias ambientales, valores de concentraciones de contaminantes en el suelo, el agua o el aire, elementos componentes del suelo, etc.

#### 4.2.Las funciones aleatorias

Un conjunto de  $k$  variables aleatorias dependientes  $Z_1, Z_2, \dots, Z_n$  definen un vector aleatorio  $Z = (Z_1, Z_2, \dots, Z_k)$  con  $k$  componentes en la teoría de la geoestadística. De manera similar, si los valores de una función  $Z(x)$  son variables aleatorias y  $x$  se encuentran en el espacio de  $n$  dimensiones  $R_n$ , entonces  $Z(x)$  define una familia de variables aleatorias. Una variable aleatoria  $Z(x_0)$  se encuentra en cualquier punto  $x_0$  en el espacio.  $Z(x)$  es una función del punto  $x$  en la que su "valor" en  $x_0$  no es un número, sino una variable aleatoria. Es importante tener en cuenta que, en la mayoría de los casos, las variables aleatorias que corresponden a dos puntos,  $Z(x_1)$  y  $Z(x_2)$ , no siempre son independientes (Sosa Paz, 2002).

Al considerar a  $Z(x)$  como la función aleatoria definida en  $R_n$ , para cualquier conjunto de  $k$  datos puntuales en  $x_1, x_2, \dots, x_k$ , con el vector aleatorio  $[Z(x_1), Z(x_2), \dots, Z(x_k)]$  el que se diferencia por su función de distribución *k-variable*. A el conjunto de este grupo de distribuciones para todos los valores de  $k$  y cada muestra de puntos en  $R_n$  configuran la "ley espacial de probabilidad" de la función aleatoria de  $Z(x)$ . En el campo de la geoestadística lineal, los dos primeros momentos de la distribución  $Z(x)$  son suficientes. En realidad, en la mayoría de las aplicaciones prácticas con la información actual no es suficiente para deducir conclusiones sobre momentos de órdenes superiores. (Journel, 1978).

Así la esperanza matemática es el "momento de primer orden" y se define como:

#### Ecuación 1

$$E[Z(x)] = m(x)$$

La geoestadística considera que los “tres momentos de segundo orden”, que se desprenden de la Ecuación 1, estos son:

a) *El momento de segundo orden o varianza de  $Z(x)$  con respecto a  $m(x)$ :*

$$\sigma^2 = \text{Var}[Z(x)] = E\left\{\left[Z(x) - m(x)\right]^2\right\}$$

**Ecuación 2**

Donde la  $\text{Var}[Z(x)]$  es una función de  $x$ .

b) *La covarianza de dos variables aleatorias  $Z(x_i)$  y  $Z(x_j)$  es  $C(x_i, x_j)$  y su definición como la siguiente:*

$$C(x_i, x_j) = E\left\{\left[Z(x_i) - m(x_i)\right]\left[Z(x_j) - m(x_j)\right]\right\}$$

**Ecuación 3**

En general, esta es una función de  $x_i$  y  $x_j$ . A veces a esta función también se le conoce como función de **autocovarianza**.

c) El *semivariograma*, que es la función que describe la semivarianza de un grupo de muestras distantes.

$$\gamma(x_i, x_j) = \frac{1}{2} E\left\{\left[Z(x_i) - Z(x_j)\right]^2\right\}$$

**Ecuación 4**

Si solamente se cuenta con una observación de  $Z$  en cada punto, la covarianza no se puede calcular ya que la media no se conoce. Podemos superar las desventajas mencionadas solo asumiendo que los valores en diferentes puntos son diferentes observaciones del atributo, ya que la media es una constante independientemente de los datos puntuales considerados, y esto se conoce como estacionariedad. (Díaz Viera, 2002).

### 4.3. Las funciones aleatorias estacionarias

La función de distribución de la función aleatoria no varía al ser el resultado de las transformaciones del vector  $h$ , o lo que es lo mismo, si el vector aleatorio como  $[Z(xI)]$ ,

$Z(x_2), \dots, Z(x_k)]$  es igual a  $[Z(x_1+h), Z(x_2+h), \dots, Z(x_k+h)]$  para todos los valores de  $h$ . Pero es suficiente asumir la existencia de estos dos momentos y limitar la hipótesis de estacionariedad a esos dos primeros momentos, ya que la geoestadística lineal se basa en los primeros momentos de funciones aleatorias. Una función aleatoria  $Z(x)$  se conoce como función estacionaria de orden dos si:

a) La  $E[Z(x)]$  media existe y no depende de  $x$ , como lo expresa la:

**Ecuación 5** 
$$E[Z(x)] = m \text{ para todo } x$$

b) La covarianza de cualquier par de variables aleatorias depende únicamente del vector de separación  $h$ :

**Ecuación 6** 
$$C(x+h, x) = E[Z(x+h)Z(x)] - m^2 = C(h)$$

La estacionariedad de la covarianza significa que “la varianza  $Var[Z(x)]$  existe, es finita y no depende de  $x$ ”, de la siguiente manera  $Var[Z(x)] = C(0)$ . De manera similar, bajo esta premisa, el semivariograma es igualmente estacionario y cumple lo siguiente:

**Ecuación 7** 
$$\gamma(x+h, x) = \frac{1}{2} E\{[Z(x+h) - Z(x)]^2\}$$

Debido a que el semivariograma mide la variabilidad espacial de un fenómeno de manera similar a la función de covarianza, uno podría considerarlo repetitivo, detallado e innecesario. De hecho, si la función aleatoria es estacionaria, entonces la relación entre el semivariograma y la covarianza se expresa inmediatamente, como lo satisface la Ecuación 7 y se cumple que:

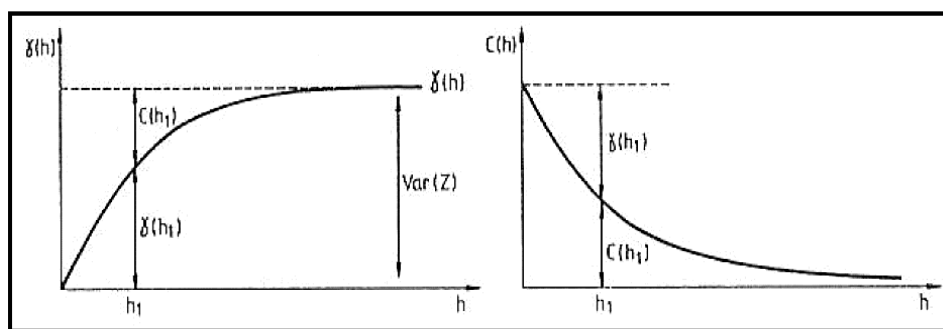
**Ecuación 8** 
$$\begin{aligned} \gamma(h) &= \frac{1}{2} E\{[Z(x+h) - Z(x)]^2\} \\ &= \frac{1}{2} \left\{ E[Z(x+h) - m]^2 + E[Z(x) - m]^2 \right\} \\ &\quad \left\{ -2E[(Z(x+h) - m)(Z(x) - m)] \right\} \\ &= Var(Z) - E[(Z(x+h) - m)(Z(x) - m)] \end{aligned}$$

Y a partir de la Ecuación 7 se deduce que:

$$\text{Ecuación 9} \quad C(h) = E[Z(x+h) - m][Z(x) - m]$$

Finalmente, se obtiene:

$$\text{Ecuación 10} \quad \gamma(h) = \text{Var}(Z) - C(h)$$



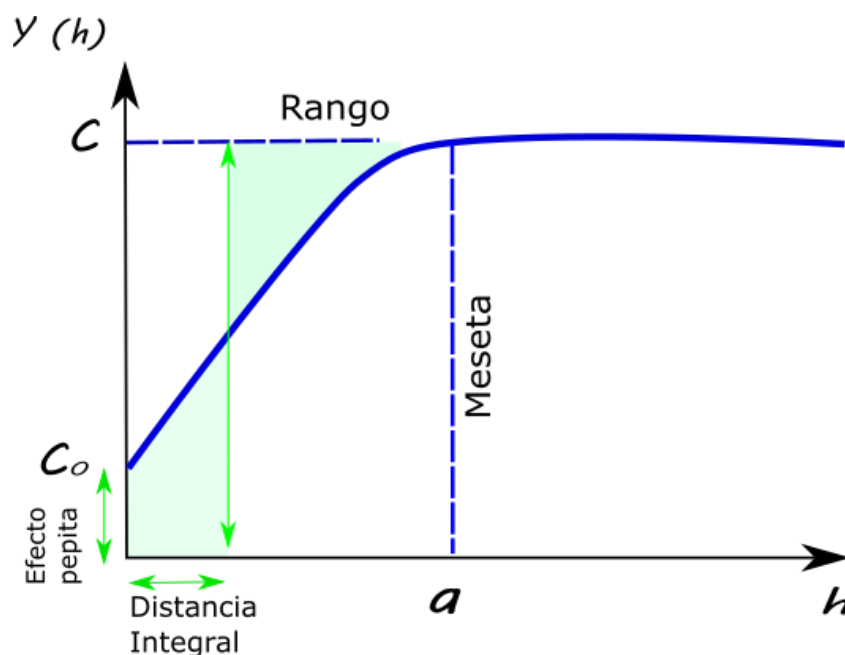
**Figura 6** Gráfico que representa la relación existente entre el semivariograma ( $\gamma(h)$ ) y la función de covarianza  $C(h)$ . Tomado de (Sosa Paz, 2002).

Acatando a la hipótesis de estacionariedad, se establece que el semivariograma es la diferencia entre la varianza y la covarianza (Figura 6), esto implica una equivalencia perfecta. Pero, cuando la media varía lentamente y se puede considerar constante a escala local, en la escala local, el semivariograma no depende del valor local de la media, pero la autocovarianza requiere una estimación de la misma. Lo cual inserta un sesgo para el cálculo de la función de autocovarianza. En este sentido, el semivariograma ( $\gamma(h)$ ) resulta ser un estadístico más útil que la covarianza  $C(h)$  de funciones con medias lentamente variables.

Para funciones ilimitadas con varianza infinita (que es, no estacionaria), la covarianza no está definida en el origen, pero el semivariograma siempre es cero en el origen. En la práctica,  $C(h)$  tiende a ser grande para varianzas grandes y está pobremente definido cerca del origen. En cambio, el semivariograma toma valores más pequeños y muestra un mejor comportamiento para los mismos datos. Por estas razones, el semivariograma se usa con más frecuencia que la función de autocovarianza.

El semivariograma suele ser una función monótona no decreciente. Esto se debe a que a medida que  $h$  aumenta, la diferencia entre  $Z(x+h)$  y  $Z(x)$  también aumenta, al menos en sentido cuadrático (ver Figura 6). Cuando  $Z$  está en reposo,  $\gamma$  alcanza cierto límite que es llamada meseta. Siendo coincidente con la varianza de  $(\sigma^2)$  de  $Z$ . Así, a la distancia para alcanzar este valor se le ha nombrado rango o alcance e indica el rango de influencia alrededor del punto más allá del cual la autocorrelación llega a cero.

Aun cuando, el semivariograma  $\gamma(0) = 0$ , suele ser discontinuo en el origen, teniendo saltos finitos conocido como pepitas o "efecto de pepita" o también "nugget". Finalmente, la distancia integrada o alcance integral se define como el valor de  $h$  en el cual las áreas sombreadas en la Figura 7 son iguales. Entonces, la distancia es tan grande que la meseta multiplicada por ella iguala el área existente sobre el semivariograma. Entonces esa distancia se usa para medir, comúnmente, el grado de correlación espacial de la variable (Sosa Paz, 2002).



**Figura 7.** Parámetros del semivariograma  $(\gamma(h))$  (Imagen creada para este trabajo).

Una función más que se utiliza para caracterizar la estructura de correlación es el diagrama de correlación o correlograma  $\rho(h)$ , que es el cociente entre la covarianza  $C(h)$  y la varianza:

**Ecuación 11**

$$\rho(h) = \frac{C(h)}{C(0)} = 1 - \frac{\gamma(h)}{C(0)}$$

#### 4.4. Las funciones aleatorias intrínsecas

Se observa que una función aleatoria estacionaria cuadrática (de segundo orden) tiene una varianza y una covarianza. Si bien existen funciones aleatorias y fenómenos físicos reales que tienen una variabilidad casi ilimitada; ni la varianza, ni la covarianza están definidas para estas funciones. Un claro ejemplo de fenómeno físico en el que la varianza es infinita pero el semivariograma es finito (o es lo mismo, que la varianza de los incrementos de la variable es finita), es en el mecanismo Browniano,

**Ecuación 12**

$$Z_{k+1} = Z_k + \varepsilon_k$$

en donde los  $\varepsilon_k$  representan variables independientes y aleatorias normalmente distribuidas con varianza igual a uno y de media igual a cero. Según su definición, los valores del proceso en dos puntos  $k$  y  $k+h$  están separados una distancia  $h$  se relacionan mediante la

**Ecuación 13**

$$Z_{k+h} = Z_k + \varepsilon_k + \varepsilon_{k+1} + \dots + \varepsilon_{k+h-1}$$

En la que la varianza de  $Z_{k+h}$  está dada por:

**Ecuación 14**

$$Var(Z_{k+h}) = Var(Z_k) + 2\gamma(h)$$

Se observa que la varianza aumenta indefinidamente a medida que aumenta  $h$  y también depende de  $k$ . Por lo cual, no hay una varianza finita en este proceso. En la Figura 8 se muestra la implementación de este tipo de proceso. Se puede ver cuán efectivamente variable es el proceso ya que tiene una alta tasa de capacidad de variación. El rango de valores de la variable aumenta de acuerdo con el rango de distancia observado (Díaz Viera, 2002).

Si consideramos los incrementos de la variable ( $Z_{k+h} - Z_k$ ), podemos ver que tienen

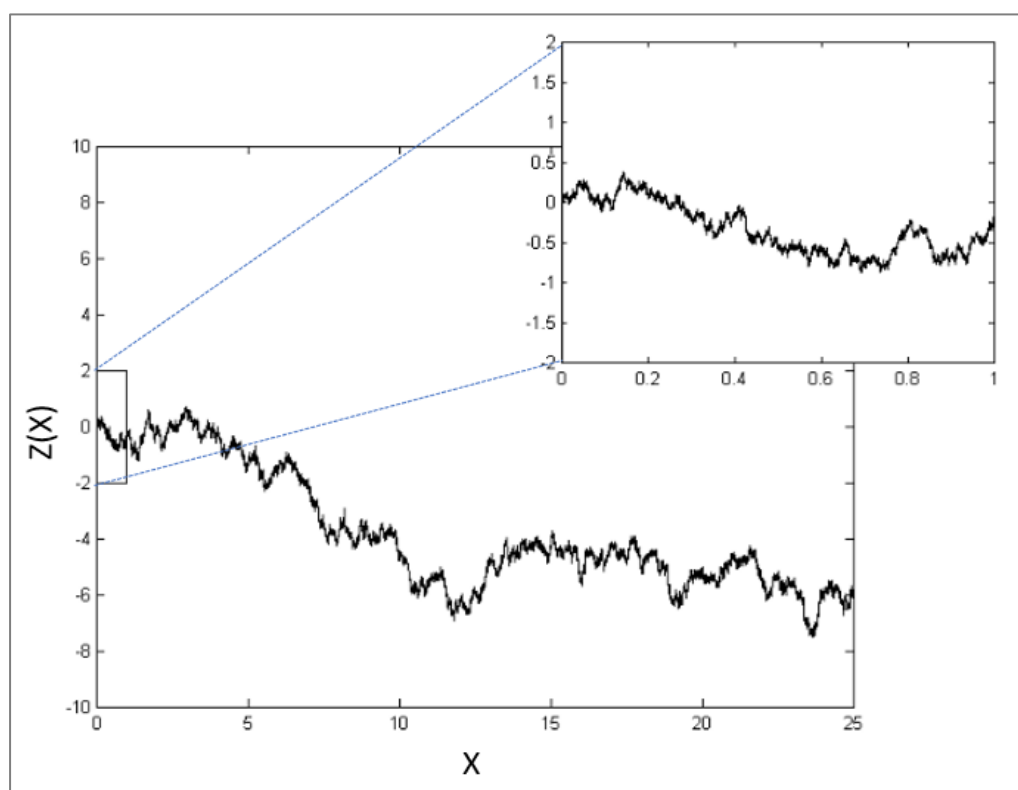
tanto la media como la varianza independiente de k porque:

**Ecuación 15** 
$$E(Z_{k+h} - Z_k) = E\left(\sum_{i=k}^{k+h-1} \varepsilon_i\right) = 0$$

**Ecuación 16** 
$$\text{Var}(Z_{k+h} - Z_k) = \text{Var}\left(\sum_{i=k}^{k+h-1} \varepsilon_i\right) = h$$

Por lo tanto, el semivariograma para este proceso se obtiene de la siguiente manera:

**Ecuación 17** 
$$\gamma(h) = \frac{1}{2} E\left[(Z_{k+h} - Z_k)^2\right] = \frac{h}{2}$$



**Figura 8.** Gráfico de la trayectoria o función muestral específica que se produce como resultado de la realización del proceso Wiener-Levy. Es un proceso estocástico que presenta incrementos estadísticamente independientes con una distribución normal. Editado de (Cassetti, 2011).

Se acaba de señalar que hay funciones aleatorias que no tienen varianza, pero sus incrementos  $[Z(x+h)-Z(x)]$  tienen una varianza finita. Esto llevó a definir el concepto



de funciones aleatorias intrínsecas como aquéllas cuyos incrementos  $[Z(x+h)-Z(x)]$  presentan varianza y esperanza matemática, definidas para cada vector  $\mathbf{h}$  independientemente de  $\mathbf{x}$ , de la siguiente forma:

$$\text{Ecuación 18} \quad E[Z(x+h) - Z(x)] = m(h)$$

y

$$\text{Ecuación 19} \quad \text{Var}[Z(x+h) - Z(x)] = G(h)$$

Cuando una función  $m(\mathbf{h})$  es una función media, la cual es necesariamente lineal en  $\mathbf{h}$  porque

**Ecuación 20**

$$Z(x+h_1+h_2) - Z(x) = [Z(x+h_1+h_2) - Z(x+h_1)] + [Z(x+h_1) - Z(x)]$$

y utilizando la esperanza matemática tenemos:

$$\text{Ecuación 21} \quad m(h_1 + h_2) = m(h_2) + m(h_1)$$

Aunque no es necesario, se suele trabajar con la premisa de que  $m(\mathbf{h}) = \mathbf{0}$ . De no ser así, estaría definida la función aleatoria  $[Z(\mathbf{x}) - m(\mathbf{x})]$ . Si  $m(\mathbf{h}) = \mathbf{0}$ , las ecuaciones (8) y (9) pasan a ser:

$$\text{Ecuación 22} \quad E[Z(x+h) - Z(x)] = 0$$

y

$$\text{Ecuación 23} \quad E\left\{[Z(x+h) - Z(x)]^2\right\} = 2\gamma(h)$$

Es claro que siempre la función aleatoria estacionaria cuadrática (de segundo orden) será intrínseca (Sosa Paz, 2002).

#### 4.5. Las Funciones Aleatorias No Intrínsecas

Si una función aleatoria exhibe una deriva, es decir, su esperanza matemática no permanece constante, se clasifica como no estacionaria. Si, además, sus incrementos de primer orden  $[Z(\mathbf{x}+\mathbf{h}) - Z(\mathbf{x})]$  también carecen de estacionariedad, entonces se denomina función aleatoria no intrínseca.

Las funciones aleatorias no intrínsecas son aquellas cuya esperanza matemática depende de la posición  $\mathbf{x}$ , es decir, solo de la variable  $\mathbf{X}$ , pero su crecimiento está relacionado con el cuadrado de  $\mathbf{h}$ . Esta característica es relevante para detectar la presencia de una deriva (Sosa Paz, 2002).

##### Ecuación 24

$$E[Z(x)] = m(x)$$

El tratamiento de funciones aleatorias no intrínsecas tiene varias alternativas, como:

- a) Suponer que  $Z(x)$  es intrínseca a la zona,
- b) que la deriva  $m(x)$  tiene un comportamiento predeterminado,
- c) que el semivariograma de residuos es conocido y estacionario y
- d) que se puede aproximar la deriva  $m(x)$  a través de un polinomio de orden  $k$ , donde sus coeficientes se pueden encontrar mediante mínimos cuadrados.
- e) Aplicar el concepto de funciones aleatorias intrínsecas en el caso en que se obtiene una función aleatoria estacionaria considerando incrementos de orden  $k > 0$ .

##### 4.5.1. Estacionariedad y Ergodicidad.

Generalmente, si se puede determinar todas sus estadísticas a partir de una sola de sus realizaciones se dice que el proceso es ergódico. Esta hipótesis se puede relajar introduciendo conceptos como "ergodicidad en la media", "ergodicidad en la varianza", entre otros.

##### 4.5.2. Semivariograma.

En el campo de la geoestadística, análisis estructural se conoce como el proceso de estimación del variograma. Un variograma es un resume la información que se puede obtener sobre una variable en un punto dado a partir de una serie de valores cercanos a

ese punto. Gracias a esto, el método de Krige, del que se hablará más adelante, puede tener en cuenta la variabilidad espacial de la propiedad o fenómeno estudiado.

La tarea de estimación de variogramas requiere de un gran conocimiento del fenómeno en estudio, para identificar los patrones de variabilidad espacial y la dependencia que guardan con la distancia. El instrumento fundamental de estimación del variograma es el variograma experimental, construido a partir de los datos de muestras, que se ajustaran al modelo apropiado para su integración en la técnica de *Krige*. Este ajuste no se lleva a cabo mediante un método fijo, lo que deja mucho espacio para la experiencia del usuario y los juicios subjetivos (Sosa Paz, 2002).

Es importante señalar que, aunque se discute el variograma, también se pueden utilizar las funciones de correlación o covarianza. El análisis de la continuidad espacial de una colección de datos es un proceso lento, ya que requiere una serie de intentos y aproximaciones para obtener el resultado final. Si no se logra una descripción clara de la necesidad espacial, el análisis de las causas que provocan los resultados inadecuados puede mejorar la comprensión del fenómeno.

#### ***4.5.3. Análisis Estructural.***

El proceso de definición del modelo geoestadístico, en el marco de los conceptos definidos anteriormente, se conoce como análisis estructural. Por lo tanto, el análisis estructural implica determinar qué tipo de las hipótesis se desarrollarán sobre la variabilidad del fenómeno bajo estudio. Esto conlleva definir si la variable puede considerarse estacionaria o no, si es necesario la identificación de una tendencia y, en caso afirmativo, determinar su forma específica, así como evaluar si es suficiente asumir que la variable es intrínseca, entre otras consideraciones. También, el análisis estructural incluye la estimación del semivariograma (Sosa Paz, 2002) .

#### ***4.5.4. Semivariograma Experimental.***

Como se ha mencionado anteriormente, la estimación del semivariograma se basa en los datos y la estructura del fenómeno. En principio, si solo se dispusiese de datos, se podría estimar directamente el semivariograma a partir de su definición (Ecuación 4) como:

**Ecuación 25**

$$\gamma^*(h) \cong \frac{1}{2N(h)} \sum_{i=1}^{N(h)} [Z(x_i + h) - Z(x_i)]^2$$

Dado que  $\gamma^*$  es el semivariograma experimental,  $Z(\mathbf{x}_i)$  son los valores experimentales en los puntos  $x_i$ , en los que se dispone de datos tanto en  $x_i$  como en  $x_i + h$ , y  $N(h)$  es el número de pares de puntos separados por una distancia  $h$ . Es importante destacar que esta explicación es una consecuencia directa de (Ecuación 8) si se tiene en cuenta que, en términos de valores esperados:

**Ecuación 26**

$$E \left\{ \frac{1}{N(h)} \sum_{i=1}^{N(h)} [Z(x_i + h) - Z(x_i)]^2 \right\} = E \left\{ [Z(x) - Z(x + h)]^2 \right\}$$

Al analizar vemos que, en primer lugar, al aumentar la distancia  $h$  reduce el número de parejas. Aunque esto no tiene por qué ocurrir siempre, es común que la cantidad de parejas se reduzca una cierta distancia. Esto hace que la estimación del semivariograma para distancias grandes sea poco confiable y limita el valor máximo de  $h$  para el que se puede estimar el semivariograma. La máxima distancia es la mitad de la dimensión del dominio. No obstante, es común que se requiera aceptar valores significativamente más bajos (Sosa Paz, 2002).

Las distancias entre los puntos de cada pareja son diferentes en la práctica, especialmente en dos o tres dimensiones, y no puede haber dos y no puede haber dos parejas de puntos situados a la misma distancia. Como resultado, es imposible aplicar con confianza la fórmula (Ecuación 25).

#### 4.5.5. *Semivariogramas Teóricos.*

El semivariograma experimental se describió anteriormente. En la práctica, se calcula y se ajusta un semivariograma teórico. El cálculo de varios modelos transitivos, como el esférico, el exponencial y otros, se utiliza para ajustar los modelos teóricos de semivariogramas (Moncada G., 2011). Estos permiten caracterizar la autocorrelación espacial y estimar la excepcionalidad espacial en función de las distancias entre los puntos de los modelos demostrados.

Para calcular un semivariograma teórico, se llevan a cabo los siguientes procedimientos:

- Recopilación de datos. Se recolectan los datos de la variable de interés en diferentes

ubicaciones espaciales y períodos de tiempo. Estos datos pueden obtenerse a través de pruebas o mediante el uso de sensores.

- Cálculo de la matriz de distancias. Se determina la distancia entre cada par de puntos de prueba. Esto se logra mediante fórmulas, como la distancia euclidiana, que permiten calcular las distancias en función de las coordenadas geoespaciales de los puntos.
- Cálculo de la semivarianza. Para cada par de puntos, se calcula la semivarianza, que representa una medida de la dispersión entre los valores de la variable en relación con la distancia entre los puntos. La semivarianza se obtiene como la mitad de la diferencia al cuadrado entre los valores de la variable en ambos puntos.
- Agrupación de las semivarianzas. Las semivarianzas se agrupan en función de las distancias correspondientes. Esto se logra dividiendo los datos en diferentes clases de distancia o utilizando intervalos de distancia previamente definidos.
- Cálculo de la media de las semivarianzas en cada clase de distancia. Se calcula la media de las semivarianzas en cada clase de distancia. Esta media proporciona una estimación del promedio en función de la distancia, lo que ayuda a entender cómo varía la variable a medida que aumenta la distancia entre los puntos.
- Ajuste de un modelo teórico. Se procede a ajustar un modelo teórico a los valores de semivarianza obtenidos. Este ajuste implica seleccionar un modelo matemático que describa la estructura de dependencia espacial de los datos. Entre los modelos comunes se encuentran el modelo esférico, exponencial y gaussiano.
- Validación del modelo: Se realiza una evaluación de la calidad del ajuste del modelo teórico mediante diversos métodos, como la comparación visual entre el semivariograma teórico y el semivariograma experimental, además del cálculo de estadísticas de ajuste para asegurar la precisión y adecuación del modelo seleccionado (González G., 2008)

#### ***4.5.6. Condiciones que debe cumplir el semivariograma.***

El término "modelos de semivariogramas" se refiere a una serie de funciones que cumplen con condiciones específicas. Dado que los semivariogramas experimentales pueden no satisfacer dichas condiciones y resultar más difíciles de trabajar, estas

funciones se utilizan en la práctica para ajustarlos. La Figura 9 muestra los modelos más comunes y se describe a continuación:

- El **efecto Pepita Puro**: Según este modelo, no hay autocorrelación espacial en el fenómeno (Figura 9A). Se usa con frecuencia en conjunto con otros modelos en lugar de solo. La fórmula que presentó es la siguiente:

$$\text{Ecuación 26} \quad \gamma(h) = \begin{cases} 0 & h = 0 \\ S & h > 0 \end{cases}$$

- El **modelo esférico** tiene la siguiente definición (Figura 9B) mediante la

$$\text{Ecuación 27} \quad \lambda = \frac{1}{S} \int_0^a S \left[ 1 - \frac{3}{2} \left( \frac{h}{a} \right) + \frac{1}{2} \left( \frac{h}{a} \right)^3 \right] dh = \frac{5}{12} a$$

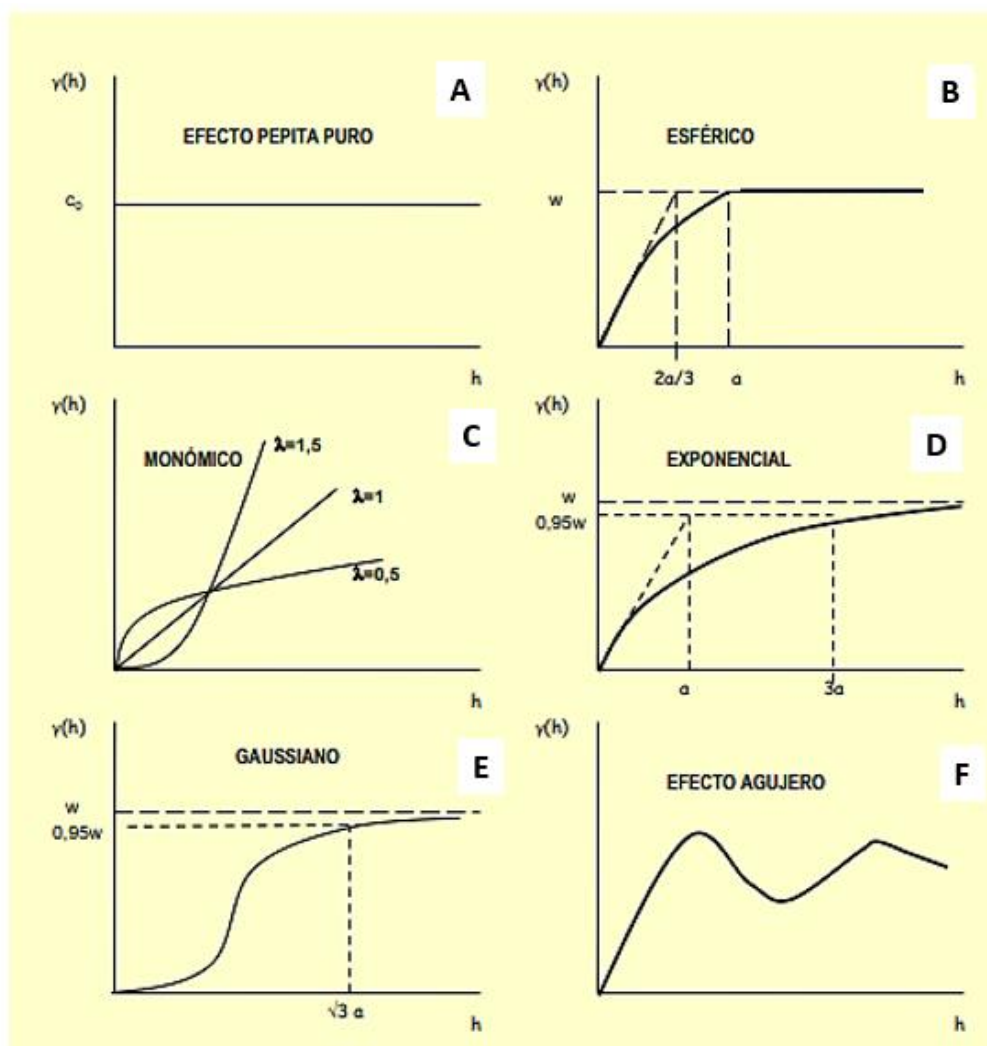
Donde el alcance  $a$  y la meseta  $S$  son sus características principales. Por otro lado, el pendiente inicial es igual a  $1,5 S/a$  y la distancia integral se proporciona mediante la misma ecuación 27. El modelo esférico es ampliamente empleado. Alcanza la meseta a una distancia finita ( $h = a$ ). Aunque no obstante no sean derivables, este modelo sugiere fenómenos continuos (o con un conjunto a lo sumo numerable de discontinuidades). En otras palabras, representa eventos cuyas gráficas pueden presentar irregularidades.

- El **modelo exponencial** se define mediante (Figura 9D). la

$$\text{Ecuación 28.} \quad \gamma(h) = S \left( 1 - e^{-\frac{h}{a}} \right)$$

En este caso, el modelo alcanza su meseta de manera asintótica según:

$$\text{Ecuación 29} \quad \text{Meseta} = \lim_{h \rightarrow \infty} S \left( 1 - e^{-\frac{h}{a}} \right) = S$$



**Figura 9.** Modelos teóricos de Semivariogramas A) Efecto pepita puro, B) Esférico, C) Monómico, D) Exponencial, E) Gaussiano, F) Efecto agujero. Con  $C_0$ =existencia de efecto pepita,  $w$ = meseta,  $a$ =alcance o área de influencia de la correlación,  $h$ =distancia y  $\gamma(h)$ = semivarianza . Modificado de (González G., 2008).

- El modelo Gaussiano, está representado (Figura 9E) por la

**Ecuación 30**

$$\lambda(h) = S \left[ 1 - e^{-\frac{h^2}{a^2}} \right]$$

Al igual que el modelo exponencial, este también alcanza su meseta de forma asintótica según la ecuación

**Ecuación 31** 
$$Meseta = \lim_{h \rightarrow \infty} \gamma(h) = S$$

Como ya hemos mencionado anteriormente, la validez del método de Krige en cada situación específica se basa en la precisión del semivariograma. Para lograrlo, es necesario un conocimiento profundo del semivariograma y sus componentes, ya que la información subjetiva de la variable a estudiar, ayudará, o al menos establecer cotas, durante el proceso de estimación del semivariograma.

#### **4.5.7. Estimación del semivariograma teórico.**

La estimación del semivariograma es muy difícil porque requiere estimar los momentos de segundo orden de una variable a partir de uno de sus valores potenciales.

En geoestadística, el semivariograma teórico es una herramienta útil para describir la variación espacial de un fenómeno.

Los siguientes pasos se realizan para estimar el semivariograma teórico:

- **Análisis de obtención:** El semivariograma empírico se deriva de los datos de entrenamiento. La necesidad espacial de los datos se puede medir utilizando un semivariograma empírico.
- **Configuración de un modelo:** Un modelo matemático se ajusta al semivariograma empírico. El modelo se modifica para determinar los parámetros que mejor describen la necesidad espacial de los datos.
- **La estimación del semivariograma teórico es la siguiente:** El modelo se utiliza para estimar el semivariograma teórico después de ajustarlo. Los valores del fenómeno de interés en permanencia donde no hay datos se predicen utilizando el semivariograma teórico.

Las características y propiedades de los métodos de estimación de semivariogramas más utilizados se describen a continuación:

- **El método de máxima verosimilitud (Geoestadística basada en el modelo):** Busca identificar los parámetros del modelo que maximizan la probabilidad de que el modelo genere los datos observados (Chávez, 2009).
- **El método de mínimos cuadrados (Geoestadística clásica),** se utiliza para reducir



la suma de cuadrados de las diferencias entre los valores observados y predichos por el modelo (González G., 2008).

- El método de máxima entropía, busca el semivariograma teórico con la mayor entropía, es decir, el semivariograma más incierto (Rebollo, 2000).
- Método de Regresión: Este método ajusta un modelo al semivariograma empírico utilizando técnicas de regresión (Giraldo, 2017).
- Metodología para el análisis de los componentes principales: La dimensionalidad del semivariograma empírico se reduce mediante el uso de métodos de análisis de componentes principales en este enfoque. Luego, se ajusta un modelo al semivariograma reducido (Rebollo, 2000).

#### ***4.5.8 Anisotropía.***

En este contexto, se hace relevante realizar un análisis exhaustivo sobre la variabilidad del atributo bajo estudio. El variograma es una herramienta clave para describir la continuidad espacial de la variable regionalizada en una dirección específica. Sin embargo, este comportamiento puede variar en función de la dirección analizada. Por este motivo, es esencial llevar a cabo un Análisis de Anisotropía, que permita investigar el comportamiento de la continuidad en múltiples direcciones.

Cuando el variograma calculado en diferentes direcciones, ya sea norte-sur, este-oeste o direcciones intermedias de  $45^\circ$ , muestra un comportamiento similar, se denomina fenómeno Isotrópico. Por otro lado, cuando los variogramas exhiben diferentes comportamientos, se considera que el fenómeno es Anisotrópico.

Existen dos tipos comunes de anisotropías: Geométrica y Zonal. La Anisotropía Geométrica se manifiesta cuando los variogramas en diferentes direcciones tienen la misma meseta, pero presentan distintos alcances. Por otro lado, la Anisotropía Zonal se da cuando los variogramas en diferentes direcciones muestran mesetas y alcances diferentes (Matheron, 1963b).

Es importante realizar este análisis para comprender mejor la variabilidad espacial del atributo y obtener una visión completa de cómo se distribuye el fenómeno en el área de estudio, lo que resulta fundamental para la adecuada interpretación y modelización geoestadística.

## 5. METODOLOGÍA

Este capítulo presenta en detalle la metodología del trabajo, que incluye la integración de la información, el análisis estadístico y el análisis geoestadístico. Además, se proporciona una descripción exhaustiva de los parámetros morfométricos y del método utilizado para la evaluación de los edificios volcánicos, debido a su relevancia como base científica de la presente investigación. Al final del capítulo, se abordan los desafíos encontrados durante la ejecución del trabajo de investigación, desde el análisis de los datos hasta la revisión de la bibliografía correspondiente a las zonas de estudio, las técnicas de análisis morfométrico y el uso de diversas herramientas de procesamiento de datos (Figura 10).

### 5.1. Revisión sistemática de la bibliografía

La primera tarea llevada a cabo en este estudio consistió en realizar una revisión sistemática de la bibliografía existente relacionada tanto con la zona de estudio como con los temas que se abordan: el volcanismo, los análisis morfométricos en volcanes basálticos monogénicos y los estudios de geoestadística.

El siguiente paso fue el delimitar las zonas de trabajo, así como localizar e identificar la totalidad de los edificios volcánicos que se utilizarían para el estudio, a partir de las bases de datos existentes. Para ello, se consultaron diversas fuentes, entre las que se encuentran los siguientes trabajos relacionados con la Región Volcánica del Campo de Calatrava: (Hernández-Pacheco, 1932), (Ancochea, 1983), (Bergamín, 1986a), (Bergamín, 1986 b), (García Rayego J. L., 1985 a), (García Rayego J. L., 1995), (García Rayego J. L., 1996) (González E. , 1991), (González E. , 1992), (González E. , 1996 a), (González E. , 1996 b), (González E. , 1996 c), (González E. , 2001), (Poblete P., 1995), (Cebriá J. M., 1995), (González E. B.-R., 2008a), (González E. B.-R., 2008b), (González E. B.-R., 2010), (Gosálvez, 2003), (Gosálvez, 2012), (Becerra, 2013), (Becerra R., 2022) entre otros.



**Figura 10.** Resumen de las fases de trabajo y las tareas desarrolladas para esta tesis.

Estas referencias bibliográficas proporcionan una aproximación de la distribución espacial de los afloramientos volcánicos calatravos, su génesis, modelos geodinámicos y gravimétricos, características geoquímicas, cronologías absolutas y relativas, formas de relieve asociadas, biodiversidad y usos asociados al volcanismo en las áreas de estudio. Tras esta revisión inicial y con la ayuda de la información geológica y las bases de datos disponibles, se procedió a localizar los volcanes dentro de la zona de estudio y

se representaron en una cartografía digital generada con Sistemas de Información Geográfica (SIG) apoyándose de la información de (Becerra R., 2022).

Mientras que para la información relacionada a los volcanes del segmento Central de la Zona Volcánica Sur de los Andes, se consultaron trabajos como los de (Muñoz, 1989), (Stern, 2004), (Lara, 2006), (Cembrano, 2009), (Santos et al. 2022), entre otros.

Para trazar los lineamientos principales del segmento Central de la Zona Volcánica Sur (CZVS), se utilizaron los geoservicios Web Feature Service (WFS) del Servicio Geológico Minero Argentino (SEGEMAR), que proporcionan datos a escalas de 1:5,000,000, 1:2,500,000 y 1:250,000. Esta información se cargó en QGIS de donde se activaron las capas de fallas geológicas, con lo cual se digitalizaron y validaron los lineamientos de fallas del área de estudio extrayendo las coordenadas de inicio y fin de dichos lineamientos. Esas coordenadas se llevaron al software Rockware donde se realizaron los variogramas.

Para el Campo Volcánico de Calatrava, se empleó la información del mapa geológico de (Becerra R., 2022) y se trabajó en QGIS de manera similar en el área de CZVS, extrayéndose las coordenadas de los lineamientos del mapa geológico antes citado.

Posteriormente, se llevó a cabo una exhaustiva revisión bibliográfica de estudios morfométricos y de geomorfología volcánica aplicados a diferentes zonas volcánicas insulares como las Islas Canarias, Hawái, Isla Reunión, Islas Fiyi, Monte Etna (Sicilia, Italia) y las Islas Azores, así como zonas volcánicas continentales como San Francisco (EE.UU.), la Sierra de Chichinautzin y el campo volcánico Michoacán-Guanajuato (México), Patagonia (Chile-Argentina), Costa Rica, Libia y Bakony-Balaton (Hungría).

La revisión bibliografía sobre volcanismo y morfología volcánica se realizó en revistas científicas de difusión internacional, como *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, *Geomorphology*, *Bulletin of Volcanology*, *Physical Geography*, *Natural Hazards*, *Quaternary Research*, *International Journal of Earth Science*, *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, *Lithos y Catena*, entre otras. Adicionalmente se utilizaron publicaciones españolas como *Estudios Geológicos*, *Cuaternario y Geomorfología*, *Boletín de la Asociación de Geógrafos Españoles*, *Boletín Geológico y Minero*, *Papeles de Geografía*, *Geogaceta*, *Investigaciones Geográficas*, *Estudios*

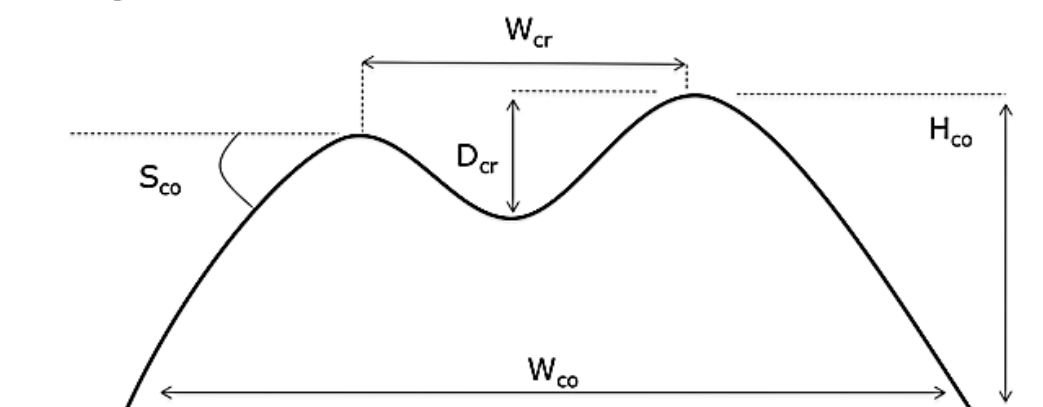
Geográficos, entre otras. Además, se incluyeron numerosos trabajos provenientes de comunicaciones en congresos, reuniones científicas y talleres internacionales, como el Meeting on Canarian Volcanism, Makavol Workshops, International Conference Cities on Volcanoes, y otros congresos internacionales de geología y volcanología.

Entre los autores consultados para el estudio volcanológico y morfométrico, se destacan las contribuciones de (Porter, 1972), (Bloomfield, 1975), (Pike, 1978), (Settle, 1979), (Wood, 1980), Hasenaka y Carmichael (1985 a, b), Romero (1984, 1990, 1991 a, b), Karátson (1996, 1999), Dóniz-Páez (2001, 2002, 2004, 2005, 2009 a), Poblete (2002), González et al. (2002, 2006 a, b, 2007), Dóniz-Páez. (2008 a, b, 2008 b, 2011 a, 2012) y Kereszturi et al. (2011, 2012 a).

De la información bibliográfica (Becerra R., 2022) se extrajo el método de determinación o medición de los parámetros objeto de este estudio (Figura 11), las cuales son:

- Altura del cono volcánico (**Hco**). La altura se obtuvo como la diferencia entre la altura de la cumbre y la altura media del nivel de referencia.
- La profundidad del cráter (**Dcr**), se calcula restando la altitud mínima del cráter desde la altura de la parte superior del cono.
- Pendiente del cono (**Scó**), es la pendiente media de toda la superficie del edificio volcánico obtenido calculando el valor del ángulo  $\alpha$  en el triángulo delimitado por la altura y longitud del volcán con respecto a la línea horizontal.
- **Wco** es el diámetro medio del cono y

-  $W_{cr}$  es la media diámetro del cráter.



**Figura 11.** Principales parámetros morfológicos y morfométricos calculados en la Región Volcánica del Campo de Calatrava. Tomada de (Becerra R., 2022).

De estos parámetros los que se eligieron para el presente trabajo son: altura del cono volcánico, diámetro medio del cono y volumen medio del cono. Y estos se determinaron para 256 volcanes del segmento central de la Zona Volcánica Sur de los Andes, Campo Zapala, obtenidos del artículo de (Santos et al. 2022), en el cual se presentan 8 parámetros morfométricos, de los cuales se trabajó solo con tres. Así también se utilizaron los datos de 111 volcanes de la Región Volcánica del Campo de Calatrava, estos fueron obtenidos de la Tesis Doctoral de (Becerra, 2013) donde se presenta un mayor número de parámetros morfométricos, 29, de los cuales nuevamente se extrajeron los tres coincidentes con el campo andino.

Los parámetros morfométricos analizados en ambos campos volcánicos corresponden al diámetro medio del cono, la altura del cono y el volumen del cono. Todos ellos provenientes de los trabajos mencionados, a excepción del volumen de los conos de la Zona Volcánica Sur de los Andes, calculados matemáticamente mediante la fórmula de volumen de un cono.

## 5.2. Análisis estadístico descriptivo

Una de las herramientas fundamentales para el manejo de los parámetros morfométricos en este estudio fue el tratamiento estadístico de los datos utilizando técnicas específicas que se explicarán más adelante. Para ello, se emplearon programas informáticos como R Studio y Excel. La primera tarea del análisis estadístico descriptivo consistió en generar una base de datos utilizando estos programas.

Inicialmente, se realizó un control de calidad donde se evaluó su consistencia para asegurar que eran aceptables para ser analizados. El objetivo de evaluar la consistencia de los datos es identificar y corregir posibles errores en los mismos.

El análisis estadístico descriptivo, también conocido como análisis exploratorio de datos, proporciona formas de presentar y evaluar las características principales de los datos mediante tablas, gráficos y medidas resumen. La construcción de gráficos tiene como finalidad visualizar los datos en su conjunto e identificar sus características destacadas.

Los métodos de la estadística descriptiva o análisis exploratorio de datos ayudan a presentar los datos de manera que su estructura sea destacable. Existen diversas formas de organizar los datos en gráficos, lo que permite detectar tanto las características destacadas como las inesperadas. Otra forma de describir los datos es mediante el resumen en uno o dos números que buscan caracterizar el conjunto con la menor distorsión o pérdida de información posible.

Al realizar el estudio detallado de los datos, se contaba con múltiples variables medidas y observadas en el conjunto de los volcanes estudiados (más de cien para cada campo). El propósito de estas variables es estudiarlas en su conjunto, lo que se tuvo que recurrir al análisis estadístico de datos, tal como se ha realizado en estudios previos sobre morfometría volcánica (Pike, 1978); (Wood, 1980); (Karátson, 1996); (Karátson, 1999); (Riedel, 2003); (Mazzarini y D'Orazio, 2003); (Dóniz-Páez, 2004, 2009 a); (Dóniz-Páez, 2006, 2008 a, b, 2009); (Kereszturi y Németh, 2012 a, b), morfometría y biodiversidad en lagunas volcánicas (Gosálvez, 2012).

La utilización de las técnicas de cuantificación ayuda a describir la realidad y establecer un modelo metodológico (Pulpón, 2007) que ayude a comprender mejor el territorio o los elementos morfológicos estudiados. El análisis multivariable presenta una serie de métodos que son apropiados para procesar, sintetizar y analizar los datos de una muestra, estudiando simultáneamente la relación entre las variables de información. (Pérez L., 2008) sugiere que, al observar muchas variables en una muestra, es probable que parte de la información sea redundante o excesiva. En este caso, propone utilizar métodos multivariantes de reducción de dimensiones. Al seleccionar estos métodos, es importante considerar el tipo de variables que se manejan, ya sean cuantitativas o cualitativas. En el caso del análisis morfométrico, todas las variables son medidas de los parámetros que describen al volcán en términos de altura, diámetro del cono, volumen, etc. Además, este autor señala que puede haber una variable cuya dependencia de un conjunto de variables sea interesante detectar para analizar su relación o predecir su comportamiento mediante una ecuación o modelo que las “correlacione”. En este caso, se proponen los métodos más utilizados, como el análisis de regresión lineal. Teniendo en cuenta estas premisas y disponiendo de una amplia variedad de variables medidas en más de cien edificios volcánicos, se optó por utilizar métodos descriptivos.

En el análisis de este trabajo, se utilizaron los datos de 186 volcanes del segmento Central de la Zona Volcánica Sur de los Andes, obtenidos del artículo de (Santos et al. 2022), el cual incluye 8 parámetros morfométricos. Así también, se emplearon los datos de 111 volcanes pertenecientes al Campo de Calatrava, obtenidos de trabajo Doctoral de (Becerra, 2013). De estos parámetros morfométricos, los presentes en ambos campos incluyen el diámetro medio del cono, la altura del cono y el volumen del cono que son con los cuales se realizó el análisis para el presente trabajo.

El análisis se llevó a cabo mediante estadística descriptiva, análisis de distribución espacial, correlaciones y pruebas de hipótesis. Las investigaciones morfométricas sobre campos volcánicos monogenéticos se remontan a los años 70 y 80 (Porter, 1972), (Settle, 1979). Estas técnicas han respaldado las metodologías para clasificar morfológicamente las construcciones volcánicas y comparar varias áreas. Mediante el análisis estadístico descriptivo y las correlaciones en ambas áreas, se estudió su



comportamiento a través del análisis de los diferentes parámetros morfométricos que describen a sus volcanes.

## 6. RESULTADOS

En este capítulo, se presentan los resultados obtenidos de la aplicación de la metodología descrita en los capítulos anteriores, en ambos campos de estudio.

### 6.1 Estadística Descriptiva

A continuación, se listan algunas de los valores obtenidos del estudio estadístico de 111 volcanes monogenéticos de la Región Volcánica del Campo de Calatrava (RVCC):

- Los conos volcánicos presentan una altura media de 36.23 m, siendo este valor muy cercano a la mediana de 31 m. Mientras que la altura máxima registrada es de 108 m.
- En cuanto al diámetro medio de los conos, este es de 680.3 m, también muy cercano al valor de la mediana que es de 630.5m. El diámetro máximo observado es de 1945 m.
- En relación al volumen de los conos, se obtuvo un valor medio de  $8.2E+06 \text{ m}^3$ , con una mediana de  $3.02E+06 \text{ m}^3$ . El volumen máximo que presentan es de  $5.53E+07 \text{ m}^3$ .

Los valores estadísticos de los parámetros morfológicos medidos en el campo se pueden observar en la Tabla 1.

Para el segundo campo de estudio se tiene que de los valores obtenidos del estudio estadístico de 186 volcanes monogenéticos en el Campo Volcánico de Zapala del segmento Central de la Zona Volcánica Sur de los Andes (CZVS):

- La altura media de los conos es de 90.2 m, con una mediana de 83.5 m, y un valor máximo de 426 m.

- El diámetro medio del cono es de 928.29 m, con una mediana de 859.86 m y un valor máximo de 3167 m.
- En cuanto al volumen, se obtuvo un valor medio de  $8.43E+07 \text{ m}^3$ , mientras que la mediana es de  $5.43E+07 \text{ m}^3$ , con un valor máximo de  $5.59E+08 \text{ m}^3$ .

Los valores estadísticos de los parámetros morfológicos medidos en el campo se pueden observar en la Tabla 2.

Altura del cono (m)		Diámetro medio del cono (m)		Volumen del cono (m3)	
Media	36.23	Media	680.30	Media	8.20E+06
Error típico	2.06	Error típico	31.74	Error típico	1.13E+06
Mediana	31.00	Mediana	630.50	Mediana	3.02E+06
Moda	23.00	Moda	499.00	Moda	5.36E+05
Desviación estándar	21.66	Desviación estándar	334.40	Desviación estándar	1.19E+07
Varianza de la muestra	469.07	Varianza de la muestra	1.12E+05	Varianza de la muestra	1.41E+14
Curtosis	1.50	Curtosis	1.39	Curtosis	5.41E+00
Coefficiente de asimetría	1.28	Coefficiente de asimetría	1.06	Coefficiente de asimetría	2.35E+00
Rango	98.00	Rango	1,752.50	Rango	5.52E+07
Mínimo	10.00	Mínimo	193.00	Mínimo	1.42E+05
Máximo	108.00	Máximo	1,945.50	Máximo	5.53E+07
Suma	4,021.00	Suma	75,513.00	Suma	9.10E+08
Cuenta	111.00	Cuenta	111.00	Cuenta	111.00

**Tabla 1.** Resumen de los parámetros morfométricos medidos en la Región Volcánica del Campo Calatrava.

Debido a que la mayoría de los datos de interés, de ambos campos, exhibían una distribución log-normal, se procedió a realizar una transformación logarítmica de los mismos con el fin de lograr una distribución de probabilidades de tipo normal (Tablas 3 y 4).

La distribución de frecuencias de los tres principales parámetros morfológicos analizados se presenta en los histogramas ilustrados en las Figuras 12, 13 y 14. Estos histogramas muestran la distribución normal y la variabilidad de los conjuntos de datos en ambas áreas de estudio, con una ligera asimetría hacia la derecha.

Altura del cono (m)		Diámetro medio		Volumen del cono (m3)	
Media	90.20	Media	928.29	Media	8.43E+07
Error típico	4.43	Error típico	31.72	Error típico	6.67E+06
Mediana	83.50	Mediana	859.86	Mediana	5.43E+07
Moda	55.00	Moda	764.12	Moda	No disponible
Desviación estándar	60.41	Desviación estándar	432.61	Desviación estándar	9.10E+07
Varianza de la muestra	3,649.44	Varianza de la muestra	1.87E+05	Varianza de la muestra	8.29E+15
Curtosis	4.99	Curtosis	2.95	Curtosis	8.09E+00
Coefficiente de asimetría	1.59	Coefficiente de asimetría	1.14	Coefficiente de asimetría	2.52E+00
Rango	419.00	Rango	2,930.23	Rango	5.57E+08
Mínimo	7.00	Mínimo	236.78	Mínimo	1.70E+06
Máximo	426.00	Máximo	3,167.00	Máximo	5.59E+08
Suma	16,777.00	Suma	172,662.64	Suma	1.57E+10
Cuenta	186.00	Cuenta	186.00	Cuenta	186.00

**Tabla 2.** Resumen de los parámetros morfométricos medidos en el Campo Volcánico de Zapala del segmento Central de la Zona Volcánica Sur de los Andes.

<i>log Altura del cono</i>		<i>log Diámetro medio del cono</i>		<i>log Volumen del cono</i>	
Media	1.488	Media	2.782	Media	6.521
Error típico	0.024	Error típico	0.02	Error típico	0.058
Mediana	1.491	Mediana	2.8	Mediana	6.48
Moda	1.362	Moda	2.698	Moda	5.729
Desviación estándar	0.249	Desviación estándar	0.215	Desviación estándar	0.614
Varianza de la muestra	0.062	Varianza de la muestra	0.046	Varianza de la muestra	0.377
Curtosis	-0.723	Curtosis	-0.356	Curtosis	-0.727
Coefficiente de asimetría	0.105	Coefficiente de asimetría	-0.16	Coefficiente de asimetría	0.061
Rango	1.033	Rango	1.003	Rango	2.59
Mínimo	1	Mínimo	2.286	Mínimo	5.152
Máximo	2.033	Máximo	3.289	Máximo	7.743
Suma	165.186	Suma	308.769	Suma	723.858
Cuenta	111	Cuenta	111	Cuenta	111

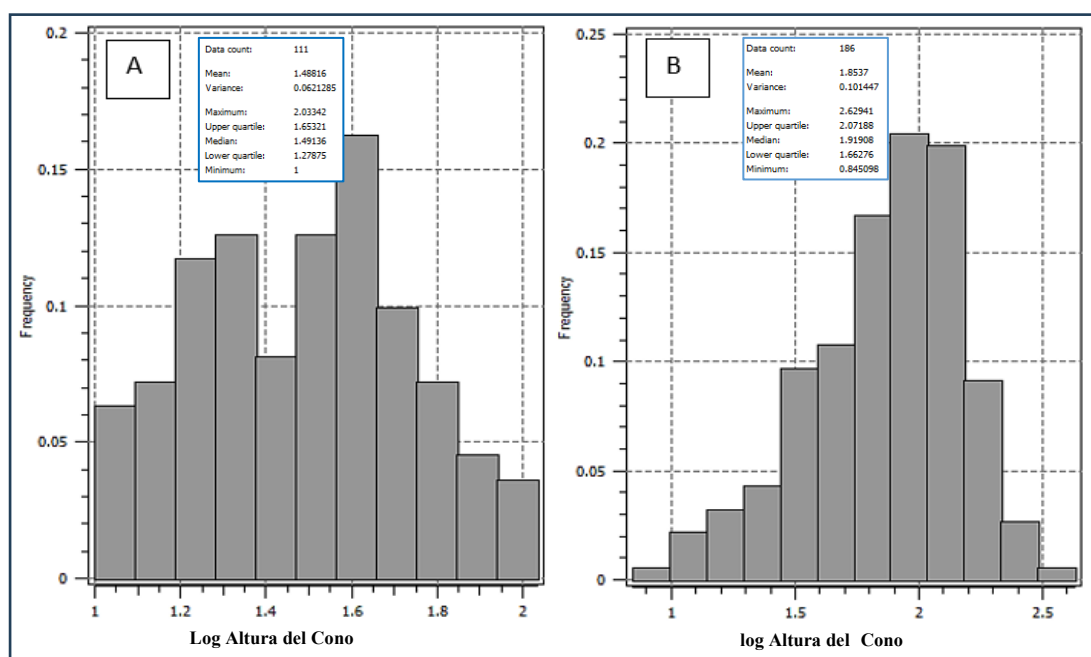
**Tabla 3.** Tabla de la transformación logarítmica de los parámetros morfológicos estudiados en la Región Volcánica del Campo Calatrava.

<i>log Altura del cono</i>		<i>log Diámetro medio del cono</i>		<i>log Volumen</i>	
Media	1.854	Media	2.921	Media	7.702
Error típico	0.023	Error típico	0.015	Error típico	0.035
Mediana	1.922	Mediana	2.934	Mediana	7.734
Moda	1.74	Moda	2.883	Moda	No disponible
Desviación estándar	0.319	Desviación estándar	0.206	Desviación estándar	0.48
Varianza de la muestra	0.101	Varianza de la muestra	0.042	Varianza de la muestra	0.231
Curtosis	0.162	Curtosis	-0.225	Curtosis	0.156
Coefficiente de asimetría	-0.572	Coefficiente de asimetría	-0.256	Coefficiente de asimetría	-0.502
Rango	1.784	Rango	1.126	Rango	2.516
Mínimo	0.845	Mínimo	2.374	Mínimo	6.231
Máximo	2.629	Máximo	3.501	Máximo	8.747
Suma	344.788	Suma	543.327	Suma	1432.663
Cuenta	186	Cuenta	186	Cuenta	186

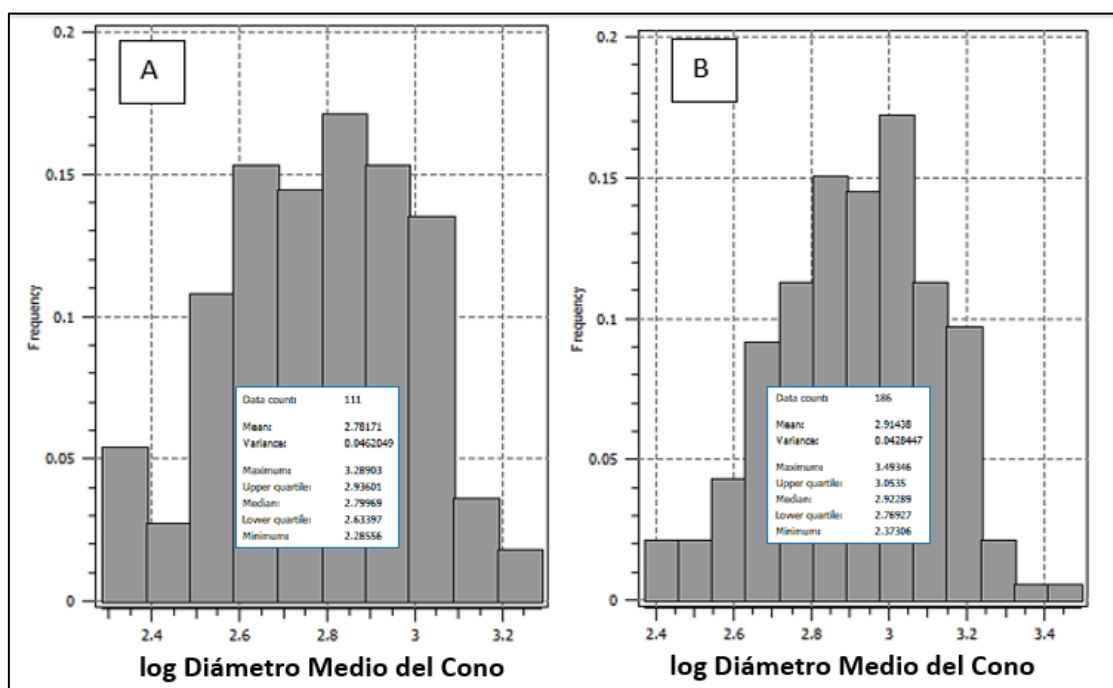
**Tabla 4.** Tabla de la transformación logarítmica de los parámetros morfológicos estudiados en el Campo Volcánico de Zapala del segmento Central de la Zona Volcánica Sur de los Andes.

En la Figura 12 se puede apreciar que los conos volcánicos del Campo Volcánico de Zapala tienen una mayor variación de altura del cono, los valores de log de altura van de 0.845098 a 2.62941. Mientras que los del Campo Calatrava son menos amplios, estos van de 1 a 2.03342. El gráfico de Campo Volcánico Zapala de CZVS se ajusta mejor a una curva Gaussiana que el campo español Calatrava.

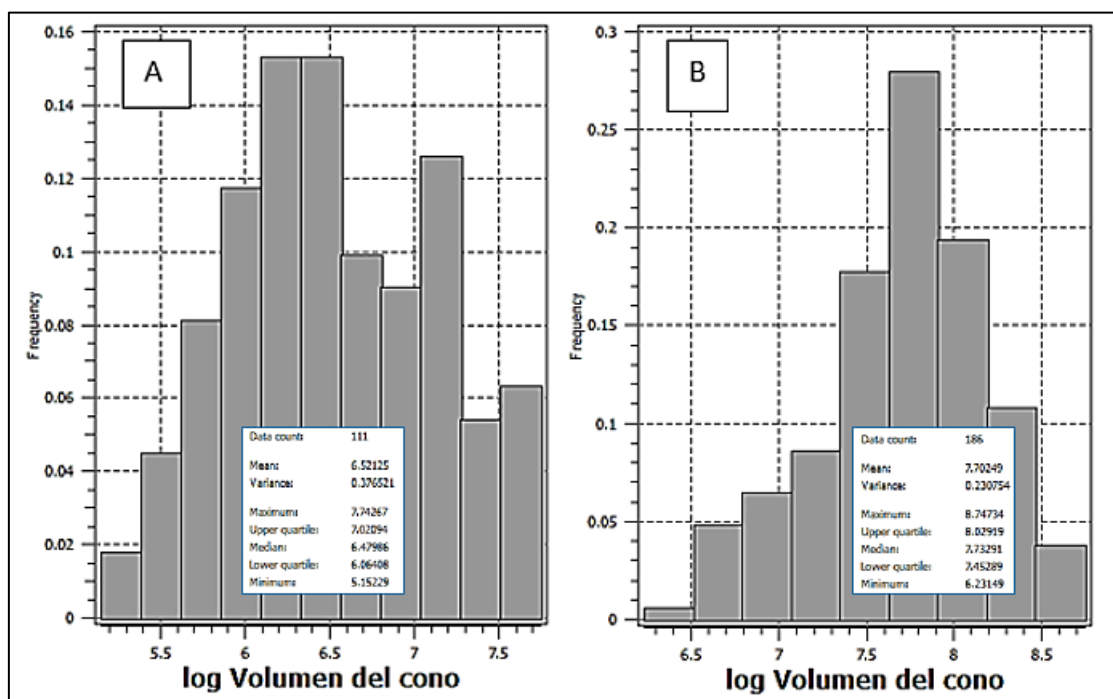
La Figura 13 muestra que los conos volcánicos del CZVS son de mayor diámetro que los de la RVCC, los valores de log de diámetro medio del cono volcánico van de 2.37306 a 3.49346, mientras que los del Campo Calatrava van de 2.28556 a 3.28903. En este caso también el gráfico de Campo Volcánico Zapala de CZVS se ajusta mejor a una curva Gaussiana que el campo español Calatrava.



**Figura 12.** Distribución de frecuencias para la altura del cono volcánico en A) Región Volcánica del Campo Calatrava y B) el Campo Volcánico de Zapala del segmento Central de la Zona Volcánica Sur de los Andes.



**Figura 13.** Distribución de frecuencias para el diámetro medio del cono volcánico en A) Región Volcánica del Campo Calatrava y B) el Campo Volcánico de Zapala del segmento Central de la Zona Volcánica Sur de los Andes.



**Figura 14.** Distribución de frecuencias para el volumen del cono volcánico en A) Región Volcánica del Campo Calatrava y B) el Campo Volcánico de Zapala del segmento Central de la Zona Volcánica Sur de los Andes.

La matriz de correlación (Tabla 5) entre las variables logarítmicas examinadas en el CZVS revela una fuerte correlación positiva entre el logaritmo del diámetro medio del cono y el logaritmo del volumen del cono, con un coeficiente de correlación de 0.75. Además, indica que hay una correlación positiva entre el logaritmo de la altura del cono volcánico y el logaritmo del volumen del cono, con un coeficiente de correlación de 0.52. Por otro lado, muestra una correlación débilmente negativa entre el logaritmo de la altura del cono y el logaritmo del diámetro medio del cono, con un valor de -0.16.

En la RVCC, se observa una correlación fuerte y positiva entre el logaritmo del diámetro medio del cono y el logaritmo del volumen del cono, con un coeficiente de correlación de 0.9. Asimismo, se encuentra una correlación positiva entre el logaritmo del volumen del cono y el logaritmo de la altura del cono, con un coeficiente de correlación de 0.8. Por último, se identifica una correlación moderada y positiva entre el logaritmo del diámetro medio del cono y el logaritmo de la altura del cono, con un coeficiente de correlación de 0.49.

**Campo Volcánico de Zapala del segmento Central de la Zona Volcánica Sur de los Andes**

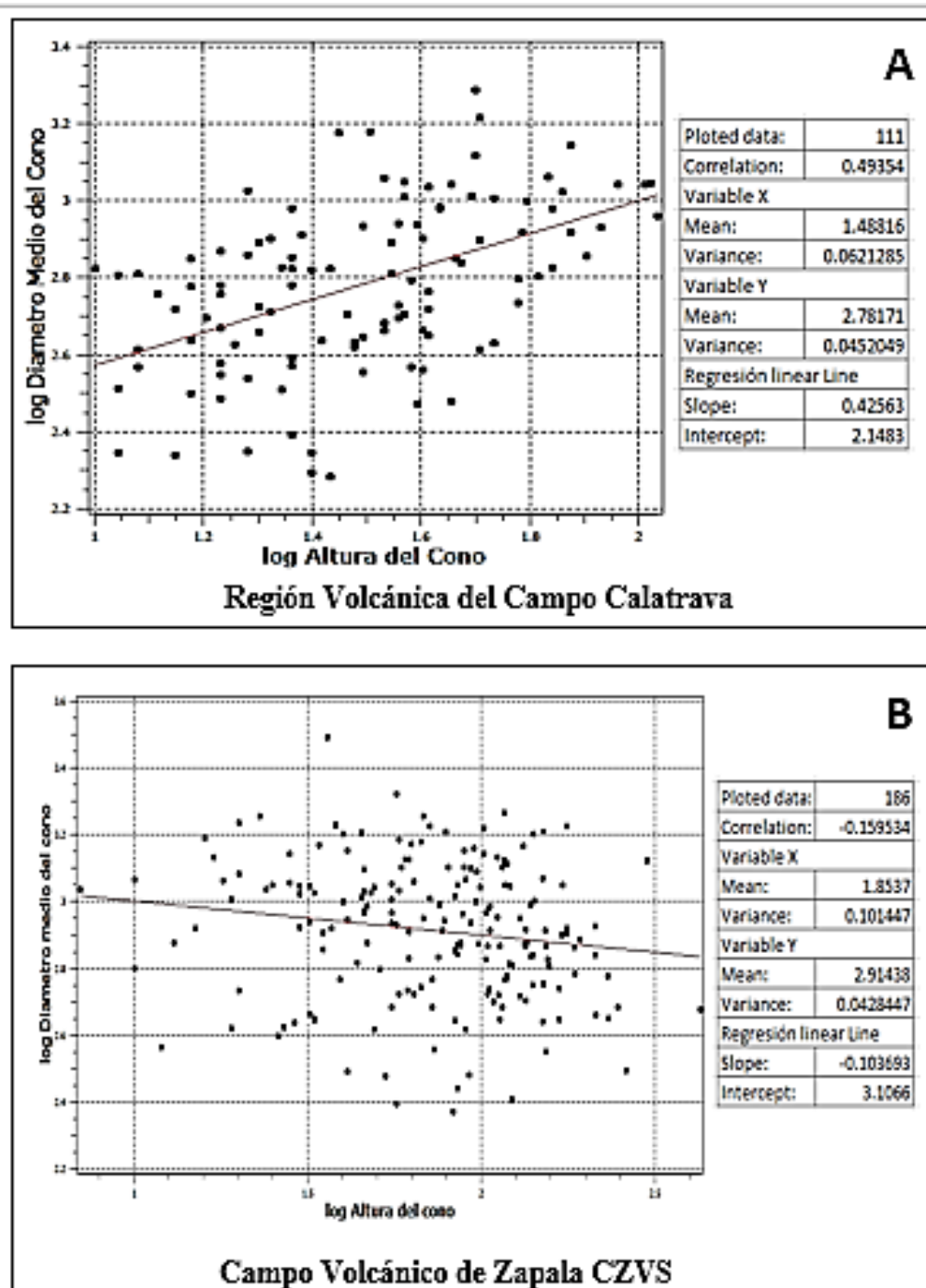
	<i>log Altura del cono</i>	<i>log Diámetro Medio</i>	<i>log Volumen</i>
<b>log Altura del cono</b>	1		
<b>Log Diámetro Medio del cono</b>	-0.161552551	1	
<b>log Volumen</b>	0.525560234	0.754245588	1

**Región Volcánica del Campo Calatrava**

	<i>log Altura del cono</i>	<i>log Diámetro Medio</i>	<i>log Volumen</i>
<b>log Altura</b>	1		
<b>log Diámetro Medio del cono</b>	0.493539919	1	
<b>log Volumen</b>	0.802770814	0.906678253	1

**Tabla 5.** Matriz de correlación logarítmica para los parámetros analizados en ambas áreas de estudio, arriba el Campo Volcánico de Zapala, abajo el Campo de Calatrava.

Las relaciones paramétricas mencionadas previamente se pueden visualizar gráficamente en los diagramas de dispersión presentados en las Figuras 15, 16 y 17. En el caso del Campo de Calatrava, el patrón del diagrama logaritmo de la altura del cono frente al logaritmo; del diámetro medio del cono muestra que el valor del diámetro medio aumenta ligeramente a medida que aumenta el logaritmo de la altura del cono. Por otro lado, en el caso del Campo Volcánico de Zapala, se observa una correlación negativa débil, donde los valores del diámetro medio del cono disminuyen ligeramente a medida que aumenta el logaritmo de la altura del cono.

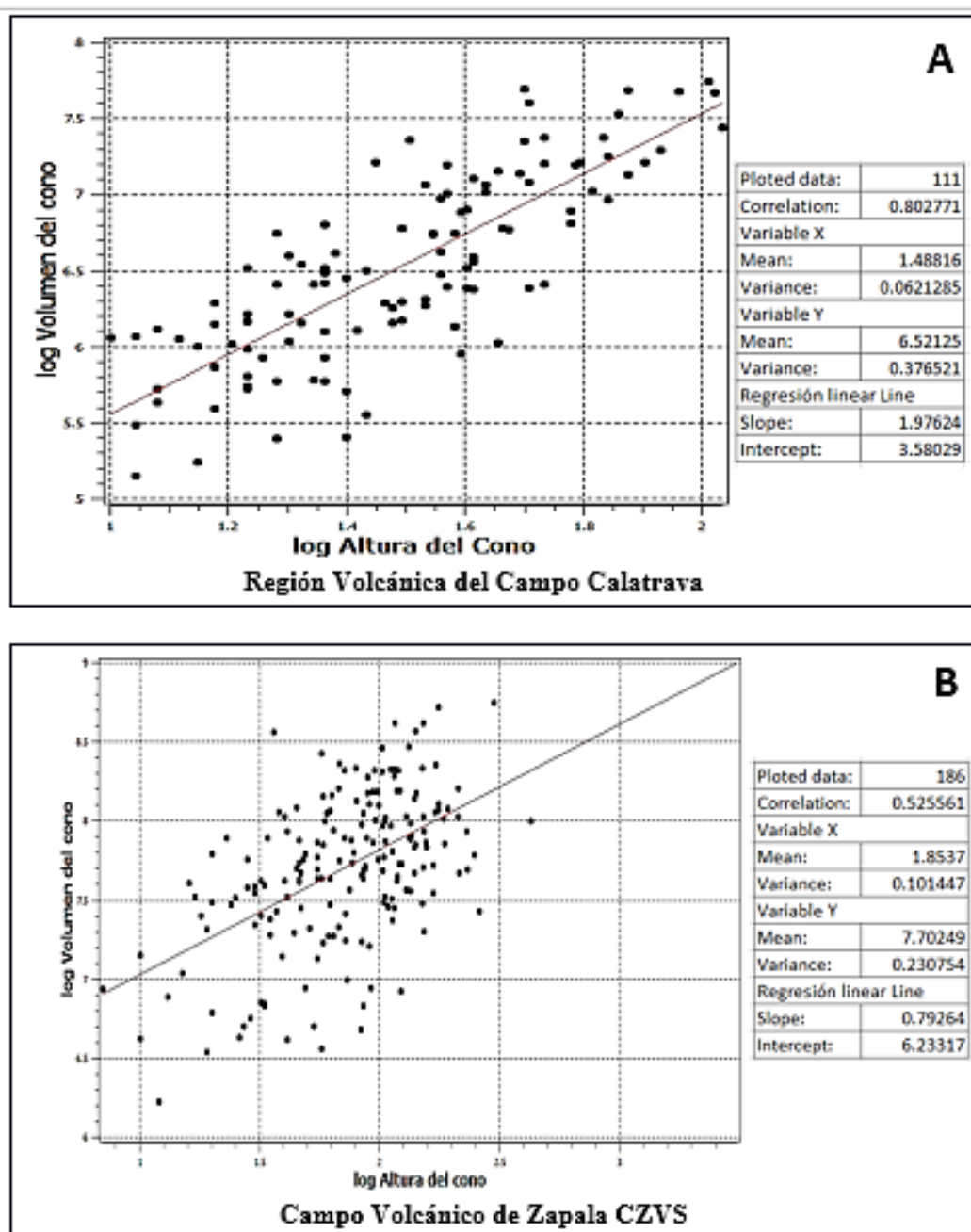


**Figura 15.** Scatter plot para el logaritmo de la altura del cono vs. diámetro medio del cono en A) el Campo de Calatrava y en B) el Campo Volcánico Zapala.

En cuanto al diagrama de dispersión del logaritmo de la altura del cono frente al logaritmo del volumen del cono, en ambas zonas de estudio se aprecia una correlación

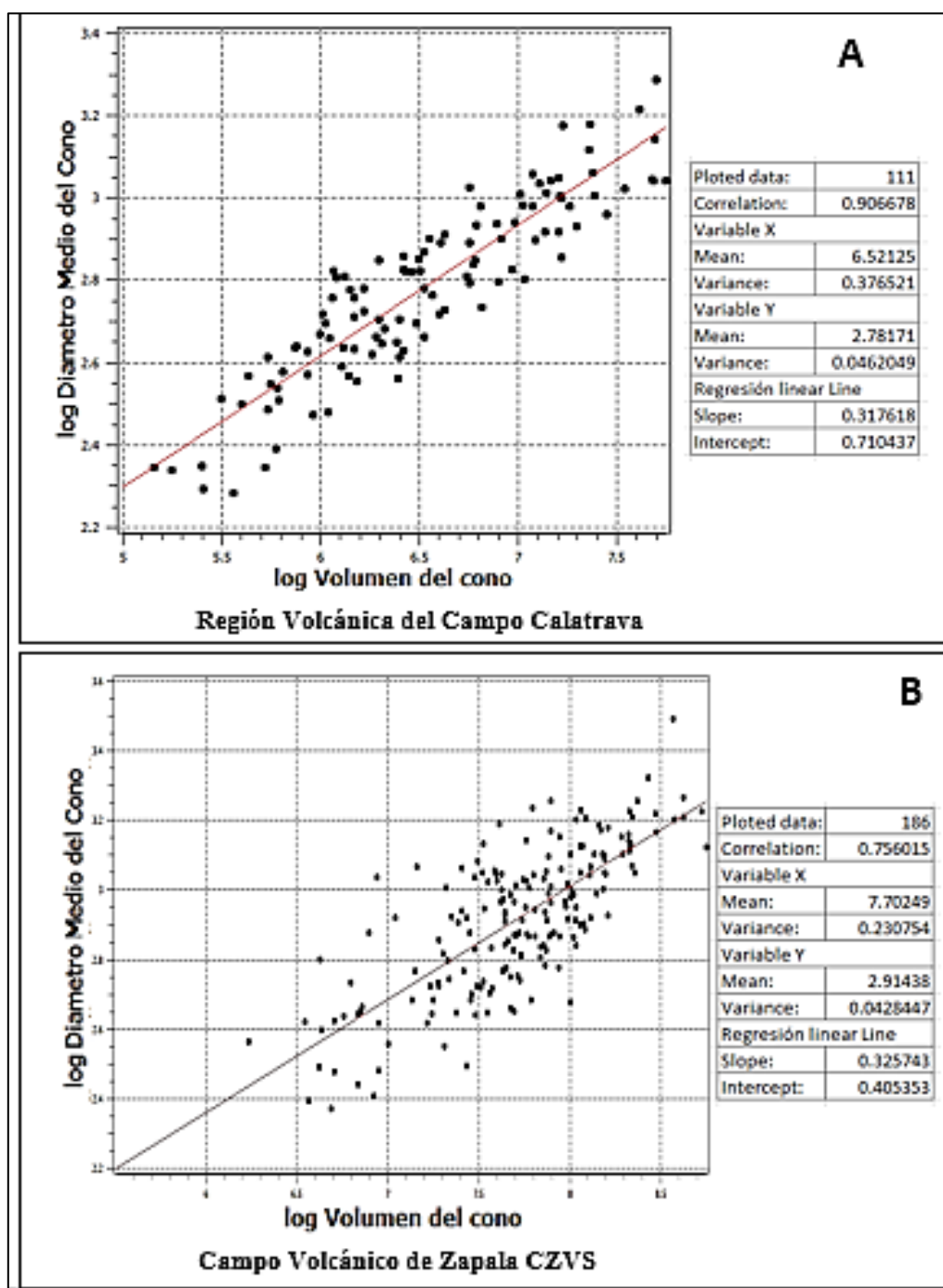


positiva entre los datos. Los valores del logaritmo del volumen del cono aumentan a medida que aumenta el logaritmo de la altura del cono. Esta correlación es más fuerte en el caso del Campo de Calatrava que en el Campo Volcánico de Zapala.



**Figura 16.** Scatter plot para el logaritmo de la altura del cono vs. volumen del cono en A) el Campo de Calatrava y en B) el Campo Volcánico Zapala.

Lo mismo ocurre en el caso del diagrama de dispersión del logaritmo del volumen del cono frente al logaritmo del diámetro medio del cono, mostrando una correlación positiva y fuerte entre los datos tanto en el Campo de Calatrava como en el Campo Volcánico Zapala.



**Figura 17.** Scatter plot para el logaritmo del volumen del cono vs. diámetro medio del cono en A) el Campo de Calatrava y en B) el Campo Volcánico Zapala.

Al comparar los valores obtenidos de la Región Volcánica del Campo Calatrava y el Campo Volcánico Zapala en el Segmento Central de la Zona Volcánica Sur de los Andes, se evidencian diferencias significativas en la mayoría de las variables métricas de ambos conjuntos.

Esto se observa en las pruebas de hipótesis realizadas para dos muestras, asumiendo varianzas iguales, así como en la prueba t para dos muestras, asumiendo varianzas desiguales.

Hay diferencias significativas entre ambos campos volcanicos?
<p>H0 = No aceptamos que haya diferencias significativas entre las medias de los dos grupos  H1 = Aceptamos que haya diferencias significativas entre las medias de los dos grupos</p>
P Valor < 5%

**Prueba t para dos muestras suponiendo varianzas iguales**

	<i>log Volumen</i>	<i>log Volumen</i>
Media	6.521246652	7.702488276
Varianza	0.376520511	0.230754288
Observaciones	111	186
Varianza agrupada	0.285107794	
Diferencia hipotética de las medias	0	
Grados de libertad	295	
Estadístico t	-18.44479928	
P(T<=t) una cola	2.33527E-51	
Valor crítico de t (una cola)	1.650035304	
P(T<=t) dos colas	4.67053E-51	
Valor crítico de t (dos colas)	1.968038115	
	<i>log Diametro Medio del cono</i>	<i>log Diametro medio del cono</i>
Media	2.781705361	2.921112875
Varianza	0.046204919	0.042497113
Observaciones	111	186
Varianza agrupada	0.043879685	
Diferencia hipotética de las medias	0	
Grados de libertad	295	
Estadístico t	-5.548737401	
P(T<=t) una cola	3.2033E-08	
Valor crítico de t (una cola)	1.650035304	
P(T<=t) dos colas	6.40659E-08	
Valor crítico de t (dos colas)	1.968038115	
	<i>log Altura del cono</i>	<i>log Altura del cono</i>
Media	1.488160966	1.853699227
Varianza	0.062128473	0.101446567
Observaciones	111	186
Varianza agrupada	0.086785583	
Diferencia hipotética de las medias	0	
Grados de libertad	295	
Estadístico t	-10.3454357	
P(T<=t) una cola	6.60702E-22	
Valor crítico de t (una cola)	1.650035304	
P(T<=t) dos colas	1.3214E-21	
Valor crítico de t (dos colas)	1.968038115	

En el orden Campo Volcánico de Calatrava – Campo Volcánico Zapala

Prueba t para dos muestras suponiendo varianzas desiguales

	<i>log Volumen</i>	<i>log Volumen</i>
Media	6.521246652	7.702488276
Varianza	0.376520511	0.230754288
Observaciones	111	186
Diferencia hipotética de las medias	0	
Grados de libertad	190	
Estadístico t	-17.35489815	
P(T<=t) una cola	2.39017E-41	
Valor crítico de t (una cola)	1.652912949	
P(T<=t) dos colas	4.78034E-41	
Valor crítico de t (dos colas)	1.972528182	
	<i>log Diametro Medio del cono</i>	<i>log Diametro medio del cono</i>
Media	2.781705361	2.921112875
Varianza	0.046204919	0.042497113
Observaciones	111	186
Diferencia hipotética de las medias	0	
Grados de libertad	224	
Estadístico t	-5.490273758	
P(T<=t) una cola	5.41977E-08	
Valor crítico de t (una cola)	1.65168456	
P(T<=t) dos colas	1.08395E-07	
Valor crítico de t (dos colas)	1.970610961	
	<i>log Altura del cono</i>	<i>log Altura del cono</i>
Media	1.488160966	1.853699227
Varianza	0.062128473	0.101446567
Observaciones	111	186
Diferencia hipotética de las medias	0	
Grados de libertad	274	
Estadístico t	-10.99579473	
P(T<=t) una cola	7.71122E-24	
Valor crítico de t (una cola)	1.650433793	
P(T<=t) dos colas	1.54224E-23	
Valor crítico de t (dos colas)	1.968659628	

P Valor < 5%

Todos los p valor estan por debajo del 5% por lo que aceptamos H1

Se evidencia que los campos volcanicos son significativamente diferentes, los volcanes del campo volcanico Andino son significativamente mayores en estos aspectos morfologicos

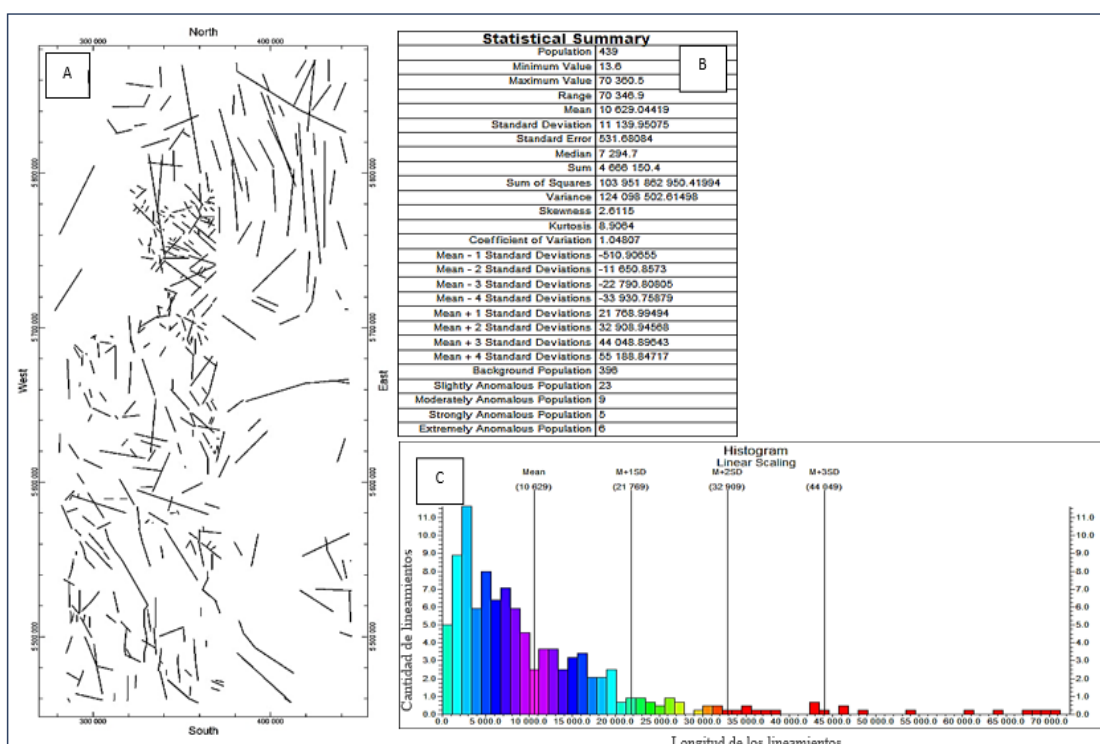
**Tabla 6.** Test de hipótesis para dos muestras suponiendo varianzas iguales, y la prueba t para dos muestras suponiendo varianzas desiguales.

## 6.2. Geoestadística.

### 6.2.1. Campo Volcánico Zapala en el Segmento Central de la Zona Volcánica Sur de los Andes.

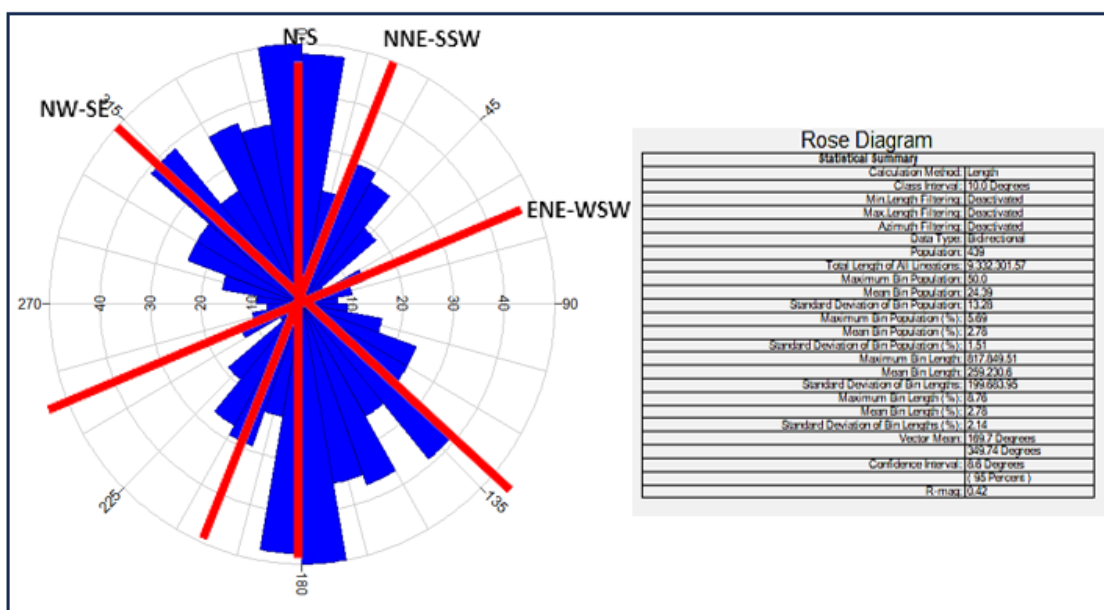
Una vez realizado el análisis exploratorio de los datos, se procedió a trazar los lineamientos principales en ambas áreas de estudio, utilizando las coordenadas de los mismos.

Las coordenadas de los puntos inicial y final de cada lineamiento se extrajeron mediante el software QGIS y posteriormente se representaron en el software Rockware, permitiendo así analizar las principales características de cada zona de estudio (ver Figuras 18 y 28).

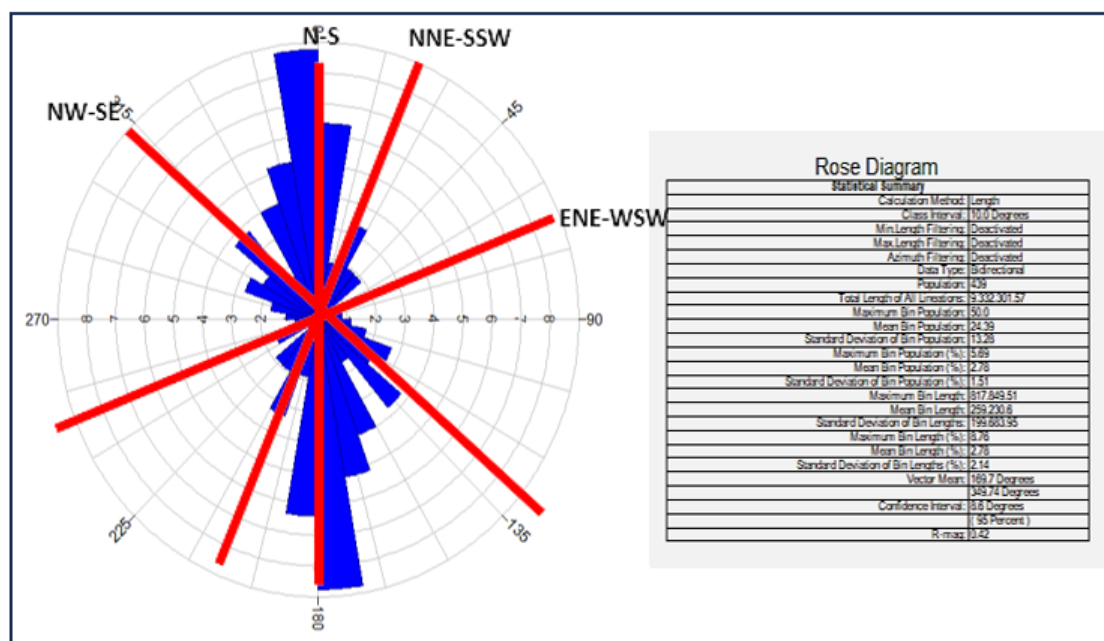


**Figura 18.** A) Mapa de lineamientos en el área de estudio del Campo Volcánico Zapala de CZVS. WGS 84, UTM Zona19S. B) Resumen estadístico de los principales parámetros. C) Histograma de longitud (m) de lineamientos en el área del Campo Volcánico Zapala de CZVS.

Utilizando el software Rockware, se generaron diagramas de rosas que representan la frecuencia y longitud de los lineamientos identificados (Figuras 19 y 20). En estos diagramas, se pueden observar cuatro direcciones predominantes para los lineamientos en el área del Campo Volcánico Zapala de CZVS: NNE-SSW, ENE-WSW, NW-SE y N-S y las de mayor frecuencia los lineamientos de menor longitud.



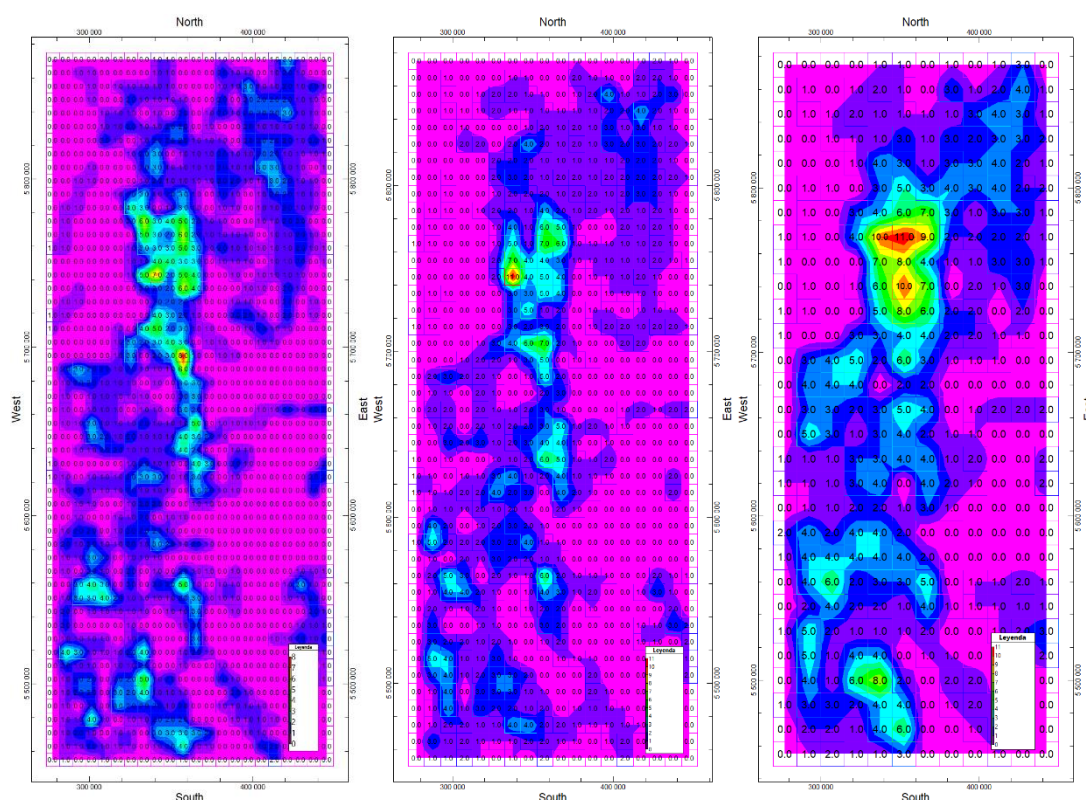
**Figura 19.** Diagrama de rosas de distribución de la frecuencia de lineamientos. Las líneas de color rojo representan las direcciones predominantes de los lineamientos principales para el área del Campo Volcánico Zapala de CZVS (NW-SE, N-S, NNE-SSW Y ENE-WSW).



**Figura 20.** Diagrama de rosas de distribución de longitud de los lineamientos. Las líneas de color rojo representan las direcciones predominantes para el área de del Campo Volcánico Zapala de CZVS (NW-SE, N-S, NNE-SSW Y ENE-WSW).

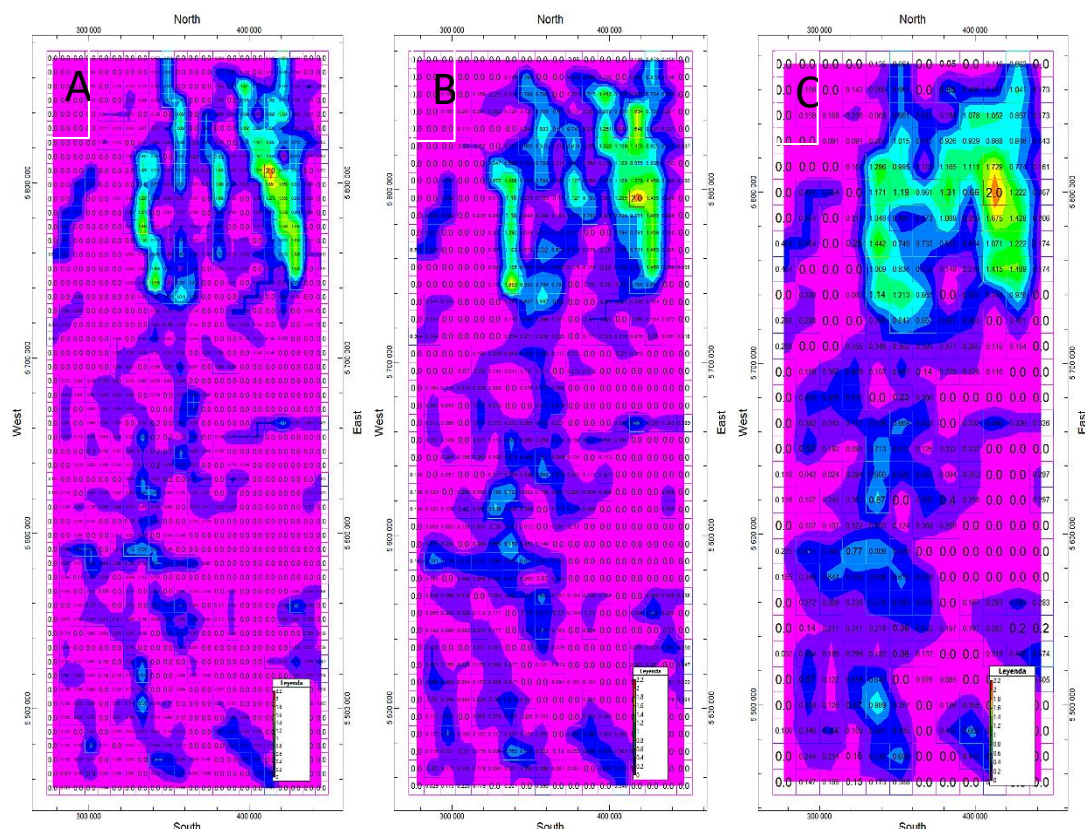


La utilización del software Rockware, permitió la elaboración de mapas de densidad de frecuencias, longitudes e intersecciones de lineamientos en forma de cuadrícula y mapeo. Con este software se procesaron datos de lineamientos en formato de coordenadas de punto final (X1, Y1, X2, Y2) y generaron archivos de cuadrícula que modela la frecuencia de alineaciones, las longitudes acumuladas y/o las intersecciones de estas, con diversas opciones de ponderación. El resultado del modelo de cuadrícula se puede visualizar como un mapa en 2D o 3D. Así el mapa de densidad de frecuencias (Figura 21) permite crear una cuadrícula de frecuencias de lineamientos con diferentes resoluciones o espaciados de píxeles, donde cada celda de la cuadrícula representa el número de lineamientos presentes en esa celda. Esto incluye tanto las líneas que se originan en la celda, como las que terminan en ella o simplemente pasan a través de dicha celda.



**Figura 21.** Mapa de densidad de frecuencias de lineamientos para del Campo Volcánico Zapala en la CZVS a diferentes espaciados de píxel. A) 8K B)10K y C) 15K. El número en la celda muestra la cantidad de lineamientos que pasan por ella, por lo cual se presentan variaciones al cambiar el tamaño de píxel. (WGS 84, UTM Zona 19S).

En el caso específico del Campo Volcánico Zapala, se considera que el mapa de frecuencias obtenido es de buena calidad, ya que se busca una variable regionalizada que sea estacionaria de segundo orden. Se observa un equilibrio entre zonas con picos y zonas con valles, lo que permite realizar un análisis variográfico más preciso.



**Figura 22.** Mapa de densidad de longitudes a diferentes espaciamentos de píxel para el Campo Volcánico Zapala en la CZVS (WGS 84. UTM Zona 19S) . A) 8K B) 10K y C) 15K. El número en la celda muestra la cantidad de longitudes de lineamientos que pasan por ella, por lo cual se presentan variaciones al cambiar el tamaño de píxel.

El mapa de densidad de longitud (Figura 22) muestra la suma de las longitudes totales de todas las lineaciones que atraviesan cada celda. Esta representación incluye la longitud total de cada línea, no solo la porción de la línea que se encuentra dentro de la celda.

En el caso específico del Campo Volcánico Zapala de la CZVS, se observa que las regiones superiores del mapa (la zona norte), presentan valores de longitud muy altos,



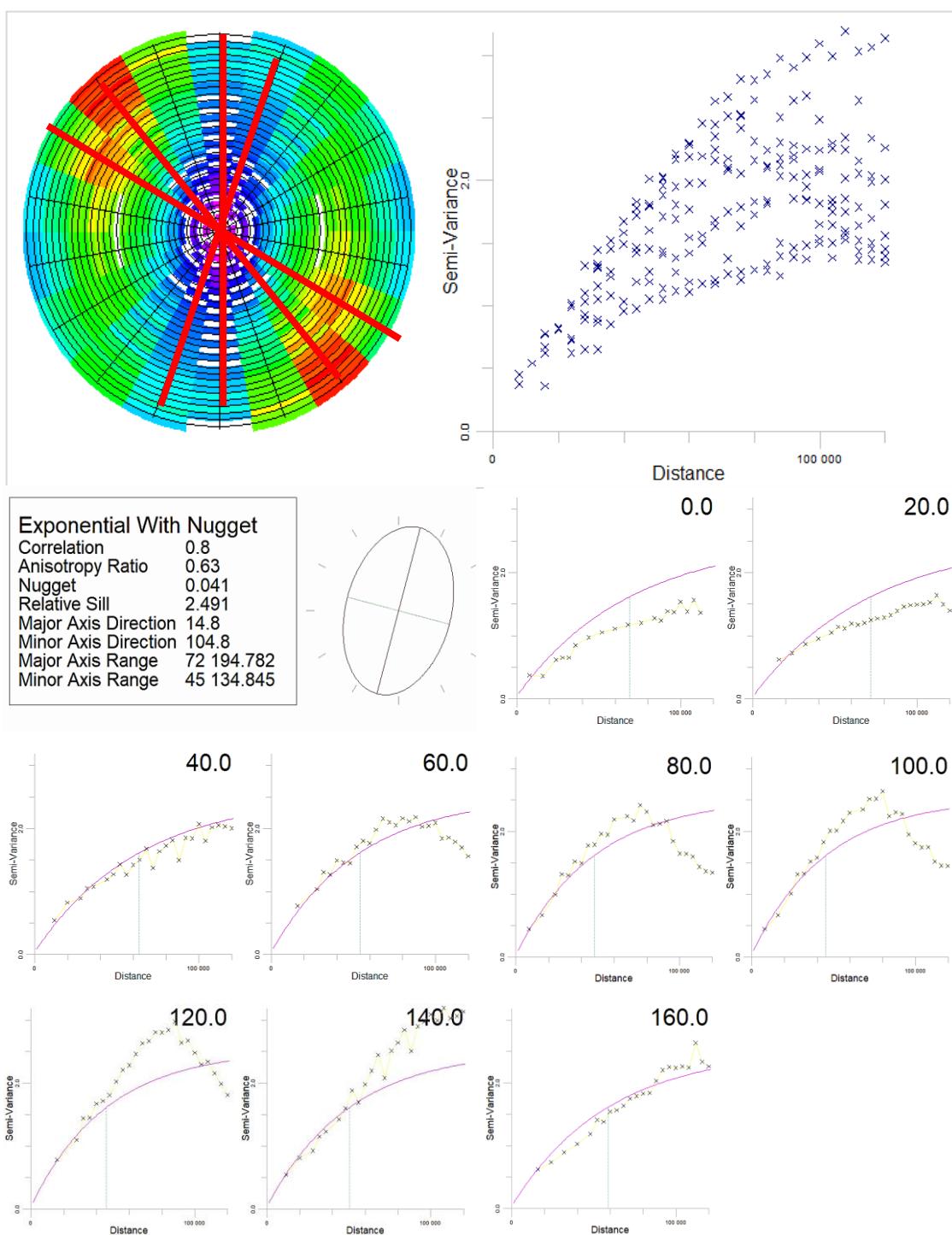
mientras que el resto del área muestra valores promedio, al igual que en el mapa de densidad de frecuencia. Es importante destacar que la variable regionalizada exhibe una menor estacionariedad y su comportamiento no es el más adecuado para llevar a cabo un análisis variográfico preciso. Cabe recalcar que la zona norte es una parte que ha tenido mayor actividad tectónica como se expresa en la Figura 3.

Durante el análisis variográfico, se estudió la continuidad espacial de las variables y, mediante un proceso de prueba y error, se determinaron las direcciones de anisotropía más representativas.

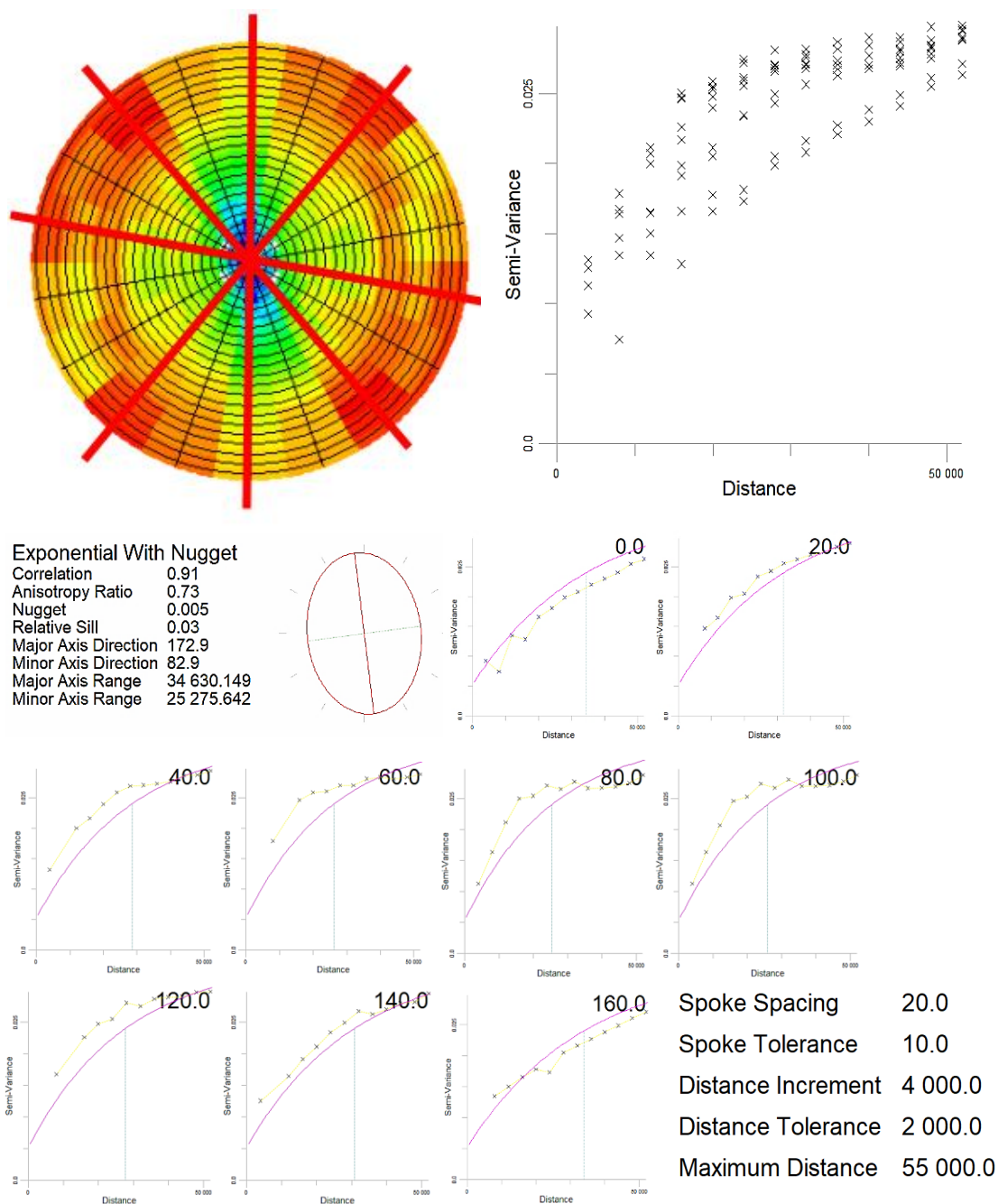
En las figuras 23 y 24, se presentan los variogramas experimentales y teóricos para diferentes direcciones, junto con sus correspondientes “variomaps”, para la variable de densidad de frecuencia de los lineamientos y la variable de densidad de longitud de los lineamientos.

El modelo de variograma que mejor se ajusta para la densidad de frecuencia es el modelo exponencial. En el variomap correspondiente, se observan dos direcciones claramente definidas: una dirección roja, que corresponde a NW-SE, y una dirección azul, que corresponde a N-S y NNE-SSW. En este caso, los colores rojos representan valores altos, mientras que los azules representan valores bajos. Es decir, en la dirección NW-SE, el alcance del variograma es mucho más corto que en las otras direcciones. La presencia de dos alcances prácticamente iguales, pero con mesetas distintas indica la existencia de una anisotropía zonal.

En relación a los variogramas y variomap de la densidad de longitud de los lineamientos, se puede observar que no es estacionario y no muestra una meseta claramente definida. Sin embargo, parece que en la mayoría de las direcciones alcanza valores similares. Se pueden identificar alcances significativamente diferentes, siendo la dirección E-O más corta que la dirección N-S. Esto podría sugerir la presencia de una anisotropía geométrica, con una alternancia de estructuras a distancias más cortas en un sector específico. Se observan bandas en dirección predominante E-O, donde el ancho de la banda representa el alcance del variograma.



**Figura 23.** Variogramas y variomaf de la densidad de frecuencia de lineamientos. A espaciamento de 15.000. Spoke Spacing: 20. Spoke Tolerance: 10. Distance Increment: 4000. Distance Tolerance: 2000. Maximum Distance: 120000. Las líneas rojas en el variomaf representan las direcciones predominantes de anisotropías.



**Figura 24.** Variogramas y variomap para la densidad de longitud de los lineamientos. Espaciado de 15k. Spoke Spacing: 20. Spoke Tolerance: 10. Incremento de distancia: 4000. Tolerancia de distancia: 2000. Distancia máxima: 55000. Las líneas rojas en el variomap indican las direcciones de anisotropías predominantes.

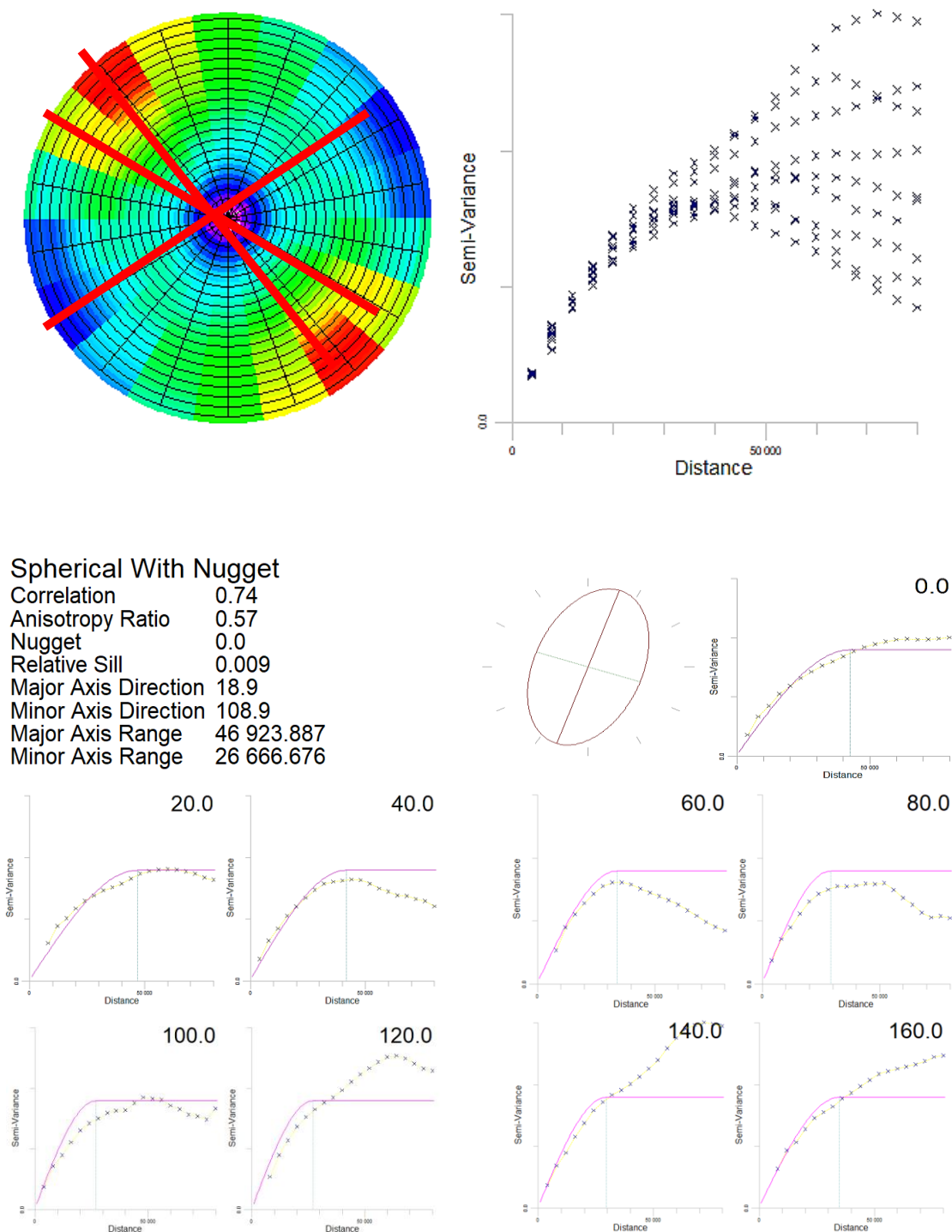
En el área del Campo Volcánico Zapala de la CZVS también se evaluaron los parámetros morfométricos, como el volumen del cono volcánico, la altura del cono y el diámetro medio del cono. En total, se consideraron 3 variables, como se muestra en las Figuras 25, 26 y 27. Los cálculos aquí presentados se realizaron utilizando el software Rockware.

En el caso de la altura del cono, se observa una clara anisotropía zonal con una dirección predominante de N60° y N140°. Esta anisotropía zonal es consistente con la observada en la frecuencia de los lineamientos en direcciones similares, a excepción de la dirección N-S, que no está presente. Este patrón es aún más evidente en el análisis del volumen del cono que en la altura del cono.

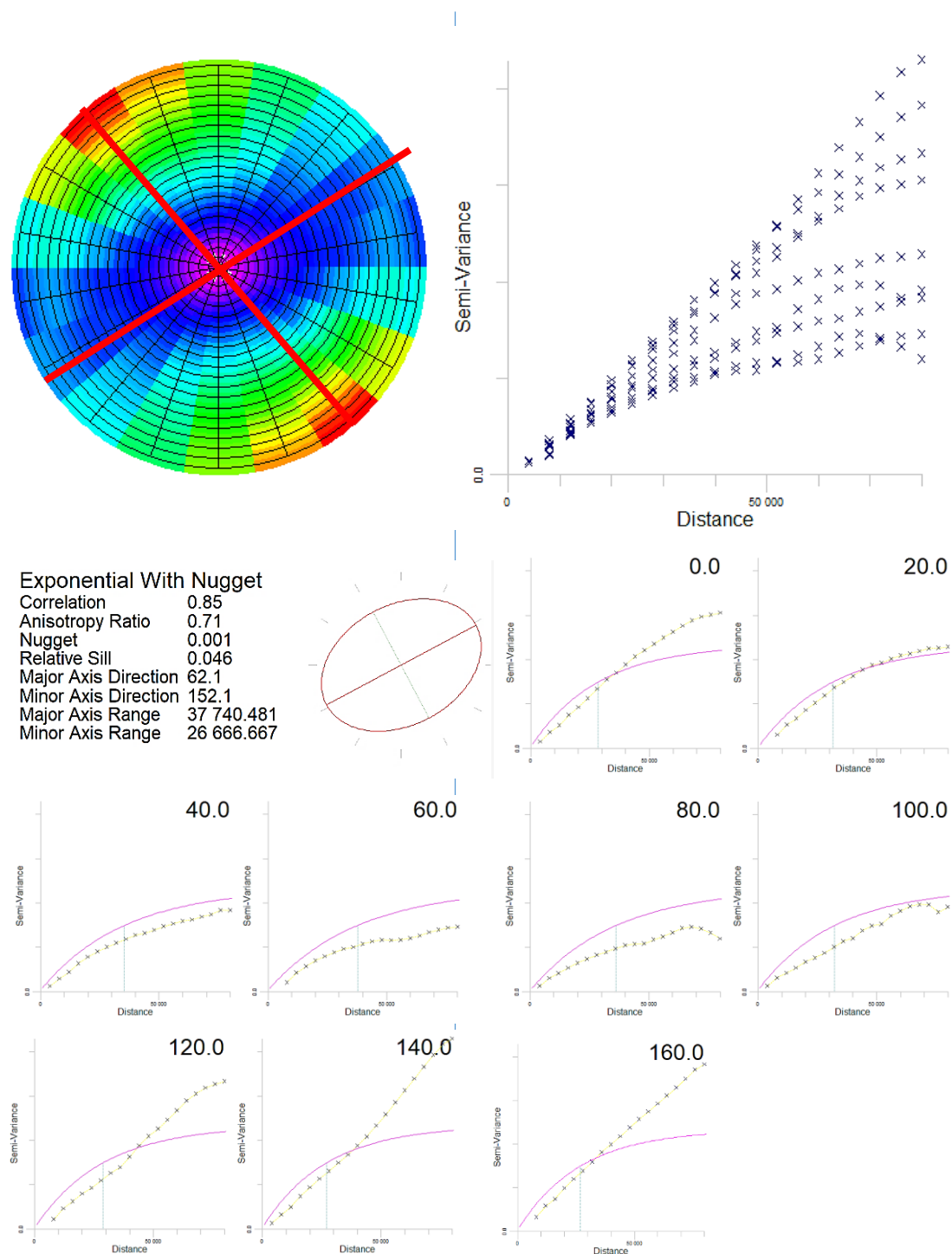
Para el caso del volumen del cono, también se observa una evidente anisotropía zonal con una dirección predominante de N60° y N140°. Se puede inferir que esta anisotropía zonal es consistente con la observada en la frecuencia de los lineamientos en direcciones similares.

En el caso del volumen del cono volcánico (Figura 26), también se puede observar una clara anisotropía zonal con una dirección azimutal predominante de N60° y N140°. Se puede inferir que esta anisotropía zonal es consistente con la observada en la frecuencia de los lineamientos con direcciones similares

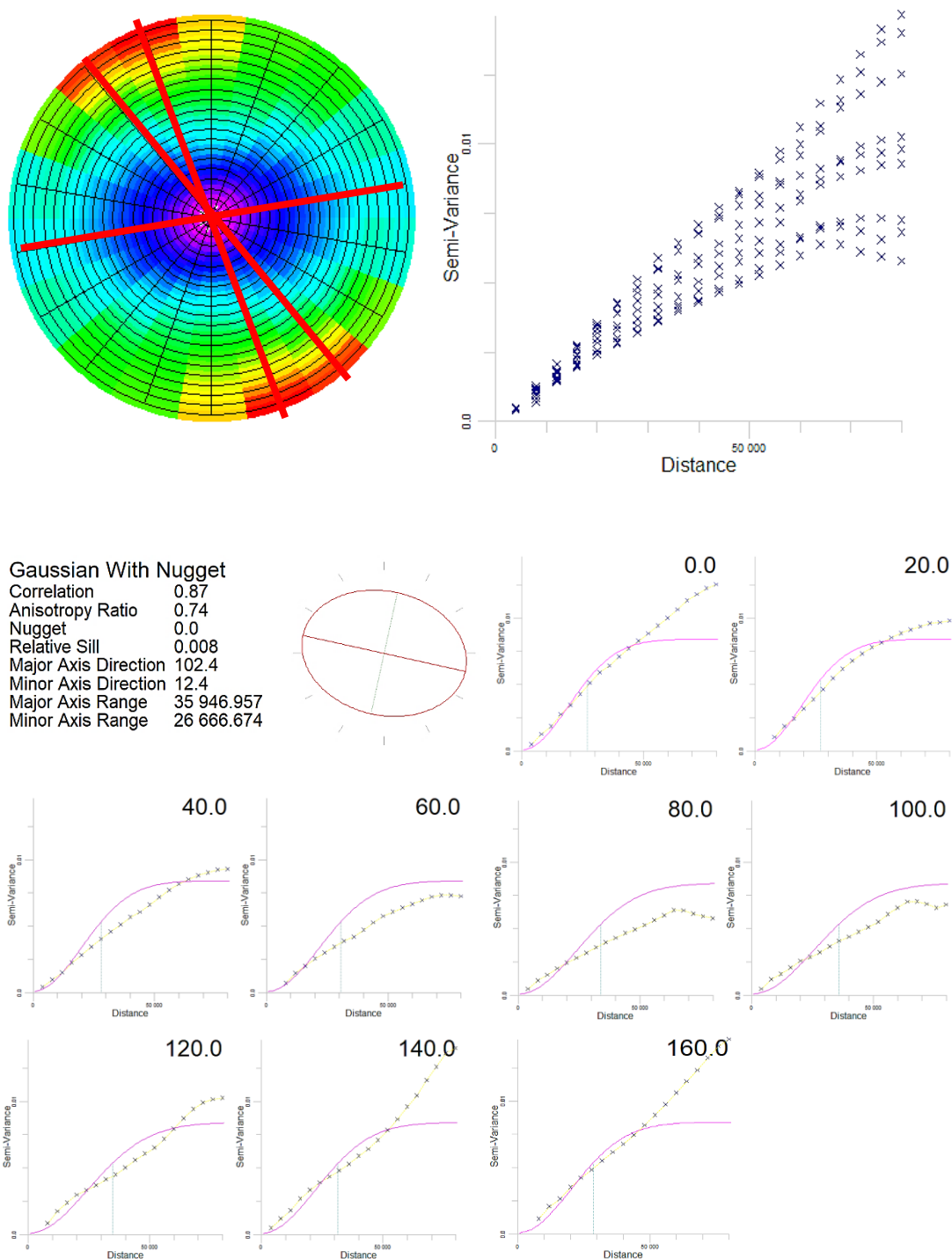
Por último, se observa que el variomap (Figura 27) del diámetro medio del cono, que este se encuentra orientado, presentemente, en dirección este-oeste. Esto se debe al cálculo realizado utilizando el diámetro medio de los conos, sin tener en cuenta la elipticidad del diámetro basal, lo que resulta en un alcance más pequeño.



**Figura 25.** Variogramas y variomap para la altura de los conos volcánicos en Rockware. Spoke Spacing: 20. Spoke Tolerance: 10. Distance Increment: 4000. Distance Tolerance: 2000. Maximum Distance: 80,000. Las líneas rojas en el variomap representan las direcciones de anisotropías predominantes.



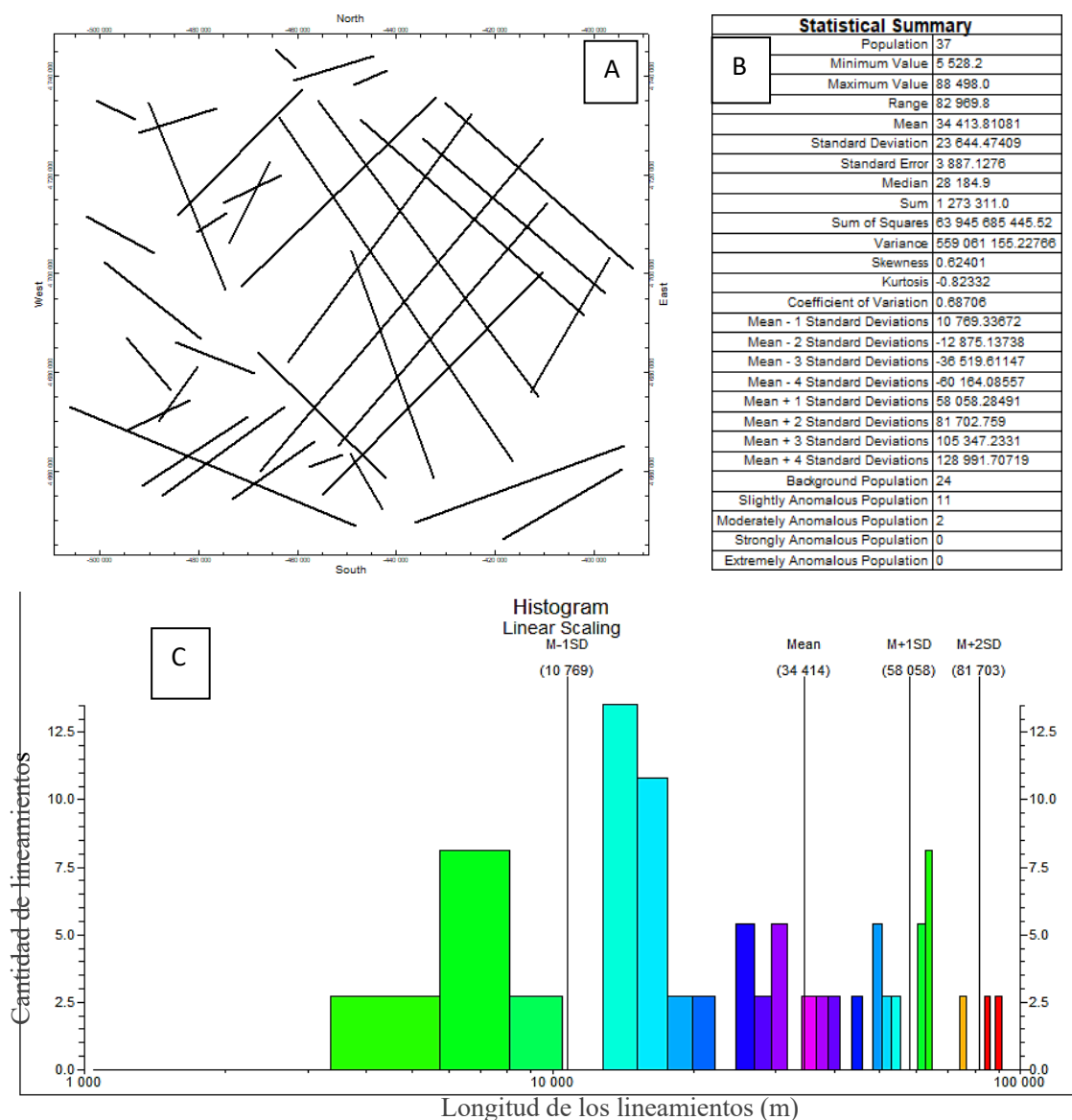
**Figura 26.** Variogramas y variomap para el volumen de los conos en Rockware. Spoke Spacing: 20. Spoke Tolerance: 10. Distance Increment: 4000. Distance Tolerance: 2000. Maximum Distance: 80,000. Las líneas rojas en el variomap representan las direcciones de anisotropías predominantes al NE-SW y SE-NW.



**Figura 27.** Variogramas y variomap para el diámetro medio de los conos volcánicos del Campo Volcánico Zapala de la CZVS en Rockware. Spoke Spacing: 20. Spoke Tolerance: 10. Distance Increment: 4000. Distance Tolerance: 2000. Maximum Distance: 80000. Las líneas rojas en el variomap representan las direcciones de anisotropías predominantes.

### 6.2.2. Región Volcánica del Campo de Calatrava

Para trabajar los datos de la Región Volcánica del Campo de Calatrava, se utilizó la información obtenida del mapa geológico elaborado por (Becerra, 2013), donde el autor puntualiza que “un rasgo significativo en los campos de volcanes monogenéticos es su organización espacial a partir de líneas definidas” a lo que en el presente trabajo hemos llamado lineamientos.

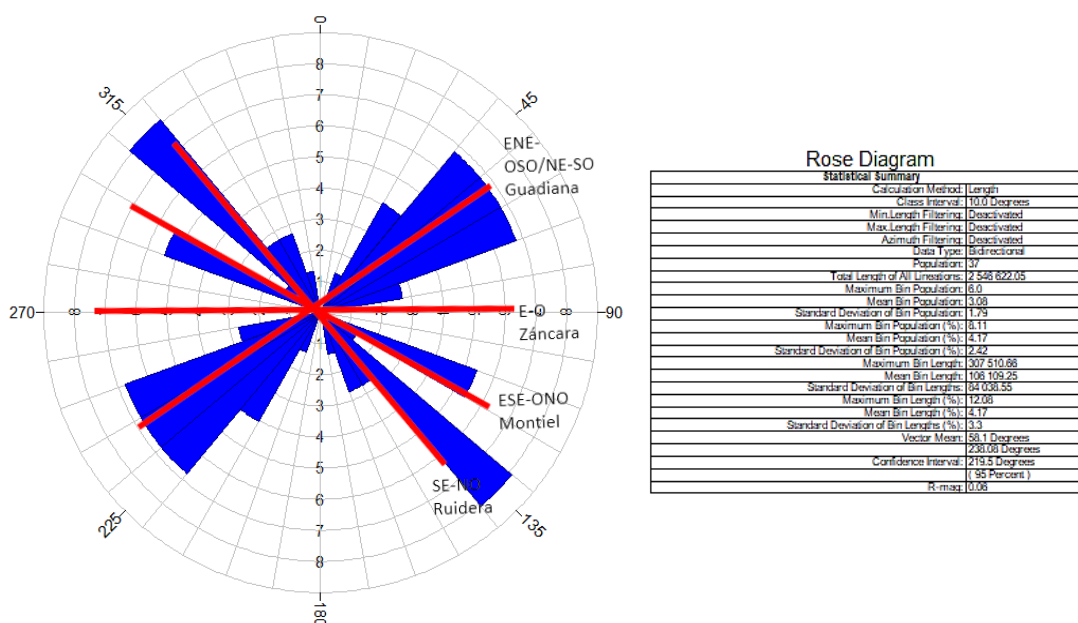


**Figura 28.** A) Mapa de lineamientos en el área de estudio de la Región Volcánica del Campo de Calatrava. WGS 84, UTM Zona 30N. B) Resumen estadístico de los principales parámetros. C) Histograma de longitud de lineamientos con valor de la media de 34,414 m.



En la Región Volcánica del Campo de Calatrava, se llevaron a cabo análisis similares a los realizados con el Campo Zapala. Se trazaron los lineamientos principales (37) de la zona de estudio para su visualización y se obtuvieron los resúmenes de los parámetros estadísticos relevantes, como se muestra en la Tabla (B) de la Figura 28, de donde podemos ver que los valores van de un mínimo de 5,528.2 m a un máximo de 88,498 m con una media de 34,413.81m.

Mediante el software Rockware, se generaron los diagramas de rosas relacionados con la frecuencia y longitud de los lineamientos en esta zona (Figura 29). En ellos se identificaron cuatro direcciones predominantes para dichos lineamientos, corroborándose la presencia de las familias representadas en el mapa de la Figura 5: O-E (para Záncara), ONO-ESE (para Montiel), ENE-OSO (para Guadiana) y NE-SO (para Ruidera).

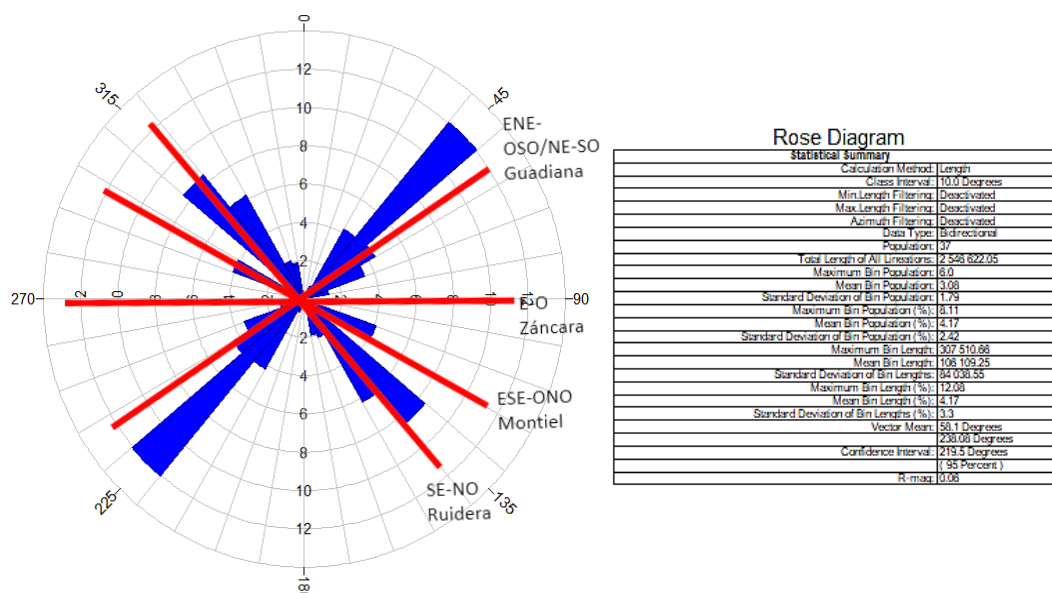


**Figura 29.** Diagrama de rosas para las frecuencias de lineamientos estructurales en la Región Volcánica del Campo de Calatrava. Las líneas rojas sobre el diagrama representan las direcciones de anisotropías predominantes.

Adicionalmente, se generaron mapas de densidad de frecuencia (Figura 31) y densidad de longitud de lineamientos (Figura 32) a diferentes resoluciones, a 8K y 10K pixeles.

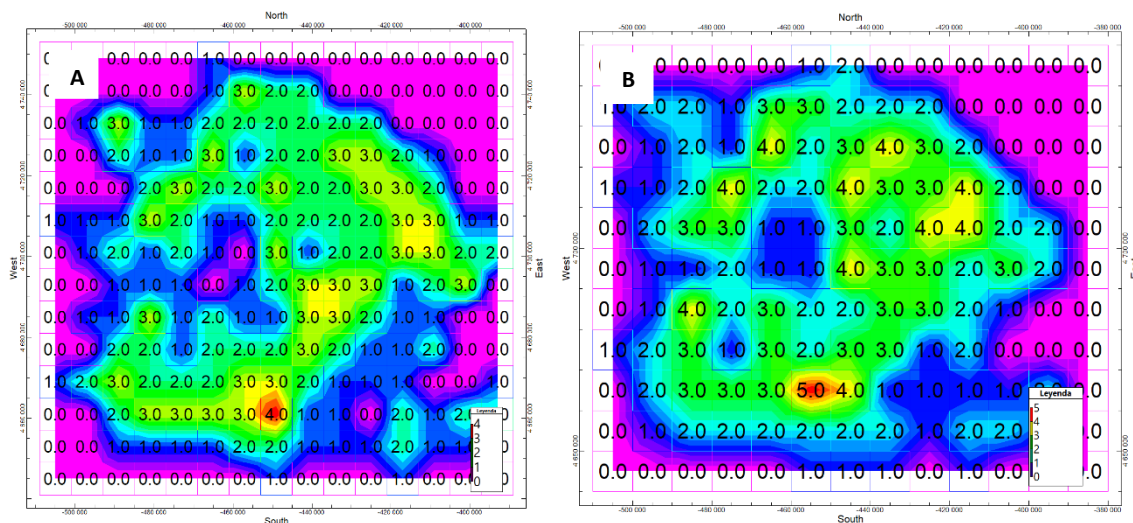
En esta zona de estudio, los mapas de frecuencias y longitudes no brindan una gran cantidad de información, aunque se verifica la hipótesis de estacionariedad, especialmente en el mapa de frecuencia, donde los valores están distribuidos de manera homogénea.

Para el Campo de Calatrava a diferencia del Campo Zapala, los mapas de densidades no muestran tanta variación de densidad de datos, esta zona cuenta con una mayor densidad de lineamientos sobre todo en la parte central y este del área de estudio.

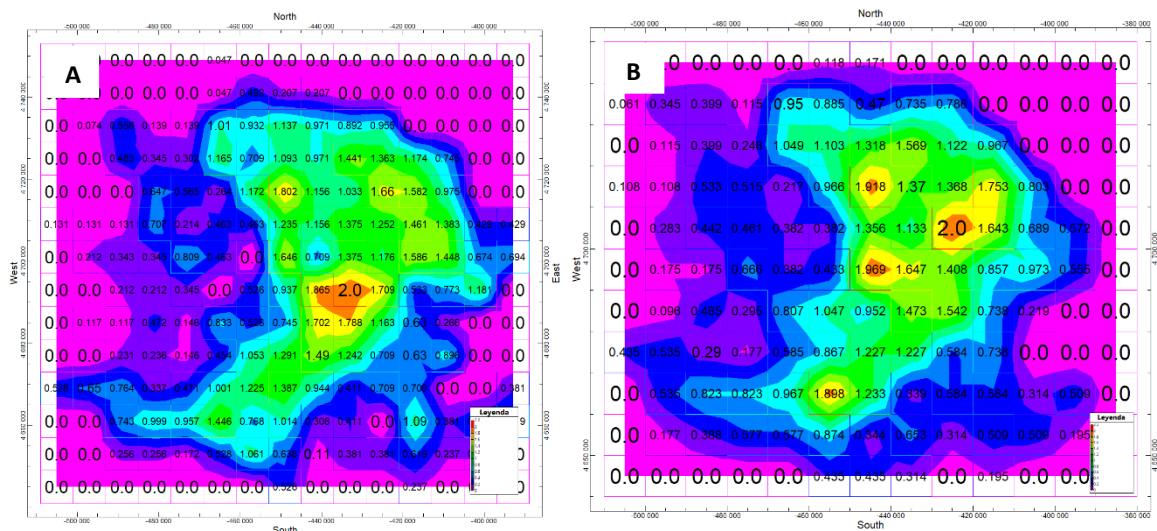


**Figura 30.** Diagramas de rosas para la longitud de lineamientos estructurales en la Región Volcánica del Campo de Calatrava. Las líneas rojas sobre el diagrama representan las direcciones de anisotropías predominantes.

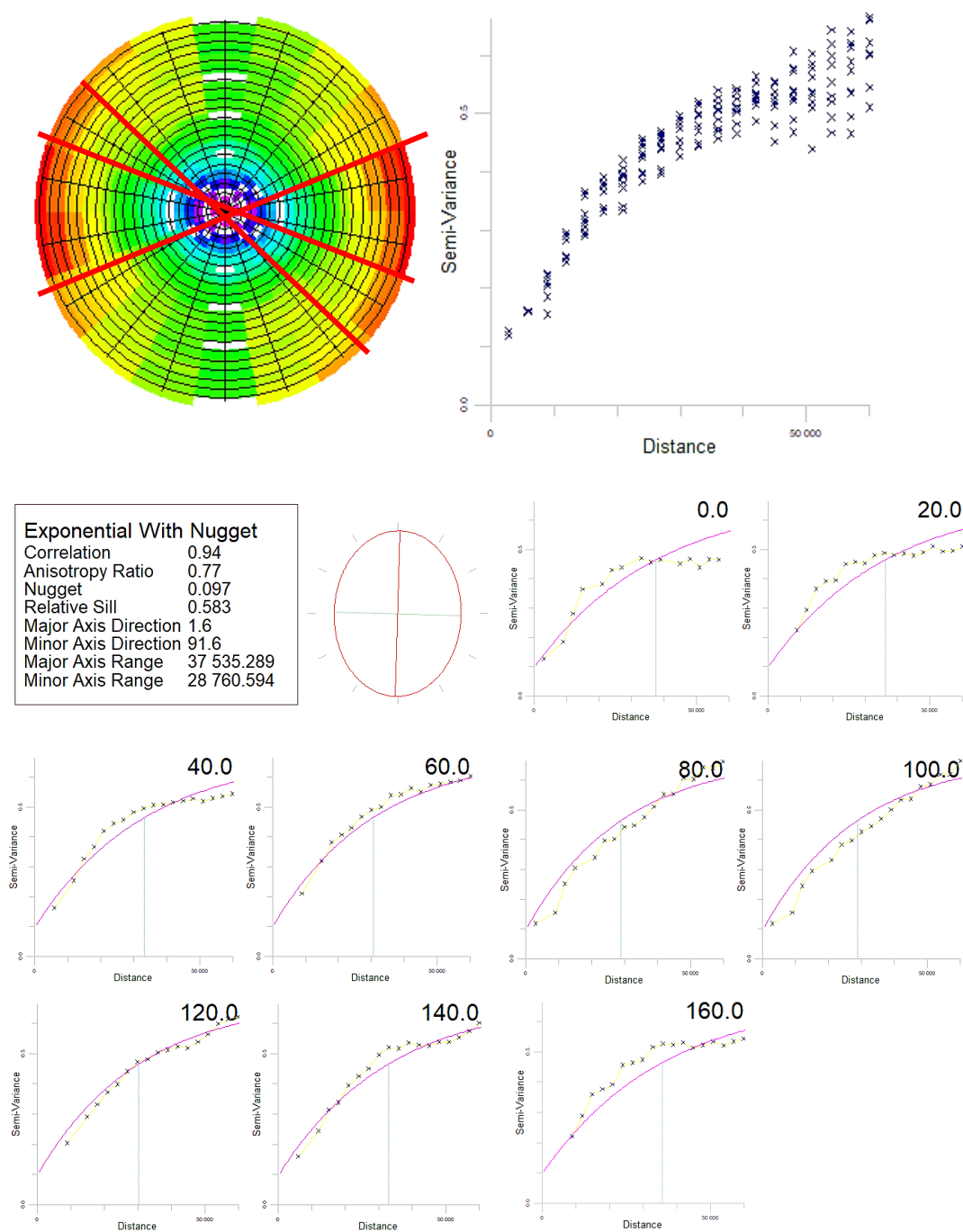
Se prosiguió trabajando con los variogramas experimentales y teóricos para diferentes direcciones en el Campo de Calatrava. Los cuales se presentan en las siguientes gráficas junto con sus respectivos variomaps, tanto para la variable de densidad de frecuencia de los lineamientos como para la densidad de longitud de los mismos (Figuras 33 y 34). Del análisis variográfico se observan principalmente tres anisotropías claras con orientaciones ONO-ESE, ENE-OSO y NE-SO.



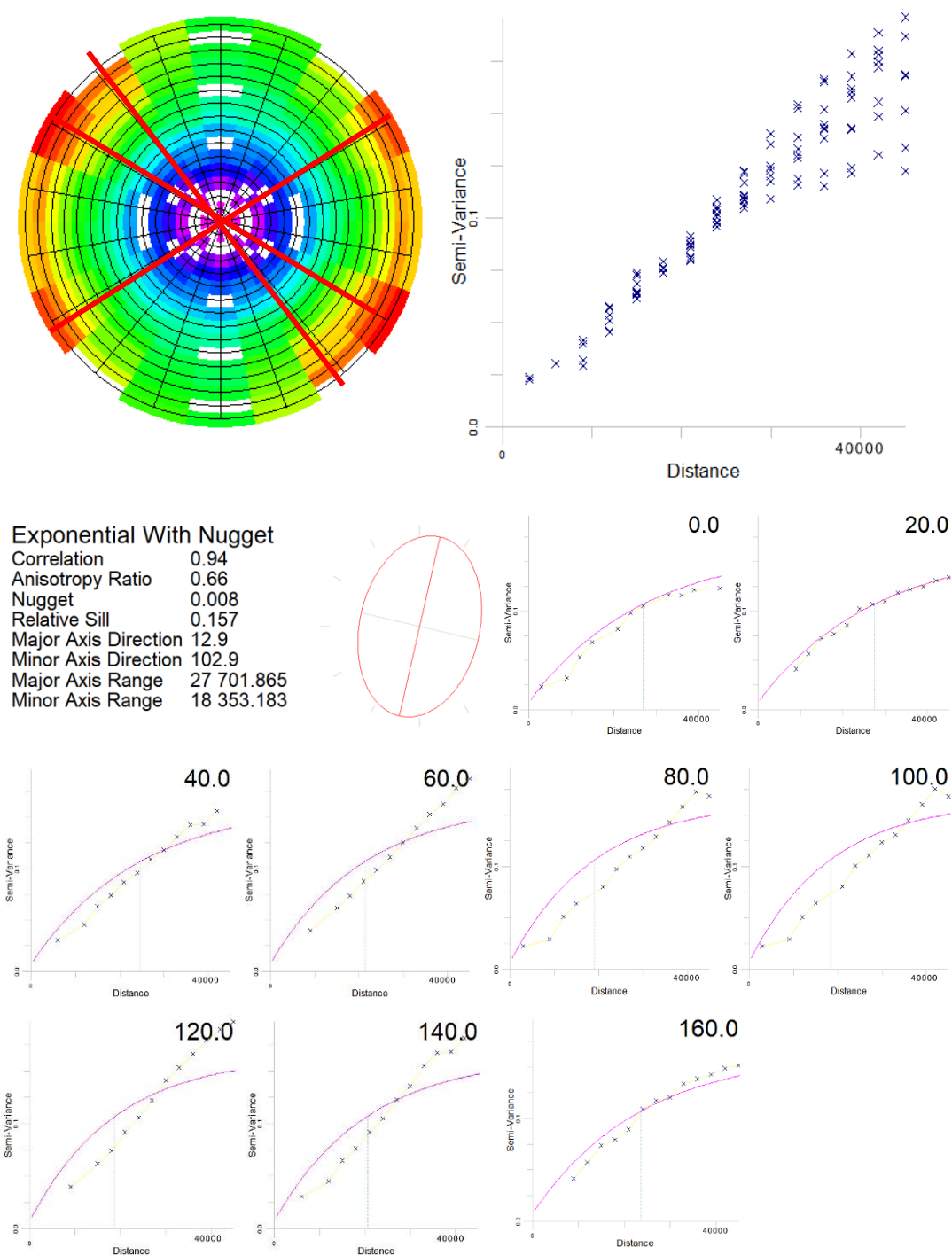
**Figura 31.** Mapas de densidad de frecuencia de lineamientos estructurales a diferentes espaciamientos de píxel. A) 8K B) 10K. El número en la celda muestra la cantidad de lineamientos que pasan por ella, por lo cual se presentan variaciones al cambiar el tamaño de píxel. (WGS 84, UTM Zona 30N).



**Figura 32.** Mapas de densidad de longitudes de lineamientos estructurales a diferentes espaciamientos de píxel. A) 8K y B) 10K. El número en la celda muestra la cantidad de lineamientos que pasan por ella, por lo cual se presentan variaciones al cambiar el tamaño de píxel. (WGS 84, UTM Zona 30N).

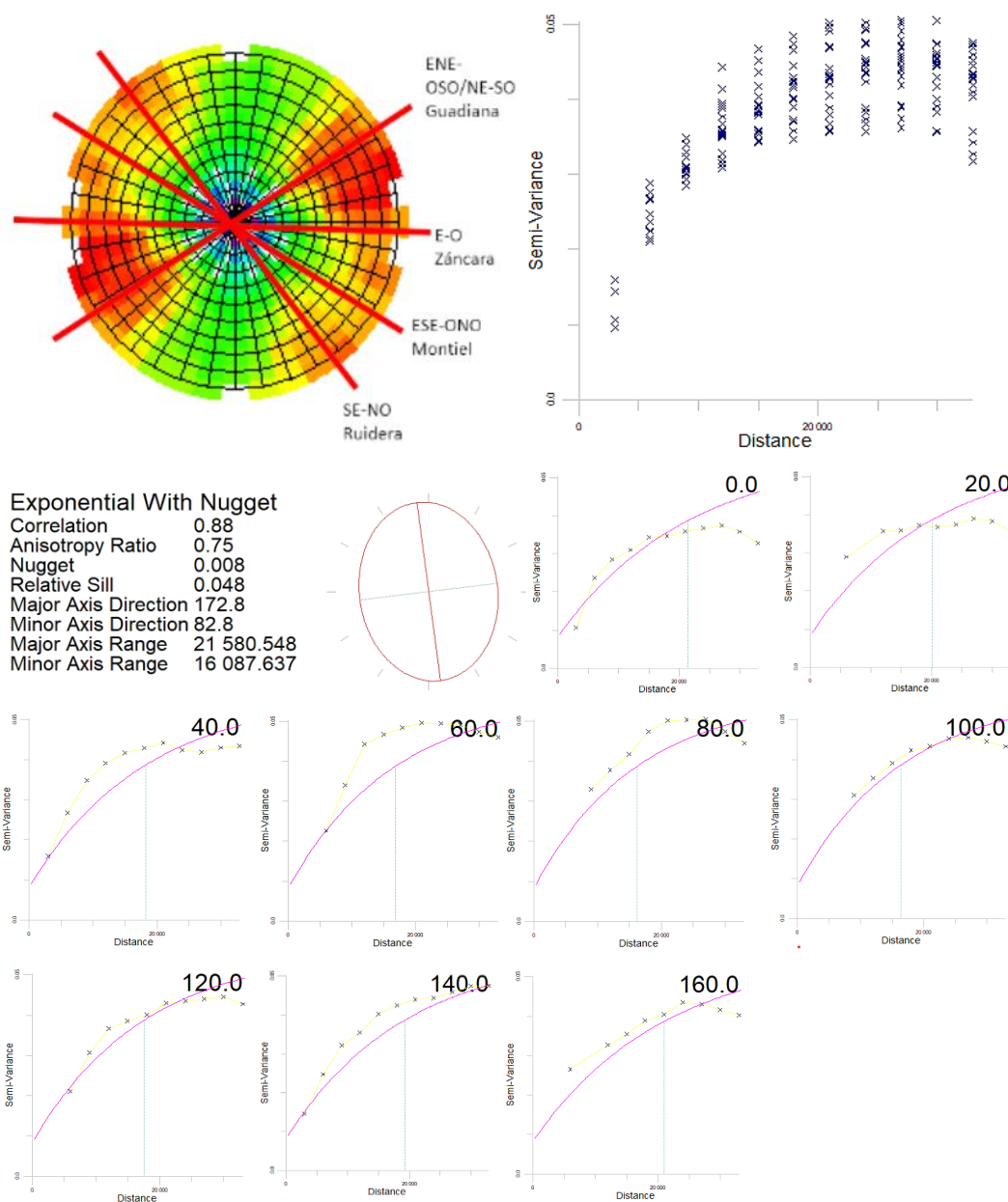


**Figura 33.** Variograma y variomapa de densidad de frecuencia para la Región Volcánica del Campo de Calatrava en Rockware con un espaciamiento de 8.000. Spoke Spacing: 20. Spoke Tolerance: 10. Distance Increment: 3000. Distance Tolerance: 1500. Maxime Distance: 60000. Las líneas rojas pintadas sobre el variomapa representan las direcciones de anisotropías predominantes.



**Figura 34.** Variograma y variomap de longitudes en Rockware para un espaciamiento de 8.000. Spoke Spacing: 20. Spoke Tolerance: 10. Distance Increment: 3000. Distance Tolerance: 1500. Maxime Distance: 45000. Las líneas rojas pintadas sobre el variomap representan las direcciones de anisotropías predominantes.

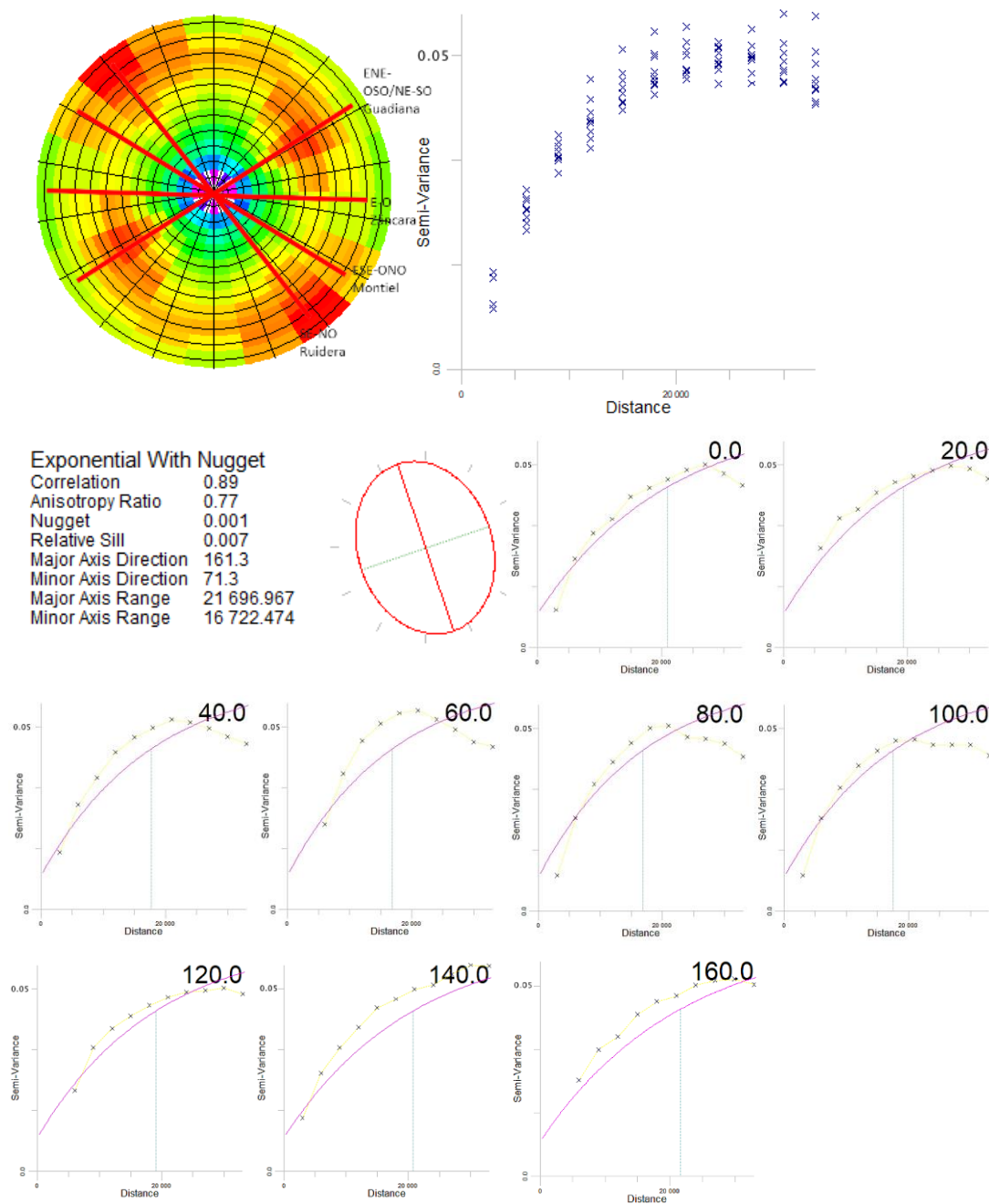
Para el Campo de Calatrava, al igual que en el Campo Zapala, también se realizaron evaluaciones de los parámetros morfométricos, incluyendo el volumen del cono, la altura del cono y el diámetro medio del cono. Estas tres variables se muestran en las figuras 35, 36, 37 y 38. Todos los cálculos se llevaron a cabo utilizando el software Rockware.



**Figura 35.** Variogramas y variogram del Volumen del Cono en Rockware. Spoke Spacing: 10. Spoke Tolerance: 5. Distance Increment: 3000. Distance Tolerance: 1500. Maximum Distance: 35000. Las líneas rojas en el variogram representan las direcciones de anisotropías predominantes.







**Figura 37.** Variogramas y variomapa del diámetro medio en Rockware. Spoke Spacing: 20. Spoke Tolerance: 10. Distance Increment: 3000. Distance Tolerance: 1500. Maximum Distance: 35000. Las líneas rojas en el variomapa representan las direcciones de anisotropías predominantes.



### 6.3 Discusión y análisis de resultados

Como se puede observar en las Tablas 1 y 2, la media de todos los parámetros morfológicos en el Complejo Volcánico Zapala en la CZVS y la Región Volcánica del Campo de Calatrava son consistentes con los valores mencionados en la literatura para conos escoria monogenéticos (ver Tabla 7). Según (Kereszturi, 2012b), los conos de escoria o ceniza suelen tener un diámetro típico que varía entre 300 y 2500 m y una altura que no supera los 200 m como podemos ver en la tabla 7.

Región	Hco (m)	Dco (m)	Vco ( $10^6 \text{ m}^3$ )	Hco/Dco	Referencia
<i>Río Negro, Argentina</i>	49	685	37.5	0.079	Massaferro et al. 2015
<i>Río Chico, Argentina</i>	60	876	22.9	0.068	Massaferro et al. 2015
<i>South of Chubut, Arg</i>	78.7	1090	92.67	0.077	Massaferro et al. 2015
<i>North-Patagonia, Arg</i>	64.5	941	51.1	0.075	Massaferro et al. 2015
<i>CVBC (Chubut), Arg</i>	29	408.9	4.3	0.08	Haller et al. 2013
<i>San Francisco (Arizona)</i>	162	900		0.18	Wood 1980a
<i>Hawai</i>	65	400		0.18	Porter 1972
<i>Desierto del Mojave</i>	102.5	657.5		0.17	Dohrenwend et al. 1986
<i>Guatemala-El Salvador</i>	110	660		0.16	Bemis et al. 2011
<i>Campo de Calatrava</i>	36.23	680.3	8.2	0.053	Este trabajo
<i>Campo de Zapala</i>	90.2	928.3	84.3	0.097	Este trabajo
<i>Mauna Kea - Hawai</i>	73	524	9	0.135	Fornaciai et al. 2012
<i>Xalapa - México</i>	90.8	686.4	0.12	0.132	Rodriguez et al. 2010
<i>Tenerife - Islas Canarias</i>	103	470.3	< 10	0.219	Dóniz et al. 2008
<i>Cumbre Vieja - Islas Canarias</i>	78.8	540	32	0.146	Trujillo, 2012
<i>Villamaría-Termale, Colombia</i>	270	800	< 2500	0.338	Botero-Gómez et al. 2018

Tabla 7. Comparación de los principales parámetros morfológicos medidos con otras regiones del mundo, comparándolos con los valores de la media de los campos de estudio. Donde Hco=Altura del cono, Dco=Diámetro del cono, Vco=Volumen del cono y Hco/Dco= relación altura del cono entre diámetro del cono como se vio en la Figura 10. (Tabla elaborada para este trabajo con información propia y de (Massaferro, 2015), (Wood, 1980), (Porter, 1972), (Haller, 2013), (Dohrenwend, 1986), (Bemis, 2011), (Fornaciai, 2012), (Dóniz, 2008), (Trujillo, 2012) y (Boter-Gómez, 2018).

Otros autores también señalan que el diámetro promedio no excede los 1000 m (Tabla 7). En el caso de los campos de estudio, los volcanes monogenéticos del Campo de Calatrava tienen un radio promedio de 680.3 m mientras que los del Campo Zapala en la CZVS, son más amplios al tener un diámetro promedio de 928.3 m, siendo uno de los de mayor diámetro solo comparable con otro de los campos argentinos en el Norte de la Patagonia (Massaferro, 2015).

En cuanto al parámetro de la altura (Kereszturi, 2012b) también hace referencia que este tipo de volcanes no superan los 200 m de altura, premisa que solamente no se cumple en el campo Villamaría-Termal de Colombia con una altura promedio de 270 m. En el caso de los volcanes de los casos de estudio del presente trabajo tenemos que, para el campo de la CZVS, Zapala, andan en el rango de los de mayor altura media con 90.2 m. Es el caso contrario con el Campo de Calatrava donde los conos volcánicos son de menor tamaño, con una altura media de 36.23 m, casi la tercera parte de la altura media de los del Campo Zapala.

Dentro de la comparación que vemos en la tabla 7, el parámetro donde existe una mayor variabilidad es en el volumen del cono volcánico, ya que según la literatura hay campos con volúmenes menores a 1 millón de  $m^3$  de material, como es el caso del Campo mexicano de Xalapa, con  $0.12 \cdot 10^6 m^3$  y campos de hasta menos de  $2500 \cdot 10^6 m^3$  en Colombia, el Campo Villamaría-Termal. Los campos de estudio se encuentran separados en este parámetro, mientras el Campo de Calatrava se encuentra entre los de volúmenes bajos con  $8.2 m^3$ ; el Campo de Zapala está entre los que tiene volúmenes altos con  $84.3 m^3$ , como otros campos argentinos.

Al comparar las dos regiones definidas, se observa en el análisis de los gráficos que los conos de mayor tamaño tienden a ser los del Campo Volcánico Zapala.

Por otro lado, las relaciones paramétricas muestran comportamientos similares en ambas áreas de estudio a pesar de que los conos volcánicos del Campo Zapala, como otros campos argentinos (Tabla 7), son de mayores dimensiones que los del Campo de Calatrava.

Sin embargo, basándonos en los análisis variográficos y la alineación de los conos, los datos sugieren que los volcanes monogenéticos en el Campo Volcánico Zapala de la CZVS, se ubican preferentemente a lo largo de estructuras de tendencia NE-SW. Esta información es consistente con los estudios realizados por Santos et al. (2022), quienes concluyeron, mediante estudios geomorfológicos y tectónicos, que los edificios volcánicos se emplazan preferentemente a lo largo de estructuras de tendencia NE-SW y EW. Además, Cembrano y Lara (2009) identificaron dos conjuntos de asociaciones volcánicas en el este (chileno) basados en la morfología y distribución del volcán:

1. Los volcanes con tendencia NE que reflejan el régimen tensional actual, y
2. Los estratovolcanes asociados con antiguas fallas inversas y de rumbo del basamento, y conos monogenéticos a lo largo de la falla LOFZ, que divergen en su orientación con el régimen tensional actual.

Estas observaciones, junto con los datos estructurales, sugieren una máxima compresión con una tendencia general NE-SW en el arco magmático.

Para el caso de la Región Volcánica del Campo de Calatrava, las direcciones de anisotropía observadas en la mayoría de los variomap, presentados por este trabajo, concuerdan con varias de las direcciones de lineamientos estructurales descritas en la zona, como son la agrupación de lineamientos Záncara y la agrupación Guadiana. Estas direcciones son significativas, ya que se alinean paralelamente a los movimientos tectónicos de la región durante los diferentes períodos de actividad entre las placas Euroasiática y la Africana.

#### **6.4. Conclusiones**

El análisis de los resultados permitió obtener una visión más clara de las relaciones espaciales de los índices morfométricos en los conos volcánicos monogenéticos. A través de técnicas estadísticas y visualizaciones gráficas, se pudieron identificar patrones y tendencias en los datos obtenidos. Algunos de los elementos clave que llegaron con este estudio fueron:

1. A la distribución espacial de los conos volcánicos monogenéticos a partir de los índices morfométricos, se revelaron agrupamientos o patrones dispersos que ayudan a comprender la evolución geológica de la región volcánica en estudio.
2. El comparar y analizar la magnitud de los índices morfométricos, permitió entender cómo se relacionan entre sí y cómo se diferencian, los diferentes conos volcánicos de los campos estudiados. Esto revela información valiosa sobre el proceso de formación de los conos y proporciona pistas sobre su historia eruptiva.
3. Al identificar los conos volcánicos monogenéticos con valores inusuales o extremos en los índices morfométricos, ayudó a detectar eventos volcánicos excepcionales, como erupciones catastróficas o la formación de estructuras volcánicas singulares. Estas anomalías son clave para entender la dinámica volcánica de una región.

Al haber analizado los parámetros morfológicos de los conos monogenéticos en las dos áreas de estudio: la Zona Volcánica Sur de los Andes Campo Zapala y el Campo de Calatrava, se ha determinado que los conos en la región de los Andes tienden a ser de mayor tamaño y por consiguiente un mayor volumen de material volcánico asociado a su erupción.

Se reconoció que la aplicación de técnicas de análisis morfométrico para estudiar los edificios volcánicos en el Campo de Calatrava ha demostrado ser válida para caracterizar parte de los volcanes en estas áreas de estudio. Sin embargo, se requiere continuar investigando para confirmar esta validez. Además, el estudio morfométrico resalta la complejidad de estos volcanes, tanto en términos de su morfología como de su génesis (monogenética vs. poligenética). En las áreas de estudio, predominan los edificios volcánicos monogenéticos, con características de montañas de piroclastos en su morfología.

A partir de los resultados obtenidos del análisis estadístico y de correlaciones, se interpreta que el vulcanismo monogenético en la Región Volcánica del Campo de Calatrava y en el Campo Volcánico de Zapala de la CZVS, comparten una relación morfométrica y evolutiva con otros campos monogenéticos de la misma edad geológica

en diferentes partes del mundo. Hallazgos como estos también fueron descritos por Wood (1980), Porter (1972) entre otros autores que han estudiado los parámetros morfométricos.

Finalmente, el procesamiento geoestadístico implica el análisis de la distribución de los datos, considerando tanto su comportamiento espacial como sus interrelaciones.

Las direcciones de anisotropía observadas en la mayoría de los variomap coinciden con las direcciones de lineamientos estructurales descritas en el Campo de Calatrava, incluyendo Záncara y Guadiana, las cuales son especialmente relevantes al ser paralelas a los movimientos tectónicos que ocurren en la zona durante los diferentes períodos. De manera similar, en la Zona Volcánica Sur de los Andes se observa una dirección preferencial NW-SE. Este hecho refleja una relación entre las anisotropías y el patrón geológico-estructural del campo volcánico.

Los resultados geoestadísticos obtenidos en este estudio sirven como punto de partida y plataforma para futuras investigaciones que permitirían comprender y estimar la peligrosidad del vulcanismo, lo cual constituiría una contribución significativa desde el ámbito científico al estudio del comportamiento volcánico en estas áreas de estudio.

De las configuraciones estructurales observadas en el Campo Volcánico Zapala de la CSVZ. Los datos estructurales obtenidos a partir de la elongación de los conos y la alineación de los cráteres indican el predominio de estructuras E-O, ENE-WSW a WNW-ESE en el Campo Volcánico Zapala, con variaciones significativas entre los diferentes clústeres.

Basados en la morfología del edificio y la alineación de los volcanes, nuestros datos sugieren que los volcanes monogénicos en el Campo Volcánico Zapala de la CSVZ están preferentemente emplazados a lo largo de las estructuras con tendencia NE-SW y E-W

La mayoría de los volcanes monogénicos del Campo Volcánico Zapala presentan elongación y alineación con tendencia al ENE-WNW, siguiendo el acortamiento regional inducido por la Orogenia Andina.

Los volcanes monogenéticos muestran una clara asociación con lineamientos locales y regionales, lo que sugiere un fuerte control estructural sobre la ocurrencia de depósitos monogenéticos. Los principales controles sobre la distribución de los volcanes monogenéticos son la tectónica oblicua de la Zona de Falla Liquiñe-Ofqui y él, aunque extensional de Loncopué.

Con base en la morfología y distribución del edificio volcánico, los volcanes monogenéticos se emplazan preferentemente a lo largo de estructuras de dirección NE-SW y E-W que reflejan el estado de estrés en el segmento Central de la Zona Volcánica Sur de los Andes.

## REFERENCIAS

- Ancochea, E. (1983). Evolución espacial y temporal del volcanismo reciente de España Central. Tesis Doctoral. Madrid: U. Complutense de Madrid.
- Becerra R., R. D.-., (2022). Morphometric Analysis of Scoria Cones to Define the 'Volcano-Type' of the Campo de Calatrava Volcanic Region (Central Spain). Land, 2-26.
- Becerra, R. (2013). Geomorfología y geopatrimonio de los volcanes magmáticos de la región volcánica del Campo de Calatrava". Tesis doctoral. La Mancha, Ciudad Real.: Universidad de Castilla.
- Becerra-Ramírez, R. (2007). Aproximación al estudio de los volcanes magmáticos de la Región Volcánica del Campo de Calatrava a través de las técnicas de análisis morfométrico. Trabajo de Investigación - Doctorado. Inédito: UCLM.
- Bemis, K. W. (2011). The growth and erosion of cinder cones in Guatemala and El Salvador: models and statistics. Journal of Volcanology and Geothermal Research, 201, 39-52.
- Bergamín, J. (1986 a). Interpretación geotectónica del área del Campo de Calatrava (Ciudad Real), basada en determinaciones gravimétricas. Madrid: UCM.

- Bergamín, J. (1986 b). Prospección gravimétrica del Campo de Calatrava (Ciudad Real). *Revista de Materiales y Procesos Geológicos*, Vol IV., 185-202.
- Bloomfield, K. (1975). A late-Quaternary monogenetic volcano field in central Mexico. *Geologische Rundschau*, 64 (2), 476-497.
- Boter-Gómez, L. A. (Septiembre-Diciembre de 2018). Campo volcánico monogenético Villamaria - Termales, Cordillera Central, Andes colombianos (Parte I): Características morfológicas y relaciones temporales. *Boletín de Geología*, 40(3), 85-102. doi:<http://dx.doi.org/10.18273/revbol.v40n3-2018005>
- Brož, P. a. (2011). A unique volcanic field in Tharsis, Mars: Monogenetic cinder cones and associated lava flows. . 42nd Lunar and Planetary Science Conference: 1379. Texas.
- Cadavid, S. (1977). Avance del mapa de isopacas de una ‘corteza normal’ para la Península Ibérica y sus principales accidentes de posible alcance cortical. *Boletín Geológico y Minero*. LXXXVIII-VI, 561-566.
- Cassetti, J. (2011). Tesis: Vuelos Truncados de Lévy aplicados al estudio de índices de mercado. Buenos Aires: Inédito.
- Cebriá, J. M. (1992). Tesis doctoral: Geoquímica de las rocas basálticas y leucititas de la Región Volcánica del Campo de Calatrava. Madrid: UCM.
- Cebriá, J. M. (1995). Alkali basalts and leucitites in an extensional intracontinental plate setting: The late Cenozoic Calatrava Volcanic Province (Central Spain). *Lithos*, 27-46.
- Cembrano, J. L. (2009). The link between volcanism and tectonics in the southern volcanic zone of the Chilean Andes. *Tectonophysics*, 471, 96–113.
- Chávez, H. G. (2009). METODOLOGÍA PARA EL ANÁLISIS GEOESTADÍSTICO PARA LA INTERPOLACIÓN DE LA PRECIPITACIÓN EN EL SALVADOR. El Salvador, Ciudad Universitaria: UNIVERSIDAD DE EL SALVADOR.
- Cressie, N. A. (1993). *Statistics for Spatial Data*. John Wiley & Sons.

- Díaz V., M. A. (2021). Geoestadística aplicada. Obtenido de <http://www.esmg-mx.org>:  
[http://www.esmg-mx.org/media/courses/geoestadistica/presentaciones/2021/CG2\\_2021\\_latex.pdf](http://www.esmg-mx.org/media/courses/geoestadistica/presentaciones/2021/CG2_2021_latex.pdf)
- Díaz Viera, M. (2002). Geoestadística aplicada. Notas del curso.
- Dohrenwend, J. W. (1986). Degradation of Quaternary cinder cones in the Cima volcanic field, Mojave Desert, California. *Bulletin of the Geological Society of America*, 421-427.
- Dóniz, J. R.-C. (2008). Morfológica and estadística characterization of recent mafic volcanism of Tenerife (Canary Islands, Spain). *Journal of Volcanology and Geothermal Research.*, 173, 185-195.
- Fornaciai, A. F. (2012). Morphometry of scoria cones, and their relation to geodynamic setting: a DEM- based analysis. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 217, 56-72.
- Gallardo Millán, J. (2006). Efectos tectónicos recientes en el Campo de Calatrava deducidos de los datos paleomagnéticos del volcanismo neógeno. *Geogaceta*, 35- 38.
- García Rayego, J. L. (1985 a). Estudio Geomorfológico del Mazizo de Valronquillo (extremo noroccidental del Campo de Calatrava). 243.
- García Rayego, J. L. (1995). El Medio Natural en los Montes de Ciudad Real y el Campo de Calatrava. BAM, Diputación Provincial de Ciudad Real, 453.
- García Rayego, J. L. (1996). Elementos del Medio Natural de la provincia de Ciudad Real. Ciudad Real: Ed. UCLM.
- Giraldo, R. P. (2017). Geoestadística aplicada a series de tiempo autorregresivas: un estudio de simulación. (E. d. Matemáticas, Ed.) *Revista Integración, temas de matemáticas.*, 35(1), 83-102.
- González G., C. (2008). Geoestadística. Estimación de semivariogramas y Krigado. Obtenido de [http://ocw.upm.es/pluginfile.php/1058/mod\\_label/intro/10krigeado.pdf](http://ocw.upm.es/pluginfile.php/1058/mod_label/intro/10krigeado.pdf)



- González, E. (1991). El Relieve. En: AA.VV.: La provincia de Ciudad Real I: Geografía. Diputación Provincial, 23-67.
- González, E. (1992). Aspectos geomorfológicos del volcanismo hidromagmático del Campo de Calatrava. En: Estudios de geomorfología en España. SEG., 569-583.
- González, E. (1996 a). Secuencias eruptivas y formas de relieve en los volcanes del sector oriental del Campo de Calatrava. (Macizo de Calatrava y flanco suroriental del domo de Almagro) Ciudad Real. UCLM, 163-200.
- González, E. (1996 b). Erupciones hidromagmáticas en el borde occidental del Macizo de Calatrava, Campo de Calatrava (España). El volcán del Rinconcillo. IV Reunión Nacional de Geomorfología., 281-295.
- González, E. (1996 c). Geografía Física. En AA.VV: Ciudad Real y su provincia. (págs. 1-133). Sevilla.: GEVER.
- González, E. (2001). Los volcanes de la cuenca de Moral-Calzada de Calatrava: El maar de Granátula. II ciclo de conferencias de la A.C. Oretum.
- González, E. B.-R. (2008 a). Dépôts de Lahar aux volcans de Cerro Gordo et Columba, Campo de Calatrava (Espagne). Geographical Series, págs. 75-84.
- González, E. B.-R. (2008b). Facies laháricas en los depósitos de oleadas piroclásticas del Barranco Varondillo, Campo de Calatrava (España). Trabajos de Geomorfología en España (2006-2008)., págs. 25-28.
- González, E. B.-R. (2010). Evidencias de actividad hidromagmática holocena en el volcán Columba. Campo de Calatrava (España). Aportaciones recientes en Volcanología, 2005-2008., 67-74.
- Gosálvez, R. U. (2003). Las lagunas de la Región Volcánica del Campo de Calatrava: Delimitación, inventario y tipología. Proyecto de Investigación Pre-doctoral UCLM. Ciudad Real.
- Gosálvez, R. U. (2012). Análisis Biogeográfico de las Lagunas Volcánicas de la Península Ibérica. Bases científicas para su gestión. Tesis Doctoral, UCLM. Inédito.

- Haller, M. P. (2013). Preliminary K-Ar geochronology of Neogene back arc volcanism in North Patagonia, Argentina. 3er International Maar Conference Abstracts, (págs. 40-41).
- Hernández-Pacheco, F. L. (1932). Memoria explicativa de la hoja geológica nº 784 (Ciudad Real) 1ª Serie. IGME.
- Journel, A. G. (1978). Mining Geostatistics. New York: Academic Press.
- Karátson, D. (1996). Rates and factors of stratovolcano degradation in a continental climate: a complex morphometric analysis for nineteen Neogen/Quaternary crater remnants in the Carpathians. *Journal of volcanology and geothermal Research*, 65-78.
- Karátson, D. (1999). Erosion of primary volcanic depressions in the Inner Carpathian Volcanic Chain. *Zeitschrift für Geomorphology*, 46-62.
- Kereszturi, G. N. (2012b). Structural and morphometric irregularities of eroded Pliocene scoria cones at the Bakony–Balaton Highland Volcanic Field, Hungary. *Geomorphology*, 45-58.
- Krige, D. (1951). A Statistical Approach to Some Basic Mine Problems on the Witwatersrand. *Revista química metalurgia y minería de la Sociedad de Africa*.
- Lara, L. L. (2006). Structural controls of volcanism in transversal chains: Resheared faults and neotectonics in the Cordón Caulle– Puyehue area (40.5°S), Southern Andes. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 158, 70–86.
- López-Ruiz, J. C. (1993). Cenozoic intra-plate volcanism related to extensional tectonics at Calatrava, Central Iberia. *Journal of the Geological Society* Vol 15, 915-922.
- Massaferro, G. H. (2015). Estudio comparativo de morfometría e historia erosiva en campos volcánicos monogenéticos intracontinentales de la Patagonia Septentrional. *Contribuciones Científicas GAEA*, 27, 133-155.
- Matheron, G. (1962). *Traite de Geoestatistique Appliquee*. Tome 1. *Memoires du Bureau de Recherches Geologiques et Minieres*. París: Technip.

- Matheron, G. (1963b). Principles of Geostatistics. *Economic Geology*, 58, 1246-1266.
- Moncada G., J. y. (2011). Correlación entre datos de satélites y datos en tierra, a partir de análisis geoestadísticos. *Anais XV Simpósio Brasileiro de Sensoriamento Remoto* (pág. 5825). Curitiba: INPE.
- Moral G., F. J. (2004). La representación gráfica de las variables regionalizadas. Aplicación al estudio de la distribución de una plaga. XVI Congreso Internacional de Ingeniería Gráfica.
- Muñoz, J. B. (1989). Magmatismo alcalino dentro del segmento 38°-39°S del Cinturón Volcánico Plio-Cuaternario del Margen Continental Sur de América del Sur. *Geofísico.*, 4545–4560.
- Pérez L., C. (2008). Técnicas de Análisis Multivariante de Datos. Aplicaciones con SPSS. Madrid: Pearson Prentice Hall.
- Pike, R. J. (1978). Volcanoes on the inner planets: some preliminary comparisons of gross topography. *Proc. Lunar Planet. Sci.Conf. 9th*, 3239-3270.
- Poblete P., M. (1995). 1 relieve volcánico del Campo de Calatrava (Ciudad Real). Oviedo: Ed. Universidad de Oviedo y JCCM,.
- Porter, S. (1972). Distribution, morphology, and size frequency of cinder cones on Mauna Kea volcano, Hawaii. *Geological Society of America Bull.*, Vol. 83, 3607-3612.
- Pulpón, R. (2007). Tipología territorial de la agricultura de regadío en los municipios de la cuenca hidrográfica del Guadiana. Tesis doctoral. Castilla-La Mancha: CES de Castilla-La Mancha.
- Rebollo, R. C. (2000). Apuntes de la materia "Análisis de señales en Geofísica". Universidad Nacional de la Plata.
- Richardson, J. B. ( 2012a). Using Spatial Density to Characterize Volcanic Fields on Mars. *Lunar and Planetary Science Conference*. 43, (pág. 2314).

- Rincón. (2014 b). Observaciones geológicas acerca del origen del vulcanismo reciente del Campo de Calatrava, Ciudad Real (España central). *Tierra y Tecnología (ICOG)* 45, 43-46.
- Rincón, P. J. (2014a). Comentarios geológicos concretos acerca del sector oriental del ANtepaís Báltico Castellano y sobre el origen reciente del vulcanismo del Campo Calatrava. *Tierra y Tecnología*.
- Santos, F. S., Sommer, C. A., Haag, M. B., Báez, W. A., Caselli, A. T., & Báez, A. D. (2022). Tectonic controls on geomorphology and spatial distribution of monogenetic volcanoes in the Central Southern Volcanic Zone of the Andes (Argentina). *Geomorphology*, 402.
- Settle, M. (1979). The structure and emplacement of cinder cone fields. *American Journal of Science*(279), 1089-1107.
- Sichel, H. S. (1947). An experimental and theoretical investigation of bias error in mine sampling with special reference to narrow gold reefs. Londres: Transactions.
- Sosa Paz, C. J. (2002). Tesis de Maestría: Método geoestadístico del Krige: una aplicación d la distribución pluvial en el estado de Tabasco. Villahermosa: Inédito.
- Stern, C. (2004). Active Andean volcanism: its geologic and tectonic setting. *Revista geológica Chile*, 31.
- Trujillo, M. H. (2012). Estudio morfométrico de los conos volcánicos monogénicos de Cumbre Vieja (La Palma, Islas Canarias). Madrid: Universidad Compluense de Madrid.
- Vegas, R. (2005). Deformación alpina de macizos hercínicos. El caso del Macizo Ibérico. *Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat. (Sec. Geol.)*, 100(1-4), 31-40.
- Vegas, R. (2006). Modelo tectónico de formación de los relieves montañosos y las cuencas de sedimentación terciarias del interior de la península ibérica. *Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat. (Sec. Geol.)*, 100(1-4), 31-40.
- Wood, C. (1980). Morphometric evolution of cinder cones. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 7, 387-413.

- Cadavid, S. 1977. Avance del mapa de isopacas de una 'corteza normal' para la Península Ibérica y sus principales accidentes de posible alcance cortical. Boletín Geológico y Minero, t. LXXXVIII-VI: 561-566.
- Carbone, O., Franzese, J., Limeres, M., Delpino, D., & Martínez., 2011. El Ciclo Precuyano (Triásico Tardío- Jurásico Temprano) en la Cuenca Neuquina. Geología Y Recursos Naturales de la Provincia del Neuquén. Asociación Geológica Argentina, Buenos Aires, 63-75.
- Castro P., A. P. 2015. Caracterización petrográfica y geoquímica de los productos de la erupción del volcán Mirador (AD 1979), Carrán-Los Venados, Chile. Evidencias del volcanismo poligenético en un campo de conos monogenéticos. Tesis, Universidad de Chile (inérita): 129, Santiago de Chile.
- Cembrano, J., Lara, L. 2009. The link between volcanism and tectonics in the southern volcanic zone of the Chilean Andes: A review. Tectonophysics 471: 96–113.
- Conesa, C., Bautista, J. 2004. Territorio y medio ambiente: métodos cuantitativos y técnicas de información geográficas Universidad de Murcia, Editum: 404, Murcia España.
- Corona C., P. 2018. Revisitando los volcanes de la Región del Parícutín: morfología, petrología y edad. Instituto de Investigaciones en Ciencias de la Tierra. Ciencia Nicolaíta (74): 31-58, Michoacán.
- Dávila B., J. 2011. Diccionario Geológico. INGEMMET: 900, Perú.
- Di Traglia, F., Morelli, S., Casagli, N., Garduño- Monroy, V. 2014. Semi- automatic delimitation of volcanic edifice boundaries: validation and application to the cinder cones of the Tancitaro- Nueva Italia region (Michoacán- Guanajuato Volcanic Field, Mexico) Geomorphology (219): 152- 160.

- Folguera, A., Zapata, T., Ramos, V.A. 2006. Late Cenozoic extension and the evolution of the Neuquén Andes, in: *Evolution of an Andean Margin: A Tectonic and Magmatic View from the Andes to the Neuquén Basin (35°-39°S Lat)*. Geological Society of America:267-285
- Folguera, A., Introcaso, A., Giménez, M., Ruiz, F., Martínez, P., Tunstall, C., & Ramos, V.A. 2007. Crustal attenuation in the Southern Andean retroarc (38–39 30' S) determined from tectonic and gravimetric studies: The Lonco-Luán asthenospheric anomaly. *Tectonophysics*, 439(1): 129-147.
- Folguera, A., Rojas Vera, E., Bottesi, G., Zamora V., G., Ramos, V.A. 2010. The Loncopué Trough: A Cenozoic basin produced by extension in the southern Central Andes. *Journal of Geodynamics* 49: 287–295.
- Fornaciai, A., Favalli, M., Karátson, D., Tarquini, S., Boschi, E. 2012. Morphometry of scoria cones, and their relation to geodynamic setting: A DEM-based analysis. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 217–218: 56–72.
- Franzese, J. R, Spalletti, LA, 2001. Extensión continental del Triásico tardío al Jurásico temprano. *Revista de Ciencias de la Tierra americanas* 14, 257–270.
- Franzese, J., Spalletti, L., Pérez, IG, Macdonald, D. 2003. Tectónica y evolución paleoambiental de cuencas sedimentarias mesozoicas a lo largo del piedemonte andino de Argentina (32°–54°S). *Revista de Ciencias de la Tierra de América del Sur* 16: 81–90.
- Gallardo M., J.L. 2006. Efectos tectónicos recientes en el Campo de Calatrava deducidos de los datos paleomagnéticos del volcanismo neógeno. *Geogaceta*, 39: 35- 38, Ciudad Real.
- García R., J.L. 1995. *El Medio Natural en los Montes de Ciudad Real y el Campo de Calatrava*. BAM, Diputación Provincial de Ciudad Real: 453, Ciudad Real.
- Gianni, G.M., Dávila, F.M., Echaurren, A., Fennell, L., Tobal, J., Navarrete, C., Quezada, P., Folguera, A., Giménez, M. 2018. Un modelo geodinámico que vincula la orogenia del Cretácico, migración de arco, hundimiento dinámico de

- antepaís e ingreso marino en el sur de Sur América. *Earth-Science Reviews* 185: 437–462.
- Groeber, P. 1928. Traslado del vulcanismo de la falda oriental de la cordillera hacia la ladera occidental. *Anales de la Sociedad Argentina de Estudios Geográficos* 3(1): 210-218.
- Hasenaka, T. and Carmichael, I. 1985. The cinder cones of Michoacán-Guanajuato, central Mexico: their age, volume, distribution and magma discharge rate. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*. 25: 105-124.
- Hickey-Vargas, R., Sun, M., López E., L., Moreno R., H., Reagan, MK, Morris, JD, Ryan, JG, 2002. Múltiples componentes de subducción en la cuña del manto: Evidencia de centros eruptivos en la zona volcánica Centro Sur, Chile. *Geología* 30: 199.
- Howell, J.A., Schwarz, E., Spalletti, L.A., Veiga, G.D. 2005. La Cuenca Neuquina: una visión general. *Sociedad Geológica, Publicaciones Especiales* 252: 1–14, Londres.
- Kereszturi, G., Németh, K., 2012a. Monogenetic Basaltic Volcanoes: Genetic Classification, Growth, Geomorphology and Degradation, in: *Updates in Volcanology - New Advances in Understanding Volcanic Systems*. InTech.
- Kereszturi, G., Németh, K., 2012b. Structural and morphometric irregularities of eroded Pliocene scoria cones at the Bakony–Balaton Highland Volcanic Field, Hungary. *Geomorphology* 136: 45–58.
- Kervyn, M., Ernst, G.G.J., Carracedo, J.-C., Jacobs, P. 2012. Geomorphometric variability of “monogenetic” volcanic cones: evidence from Mauna Kea, Lanzarote and experimental cones. *Geomorphology* 136 (1): 59–75.
- Lara, L.E., Lavenu, A., Cembrano, J., Rodríguez, C. 2006. Structural controls of volcanism in transversal chains: Resheared faults and neotectonics in the Cordón Caulle– Puyehue area (40.5°S), Southern Andes. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 158: 70–86.

- Leanza, H. A., Hugo, C. A., Herrero, J. C., Donnari, E. I., and Pucci, J. C. 1997. Hoja geológica 3969- III Picun Leufú. Servicio Geológico Minero Argentino (SEGEMAR) Boletín N° 218: 135.
- Leanza, H.A. y Hugo, C. A. 2001. Hoja geológica 3969- I Provincia del Neuquén. Servicio Geológico Minero Argentino (SEGEMAR) Boletín N° 275:128.
- López-Escobar, L., Cembrano, J., & Moreno, H. 1995. Geochemistry and tectonics of the Chilean Southern Andes basaltic Quaternary volcanism (37-46 S). *Andean Geology*, 22(2): 219-234.
- López R. J., Cebriá, J.M., Doblás, M., Oyarzum, J., Hoyos, M. and Martín, C. 1993. Cenozoic intra-plate volcanism related to extensional tectonics at Calatrava, Central Iberia. *Journal of the Geological Society*, vol. 150: 915-922.
- Morabito G., E. & Folguera, A. 2005. El alto de Copahue- Pino Hachado y la fosa de Loncopué: un comportamiento tectónico episódico, Andes neuquinos (37°- 39°S). *Revista de la Asociación Geológica Argentina*.
- Mpodozis, C., & Ramos, V.A. 2008. Tectónica jurídica en Argentina y Chile: extensión, subducción oblicua, rifting, deriva y colisiones. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 63 (4): 481-497.
- Muñoz, J. & Stern, C. 1985. El complejo volcánico Pino Hachado en el sector noroccidental de la Patagonia (38°- 39°S): volcanismo plio- cuaternario tras arco en Sudamérica. *IV° Congreso Geológico Chileno, Actas*, 3: 381-412, Antofagasta.
- Muñoz B., J., Stern, CR, 1988. El cinturón volcánico cuaternario del sur continental margen de América del Sur: variaciones estructurales y petroquímicas transversales a lo largo del segmento entre 38°S y 39°S. *Revista de Ciencias de la Tierra de América del Sur* 1: 147–161.
- Németh, K., Kereszturi, G. 2015. Monogenetic volcanism: personal views and discussion. *International Journal of Earth Sciences* 104: 2131–2146.



- Pesce, A., Giménez, M.E., Gianni, G.M., Folguera, A., Martínez, P. 2019. Magnetic characterization of a retroarc extensional basin: The Loncopué Trough. *Journal of South American Earth Sciences* 89: 55–62.
- Pike, R. J. 1978. Volcanoes on the inner planets: some preliminary comparisons of gross topography. *Proc. Lunar Planet. Sci. Conf. 9th.*: 3239-3270.
- Poblete Piedrabuena, M.A. 1995. El relieve volcánico del Campo de Calatrava (Ciudad Real). Ed. Universidad de Oviedo y JCCM, Oviedo: 467.
- Radic, JP, Rojas, L., Carpinelli, A., & Zurita, E. 2002. Evolución tectónica de la cuenca terciaria de Cura- Mallín, región cordillerana chilena argentina (36°30'- 39°00'S). *En Congreso Geológico Argentino 15*: 233-241.
- Ramos, V.A., Folguera, A. 2005. Tectonic evolution of the Andes of Neuquén: constraints derived from the magmatic arc and foreland deformation. *Geological Society, London, Special Publications 252*: 15–35.
- Richardson, J., Miller, D., Bleacher, J., Connor, C., Gregg, T., Connor, L., Glaze, L. 2012b. Comparison of Monogenetic Volcano Clusters on Earth, Venus, and Mars. Conference abstract, Fall Meeting of the American Geophysical Union, San Francisco, CA.
- Rojas Vera, E.A., Folguera, A., Valcarce, G.Z., Giménez, M., Ruiz, F., Martínez, P., Bottesi, G., Ramos, V.A. 2010. Neogene to Quaternary extensional reactivation of a fold and thrust belt: The Agrio belt in the Southern Central Andes and its relation to the Loncopué trough (38°–39°S). *Tectonophysics* 492: 279–294.
- Rojas Vera, E.A., Sellés, D., Folguera, A., Giménez, M., Ruíz, F., Orts, D., Zamora V., G., Martínez, P., Bechis, F., Ramos, V.A. 2014. The origin of the Loncopué Trough in the retroarc of the Southern Central Andes from field, geophysical and geochemical data. *Tectonophysics* 637: 1–19.
- SEGEMAR, Observatorio Argentino de Vigilancia Volcánica (OAVV). Glosario Volcanológico. <https://oavv.segemar.gob.ar/descargas/GLOSARIO%20OAVV-SEGEMAR.pdf>

- Tunik, M., Folguera, A., Naipauer, M., Pimentel, M., Ramos, V.A. 2010. Early uplift and deformación orogénica en la Cuenca Neuquina: Restricciones en el levantamiento andino de U–Pb y datos isotópicos Hf de circones detríticos. *Tectonofísica* 489: 258–273.
- Uslular, G., Gençalioglu-Kuşcu, G., Arcasoy, A. 2015. Size-distribution of scoria cones within the Eğrikuyu Monogenetic Field (Central Anatolia, Turkey). *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 301: 56–65.
- Varekamp, J.C., Hesse, A., Mandeville, C.W. 2010. Back-arc basalts from the Loncopue graben (Province of Neuquén, Argentina). *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 197: 313–328.
- Vergara, M., & Muñoz, J. 1982. La Formación Cola de Zorro en la alta cordillera Andina Chilena (36-39 Lat. S), sus características petrográficas y petrológicas: Una revisión. *Revista Geológica de Chile*, 17 (1): 31-46.
- Vergani, GD, Tankard, AJ, Belotti, HJ y Welsink, HJ, 1995. Evolución tectónica y paleogeografía de la Cuenca Neuquina, Argentina. *Asociación Americana del Petróleo Geólogos, Memoria* 62, 383-402.
- Wood, C.A. 1979. Monogenetic volcanoes of the terrestrial planets. *Proceedings of the 10th Lunar and Planetary Science Conference, Houston, Texas, March 19–23. vol. 1979. Pergamon Press, Inc., New York: 2815–2840.*
- Zannettini, J. C. M., Leanza, H. A., Giusiano, A., Santamaría, G. R., & Franchi, M. 2010. Hoja Geológica 3972- II Loncopué. *Servicio Geológico Minero Argentino (SEGEMAR) Boletín N° 381: 93.*