



*INFLUENCIA DE LAS ERUPCIONES DEL
VOLCÁN PUYEHUE SOBRE EL
CRECIMIENTO DE LENGUA (NOTHOFAGUS
PUMILIO) EN EL CERRO PANTOJO,
NEUQUÉN, ARGENTINA.*

Autor: Rosario Segura
Tesis de Grado
INGENIERÍA EN RECURSOS NATURALES RENOVABLES.



Título:

INFLUENCIA DE LAS ERUPCIONES DEL VOLCÁN PUYEHUE SOBRE EL CRECIMIENTO DE LENGUA (*NOTHOFAGUS PUMILIO*) EN EL CERRO PANTOJO, NEUQUÉN, ARGENTINA.

Tesista:

SEGURA BRACHETTA, Rosario María

rosariosegura07@gmail.com

Director:

SRUR, Ana Marina

asrur@mendoza-conicet.gob.ar

Codirector:

VEGA, Leticia

lvega@mendoza-conicet.gob.ar

Comisión evaluadora:

ÁLVAREZ, Juan A.

jalvarez@mendoza-conicet.gob.ar

FERRERO, M. Eugenia

mferrero@mendoza-conicet.gob.ar

MAGNIN, Amaru N.

amagnin@comahue-conicet.gob.ar

RESUMEN

Las erupciones volcánicas son eventos ambientales extremos y esporádicos con importantes impactos sobre los ecosistemas. Múltiples estudios han mostrado el efecto que tiene la caída de tefra sobre el crecimiento radial de distintas especies leñosas. Sin embargo, ninguno ha evidenciado el efecto diferencial que este disturbio puede tener según el estado fenológico en el que se encuentran los bosques afectados. El efecto que las cenizas volcánicas pueden tener sobre el crecimiento de los bosques de especies caducifolias aledaños es muy variable según la época de ocurrencia de las mismas. En las especies leñosas, las respuestas a las erupciones pueden verse plasmadas no sólo en cambios en el ancho de sus anillos de crecimiento sino también en variaciones en la anatomía y/o en la composición química del leño. El objetivo de este trabajo es evaluar mediante métodos dendrocronológicos el efecto que las erupciones del volcán Puyehue han tenido en el leño de *Nothofagus pumilio* durante diferentes épocas de erupción primavera-verano y otoño-invierno (*PV -follaje-* vs. *OI -no follaje-*). Se observó el efecto de erupciones volcánicas conocidas sobre las variaciones en el ancho de los anillos de crecimiento para un total de 83 muestras, correspondientes a 41 árboles. Las mismas fueron procesadas siguiendo técnicas estándares de dendrocronología, y datadas, fechadas y chequeadas mediante distintos programas estadísticos. Los análisis estadísticos permitieron establecer la respuesta del crecimiento de *N. pumilio* según la época de las erupciones volcánicas, y determinar la cantidad de años que perduraron los cambios en el crecimiento. Así, se observa una variación significativa en el crecimiento de los años posteriores con respecto a los años previos cuando los árboles mantenían su follaje (1919, 1921, 1929). Por el contrario, no se observa una variación significativa en el crecimiento para los años en los que las erupciones sucedieron en otoño/invierno (1934, 1960, 2011), y en aquellas erupciones de primavera/verano en las cuales los árboles, suponemos por diferentes datos climáticos, no tenían hojas (1914). Además, el análisis de épocas Superpuestas (SEA) nos permitió determinar la cantidad de años que perduró el efecto del volcán sobre el crecimiento. Para las erupciones de época conocida, se observa una reducción en el crecimiento para el año del evento cuando las erupciones ocurrieron en primavera-verano (1914, 1919, 1921-1922, 1929). No ocurrió así para los años en los que las erupciones sucedieron en invierno-otoño (1934, 1960, 1990, 2011), donde no se observó una variación significativa en el crecimiento. Las erupciones de época no conocida no presentaron un patrón coincidente para este análisis. Finalmente, se observó un “anillo blanquecino” característico para años con erupciones de gran magnitud cuyas emisiones de cenizas perduraron en el tiempo (1921, VEI:3, 0,4 km³ de cenizas; 2011, VEI: 4, 1,46 km³ de cenizas). Este también se encontró para el año 1814, evidenciando una posible erupción no registrada en la bibliografía. Nuestros hallazgos podrían ayudar a reconstruir eventos de erupciones históricas y la época de ocurrencia de las mismas, así como evaluar los futuros efectos volcánicos en la productividad y dinámica de bosques con volcanes activos.

Palabras claves: vulcanismo, dendrocronología, *Nothofagus pumilio*

ABSTRACT

Volcanic eruptions are extreme and sporadic environmental events with important impacts on ecosystems. Multiple studies have shown the effect of tephra fall on the radial growth of different woody species. However, none has shown evidence on the differential effect that this disturbance can cause depending on the phenological stage of the affected forests. The effect that volcanic ash can have on the growth of the surrounding deciduous forests varies considerably depending on the time of year when these occurrences take place. In woody species, the results of eruptions can be reflected not only in the width of their growth rings changes but also in variations in the anatomy and/or chemical composition of the wood. The aim of this work is to evaluate by means of dendrochronological methods the effect that the eruptions of the Puyehue volcano have had on the *Nothofagus pumilio* wood during different eruption periods (PV -foliage- vs. OI -no foliage-). The effect of known volcanic eruptions on variations in growth ring width and anatomy was analyzed for a total of 83 samples, corresponding to 41 trees. These samples were processed according to standard dendrochronology techniques, dated, cross-dated and checked using different statistical programs. Statistical analyses made it possible to establish the response of the growth of *N. pumilio* according to the epoch of volcanic eruptions, and to determine the number of years that the changes in growth lasted. Thus, a significant variation in growth is observed in later years compared to previous years when the trees maintained their foliage (1919, 1921, 1929). In contrast, no significant variation in growth is observed for the years in which the eruptions occurred in autumn/winter (1934, 1960, 2011), and in those spring/summer eruptions in which the trees, we assume from different climatic data, were leafless (1914). In addition, the Superimposed Epoch Analysis (SEA) allowed us to determine the number of years that the effect of the volcano on growth lasted. For eruptions of known epoch, a reduction in growth is observed for the event year when eruptions occurred in spring-summer, except for 1914 (1921-1922, 1929). This was not the case for years when eruptions occurred in winter-autumn (1934, 1960, 1990, 2011), where no significant variation in growth was observed. Non-recorded eruptions did not present a matching pattern for this analysis. Finally, a characteristic "light ring" was observed on years with large eruptions whose ash emissions lasted over time (1921, VEI:3, 0.4 km³ of ash; 2011, VEI: 4, 1.46 km³ of ash). This was also detected in the year 1814, evidencing a possible eruption not recorded in the literature. Our findings could help to reconstruct historical eruption events and their timing, as well as to assess future volcanic effects on the productivity and dynamics of forests with active volcanoes.

Keywords: volcanism, dendrocronology, *Nothofagus pumilio*.

AGRADECIMIENTOS

Primero y principal, quiero agradecer a mi familia que me ha acompañado a lo largo de la carrera, ya que sin ellos hubiese sido muy difícil terminar esta tesis. Especialmente a mi mamá, papá y Clara a quienes les agradezco por todo su cariño, amor y apoyo incondicional, y por alentarme a nunca bajar los brazos.

A mi Directora, Ana, y Co-directora, Leticia, por su gran dedicación, paciencia y acompañamiento durante este año y medio de largo trabajo. Por su excelente calidad profesional y humana, y por su amor a la investigación y a la ciencia que me motivó a cada paso. Quiero agradecer especialmente a Ricardo Villalba, Melisa Giménez, Enrique Barrio, Martina Chacón, Daiana Wouters, Mauro E. González y Mauricio Montiel Barrientos profesionales e investigadores que colaboraron en la obtención y procesamiento de los datos y que ayudaron a completar e interpretar la información obtenida.

A mis amigos de la facultad, Coni, Vane, Flor, Ari, Luisi, Gise, Seba, Agus, Ema y Marc, personas increíbles que conocí a lo largo de este trayecto y que hicieron que la vida facultativa fuera algo divertido y fácil de llevar.

A mis amigas de toda la vida, Bianca, Agus, Bumbi, Ange, Pauli, Tin, Marti y Karen y a todas las chicas del club que me apoyaron en los momentos más difíciles y lograron que me olvidara de todas las complicaciones a través de un palo, una bocha y unas canciones de cancha.

A mi novio que me ha acompañado, amado y motivado cada día para ser una excelente profesional, pero sobre todo mejor persona. Y a su familia por recibirme en ella como uno más.

Por último, quiero agradecer a IANIGLA por su colaboración para la utilización de laboratorios y salidas a campo, y a la Facultad de Ciencias Agrarias y todos sus profesores por su excelente educación superior y calidad profesional.

¡A todos, muchas gracias!

ÍNDICE GENERAL

1-	Introducción.....	1
1.1.	Objetivos.....	2
1.1.1	General:	2
1.1.2.	Específicos:	2
1.2.	Hipótesis	2
2-	Marco teórico	2
2.1.	Vulcanismo	5
2.1.1	Erupción 1921-1922	6
2.1.2.	Erupción 1960	6
2.1.3	Erupción 2011	7
3-	Metodología	7
3.1.	Área de estudio	7
3.2.	Especie de estudio.....	8
3.3.	Trabajo en campo	9
3.4.	Trabajo de laboratorio y construcción de las cronologías	10
3.5.	Análisis estadístico	11
3.5.1.	Test de igualdad de medias y análisis de épocas superpuestas (SEA)	11
3.5.2.	Liberaciones y supresiones en el crecimiento.....	12
3.6.	Anillos Blancos	12
4-	Resultados	12
4.1.	Cronología de ancho de anillos	12
4.2.	Cronología de Incremento de Área basal (IAB)	14
4.3.	Análisis de igualdad de medias	15
4.4.	Efecto de la Época.....	18
4.5.	Influencia del volcán sobre el crecimiento de los anillos	18
4.5.1.	Erupciones conocidas para primavera/verano	19
4.5.2.	Erupciones conocidas para invierno/otoño.....	20
4.6.	SEA para erupciones no conocidas	20
4.7.	Liberaciones y supresiones.....	21
4.8.	Porcentaje de muestras con anillos blancos	24
4.9.	Corte Histológico.....	25
5-	Discusión.....	25
5.1.	Variaciones en el crecimiento relacionadas con erupciones de primavera/verano	26

5.2. Variaciones en el crecimiento relacionadas con las erupciones ocurridas en otoño/invierno	28
5.3. Porcentaje de anillos blancos	29
5.4. Posible erupción de 1814.....	30
5.5. Corte Histológico.....	31
6- Conclusiones	31
7- Recomendaciones.....	32
8- Bibliografía	33
9- Anexos.....	1
9.1. Anexo I.....	1
9.2. Anexo II.....	2
9.3. Anexo III.....	2
9.4. Anexo IV	4
9.5. Anexo V	4
9.6. Anexo VI	5
9.7. Anexo VII: Glosario Vulcanológico	6
9.8. Bibliografía Anexo.....	8

ÍNDICE DE FIGURAS

Figura 1: Ubicación del área de estudio y sitio de muestreo. El panel de la derecha representa una vista ampliada del recuadro rojo a la izquierda.....	8
Figura 2: Distribución de <i>N. pumilio</i> a lo largo de un gradiente latitudinal y longitudinal (Stecconi, 2006 como se citó en Magnin, 2014). En azul se observa marcado el sitio de estudio.....	9
Figura 3: Ejemplo ilustrativo de los años considerados para el cálculo de M1 y M2 considerando a 1980 el año de estudio (Nowacki & Abrams, 1997).....	12
Figura 4: A) Cronología de ancho de anillo (mm) para <i>N. pumilio</i> en el Cerro Pantojo (EPS>0,85). B) Cronología estándar para <i>N. pumilio</i> en el Cerro Pantojo (EPS>0,85). En negro la cronología estandar y en rojo un suavizado cada 32 años. En trazo azul continuo se encuentra marcada la media y en azul discontinuo la media \pm una y media desviaciones estándar. El área gris sombreada indica la cantidad de series incorporadas a la cronología cada año.....	14
Figura 5: A) Cronología de IAB (cm ²) para <i>N. pumilio</i> en el Cerro Pantojo (EPS>0,85). B) Incremento de área basal para <i>N. pumilio</i> -Cerro Pantojo (EPS>0,85). En negro se presenta el incremento medio anual en el área basal para cada uno de los años analizados y en rojo un spline de suavizado cada 32 años. En línea continua azul se presenta la media y en línea discontinua azul las desviaciones estándar elegidas. El área gris sombreada indica la cantidad de series incorporadas a la cronología cada año.....	15
Figura 6: Gráficos del análisis de igualdad de medias para los años con diferencias significativas en su crecimiento. A) Gráfico para análisis de igualdad de medias para el año 1919, B) 1921, C) 1929.....	17
Figura 7: Gráfico para el análisis de igualdad de medias para los años previos y posteriores a las erupciones volcánicas conocidas según la época: otoño/Invierno (OI) o primavera/verano (PV).....	18
Figura 8: Análisis de épocas superpuestas para todas las erupciones de épocas conocidas. En el gráfico se muestra la relación entre el año de ocurrencia de las erupciones volcánicas (año 0) y el efecto sobre el crecimiento radial para los años posteriores.....	19
Figura 9: Efecto sobre el crecimiento de <i>N. pumilio</i> en los años posteriores a las erupciones volcánicas conocidas registradas para verano/primavera. Las barras de color más oscuro representan años con efectos significativos.....	19
Figura 10: Efecto sobre el crecimiento de <i>N. pumilio</i> en los años posteriores a las erupciones volcánicas registradas para invierno/otoño. Las barras de color más oscuro representan años con efectos significativos.....	20
Figura 11: Efecto sobre el crecimiento de <i>N. pumilio</i> en los años posteriores a las erupciones volcánicas registradas de época no conocida.....	21
Figura 12: (A) %CCC promedio para la cronología. Las líneas punteadas horizontales demarcan los valores promedios mayores (menores) a 50% (-50%) en el %CCC. (B) Distribución de frecuencias (número de árboles/año) de supresiones en el crecimiento radial de los individuos de <i>N. pumilio</i> . En el gráfico se encuentran marcados los años de supresiones características.....	22
Figura 13: (A) %CCC promedio para la cronología. Las líneas punteadas horizontales demarcan los valores promedios mayores (menores) a 50% (-50%) en el %CCC. (B) Distribución de frecuencias (número de árboles/año) de liberaciones en el crecimiento radial de los individuos de <i>N. pumilio</i> . En el gráfico se encuentran marcados los años de liberaciones características.....	23
Figura 14: Imágenes de “anillos blancos” tomados a partir del Escáner Epson Perfection V550.....	24
Figura 15: Corte Histológico de leño de <i>N. pumilio</i> observado en microscopio 10x evidenciando la estructura anatómica del año 1921.....	25

Figura AI.1: Mapa del Índice de sequía de Palmer (PDSI) para los años que afectaron a las erupciones de primavera/verano conocidas (Morales et al., 2020). En violeta se puede observar el sitio de estudio y abajo el valor de PDSI para el verano austral de este.....	A1
Figura AII.1: Desvíos estándar para las precipitaciones acumuladas para invierno (mm/año) a lo largo del último centenario para la zona de estudio (Harris et al., 2020).....	A2
Figura AIII.1: Escala de magnitud explosiva según índice de explosividad volcánica (VEI), basada principalmente en volúmenes (en km ³) de depósitos piroclásticos (1 km ³ =1.000.000.000 m ³). Figura extraída de Newhall et al. (2018).....	A3
Figura AIV.1: PDSI para la zona de estudio. En línea continua azul se muestra el PDSI anual y en línea discontinua negra se muestra el spline de suavizado (cada 13 años) (Morales et al., 2020).....	A4
Figura AV.1: Ancho de anillo (mm) para los años posteriores a las erupciones ocurridas en otoño/invierno (1934, 1960, 1990 y 2011).....	A4
Figura AVI.1: En azul se marcan los sitios relevados por Montiel Barrientos et al. (2013) y en rojo el sitio de estudio elegido para esta tesis.....	A5
Figura AVI.2: Sitios relevados por Swanson et al. (2016). En azul se encuentra resaltado un sitio de relevamiento cercano a Paso Puyehue y en rojo un sitio de relevamiento cercano a Cerro Pantojo.....	A5
Figura AVI.3: Profundidad de tefra (cm) para los distintos sitios muestreados por Swanson et al. (2016).	A6
Figura AVII.1: Clasificación de los principales grupos de rocas ígneas según su composición mineral y su textura. Las rocas de grano grueso son plutónicas y solidifican en profundidad debajo de la superficie. Las rocas de grano fino son volcánicas o solidifican como pequeños plutones. Las rocas ultramáficas son oscuras y densas, compuestas casi en su totalidad por minerales que contienen hierro y magnesio. Aunque son relativamente poco comunes en la superficie terrestre, estas rocas son constituyentes principales del manto superior (Tarbuck et al., 2005).....	A7

ÍNDICE DE TABLAS

Tabla 1: Años de erupciones volcánicas registradas en la bibliografía, el mes de erupción en el que estas ocurrieron y su VEI según Siebert et al. (2011).	6
Tabla 2: Estadísticos obtenidos a través de los programas COFECHA (Holmes, 1983) y ARSTAN v.48 (Cook & Krusic, 2005). Entre paréntesis se muestra el año desde el cual el EPS es superior a 0,85.....	13
Tabla 3: Estadísticos obtenidos a través del paquete dplR (Bunn et al. 2012, R Development Core Team, 2020).....	14
Tabla 4: Tabla resumen de los resultados obtenidos a partir del análisis de igualdad de medias (ANOVA) para cada uno de los años analizados. (a) Siebert et al. (2011).	16
Tabla 5: Porcentaje de muestras con anillos blanco para las erupciones registradas en la bibliografía y en el año 1814.	24
Tabla AIII.1: Características y PDSI anual para las erupciones conocidas del Volcán Puyehue. (a) Siebert et al., 2011 (b) Morales et al., 2020 (c) Lara et al., 2006 (d) Montiel Barrientos, 2014 (e) Gaitán et al., 2011.	A2

1- Introducción

Las erupciones volcánicas, son eventos extremos que tienen un profundo efecto sobre la fisonomía, ecología y evolución de los organismos (Badii et al., 2015). Esto se debe a que su magnitud y espontaneidad exceden la capacidad de adaptación de los organismos afectados, lo cual a su vez se refleja en diversas respuestas fisiológicas (Magnin, 2014). Dado que los disturbios generados por los eventos volcánicos son esporádicos, pero de gran intensidad, es importante estudiar las consecuencias que estos tienen sobre los diferentes atributos ecosistémicos, especialmente si se dispone de información histórica de los mismos y de las propiedades del ecosistema antes de ser afectado por este fenómeno (Lindenmayer & Likens, 2010).

Un disturbio es definido como un evento discreto en el tiempo que altera la estructura de la población, comunidad o ecosistema. Los disturbios afectan de forma determinante a la ecología de la zona, ya que crean condiciones para el establecimiento y crecimiento de nuevos individuos (Pickett & White, 1985 como se citó en Vega & Peters, 2003). Muchas de estas respuestas pueden verse plasmadas en los anillos de crecimiento de las especies leñosas afectadas, ya sea en su anatomía, en su composición química o en su ancho (Fritts, 1976). En relación a este último, los grandes disturbios pueden provocar cambios bruscos en las tendencias de crecimiento, llevando a grandes supresiones o liberaciones del mismo (Génova & Benso, 2009). De esta forma, la información almacenada en el leño de algunas especies, puede ser la base para determinar cuándo y qué fenómenos afectaron a la ecología de la zona (Amoroso & Suárez, 2015).

Las regiones tropicales, subtropicales y semiáridas de América del Sur, presentan vacíos importantes de este tipo de registros, situación que contrasta con la abundancia, amplia distribución y diversidad de sus especies leñosas (Stahle et al. 2000 como se citó en Moya & Lara, 2011). Los bosques están modelados por una continua presencia de diversos disturbios tales como incendios, terremotos, avalanchas, fuertes vientos y, en algunos sectores, erupciones volcánicas. Sin embargo, no se cuenta con registros históricos de estos disturbios que abarquen gran extensión, tanto temporal como espacial (Moya & Lara, 2011). Para el caso de las erupciones volcánicas ocurre lo mismo; no existe un fiel registro histórico de éstas, presentando falta de información para muchas erupciones ocurridas antes del siglo XX (Siebert et al., 2011).

Nothofagus es un género pionero en la colonización de zonas con acumulación de tefra (Hernández, 2018) y se desarrolla preponderantemente sobre los suelos patagónicos Andisolos, caracterizados por ser derivados de cenizas volcánicas (Schlatter, 1994). Es por esto que, distintas especies que componen el género suelen encontrarse cerca de volcanes, recibiendo influencias directas de sus erupciones (Montiel Barrientos, 2013). Gracias a ello, las poblaciones de *Nothofagus* son potenciales registros de la dinámica volcánica.

Diversos estudios han mostrado el efecto que tiene la caída de tefra volcánica sobre el crecimiento de múltiples especies leñosas. Por ejemplo: anillos ausentes, bandas intra-anales, supresiones, anillos afectados por congelamiento y los llamados “anillos claros” (Magnin, 2017; Montiel Barrientos, 2013; Rojas-Badilla et al., 2017; Szeicz, 1996). Sin embargo, aún existe escasa comprensión de cómo las erupciones volcánicas afectan al crecimiento y productividad de especies leñosas dependiendo de la época del año en las que éstas ocurran (Montiel Barrientos, 2013).

Por ello, el presente trabajo apunta a ampliar el conocimiento sobre la influencia de las erupciones en el crecimiento de los árboles a partir de un estudio dendrocronológico en un bosque de lenga (*Nothofagus pumilio*) ubicado en las cercanías del volcán Puyehue (Neuquén, Argentina).

1.1. Objetivos.

1.1.1 General:

- Evaluar mediante métodos dendrocronológicos el efecto de las erupciones del volcán Puyehue según la época del año en que ocurren sobre el crecimiento radial de *Nothofagus pumilio* en el Cerro Pantojo, Neuquén, Argentina.

1.1.2. Específicos:

- Determinar el efecto del evento, según la época del año en que ocurre, sobre las variaciones en el ancho de los anillos de crecimiento y en el área basal de *N. pumilio*.
- Relacionar los cambios en el crecimiento de *N. pumilio*, obtenidos a partir de las cronologías, con los datos de erupciones del volcán Puyehue.

1.2. Hipótesis

La respuesta del crecimiento radial de *N. pumilio* está condicionada por la época del año, primavera/verano (PV-Follaje) u otoño/invierno (OI-No follaje), en la que ocurre la erupción volcánica.

2- Marco teórico

En el contexto de los registros paleoambientales, los anillos de crecimiento de los árboles constituyen una fuente muy utilizada de dato proxy para conocer la historia de la dinámica forestal y, por lo tanto, de los diferentes disturbios que afectan un bosque (Fritts, 1976). Estos involucran escalas temporales que permiten estudiar los cambios en el ambiente, superando los períodos cubiertos por los registros instrumentales, que en general, son cortos, fragmentados y poco homogéneos (Moya & Lara, 2011).

La dendrocronología se define como el conjunto de métodos que tienen como objetivo la identificación de los anillos de crecimiento anual de los árboles, y la asignación de forma inequívoca de cada uno de ellos a un año calendario (Fritts, 1976). Particularmente entre las especies leñosas, su gran longevidad, su continuo crecimiento y su cualidad de individuos inmóviles, son características esenciales que les permiten registrar todos aquellos acontecimientos que hayan podido afectar a sus procesos de crecimiento en una zona y ecosistema específico (Merino, 2009).

La dendrocronología comenzó a mediados del siglo XIX en Alemania de la mano de Theodor y Robert Hartig en el estudio de la estructura de la madera y el desarrollo anual de anillos de árboles (Tomazello et al., 2009). Sin embargo, el padre de la dendrocronología fue Andrew E. Douglass quien en 1901 comienza a describir los principios básicos que relacionan el clima con el crecimiento radial (Fritts, 1976). Posteriormente su estudiante, Edmund Schulman desarrolló múltiples análisis estadísticos y técnicas dendrocronológicas que impulsaron aún más el desarrollo de esta ciencia (Fritts, 1976). En nuestro país los primeros estudios dendrocronológicos datan desde mediados del siglo XX, pero la mayor cantidad de avances se produjo desde la creación del Laboratorio de Dendrocronología del Instituto Argentino de Nivología, Glaciología y Ciencias Ambientales (IANIGLA), Mendoza, a partir de 1980 con el inicio de un programa nacional para extender geográficamente la red de cronologías en toda Argentina (Lara & Villalba, 1994).

La dendrocronología se ha utilizado ampliamente para estudiar y reconstruir el clima del pasado y del presente a partir de las secuencias de anillos de los árboles (Fritts, 1971). Esto se debe a la capacidad de respuesta fisiológica de las especies leñosas, en las que los cambios ambientales afectan la actividad del meristema lateral, cambium vascular y felógeno que, en su conjunto, conforman lo que se conoce como crecimiento secundario o radial (Kozłowski, 1971); y se ve reflejado en los anillos de los árboles a través de un corte transversal. Esto es particularmente claro para las regiones templadas-frías, como es el caso de la Patagonia

Argentina, donde la oscilación anual de la temperatura permite que el periodo de crecimiento de especies leñosas esté marcado (Merino, 2009). En el último tiempo, el fechado y medición de anillos se ha utilizado en estudios silvícolas y ecológicos, desarrollando otras ramas como la dendroecología (Calzón & Giménez, 2011; Villalba, 1995). Esta disciplina comenzó en 1986 en Tarrytown, Nueva York y resulta de la aplicación de los métodos y principios de la dendrocronología al estudio de procesos ecológicos. La misma intenta reconocer las causas que provocan variaciones en el ancho de los anillos, resaltando la influencia de los disturbios sobre el crecimiento y disminuyendo aquellas producidas por el clima (Fritts, 1976). Puntualmente se ocupa de los cambios en el entorno local, permitiendo reconstruir y analizar una amplia gama de procesos ecológicos y disturbios naturales y antrópicos, tales como: relaciones de competencia, procesos demográficos, explosiones demográficas de insectos, etc. (Sruur et al., 2020).

Otra de las grandes subdisciplinas relacionadas es la dendrogeomorfología, que utiliza los anillos de los árboles para datar y reconstruir procesos geológicos. Dentro de esta encontramos también la dendrovulcanología, que estudia erupciones volcánicas pasadas (Speer, 2010). Las mismas se presentan como una descarga de lava y gases que corren por la chimenea de un volcán y que pueden producir flujos de cenizas volcánicas o lahares (Tarbuck et al., 2005). Estos tres factores (lava, flujos piroclásticos y plumas de cenizas) son los principales causantes de las grandes modificaciones en la fisiología y ecología de los organismos afectados y sus poblaciones (Swanson & Major, 2005 como se citó en Magnin et al., 2017). Se ha demostrado que el efecto de las erupciones sobre el ecosistema está inversamente relacionado con la distancia al mismo y depende de múltiples factores propios y externos de la erupción volcánica. Entre los primeros encontramos la magnitud, la composición química de la tefra y el tipo y grosor de la capa de cenizas formadas (Montiel Barrientos et al., 2016; Yamaguchi, 1985). Entre los factores externos en cambio podemos encontrar el tipo de especie que afecta y su genética, su estado fenológico y ontogénico, las condiciones topográficas, las relaciones de competencia y el microclima (Beltrán Gutiérrez & Valencia Ramos, 2013; Montiel Barrientos, 2014). El efecto combinado de estos factores puede provocar respuestas muy diversas en el crecimiento y productividad de los ecosistemas forestales.

Múltiples estudios han evaluado las causas y efectos de las erupciones volcánicas sobre el crecimiento radial de diversas especies. Segura et al. (1994) muestran efectos significativos en la disminución en el crecimiento de *Abies amabilis*, que perduran hasta una década después de ocurrida la erupción de 1980 del Monte St. Helena, Washington, Estados Unidos. Por su parte, Miranda García-Rovés (2017) muestra una detención completa del crecimiento radial de hasta 16 años en los individuos de *Pinus canariensis* luego de la erupción del volcán Hoyo negro, isla de La Palma, España. Hernández (2018) muestra una supresión de 5 años en *Nothofagus dombeyi* tras la erupción del volcán Calbuco, Chile para 1929 y 1932, con una disminución del crecimiento de hasta un 300% y al menos 3 anillos ausentes para la erupción de 1929. Montiel Barrientos (2014) muestra supresiones debido al daño mecánico de hojas y raíces por la caída de tefra sobre *N. dombeyi* y *N. pumilio* por parte del Volcán Puyehue, Chile. Para este último, Magnin et al. (2017) muestran reducciones no significativas en el crecimiento radial de *N. pumilio* para la erupción de otoño/invierno de 2011, la cual presenta un índice de explosividad volcánica¹ (VEI, por sus siglas en inglés) igual a 4 (Siebert et al., 2011), Cerro Pantojo, Argentina.

¹ Índice de explosividad volcánica (VEI): este índice es un indicador del carácter explosivo de una erupción integrando una serie de parámetros entre los que encontramos el volumen de material piroclástico producido, la altura alcanzada por la columna piroclástica o la equivalencia con los mecanismos eruptivos de la clasificación de Walker. El mismo posee una escala del 0 al 8 y permite dar una medida o estimación de su magnitud, densidad, destructividad, poder dispersivo y violencia (Newhall y Self, 1982).

Por otro lado, los disturbios también provocan liberaciones posteriores, llevando a un aumento en el crecimiento radial. Esto se debe principalmente a que fuertes perturbaciones eliminan árboles vecinos dejando una mayor disponibilidad de recursos para los sobrevivientes (Lorimer & Frelich, 1989). Sin embargo, como el efecto negativo de las erupciones volcánicas puede persistir varios años, dentro de las reconstrucciones históricas basadas en ancho de anillos, la respuesta de liberación a veces puede aparecer retrasada algunos años (D'Arrigo et al., 2013). Terazawa et al. (2000) muestran liberaciones en el crecimiento radial de *Abies sachalinensis* de 4 a 10 años después de la erupción del volcán Usu, Japón. Pollmann (2003), muestra liberaciones en bosques de *N. alpina* 10 años después de la erupción del Volcán Llaima (Chile) en 1940. Hernández (2018) muestra hasta 8 años de retraso en la liberación del crecimiento tras erupciones de VEI igual a 4, mientras que se aprecia un aumento mucho más rápido del crecimiento para erupciones de VEI igual a 2. Por su parte, Montiel Barrientos (2014) evidencia que las mayores liberaciones se dan luego de fuertes supresiones, probablemente asociadas a la eliminación de la competencia. Sin embargo, no se han encontrado registros que aborden el efecto diferencial en las supresiones y liberaciones en el crecimiento según la época de ocurrencia de las erupciones.

Además, la liberación de cenizas y gases de efecto invernadero que traen aparejadas las erupciones, puede ocasionar múltiples efectos en el clima que condicionarán el crecimiento arbóreo, tales como: lluvia ácida, periodos de oscurecimiento o atenuación solar, descensos en la temperatura ambiental, entre otros (Fúster Casas, 2000; Payette et al., 2010). Smiley (1958) y Yamaguchi (1983) muestran supresiones en el crecimiento posteriores a erupciones a causa de una disminución en las tasas fotosintéticas. Por su parte, La Marche & Hirschboeck (1984) y Payette et al. (2010) muestran la presencia de anillos de congelamiento a causa de un enfriamiento atmosférico generalizado generado por grandes erupciones del pasado.

Es importante destacar, que el efecto de disminución de la temperatura por los velos de aerosoles volcánicos estratosféricos liberados tras las erupciones, se ve acrecentado aún más en aquellos bosques que se encuentran en el límite altitudinal superior (Cavieres & Piper, 2004). Los mismos son fuertemente influenciados por la temperatura, donde ésta actúa como factor limitante, y el efecto de enfriamiento que las erupciones volcánicas generan sobre el ambiente puede llevar a múltiples anillos ausentes (Mann et al., 2012). Todo esto puede causar errores en el fechado y cofechado que dificultan el análisis de las muestras (Mann et al., 2012). Sin embargo, el efecto de los volcanes sobre los bosques aledaños podría estar más relacionado con la magnitud de la erupción volcánica, y con cómo las cenizas afectaron a la zona, que a la sensibilidad propia de los ecosistemas. La cantidad y el tipo de ceniza que afectan a una zona específica está determinada por la cercanía al volcán y la dirección e intensidad del viento (Gaitán et al., 2011). Dada la gran variabilidad de este último factor, el manto caído puede ser muy heterogéneo para distintas zonas cercanas (Gaitán et al., 2011).

Específicamente, la caída de tefra es uno de los fenómenos que más afecta a los ecosistemas cercanos al volcán (Newhall & Self, 1982). La misma puede afectar de múltiples maneras a las especies que conforman los bosques aledaños. Por ejemplo, en el caso de bosques de coníferas, que poseen hojas perennes, la tefra volcánica que cae sobre sus hojas puede provocar daño mecánico, obstrucción de estomas, incremento de la temperatura de las mismas o una baja en la tasa fotosintética por la permanencia de las cenizas sobre el área foliar (Miranda García-Rovés, 2017; Seymour et al., 1983). En el caso de los bosques de hojas caducas, las cenizas pueden afectar de diversas maneras al desarrollo de los árboles según en la época que ocurran estas. Si la erupción volcánica ocurre cuando los árboles poseen todo su follaje (primavera/verano), estas cenizas pueden provocar la quema total de sus hojas, llevando a una detención inmediata del crecimiento o, en algunos casos, a la muerte del individuo (Montiel Barrientos, 2013). Sin embargo, si la erupción volcánica ocurre durante la época fría

(otoño/invierno), cuando los árboles han perdido sus hojas, la ceniza cae directamente sobre el suelo sin causar daño aparente a los individuos (Barbaro et al., 2013). Por el contrario, estudios han mostrado que las cenizas pueden tener un efecto positivo sobre las plantas debido a la mayor disponibilidad de nutrientes o al efecto de mulching que generan sobre el suelo al amortiguar las temperaturas frías de los mismos e incentivar la descomposición de la materia orgánica (Barbaro et al., 2013; Mizota et al., 1992; Piazza, 2018; Segura et al., 1994; Velasquez-Pereira et al., 1996). Todo esto podría llevar a una fertilización tardía y a un incremento del área basal del leño en los años posteriores al disturbio (Barbaro et al., 2013). Debido a esto, para los árboles caducifolios la época en la que ocurre la erupción es de suma relevancia, ya que el efecto de la tefra volcánica sobre el crecimiento anual puede ser muy distinto.

Como hemos visto, los disturbios generados por los eventos volcánicos tienen una fuerte influencia sobre el crecimiento de los bosques, por ende, es importante estudiar las consecuencias que estos tienen sobre la dinámica forestal de la zona. Particularmente, en la Patagonia Argentina, el conocimiento de los diferentes regímenes de disturbios es incipiente (Blazina, 2014). Para el caso del volcán Puyehue no existe un registro preciso de las erupciones volcánicas, debido a la ausencia de estaciones de monitoreo del mismo en la zona (Piedra Vilches, 2016). Los registros conocidos para este volcán datan de 1905 y existen dudas sobre la ocurrencia de erupciones para los años 1759 y 1893 (Siebert et al., 2011). Mayor aún es la falta de datos sobre la época en la que ocurrieron estas erupciones, con falta de información para los años 1905, 1893 y 1759 (Moreno & Petit-Breuilh, 1998). Estos vacíos de información podrían ser resueltos mediante la aplicación de métodos dendrocronológicos.

Los bosques templados Patagónicos refugian una amplia variedad de árboles longevos que permiten datar la historia de cientos de años a través de técnicas dendrocronológicas. *Nothofagus pumilio* es la especie forestal nativa más importante en términos económicos y ecosistémicos de los bosques subantárticos de Argentina y Chile (Mundo et al., 2013). Múltiples estudios en los Andes patagónicos demuestran que esta especie es clave para el estudio y datación de diferentes disturbios tales como viento (Blazina, 2014) volcanismo (Magnin, 2014; Magnin et al., 2017; Montiel Barrientos, 2013; 2014), avalanchas (Mundo et al., 2007), fuego (Mundo et al., 2017), insectos (Paritsis et al., 2009), terremotos (Kitzberger et al., 1995), entre otros. Esto se debe a la alta plasticidad fenotípica de la especie que le permite al individuo mejorar su crecimiento y supervivencia frente a cambios en las condiciones ambientales (Martínez Pastur et al., 2007; 2011). Además, esta especie presenta una gran longevidad (300 a 400 años) y anillos de crecimiento bien marcados, lo que facilita el fechado y el estudio dendrocronológico de los disturbios ocurridos en el pasado (Tortorelli, 1956)

2.1. Vulcanismo

El sector sur de la Cordillera de los Andes conforma la mayor cadena andina de volcanes activos de América del Sur, abarcando desde los 33°S a los 46°S de latitud. Esta gran actividad está relacionada al borde geotectónicamente activo entre la placa oceánica de Nazca subductada bajo la Placa continental Sudamericana (Moreno & Petit-Breuilh, 1998).

El Complejo Volcánico Puyehue Cordón Caulle (CVPCC) se ubica a los 40° 30'S y tiene una orientación Norte (Singer et al., 2008). Este complejo, de edad Pleistoceno Superior-Holoceno, cubre 24 km de largo y está compuesto por el estratovolcán mixto Cordón Caulle que conecta al Sureste con el volcán Puyehue (Marín de la Vega, 2017). El volcán Puyehue se encuentra en el límite este del Parque Nacional Puyehue (Chile) y alcanza los 2240 m de altura. El mismo cubre 160 km² y su cráter ronda los 2,5 km de diámetro (Montiel Barrientos, 2013).

Del complejo volcánico, sólo el volcán Puyehue y el Cordón Caulle-Cordillera Nevada han entrado en erupción durante el Holoceno. A continuación, se presentan las fechas registradas en la bibliografía, su época de ocurrencia y su índice de explosividad volcánica (Tabla 1):

Tabla 1: Años de erupciones volcánicas registradas en la bibliografía, el mes de erupción en el que estas ocurrieron y su VEI según Siebert et al. (2011).

Año de erupción	Mes de erupción	Época del año	VEI
1759	Desconocida	-	-
1814	Desconocida	-	-
1893	Desconocida	-	-
1905	Desconocida	-	-
1914	Febrero	Verano	2
1919	Diciembre	Verano	2
1921-1922	Diciembre-Febrero	Verano	3-2
1929	Enero	Verano	2
1934	Marzo	Otoño	2
1960	Mayo-Julio	Otoño	3
1990	Julio	Invierno	1
2011	Junio-Julio	Invierno	4

Las erupciones de mayor envergadura en los últimos años ocurrieron en 1921-1922, y en 1960, después del terremoto en Valdivia, Chile (Piedra Vilches, 2016; Siebert et al., 2011). La última erupción de gran magnitud registrada fue en junio del 2011. Las primeras dos produjeron coladas riódacíticas en la zona sur del Cordón Caulle, mientras que la erupción de 2011 afectó la zona norte del volcán (Marín de la Vega, 2017).

2.1.1 Erupción 1921-1922

El 12 de diciembre de 1921 el Volcán Puyehue comenzó a erupcionar explosivamente, a raíz de esto se activaron más de una docena de cráteres en el extremo noroeste del volcán. Esta erupción fisural, generó una colada de lava que se dispersó hacia el Noroeste del cráter formado, mientras que la pluma de cenizas se expandió hacia el Sureste llegando a Argentina (Montiel Barrientos, 2013). El material más fino se elevó 9 km de altura produciendo períodos de atenuación solar (Marín de la Vega, 2017; Moreno & Petit-Breuilh, 1998).

En enero de 1922 se observaron nuevas coladas de lava viscosa y su consecuente emisión de gases y cenizas. Los flujos derramaron hacia el interior del graben del Caulle y escurrieron por el valle del río Riñinahue, dentro de la glaciada depresión de la Cordillera Nevada, hasta febrero de 1922 (Moreno & Petit-Breuilh, 1998). El volumen total de tefra emitido entre 1921-1922 fue de aproximadamente 0,4 km³ (Lara et al., 2006).

2.1.2. Erupción 1960

El 24 de mayo de 1960 comenzó la explosión volcánica en el sector Noroeste del Volcán Puyehue tras el sismo de Valdivia, Chile para ese mismo año. La fase inicial de esta fue explosiva, generando una columna de 8 km de altura que se dispersó hacia el sureste del territorio chileno (Lara et al., 2006). Sin embargo, vientos del suroeste transportaron las cenizas al territorio

argentino cubriendo gran parte del norte del mismo (Piedra Vilches, 2016; Singer et al., 2008). Durante la fase efusiva posterior se generó una colada de lava que se dispersó hacia el oeste a partir de dos cráteres principales (Montiel Barrientos, 2014).

2.1.3 Erupción 2011

El 4 de junio de 2011, el volcán Puyehue comenzó una intensa erupción caracterizada por presentar actividades efusivas y explosivas. Antes de la erupción, la sismicidad aumentó exponencialmente. La explosión del volcán produjo una gran nube de cenizas y de gas de 5 km de diámetro que se elevó a una altitud de 12,2 km (Piedra Vilches, 2016). A la fase pliniana inicial, le siguió una etapa de columnas eruptivas débiles persistentes. Luego comenzó la extrusión de un flujo lávico, que liberó más de 1,25 km³ de magma. Esta colada fluyó hacia el oeste desde un cono de pómez generado durante la primera fase eruptiva, mientras que la pluma se extendió por más de 40 km hacia el este, modificando severamente el paisaje (Carrillo, 2019). La erupción persistió hasta principios del 2012 y disminuyó hacia fines de ese año (Piedra Vilches, 2016).

3- Metodología

3.1. Área de estudio

El área de estudio corresponde al Cerro Pantojo, Neuquén, Argentina. Ubicado a 40,59° S y 72,12° O (Figura 1) en el paso internacional Cardenal Samore que une la Provincia de Neuquén en Argentina con la región de Los Lagos en Chile (Nicora et al., 2013). Éste es muy importante desde su estudio y valor de conservación ya que se encuentra situado dentro del Parque Nacional Nahuel Huapi del lado argentino y limita con el Parque Nacional Puyehue en Chile (Escosteguy et al., 2012).

Las muestras extraídas para este trabajo se encuentran aproximadamente a 30 km al este del Volcán Puyehue. Esta zona presenta un clima templado lluvioso con influencia mediterránea. Sus precipitaciones rondan los 1500 mm anuales y se presentan generalmente en forma de nieve (Magnin, 2014). La temperatura media anual es de 2,4°C, con una máxima de 15,7°C en el mes de febrero y una mínima de -1,8°C para septiembre (Montiel Barrientos, 2013). Los vientos del verano provienen del oeste y suroeste, mientras que en invierno predominan los vientos del norte, noroeste y oeste (Montiel Barrientos, 2014).

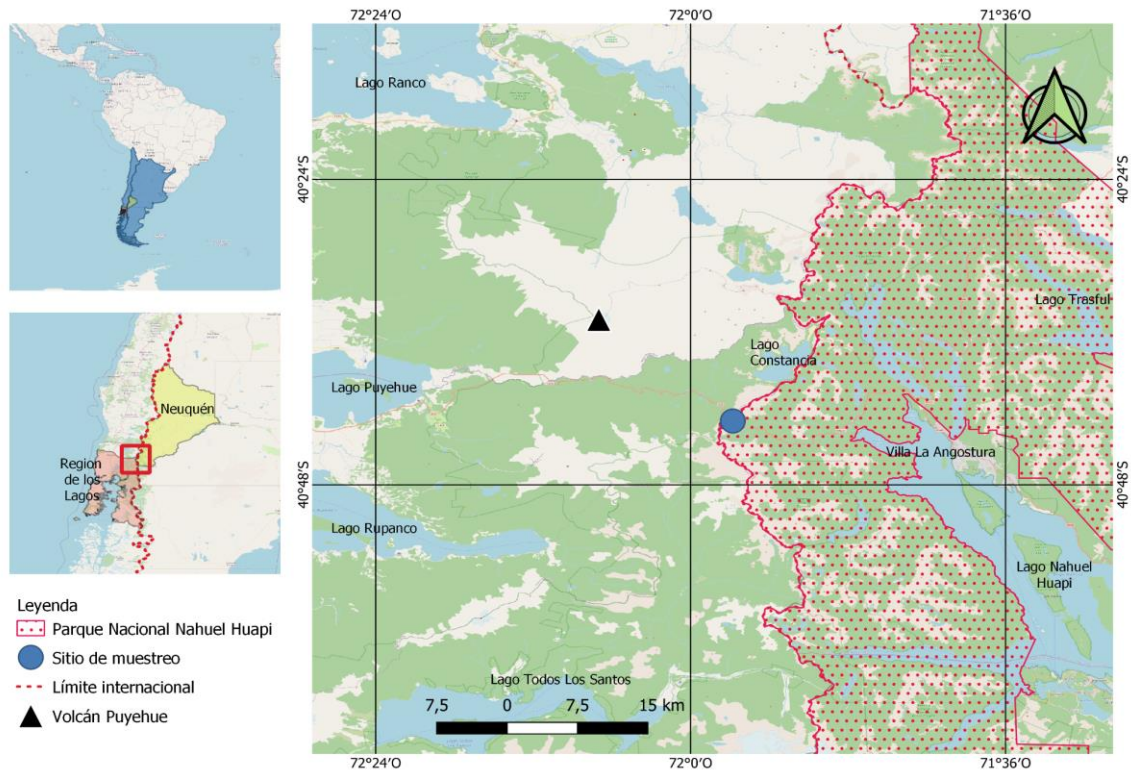


Figura 1: Ubicación del área de estudio y sitio de muestreo. El panel de la derecha representa una vista ampliada del recuadro rojo a la izquierda.

3.2. Especie de estudio

Nothofagus pumilio es una especie nativa representativa de los bosques Andinos Patagónicos del Sur de Argentina y Chile que se distribuye entre los 1600 a 400 m.s.n.m (Figura 2), alcanzando casi 1.200.000 ha de bosques puros y 320.000 ha de bosques mixtos (Aravena et al., 2002; Bava & Rechene, 2004). La misma posee gran valor de estudio debido a su amplia distribución ya que se extiende desde los 35°S por el sector chileno occidental de la Cordillera de los Andes y el sector argentino oriental, hasta el extremo austral insular de Sudamérica (Donoso, 1993). Su distribución geográfica es la más extensa para el género *Nothofagus* en ambos países, conformando el límite altitudinal arbóreo tanto para la Cordillera de la Costa como para la Cordillera de los Andes (Donoso, 1981). Estos bosques constituyen el principal recurso forestal de los Andes Patagónicos y son además un elemento esencial para la protección de sus cuencas (Bava & Rechene, 2004).

Su altura alcanza entre 30 a 40 m, su diámetro 1,5 m y sus hojas son anchas y ovado-elípticas variando entre 2 a 4 cm de largo, su base es cuneiforme y de borde crenado con 2 dientes subagudos entre las nervaduras (Parodi, 1987). Se caracteriza por ser una especie criófila, que puede permanecer durante varios meses cubierta por nieve (Magnin, 2014), y por ser una especie intolerante a la sombra, reduciendo su tasa fotosintética cuando la luz se presenta como factor limitante (Loewe Muñoz et al., 1998). *Nothofagus pumilio* presenta anillos de crecimiento bien demarcados, con vasos difusos de tipo múltiple y parénquima paratraqueal escaso (Tortorelli, 1956). Esta es una especie caducifolia, en otoño sus hojas se amarillean y luego caen durante las primeras nevadas. Para el área de estudio, sus tasas de crecimiento radial pueden variar de 0,43 a 1,7 mm/año en promedio (Srur, A., comunicación personal, diciembre 2021). Su madera es rosácea y ampliamente usada en construcción y carpintería (Donoso, 1981; Salinas et al., 2019).

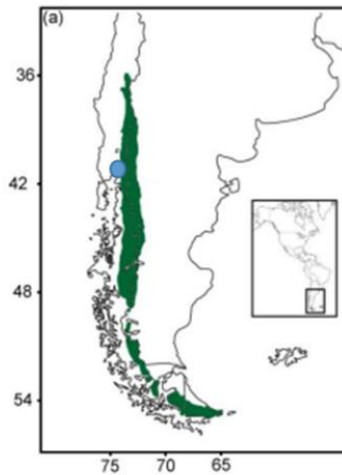


Figura 2: Distribución de *N. pumilio* a lo largo de un gradiente latitudinal y longitudinal (Stecconi, 2006 como se citó en Magnin, 2014). En azul se observa marcado el sitio de estudio.

Si bien la temperatura y otros factores ambientales y/o antrópicos pueden determinar la distribución de la lenga, la disponibilidad de agua es un factor clave. La sequía limita numerosos procesos biológicos esenciales para el crecimiento (Varela, 2010). Entre ellos se destaca la afección sobre el desarrollo del área foliar, lo cual trae a su vez aparejado una disminución de la producción de fotosintatos y por ende la reducción del crecimiento radial (Irisarri et al., 2012). El correcto balance hídrico para el crecimiento vegetativo de esta especie depende de las precipitaciones, la evaporación y la capacidad de retención de agua por parte del suelo (Irisarri et al., 2012). Droppelman (1983) demostró para el área de Antillanca, Chile (40°46' S) que las lengas se desarrollan mejor en suelos que pueden retener suficiente humedad. Según este autor, el suelo óptimo para su desarrollo es aquel de textura franco-arcillosa, ya que garantiza una alta capacidad de agua aprovechable (Droppelmann, 1983). Los típicos suelos Andisoles de Patagonia se caracterizan por estar formados con minerales de arcilla amorfos como los alofanos. Estos presentan una mejor retención de agua que las arcillas cristalizadas y favorecen a las especies del género *Nothofagus* más exigentes en agua (Schlatter, 1994).

En cuanto a sus bosques, la lenga crece en rodales puros o mixtos (asociada con *Araucaria araucana*, *Nothofagus dombeyi*, *N. obliqua*, *N. alpina* y/o *N. betuloides*), donde al menos un 50% de los individuos por hectárea pertenecen a esta especie (Donoso, 1981). Los bosques maduros de *N. pumilio* presentan formaciones de composición pura en el estrato arbóreo, con un estrato arbustivo y herbáceo escaso en abundancia y riqueza (Carrasco Gaete, 2018). Estos bosques son manejados principalmente por dinámicas de claros, lo que lleva a encontrar una gran variedad de edades para un mismo sitio (Gea-Izquierdo et al., 2004).

Cómo se mencionó anteriormente, en las laderas de montaña de los Andes son comunes los disturbios masivos. *N. pumilio* es una especie pionera en recolonización de áreas (Montiel Barrientos, 2014), donde su elevada capacidad de regeneración le permite establecer un gran número de individuos bajo una elevada cobertura (Bava & Rechene, 2004).

3.3. Trabajo en campo

Se utilizaron muestras de lenga extraídas en el Cerro Pantojo. Las mismas fueron tomadas a principios de marzo de 2020 por el grupo del Laboratorio de Dendrocronología e Historia Ambiental del Instituto Argentino de Nivología, Glaciología y Ciencias Ambientales (IANIGLA), CCT, CONICET, Mendoza. Se tomaron un total de 83 muestras correspondientes a 41 árboles. Para ello, se realizó un muestreo dirigido en el cual se seleccionaron árboles con

diámetros mayores a 40 cm, que no presentaran indicios de disturbios no relacionados con la actividad volcánica, por ejemplo, ataques de insectos, fuego, actividad antrópica, etc. Para cada individuo, se tomaron dos o tres muestras perpendiculares, a la altura del pecho, utilizando barrenos de incremento tipo Pressler. Además, se tomaron datos sobre los individuos muestreados como el diámetro a altura de pecho (DAP) y otras características morfológicas consideradas relevantes (cantidad de fustes, presencia de llagas por *Cyttaria harioi*, etc.).

La extracción de muestras perpendiculares nos permitió obtener una visión más completa del crecimiento del tronco y la identificación de falsos anillos o anillos ausentes que pueden dificultar la datación. Una vez extraídas, las muestras se colocaron en sorbetes plásticos y se rotularon con un código que indica el lugar de procedencia, el número de árbol y el número de muestra (Ej.: PAJ02a). Este código se mantuvo a lo largo de la investigación para identificar cada una de las muestras.

3.4. Trabajo de laboratorio y construcción de las cronologías

Las muestras fueron procesadas siguiendo las técnicas estándares de dendrocronología (Stokes & Smiley, 1968). Para ello se montaron en portamuestras de madera y fueron pulidas con lijas de grano ascendente (grano 60 a 1000). Esto permitió obtener una superficie lisa y brillante que facilitó la visualización de los anillos de crecimiento (Stokes & Smiley, 1968).

Una vez realizado este proceso, las muestras fueron escaneadas en alta resolución (<3200dpi) y fechadas mediante el programa CooRecorder, que guarda la imagen y los datos de la medición en forma de coordenadas cartesianas, para que luego el programa Cdendro las transforme en valores de ancho de anillos (Larsson, 2014; Maxwell & Larsson, 2021). Así, se generó una serie individual para cada muestra, que permitió en primera instancia, comparar pares de muestras, y posteriormente generar una serie maestra o de referencia.

Debido a la complejidad de las muestras, el fechado visual se complementó además con el uso de una lupa binocular Wild Heerbrugg con aumento de hasta 5.0x, conectada a una medidora VELMEX con precisión 0,001 mm. Los anillos fueron medidos en dirección paralela a los tejidos radiales, desde la corteza hasta la médula. Para el fechado se siguió la convención de Schulman (1956) para el Hemisferio Sur, que asigna el año calendario en el que comienza la formación del anillo de crecimiento. Como el muestreo se realizó en marzo (época en la que el crecimiento puede no haber finalizado), no se contempló el anillo más cercano a la corteza, por lo que el fechado comenzó en el año 2018. El uso conjunto de estas herramientas permitió el datado y fechado de las muestras, asignando un año para cada anillo unívocamente. Sin embargo, el desarrollo de las cronologías se vio ralentizado debido a la presencia de grupos de microanillos y sectores de las muestras con una gran cantidad de anillos ausentes.

Para verificar la calidad del fechado se utilizó la opción de correlación de matrices de Cdendro (Larsson, 2014) y el programa COFECHA (Holmes, 1983), que permiten detectar errores en la datación de las muestras a partir de un examen exhaustivo de la serie. Además, se utilizó el programa EDRM (Edit Ring Measurements), para editar y corregir errores en las mediciones (Holmes, 1999).

A partir de las mediciones de ancho de anillo y los datos de DAP obtenidos en el campo, se calculó el incremento de área basal utilizando la función `bai.out` del paquete `dpIR` (Bunn et al. 2012), del lenguaje de programación R (R Development Core Team, 2020). Por último, se realizaron las cronologías de ancho de anillo y de incremento de área basal (IAB) utilizando el programa ARSTAN v.48 (Cook & Krusic, 2005). El establecimiento de la relación entre las mediciones de los anillos de los árboles y los incrementos en el área basal (IAB) con las variables climáticas y de disturbios permite la identificación de patrones de crecimiento (Castruita-Esparza,

2016). El IAB provee una cuantificación más precisa sobre la producción de madera debido al siempre creciente diámetro de un árbol vivo (Pedersen 1998; Visser 1995).

El crecimiento radial de los árboles es un fenómeno muy complejo en el que influyen numerosos factores, siendo una expresión combinada de tendencias relacionadas a la edad y el tamaño, señales ambientales relacionadas con el clima, pulsos de disturbios endógenos locales (caídas de ramas, claros, competencia, etc.) o exógenos en todo el rodal y la variabilidad inexplicable de un año a otro no relacionada con las otras señales (Cook, 1987). Para el desarrollo de las cronologías es necesario que las series sean estandarizadas a fines de remover efectos presentes en las mismas que no estén relacionadas con disturbios de origen volcánico. El promedio de crecimiento radial y las técnicas de regresión permiten eliminar de manera efectiva estos efectos (Nowacki & Abrams, 1997).

El programa ARSTAN v.48 (Cook & Krusic, 2005) arroja en su salida una cronología Residual, una cronología ARSTAN y una cronología Estándar (Cook, 1987). Para esta tesis se utilizó la estandarización horizontal a la media que permitió resaltar los cambios en el crecimiento (Cook, 1987). Este software arroja además estadísticos importantes como el EPS (por sus siglas en inglés, expressed population signal) (Wigley et al., 1984), el Rbar (correlación media entre series) que dan información sobre una señal común entre las series de una cronología (Briffa, 1995) y la autocorrelación, que informa estadísticamente como el crecimiento de un anillo está influenciado por el de los años previos (Fritts, 1976). Wigley et al. (1984) establecieron como un umbral de aceptación un EPS mayor o igual a 0,85. Para esta tesis, se tomaron la media \pm una y media desviaciones estándar para identificar aquellos años de la cronología con fuertes diferencias en relación al crecimiento medio.

3.5. Análisis estadístico

3.5.1. Test de igualdad de medias y análisis de épocas superpuestas (SEA)

En primera instancia se realizó un análisis de varianza (ANOVA) comparando el crecimiento para los 5 años previos y posteriores de cada uno de los años correspondientes a erupciones volcánicas registrados en la bibliografía (1759, 1893, 1905, 1914, 1919, 1921-22, 1929, 1934, 1960, 1990 y 2011), según la metodología utilizada en Amoroso y Daniels (2010). Se incorporó además a este análisis el año 1814 que presenta indicios de ocurrencia de una erupción para este año en el leño de su anillo, similares a las encontradas por Montiel Barrientos (2014). Esto se realizó junto a una prueba de normalidad con el test de Shapiro-Wilk, con alfa de 0,05, cuya hipótesis nula fue que las muestras de estudio provienen de una población con distribución normal. Para el año 1759, que no cumplía el supuesto de normalidad, se transformaron los datos usando la inversa de los mismos. Además, para analizar el efecto de la época, se realizó un nuevo análisis de igualdad de medias separando erupciones ocurridas en otoño/invierno y en primavera/verano. Para ello se utilizó el mismo periodo mencionado anteriormente (5 años). Luego se realizó un análisis de interacción Periodo*Época para ver el efecto combinado del acontecimiento de erupciones según su periodo de ocurrencia.

Con el objetivo de conocer la respuesta del crecimiento radial medio de *N. pumilio* a la erupción volcánica, y de determinar la cantidad de años que perdura su efecto, se realizó un análisis de épocas superpuestas o SEA (Superposed Epoch Analysis, según sus siglas en inglés), para todas las erupciones conocidas en año y época. Este análisis es útil para estudiar la relación existente entre un evento puntual y una determinada variable temporal. El mismo se separó posteriormente según la época de ocurrencia, para las erupciones de época conocida con el objetivo de identificar el efecto de este disturbio en los periodos primavera/verano u otoño/invierno según corresponda. Este análisis fue realizado a partir de la cronología de ancho de anillos residual que remueve la autocorrelación a largo plazo, ya que esta resultó alta para la cronología obtenida (0,490).

3.5.2. Liberaciones y supresiones en el crecimiento

Para el análisis de los efectos del vulcanismo en el crecimiento de *N. pumilio* se evaluaron también las supresiones y liberaciones utilizando el método desarrollado por Lorimer (1985) y Lorimer & Frelich (1989). El mismo permite identificar la frecuencia e intensidad de disturbios a través de cualquier cambio abrupto, grande y sostenido (3 o más años) en el ancho de los anillos de los árboles (Nowacki & Abrams, 1997). Este método evalúa el porcentaje de cambio para un año particular a partir de la diferencia de las tasas de crecimiento promedio previa y posterior al mismo, a lo largo de toda la serie (Lorimer & Frelich, 1989, Ecuación 1, Figura 3). Se utilizaron comparaciones de anchos de anillos secuenciales de 10 años para detectar aumentos de crecimiento sostenidos que indicaran una perturbación del dosel. Al tomar esta ventana temporal se espera descartar los eventos climáticos a corto plazo y los cambios graduales en el ancho de los anillos debidos al envejecimiento del árbol y la geometría del tronco (Nowacki & Abrams, 1997). Estas ventanas de 10 años permiten ver cuánto más crece un árbol para un año particular en relación a su crecimiento medio (Lorimer & Frelich, 1989). Esto representa una medida de cambio que será positiva si hay liberaciones y negativas si hay supresiones.

$$CCC\% = ((M_2 - M_1) / M_1) * 100 \quad (1)$$

Donde CCC% es el porcentaje de cambio en el crecimiento radial para un año particular, M1 es igual al crecimiento radial promedio en los últimos 10 años y M2 es igual al crecimiento radial promedio durante los siguientes 10 años (Black & Abrams, 2004) (Figura 3).



Figura 3: Ejemplo ilustrativo de los años considerados para el cálculo de M1 y M2 considerando a 1980 el año de estudio (Nowacki & Abrams, 1997)x.

Se consideró como liberaciones (supresiones) cuando el CCC% es >50% (<50%) durante un periodo de al menos 3 o más años consecutivos (Ruiz, 2013). Para una mejor comprensión gráfica se contabilizó la cantidad de individuos con liberaciones (supresiones) para cada año.

3.6. Anillos Blancos

A raíz de la observación de las muestras se registró la presencia de anillos blancos coincidentes con los años de erupciones 1921-22 y 2011. Se calculó el porcentaje de muestras totales con anillos blancos para los años correspondientes a estas. Además, se observó un anillo blanquecino para el año 1814, el cual fue incorporado a este análisis. Posteriormente, y a modo de estudio prospectivo, se realizó para el año 1921 un corte histológico mediante un micrótomo de deslizamiento Leica. Dicho corte se tiñó con safranina y se observó mediante un microscopio Olympus con aumento 10x.

4- Resultados

4.1. Cronología de ancho de anillos

Se obtuvieron las cronologías de ancho de anillos para 41 árboles y 83 muestras; las cronologías datan desde el 1621 al 2018, con un total de 18.882 anillos fechados. Las cronologías arrojaron los siguientes estadísticos (Tabla 2):

Tabla 2: Estadísticos obtenidos a través de los programas COFECHA (Holmes, 1983) y ARSTAN v.48 (Cook & Krusic, 2005). Entre paréntesis se muestra el año desde el cual el EPS es superior a 0,85.

Intercorrelación entre las series	0,626
Autocorrelación	0,652
EPS	0,932 (1705)
Rbar	0,655

En el fechado y cofechado de las series se detectó al menos 1 anillo ausente correspondiente al 1815 en todas las muestras, y entre uno y diez anillos (solo 3 muestras totales) ausentes para la erupción del Volcán Puyehue de 1921-1922. Es importante destacar que en algunos árboles estos anillos se presentaron en tan solo alguna de sus series. No se detectaron anillos ausentes para las erupciones de 1914, 1929, 1934, 1960, 1990 y 2011. Sin embargo, el fechado y la medición fueron dificultosos para este último año por la presencia de paredes finas en las fibras que definen el anillo.

El promedio del crecimiento radial fue de 1,896 mm/año. El crecimiento en el período 1705-1750 se caracterizó por una variabilidad marcada con fuertes cambios de amplitud. Posteriormente el crecimiento presentó una tendencia negativa hasta el año 1782. Luego los valores permanecieron oscilando en torno a la media hasta 1860, año a partir del cual el índice de ancho de anillo comienza a presentar en general valores por debajo de la media. El crecimiento radial mostró una marcada tendencia negativa desde 1990 hasta 2018. Se observa además una caída mayor a -1 y $\frac{1}{2}$ desviaciones estándar en el crecimiento para los años 1710, 1731, 1770, 1780, 1792, 1814, 1871-72, 1921-22, 1923 y 1963 con bajo crecimiento. Además, se observó un aumento del crecimiento anual en 1961, disminuyendo abruptamente para el 1963 (Figura 4). A continuación, se presentan las cronologías raw y estándar a partir de 1705 cuando el EPS > 0.85.

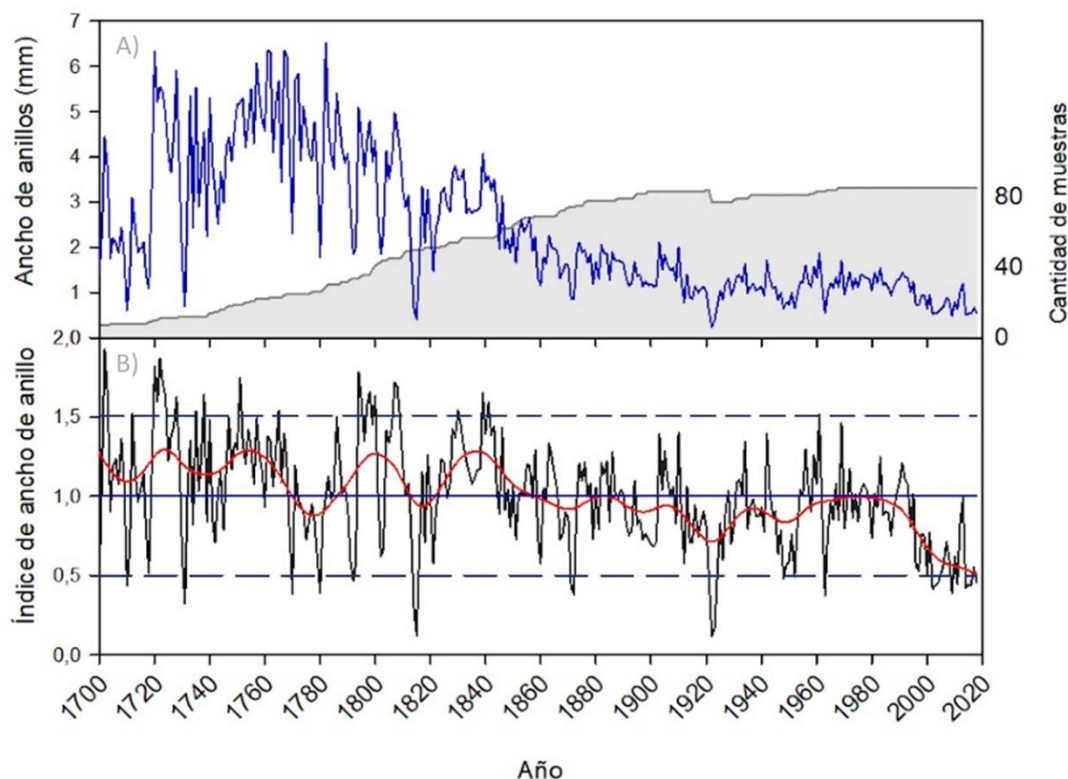


Figura 4: A) Cronología de ancho de anillo (mm) para *N. pumilio* en el Cerro Pantojo ($EPS > 0,85$). B) Cronología estándar para *N. pumilio* en el Cerro Pantojo ($EPS > 0,85$). En negro la cronología estandar y en rojo un suavizado cada 32 años. En trazo azul continuo se encuentra marcada la media y en azul discontinuo la media \pm una y media desviaciones estándar. El área gris sombreada indica la cantidad de series incorporadas a la cronología cada año.

4.2. Cronología de Incremento de Área basal (IAB)

La cronología de incremento en área basal arrojó los siguientes estadísticos (Tabla 3):

Tabla 3: Estadísticos obtenidos a través del paquete *dplR* (Bunn et al. 2012, R Development Core Team, 2020).

rbar	0,441
Eps	0,865 (1714)

A continuación, se presenta el gráfico de la cronología de Incremento de Área Basal (Figura 5). El promedio del incremento radial fue de $13,92 \text{ cm}^2/\text{año}$. Para el 1700 se observa una gran variabilidad con un marcado aumento del IAB para los años 1794-95 y 1797-98 y luego una disminución de esta para los años 1814 y 1815. A partir de 1840 se observa una tendencia positiva en el incremento de área basal hasta 1920, donde esta vuelve a caer abruptamente. El crecimiento del área basal en el periodo 1900-2000 se caracterizó por una alta variabilidad con fuertes cambios de amplitud, resaltando la disminución para los años 1922 y 1963. Se observa una fuerte tendencia negativa para el IAB a partir del año 1983 y hasta la actualidad.

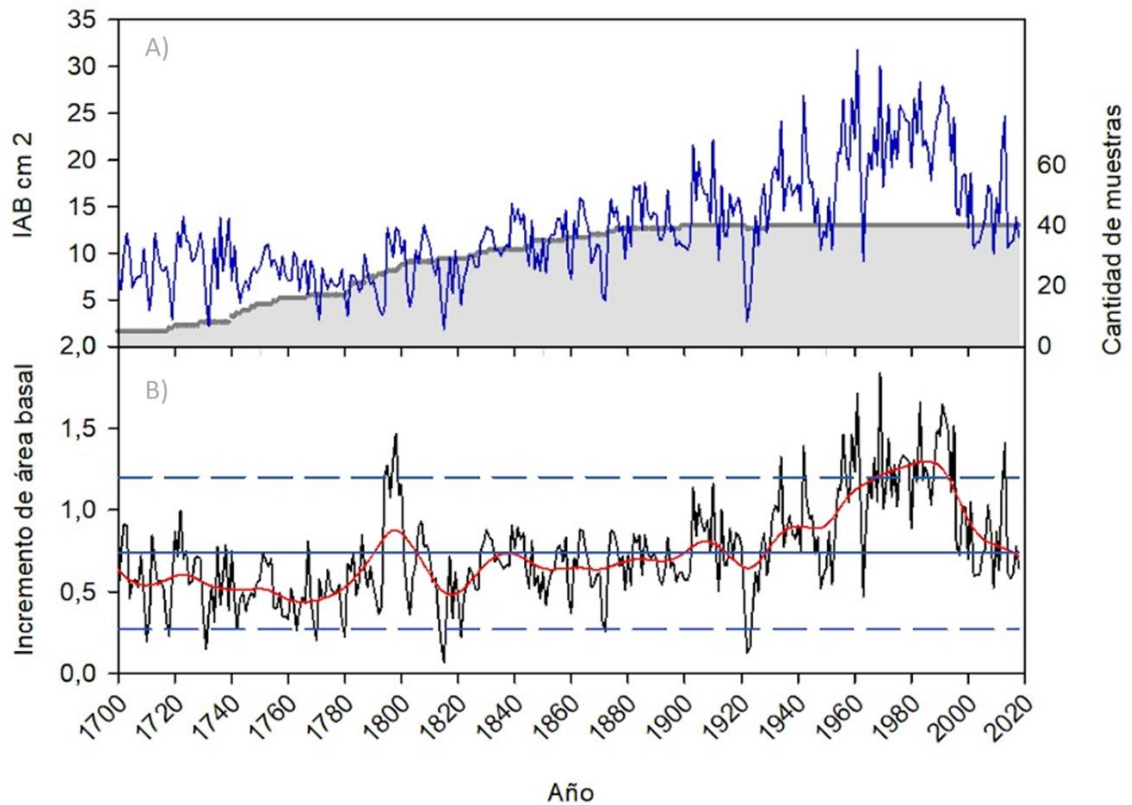


Figura 5: A) Cronología de IAB (cm^2) para *N. pumilio* en el Cerro Pantojo ($\text{EPS} > 0,85$). B) Incremento de área basal para *N. pumilio*-Cerro Pantojo ($\text{EPS} > 0,85$). En negro se presenta el incremento medio anual en el área basal para cada uno de los años analizados y en rojo un spline de suavizado cada 32 años. En línea continua azul se presenta la media y en línea discontinua azul las desviaciones estándar elegidas. El área gris sombreada indica la cantidad de series incorporadas a la cronología cada año.

4.3. Análisis de igualdad de medias

El análisis de igualdad de medias arrojó diferencias significativas para todas las erupciones ocurridas en primavera/verano excepto para la erupción de 1914 ($p\text{-valor} = 0,397$), mientras que no se encontraron diferencias significativas en el crecimiento medio previo y posterior al disturbio, para todas las erupciones de otoño/invierno. Para los años con diferencias, el crecimiento fue del 27,4% menor a los años previos para el 1919, del 40,8% para el 1921 y de 26,8% mayor a los años previos para el 1929. Además, no se observaron diferencias significativas en el crecimiento medio para las erupciones de época no conocidas (Tabla 4).

Tabla 4: Tabla resumen de los resultados obtenidos a partir del análisis de igualdad de medias (ANOVA) para cada uno de los años analizados. (a) Siebert et al. (2011).

Año de erupción	Época de erupción (a)	p-valor
1759	Desconocida	0.977
1814	Desconocida	0.856
1893	Desconocida	0,732
1905	Desconocida	0,279
1914	Febrero	0,397
1919	Diciembre	0,0002*
1921-1922	Diciembre-Febrero	0,0005*
1929	Enero	0,026*
1934	Marzo	0,483
1960	Mayo-Julio	0,108
1990	Julio	0,153
2011	Junio-Julio	0,631

- * valores significativos ($\alpha = 0,05$)

A continuación, se observan los gráficos de cajas para los años con diferencias significativas, obtenidos a partir del análisis de igualdad de medias (Figura 6).

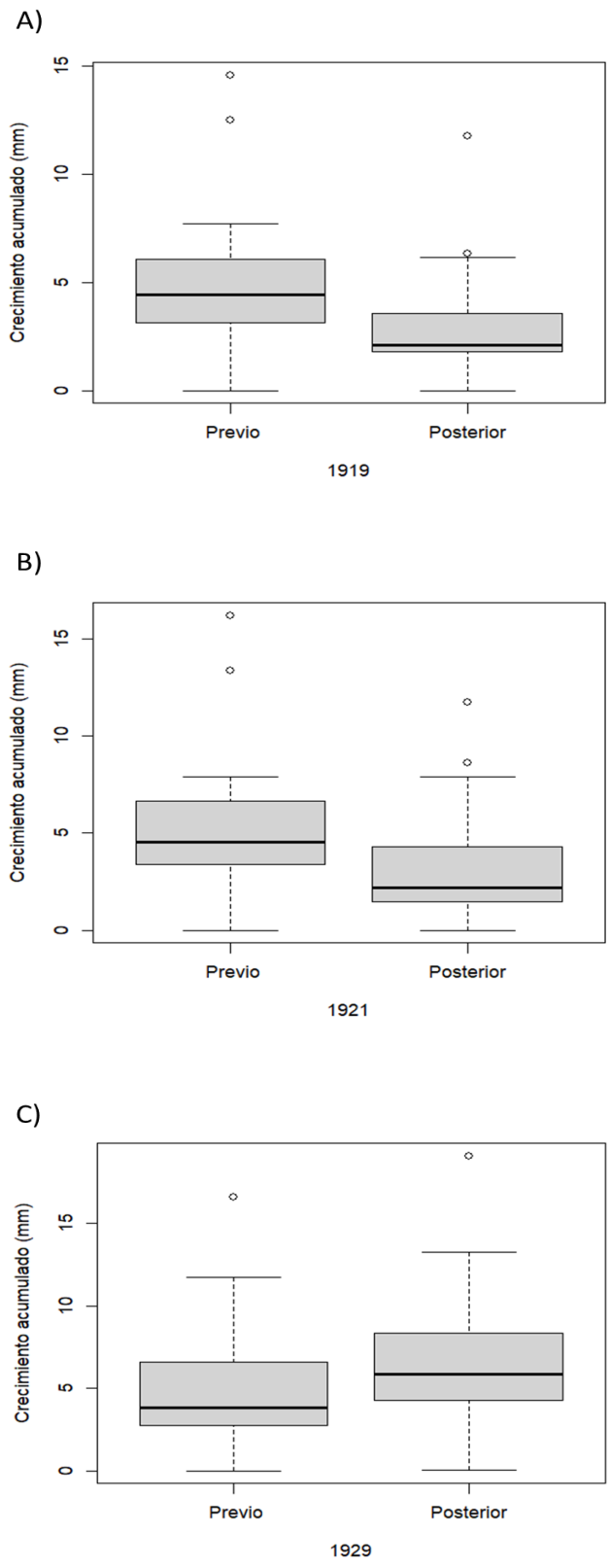


Figura 6: Gráficos del análisis de igualdad de medias para los años con diferencias significativas en su crecimiento. A) Gráfico para análisis de igualdad de medias para el año 1919, B) 1921, C) 1929.

4.4. Efecto de la Época

Del análisis de igualdad de medias con interacción, donde se comparan simultáneamente los períodos previos y posteriores a las erupciones, para otoño/invierno y primavera/verano respectivamente, se obtuvo que tanto la influencia del Periodo ($p\text{-valor}=0,0127$) como la influencia de la Época ($p\text{-valor}=0,00134$) son significativas (Figura 7). Se puede observar como el crecimiento acumulado se encuentra en valores que rondan los 1,1 mm para los años previos y posteriores a erupciones de otoño/invierno y los años previos a estas en verano, bajando a valores cercanos a 0,9 mm luego de la ocurrencia de una erupción de verano.

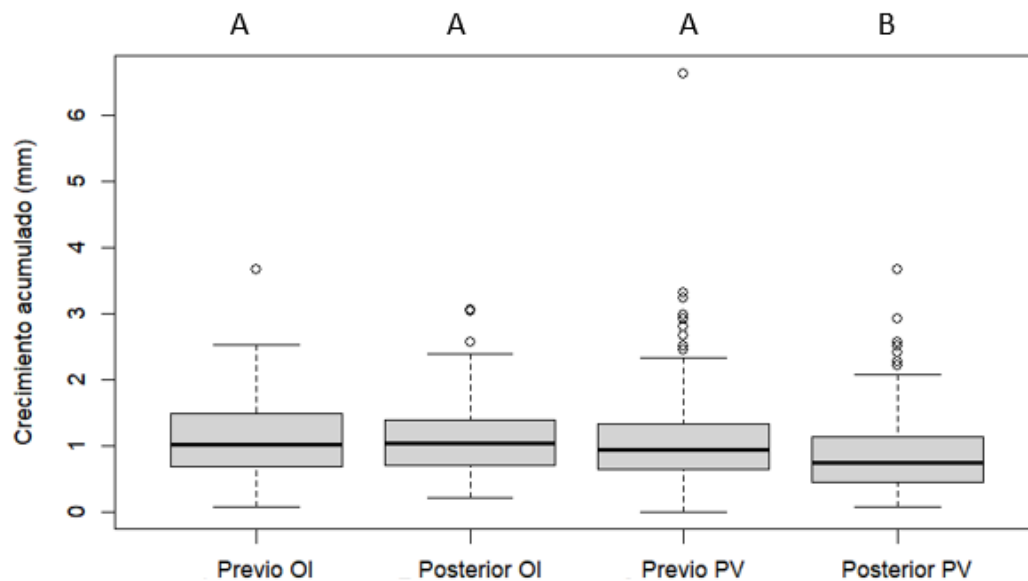


Figura 7: Gráfico para el análisis de igualdad de medias para los años previos y posteriores a las erupciones volcánicas conocidas según la época: otoño/Invierno (OI) o primavera/verano (PV).

4.5. Influencia del volcán sobre el crecimiento de los anillos

El análisis de épocas superpuestas (SEA) para determinar la influencia de las erupciones volcánicas (de época conocida) sobre el crecimiento de los anillos de años posteriores a las erupciones, no mostró que estas tengan un efecto significativo sobre el crecimiento radial cuando se analizan todos los eventos de erupciones conocidas juntos (Figura 8). Sin embargo, al realizar el análisis, separando las erupciones según su época de ocurrencia (OI/PV), podemos ver que estas tienen efectos diferenciales sobre el crecimiento en los años posteriores a las erupciones (Figuras 9 y 10).

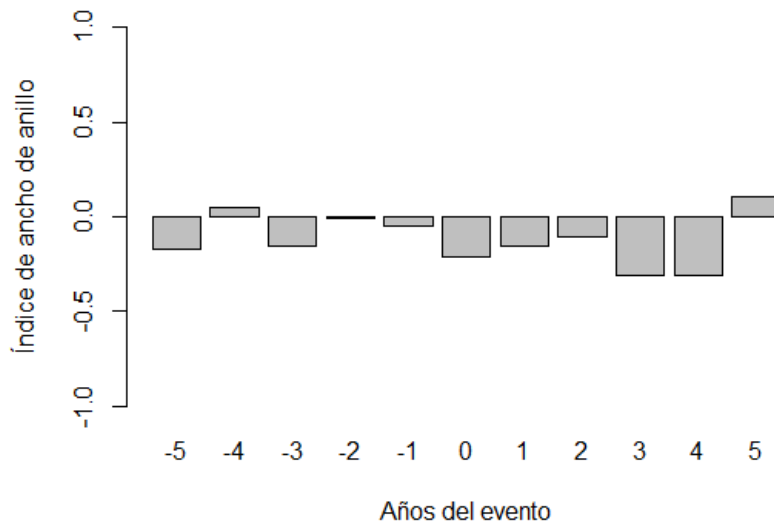


Figura 8: Análisis de épocas superpuestas para todas las erupciones de épocas conocidas. En el gráfico se muestra la relación entre el año de ocurrencia de las erupciones volcánicas (año 0) y el efecto sobre el crecimiento radial para los años posteriores.

4.5.1. Erupciones conocidas para primavera/verano

Las erupciones ocurridas en primavera/verano (años 1914, 1919, 1921/22 y 1929) afectan negativamente el crecimiento radial del año en que ocurrió el evento (Figura 9). Al quinto año cambia el signo del efecto, sin embargo, este no es significativo.

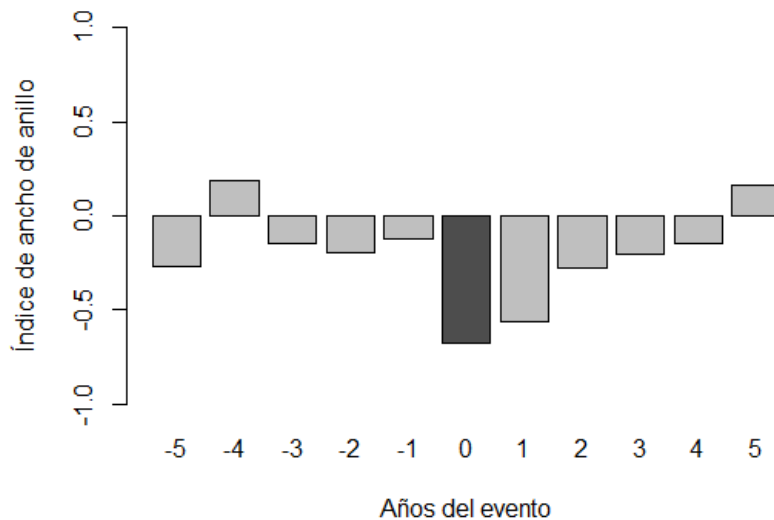


Figura 9: Efecto sobre el crecimiento de *N. pumilio* en los años posteriores a las erupciones volcánicas conocidas registradas para verano/primavera. Las barras de color más oscuro representan años con efectos significativos.

4.5.2. Erupciones conocidas para invierno/otoño

Las erupciones ocurridas en invierno/otoño (años 1934, 1960, 1990 y 2011) afectan negativamente al crecimiento tres años después de la erupción (Figura 10). El año posterior al evento presenta un crecimiento positivo, sin embargo, este no es significativo.

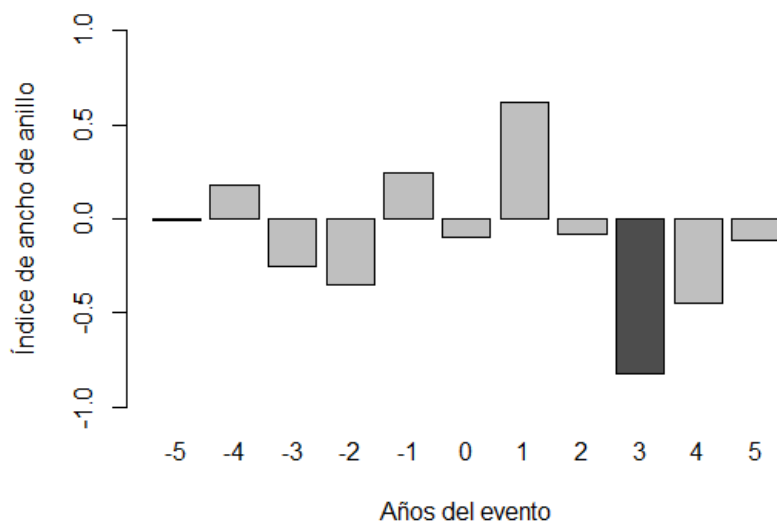


Figura 10: Efecto sobre el crecimiento de *N. pumilio* en los años posteriores a las erupciones volcánicas registradas para invierno/otoño. Las barras de color más oscuro representan años con efectos significativos.

4.6. SEA para erupciones no conocidas

Para este apartado, con el fin de evaluar el efecto de las erupciones individuales de épocas no conocidas (años 1759, 1814, 1893 y 1905), que no presentaron diferencias significativas en el ANOVA, se incorporaron en el SEA junto con las erupciones correspondientes a otoño/invierno. A continuación, se muestra el efecto de las erupciones de época no conocida sobre el crecimiento de los anillos de *N. pumilio* (Figura 11).

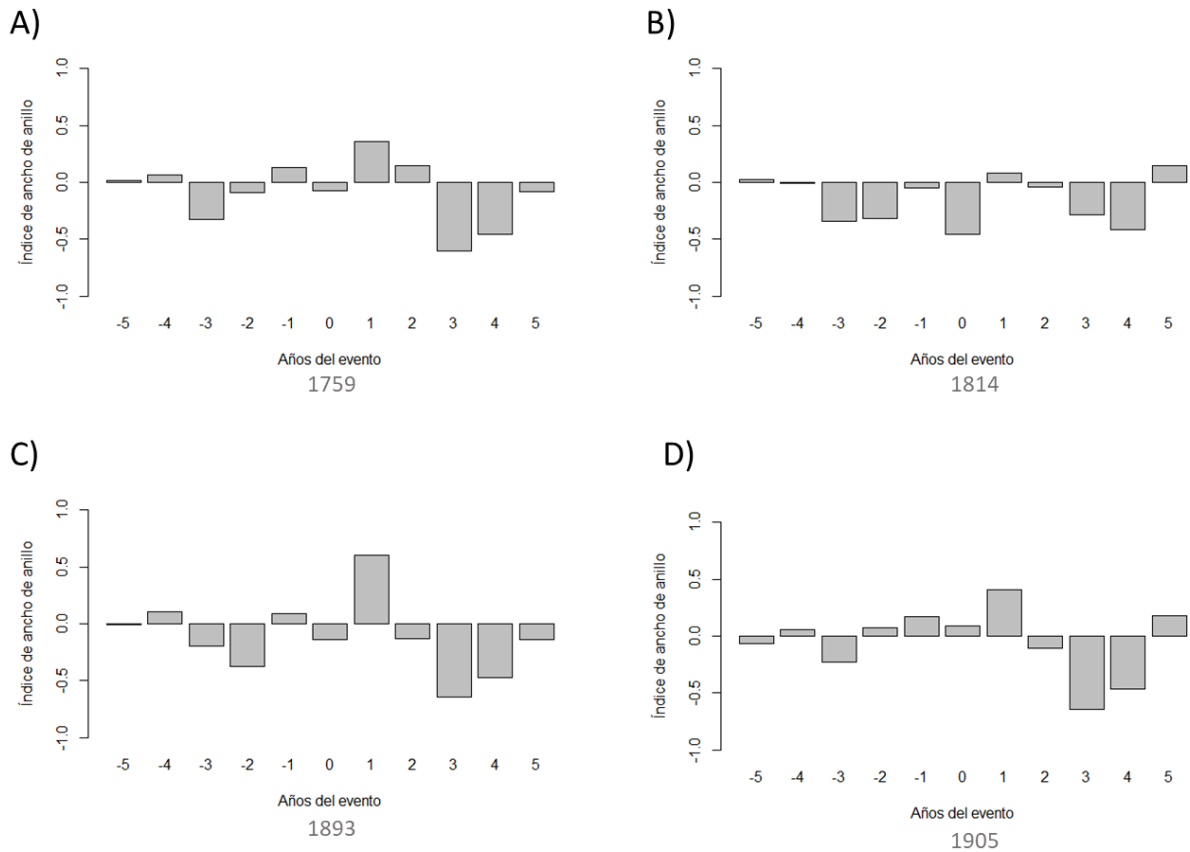


Figura 11: Efecto sobre el crecimiento de *N. pumilio* en los años posteriores a las erupciones volcánicas registradas de época no conocida.

En la gráfica se puede observar que estas erupciones no tuvieron efecto significativo sobre el crecimiento para el análisis de épocas superpuestas.

4.7. Liberaciones y supresiones

A partir de los cálculos del porcentaje de cambio de crecimiento radial se pudieron observar reducciones significativas en el crecimiento mayores al 50% por 3 o más años consecutivos para los años 1812, 1919, 1991, 1943 y 1996. El periodo de supresión más duradero fue desde 1991 a 1999, destacándose el año 1996. El año 1919 presenta la mayor cantidad de individuos (13) con supresiones mayores al 50% para la cronología (Figura 12).

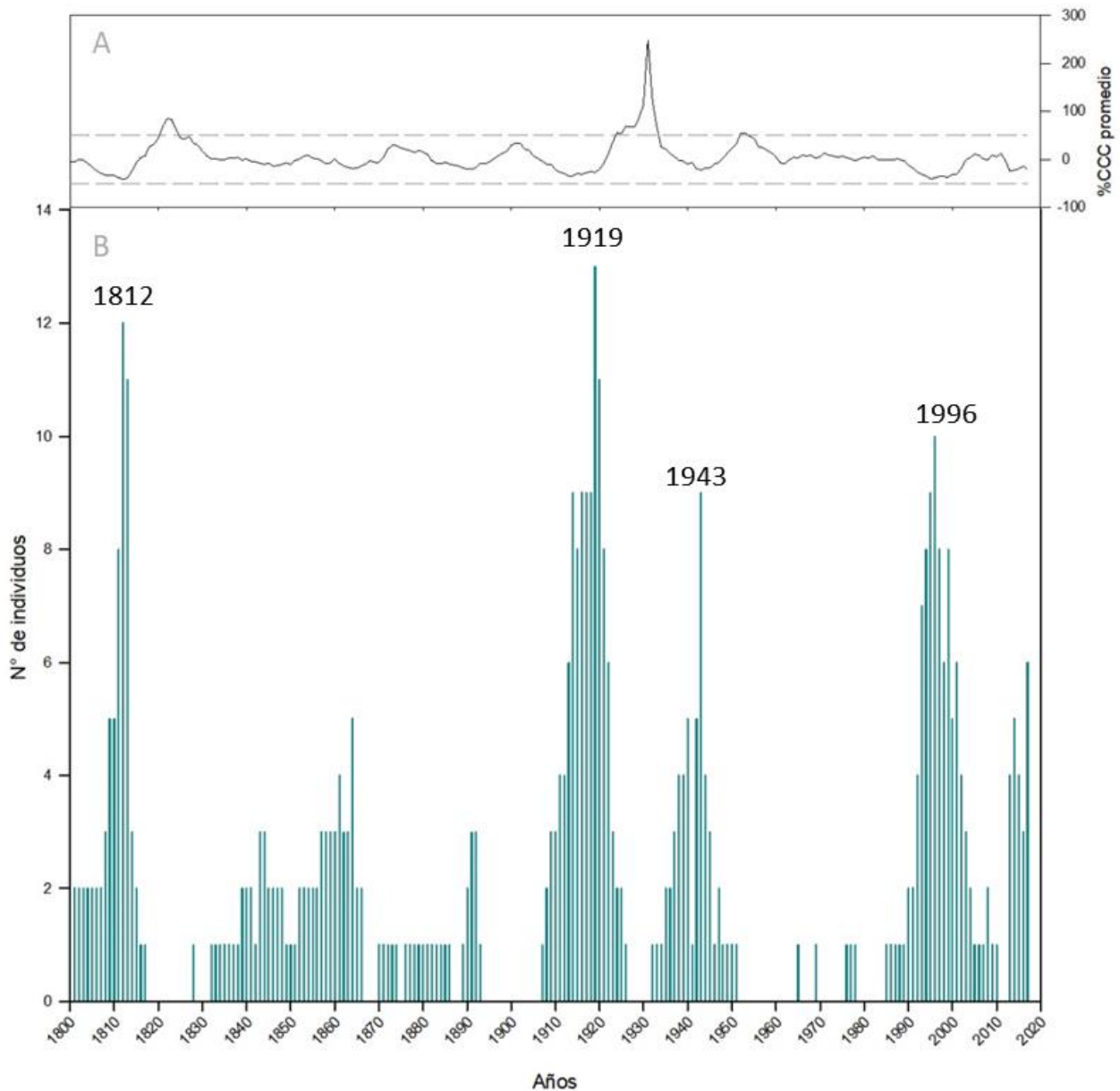


Figura 12: (A) %CCC promedio para la cronología. Las líneas punteadas horizontales demarcan los valores promedios mayores (menores) a 50% (-50%) en el %CCC. (B) Distribución de frecuencias (número de árboles/año) de supresiones en el crecimiento radial de los individuos de *N. pumilio*. En el gráfico se encuentran marcados los años de supresiones características.

Se observaron liberaciones mayores al 50% para los años 1822, 1926, 1930 y 1951-52. El aumento en el crecimiento radial más duradero fue en el lapso 1923-1933, con un promedio de 18 árboles con liberaciones mayores al 50%. Para los años 1822, 1926 y 1930 encontramos 22 árboles con liberaciones en su crecimiento mayores al 50%. Estas corresponden a las mayores liberaciones registradas para toda la cronología (Figura 13).

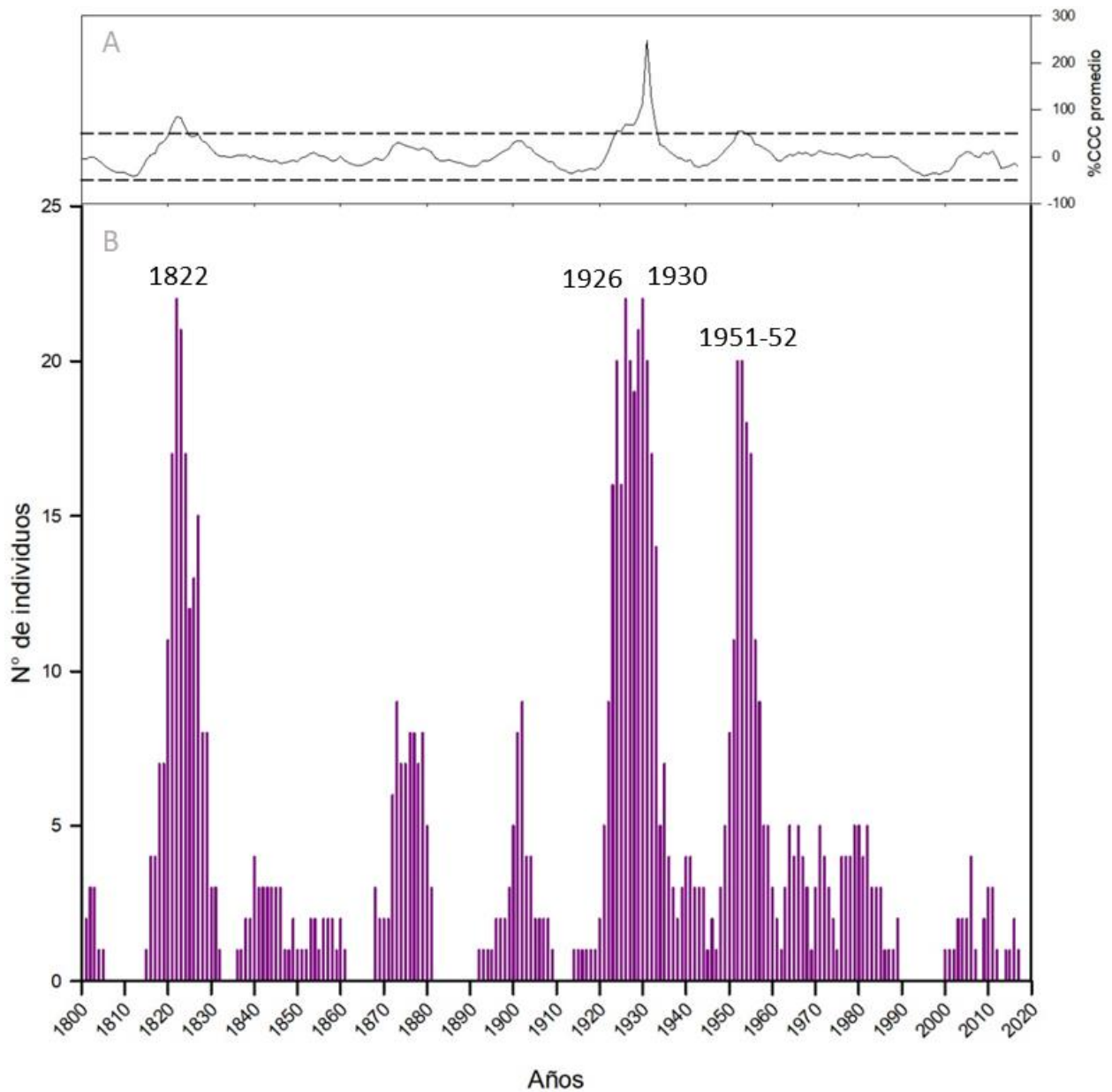


Figura 13: (A) %CCC promedio para la cronología. Las líneas punteadas horizontales demarcan los valores promedios mayores (menores) a 50% (-50%) en el %CCC. (B) Distribución de frecuencias (número de árboles/año) de liberaciones en el crecimiento radial de los individuos de *N. pumilio*. En el gráfico se encuentran marcados los años de liberaciones características.

4.8. Porcentaje de muestras con anillos blancos

La tabla 5 presenta el porcentaje de muestras con anillos blancos.

Tabla 5: Porcentaje de muestras con anillos blanco para las erupciones registradas en la bibliografía y en el año 1814.

Año de erupción	% de muestras con anillo blanco
1759	0
1814	29,63
1893	0
1905	0
1914	0
1919	0
1921-1922	92,69
1929	0
1934	0
1960	0
1990	0
2011	9,76

Es importante destacar aquí que se encontraron árboles que poseían anillos blancos en solo alguno de sus radios. A continuación, se presentan imágenes para los años con “anillos blancos” (Figura 14).

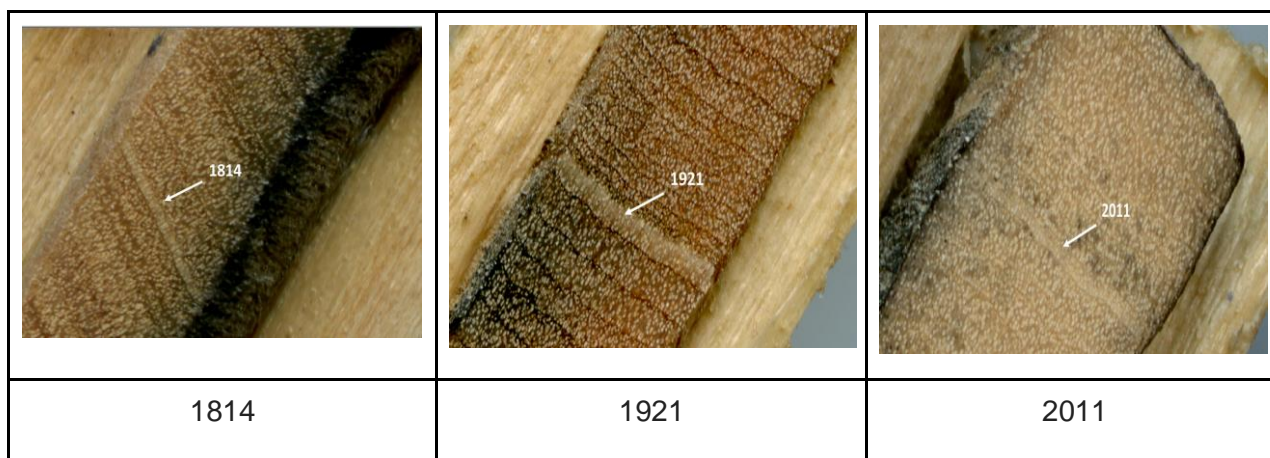


Figura 14: Imágenes de “anillos blancos” tomados a partir del Escáner Epson Perfection V550.

4.9. Corte Histológico

Cómo se mencionó en el punto anterior, el análisis con lupa binocular evidenció la presencia de anillos blancos. Por tal motivo se procedió a realizar un corte histológico a una de las muestras y la observación mediante microscopio permitió visualizar células de paredes sustancialmente más delgadas y una mayor cantidad de parénquima (Figura 15).

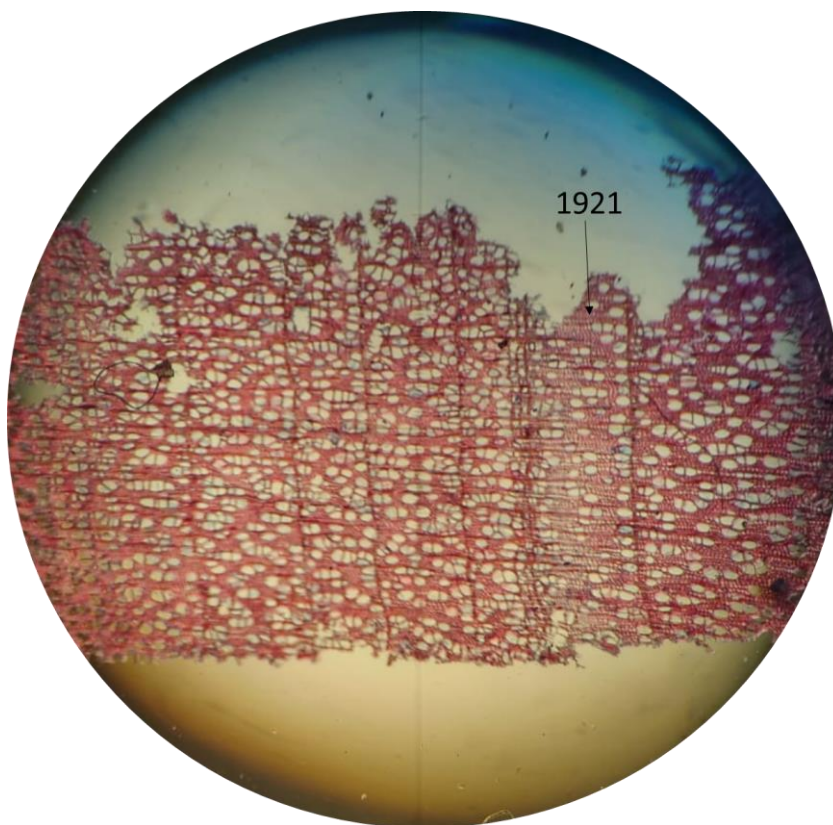


Figura 15: Corte Histológico de leño de *N. pumilio* observado en microscopio 10x evidenciando la estructura anatómica del año 1921.

5- Discusión

De acuerdo a los estadísticos obtenidos (R_{bar} y EPS) las cronologías de ancho de anillo e IAB de *Nothofagus pumilio* elaboradas, resultan representativas del rodal. La primera presenta tendencias coincidentes con otras cronologías de ancho de anillo realizadas para la Patagonia Norte, en diferentes especies. Por ejemplo, Vega (2018) muestra también una tendencia en la disminución del crecimiento de *Austrocedrus chilensis*, en el área de Confluencia-Traful (Rio Negro), para los años 1922-23 y para los años 1943-44 (estos últimos años caracterizados por bajas precipitaciones). Por su parte Suarez et al. (2004) en cronología de ancho de anillo de *N. dombeyi* y Rodríguez-Catón et al. (2015) en cronología de área basal de *N. pumilio*, muestran un decaimiento en el crecimiento radial tras las sequías de 1943-44. Rodríguez-Catón et al. (2015) muestran además, para sitios cercanos a la zona de estudio, un patrón coincidente en el detrimento del área basal en las últimas décadas, hasta el año 2000. Por otra parte, nuestra cronología evidenció reducciones para los años de sequías correspondientes a la década de 1950, similares a lo encontrado por Villalba & Veblen (1998) en su estudio con *A. chilensis*. Magnin et al. (2017) trabajando sobre las erupciones del Volcán Puyehue para este sitio mostraron un crecimiento similar al hallado para los años posteriores a la erupción de 2011. El periodo de menor crecimiento en relación al crecimiento medio (1850-1920), se ve reflejado también para estudios realizados en *N. pumilio* por Montiel Barrientos (2014). El análisis

comparativo con las cronologías de este último autor permitió identificar un anillo ausente correspondiente al año 1815 en todas las muestras extraídas para nuestro estudio.

El bosque analizado posee individuos de más de 400 años, longevidad mayor a otras reportadas en cronologías para esta especie en el Sur de América Latina (Blazina, 2014; Melson, 2013; Montiel Barrientos, 2013). La pronunciada disminución en el crecimiento a partir de la década de 1990 podría indicar que el bosque está entrando en un periodo de senescencia. Múltiples estudios en cambio climático han mostrado una disminución en el crecimiento radial de los bosques de Patagonia Norte para las últimas décadas (Amoroso et al., 2017; Rodríguez-Catón & Villalba, 2018; Srur et al., 2008; Vega, 2018). Estos lo relacionan principalmente al aumento de la temperatura, la reducción de las precipitaciones, con un consecuente déficit hídrico y, por tanto, la mayor sequía.

5.1. Variaciones en el crecimiento relacionadas con erupciones de primavera/verano

El análisis de igualdad de medias evidencia que las erupciones ocurridas durante la primavera/verano poseen efectos significativos en el crecimiento de los anillos post-erupción, excepto la ocurrida en 1914. A pesar de esto último, el análisis de igualdad de medias con interacción demostró que la influencia de la Época era significativa.

La reducción del crecimiento radial en los bosques de lenga durante las erupciones de 1919 y 1921-22 podría deberse a que las cenizas generan periodos de atenuación solar y daño mecánico sobre las hojas presentes, reduciendo las tasas fotosintéticas y por consecuencia su crecimiento (Smiley, 1958; Yamaguchi, 1983). Mientras que, la falta de evidencia de un efecto en la reducción del crecimiento radial para el año 1914 podría deberse a que 1913 fue un año de gran sequía ($PDSI^2 = -5,582$) (Morales et al., 2020) y por esto, el efecto de esta erupción podría mostrar un comportamiento similar al de erupciones ocurridas en invierno. Esta sequía podría haber provocado que la estación de crecimiento sea más corta y los árboles estuvieran sin hojas al momento de la erupción de febrero de 1914, condición que no se observó para ninguno de los años de erupciones en verano que mostraron diferencias significativas en su crecimiento post erupción (1919, 1921, 1929) (Ver Anexo I). Por su parte, el mayor crecimiento radial para los años posteriores a la erupción de 1929 puede deberse al aprovechamiento de la liberación de recursos tras una gran mortalidad de individuos a causa de las sucesivas erupciones para esta década. Además, esta erupción tuvo un VEI menor a la de 1921-22 y el bosque no fue afectado rápidamente por otra erupción como en el caso de 1919, por lo que la recuperación del crecimiento pudo haber sido mucho más rápida (Hernández, 2018).

Para las erupciones de primavera/verano, el análisis de épocas superpuestas muestra que las desviaciones del crecimiento de lenga respecto de lo esperado por azar fueron significativas solo para el año de erupción, mostrando una importante disminución en el crecimiento respecto a los años previos al disturbio. Esto puede deberse al efecto abrasivo que tienen las cenizas sobre las hojas. Debido a que la lenga recupera rápidamente su follaje, al siguiente año ha renovado toda su copa y comienza a acumular nuevamente fotosintatos retomando el crecimiento lentamente (Schlatter, 1994). Miranda García Rovés (2017) explica en su estudio sobre la adaptación del Pino canario (*Pinus canariensis*) a las erupciones volcánicas

² Índice de sequía de Palmer (PDSI): índice multivariado que utiliza la deficiencia de humedad a partir un balance hídrico edafológico, con evapotranspiración potencial estimada, que mide el déficit entre la precipitación real y la precipitación necesaria para mantener las condiciones de humedad climática o normal. Este utiliza el método de Thornthwaite y un enfoque probabilístico para procesar las desviaciones de humedad en diferentes duraciones de sequía (Campos-Aranda, 2018).

de Cumbre Vieja (La Palma, España) que los mismos movilizan, en primera instancia, los carbohidratos hacia las raíces (órganos menos dañados) para luego, durante el receso invernal, invertirlos en la recuperación de la copa, restableciendo la actividad fotosintética al próximo periodo de crecimiento. Una vez que la copa de los árboles ha recuperado cierto volumen, se retoma el crecimiento radial. Se ha demostrado una detención en el crecimiento de alrededor de 5 años tras erupciones volcánicas para distintos géneros de *Nothofagus* (Hernández, 2018; Montiel Barrientos, 2014). El análisis SEA muestra un cambio no significativo en el signo del efecto sobre el crecimiento al quinto año post eruptivo.

La erupción volcánica del verano de 1919 evidencia un fuerte impacto sobre el rodal (mayor cantidad de individuos suprimidos). Sin embargo, este efecto fue menor para las erupciones posteriores de diciembre de 1921, febrero de 1922 y de enero de 1929. Este efecto diferencial puede deberse a que los árboles del rodal se ven más afectados por los disturbios cuando estos ocurren en momentos en que los individuos muestran un mayor crecimiento (Izworska et al., 2022; Wenderott, 2021); tales como los que se observan en los años previos al 1919. Para las erupciones de 1921-22 el crecimiento del rodal ya se encontraba fuertemente afectado, por lo que la respuesta en el número de individuos a estos disturbios fue menor.

Los valores de cambio de porcentaje de crecimiento dependen en gran medida del crecimiento anterior, porque el CCC% expresa el aumento o disminución de crecimiento en relación al crecimiento anterior (Nowacki & Abrams, 1997). Los árboles que han formado anillos anchos antes de un disturbio se ven ampliamente más afectados que aquellos individuos suprimidos (Black & Abrams, 2003; 2004; Lorimer & Frelich, 1989; Nowacki & Abrams, 1997).

A partir de 1923 se observan liberaciones en algunos individuos que perduran 10 años, hasta 1933. Estas liberaciones podrían deberse a la mayor disponibilidad de recursos que se liberan tras la muerte de individuos luego del disturbio. Múltiples estudios han mostrado liberaciones del crecimiento luego de distintos disturbios, tales como erupciones volcánicas (Hernández, 2018; Miranda García-Rovés, 2017; Montiel Barrientos, 2013; Terazawa et al., 2000), viento (Izworska et al., 2022; Šamonil et al., 2009), fuego (Rozas, 2004), flujos de masa (García-Oteyza et al., 2015), entre otros.

Particularmente, la caída de cenizas durante la estación de crecimiento puede ocasionar un daño mecánico a las hojas de la planta, tapar sus estomas, aumentar la temperatura foliar y alterar sus procesos fisiológicos hasta llevarlos a la muerte (Rojas-Badilla et al., 2017; Seymour et al., 1983). Montiel Barrientos (2014) evidencia un rodal de árboles muy jóvenes al momento de la erupción 1921-1922 para esta zona. Es probable que la gran magnitud de esta erupción (VEI=3) y el constante depósito de cenizas durante dos estaciones de crecimiento consecutivas haya provocado el enterramiento de gran parte del sotobosque y la muerte de varios individuos jóvenes de *N. pumilio*, llevando a una liberación de recursos. La gran cantidad de individuos con liberaciones para el 1926 (22 individuos) puede deberse al efecto combinado de la recuperación en el crecimiento (5 años después) y al aprovechamiento de la mayor cantidad de recursos disponibles. La ausencia de anillos para algunas muestras de la secuencia cronológica puede deberse al estrés generado por la caída de cenizas sobre las hojas, que reducen la producción de fitohormonas (principalmente auxinas), suprimiendo el inicio del desarrollo y la actividad del cambium vascular durante toda la etapa de crecimiento (Rojas-Badilla et al., 2017). Este fenómeno puede darse además, por un enfriamiento atmosférico de la zona (generado por cenizas transportadas a capas altas de la atmósfera) que lleva a una supresión o detención total del crecimiento radial (Szeicz, 1996).

Por otro lado, si bien es probable que la erupción de enero de 1929 no haya provocado una gran mortalidad, el año con mayor cantidad de liberaciones para este periodo corresponde al 1930, con más de la mitad de los árboles con liberaciones mayores al 50%. Para este caso, es

probable que esta liberación no se deba únicamente a la mayor disponibilidad de recursos, sino también a la constante deposición de tefra tras las sucesivas erupciones y las grandes lluvias ocurridas durante 1930 (Ver Anexo II). Buteler et al. (2011) demuestran que en las regiones húmedas la presencia de cenizas mejora las condiciones cuali-cuantitativas para las especies vegetales debido al incremento de la humedad del suelo a raíz de la mayor retención de agua por parte de la capa de tefra formada.

Las cenizas volcánicas, y sus minerales, actúan como una esponja reteniendo el agua hasta llegar a su punto de saturación, luego esta agua comienza a liberarse lentamente y alimenta a las diferentes especies (Nanzyó, 2002). Además, la capa de ceniza formada puede disminuir la evapotranspiración del suelo prolongando este efecto (Black & Mack, 1986). Todo esto, podría haber mejorado el balance hídrico de la zona y haber compensado la falta de lluvias para los años 1926, 1927, 1928 y 1929 (Ver Anexo II) provocando la posterior liberación en los individuos del rodal. Sin embargo, es necesario un análisis más exhaustivo de las condiciones locales y climáticas de la zona para poder comprender qué factores fueron determinantes en las liberaciones post erupción.

5.2. Variaciones en el crecimiento relacionadas con las erupciones ocurridas en otoño/invierno

Por su lado las erupciones conocidas de invierno/otoño (1934, 1960, 1990 y 2011) no tuvieron efectos significativos en la variación del crecimiento. Esto podría estar relacionado con que los árboles de *N. pumilio* se encontraban sin hojas y con los primordios foliares protegidos para esta época (Melson, 2013).

El análisis de épocas superpuestas muestra una reducción del crecimiento significativo para el tercer año post erupción. Sin embargo, debido al hecho de que para este análisis se utilizó la cronología residual con la estandarización a la media, que no elimina el efecto de la variación por el clima, esta disminución significativa en el crecimiento podría estar relacionada con las escasas precipitaciones registradas para los años 1962 y 2013, y no a un efecto propio de las erupciones volcánicas. Estos dos años se registran en el ranking de valores extremos de baja pluviosidad para el último centenio (Gaitán et al., 2015; González-Reyes & Muñoz, 2013). Estas grandes sequías podrían haber afectado fuertemente al periodo de crecimiento del próximo año (1963 y 2014), explicando así, el efecto negativo en el crecimiento mostrado por el SEA en los 3 años posteriores a las erupciones ocurridas en invierno/otoño. Los árboles caducifolios responden a las sequías modificando su fenología foliar y disminuyendo el tamaño de sus hojas, concentrando los nutrientes en la formación de raíces que mejoren la captación de agua del subsuelo (Venegas-González et al., 2018). Esta reducción del área foliar modifica las tasas fotosintéticas afectando indirectamente los procesos de crecimiento radial, que pueden mostrar una reducción de hasta 3 años posteriores a la sequía (Venegas-González et al., 2018).

Para ninguna de las erupciones de otoño/invierno se observan supresiones o liberaciones significativas. Sin embargo, el SEA muestra un aumento no significativo en el crecimiento radial en el año posterior a la erupción. Podemos observar en la cronología estándar aumentos en el crecimiento radial, respecto a los años anteriores, para 1934, 1961, 1991 y 2012-13 (Anexo V). Montiel Barrientos (2013) muestra un leve aumento de las tasas de crecimiento de *N. pumilio* luego de la erupción de 1960. Por su parte, Magnin et al. (2017) encuentran un cambio positivo en las tendencias de ancho de anillo para dos años después de la erupción de 2011 para individuos de esta especie en el Cerro Pantojo. La falta de follaje durante la época de ocurrencia de esta erupción y el efecto fertilizante tardío de las cenizas podría haber impulsado el crecimiento radial para los años posteriores a la erupción, sin embargo este no fue significativo (Barbaro et al., 2013; Magnin et al., 2017; Segura et al., 1995). Melson (2013) demuestra que la capacidad de fertilización de las cenizas liberadas por el Volcán Puyehue no se deben a sus propiedades

químicas intrínsecas, sino más bien a la capacidad de la tefra de disminuir las limitantes físicas mediante procesos de erosión y retención de agua, y a la incorporación progresiva de nutrientes a través de la descomposición de la materia orgánica y otros materiales biológicos.

La erupción del 2011 fue de gran magnitud, con la mayor cantidad de km³ de cenizas depositados para el Volcán Puyehue para los años en los que hay registro (Ver Anexo III). Sin embargo, ésta no generó fuertes supresiones como las ocurridas en 1919 y 1921, evidenciando que la época podría tener una mayor influencia sobre el crecimiento radial que la magnitud de la erupción. Sin embargo, la reducción no significativa en el ancho de anillo para el 2011 puede corresponderse a una disminución en la tasa fotosintética debido a la atenuación solar durante el periodo de crecimiento provocada por la constante eyección de cenizas durante todo este año hasta finales del 2012 (Piedra Vilches, 2016). A su vez, se esperaría que esta erupción, la cual presenta el mayor VEI de todas, hubiera dañado ampliamente al bosque generando una liberación de recursos. Sin embargo, debido a la falta de follaje pudo no haber generado una gran mortalidad de los individuos y por ende no se observan liberaciones significativas en el crecimiento para los años posteriores.

Por otro lado, la región norte de la Patagonia ha sido afectada desde 2005 por un ciclo seco, que se intensificó a partir del año 2007, asociado a la ocurrencia de los años de la "Niña" (González-Reyes & Muñoz, 2013; Villagra et al., 2012). El efecto de la erupción de 2011 y la sequía moderada que se presentó en la zona para estos años (Ver Anexo IV) llevaría a pensar que el crecimiento radial se vería afectado negativamente. Sin embargo, se puede apreciar un aumento no significativo en el crecimiento para los años 2012 y 2013. Magnin et al. (2017) propone que este crecimiento puede deberse a las precipitaciones en forma de nieve que se dieron los meses anteriores a la erupción (408,7 mm acumulados de marzo a junio; Harris et al., 2020) y que quedaron atrapadas entre las cenizas. Las mismas evitaron que la nieve se derritiera rápidamente proporcionando un suministro constante de agua para los próximos años, contrarrestando así el efecto de la sequía.

El análisis de igualdad de medias para las erupciones de épocas no conocidas y el año 1814, no muestran efectos significativos sobre el crecimiento radial. Esto podría llevar a concluir que las mismas ocurrieron durante periodos en los que los árboles no poseían follaje. Sin embargo, al incorporar estas una a una al análisis de épocas superpuestas no presentan un patrón coincidente. Es necesario un futuro análisis exhaustivo de estas erupciones para poder establecer una hipótesis más sólida sobre la época de erupción para estos años.

5.3. Porcentaje de anillos blancos

Los árboles de *N. pumilio* relevaron un porcentaje de individuos con anillos blancos mayor al 90% para la erupción de 1921-1922, mayor al 29% para 1814 y menor al 10% para la erupción de 2011. El resto de las erupciones no mostraron anillos blancos en ninguna de las muestras de este estudio. Múltiples estudios indican que la reducción en las temperaturas al final de la estación de crecimiento, provocan la aparición de anillos blanquecinos o "anillos claros" (Filion et al., 1986; Szeicz, 1996; Yamaguchi, 1893). Estos anillos muestran una estrecha relación con la ocurrencia de erupciones volcánicas y sus efectos climáticos derivados (Szeicz, 1996; Yamaguchi et al., 1993). Las erupciones de 1921-1922 y 2011 se caracterizan por ser erupciones de gran magnitud, cuyas emisiones de cenizas duraron varios meses (Moreno & Petit-Breuilh, 1998; Piedra Vilches, 2016).

A pesar de que la erupción de 2011 eyectó más de tres veces la cantidad de cenizas liberadas durante el período 1921-1922 (Ver Anexo III) y de que las plumas de cenizas tuvieron las mismas trayectorias, los individuos de *N. pumilio* fueron afectados en mayor proporción para el 1921. En particular, el efecto de oscurecimiento prolongado provocado por el constante depósito de cenizas volcánicas durante las erupciones sucesivas de 1919, 1921-1922 podría

haber generado una disminución de las temperaturas que explica el elevado porcentaje de muestras con anillos blancos para este periodo. Por su parte, la emisión de cenizas por parte de la erupción de 2011 persistió durante tan solo 5 meses, por lo que es probable que el efecto de las cenizas sobre los individuos, y su leño, haya provocado la generación de anillos blancos solo en algunas muestras (Piedra Vilches, 2016). Estas dos erupciones, junto con la de 1960, son las erupciones de mayor magnitud registrada para el Holoceno. Sin embargo, la erupción del año 1960 duró tan solo 2 meses, presentando la menor cantidad de cenizas eyectadas, con tan solo 0,06 Km³, donde gran parte de las mismas fueron depuestas hacia el noreste del Volcán Puyehue (Moreno & Petit-Breuilh, 1998; Singer et al., 2008), sin afectar fuertemente al ambiente y al sitio abordado en este estudio.

Gurskaya et al. (2012) muestran que la formación de anillos claros por descenso de la temperatura varía según la especie, la época en la que ocurrió este descenso y la temperatura media para ese año o estación. Por ende, es esperable que el efecto diferencial en el porcentaje de anillos blancos de *N. pumilio* entre 2011 y 1921 pueda deberse también al impacto que tiene el disturbio según la época y periodo de ocurrencia. Sin embargo, el resto de las erupciones de primavera/verano no provocaron anillos de color blanquecinos en los individuos analizados. Esto indica que el efecto que pueden tener las erupciones volcánicas sobre el leño depende de múltiples factores.

Estos resultados sugieren la necesidad de realizar estudios acerca de las anomalías anatómicas en individuos de *N. pumilio* afectadas por erupciones a lo largo de su rango de distribución, con el fin de complementar la información brindada por sus tasas de crecimiento.

5.4. Posible erupción de 1814

La presencia de anillos blanquecinos para más del 29% de las muestras en el año 1814 da indicios de una posible erupción volcánica no registrada en la bibliografía. Se observa además al menos un anillo ausente en las muestras, luego de este año y, fuertes liberaciones a partir de 1820 que perduran durante 9 años; comportamiento similar a lo sucedido durante la erupción de 1921. Montiel Barrientos (2013) sugiere una posible erupción volcánica para el año 1814, y encuentra evidencias de un anillo blanquecino para dicho año en árboles de *N. pumilio* relevados para la zona de Antillanca (40° 46' 38" S, 72° 12' 18" O) y Paso Puyehue (40° 41' 52" S, 71° 57' 34" O), Chile (Ver Anexo VI). Daga et al. (2006), a través de su estudio sobre la caracterización geoquímica de cenizas volcánicas de eventos eruptivos para los Andes de Patagonia Norte, señalan la existencia de una capa de tefra correspondiente a una erupción del CVPCC alrededor de 1800.

La presencia de anillos ausentes para las muestras en 1815, podría deberse al efecto combinado de esta erupción junto al efecto de la erupción del Volcán Tambora (Indonesia) (VEI=7) para este año que generó el "año sin verano" y que provocó el oscurecimiento y disminución de la temperatura en todo el mundo (Garza Merodio, 2014; Siebert et al., 2011). Esto probablemente provocó la detención total del crecimiento por la reducción de la eficiencia fotosintética debido a la atenuación solar, la pérdida de follaje en la copa superior y/o la destrucción de yemas terminales (Caccianiga et al., 2008). Sin embargo, debe hacerse un análisis más exhaustivo.

Montiel Barrientos (2013) no evidencia anillos ausentes para 1815 y muestra un máximo de dos anillos ausentes para la erupción de 1921, mientras que en el presente estudio se observaron de 1 a 10 anillos ausentes posteriores a esta erupción y de uno a dos anillos (5 muestras) ausentes para la erupción del año 1814. Esto sugiere que la influencia de las erupciones del Volcán Puyehue podría haber tenido un mayor impacto sobre los individuos del Cerro Pantojo en relación a los sitios de estudio elegidos por Montiel Barrientos (2013). Esto puede deberse a que Antillanca se encuentra en el límite de la pluma de dispersión y si bien Paso

Puyehue puede haberse encontrado fuertemente afectado por esta, es probable que haya sido menos expuesto a la influencia de nubes de cenizas debido a la circulación atmosférica de los vientos (que elevan las cenizas a grandes altitudes y las transportan a mayores distancias), por lo que el efecto de las mismas en el Cerro Pantojo puede haber sido aún mayor (Daga et al. 2006; 2014; Montiel Barrientos, 2014). La presencia de anillos blancos y ausentes para solo algunas muestras de un mismo árbol podría estar apoyando esta hipótesis, donde estos se habrían formado solo en la orientación donde estuvo en contacto con la pluma de cenizas. Además, Swanson et al. (2016) muestran para la erupción del 2011 mayores profundidades de tefra (cm) para sitios más alejados al volcán, lo que sustentaría aún más esta idea (Ver Anexo VI). Sin embargo, esta diferencia puede deberse a distintas condiciones en el micrositio tales como, altura, exposición, pendiente, árboles vecinos, tamaño/edad de los árboles, densidad de individuos, etc. (Montiel Barrientos et al., 2016; Riveros, 2015; Swanson et al., 2016)

5.5. Corte Histológico

El corte histológico para los anillos claros revela que los mismos presentan células con paredes sustancialmente más delgadas que en años normales, vasos más estrechos y una mayor cantidad de parénquima. Los anillos claros se caracterizan por poseer una banda estrecha de madera tardía con paredes celulares pobremente lignificada, haciendo que este leño parezca de color claro (Gurskaya et al., 2012). Si bien esta estructura anatómica está ampliamente relacionada a las erupciones volcánicas (Filion et al., 1986; Szeicz, 1996; Yamaguchi, 1983), la presencia de las mismas también se ha observado después de diferentes tipos de disturbios tales como heridas por insectos (*Larix laricina*, Liang et al., 1997), inundaciones (*Alnus glutinosa*, *Fraxinus angustifolia* y *Quercus pyrenaica*, Ballesteros et al., 2010; *Fraxinus americana* y *F. pennsylvanica*, Yanosky, 1984) e incendios (*Prosopis caldenia*, Medina, 2008; *N. pumilio*, Mundo et al., 2019).

Medina (2008) muestra en su estudio sobre el efecto de los fuegos en *Prosopis caldenia*, una estructura similar de bandas de tejido parenquimático en su leño tardío. Esta autora explica que la formación de este tejido está asociada a la formación de un tejido de cicatrización como reacción al daño producido en la zona cambial al contacto con el fuego. Mundo et al. (2019), en su análisis sobre la anatomía e hidráulica para individuos *N. pumilio* afectados por fuego, muestra también estructuras similares a las del presente estudio. Se ha demostrado en estudios sobre *Nothofagus* que disturbios como los incendios y las erupciones volcánicas involucran la abrasión del tronco produciendo la muerte del cambium (Villanueva, 2007). Particularmente, la dinámica de disturbios en los bosques patagónicos de *N. pumilio* afectados con tefra está relacionada tanto a eventos de incendios como a eventos volcánicos, que muchas veces actúan sinérgicamente influyendo en el crecimiento radial (Montiel Barrientos, 2014). Futuros estudios específicos en la anatomía del leño podrían ayudarnos a comprender mejor el mecanismo en la formación de estos anillos claros.

6- Conclusiones

A partir de los resultados obtenidos en este estudio podemos concluir que:

- La época de ocurrencia de la erupción volcánica afecta diferencialmente el crecimiento radial en los árboles de *N. pumilio*. Sin embargo, esto depende de múltiples factores (estado vegetativo de los individuos, disponibilidad de agua, cantidad de cenizas depositadas, crecimiento previo etc.).
- Las erupciones volcánicas ocurridas cuando los individuos de *N. pumilio* presentan follaje (primavera/verano) tienen un efecto negativo significativo sobre el crecimiento radial para el año de ocurrencia de la erupción.
- Las erupciones volcánicas ocurridas en invierno/otoño no tienen un efecto significativo sobre el crecimiento radial de *N. pumilio*.

- Si bien hay estudios que demuestran que las cenizas pueden tener un efecto fertilizante y/o protector sobre el suelo y aumentar el crecimiento radial, esto no se observa claramente en el sitio de muestreo.
- Las supresiones en el crecimiento radial no se relacionan únicamente a la magnitud de la erupción, sino que dependen de múltiples factores (época de la erupción, condiciones climáticas previas y posteriores, dirección de los vientos, cantidad de cenizas eyectadas, etc.).
- Las erupciones volcánicas de primavera/verano afectan mayormente al crecimiento radial cuando estas ocurren luego de periodos donde los individuos presentaban crecimiento vigoroso.
- El análisis del efecto de las erupciones volcánicas en las variaciones de ancho de anillo de especies caducifolias podría ayudar a determinar la época de ocurrencia de las mismas.
- Los anillos claros presentes en *N. pumilio* podrían ayudar a reconstruir eventos de erupciones volcánicas ocurridas en el pasado para las cuales no existe registro instrumental y/o histórico.
- *N. pumilio* es una especie capaz de imprimir en la anatomía del leño el efecto de las erupciones volcánicas. Esta característica sugiere la existencia de una posible erupción que haya afectado la zona para principios del siglo XIX.
- El presente estudio aportaría información de base que permita evaluar el efecto del vulcanismo sobre la productividad y dinámica de bosques de *N. pumilio* en zonas con volcanes activos.

7- Recomendaciones

Algunas de las consideraciones importantes para la realización de estudios futuros que se desprenden del proceso realizado en esta tesina son:

- Para el estudio de futuras erupciones, debe hacerse un relevamiento más exhaustivo de las condiciones microambientales que puedan afectar al crecimiento radial de los individuos muestreados (profundidad de la capa de ceniza, pendiente, altura sobre el nivel del mar, exposición, geoformas principales, etc.).
- Para próximos diseños de muestreos se recomienda relevar los individuos a través de una transecta (a fin de evaluar establecimiento, mortalidad, condición de los individuos en el rodal, árboles vecinos, etc.), de manera de poder evaluar el efecto de las erupciones volcánicas sobre el rodal, según la distancia al volcán.
- Para comprender mejor el efecto que las erupciones volcánicas pueden tener sobre el crecimiento radial según la época, se recomienda realizar un muestreo de especies siempre-verdes y de hojas caducas que coexistan en el mismo sitio.
- Para futuros estudios se recomienda tomar muestras en distintas orientaciones (norte, sur, este, oeste), de manera de determinar el efecto de la dirección de la pluma de cenizas sobre la formación de anillos blancos.
- Se recomienda realizar un muestreo más exhaustivo con el objetivo de incorporar individuos más longevos y analizar profundamente lo sucedido durante los años 1814 y 1815.
- Se recomienda hacer un estudio colaborativo para los sitios elegidos por Montiel Barrientos (2013; 2014) de manera de determinar el efecto diferencial de las erupciones sobre estos dos sitios y complementar ambos estudios.
- Se recomienda realizar un nuevo muestreo en la zona de manera de poder realizar una mayor cantidad de cortes histológicos sobre los anillos claros y observar más profundamente su anatomía.

8- Bibliografía

- Amoroso, M.M., & Daniels, L.D. (2010). Cambial mortality in declining *Austrocedrus chilensis* forests: implications for stand dynamics studies. *Canadian Journal of Forest Research*, 40(5), 885-893.
- Amoroso, M.M., & Suárez, M.L. (2015). The application of tree-ring analysis to ecological questions: A brief review of Dendroecology in Spanish America. *Ecosistemas*, 24(2), 1-6. <https://doi.org/10.7818/ECOS.2015.24-2.01>.
- Amoroso, M.M., Rodríguez-Catón, M., Villalba, R., & Daniels, L.D. (2017). Forest decline in Northern Patagonia: the role of climatic variability. In *Dendroecology* (pp. 325-342). Springer, Cham. doi: 10.1007/978-3-319-61669-8_14
- Aravena, J.C., Lara, A., Wolodarky-Franke, A., Villalba, R., & Cuq, E. (2002). Tree-ring growth patterns and temperature reconstruction from *Nothofagus pumilio* (fagaceae) forest at the upper tree line of southern Chilean Patagonia. *Revista Chilena de Historia Natural* 75: 361-376 <http://dx.doi.org/10.4067/S0716-078X2002000200008>
- Badii, M.H., Guillen, A., Pérez, G., & Aguilar, J. (2015). Extinción de Especies y su Implicación. *Internacional Journal of Good Conscience*, 10(1), 157–171. Recuperado de [http://www.spentamexico.org/v10-n1/A11.10\(1\)157-171.pdf](http://www.spentamexico.org/v10-n1/A11.10(1)157-171.pdf)
- Ballesteros, J.A., Stoffel, M., Bollschweiler, M., Bodoque, J.M., & Díez-Herrero, A. (2010). Los impactos de las inundaciones repentinas provocan cambios en la anatomía de la madera de *Alnus glutinosa*, *Fraxinus angustifolia* y *Quercus pyrenaica*. *Tree Physiology* 30, 773–781. <https://doi.org/10.1093/treephys/tpq031>
- Barbaro, L.A., Mazzoni, A., Karlanian, M.A., Fernandez, M.N., & Morisigue, D.E. (2013). Cenizas del volcán Puyehue como sustrato para plantas. *Horticultura Argentina*, 33(81), 44–53.
- Bava, J.O., & Rechene, D.C. (2004). Dinámica de la regeneración de lenga (*Nothofagus pumilio* (Poepp. et Endl) Krasser) como base para la aplicación de sistemas silvícolas. *Ecología y Manejo de los Bosques de Argentina*. Arturi, MF; Frangi, JL, 1-22.
- Beltrán Gutiérrez, L.A., & Valencia Ramos, G.M. (2013). Anatomía de anillos de crecimiento de 80 especies arbóreas potenciales para estudios dendrocronológicos en la Selva Central, Perú. *Revista de Biología Tropical*, 61(3), 1025-1037.
- Black B.A. & Abrams M.D. (2003). Use of boundary-line growth patterns as a basis for dendroecological release criteria. *Ecology Applications* 13(6), 1733–1749. <https://doi.org/10.1890/02-5122>
- Black, B.A., & Abrams, M.D. (2004). Development and application of boundary-line release criteria. *Dendrochronologia*, 22(1), 31-42. doi: 10.1016/j.dendro.2004.09.004
- Black, B.A., & Mack, R.N. (1986). Mount St. Helens ash: recreating its effects on the steppe environment and ecophysiology. *Ecology*, 67(5), 1289-1302. <https://doi.org/10.2307/1938685>

- Blazina, A.P. (2014). *Estructura y dinámica de un bosque de lenga (Nothofagus pumilio (Poepp. et Endl.) Krasser) bajo disturbios naturales en el valle del Río Toro, provincia de Santa Cruz, Argentina: una apreciación dendrocronológica* (Tesis de Grado, Universidad Nacional de Cuyo, Mendoza). <https://bdigital.uncu.edu.ar/>
- Briffa, K. (1995). Interpreting high-resolution proxy climate data. The example of dendroclimatology. En H. Von-Storch y A. Navarra (Eds.), *Analysis of climate variability, applications of statistical techniques* (pp. 77–94). Nueva York: Springer. https://doi.org/10.1007/978-3-662-03167-4_5
- Bunn, A.G., Korpela, M., Biondi, F., Campelo, F., Merian, P., Qeadan, F., Zang, C. (2012) dplR: Dendrochronology Program Library in R. R package versión 1.5.5.
- Buteler, M., Stadler, T., López García, G.P., Lassa, M.S., Trombotto Liaudat, D., D'Adamo, P., & Fernandez-Arhe, V. (2011). Insecticidal properties of ashes from the volcanic complex Puyehue-Caulle Range and their possible environmental impact. *Revista de la Sociedad Entomológica Argentina*, 70(3-4), 149-156. <https://www.biotaxa.org/RSEA/article/view/24402>
- Caccianiga, M., Payette, S., & Fillion, L. (2008). Biotic disturbance in expanding subarctic forests along the eastern coast of Hudson Bay. *New Phytologist*, 178(4), 823-834. <https://doi.org/10.1111/j.1469-8137.2008.02408.x>
- Calzón, M.E., & Giménez, A.M. (2011). Evaluación del potencial dendrocronológico de tipa colorada como herramienta para el manejo forestal en las Yungas de Salta (Argentina). *Quebracho-Revista de Ciencias Forestales*, 19(1-2), 5-13.
- Campos-Aranda, D.F. (2018). Contrastes del Índice de Sequías de Palmer Estandarizado (SPDI) en tres ubicaciones climáticas de San Luis Potosí, México. *Tecnología y ciencias del agua*, 9(5), 246-279. <https://doi.org/10.24850/j-tyca-2018-05-10>
- Carrasco Gaete, A.A. (2018). *Análisis de la estructura en bosques de Nothofagus pumilio (Poepp. et endl.) Krasser establecidos luego del retroceso de los Glaciares Chico y O'Higgins, Región de Aysén*. (Tesis de Grado, Universidad de Chile). <https://repositorio.uchile.cl/handle/2250/152306>
- Carrillo, U.A. (2019). *Efecto de los depósitos volcánicos en el biofilm de arroyos de la cuenca del lago Nahuel Huapi (Río Negro, Argentina)*. (Tesis Doctoral, Universidad Nacional del Comahue Centro Regional Universitario Bariloche). <https://ri.conicet.gov.ar/handle/11336/83740>
- Cavieres, L.A., & Piper, F.I. (2004). Determinantes ecofisiológicos del límite altitudinal de los árboles. *Fisiología ecológica en plantas*, 231-234.
- Cook, E.R. (1987). The use and limitations of dendrochronology in studying effects of air pollution on forests en: *Effects of atmospheric pollutants on forests, wetlands and agricultural ecosystems* (Vol. 16, pp. 277-290). Springer, Berlin, Heidelberg.
- Cook, E.R., & Krusic, P.J. (2005). Program ARSTAN: a tree-ring standardization program based on detrending and autoregressive time series modeling, with interactive graphics. *Lamont-Doherty Earth Observatory, Columbia University, Palisades, NY*.

- Daga, R., Guevara, S.R., Poire, D.G., & Arribére, M. (2014). Characterization of tephras dispersed by the recent eruptions of volcanoes Calbuco (1961), Chaitén (2008) and Cordón Caulle Complex (1960 and 2011), in Northern Patagonia. *Journal of South American Earth Sciences*, 49, 1-14. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2013.10.006>
- Daga, R., Guevara, S.R., Sánchez, M.L., Arribére, M. (2006) Geochemical characterization of volcanic ashes from recent events in Northern Patagonia Andean Range by INAA. *Journal of Radioanalytical and Nuclear Chemistry* 270(3): 677-694. <https://doi.org/10.1007/s10967-006-0447-4>
- D'Arrigo, R., Wilson, R., & Anchukaitis, K.J. (2013). Volcanic cooling signal in tree ring temperature records for the past millennium. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 118(16), 9000-9010. <https://doi.org/10.1002/jgrd.50692>
- Donoso, C. (1981). Tipos Forestales de los Bosques Nativos de Chile: Documento de Trabajo N°. 38. Investigación y Desarrollo Forestal.
- Donoso, C. (1993). Estructura, variación y dinámica de bosques templados de Chile y Argentina. *Ecología Forestal. Editorial Universitaria, Santiago, Chile*. 483 p.
- Droppelmann, F. (1983). *Influencia del sustrato en la distribución de comunidades vegetales altoandinas. Antillanca. Provincia de Osorno*. (Tesis de Grado, Universidad Austral de Chile). <https://bibliotecadigital.infor.cl/handle/20.500.12220/188>
- Escosteguy, L.D., Geuna, S.E., Franchi, M.L., González Díaz, E.F., & Dal Molin, C.N. (2012). Hoja Geológica 4172-II, San Martín de los Andes, Provincias de Río Negro y Neuquén: Programa Nacional de Cartas Geológicas de la República Argentina 1: 250.000.
- Filion, L., Payette, S., Gauthier, L., & Boutin, Y. (1986). Light rings in subarctic conifers as a dendrochronological tool. *Quaternary Research*, 26(2), 272-279. [https://doi.org/10.1016/0033-5894\(86\)90111-0](https://doi.org/10.1016/0033-5894(86)90111-0)
- Fritts, H.C. (1971). Dendroclimatología y dendroecología. *Investigación cuaternaria*, 1(4), 419-449. [https://doi.org/10.1016/0033-5894\(71\)90057-3](https://doi.org/10.1016/0033-5894(71)90057-3)
- Fritts, H.C (1976). Tree Rings and Climate. In *Tree Rings and Climate*. Tucson: Academic Press, London.
- Fúster Casas, J.M. (2000). Vulcanismo y cambio climático. En *Horizontes culturales: las fronteras de la ciencia*. (pp. 115–129). Espasa Calpe, España.
- Gaitán J.J., Ayesa, J.A., Umaña, F., Raffo, F., Bran, D.B. (2011). Cartografía del área afectada por cenizas volcánicas en las provincias de Río Negro y Neuquén. *Instituto Nacional de Tecnología Agropecuaria (INTA), Laboratorio de Teledetección SIG, Bariloche, Argentina*.
- Gaitán, J.J., Donaldo Bran, D.E., & Azcona, C. (2015). Tendencia del NDVI en el período 2000-2014 como indicador de la degradación de tierras en Argentina: ventajas y limitaciones. *Agriscientia*, 32(2), 83-93. <https://doi.org/10.31047/1668.298x.v32.n2.16559>

- García-Oteyza, J., Génova, M., Calvet, J., Furdada, G., Guinau, M., & Díez-Herrero, A. (2015). Datación de avenidas torrenciales y flujos de derrubios mediante metodologías dendrogeomorfológicas (barranco de Portainé, Lleida, España). *Ecosistemas*, 24(2), 43-50. <https://doi.org/10.7818/ECOS.2015.24-2.07>
- Garza Merodio, G.G. (2014). Caracterización de la Pequeña Edad de Hielo en el México central a través de fuentes documentales. *Investigaciones geográficas*, (85), 82-94. <https://doi.org/10.14350/rig.41883>.
- Gea-Izquierdo, G., Pastur, G.M., Cellini, J.M., & Lencinas, M.V. (2004). Cuarenta años de manejo silvícola en bosques primarios del sur de *Nothofagus pumilio*. *Ecología y manejo forestal*, 201(2-3), 335-347.
- Génova, M., & Benso, M.M. (21-25 de septiembre de 2009). Análisis de la dinámica forestal registrada en los anillos de crecimiento (Presentación en papel). *En 5º Congreso Forestal Español, España*.
- González-Reyes, Á., & Muñoz, A.A. (2013). Cambios en la precipitación de la ciudad de Valdivia (Chile) durante los últimos 150 años. *Bosque (Valdivia)*, 34(2), 200-213. <http://dx.doi.org/10.4067/S0717-92002013000200008>
- Gurskaya, M.A., Hallinger, M., Eckstein, D., & Wilmking, M. (2012). Extreme cold summers in western Siberia, concluded from light-rings in the wood of conifers. In *Phyton-Annales Rei Botanicae* (Vol. 52, No. 1, pp. 101-119). Verlag Ferdinand Berger and Soehne GmbH.
- Harris, I., Osborn, T.J., Jones, P. & Lister, D.H. (2020). Version 4 of the CRU TS monthly high-resolution gridded multivariate climate dataset. *Sci Data* 7, 109. <https://rdcu.be/b3nUJ>
- Hernández, U. (2018). *Efecto de Erupciones volcánicas sobre los patrones de establecimiento y crecimiento de Nothofagus dombeyi y Drimys winteri* (Tesis de Grado, Universidad Austral de Chile, Valdivia). <http://cybertesis.uach.cl/>
- Holmes, R.L. (1983). Computer-Assisted Quality Control in Tree-Ring Dating and Measurement. *Tree-Ring Bulletin*. 43, 51-67
- Holmes, R.L. (1999). Dendrochronology program library (DPL) users manual. LTRR University of Arizona, Tuscon.
- Irisarri, G., Oesterheld, M., Paruelo, J., Baldassini, P., Arocena, D., & Oyarzabal, M. (2012). Impacto de la erupción del volcán Puyehue y el déficit de precipitaciones sobre la producción de materia seca del Suroeste de Río Negro. *Laboratorio de Análisis Regional y Teledetección, IFEVA-FAUBA-CONICET*
- Izworska, K., Muter, E., Fleischer, P., & Zielonka, T. (2022). Delay of growth release after a windthrow event and climate response in a light-demanding species (European larch *Larix decidua* Mill.). *Trees*, 36(1), 427-438. <https://doi.org/10.1007/s00468-021-02218-4>
- Kitzberger, T., Veblen, T.T., & Villalba, R. (1995). Tectonic influences on tree growth in northern Patagonia, Argentina: The roles of substrate stability and climatic variation.

- Canadian Journal of Forest Research*, 25(10), 1684–1696. <https://doi.org/10.1139/x95-182>
- Kozlowski, T.T. (1971). Seed germination, ontogeny and shoot growth In *Growth and development of trees* (Vol I, pp. 442-443). Academic Press, London
- Lara, A. & Villalba, R. (1994). Reconstrucciones climáticas durante el Holoceno en Chile y Argentina. *Revista Chilena de Historia Natural*, 67, 443-451. <http://rchn.biologiachile.cl/pdfs/1994/4/Lara & Villalba 1994.pdf>
- 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(1-2), 70-86. <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2006.04.017>
- Larsson, L. (2014). CooRecorder and Cdendro programs of the CooRecorder. Cdendro package version, 7.
- La Marche, V.C. Jr. & Hirschboeck, K.K. 1984. Frost rings in trees as records of major volcanic eruptions. *Nature*, (307), 121–126. doi: 10.1038/307121a0
- Liang, C., Filion, L., & Cournoyer, L. (1997). Wood structure of biotically and climatically induced light rings in eastern larch (*Larix laricina*). *Canadian Journal of Forest Research*, 27(10), 1538-1547. <https://doi.org/10.1139/x97-117>
- Lindenmayer, D.B., & Likens, G.E. (2010). The science and application of ecological monitoring. *Biological Conservation*, 143(6), 1317–1328. <https://doi.org/10.1016/j.biocon.2010.02.013>
- Loewe Muñoz, V.F., López, L., Pineda Bravo, G.E., Toral Ibáñez, M., & Urquieta, N. (1998). *Monografía de lenga Nothofagus pumilio*. Santiago, Chile: CONAF: INFOR: FIA. <https://bibliotecadigital.infor.cl/handle/20.500.12220/776>
- Lorimer, C.G. (1985). Methodological considerations in the analysis of forest disturbance history. *Canadian Journal of Forest Research*, 15(1), 200-213. <https://doi.org/10.1139/x85-038>
- Lorimer, C.G., & Frelich, L.E. (1989). A methodology for estimating canopy disturbance frequency and intensity in dense temperate forests. *Canadian Journal of Forest Research*, 19(5), 651-663. <https://doi.org/10.1139/x89-102>
- Magnin, A. (2014). *Variaciones inter-anales de los crecimientos longitudinal y radial de Nothofagus pumilio y los efectos del medio ambiente sobre tales variaciones* (Tesis de doctorado, Universidad Nacional del Comahue, Neuquén).
- Magnin, A., Villalba, R., Torres, C.D., Stecconi, M., Passo, A., Sosa, C.M., & Puntieri, J.G. (2017). Effect of volcanic ash deposition on length and radial growths of a deciduous montane tree (*Nothofagus pumilio*). *Austral Ecology*, 42(1), 103-112. <https://doi.org/10.1111/aec.12405>

- Mann, M.E., Fuentes, J.D., & Rutherford, S. (2012). Underestimation of volcanic cooling in tree-ring-based reconstructions of hemispheric temperatures. *Nature Geoscience*, 5(3), 202-205. <https://doi.org/10.1038/ngeo1394>
- Marín de la Vega, M.T. (2017). *Tomografía sísmica y análisis espacio-temporal de los sismos registrados durante el ciclo eruptivo del año 2011 en el complejo volcánico Puyehue-Cordón Caulle, región de los Ríos, Chile* (Tesis de doctorado, Universidad Andrés Bello, Chile). <https://repositorio.unab.cl/xmlui/handle/ria/6262?show=full>
- Martínez Pastur, G., Lencinas, M.V., Esteban, R.S., Ivancich, H., Peri, P.L., Moretto, A., Hernández, L., & Lindstrom, I. (2011). Plasticidad ecofisiológica de plántulas de *Nothofagus pumilio* frente a combinaciones de niveles de luz y humedad en el suelo. *Ecología Austral*, 21(3), 301–315.
- Martínez Pastur, G., Lencinas, M.V., Peri, P.L., & Arena, M. (2007). Photosynthetic plasticity of *Nothofagus pumilio* seedlings to light intensity and soil moisture. *Forest Ecology and Management*, 243(2-3), 274-282. <https://doi.org/10.1016/j.foreco.2007.03.034Get>
- Maxwell, R.S., & Larsson, L. (2021). Measuring tree-ring widths using the CooRecorder software application. *Dendrochronologia*, 67.
- Medina, A.A. (2008). Cicatrices de fuego en el leño de *Prosopis caldenia* en Luán Toro, provincia de La Pampa, Argentina. *Bosque (Valdivia)*, 29(2), 115-119. <http://dx.doi.org/10.4067/S0717-92002008000200003>
- Melson, R.A. (2013). *Efectos de la caída de tefra en bosques de Nothofagus pumilio, post erupción del Complejo Volcánico Puyehue-Cordón Caulle, Puyehue, Chile*. (Tesis de Grado, Universidad Austral de Chile, Valdivia).
- Merino, E.G. (2009). La dendrocronología: métodos y aplicaciones. En X. Nieto & M.A. Cau, *Arqueología náutica mediterránea* (p. 309–322). Barcelona: Monografies del CASC.
- Miranda García-Rovés, J.C. (2017). *El pino canario y las erupciones de cumbre vieja (1949, La Palma): adaptación al volcanismo*. (Tesis doctoral, Universidad politécnica de Madrid).
- Mizota, C., Domon, Y., & Yoshida, N. (1992). Oxygen isotope composition of natural phosphates from volcanic ash soils of the Great Rift Valley of Africa and east Java, Indonesia. *Geoderma*, 53(1-2), 111-123. [https://doi.org/10.1016/0016-7061\(92\)90025-3](https://doi.org/10.1016/0016-7061(92)90025-3)
- Montiel Barrientos, M.O. (2013). *Efecto de disturbios catastróficos sobre el establecimiento y crecimiento radial de Nothofagus pumilio (Poepp. Et Endl.) Krasser, Parque Nacional Puyehue* (Tesis de grado, Universidad Austral de Chile, Valdivia). <http://cybertesis.uach.cl/tesis/uach/2014/egm791e/doc/egm791e.pdf>
- Montiel Barrientos, M.O. (2014). *Efecto de disturbios catastróficos sobre el establecimiento y crecimiento radial de especies del género Nothofagus en bosques afectados por la caída de tefra, Parque Nacional Puyehue* (Tesis de grado para optar al grado de Magister, Universidad Austral de Chile, Valdivia). <http://cybertesis.uach.cl/tesis/uach/2014/egm791e/doc/egm791e.pdf>

- Montiel Barrientos, M.O., González, M.E., & Crisafulli, C.M. (2016). Caída de tefra y su influencia sobre la estructura y dinámica de los bosques andinos de *Nothofagus* en el Parque Nacional Puyehue, Chile. *Anales Instituto Patagonia (Chile)*, 44(3): 5-11. <http://dx.doi.org/10.4067/S0718-686X2016000300001>
- Morales, M.S., Cook, E.R., Barichivich, J., Christie, D.A., Villalba, R., LeQuesne, C., ... & Boninsegna, J.A. (2020). Six hundred years of South American tree rings reveal an increase in severe hydroclimatic events since mid-20th century. *Proceedings of the National Academy of Sciences*, 117(29), 16816-16823. <https://doi.org/10.1073/pnas.2002411117>
- Moreno, H., & Petit-Breuilh, M.E. (abril de 1998). *El Complejo Volcánico Puyehue-Cordón Caulle, Andes del Sur (40.5 °S): Características Geológicas y Erupciones Históricas* (Presentación en papel). In V Congreso de Ciencias de la Tierra, Actas, IPGH-IGM. Santiago, Chile.
- Moya, J., & Lara, A. (2011). Cronologías de ancho de anillos de queñoa (*Polylepis tarapacana*) para los últimos 500 años en el Altiplano de la región de Arica y Parinacota, Chile. *Bosque (Valdivia)*, 32(2), 165–173. <http://dx.doi.org/10.4067/S0717-92002011000200007>
- Mundo, I.A., Barrera, M.D., & Roig, F.A. (2007). Testing the utility of *Nothofagus pumilio* for dating a snow avalanche in Tierra del Fuego, Argentina. *Dendrochronologia*, 25(1), 19–28. <https://doi.org/10.1016/j.dendro.2007.01.001>
- Mundo, I.A., González, C.V., Stoffel, M., Ballesteros-Cánovas, J.A., & Villalba, R. (2019). Fire damage to cambium affects localized xylem anatomy and hydraulics: The case of *Nothofagus pumilio* in Patagonia. *American Journal of Botany*, 106(12), 1536-1544. <https://doi.org/10.1002/ajb2.1395>
- Mundo, I.A., Palazzini, D., Barotto, A.J., Pastur, G.J.M., Barrera, M.D., & Mendoza, C.C. (2013). Efectos del raleo y la poda sobre el crecimiento radial en *Nothofagus pumilio* en Tierra del Fuego (Argentina). En IV Congreso Forestal Argentino Y Lationamericano.
- Mundo, I.A., Villalba, R., Veblen, T.T., Kitzberger, T., Holz, A., Paritsis, J., & Ripalta, A. (2017). Fire history in southern Patagonia: human and climate influences on fire activity in *Nothofagus pumilio* forests. *Ecosphere*, 8(9), e01932. <https://doi.org/10.1002/ecs2.1932>
- Nanzyó, M. (2002). Propiedades únicas de los suelos de ceniza volcánica. *Global Environmental Research*, 6 (2), 99-112.
- Newhall, C.G. & Self, S. (1982). The volcanic explosivity index (VEI): an estimate of explosive magnitude for historical volcanism. *Journal of Geophysical Research (Ocean & Atmospheres)*, 87, 1231-1238 <https://doi.org/10.1029/JC087iC02p01231>
- Nicora, M.G., Burgesser, R.E., Rosales, A., Quel, E.J., & Avila, E.E. (2013). Actividad eléctrica asociada a la erupción del complejo volcánico Cordón Caulle durante 2011. *Meteorologica*, 38 (2), 121-131.

- Nowacki, G.J., & Abrams, M.D. (1997). Radial-growth averaging criteria for reconstructing disturbance histories from presettlement-origin oaks. *Ecological Monographs*, 67(2), 225-249. [https://doi.org/10.1890/0012-9615\(1997\)067\[0225:RGACFR\]2.0.CO;2](https://doi.org/10.1890/0012-9615(1997)067[0225:RGACFR]2.0.CO;2)
- Paritsis, J., Veblen, T.T., & Kitzberger, T. (2009). Assessing dendroecological methods to reconstruct defoliator outbreaks on *Nothofagus pumilio* in northwestern Patagonia, Argentina. *Canadian Journal of Forest Research*, 39, 1617-1629. <https://doi.org/10.1139/X09-085>
- Parodi L.R. (1987). *Enciclopedia Argentina de Agricultura y Jardinería*. Editorial Acme S.A.C.I., Buenos Aires.
- Payette, S., Delwaide, A., & Simard, M. (2010). Frost-ring chronologies as dendroclimatic proxies of boreal environments. *Geophysical Research Letters*, 37(2), 1–6. <https://doi.org/10.1029/2009GL041849>
- Pedersen, B.S. (1998) The role of stress in the mortality of midwestern oaks as indicated by growth prior to death. *Ecology*, 79, 79–93.
- Piazza, M., Kitzberger, T., & Chaneton, E. J. (2018). La deposición de cenizas volcánicas modula la descomposición de hojarasca en bosques de *Nothofagus dombeyi* del norte de Patagonia. *Ecología austral*, 28(1), 28-39.
- Piedra Vilches, J. (2016). *Estudio de erupciones volcánicas a través de imágenes satelitales caso de estudio: erupción volcán Puyehue, Chile* (Tesis de Maestría, Universidad Nacional de Córdoba, Córdoba). <https://rdu.unc.edu.ar/handle/11086/11065>
- Pollmann, W. (2003). Stand structure and dendroecology of an old-growth *Nothofagus* forest in Conguillio National Park, south Chile. *Forest Ecology and Management*, 176(1-3), 87-103. [https://doi.org/10.1016/S0378-1127\(02\)00279-7](https://doi.org/10.1016/S0378-1127(02)00279-7)
- Riveros, Y.P.S. (2015). *Caracterización de los legados biológicos y su influencia en la diversidad de plantas en bosques de Nothofagus afectados por la erupción del Cordón Caulle (2011), Parque Nacional Puyehue, Chile*. (Tesis de grado, Universidad Austral de Chile, Valdivia). <http://cybertesis.uach.cl/tesis/uach/2015/fifs161c/doc/fifs161c.pdf>
- Rodríguez-Catón, M., & Villalba, R. (2018). Indicadores del decaimiento en bosques de *Nothofagus pumilio* en el norte de la Patagonia, Argentina. *Madera y bosques*, 24(2). doi:10.21829/myb.2018.2421588
- Rodríguez-Catón, M., Villalba, R., Srur, A.M., & Luckman, B. (2015). Long-term trends in radial growth associated with *Nothofagus pumilio* forest decline in Patagonia: Integrating local- into regional-scale patterns. *Forest Ecology and Management*, 339, 44-56. doi: 10.1016/j.foreco.2014.12.004.
- Rojas-Badilla, M., Álvarez, C., Velásquez-Álvarez, G., Hadad, M., Le Quesne, C., & Christie, D.A. (2017). Anomalías anatómicas en anillos de crecimiento anuales de *Austrocedrus chilensis* (D. Don) Pic.-Serm. et Bizzarri en el norte de su rango de distribución. *Botánica*, 74(2), 269-281. doi:10.4067/s0717-66432017000200269

- Rozas, V. (2004). Effects of canopy history and climate on radial growth patterns of *Fagus sylvatica* L. and *Quercus robur* L. *Forest Systems*, 13(3), 479-491. <https://doi.org/10.5424/srf/2004133-00847>
- Ruiz, M.F. (2013). *Reconstrucción de volteo por viento en los valles del Río Toro y del Río de las Vueltas (El Chaltén, provincia de Santa Cruz) a través del análisis de los anillos de crecimiento de Nothofagus pumilio (lenga)*. (Tesina de Grado, Universidad Nacional de Cuyo). <http://cvl.bdigital.uncu.edu.ar/5488>
- R Development Core Team (2020) R: a language and environment for statistical computing. *R Foundation for Statistical Computing, Vienna, Austria*. <https://www.R-project.org/>
- Salinas, S., Riquelme Espergue, F., Acuña Aroca, B., & Uribe, M. (2019). Crecimiento de renovales de lenga (*Nothofagus pumilio* (Poepp. & Endl.) Krasser) en el sur austral de Chile. *Ciencia & Investigación Forestal*, 25(3), 35–66. <https://doi.org/10.52904/0718-4646.2019.520>
- Šamonil, P., Antolík, L., Svoboda, M., & Adam, D. (2009). Dynamics of windthrow events in a natural fir-beech forest in the Carpathian Mountains. *Forest Ecology and Management*, 257(3), 1148-1156. <https://doi.org/10.1016/j.foreco.2008.11.024>
- Schlatter, J.E. (1994). Requerimientos de sitio para la lenga, *Nothofagus pumilio*. *Bosque*, 15(2), 3–10. <https://doi.org/10.4206/bosque.1994.v15n2-01>
- Schulman, E. (1956). *Dendroclimatic changes in semiarid America*. University of Arizona Press.
- Segura, G., Brubaker, L.B., Franklin, J.F., Hinckley, T.M., Maguire, D.A., & Wright, G. (1994). Recent mortality and decline in mature *Abies amabilis*: the interaction between site factors and tephra deposition from Mount St. Helens. *Canadian Journal of Forest Research*, 24(6), 1112-1122. <https://doi.org/10.1139/x94-148>
- Segura, G., Hinckley T.M., Oliver, C.D. (1995). Stem growth responses of declining mature *Abies amabilis* trees after tephra deposition from Mount St. Helens. *Canadian Journal of Forest Research* 25,1493–1502. <https://doi.org/10.1139/x95-162>
- Seymour, V.A., Hinckley, T.M., Morikawa, Y., & Franklin, J.F. (1983). Foliage damage in coniferous trees following volcanic ashfall from Mt. St. Helens. *Oecologia*, 59(2–3), 339–343. <https://doi.org/10.1007/BF00378859>
- Siebert, L., Simkin, T., & Kimberly, P. (2011). *Volcanoes of the World*. Univ of California Press.
- Singer, B.S., Jicha, B.R., Harper, M.A., Naranjo, J.A., Lara, L.E., & Moreno-Roa, H. (2008). Eruptive history, geochronology, and magmatic evolution of the Puyehue-Cordón Caulle volcanic complex, Chile. *Geological Society of America Bulletin*, 120(5-6), 599-618. <https://doi.org/10.1130/B26276.1>
- Silva, M.D.S., Funch, L.S., & da Silva, L.B. (2019). The growth ring concept: seeking a broader and unambiguous approach covering tropical species. *Biological Reviews*, 94(3), 1161-1178. <https://doi.org/10.1111/brv.12495>

- Smiley, T.L. (1958). The geology and dating of Sunset Crater, Flagstaff, Arizona. *Guidebook of the Black Mesa Basin, Northeastern Arizona*, 186-190.
- Speer, J.H. (2010). *Fundamentals of tree-ring research*. University of Arizona Press.
- Srur, A.M., Amoroso, M.M., Mundo, I.A., Morales, M.S., Rodríguez-Catón, M., Aschero, V., & Villalba, R. (2020). Forest dynamics in the argentinean patagonian andes: Lessons learned from dendroecology. In *Latin American Dendroecology* (pp. 171-201). Springer, Cham. doi: 10.1007/978-3-030-36930-9_8
- Srur, A.M., Villalba, R., Villagra, P.E., & Hertel, D. (2008). Influencias de las variaciones en el clima y en la concentración de CO₂ sobre el crecimiento de *Nothofagus pumilio* en la Patagonia. *Revista chilena de historia natural*, 81(2), 239-256. doi:10.4067/s0716-078x2008000200007
- Stokes, M., & Smiley, T. (1968). *An Introduction to Tree-ring Dating*. Tucson: Arizona Press.
- Suarez, M.L., Ghermandi, L., & Kitzberger, T. (2004). Factors predisposing episodic drought-induced tree mortality in *Nothofagus*: site, climatic sensitivity and growth trends. *Journal of Ecology*, 954-966. doi: 10.1111/j.1365-2745.2004.00941.x
- Swanson, F.J., Jones, J., Crisafulli, C., González, M.E., & Lara, A. (2016). Puyehue-Cordón Caulle eruption of 2011: tephra fall and initial forest responses in the Chilean Andes. *Bosque*, 37(1), 85-96.
- Szeicz, J.M. (1996). White spruce light rings in northwestern Canada. *Arctic and Alpine Research*, 28(2), 184-189. doi: 10.1080/00040851.1996.12003164
- Tarbutck, E.J., Lutgens, F.K., & Tasa, D. (2005). Los volcanes y otra actividad ígnea. En *Ciencias de la Tierra* (p. 135-174). Madrid: Pearson Educación.
- Terazawa, K., Umeki, K., & Yasaka, M. (2000). Effects of Ashfall Erupted from Usu Volcano in 1977 on the Surrounding Forests, 2 Radial Growth and Stem Form of Trees. *Bull Hokkaido For. Res. Inst*, 37, 11-25.
- Tomazello, M., Roig, F.A., & Zevallos Pollito, P.A. (2009). Dendrocronología y dendroecología tropical: Marco histórico y experiencias exitosas en los países de América Latina. *Ecología en Bolivia*, 44(2), 73-82.
- Tortorelli, L.A. (1956). *Maderas y bosques argentinos*. Acme SA.
- Varela, S.A. (2010). Aspectos básicos de la fisiología en respuesta al estrés y el clima como condicionante del mismo en las plantas. *INTA EEA Bariloche. Comun. Técnica*, 78, 1-23.
- Vega, E., & Peters, E. (2003). Conceptos generales sobre el disturbio y sus efectos en los ecosistemas. Conservación de ecosistemas templados de montaña de México. O. Sánchez, E. Vega, E. Peters, O. Monroy-Vilchis (Eds.). *Diplomado en Conservación, manejo y aprovechamiento de vida silvestre* (pp. 137-151).
- Vega, L.M. (2018). *Variación en los patrones de crecimiento de individuos muertos de Austrocedrus chilensis a lo largo de un gradiente pluviométrico en el Norte de la*

Patagonia Andina (Tesis de grado, Universidad Nacional de Cuyo).
<https://bdigital.uncu.edu.ar/10088>

- Velasquez-Pereira, J., McDowell, L.R., & Wilkinson, N.S. (1996). Soil, forage, and serum nutrient changes as affected by deposition of volcanic sediments in northwestern Nicaragua. *Communications in soil science and plant analysis*, 27(13-14), 2675-2686. doi:10.1080/00103629609369731
- Venegas-González, A., Juñent, F.R., Gutiérrez, A.G., & Peña-Rojas, K. (2018). Efecto de la variabilidad climática sobre los patrones de crecimiento y establecimiento de *Nothofagus macrocarpa* en Chile central. *Bosque (Valdivia)*, 39(1), 81-93. <http://dx.doi.org/10.4067/S0717-92002018000100081>
- Villalba, R. (1995). Estudios dendrocronológicos en la selva Subtropical de Montaña, implicaciones para su conservación y desarrollo. Investigación, conservación y desarrollo en las selvas subtropicales de montaña. In Brown, AD, Grau, HR (eds.), *Laboratorio de Investigaciones Ecológicas de las Yungas, Universidad Nacional de Tucumán, Tucumán, Argentina*, 59-68.
- Villalba, R., & Veblen, T.T. (1998). Influences of large-scale climatic variability on episodic tree mortality in northern Patagonia. *Ecology*, 79(8), 2624-2640. [https://doi.org/10.1890/0012-9658\(1998\)079\[2624:IOLSCV\]2.0.CO;2](https://doi.org/10.1890/0012-9658(1998)079[2624:IOLSCV]2.0.CO;2)
- Villagra, S., Gaitán, J.J., y Easdale, M.H. (2012). Informe sobre la situación de la producción ganadera afectada por la sequía en la provincia de Neuquén. *INTA EEA Bariloche*.
- Villanueva, J.L.P. (2007). *Reconstrucción de la historia de incendios en bosques de Nothofagus dombeyi (Mirb.) Oerst y Nothofagus nervosa (Phil.) Dim. Et Mil. en el Parque Nacional Tolhuaca* (Tesis de Grado, Universidad Austral de Chile). <http://cybertesis.uach.cl/tesis/uach/2007/fifp171r/sources/fifp171r.pdf>
- Visser, H. (1995) Note on the relation between ring widths and basal area increments. *Forest Science*, 297–304.
- Wenderott, Z.J. (2021). *Effects of prescribed fire on drought resistance and recovery in mixed conifer forests of Lassen Volcanic National Park, California* (Tesis de Maestría, Humboldt State University).
- Wigley, T.M., Briffa, K.R. y Jones, P.D. (1984). Sobre el valor medio de series temporales correlacionadas, con aplicaciones en dendroclimatología e hidrometeorología. *Revista de Meteorología y Climatología Aplicadas*, 23 (2), 201-213.
- Yamaguchi, D.K. (1983). New tree-ring dates for recent eruptions of Mount St. Helens. *Quaternary Research*, 20(2), 246-250. [https://doi.org/10.1016/0033-5894\(83\)90080-7](https://doi.org/10.1016/0033-5894(83)90080-7)
- Yamaguchi, D.K. (1985). Tree-ring evidence for a two-year interval between recent prehistoric explosive eruptions of Mount St. Helens. *Geology*, 13(8), 554-557. [https://doi.org/10.1130/0091-7613\(1985\)13<554:TEFATI>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1130/0091-7613(1985)13<554:TEFATI>2.0.CO;2)
- Yamaguchi, D.K., Filion, L., & Savage, M. (1993). Relationship of temperature and light ring formation at subarctic treeline and implications for climate reconstruction. *Quaternary Research*, 39(2), 256-262. <https://doi.org/10.1006/qres.1993.1030>

Yanosky, T.M. (1984). Documentation of high summer flows on the potomac river from the wood anatomy of ash trees. *Journal of the American Water Resources Association*, 20(2), 241-250. <https://doi.org/10.1111/j.1752-1688.1984.tb04678.x>

9- Anexos

9.1. Anexo I

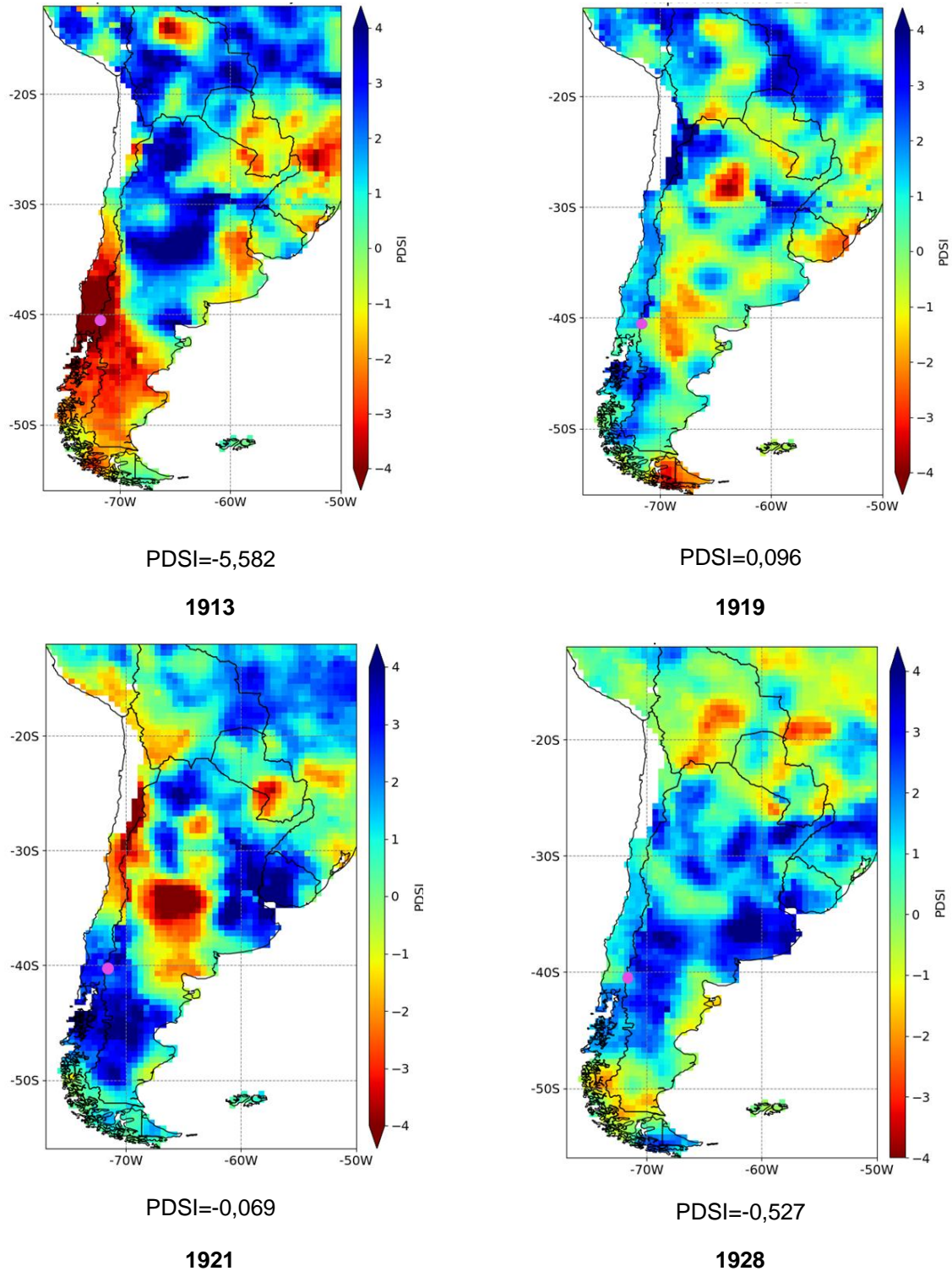


Figura A1.1: Mapa del Índice de sequía de Palmer (PDSI) para los años que afectaron a las erupciones de primavera/verano conocidas (Morales et al., 2020). En violeta se puede observar el sitio de estudio y abajo el valor de PDSI para el verano austral de este.

9.2. Anexo II

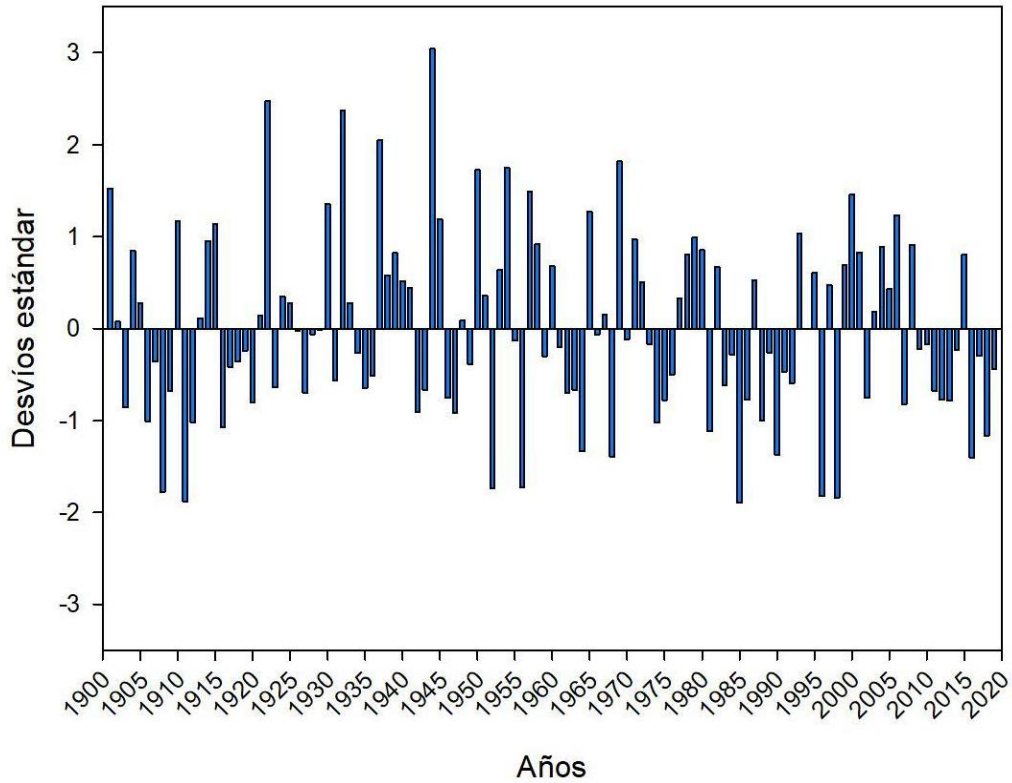


Figura AII.1: Desvíos estándar para las precipitaciones acumuladas para invierno (mm/año) a lo largo del último centenario para la zona de estudio (Harris et al., 2020).

9.3. Anexo III

Tabla AIII.1: Características y PDSI anual para las erupciones conocidas del Volcán Puyehue. (a) Siebert et al., 2011 (b) Morales et al., 2020 (c) Lara et al., 2006 (d) Montiel Barrientos, 2014 (e) Gaitán et al., 2011.

Año de erupción	PDSI (b)	Volumen de tefra liberada (km ³)
1914	-1,35	
1919	1,67	
1921-1922	-0,07/-2,05	0,40 (c)
1929	1,16	
1934	-1,98	
1960	-1,93	0,06 (d)
1990	-0,49	
2011	-2,11	1,46 (e)

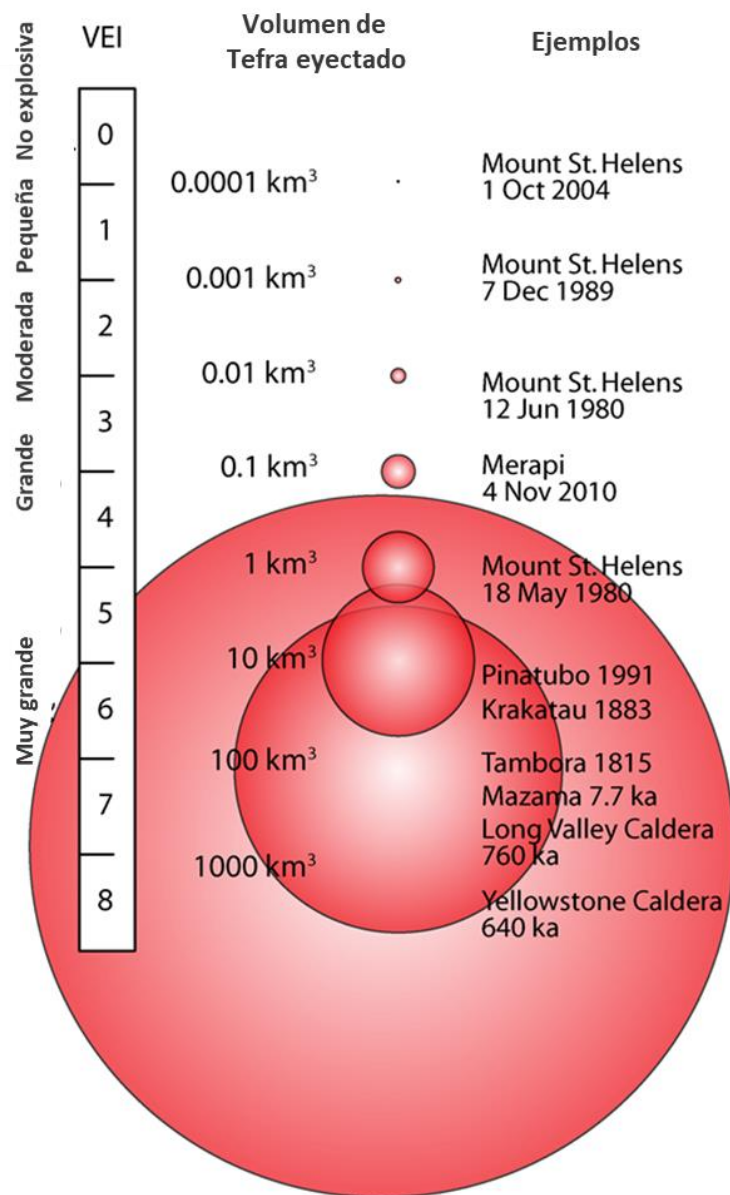


Figura AIII.1: Escala de magnitud explosiva según índice de explosividad volcánica (VEI), basada principalmente en volúmenes (en km³) de depósitos piroclásticos (1 km³ = 1.000.000.000 m³). Figura extraída de Newhall et al. (2018).

9.4. Anexo IV

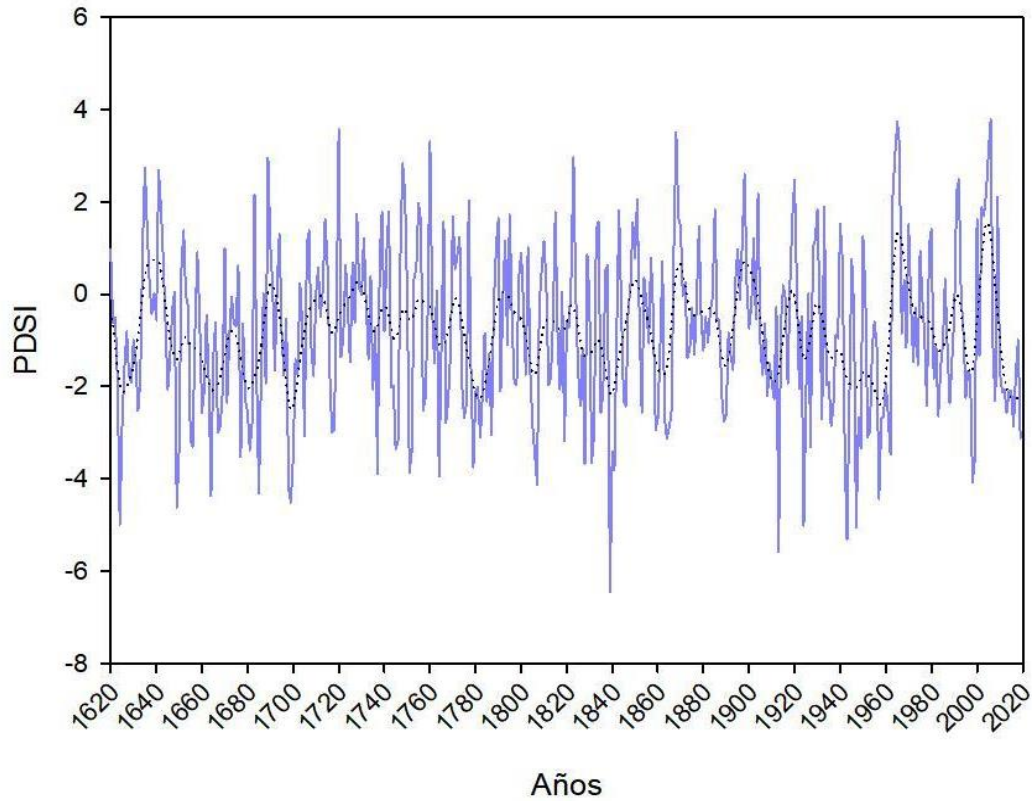


Figura AIV.1: PDSI para la zona de estudio. En línea continua azul se muestra el PDSI anual y en línea discontinua negra se muestra el spline de suavizado (cada 13 años) (Morales et al., 2020).

9.5. Anexo V

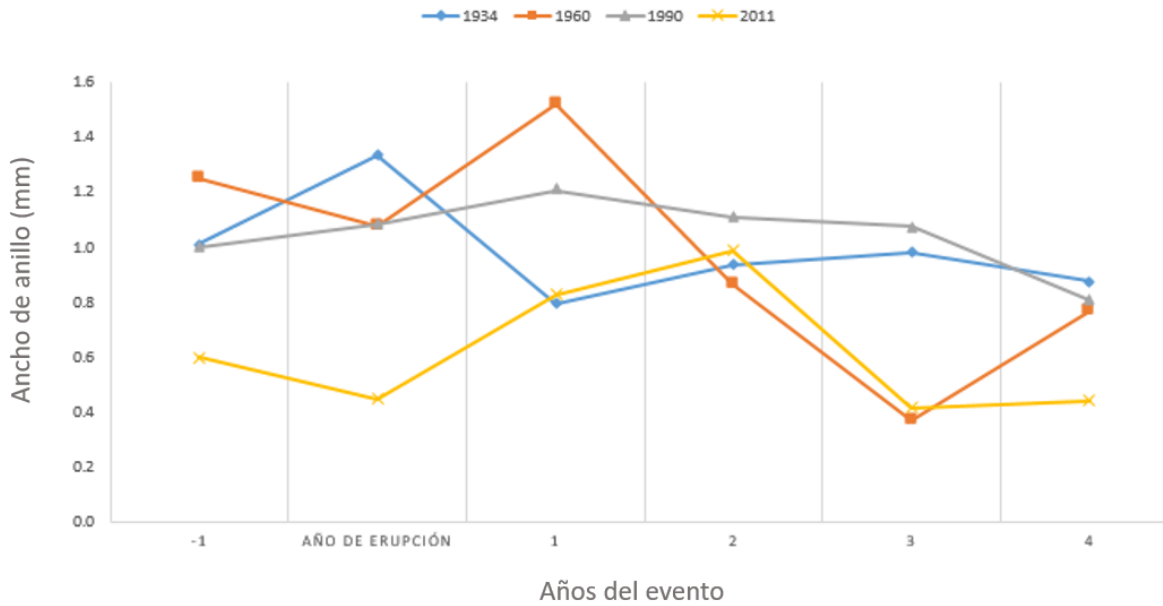


Figura AV.1: Ancho de anillo (mm) para los años posteriores a las erupciones ocurridas en otoño/invierno (1934, 1960, 1990 y 2011).

9.6. Anexo VI



Figura AVI.1: En azul se marcan los sitios relevados por Montiel Barrientos et al. (2013) y en rojo el sitio de estudio elegido para esta tesis.

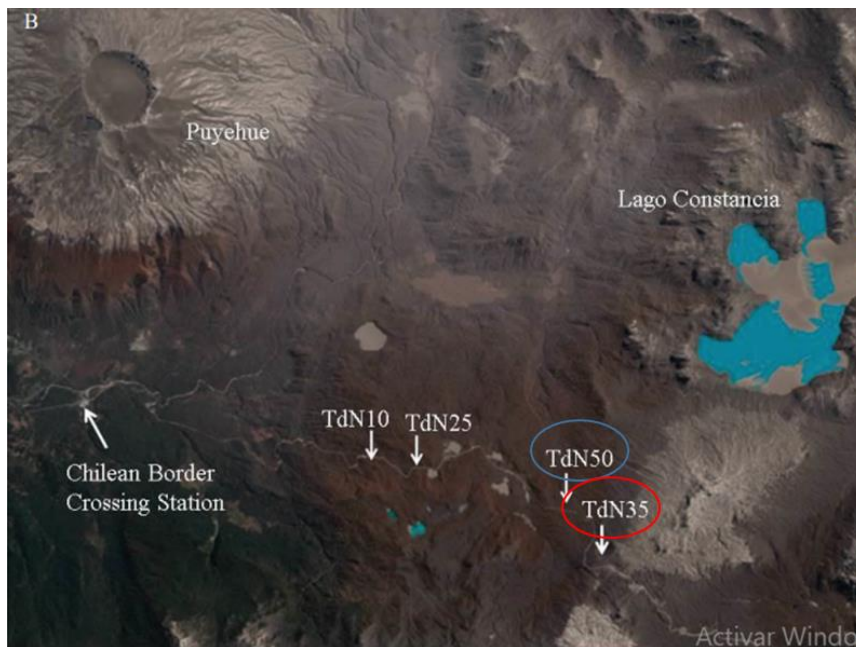


Figura AVI.2: Sitios relevados por Swanson et al. (2016). En azul se encuentra resaltado un sitio de relevamiento cercano a Paso Puyehue y en rojo un sitio de relevamiento cercano a Cerro Pantojo.

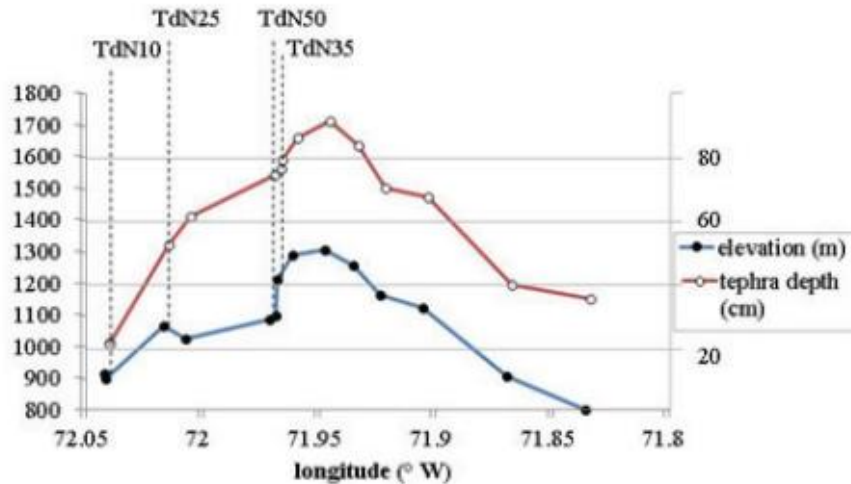


Figura AVI.3: Profundidad de tefra (cm) para los distintos sitios muestreados por Swanson et al. (2016).

9.7. Anexo VII: Glosario Vulcanológico

Dacita: roca ígnea cuya composición se encuentra entre la andesita y de la riolita y, al igual que la andesita, se compone principalmente de feldespato plagioclasa con biotita, hornblenda, y piroxeno (Tarbuck et al., 2005).

Piroclasto: cualquier fragmento sólido de material volcánico expulsado a través de la columna eruptiva durante una erupción volcánica.

Pumita o piedra pómez: roca volcánica de estructura vítrea formada a partir de un magma con una composición intermedia o rica en sílice genera erupciones con expulsados tipo vesiculares (que contienen huecos) cuando grandes cantidades de gases escapan a través de la lava para generar una masa gris y porosa (Tarbuck et al., 2005).

Riodacita: es una roca volcánica extrusiva de composición intermedia entre dacita y riolita (Tarbuck et al., 2005).

Riolita: Tipo de roca ígnea de grano fino esencialmente compuesta por silicatos claros, que contiene fragmentos vítreos y huecos que indican un rápido enfriamiento en un ambiente superficial. Contiene fenocristales normalmente pequeños y están compuestos por cuarzo o por feldespato potásico (Tarbuck et al., 2005).

Tefra: viene del griego *tephra* que significa ceniza y se utiliza para designar todos los productos volcánicos que se expulsan por la chimenea; Por ejemplo: ceniza, lapilli, escoria, pómez, bombas, etc. (Rocas piroclásticas).

Composición química		Granítica (félsica)	Andesítica (intermedia)	Basáltica (máfica)	Ultramáfica
Minerales dominantes		Cuarzo Feldespato potásico Plagioclasa rica en sodio y calcio	Anfibol Plagioclasa rica en sodio y calcio	Piroxeno Plagioclasa rica en calcio	Olivino Piroxeno
Minerales accesorios		Anfibol Moscovita Biotita	Piroxeno Biotita	Anfibol Olivino	Plagioclasa rica en calcio
TEXTURA	Fanerítica (grano grueso)	Granito	Diorita	Gabro	Peridotita
	Afanítica (grano fino)	Riolita	Andesita	Basalto	Komatita (poco común)
	Porfídica	-Porfídico- precede cualquiera de los nombres anteriores siempre que haya fenocristales apreciables			
	Vitrea	Obsidiana (vidrio compacto) Pumita (vidrio vacuolar)			
	Piroclástica (fragmentaria)	Toba (fragmentos de menos de 2 mm) Brecha volcánica (fragmentos de más de 2 mm)			
Color de la roca (basado en el % de minerales oscuro)		0% a 25%	25% a 45%	45% a 85%	85% a 100%

Figura AVII.1: Clasificación de los principales grupos de rocas ígneas según su composición mineral y su textura. Las rocas de grano grueso son plutónicas y solidifican en profundidad debajo de la superficie. Las rocas de grano fino son volcánicas o solidifican como pequeños plutones. Las rocas ultramáficas son oscuras y densas, compuestas casi en su totalidad por minerales que contienen hierro y magnesio. Aunque son relativamente poco comunes en la superficie terrestre, estas rocas son constituyentes principales del manto superior (Tarbuck et al., 2005).

Tipos de Volcanes:

Por su morfología, los volcanes se pueden clasificar en (Tarbuck et al., 2005):

- **Conos de escoria o ceniza:** son volcanes pequeños, que en su cima, tienen un cráter en forma de plato, y raramente ascienden más de 300 m de altura. Usualmente se originan a causa de erupciones a través de un solo conducto.
- **Volcanes en escudo:** aquellos cuyo diámetro es mucho mayor que su altura por lo que su topografía es suave y su cima forma una depresión poco definida. Se forman por la acumulación sucesiva de flujos de lava muy fluidas y se caracterizan porque pueden hacer erupción por diferentes aperturas. Sus lavas salen desde las chimeneas de la cima, así como de las zonas hendidas que se desarrollan a lo largo de las pendientes.
- **Conos compuestos o estratovolcanes:** es una gran estructura, casi simétrica, compuesta por lava y depósitos piroclásticos. En su mayor parte, los conos compuestos son fruto de magma rico en gas con una composición andesítica. El crecimiento de un cono compuesto típico empieza con la emisión de material piroclástico y lava de la chimenea central. Conforme la estructura madura, las lavas tienden a fluir de las fisuras que se desarrollan en los flancos inferiores del cono. Esta actividad puede alternarse con erupciones explosivas que expulsan material piroclástico del cráter de la cima. Algunas veces pueden producirse simultáneamente ambas actividades.

Otras formas volcánicas

- **Erupciones fisurales:** tipo de erupción donde el material volcánico es extruido por fracturas de la corteza, largas y estrechas, denominadas fisuras (*fissura* = separación).

Tipo de erupciones

Según la viscosidad del magma y la forma en la que el gas escapa de su interior da lugar a dos tipos de erupciones: efusivas y explosivas (Tarbuck et al., 2005).

- **Efusivas:** suelen darse con magmas ricos en basalto porque son poco viscosos y no contienen excesiva agua disuelta. Cuando este magma asciende lentamente por la chimenea del volcán, los gases escapan fácilmente de su interior en forma de burbujas, por lo que no hay explosiones ni roturas. El resultado es un volcán en escudo, con poca altura y mucho diámetro. Pero si la velocidad de ascenso es excesiva, entonces la erupción es explosiva.
- **Eruptiva:** En las erupciones explosivas el gas disuelto no puede salir fácilmente del magma, generalmente porque cerca del cono del volcán se ha formado un tapón de magma viscoso. Cuando la presión del gas vence ese bloqueo, lo hace con una explosión. El resultado es una columna de gas con fragmentos de roca que puede alcanzar varios kilómetros de altura. Algunas veces esa columna no puede ascender tanto y cae rápidamente por la ladera del volcán en forma de flujo piroclástico.

Existen cinco tipos principales de erupciones, determinadas por la viscosidad del magma (Alvarado, 2011):

- **Erupción Pliniana:** Es una proyección violenta y explosiva de gases en forma de columna, asociada a la rápida y continua emisión de un gran volumen de pómez, con una elevación de al menos 20 Km sobre el nivel del cráter.
- **Erupción Vulcaniana:** Es una explosión volcánica violenta, frecuentemente relacionada con la interacción del magma con agua o un magma sobresaturado en volátiles. Cuando el magma toca el agua se produce una violenta interacción produciendo una gran cantidad de vapor, cenizas, bloques y bombas.
- **Erupción Peleana:** Es una violenta explosión que resulta de la solidificación de un magma muy viscoso en la chimenea de un volcán que impide la salida de gases y magma. Al acumularse los gases y el magma, la presión incrementa y finalmente explota. Esto produce una emisión violenta de nubes ardientes que se deslizan con gran rapidez por los flancos del volcán
- **Erupción Estromboliana o mixta:** Se caracteriza por pequeñas explosiones de materiales en estado fundido o pastoso, usualmente acompañadas por derrames de coladas de lava. Las explosiones son causadas cuando las burbujas de gas alcanzan los niveles superficiales.
- **Erupción Hawaiana:** Se trata de una emisión de lava muy fluida que se derrama rápidamente en forma de coladas de gran extensión, con una duración de hasta una hora y media, y alturas de hasta un kilómetro, como chorro compacto, y hasta 5km con escorias pequeñas y con cenizas que pueden alcanzar 10 km de altura.

9.8. Bibliografía Anexo

Alvarado, G. E. (2011). *Los volcanes de Costa Rica [3ª ed.]. Editorial Universidad Estatal a Distancia, San José Costa Rica.*

Newhall, C.G, Self, S., & Robock, A. (2018). Anticipating future Volcanic Explosivity Index (VEI) 7 eruptions and their chilling impacts. *Geosphere*, 14(2), 572-603. <https://doi.org/10.1130/GES01513.1>