



UNIVERSIDAD DE CHILE
FACULTAD DE CIENCIAS FÍSICAS Y MATEMÁTICAS
DEPARTAMENTO DE GEOLOGÍA

INFLUENCIA DE LA VEGETACIÓN SOBRE EL TRANSPORTE DE POLVO MINERAL EN EL DESIERTO DE ATACAMA

MEMORIA PARA OPTAR AL TÍTULO DE GEÓLOGA

YOCELYN ANDREA ARAYA ARAYA

PROFESORA GUÍA:

VALENTINA FLORES AQUEVEQUE

PROFESOR CO-GUÍA:

NICOLÁS HUNEEUS LAGOS

COMISIÓN:

HUGO NEIRA SANTANDER

SANTIAGO DE CHILE
2022

**RESUMEN DE LA MEMORIA PARA OPTAR AL
TITULO DE GEÓLOGA
POR: Yocelyn Andrea Araya Araya
FECHA:2022**

PROF. GUÍA: Valentina Flores Aqueveque

**INFLUENCIA DE LA VEGETACIÓN SOBRE EL TRANSPORTE DE POLVO
MINERAL EN EL DESIERTO DE ATACAMA**

El polvo mineral corresponde a una de las principales fuentes de partículas en la atmósfera, que desempeña un papel muy importante en la dinámica atmosférica. Cuando soplan vientos fuertes sobre suelos secos y desprovistos de vegetación, pueden levantarse grandes cantidades de partículas formando las denominadas tormentas de polvo y arena, este fenómeno meteorológico adverso es habitual en regiones áridas y semiáridas del planeta, siendo estas últimas de especial interés ya que se señalan como las principales fuentes de generación de polvo.

Los modelos recientes del ciclo global del polvo han intentado incorporar la dependencia de las emisiones y deposición de polvo con la vegetación y/o la existencia de lugares de emisión geomorfológicamente favorables, estas simulaciones reproducen aparentemente patrones y cantidades más realistas de polvo en la atmósfera. En esta investigación se presentan resultados del estudio realizado al este de San Pedro de Atacama, comuna del Loa, con el objetivo de determinar la influencia de la vegetación y su variabilidad estacional en el transporte eólico en el Desierto de Atacama. Para esto se implementó el uso del Índice de Vegetación Ajustado al Suelo (SAVI) para analizar la variación de la cobertura vegetal entre los años 2014 y 2021. Se adquirieron datos de precipitación para las estaciones de San Pedro de Atacama y Toconao, datos de flujos de polvo mediante la plataforma online WorldView EARTH de la NASA y por último se implementó Machine Learning para obtener un mapa geomorfológico actualizado de la zona. Se obtuvieron gráficos de relación entre flujos de polvo y cobertura vegetal durante verano e invierno, flujos de polvo y precipitaciones, y finalmente precipitaciones y cobertura vegetal.

Las correlaciones entregaron una respuesta débil y variante entre tendencia positiva y negativa entre flujos de polvo y cobertura vegetal, por lo que se necesita una mayor cantidad de datos que permite comprobar la relación. Entre las precipitaciones y la deposición húmeda se infiere una correlación positiva fuerte. Además, se infiere una respuesta tardía de la vegetación ante las precipitaciones de verano. Se concluye que el ciclo del polvo es complejo y varía con la cantidad de cubierta vegetal, sin embargo, es necesario contar con una mayor cantidad de datos de flujos de polvo en terreno para comprobar las tendencias entre las variables que participarían en el proceso.

AGRADECIMIENTOS

En primer lugar, agradecer a mi mamá y papá por la oportunidad y el apoyo que siempre me han entregado, desde que me vine a Santiago para entrar a la U y durante todos mis procesos de aprendizaje, gracias por siempre darme las alas para volar y cumplir todos mis sueños. También agradecer a mis hermanas mayores, mujeres que siempre me han inspirado y que han estado ahí impulsándome a crecer y apoyándome en cada momento con una palabra, cariño, gesto y amor, gracias por confiar en mí incluso, cuando ni yo misma lo hacía.

Agradezco a la comisión, a la profesora Valentina Flores por su guía y apoyo durante este proceso, por confiar en mí desde que partió este tema con Proyecto II, al profesor Nicolás por incluirme en el terreno de San Pedro de Atacama, y en particular a Hugo Neira, a quién conocí en mi primera práctica profesional y quién desde ese momento con toda su amabilidad me enseñó sobre el mundo maravilloso de la teledetección, y me brindó un espacio ante cualquier duda o consejo.

A mis amigas de Iquique: Las Colas, con quienes nos acompañamos en el proceso de cambio de ciudad al salir del colegio y quiénes son hasta el día de hoy mi familia en Santiago. A mis amigas de la universidad, partiendo por la Bachipandilla: Caro, Maripi, Mati, Jose, Barbi, Vale y Debo, su apoyo durante ese año sin duda me marcó para siempre y los llevo en mi corazoncito. Mención honrosa a la Gabi, amiguita con quién nos apañamos desde el día uno hasta el final de los tiempos geológicos y también a Amalia quién se convirtió en mi hermana. A mis amigas de Geo, partiendo por las Geocabras originales: Amanda, Barbi, Isa, Caro, por los tremendos terrenos que tuvimos juntas y también a los Geobetas por adoptarme cuando volví del intercambio: Gabi Z, Pino, Agus, Mono, Ale Palma, Coni Olea, y en particular a mi amiga Joaca, gracias por siempre ser un lugar seguro.

A mi compañero Maximiliano, por llegar y convertirse con todo su amor en un tremendo apoyo y apañe durante estos meses.

A todos quiénes conocí durante mi vida universitaria (dentro o fuera), a cada uno los llevo y recuerdo en mi corazón, gracias por ser parte de mi crecimiento y existir. Les tkm. Y obviamente, gracias a mí, porque lo logré.

TABLA DE CONTENIDO

1.	INTRODUCCIÓN.....	1
1.1	Área de estudio	3
1.2	Objetivos.....	4
1.2.1	General.....	4
1.2.2	Específicos.....	4
2.	MARCO TEÓRICO	5
2.1	Elementos del clima en el Desierto de Atacama.....	5
2.1.1	Clima en el desierto	5
2.1.2	Polvo en el desierto	7
2.1.3	Geomorfología y vegetación en el desierto	10
2.2	Teledetección	12
2.2.1	Imágenes Satelitales	14
2.2.2	Google Earth Engine	17
2.2.3	Índice de vegetación ajustado al suelo SAVI.....	18
3.	METODOLOGÍA.....	20
3.1	Selección y adquisición de imágenes satelitales.....	20
3.3	Clasificación supervisada SAVI	22
3.4	Unidades geomorfológicas y Machine Learning	23
3.5	Precipitación	26
3.6	Flujos de polvo.....	27
4.	RESULTADOS	30
4.1	Cobertura vegetal.....	30
4.2	Geomorfología.....	37
4.3	Precipitaciones	41
4.4	Flujos de polvo.....	45
4.4.1	Emisión de polvo.....	45

4.4.2	Deposición de polvo	47
5.	DISCUSIONES	54
5.1	Polvo y cobertura vegetal	54
5.2	Polvo y precipitaciones	59
5.3	Vegetación, precipitaciones y unidades geomorfológicas	63
6.	CONCLUSIONES	69
7.	BIBLIOGRAFÍA	71
	ANEXOS	76
Anexo A.	Diagrama de Hjulstrom.....	76
Anexo B.	Flujos de Polvo	77
B.1	Emisión de polvo.....	77
B.2	Deposición de polvo.....	78
Anexo C.	Correlaciones	79
C.1	Correlación deposición húmeda y cobertura vegetal	79
C.2	Correlación deposición seca y precipitaciones.....	80

ÍNDICE DE TABLAS

Tabla 1. Bandas de Landsat 8 (Sensores OLI y TIRS). Elaboración propia. Referencias extraídas de Aldás (2009).	16
Tabla 2. Valores de clasificación del índice de vegetación ajustado al suelo (SAVI) propuestos en el estudio de Oliveira et al. (2009).	22
Tabla 3. Información y detalle de las estaciones meteorológicas del conjunto de datos.....	26
Tabla 4. Información del tamaño de partícula del Bin seleccionado.....	28
Tabla 5. Superficie de cobertura vegetal durante la temporada de verano entre 2014 y 2021.....	32
Tabla 6. Superficie de cobertura vegetal durante la temporada de invierno entre 2014 y 2021. .	35
Tabla 7. Tabla de resumen y estadística para los valores obtenidos de cobertura vegetal durante verano e invierno.	36
Tabla 8. Precipitación acumulada anual durante los años 2014 a 2021 para la estación San Pedro de Atacama.	41
Tabla 9. Precipitación acumulada anual durante los años 2014 a 2021 para la estación Toconao.	42
Tabla 10. Resumen estadístico de los valores de precipitación acumulada anual para las estaciones San Pedro de Atacama y Toconao según los datos de la red INIA.	43
Tabla 11. Promedio de emisión de polvo durante el mes de febrero entre los años 2014 y 2021.	45
Tabla 12. Valores estadísticos de emisión de polvo durante el mes de febrero entre los años 2014 y 2021.	46
Tabla 13. Promedio de emisión de polvo durante el mes de julio entre los años 2014 y 2021....	46
Tabla 14. Valores estadísticos de emisión de polvo durante el mes de julio entre los años 2014 y 2021.	46
Tabla 15. Promedio de deposición de polvo seco durante el mes de febrero entre los años 2014 y 2021.	48
Tabla 16. Valores estadísticos para la deposición de polvo seco durante el mes de febrero.....	48
Tabla 17. Valores promedio de deposición de polvo seco durante el mes de julio entre los años 2014 y 2021.	48
Tabla 18. Valores estadísticos para la deposición de polvo seco durante el mes de julio.....	49
Tabla 19. Valores promedio de deposición de polvo húmedo durante el mes de febrero entre los años 2014 y 2021.....	51

Tabla 20. Valores estadísticos para la deposición de polvo húmedo durante el mes de febrero..	51
Tabla 21. Valores promedio deposición de polvo húmedo durante el mes de julio entre los años 2014 y 2021.	51
Tabla 22. Valores estadísticos para la deposición de polvo húmedo durante el mes de julio.	52
Tabla 23. Datos de deposición de polvo en los colectores CARAGA ubicados en la oficina del observatorio ALMA.	52
Tabla 24. Coeficientes de correlación para la relación entre cobertura vegetal y deposición de polvo.	57
Tabla 25. Coeficiente de correlación entre deposición húmeda y estaciones verano e invierno..	62

ÍNDICE DE FIGURAS

Figura 1. Distribución mundial de los principales desiertos. Extraído de Sarnthein (1978).....	2
Figura 2. Mapa de la zona de estudio con la ubicación de las estaciones meteorológicas y oficinas del Observatorio ALMA (rombos).....	3
Figura 3. Circulación atmosférica de niveles bajos (hasta alrededor 1,5 km sobre el nivel del mar y principales características climáticas de América del Sur. Extraído de Garreaud (2009).....	6
Figura 4. Dinámica del polvo en el Desierto de Atacama. Las flechas blancas representan la movilización por el viento de suelos, sedimentos y aerosoles arrastrados. La vegetación se muestra en la Cordillera de la Costa y sobre la Precordillera (Humedales). AE representa las emisiones antropogénicas. La extensión de las unidades fisiográficas es sólo a título ilustrativo. Extraído de Arenas-Díaz et al., (2022).....	9
Figura 5. Vista parcial de la Provincia Puneña, con dominancia de Fabiana ramulosa y Fabiana denudata (3.700m de altitud). Imagen extraída de Trivelli y Huerta (2014).....	12
Figura 6. Vegetación arbustiva presente en la zona de estudio. Fotografía tomada en campañas de terreno durante enero 2020.....	12
Figura 7. Espectro electromagnético y colores del espectro visible por el ojo humano (luz). Imagen extraída de Chuvieco (2000).....	13
Figura 8. Historia de los satélites lanzados del programa Landsat. Imagen extraída de Aldás (2009).	15
Figura 9. Porcentaje de reflectancia según longitud de onda de la vegetación sana, enferma y del suelo. Extraído de Aldás (2009).	18
Figura 10. Podemos apreciar que en la imagen de la izquierda los píxeles tienen cobertura vegetal del 100%, en cambio en la imagen de la derecha, el píxel del centro, en amarillo, posee una cobertura del 15% aproximadamente, donde el valor registrado por sensor está fuertemente influenciado por la reflectancia del suelo. Imagen extraída de Muñoz (2013).	19
Figura 11. Parte del script generado para la obtención del índice SAVI según temporalidad de estudio.....	21
Figura 12. Diagrama de flujo de clasificación y obtención de áreas de cobertura vegetal.	23
Figura 13. Distribución de los 80 geopuntos en el área de estudio.	25
Figura 14. Diagrama de flujo del proceso de análisis para la identificación de unidades geomorfológicas actuales en el área de estudio.....	25

Figura 15. Colectores de polvo CARAGA instalado en Cerro Dominador, Región de Antofagasta.	29
A) Embudo y B) Caja de muestreo de polvo con sistema rotogiratorio.....	29
Figura 16. Mapa de cobertura vegetal durante verano entre 2014 y 2021.	31
Figura 17. Superficie de cobertura vegetal durante la temporada de verano entre los años 2014 y 2021.	32
Figura 18. Mapa de cobertura vegetal durante invierno entre 2014 y 2021.	34
Figura 19. Superficie de cobertura vegetal durante la estación de invierno entre los años 2014 y 2021.	35
Figura 20. Cobertura vegetal para verano e invierno entre 2014 y 2021.	36
Figura 21. Matriz de confusión SVM clasificación Geomorfología, extraída de software R Studio.	37
Figura 23. Asociación de la cobertura vegetal durante verano 2015 e invierno 2019 con las unidades geomorfológicas y curvas de nivel.	40
Figura 24. Gráfico comparativo de las precipitaciones registradas las estaciones meteorológicas de San Pedro de Atacama y Toconao durante los años 2014 y 2021.....	41
Figura 25. Precipitaciones en verano e invierno para las estaciones meteorológicas de San Pedro de Atacama y Toconao entre 2014 y 2021.	44
Figura 26. Emisión de polvo durante los meses de febrero y julio entre los años 2014 y 2021. ..	45
Figura 27. Deposición de polvo seco durante el mes de julio y febrero entre los años 2014 y 2021.	47
Figura 28. Deposición de polvo húmedo durante el mes de febrero entre los años 2014 y 2021.	50
Figura 29. Deposición de polvo húmedo durante el mes de julio entre los años 2014 y 2021.	50
Figura 30. Correlación entre emisión de polvo y superficie de cobertura vegetal de la zona de estudio.....	54
Figura 31. Relación entre cobertura vegetal y flujo de polvo seco en verano e invierno entre 2014 y 2021.	56
Figura 32. Gráficos de correlación entre deposición de polvo seca y cobertura vegetal verano e invierno.	57
Figura 33. Relación entre deposición de polvo seca para el mes de febrero y julio con precipitación acumulada en verano e invierno entre 2014 y 2021.	60
Figura 35. Gráfico de correlación entre precipitaciones y cobertura vegetal de verano.	64

Figura 36. Relación entre cobertura vegetal temporada invierno y precipitaciones de verano entre los años 2014 y 2021.	65
Figura 37. Correlación entre precipitaciones ocurridas en verano y cobertura vegetal de invierno para ese mismo año.....	65
Figura A.1. Diagrama de Hjulström. Extraído de clases de Sedimentología Primavera 2020, Universidad de Chile.	76
Figura C.1. Rango del coeficiente de correlación e interpretaciones. Extraído de Hernández et al. (2018).	79
Figura C.2. Correlación deposición de polvo húmedo mes de febrero y cobertura vegetal verano.	79
Figura C.3. Correlación entre deposición de polvo seco mes de febrero y precipitaciones en verano.	80

1. INTRODUCCIÓN

El polvo mineral corresponde a una de las principales fuentes de partículas en la atmósfera, que desempeña un papel muy importante en la dinámica atmosférica. Afecta el clima de varias maneras, logrando dispersar, absorber y reflejar la radiación solar, sirve como núcleo para la formación de nubes, influye en los procesos de precipitación (Andreae y Crutzen, 1997; Mahowald et al., 2014), y potencialmente puede llegar a acelerar los procesos de derretimiento de glaciares y nieve.

Se define como un conjunto de aerosoles de origen marino, pedogénico, litogénico, biogénico, volcánico y antropogénico emitido a la atmósfera durante eventos de viento en superficie. Los aerosoles corresponden al conjunto de partículas sólidas y líquidas suspendidas en la atmósfera, que incluyen el polvo (Poschl, 2005). Cuando soplan vientos fuertes sobre suelos secos y desprovistos de vegetación, pueden levantarse grandes cantidades de partículas formando las denominadas tormentas de polvo y arena. Se trata de un fenómeno meteorológico adverso que es habitual en regiones áridas y semiáridas del planeta. Las partículas de mayor tamaño caen pronto a la superficie, pero las más finas pueden incorporarse a la circulación atmosférica y desplazarse hasta regiones situadas a centenares o miles de kilómetros antes de depositarse de nuevo sobre el suelo o sobre el océano por efecto de la gravedad o la precipitación.

El ciclo del polvo es parte integral del sistema terrestre y las zonas áridas son de especial interés ya que se señalan como las principales fuentes de generación de polvo. Algunos ejemplos de ello son los desiertos Gobi, el Takla Makan y sobretodo el desierto del Sahara. En particular, la depresión de Bodele en el noroeste del Chad, se considera el mayor foco emisor (Prospero et al., 2002).

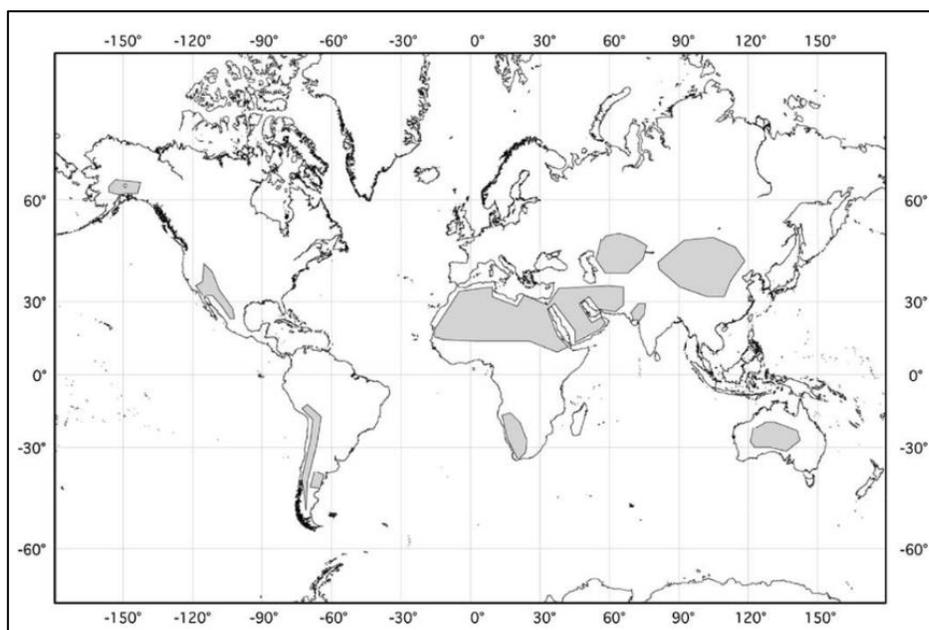


Figura 1. Distribución mundial de los principales desiertos. Extraído de Sarnthein (1978).

La emisión de polvo a la atmósfera es producto de la combinación de dos procesos físicos: la saltación, movimiento parabólico de partículas en una capa turbulenta y la posterior suspensión de las partículas tras el impacto y fragmentación de los granos de arena (Gomes et al., 1990). Este proceso de emisión se encuentra relacionado con los vientos superficiales y la humedad del suelo, variables que actúan como controles importantes de las tasas de emisión de polvo (Terradella et al., 2013).

Los modelos recientes del ciclo global del polvo han intentado incorporar la dependencia de las emisiones de polvo con la vegetación y/o la existencia de lugares de emisión geomorfológicamente favorables, como las depresiones topográficas (Tegen et al., 2002). Estas simulaciones reproducen aparentemente patrones y cantidades más realistas de polvo en la atmósfera, y de deposición de polvo en el océano, sin requerir ajustes regionales. Sin embargo, la ausencia de un conjunto de datos globales de mediciones de emisión y deposición de polvo ha influido en que existan pocos intentos directos de determinar precisamente las tasas de estos procesos utilizando estos nuevos esquemas de superficie terrestre a escalas regionales.

Es por esto, que ante la eventual determinación de otras variables que influyen en el ciclo del polvo, se encuentra la característica de la cobertura superficial y en específico, la vegetación como posible agente controlador. Mediante teledetección es posible estimar durante un período considerado de

tiempo el porcentaje de cubierta vegetal, de esta manera, se puede comprender su evolución temporal para posteriormente relacionar esta variable con procesos de flujos de polvo en la zona.

En este trabajo se determinará la variación estacional de la cobertura vegetal mediante teledetección usando el Índice de Vegetación Ajustado al Suelo (SAVI). A partir de esto, será posible estudiar la influencia de la vegetación en el transporte eólico del polvo en el Desierto de Atacama.

1.1 Área de estudio

El área de estudio se encuentra ubicada en la Región de Antofagasta (ver Figura 2), provincia de El Loa, hacia el este de la comuna San Pedro de Atacama, en las cercanías de la oficina del Observatorio ALMA (Atacama Large Millimeter/submillimeter Array). En la zona de estudio se presenta vegetación arbustiva baja y un colector de polvo CARAGA instalado en noviembre del año 2020. Por otra parte, se encuentran dos estaciones meteorológicas: San Pedro de Atacama y Toconao.

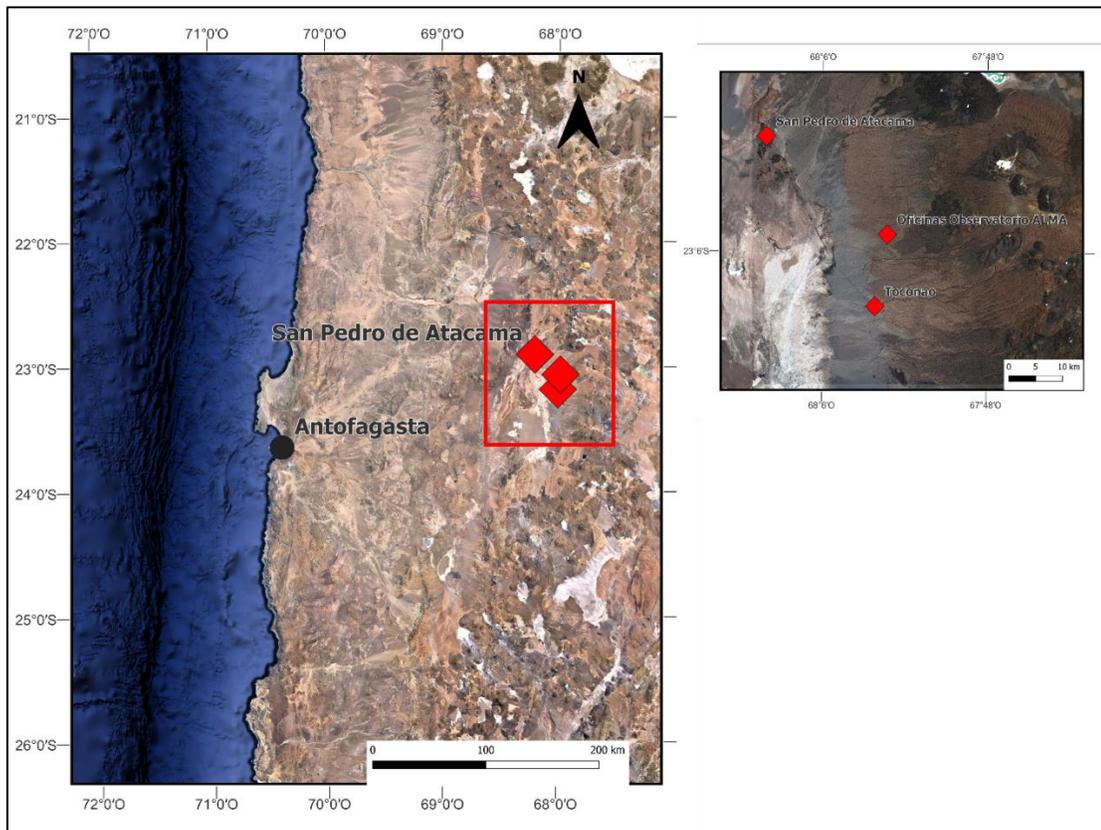


Figura 2. Mapa de la zona de estudio con la ubicación de las estaciones meteorológicas y oficinas del Observatorio ALMA (rombos).

1.2 Objetivos

1.2.1 General

Determinar la influencia de la vegetación y su variabilidad estacional en el transporte eólico en el Desierto de Atacama.

1.2.2 Específicos

- Analizar la dinámica estacional del Índice de Vegetación Ajustado al Suelo (SAVI) y determinar el porcentaje de cubierta vegetal en el Desierto de Atacama entre los años 2014 a 2021.
- Reconocer variables climáticas que participan en el proceso del ciclo del polvo, y en la evolución estacional de la vegetación.
- Caracterizar la ocurrencia de la cubierta vegetal con las unidades geomorfológicas de la zona de estudio.

2. MARCO TEÓRICO

2.1 Elementos del clima en el Desierto de Atacama

2.1.1 Clima en el desierto

El Desierto de Atacama es uno de los principales desiertos hiperáridos de la Tierra que representa un hábitat extremo para la vida en este planeta. Situado en la costa occidental de América del Sur, desde el norte de Perú (5° S) hasta Copiapó, Chile (27° S), el Atacama tiene una extensa historia que se remonta al menos al Eoceno tardío y posiblemente al Triásico, siendo uno de los desiertos más antiguos del planeta (Arenas-Díaz, 2022).

Limita al oeste con el Océano Pacífico y al este con la Cordillera Occidental de los Andes, donde el Altiplano y la Puna de Atacama le dan continuidad (Arenas-Díaz, 2022). Se clasifica como desierto tipo “cuenca y cordillera”, es decir, áreas áridas dominadas por montañas alternas y sistemas de drenaje cerrado. Presenta una extrema y profunda variación térmica diurna, topografía suave, varias cadenas montañosas, suelos con baja concentración de materia orgánica, y la presencia de lagos y salares (Arenas-Díaz, 2022).

La circulación atmosférica actual del Desierto a grandes rasgos se caracteriza por la presencia de la Cordillera de los Andes. Ésta intercepta el cinturón ecuatorial de bajas presiones, el área subtropical de altas presiones y los vientos extratropicales del oeste (Garreaud, 2009). Al interior del continente se produce un calentamiento que conlleva un área relativamente de baja presión sobre el centro de América del Sur que prevalece todo el año (Seluchi et al., 2003), interrumpiendo el cinturón subtropical de alta presión y formando así anticiclones de superficie sobre el Pacífico Sur subtropical y Sur Atlántico (Garreaud, 2009). Como resultado, los vientos predominantes en niveles bajos (hasta alrededor de 1,5 km sobre el nivel del mar) entre ~35°S y 10°S soplan del sur a lo largo de la costa del Pacífico (oeste de los Andes) y del norte a lo largo de las laderas orientales, donde los flujos orientales en lo alto favorecen las condiciones húmedas y los flujos occidentales potencian las condiciones secas (Garreaud, 2009). Este flujo meridional invertido a cada lado de los Andes subtropicales se muestra en la Figura 3. También se presenta un JET (es decir, un máximo en la velocidad del viento) inmediatamente al oeste de los Andes entre 2000 y 5000 m.s.n.m. que resulta del bloqueo mecánico de los Andes sobre el viento predominante del oeste en la troposfera media (Rutllant y Garreaud, 2004).

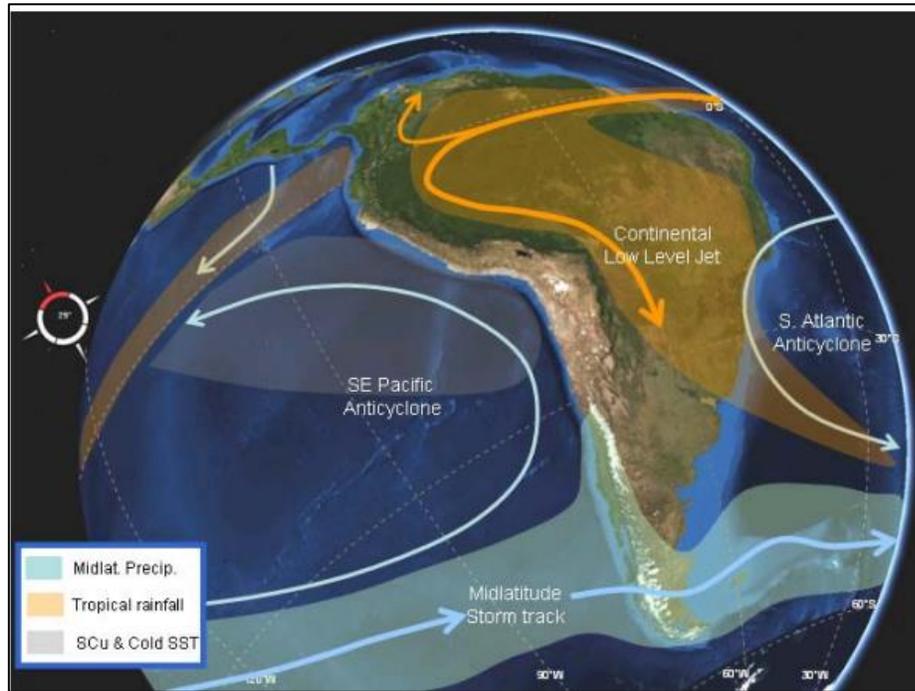


Figura 3. Circulación atmosférica de niveles bajos (hasta alrededor 1,5 km sobre el nivel del mar y principales características climáticas de América del Sur. Extraído de Garreaud (2009).

El anticiclón subtropical impulsa vientos hacia el ecuador a lo largo de la costa fomentando el transporte de aguas frías desde latitudes más altas, como la corriente superficial de Humboldt, que corre paralela a la costa chilena y al sur de Perú. Estos fenómenos dan lugar a un marcado enfriamiento regional de la troposfera inferior que se compensa con un aumento de la subsidencia a lo largo de la costa de Atacama, secando aún más esta zona (Wang et al., 2004). La corriente de Humboldt impide las precipitaciones en las zonas costeras, aunque en algunos intervalos de tiempo se han producido neblinas y altas precipitaciones en años asociados con las condiciones de El Niño, generando grandes inundaciones (Goudie, 2013).

La aridez también se ve potenciada por el efecto de sombra de lluvia al este de la Cordillera de Los Andes, que bloquea la transferencia de humedad desde la cuenca del Amazonas (Dunai, 2013). Además, la presencia de la Cordillera de la Costa al oeste limita la entrada de advección de humedad al desierto (Bull et al., 2018).

Otro factor adicional a la aridez corresponde a la distancia que presenta el Desierto de Atacama de la principal fuente de humedad atlántica-amazónica. Durante el verano, se asienta una circulación anticiclónica denominada Alta de Bolivia, el centro de esta circulación se localiza

aproximadamente en la región altiplánica, el cual favorece el transporte de masas de aire húmedas generadas en el Amazonas por el continente (Aceituno, 1996), y lo que explica el aumento de las precipitaciones en dicha estación. Este fenómeno es conocido como invierno altiplánico (Aceituno, 1993).

Los veranos de El Niño o (La Niña) tienen un efecto en la precipitación en el Altiplano (Garreaud y Aceituno, 2001), aunque la relación ENSO (El Niño-Oscilación del Sur)-lluvia en esta región no es demasiado predominante. Durante los años de El Niño el gradiente térmico meridional entre los trópicos y subtropicos se hace más pronunciado, lo que resulta en un flujo más fuerte del oeste en la tropósfera media y alta sobre los Andes centrales. En consecuencia, hay menos transporte de aire húmedo desde el interior del continente hacia el Altiplano, limitando la convección sobre el área (Garreaud, 2009). Las anomalías de temperatura relacionadas con el ENSO se vuelven más débiles sobre el Altiplano, pero todavía hay una tendencia de condiciones más cálidas durante los episodios de El Niño (Garreaud, 2009).

Las condiciones climáticas actuales del Desierto de Atacama fueron determinadas por Arenas-Díaz et al. (2022) a partir de mediciones realizadas en distintos sectores de la Depresión Central. Dentro de las características se presenta una temperatura media anual de 16,1°C con un máximo registrado de 36,0°C y un mínimo de -3,79°C en el Salar de Llamara; promedio anual de radiación de 255,9 Wm⁻² con un máximo en la Depresión Central; vientos de 3,44 ms⁻¹ en promedio entre los 19,5°S y los 25°S, donde los más rápidos provienen del SW, SE y NE (Arenas-Díaz, 2022).

En cuanto a precipitaciones, por debajo de los ~2600 m.s.n.m. se presenta una precipitación media anual de 0,001±0,12 mm año⁻¹ (Arenas-Díaz, 2022). Finalmente, los resultados del cálculo de la evapotranspiración potencial (ETP) presentaron una tasa de 1-2 mm día⁻¹ (Mintz y Walker, 1993), dado esto último se tiene que la precipitación media anual actual es inferior al 5% de la evapotranspiración potencial, por lo tanto, se clasifica para el Desierto de Atacama como una zona hiperárida (Arenas-Díaz, 2022).

2.1.2 Polvo en el desierto

En Sudamérica, las fuentes de polvo se centran especialmente al este del Desierto de Atacama (altiplano boliviano), el desierto costero de Perú y Chile, y la llamada zona árida diagonal en la

Patagonia Argentina (Marx et al., 2018; Saukel et al., 2011). El Desierto de Atacama cumple un rol importante en los aportes atmosféricos de elementos a los suelos ya que el material depositado tiende a permanecer en la pedosfera y no ser lixiviado, sin embargo, a pesar de las condiciones climáticas de hiperaridez, el desierto rara vez presenta fuertes brotes de polvo (Arenas-Díaz, 2022).

La emisión de polvo se produce en forma de remolinos de polvo y por columnas de polvo, estos son impulsados por la fuerte inestabilidad térmica de la capa límite atmosférica desencadenada por el calentamiento solar diurno de los suelos y la intrusión del aire frío del Océano Pacífico en Atacama (Kurgansky et al., 2011). Ocurre la emisión, el material en suspensión es mezclado y transportado por el viento, para luego ser depositado parcialmente seco o húmedo en el Desierto de Atacama. Además, se ha sugerido que la deposición atmosférica de polvo es el material original del suelo local (Ewing et al., 2006; Wang et al., 2014).

El ciclo global del polvo, descrito por Shao et al. (2011), incluye cinco etapas principales:

1. Arrastre de partículas del suelo a la atmósfera
2. Transporte atmosférico
3. Transformación eólica: Mezcla con otros tipos de aerosoles
4. Deposición
5. Estabilización de las partículas: Por ejemplo, unión química de los minerales de arcilla (Arenas-Díaz, 2022).

Este ciclo implica una serie de procesos que ocurren en escalas espaciales que van de lo local a lo global y en escalas temporales que van de segundos a millones de años (Arenas-Díaz, 2022). Según estudios, el Desierto de Atacama contribuye en menor medida al balance global del polvo, a diferencia de otras regiones como, por ejemplo, el norte de África (Ginoux et al., 2012). Por lo tanto, el ciclo del polvo en Atacama tiene un alcance mayormente local y está casi aislado del ciclo global (Arenas-Díaz, 2022).

En la Figura 4 se puede observar el ciclo del polvo en el Desierto de Atacama, partiendo con un arrastre de polvo producido por los vientos cercanos a la superficie, los cuales movilizan o suspenden partículas del suelo. El transporte del material dependerá de la circulación local del viento, que generalmente es de oeste a este y viceversa, durante este proceso también el polvo se

puede mezclar con partículas de agua, sales marinas y compuestos orgánicos provenientes de la niebla costera (Arenas-Díaz, 2022). El proceso de deposición puede ocurrir de forma seca o húmeda, sin embargo, se deduce que la deposición seca es el mecanismo general de la sedimentación del polvo, debido a la acotada penetración de la niebla en el interior. Sin embargo, en las zonas altas, la deposición húmeda de polvo es más factible debido a las precipitaciones más recurrentes debido al invierno altiplánico. Una vez ocurrida la deposición, el material se acumula o se retrabaja por los vientos dentro del Desierto de Atacama (Arenas-Díaz, 2022).

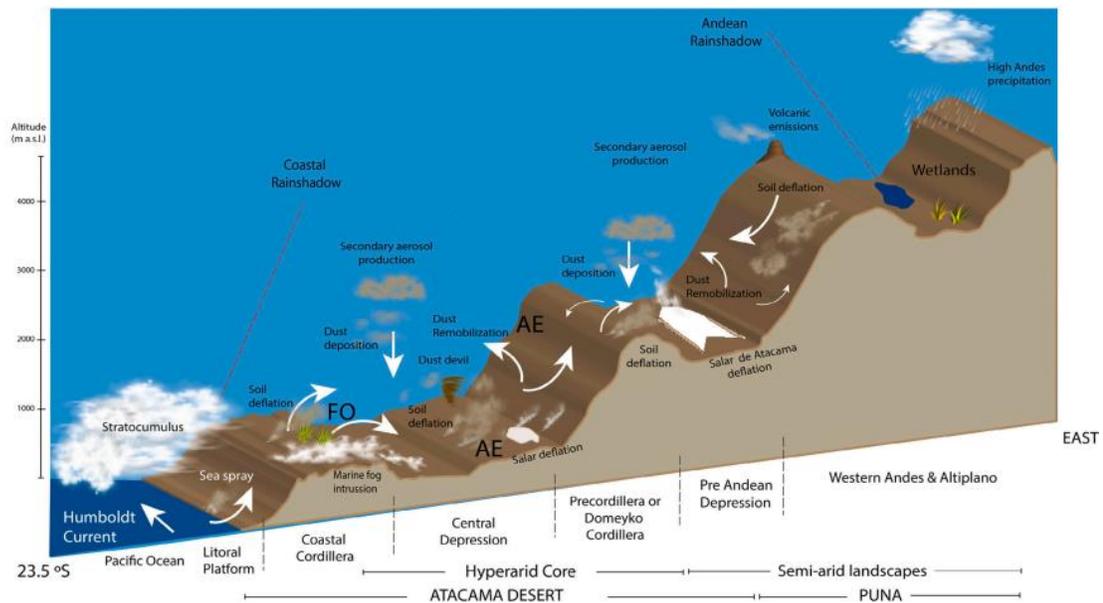


Figura 4. Dinámica del polvo en el Desierto de Atacama. Las flechas blancas representan la movilización por el viento de suelos, sedimentos y aerosoles arrastrados. La vegetación se muestra en la Cordillera de la Costa y sobre la Precordillera (Humedales). AE representa las emisiones antropogénicas. La extensión de las unidades fisiográficas es sólo a título ilustrativo. Extraído de Arenas-Díaz et al., (2022).

El arrastre o emisión de polvo es el proceso por el cual las partículas finas son emitidas desde la superficie del suelo por los fuertes vientos, lo que generalmente ocurre en zonas con poca o nula vegetación (< 15% de cobertura vegetal), esta característica se aplica al Desierto de Atacama debido a su escasez de agua, por lo tanto, los suelos superficiales son mayormente propensos a la erosión eólica. Las posibles fuentes de polvo fueron descritas por Ginoux et al. (2001), donde se asume que los sedimentos disponibles como fuentes de polvo se acumulan principalmente en valles y depresiones, con relación a las características topográficas del desierto estas zonas se limitarían a áreas en la Depresión Central y a terrazas marinas cercanas a la costa en el norte de Chile y el sur de Perú (Arenas-Díaz, 2022).

Actualmente el análisis de los suelos para estudiar la deposición atmosférica presenta distintas incertidumbres, entre ellas se encuentra el escaso conocimiento de las tasas de deposición de aerosoles en el desierto, las transformaciones de las partículas de polvo y sales una vez depositadas en el suelo, impactos de las actividades humanas, entre otras (Arenas-Díaz, 2022). Actualmente las deposiciones en el Desierto de Atacama podrían observarse directamente, pero no existe una red de medición densa para las observaciones reiterativas de la deposición de aerosoles. Esto no ocurre sólo en este desierto, sucede para gran parte de las regiones desérticas, es por esto, que las mediciones de la deposición proceden más bien de campañas de campo e instrumentos instalados durante un periodo de tiempo limitado (Zhang et al., 2017).

El principal motor local que controla el transporte y la deposición de polvo en el Desierto de Atacama es el sistema de vientos impulsados térmicamente cerca de la superficie. Este sistema corresponde a un resultado de la interacción de la insolación extrema y la topografía local, evidenciando un fuerte ciclo diurno, es decir, durante el día se genera una brisa marina con los vientos del oeste y flujos de aire ascendentes en la Cordillera de los Andes, esto debido a un fuerte calentamiento de las superficies. Los vientos se aceleran mucho más por los efectos de insolación en las laderas occidentales de los Andes (Rutllant et al., 2013). Dado esto, pueden generarse fuertes flujos de oeste cercanos a la superficie con velocidades de viento de hasta 20 m s^{-1} , no solo en la Cordillera de los Andes, también en la Depresión Central y en los valles costeros, por lo que son potencialmente importantes para el arrastre de partículas de polvo superficiales. Además, esta deposición se caracteriza por el arrastre local de polvo insoluble y sales solubles (Wang et al., 2014).

2.1.3 Geomorfología y vegetación en el desierto

En términos generales la fisiografía del Desierto de Atacama en el norte de Chile se puede dividir en cinco unidades alargadas N-S dispuestas hacia el este: (1) Cordillera de la Costa; (2) Depresión Central; (3) Cordillera Preandina (o Precordillera); (4) Altiplano, y (5) Cordillera de los Andes Occidentales (Arenas-Díaz, 2022).

De oeste a este una planicie costera se conecta con la Cordillera de la Costa, una cadena montañosa que alcanza unos 3000 m.s.n.m. (Tapia et al., 2018), como se observa en la Figura 4. Al este de la cordillera, el paisaje se vuelve más seco, disminuyendo en elevación y dando paso a un valle

conocido como Depresión Central, extensión que algunos han denominado el núcleo hiperárido de Atacama. Al este de la Depresión Central, se eleva el relieve debido a la Precordillera, conocida también como Cordillera de Domeyko al sur del Salar de Atacama (Tapia et al, 2018). Esta cordillera alcanza elevaciones de hasta 5000 m.s.n.m. y separa la Depresión Central de la depresión preandina que contiene numerosos salares (por ejemplo, el Salar de Atacama). Al este, en la Cordillera Occidental, los estratovolcanes alcanzan los 2000 metros sobre el Altiplano (Jordan et al., 2014), el cual se encuentra compuesto por intermontañas rellenas de sedimentos evaporíticos, volcánicos y sucesiones siliciclásticas provenientes de cuencas ocupadas por salares en el pasado (Arenas-Díaz, 2022).

La vegetación presente en el Desierto de Atacama y en particular en la Región de Antofagasta, se caracteriza por ser escasa y por presentar tres provincias biogeográficas principales: Desierto, Puneña y Altoandina (Cabrera y Willink, 1973). Estas provincias van cambiando según el piso altitudinal y clima, de esta forma existe una variedad de formaciones y comunidades vegetales (Trivelli y Huerta, 2014). En particular para esta investigación, la vegetación de interés corresponde al piso preandino o prepuneño el cual comienza a aparecer por sobre los 2.700 m de altitud, considerando la posibilidad de que a menores altitudes se encuentren, en forma esporádica, algunos arbustos. Este rango altitudinal no es uniforme y presenta diferencias dependiendo de la latitud y de otras variables. La biota predominante se observa en la Figura 5, ésta se encuentra constituida por arbustos bajos, siendo de importancia la presencia de *Fabiana ramulosa*, *Fabiana denudata*, *Baccharis boliviensis*, *Adesmia horrida*, *Chuquiraga atacamensis*, *Junellia seriphioides* y *Ephedra breana*, entre otras (Trivelli y Huerta, 2014).

El área que ocupa el piso preandino presenta una gran inclinación, lo que genera que se produzcan fuertes escorrentías producto de las aguas lluvia y del derretimiento de nieves. El escurrimiento fluye principalmente por quebradas y por profundas grietas, llegando a sectores bajos, relativamente planos y donde es posible gracias a la humedad que se acumula, observar manchones de vegetación dentro de la zona desértica (Trivelli y Huerta, 2014).



Figura 5. Vista parcial de la Provincia Puneña, con dominancia de *Fabiana ramulosa* y *Fabiana denudata* (3.700m de altitud). Imagen extraída de Trivelli y Huerta (2014).



Figura 6. Vegetación arbustiva presente en la zona de estudio. Fotografía tomada en campañas de terreno durante enero 2020.

2.2 Teledetección

La teledetección es la técnica que nos permite obtener información a distancia de los objetos situados sobre la superficie terrestre, sin que exista un contacto material entre el objeto o sistema observado y el observador. Para que esto sea posible es necesario que exista algún tipo de interacción entre los objetos observados sobre la superficie terrestre, marina o en la atmósfera y un sensor situado en una plataforma como satélite, avión, etc (Chuvieco, 2000).

La interacción que se produce es un flujo de radiación. El sol ilumina la superficie terrestre, que refleja esa energía en función del tipo de cubierta presente sobre ella, ese flujo reflejado se recoge por el sensor, que lo transmite posteriormente a las estaciones receptoras. Entre superficie y sensor se interpone la atmósfera, que dispersa y absorbe parte de la señal original (Aldás, 2009). Este flujo de radiación puede ser de tres tipos:

1. Radiación solar reflejada por los objetos (luz visible e infrarrojo reflejado)
2. Radiación terrestre emitida por los objetos (infrarrojo térmico)
3. Radiación emitida por el sensor y reflejada por los objetos (radar)

La recepción de esta radiación es almacenada en formato digital, en diferentes bandas del espectro electromagnético, las cuales se pueden distribuir a través de tres canales: rojo, verde y azul; el paso de cada banda por estos canales entregará diferentes tonalidades de los elementos dependiendo de la longitud de onda en la que el sensor capte radiación, como se observa en la siguiente Figura 6.

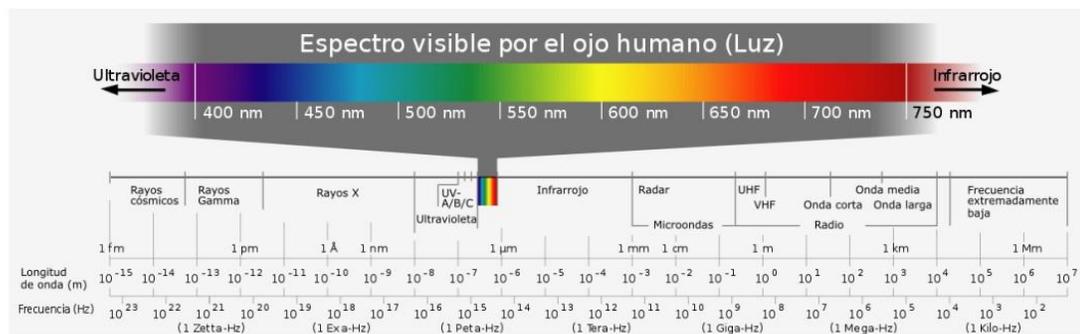


Figura 7. Espectro electromagnético y colores del espectro visible por el ojo humano (luz). Imagen extraída de Chuvieco (2000).

El análisis de esta información permite el reconocimiento de las características de los objetos observados y de los fenómenos que se producen en la superficie terrestre, oceánica y en la atmósfera (Chuvieco, 2000).

Dada esta información, la teledetección ha sido utilizada como valiosa herramienta y determinante a la hora de establecer indicadores de degradación y conservación de los recursos naturales, en evaluar dinámicas en los cambios de usos de suelo y coberturas vegetales (Gonzaga, 2014). Entre las principales técnicas aplicadas al procesamiento de imágenes satelitales para el análisis de la

dinámica vegetal se destacan el Índice de Vegetación por Diferencia Normalizada o NDVI (sigla en inglés de Normalized Difference Vegetation Index) (Georganos et al., 2017) y el Índice de Vegetación Ajustado al Suelo o SAVI (sigla en inglés Soil Adjusted Vegetation Index) (Bezerra et al., 2017; Oliveira et al., 2009; Heute, 1988).

2.2.1 Imágenes Satelitales

Una imagen satelital es el producto obtenido por un sensor instalado a bordo de un satélite artificial a través de la captación de la radiación electromagnética emitida o reflejada por un cuerpo celeste, este producto es posteriormente transmitido a estaciones terrestres para su visualización, procesamiento y análisis (León, 2002). Según el tipo de sensor existen diferentes tipos de imágenes satelitales las cuales se pueden utilizar en diversas áreas, dependiendo de su resolución espacial y de la información espectral que poseen, por ejemplo, permiten realizar evaluaciones multiespectrales de vegetación y detección de polvo (Bense, 2007).

Dentro de las principales plataformas satelitales para la adquisición de imágenes en el rango óptico y térmico del espectro electromagnético se encuentra el programa Landsat (NASA). Este programa corresponde a un conjunto de satélites construidos y puestos en órbita por EE. UU. para la observación terrestre más antigua e importante. Orbitan alrededor de la Tierra en órbita circular heliosincrónica, a 705 km de altura con una inclinación de 98.2° respecto del Ecuador y un período de 99 minutos (Aldás, 2009). Todos los satélites Landsat están equipados con instrumentos específicos para la teledetección multiespectral, además todas las imágenes son de acceso gratuito.

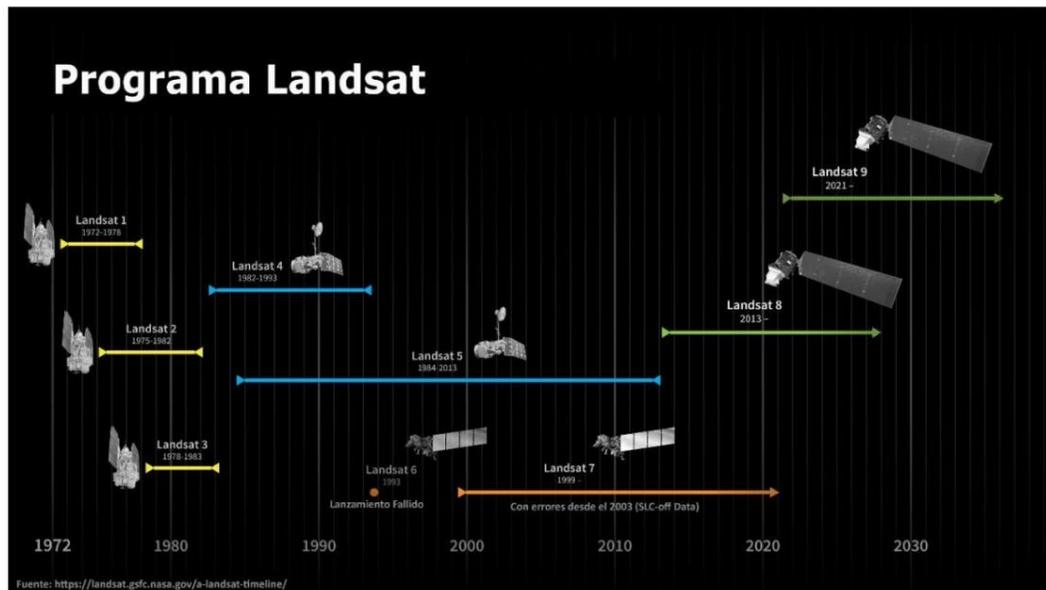


Figura 8. Historia de los satélites lanzados del programa Landsat. Imagen extraída de Aldás (2009).

El satélite correspondiente a Landsat 8 transporta dos instrumentos OLI y TIRS, que corresponden a las siglas en inglés para Operational Land Imager (OLI) y Thermal Infrared Sensor (TIRS). El sensor OLI provee acceso a nueve bandas espectrales que cubren el espectro desde los 0.433 μm a los 1.390 μm , mientras que TIRS registra de 10.30 μm a 12.50 μm (Aldás, 2009).

Las nuevas bandas de Landsat 8 se detallan a continuación en la siguiente Tabla 1.

Tabla 1. Bandas de Landsat 8 (Sensores OLI y TIRS). Elaboración propia. Referencias extraídas de Aldás (2009).

Banda	Nombre	Longitud de onda (µm)	Resolución (m)	Aplicaciones
1	Costera - Aerosoles	0.435 - 0.451	30	Observación de aguas poco profundas y seguimiento a partículas finas como polvo y humo.
2	Azul	0.452 - 0.512	30	Estado fenológico de la vegetación.
3	Verde	0.533 - 0.590	30	Delimitación de masas de agua y contenido en biomasa.
4	Rojo	0.636 - 0.673	30	Discriminación de tipos de cultivos.
5	Infrarrojo cercano (NIR)	0.851 - 0.879	30	Observa salud de la vegetación, cálculo de biomasa.
6	Infrarrojo de onda corta 1 (SWIR 1)	1.566 - 1.651	30	Medida de la humedad del suelo, estrés hídrico.
10	(TIR 1)	10.60 - 11.19	100	
11	(TIR 2)	11.50 - 12.51	100	
7	Infrarrojo de onda corta 2 (SWIR 2)	2.107 - 2.294	30	Discriminar tierra mojada y tierra seca.
8	Pancromática	0.503 - 0.676	15	Discriminación de blanco y negro.
9	Cirrus	1.363 - 1.384	30	Detección de nubes cirrus altas y cúmulos.

Cualquier tipo de uso que se le dé a la información del programa Landsat, debe ser precedido de un procedimiento de corrección radiométrica y geométrica de las imágenes. La corrección radiométrica reduce las distorsiones de la respuesta electromagnética del suelo, debido a fenómenos atmosféricos. Y la corrección geométrica busca reducir las distorsiones espaciales, asociadas al proceso de georreferenciación de la imagen; es decir, reducir la diferencia de ubicación de un punto sobre la imagen respecto al mismo punto sobre el mapa de referencia. Dado esto, trabajar con imágenes satelitales para detectar distintos elementos (por ejemplo, vegetación) a partir de distintos sensores como Landsat, es un proceso técnicamente complejo, pero provisto de un balance costo-beneficio positivo. Positivo, sobre todo, si se considera su alcance regional (Polanco, 2012).

Por otra parte, actualmente existe una gran variedad de plataformas online disponibles para la obtención y descargas de imágenes satelitales de las colecciones Landsat. En particular para este estudio se utiliza la plataforma Google Earth Engine, detallada a continuación.

2.2.2 Google Earth Engine

Big data hace referencia a conjuntos de datos que son demasiado grandes en tamaño o volumen para que se puedan manejar con softwares de escritorio tradicional o desde un computador personal. Además, el término hace referencia no sólo al tamaño o volumen, también a la variedad de nuestro conjunto de datos o a la velocidad con que se procesan y analizan nuestros datos (FOR-GEOA, 2020).

Google Earth Engine (GEE) es una plataforma que permite ejecutar análisis geoespaciales utilizando la infraestructura de Google Cloud de forma gratuita, eliminando una limitante de los análisis de Big Data, que es el acceso a una infraestructura capaz de procesar un gran volumen de datos en un corto periodo. Esta plataforma permite estudiar fenómenos ocurridos en la superficie de la Tierra a escala planetaria y cuenta con una amplia cobertura de datos actuales e históricos multidisciplinarios (Cabrera, 2014).

Adicionalmente, reúne más de 40 años de imágenes satelitales mundiales y proporciona desde las herramientas hasta la potencia computacional necesaria para analizar y explotar el almacén de datos (Google, 2018). Principalmente, GEE se enfoca en el desarrollo de algoritmos interactivos a escala global, lo que representa un importante avance en el manejo hábil de datos con alto impacto en la ciencia de la teledetección (Anaya et al., 2018). También almacena una gran cantidad de catálogos de datos geoespaciales de libre acceso, entre ellos se pueden encontrar las imágenes del programa Landsat, Copernicus – Sentinel, MODIS, entre otros (FOR-GEOA, 2020).

La colección de imágenes Landsat 8 se encuentra disponible en el archivo de datos públicos de la plataforma Google Earth Engine y posee las siguientes características:

- Inicio de la disponibilidad de datos (temporalidad): 11 de abril, 2013
- Proveedor: USGS/Google
- ImageCollection ID: LANDSAT/LC08/C01/T1_TOA
- Intervalo: 16 días
- Resolución: 30 metros

2.2.3 Índice de vegetación ajustado al suelo SAVI

Un índice de vegetación puede ser definido como un parámetro calculado a partir de los valores de la reflectancia a distintas longitudes de onda, y es particularmente sensible a la cobertura vegetal (Gilabert, 1990). Estos índices no miden directamente la productividad ni disponibilidad de la cubierta, sin embargo, tienen una relación estrecha con estas variables, lo que permite utilizarlos para análisis regionales.

Los índices de vegetación utilizan las bandas del visible, en especial la banda roja (R), y la banda infrarroja cercana (NIR). Debido al comportamiento espectral de la vegetación, las hojas tienen una gran reflectividad en el visible y mucho más baja en el infrarrojo, lo cual crea una diferencia característica sólo de la vegetación. Cuando la vegetación sufre algún estrés, la reflectividad en el infrarrojo cercano es menor, pero mayor en el rojo, con lo que el contraste entre ambas bandas es menor. En general el nivel de reflectancia se ve modificado principalmente por factores como: los tipos de pigmentos, estructura de las hojas y el contenido de humedad (FOR-GEOA, 2020).

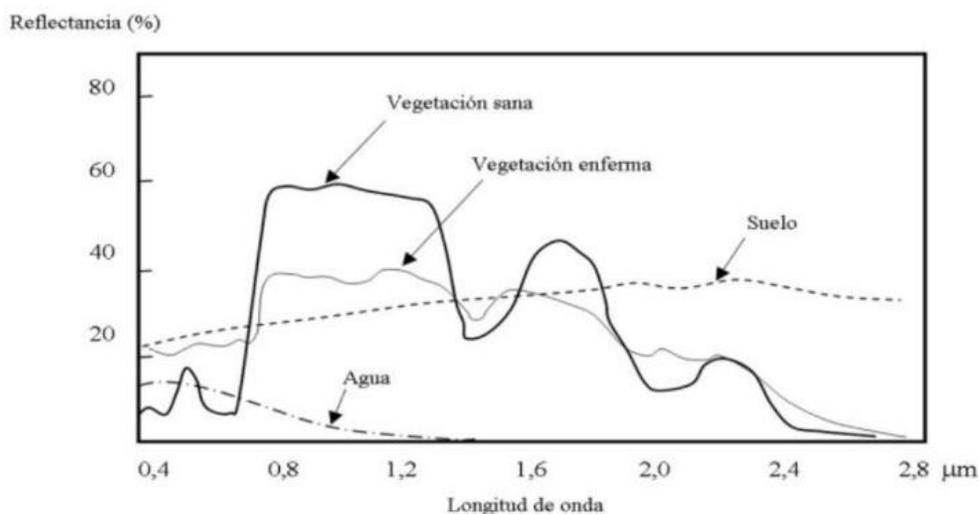


Figura 9. Porcentaje de reflectancia según longitud de onda de la vegetación sana, enferma y del suelo. Extraído de Aldás (2009).

En este principio se basan los índices de vegetación, de los cuales los más utilizados son el índice de vegetación normalizado NDVI (Normalized Difference Vegetation Index) e índice de vegetación ajustado al suelo SAVI (Soil Adjusted Vegetation Index) (Heute, 1988). Actualmente el índice NDVI es el más conocido y empleado en las investigaciones, sin embargo, tiene el inconveniente de ser sensible a la reflectividad del suelo sobre el que se sitúa la vegetación, lo que limita su potencial de discriminación. En una zona con baja densidad de vegetación, la reflectividad

de un píxel en la banda infrarroja y en la banda roja, serían determinados fundamentalmente por el suelo, con una pequeña variación debida a la presencia de vegetación. En consecuencia, un índice de vegetación de esa zona daría resultados muy similares a los del suelo desnudo y sería imposible detectar la presencia de vegetación (Muñoz, 2014).

La superficie de la cubierta superficial correspondiente a la zona de estudio es mayormente de suelo desnudo, dado esto, el índice SAVI proporciona una firma espectral acorde de la vegetación para este contexto. El SAVI introduce un factor L en el NDVI para incorporar el efecto de la presencia del suelo, esto último se asocia a variables como color del suelo, humedad del suelo, variabilidad de suelo a través de la región, etc., manteniendo el valor del NDVI dentro de -1 a +1. Este índice de vegetación se utiliza para el análisis de cultivos jóvenes, para regiones áridas con vegetación escasa (menos del 15% del área total) y superficies expuestas del suelo. Se expresa mediante la siguiente ecuación:

$$SAVI = \frac{NIR - RED}{NIR + RED + L} (1 + L)$$

NIR y RED corresponden respectivamente a las bandas infrarroja cercana y roja, L es la constante cuyo valor aplicado para el área de estudio según literatura es de 0,5 (Oliveira, 2009).

Al usar este índice, dos coberturas vegetales de igual actividad fotosintética, pero sobre suelos muy diferentes (ver Figura 10), aparecerán con igual (o muy similar) índice SAVI, a diferencia de lo que puede suceder en el NDVI clásico.

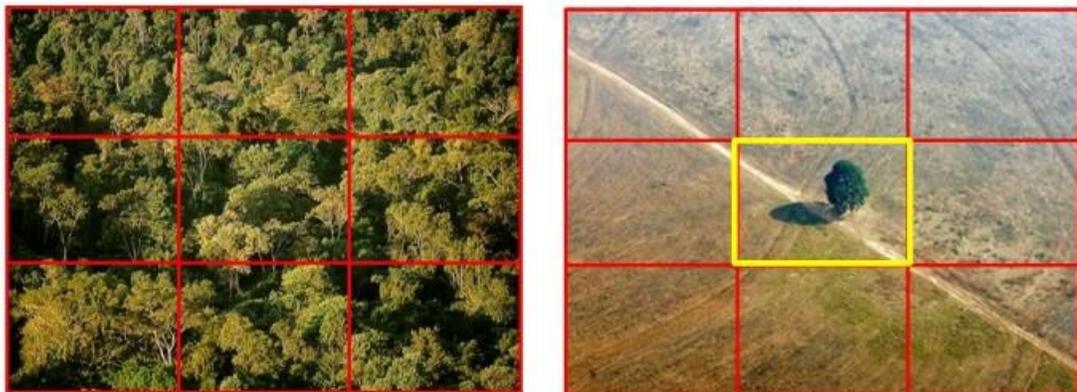


Figura 10. Podemos apreciar que en la imagen de la izquierda los píxeles tienen cobertura vegetal del 100%, en cambio en la imagen de la derecha, el píxel del centro, en amarillo, posee una cobertura del 15% aproximadamente, donde el valor registrado por sensor está fuertemente influenciado por la reflectancia del suelo. Imagen extraída de Muñoz (2013).

3. METODOLOGÍA

3.1 Selección y adquisición de imágenes satelitales

Con la finalidad de estudiar el cambio y el estado actual de la cobertura vegetal en el Desierto de Atacama para los años 2014 a 2021 fue necesaria la recopilación de imágenes satelitales derivadas de la misión Landsat 8. Las colecciones de imágenes satelitales se encuentran disponibles en la base de datos del Servicio Geológico de los Estados Unidos (USGS, por sus siglas en inglés).

Los criterios de selección aplicados para determinar la idoneidad de la información satelital se basaron en primera instancia en la resolución por píxel, variable fundamental para observar y detectar la vegetación de interés en la colección de imágenes satelitales a utilizar. Esta vegetación de interés corresponde a la vegetación baja y arbustiva que se presenta principalmente en el piedemonte y en las zonas cercanas a coladas de lava en gran altura. El segundo criterio de selección fue elegir una colección de imágenes que abarcara toda la temporalidad del análisis de estudio, contemplada desde el año 2014 y 2021, esto último fue clave para decidir el sensor a utilizar (como por ejemplo Landsat o Sentinel).

La adquisición de imágenes considerando los requerimientos temporales de la estacionalidad de verano e invierno resultó en finalmente 16 imágenes satelitales, 8 por cada estación desde los años 2014 a 2021. Para cada imagen se ha programado y calculado el índice de vegetación SAVI, incorporándolo como una banda dentro de la colección de imágenes, lo que simplifica la descarga de los resultados.

3.2 Procesamiento digital con Google Earth Engine

Se generaron 2 scripts, uno para la obtención del índice SAVI desde los años 2014 a 2021 para las estaciones de invierno (desde el 22 de junio a 22 de septiembre) y verano (desde el 21 de diciembre al 21 de marzo). El segundo script fue generado para la determinación de las unidades geomorfológicas del área de estudio.

Los scripts desarrollados en esta tesis se basan en los recursos del archivo de datos públicos de Google Earth Engine (GEE), la colección a utilizar corresponde a LANDSAT/LC08/C01/T1_SR. Este conjunto de datos tiene la característica de una reflectancia superficial corregida atmosféricamente de los sensores Landsat 8 OLI/TIRS. Estas imágenes contienen 5 bandas visibles

e infrarrojas cercanas (VNIR) y 2 bandas infrarrojas de onda corta (SWIR) procesadas a reflectancia superficial ortorrectificada, y dos bandas infrarrojas térmicas (TIR) procesadas a temperatura de brillo ortorrectificada (Catálogo en línea Google Earth Engine, visitado en agosto 2022).

```
// Delimitacion del area de estudio

var lim = ee.Geometry(norte);
Map.addLayer(lim, {color: '#ff1cdb'}, 'Límite', true, 0.5);
Map.centerObject(lim,10);
print(lim);
//Map.addLayer(lim, {color: '#ff13d2'}, "Limite", true, 0.5);

// Seleccion de imagenes

// Seleccion de coleccion
var colec_L8= ee.ImageCollection("LANDSAT/LC08/C01/T1_SR")
  .filterBounds(lim) // filtro por límites del objeto lim
  .filterDate('2021-06-22','2021-09-22')
  .filterMetadata('CLOUD_COVER','less_than',5)// filtro por metadata. Nubosidad menor al 5%
  //.filterMetadata('WRS_PATH','equals', 1) //filtro por Path
  //.filterMetadata('WRS_ROW','equals', 84); // filtro por Row
Map.addLayer(colec_L8, {bands: 'B7,B3,B2', min: 0, max: 4500},"Imágenes filtro"); //Resultado en el panel de navega
```

Figura 11. Parte del script generado para la obtención del índice SAVI según temporalidad de estudio.

Cada script contó con los siguientes componentes principales:

- 1 Feature Collection tipo polígono con los límites del área de estudio
- 1 Colección de imágenes satelitales Landsat 8 con filtros de límites del objeto, fecha dependiendo de temporada verano o invierno y filtro por nubes con la definición de considerar nubes menores a 5% en la imagen
- Función mask para excluir los píxeles que no serán contabilizados en los cálculos respectivos del SAVI
- Cálculo de la mediana de la colección Landsat 8
- Comandos para agregar datos SAVI como Map.addLayer al mapa base de GEE
- Reductor de píxeles: Mediana

Es importante señalar que las imágenes seleccionadas y descargadas son de carácter artificial, es decir, fueron creadas mediante un script (ver Figura 11) para un determinado período de tiempo y filtros detallados anteriormente. Además, el reductor de píxeles empleado fue la mediana dado que entrega una tendencia central de los píxeles a partir de los máximos y mínimos de cada imagen.

3.3 Clasificación supervisada SAVI

Para clasificar el efecto los resultados del índice SAVI se tomó como base la clasificación supervisada propuesta por Oliveira et al. (2009) realizada en una cuenca hidrográfica de Río Moxoto, estado de Pernambuco, Brasil. Los valores positivos más altos del SAVI fueron asociados a la mayor densidad de cobertura vegetal, y los valores más bajos fueron asociados a la menor densidad de cobertura vegetal, superficies expuestas, cuerpos de agua (Tabla 2).

Tabla 2. Valores de clasificación del índice de vegetación ajustado al suelo (SAVI) propuestos en el estudio de Oliveira et al. (2009).

Valores SAVI	Clases
-0,243 – 0	Agua
0,001 - 0,226	Suelo expuesto
0,227 - 0,341	Vegetación poco densa
0,342 - 0,405	Vegetación medio densa
0,406 - 0,688	Vegetación muy densa

Considerando la vegetación de interés en el área de estudio y las características biogeográficas del ambiente particularmente desértico (a comparación del estudio de Oliveira), se selecciona un rango de píxeles definido entre los valores 0,2 – 0,35 como vegetación poco densa o baja. El criterio de elección para este rango de interés se fundamenta en una delimitación del valor SAVI para el nivel superior e inferior de la clase “Vegetación poco densa”. Esta delimitación se realizó mediante distintas pruebas de ensayo al cambiar algunos decimales del rango de píxeles, observando la respuesta de la vegetación ante las diversas clasificaciones y comparando los resultados preliminares con lo contemplado en la campaña de terreno. Estas pruebas de ensayo se realizaron mediante el script detallado en el apartado 3.2 en la plataforma Google Earth Engine. Una vez que se visualizó que la clasificación de píxeles representaba la vegetación de interés observada en terreno, se definió el rango de píxeles anteriormente mencionado.

El paso siguiente contempló aislar el rango de valores definido en cada una de las imágenes satelitales SAVI descargadas, realizando una reclasificación en el software ArcGIS 10.5 a través de la herramienta Reclassify 3D analyst. El resultado de la tendencia relativa de cobertura vegetal

respecto al valor del rango de píxeles de interés se procesó mediante clasificación del algoritmo de quiebres naturales.

Luego se aplicó un filtro de mayoría con el fin de eliminar la dispersión de píxeles individuales, para posteriormente convertir el archivo ráster a vector poligonal (shapefile). Obtenido esto, se unieron todos los polígonos a través del geoprocesamiento Merge del software ArcGIS 10.5. Una vez obtenidos los vectores poligonales shapefile, se calculó el área de la cobertura vegetal. Este procedimiento se realiza para las 16 imágenes satelitales adquiridas.

Finalmente, se realizan gráficos y cálculos de estadística básica para su posterior análisis y discusión (ver Figura 12).

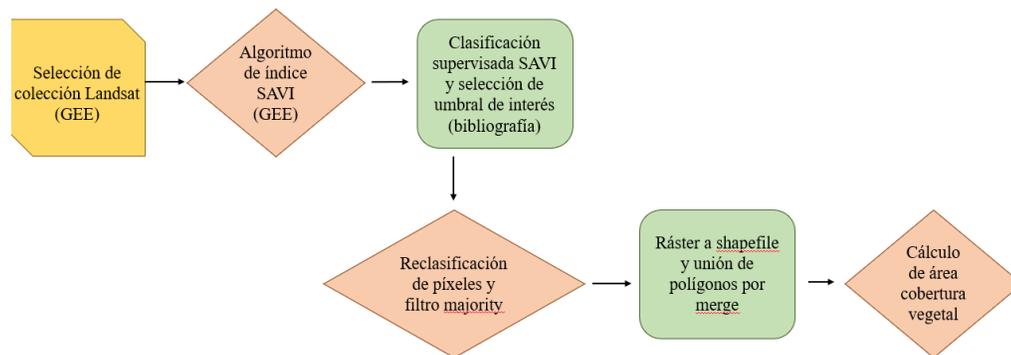


Figura 12. Diagrama de flujo de clasificación y obtención de áreas de cobertura vegetal.

3.4 Unidades geomorfológicas y Machine Learning

Conocer la geomorfología actual de la zona de estudio permite relacionar la ocurrencia de la cobertura vegetal con las distintas unidades geomorfológicas. En el presente, existen distintas fuentes bibliográficas que describen la geomorfología de la zona a escala regional, sin embargo, pocas fuentes abarcan información actualizada del área de estudio con la escala requerida.

Por otra parte, tras la realización de la campaña de terreno durante el mes de abril, se describieron algunas características geomorfológicas generales en distintos puntos de muestreo, sin embargo, estas descripciones no fueron a detalle debido a que no se contemplaba dentro del objetivo principal del terreno. Frente a estos antecedentes, modelar un mapa geomorfológico actual enfocado en la zona de estudio representa un desafío que conlleva a buscar otras aplicaciones y técnicas para su elaboración.

El Machine Learning o aprendizaje automático corresponde a una subcategoría de inteligencia artificial que consiste en dejar que los algoritmos descubran “patterns”, es decir, patrones recurrentes, en conjuntos de datos. Esos datos pueden ser números, palabras, imágenes, estadísticas, etc. Al detectar estos patrones los algoritmos aprenden y mejoran su rendimiento en la ejecución de una tarea específica (DataScientest, 2013; visitado en septiembre 2022).

En otras palabras, los algoritmos de Machine Learning aprenden de forma autónoma a realizar una tarea o hacer predicciones a partir de datos. Existen 3 técnicas de Machine Learning: aprendizaje supervisado, aprendizaje no supervisado y aprendizaje reforzado. El más común corresponde al caso del aprendizaje supervisado, en esta técnica los datos se etiquetan para indicar a la máquina qué patrones tiene que buscar (DataScientest, 2013; visitado en septiembre 2022). El sistema se entrena sobre un conjunto de datos etiquetados, con la información que se supone que tiene que determinar. Es posible que los datos ya estén clasificados de la forma en que se supone que debe hacerlo el sistema. El Machine Learning, por lo tanto, se considera una herramienta que permite acelerar el análisis de los datos y hacer que sean más precisos.

Se contempla definir las unidades geomorfológicas con Machine Learning (en el software R), a través de una clasificación supervisada con puntos de muestreo en el área de estudio. La cobertura que permite realizar la predicción es un ráster agrupado (stack) de una colección de imágenes Landsat 8, procesadas en Google Earth Engine (Gorelick et al., 2007).

El stack de ráster contiene 12 bandas en total, que fueron utilizadas para la clasificación de las unidades geomorfológicas en el área de estudio. Además, como predictores se dispone de 80 geopuntos (puntos de control geomorfológico) con 9 clases (Figura 13), correspondientes a muestras que identifican distintas morfologías presentes en el área de estudio. Estas nueve clases fueron definidas a través de:

- Recopilación de información obtenida en distintas campañas de terreno en el área de estudio
- Hoja Toconao (Sernageomin, 1982)
- Análisis de las amenazas hidrogeomorfológicas y su impacto potencial en el Ayllu de San Pedro, Región de Antofagasta, Chile (Ortiz, 2020)

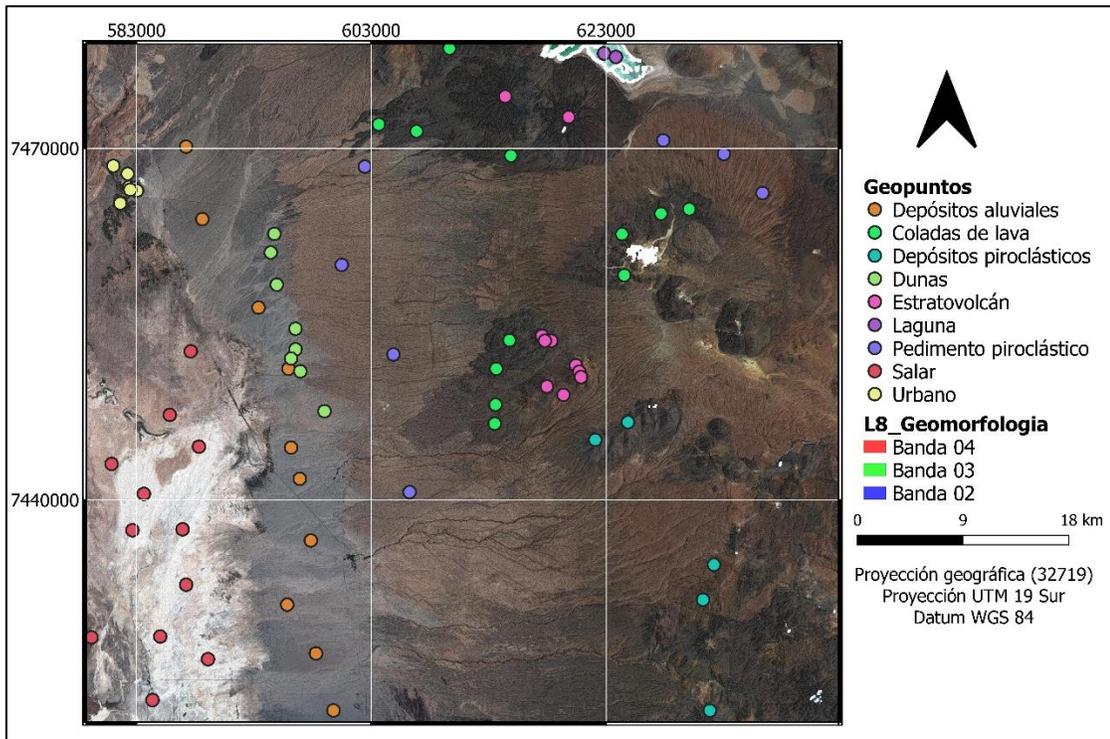


Figura 13. Distribución de los 80 geopuntos en el área de estudio.

Se realiza una programación en R Studio, para evaluar dos tipos de clasificación supervisada: Support Vector Machine (SVM) y Principal Component Analysis (PCA).

Luego se aplicó un filtro de mayoría (Sovann y Aing, 2015) para eliminar la dispersión de píxeles, obteniendo la geomorfología del área de estudio (ver Figura 14).

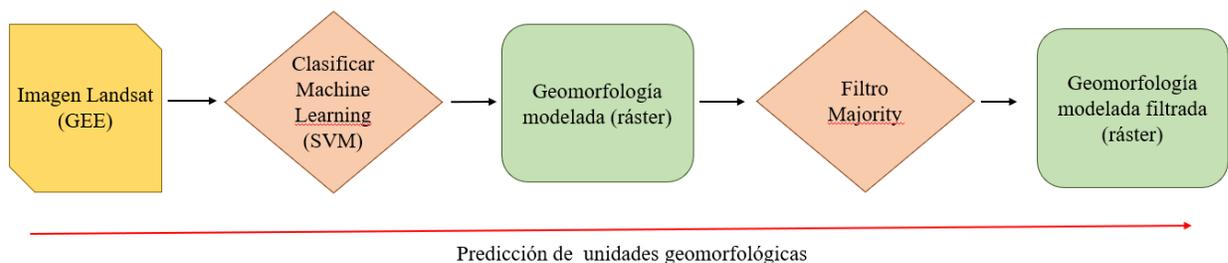


Figura 14. Diagrama de flujo del proceso de análisis para la identificación de unidades geomorfológicas actuales en el área de estudio.

3.5 Precipitación

Con el fin de determinar las causas de la variabilidad estacional de la vegetación, se adquirieron datos de precipitación de estaciones meteorológicas en la zona de estudio. Para esto, se buscaron estaciones ubicadas cerca de los 22 y 23°S en instituciones tales como, la Dirección Meteorológica de Chile (DMC) (<http://www.meteochile.gob.cl/>), el Instituto de Investigaciones Agropecuarias (INIA) (<https://agrometeorologia.cl/>) y la Dirección General de Aguas (DGA) (<https://dga.mop.gob.cl/>).

El criterio de selección de las estaciones consistió en una validación sobre un 80% de los datos. Dado lo anterior, las estaciones de la DGA no fueron utilizadas ya que no presentan una continuación de los datos según la temporalidad de esta investigación, además de presentar indicadores de meses incompletos con 1-10 días de información en el mes para ciertos años y estaciones. Por otra parte, no se encontraron datos de precipitación acumulada en la DMC.

Se validaron los conjuntos de datos de dos estaciones de la red INIA correspondientes a Toconao y a San Pedro de Atacama. La información de estas estaciones se proporciona en la Tabla 3. Luego de esto, se procedió a extraer datos de precipitación acumulada anual desde los años 2014 a 2021.

Tabla 3. Información y detalle de las estaciones meteorológicas del conjunto de datos.

Estación Meteorológica	Latitud (°)	Longitud (°)	Altitud (m.s.n.m)	Intervalo de tiempo	Recurso
San Pedro de Atacama	-23	-68	2450	Anual/Mensual	INIA
Toconao	-22	-68	2698	Anual/Mensual	INIA

3.6 Flujos de polvo

Se adquirieron datos de emisión de polvo y deposición total de polvo (seco y húmedo) en la plataforma online WorldView de la NASA (<https://worldview.earthdata.nasa.gov/>) correspondiente a la flota de satélites del Sistema de Observación de la Tierra (EOS). Estos satélites captan la información y a las pocas horas de su paso la plataforma online ofrece imágenes globales casi en tiempo real, a través de una aplicación de mapa web interactiva.

La capa denominada “Total Dust Deposition, Dry+Wet All Bins (Monthly)” se crea a partir de la recopilación de datos M2TMNXADG (o tavgM_2d_adg_Nx). Esta recopilación corresponde a una media mensual en dos dimensiones promediada en el tiempo, en el análisis retrospectivo y aplicaciones MERRA-2. La colección consiste en diagnósticos de aerosol, como la deposición seca y húmeda de cada componente del aerosol, la emisión de polvo y la sedimentación para cada contenedor de tamaño.

MERRA-2 (Modern-Era Retrospective Analysis for Research and Applications) corresponde a la última versión del reanálisis atmosférico global para la era satelital producido por la Oficina Global de Modelado y Asimilación (GMAO) de la NASA utilizando el Modelo del Sistema de Observación de la Tierra Goddard (GEOS) versión 5.12.4. Proporciona datos desde 1980 y se caracteriza por ser el primer reanálisis global a largo plazo que asimila las observaciones espaciales de aerosoles y representa sus interacciones con otros procesos físicos en el sistema climático.

- Nombre corto: M2TMNXADG
- Nombre largo: MERRA-2 tavgM_2d_adg_Nx: 2D, Media mensual, Tiempo medio, Nivel único, Asimilación, Diagnóstico de aerosoles (extendido) V5.12.4
- Formato: netCDF
- Frecuencia: 1 hora desde las 00:30 UTC (tiempo promedio)
- Cobertura espacial: -180.0,-90.0,180.0,90.0
- Cobertura temporal: Desde 1980-01-01
- Dimensiones: longitud=576, latitud=361, tiempo=24
- Resolución temporal: Mensual

Se descargaron los flujos de polvo mensuales correspondientes a emisión y deposición de polvo para los meses de febrero y julio entre los años 2014 y 2021, estos meses fueron definidos a

convenir para correlacionarlos luego con eventos de precipitación y cobertura vegetal. Según lo descrito anteriormente, la variable que fue descargada en WorldView corresponde a la deposición de polvo seca “Dust Dry Deposition Bin 002” y a la variable húmeda “Dust Wet Deposition Bin 002”. Ambas fueron seleccionadas por bibliografía según el estudio de Arenas-Díaz et al. (2022), donde se señala que (1) la deposición seca es el mecanismo general de la sedimentación del polvo y (2) en las zonas altas, la deposición húmeda de polvo es más factible debido a las precipitaciones más recurrentes debido al invierno altiplánico. También se descargaron datos de emisión de polvo bajo el nombre de la variable “Dust Emission Bin 002: DUEM002” para comprender su comportamiento en la zona de estudio.

Tabla 4. Información del tamaño de partícula del Bin seleccionado.

Bin 002	Tamaño (µm)
Radio	1,4
Radio inferior	1
Radio superior	1,8

El Bin 002 se seleccionó ya que presenta un tamaño de partículas de polvo con un radio por sobre 1 µm denominándose una partícula gruesa (Mahowald et al., 2014). Relacionando este valor con el Diagrama de Hjulstrom (ver Anexo A) se tiene que estas partículas están por sobre la curva de deposición, proceso que se interesa comprender en este estudio. Además, el radio de este Bin se considera de tamaño mediano y común de varias partículas que componen el polvo, como el polen, cenizas, polvo de carbón, limo, arena fina, entre otros.

Una vez descargados los datos, se trabajó en el software ArcGIS 10.5 para transformar los datos provenientes de un formato netCDF a formato TIFF. Luego se recorta el área regional y se reescala el ráster en términos de favorabilidad entre valores de 0 a 10, de esta manera el software logra procesar el dato completo y favorece comprender el comportamiento de la depositación de polvo a una menor escala. Se realiza una reclasificación mediante la herramienta “Reclassify” con el fin de delimitar los máximos y mínimos de los píxeles de interés dentro del ráster. Finalmente, con los píxeles ya definidos para cada mes/año se procede a relacionar el píxel reescalado con el valor original (sin reescala) mediante una regla de 3 simple, de esta forma, se obtiene el rango de valor real asociado de polvo depositado por año. Los valores finales se encuentran detallados en el siguiente capítulo.

Finalmente se recopilaron datos de deposición de polvo mensual a través de los colectores de polvo CARAGA. Estos colectores capturan la deposición de polvo durante intervalos de un mes, proporcionando una poderosa herramienta para cuantificar el polvo insoluble en un tiempo determinado y la capacidad de emisión de polvo del desierto. Estos colectores fueron instalados durante noviembre 2020 en dos localidades dentro de la Región de Antofagasta: Cerro Dominador y Oficinas Observatorio ALMA.

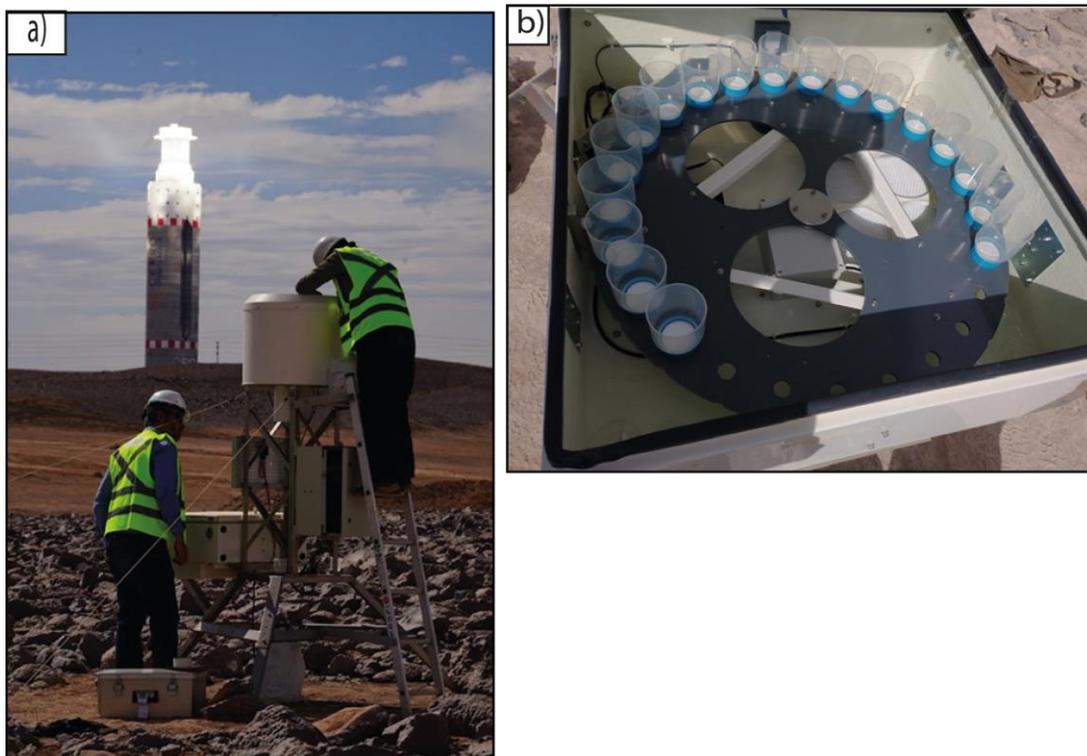


Figura 15. Colectores de polvo CARAGA instalado en Cerro Dominador, Región de Antofagasta. A) Embudo y B) Caja de muestreo de polvo con sistema rotogiratorio.

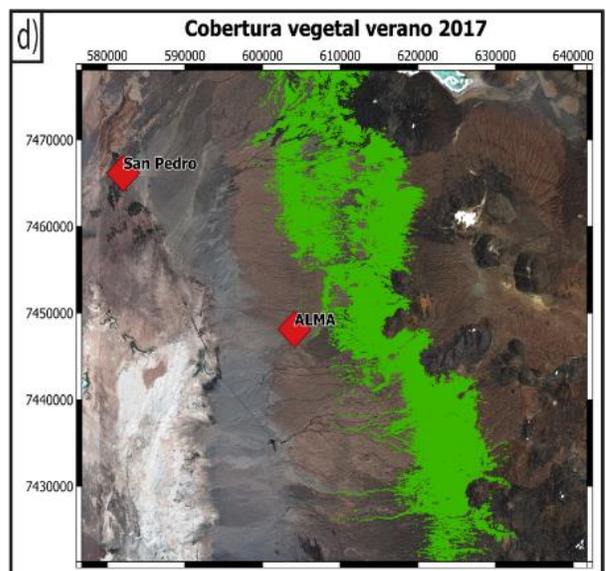
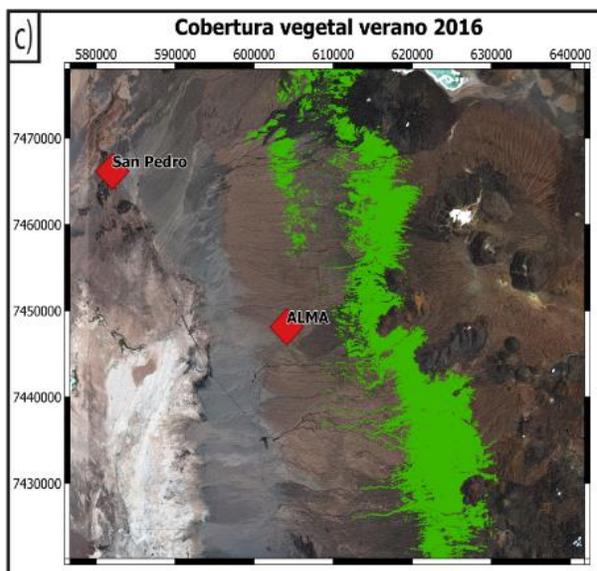
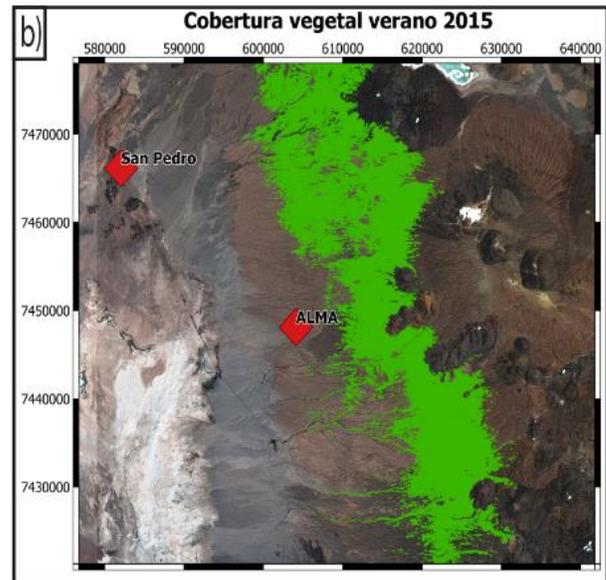
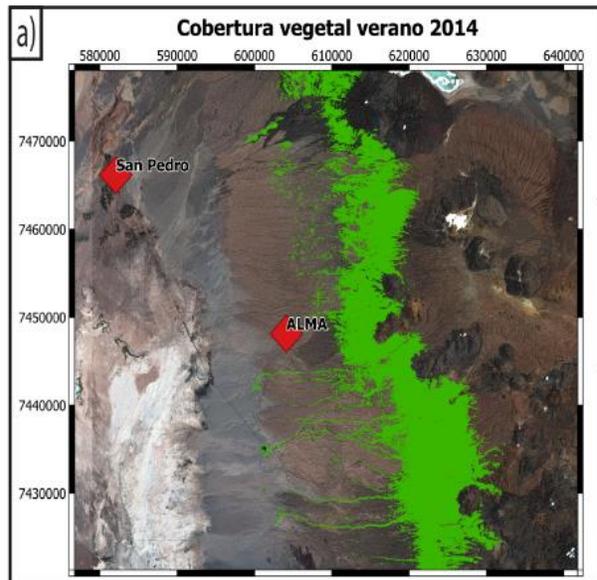
El funcionamiento de los colectores CARAGA comienza con la captura de polvo, donde las partículas caen y se acumulan en la parte superior del colector correspondiente al embudo (Figura 15.A). Luego para cuantificar la deposición de polvo, se procede a enjuagar el embudo con agua desmineralizada, de esta forma, todo el material acumulado pasa al compartimento inferior, correspondiente a la caja grande (Figura 15.B). En esta caja se guardan las muestras de polvo en distintos compartimentos pequeños dentro de un sistema rotogiratorio. Cada compartimento contiene un filtro para que el agua proveniente del lavado del embudo logre filtrar, acumulándose sólo las partículas de polvo.

4. RESULTADOS

A continuación, se mostrarán los resultados obtenidos para cada variable en estudio.

4.1 Cobertura vegetal

A partir de la clasificación supervisada del índice SAVI, se obtuvieron los siguientes mapas de cobertura vegetal durante **verano** para cada año.



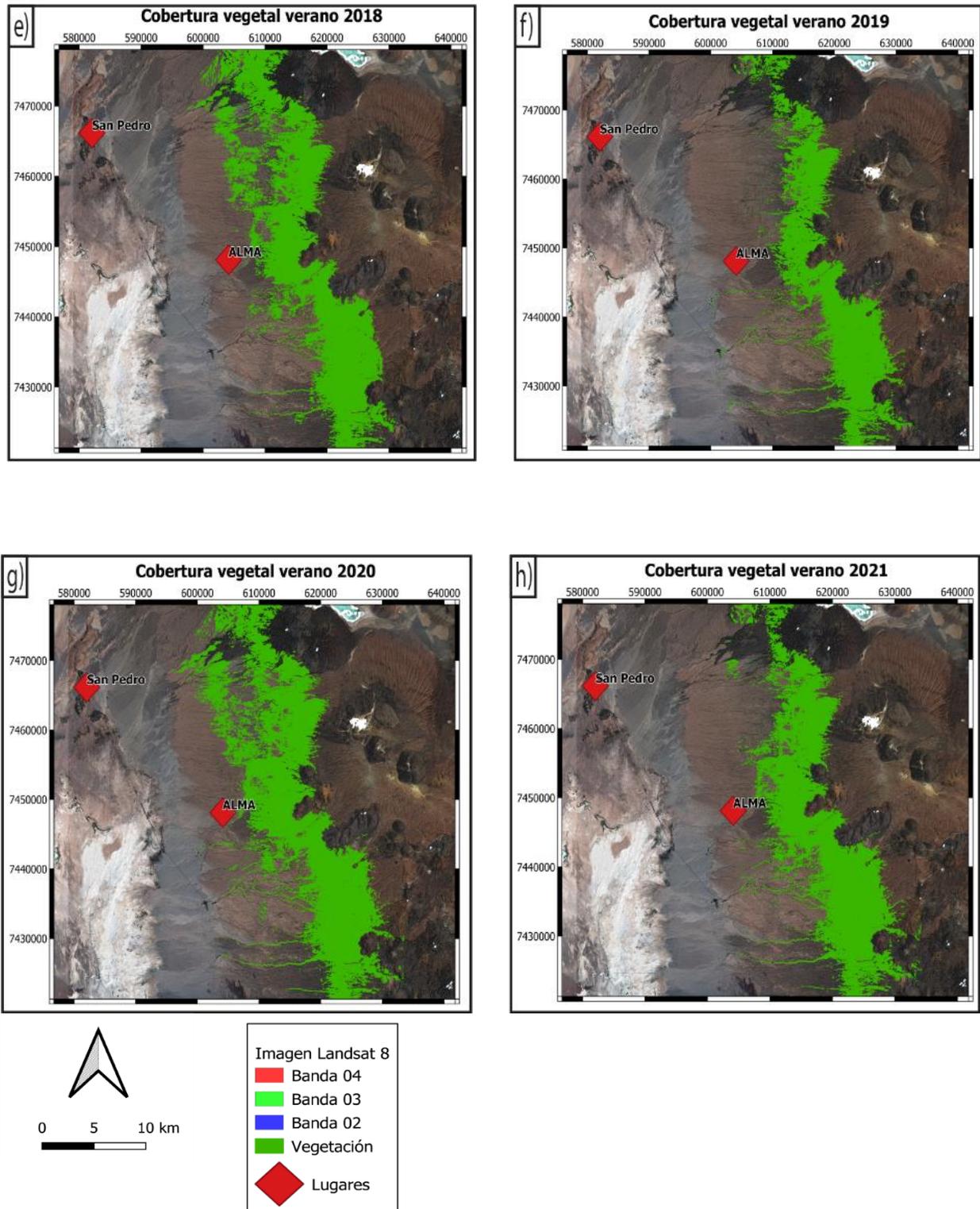


Figura 16. Mapa de cobertura vegetal durante verano entre 2014 y 2021.

En la siguiente Tabla se observa la variación de la cobertura vegetal durante la temporada de verano entre los años de estudio. Además, se presenta su variación de forma gráfica en la Figura 17.

Tabla 5. Superficie de cobertura vegetal durante la temporada de verano entre 2014 y 2021.

Año	Cobertura vegetal (km ²)
2014	348
2015	503
2016	300
2017	420
2018	416
2019	293
2020	456
2021	384

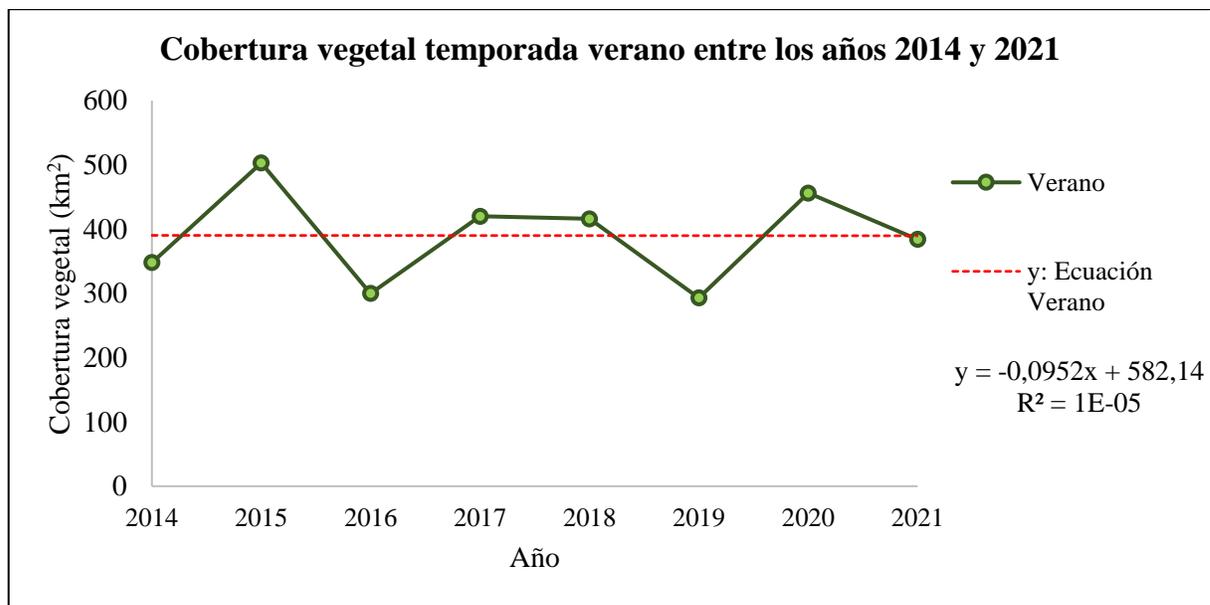
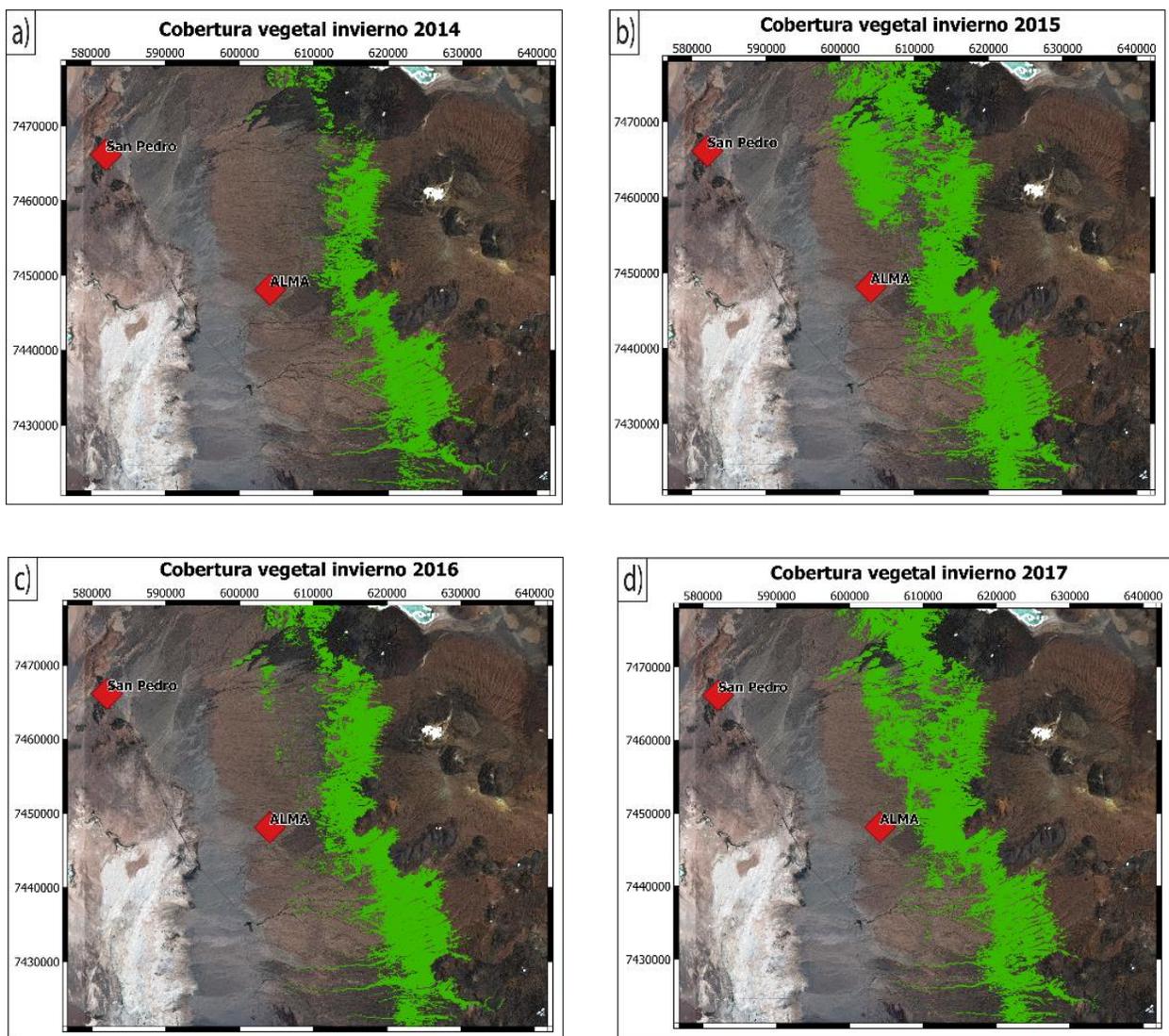


Figura 17. Superficie de cobertura vegetal durante la temporada de verano entre los años 2014 y 2021.

Durante la temporada de verano se observa un rango de cobertura vegetal entre un mínimo de 293 km² para el año 2019 y un máximo de 503 km² para el año 2015. La mediana de la cobertura vegetal se mantiene en los 390 km². A partir de esto último, se observa una tendencia de aumento de la cobertura vegetal durante los años 2015 y 2020, y una disminución de cobertura durante los años 2016 y 2019, sin embargo, la pendiente de la tendencia se mantiene negativa. Los años 2017 y 2018 se mantienen estables y cercanos al valor promedio.

Por otra parte, se observa una interesante relación de cobertura vegetal entre los años 2015 y 2016, donde se distingue un quiebre importante en la Figura 17, alcanzando un máximo de 500 km² aproximadamente durante verano 2015 y descendiendo en unos 200 km² durante verano 2016. Este mismo quiebre se observa entre los años 2019 y 2020, alcanzándose un mínimo de 300 km² durante verano 2019 y aumentando su cobertura vegetal en 200 km² durante verano 2020.

A partir de la clasificación supervisada del índice SAVI, se obtuvieron los siguientes mapas de cobertura vegetal durante **invierno** para cada año.



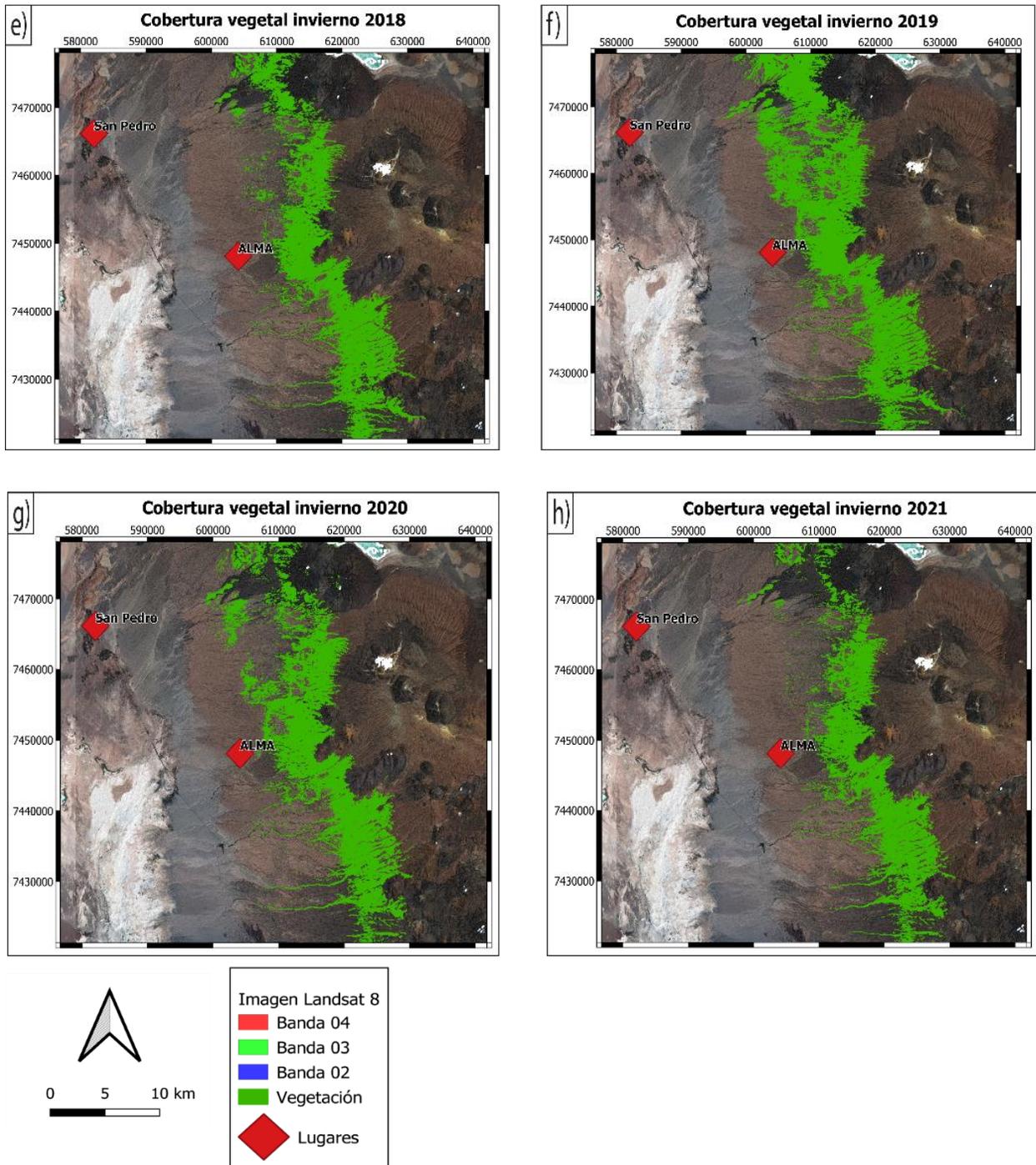


Figura 18. Mapa de cobertura vegetal durante invierno entre 2014 y 2021.

Tabla 6. Superficie de cobertura vegetal durante la temporada de invierno entre 2014 y 2021.

Año	Cobertura vegetal (km ²)
2014	196
2015	388
2016	362
2017	273
2018	256
2019	575
2020	279
2021	220

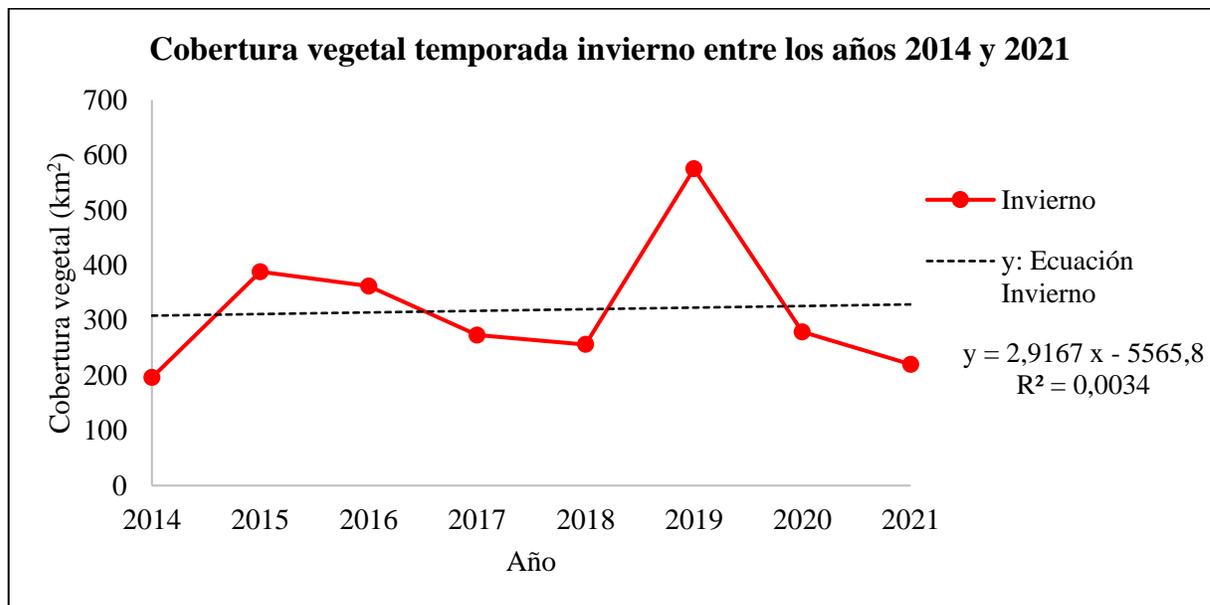


Figura 19. Superficie de cobertura vegetal durante la estación de invierno entre los años 2014 y 2021.

Durante la temporada de invierno se observa un rango de cobertura vegetal entre un mínimo de 196 km² para el año 2014 y un máximo de 575 km² para el año 2019. La mediana de los valores se mantiene en los 318,63 km². A partir de esto, se observa una tendencia en aumento de la cobertura vegetal entre los años 2014 y 2015 evidenciada con la ecuación. Desde el año 2017 la cobertura vegetal comienza a disminuir llegando a un valor de 256 km², para luego aumentar considerablemente, alcanzando el máximo de cobertura vegetal durante invierno 2019. La vegetación durante los años 2020 y 2021 se mantiene por debajo del valor de la mediana. Por último, es interesante el quiebre que se visualiza en la Figura 19 para los años 2018-2019

considerando que hubo un aumento de cobertura vegetal en aproximadamente 200 km² para el invierno 2019.

En la siguiente Tabla se ofrece un resumen de los valores obtenidos de la cobertura vegetal por temporada.

Tabla 7. Tabla de resumen y estadística para los valores obtenidos de cobertura vegetal durante verano e invierno.

Cobertura vegetal	Promedio	Mínimo	Máximo	D.E
Verano	390	293	503	73,69
Invierno	318,63	196	575	122,3

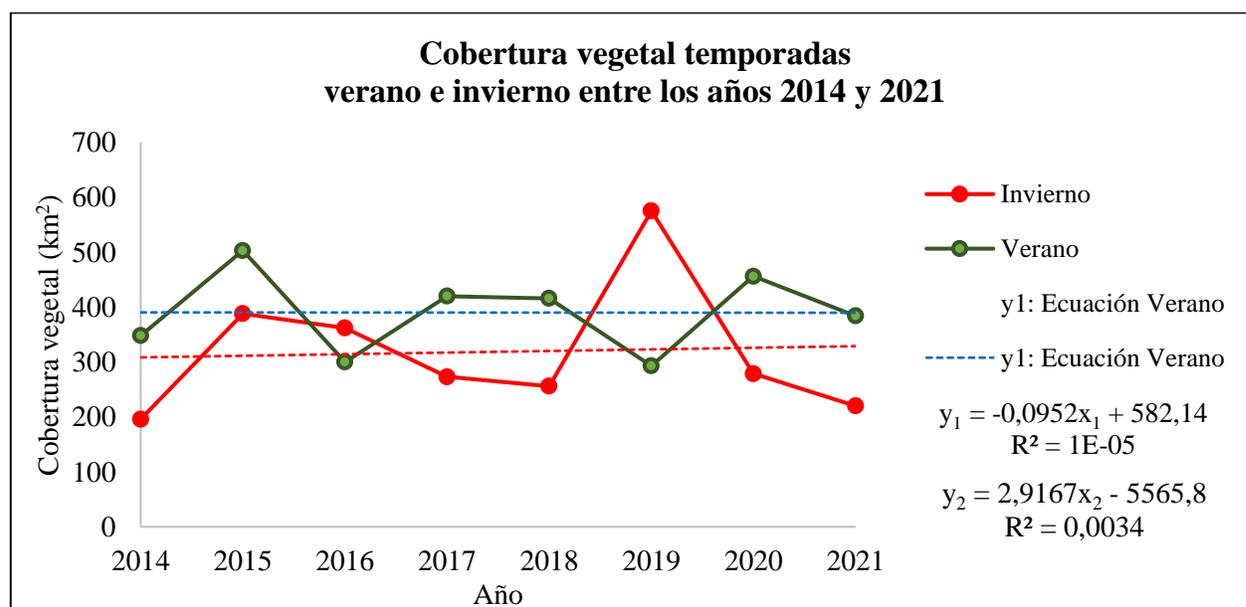


Figura 20. Cobertura vegetal para verano e invierno entre 2014 y 2021.

Considerando el comportamiento de la cobertura vegetal para las temporadas de verano e invierno expuesto anteriormente y según la Tabla 7 de resumen, se observa que el promedio de cobertura vegetal durante verano es mayor que en invierno en aproximadamente 50km², sin embargo, se observan distintos comportamientos para cada año, por ejemplo, para 2019 y 2016 la cobertura vegetal fue mayor en invierno. La ecuación y₁ de verano refleja una tendencia a la baja de la vegetación, mientras que y₂ presenta una mayor pendiente y por ende una tendencia positiva. Por otra parte, se observa una mayor dispersión de datos durante invierno.

A partir de la Figura 20, se observa que para los años 2014 y 2015 se mantiene una correlación similar entre la cobertura vegetal de verano e invierno. Sin embargo, a partir del año 2016 se presenta una correlación negativa y un desfase entre ambas series, evidenciado en el año 2016 y 2019, donde la superficie de vegetación en invierno es mayor que en verano. Ya para los años 2020 y 2021 se vuelve a mantener una relación similar entre ambas temporadas.

Además, el año 2019 genera un gran interés dado el quiebre que se presenta en la Figura 20. Este valor denota un importante aumento de la cobertura vegetal en invierno, alcanzado el máximo de toda la serie temporal y superando la mediana de vegetación.

4.2 Geomorfología

De las dos clasificaciones supervisadas mencionadas: Support vector machine (SVM) y Principal Component Analysis (PCA), se obtuvo una exactitud de un 99 % para la clasificación SVM (ver Figura 21). Es decir, se obtuvo una alta confiabilidad para la predicción de las unidades geomorfológicas del área de estudio.

```

> confusionMatrix(model2$fit, as.factor(treespec))
Confusion Matrix and Statistics

          Reference
Prediction 1  2  3  4  5  6  7  8  9
 1  17  0  0  0  0  0  0  0  0
 2   0  9  0  0  0  0  0  0  0
 3   1  0  5  0  0  0  0  0  0
 4   0  0  0  8  0  0  0  0  0
 5   0  0  0  0  9  0  0  0  0
 6   0  0  0  0  0  3  0  0  0
 7   0  0  0  0  0  0  7  0  0
 8   0  0  0  0  0  0  0 11  0
 9   0  0  0  0  0  0  0  0  5

Overall Statistics

          Accuracy : 0.9867
          95% CI   : (0.9279, 0.9997)
    No Information Rate : 0.24
    P-value [Acc > NIR] : < 2.2e-16

          kappa : 0.9846

McNemar's Test P-value : NA

Statistics by Class:

          Class: 1 Class: 2 Class: 3 Class: 4 Class: 5 Class: 6 Class: 7 Class: 8 Class: 9
Sensitivity    0.9444    1.00    1.00000    1.0000    1.00    1.00    1.00000    1.0000    1.00000
Specificity    1.0000    1.00    0.98571    1.0000    1.00    1.00    1.00000    1.0000    1.00000
Pos Pred Value 1.0000    1.00    0.83333    1.0000    1.00    1.00    1.00000    1.0000    1.00000
Neg Pred Value 0.9828    1.00    1.00000    1.0000    1.00    1.00    1.00000    1.0000    1.00000
Prevalence     0.2400    0.12    0.06667    0.1067    0.12    0.04    0.09333    0.1467    0.06667
Detection Rate 0.2267    0.12    0.06667    0.1067    0.12    0.04    0.09333    0.1467    0.06667
Detection Prevalence 0.2267    0.12    0.08000    0.1067    0.12    0.04    0.09333    0.1467    0.06667
Balanced Accuracy 0.9722    1.00    0.99286    1.0000    1.00    1.00    1.00000    1.0000    1.00000

```

Figura 21. Matriz de confusión SVM clasificación Geomorfología, extraída de software R Studio.

La distribución de los 80 geopuntos en el área de estudio y la programación en R Studio por Support Vector Machine (SVM) entregó 9 clases predictoras (ver Figura 22): coladas de lava, depósitos aluviales, depósitos piroclásticos, dunas, estratovolcán, laguna-agua, pedimento piroclástico, salar-agua y plantaciones-urbano.

A partir de lo anterior, es posible relacionar la dinámica de la cobertura vegetal con su ocurrencia en las distintas unidades geomorfológicas, de esta manera, se logra comprender la existencia de una distribución espacial característica de la vegetación.

Se obtiene que la vegetación (durante verano e invierno) se presenta predominantemente entre las unidades geomorfológicas de coladas de lava y pedimento piroclástico. Además, como se observa en la Figura 23 de forma esquemática para los años 2015 y 2019 (y con un comportamiento similar para el resto de los años), la franja de cubierta vegetal se distribuye en un rango de cotas aproximado entre 3000 a 4200 m.s.n.m.

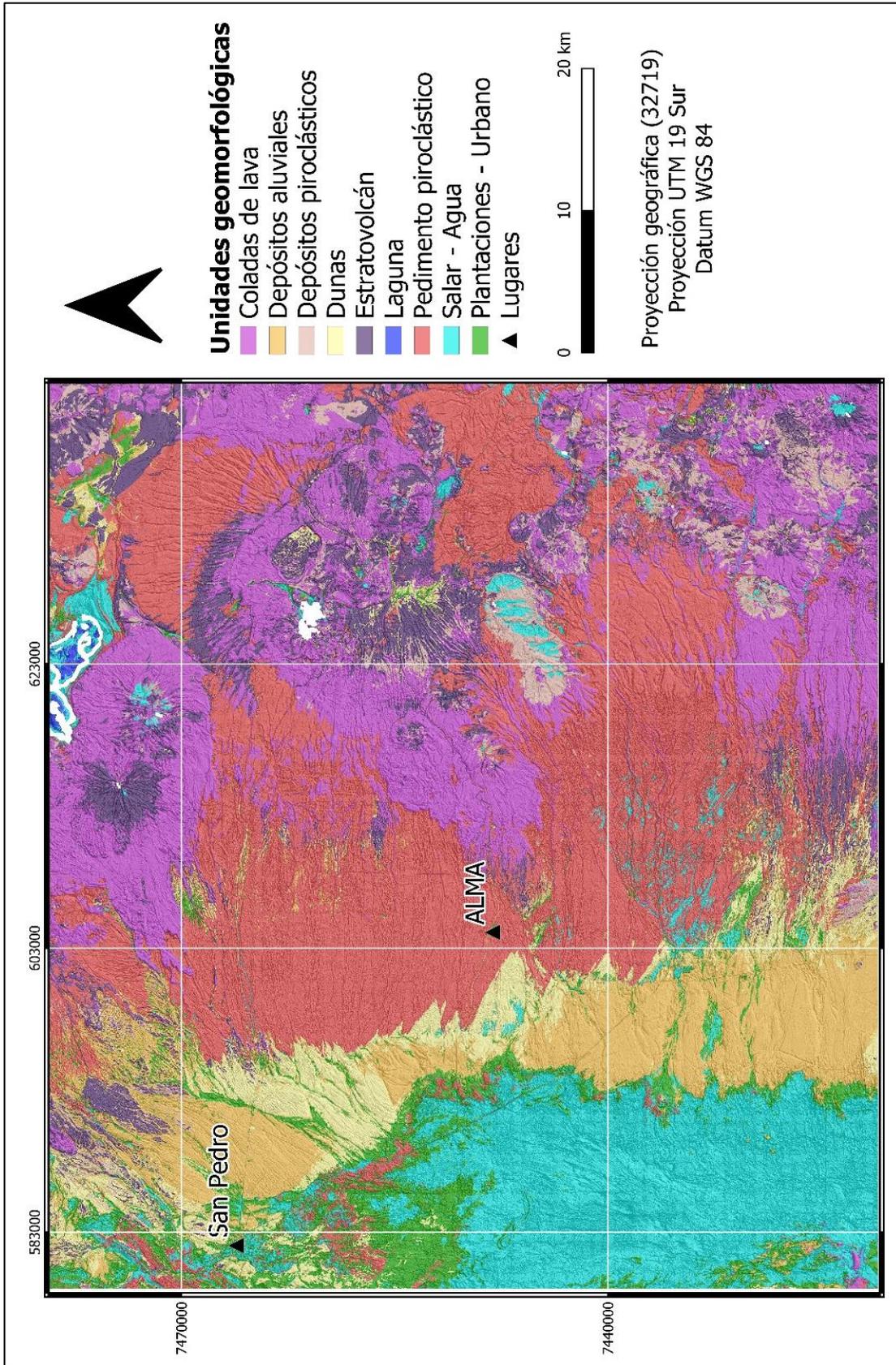


Figura 22. Mapa geomorfológico del área de estudio. Resultado de la clasificación supervisada aplicando SVM.

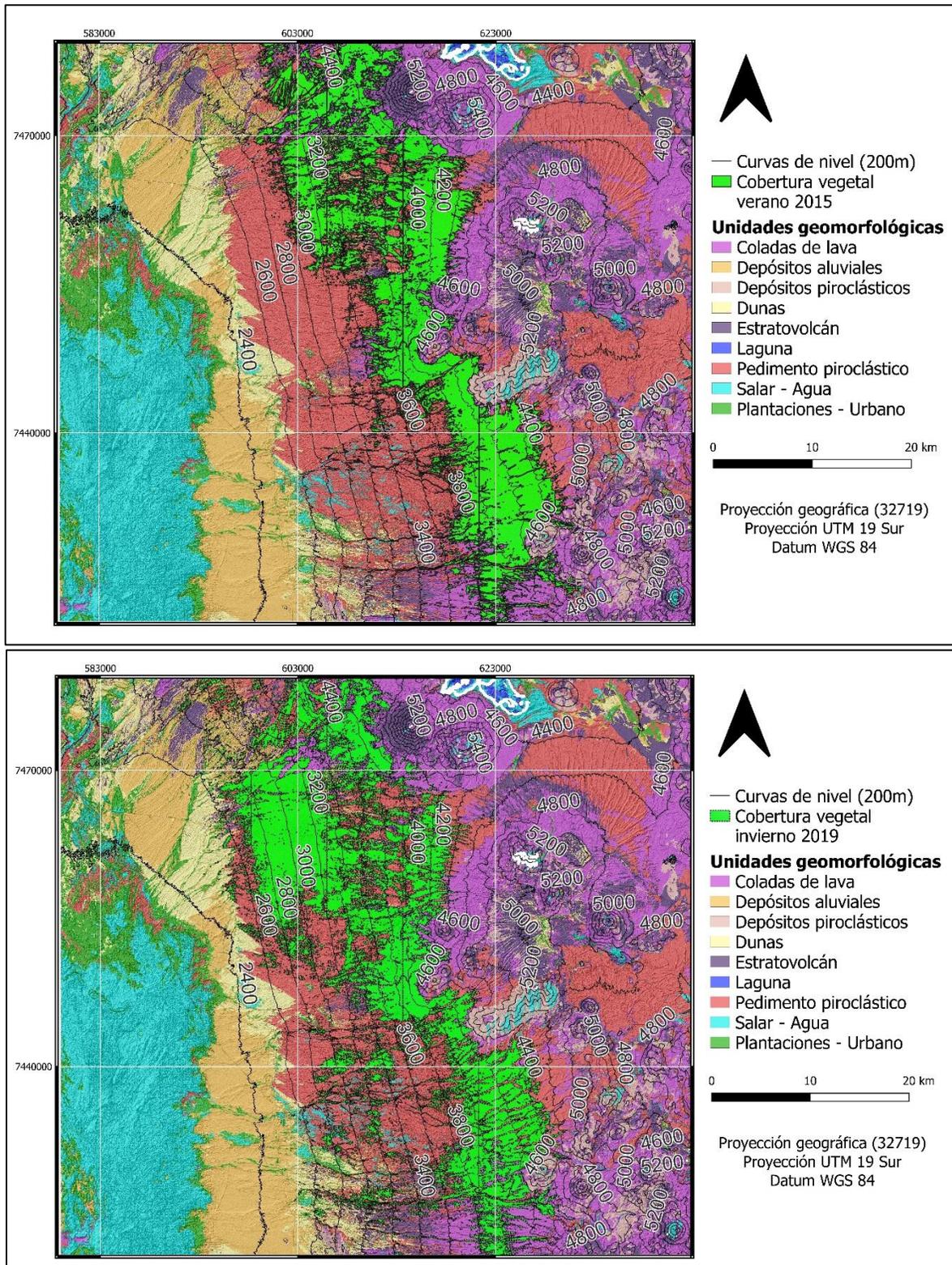


Figura 23. Asociación de la cobertura vegetal durante verano 2015 e invierno 2019 con las unidades geomorfológicas y curvas de nivel.

4.3 Precipitaciones

En las siguientes Tablas se puede observar la precipitación acumulada para las estaciones de San Pedro de Atacama (SPA) y Toconao según los datos de la red INIA. Además, se presenta la variación anual de forma gráfica para ambas estaciones en la Figura 24.

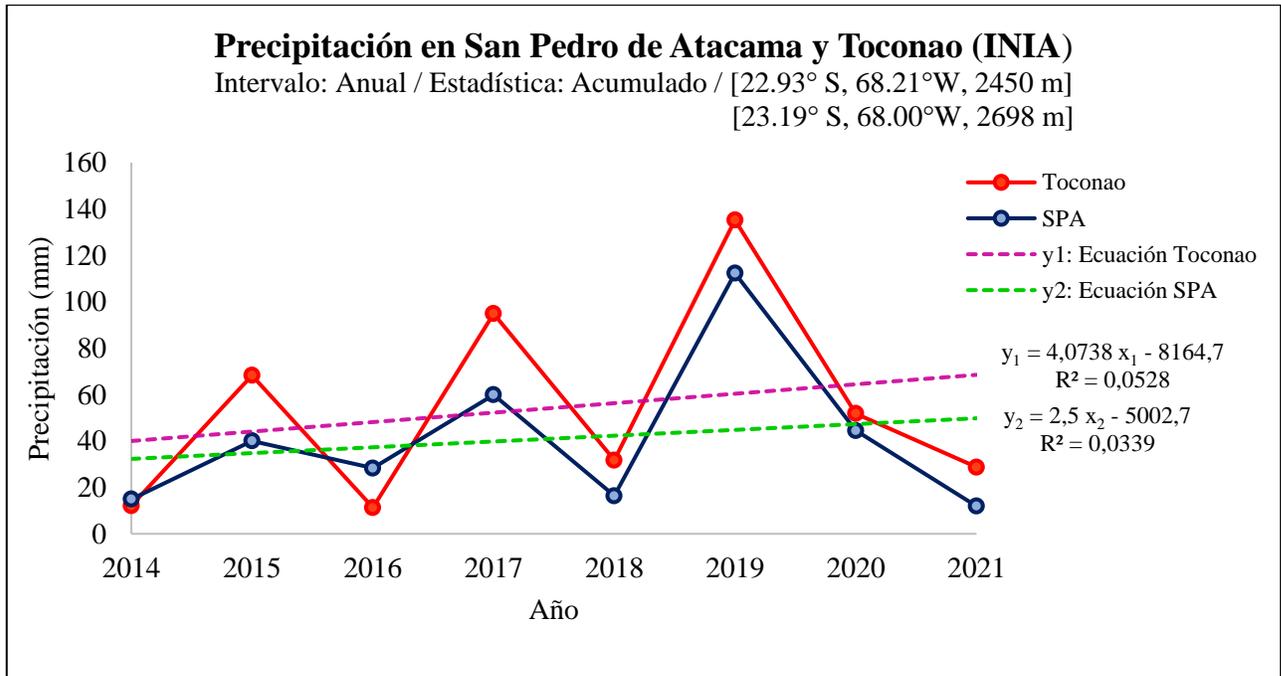


Figura 24. Gráfico comparativo de las precipitaciones registradas en las estaciones meteorológicas de San Pedro de Atacama y Toconao durante los años 2014 y 2021.

Tabla 8. Precipitación acumulada anual durante los años 2014 a 2021 para la estación San Pedro de Atacama.

Año	Precipitación acumulada (mm)
2014	14,9
2015	40
2016	28,3
2017	59,9
2018	16,4
2019	112,3
2020	44,5
2021	11,9

La estación San Pedro de Atacama (SPA) presenta un promedio de precipitación acumulada anual de 41 mm con una tendencia en aumento al pasar los años. El máximo de precipitación se presenta en el año 2019 con un registro de 112,3 mm, siendo este año el más lluvioso. El mínimo de precipitación se presenta durante el año 2021 con 11,9 mm de agua caída.

En la Figura 24 se observan tres peaks importantes (línea azul) de precipitación para los años 2015, 2017 y 2019, esto llama la atención dada la recurrencia interanual de estos eventos. Además, se observa que posterior a un año “lluvioso”, se presenta una disminución de las precipitaciones en el año contiguo, como sucede en los años 2016 y 2018. Por último, el año 2021 se considera el más seco dentro del registro de precipitación.

Tabla 9. Precipitación acumulada anual durante los años 2014 a 2021 para la estación Toconao.

Año	Precipitación acumulada (mm)
2014	12,1
2015	68,3
2016	11,3
2017	94,9
2018	31,7
2019	135,2
2020	51,8
2021	28,7

La estación Toconao presenta un promedio de precipitación acumulada anual de 54,25 mm, tal como el caso anterior, se observa una tendencia en aumento de las precipitaciones a lo largo de los años.

El máximo de precipitación se presenta en el año 2019 con 135,2 mm, siendo un año “lluvioso”. El mínimo se presenta en el año 2016 con 11,9 mm de agua caída, siendo el año más seco. En la Figura 24 se observan tres peaks importantes de precipitación (línea roja) para los años 2015, 2017 y 2019. Por otra parte, se observa que posterior a un año lluvioso la tendencia de la serie tiende a disminuir para el año contiguo, como sucede en los años 2016, 2018 y 2019.

Tabla 10. Resumen estadístico de los valores de precipitación acumulada anual para las estaciones San Pedro de Atacama y Toconao según los datos de la red INIA.

Estación Meteorológica	Promedio	Máximo	Mínimo	D.E
San Pedro de Atacama	41,025	112,3	11,9	33,27
Toconao	54,25	135,2	11,3	43,41

Comparando y analizando el comportamiento de las precipitaciones para ambas estaciones, se observa una correlación y coincidencia en la serie temporal de agua caída para San Pedro de Atacama (SPA) y Toconao. Ambas estaciones presentan características y tendencias similares por sí solas, con años lluviosos y secos que coinciden en las mismas fechas. Esto último llama la atención dada la distancia a la que se encuentran ambas estaciones, la cual corresponde a aproximadamente 37 km, sin embargo, ambas se encuentran en altitudes similares.

Además, se observa en la Figura 24 que en la estación Toconao se registra una mayor cantidad de precipitación a comparación de la estación de San Pedro de Atacama (SPA), excepto para el año 2016, donde se tiene un aumento de precipitación por sobre Toconao.

En resumen, los años 2015, 2017 y 2019 corresponden a años lluviosos, mientras que los años 2016, 2018 y 2021 corresponden a años secos. Finalmente, las estaciones presentan valores de desviación estándar similares entre sí, siendo mayor para Toconao, lo que refleja una mayor dispersión y variación en los datos.

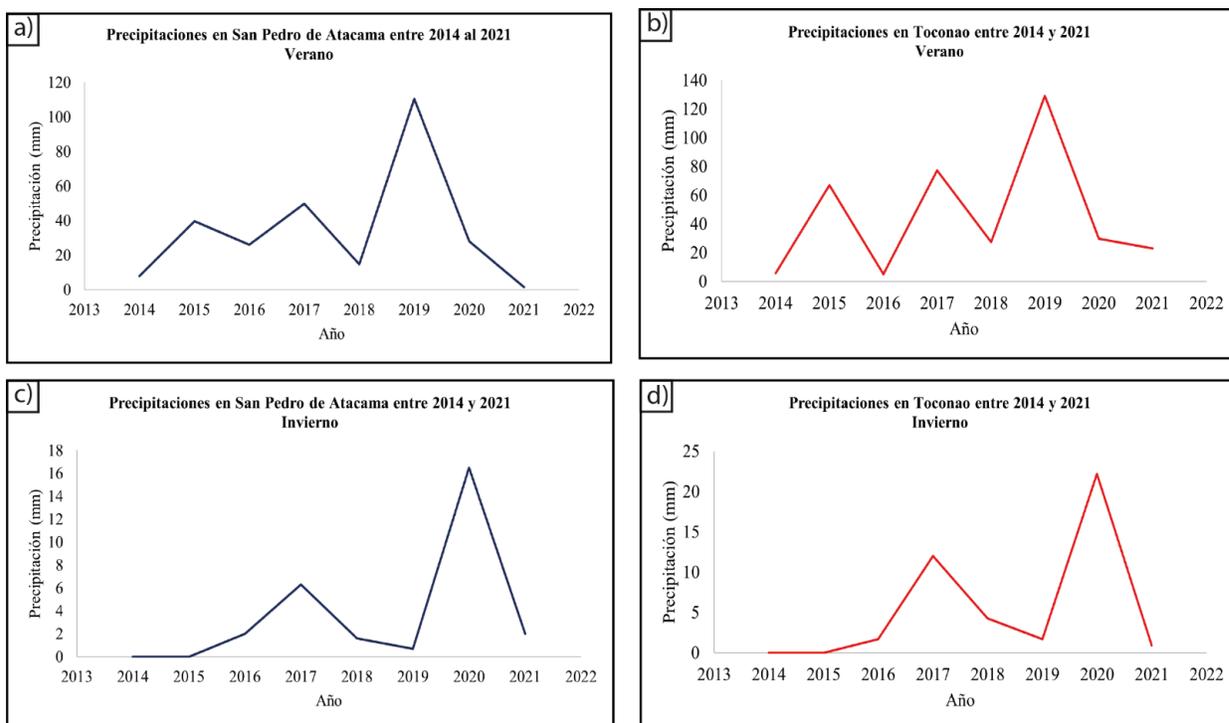


Figura 25. Precipitaciones en verano e invierno para las estaciones meteorológicas de San Pedro de Atacama y Toconao entre 2014 y 2021.

Realizando un análisis más específico por temporada, se observa en ambas estaciones que la precipitación acumulada es mayor durante los meses de verano alcanzando máximos de hasta 100 mm aproximadamente, a comparación de temporadas de invierno más secas.

Para verano se presenta un período de lluvia intensa reflejado en los peaks de ambas estaciones que se mantuvo entre el 29 de enero al 8 de febrero del año 2019, acumulando un total aproximado de 95,4 mm, por otra parte, para el año 2017 y 2015 también se presentaron lluvias importantes durante el mes de febrero.

Para invierno se observa una tendencia similar entre ambas estaciones, con inviernos lluviosos durante los años 2017 y 2020. En este último año, se acumularon aproximadamente 23 mm entre los días 24 y 25 de agosto del año 2020. También se observa un quiebre en la Figura 25 para el año 2019, siendo uno de los inviernos más secos, al igual que los años 2014 y 2015.

4.4 Flujos de polvo

4.4.1 Emisión de polvo

Se obtuvieron datos de emisión de polvo mensual a partir de la variable “Dust Emission” para los meses de febrero y julio entre los años 2014 y 2021. Los datos se distribuyen según intervalo de valores con su correspondiente mediana (véase la Tabla B.1, capítulo Anexos). En la Figura 26 se observan ambas series graficadas para los meses de febrero y julio.

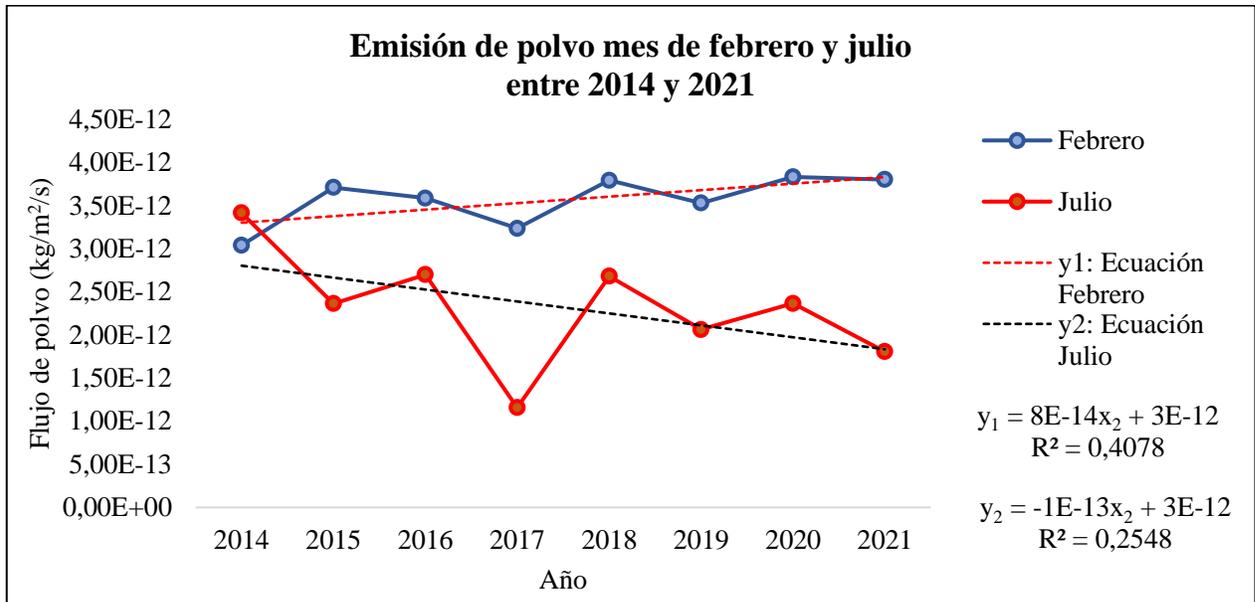


Figura 26. Emisión de polvo durante los meses de febrero y julio entre los años 2014 y 2021.

Tabla 11. Promedio de emisión de polvo durante el mes de febrero entre los años 2014 y 2021.

Año	Promedio de emisión de polvo mes de febrero (kg/m²/s)
2014	3,04E-12
2015	3,71E-12
2016	3,59E-12
2017	3,24E-12
2018	3,79E-12
2019	3,53E-12
2020	3,83E-12
2021	3,80E-12

Tabla 12. Valores estadísticos de emisión de polvo durante el mes de febrero entre los años 2014 y 2021.

Mes	Máximo	Mínimo	Promedio	D.E
Febrero	3,83E-12	3,04E-12	3,65E-12	2,90E-13

El mes de febrero presenta un promedio de emisión de polvo de 3,65E-12 kg/m²/s, con una tendencia en aumento observada en la Figura 26 (línea azul) para los años 2015, 2018 y 2020. En particular, el año 2017 presenta una decaída en la emisión de polvo presentando un valor de 3,24E-12 kg/m²/s, el cual se encuentra bajo el promedio de las concentraciones. El valor máximo de deposición se presenta en el año 2020 con 3,83E-12 kg/m²/s, mientras que el mínimo se observa en el año 2014 con 3,04E-12 kg/m²/s.

Tabla 13. Promedio de emisión de polvo durante el mes de julio entre los años 2014 y 2021.

Año	Promedio de emisión de polvo mes de julio (kg/m ² /s)
2014	3,41E-12
2015	2,36E-12
2016	2,70E-12
2017	1,16E-12
2018	2,68E-12
2019	2,06E-12
2020	2,37E-12
2021	1,81E-12

Tabla 14. Valores estadísticos de emisión de polvo durante el mes de julio entre los años 2014 y 2021.

Mes	Máximo	Mínimo	Promedio	D.E
Julio	3,41E-12	1,16E-12	2,36E-12	6,72E-13

El mes de julio presenta un promedio de emisión de polvo de 2,36E-12 kg/m²/s con una tendencia en descenso observada en la Figura 26. En particular para los años 2015, 2017 y 2019 se observan tres peaks importantes de disminución de emisión de polvo. El valor máximo de emisión se presenta en el año 2014 con 4,39E-13 kg/m²/s, mientras que el mínimo se observa en el año 2017 con 1,16E-12 kg/m²/s.

Realizando una comparación de los datos entre los meses de febrero y julio, se observa en la Figura 26 que los valores de emisión de polvo durante el mes de febrero son mayores que los obtenidos durante el mes de julio. Esto se evidencia en el valor de la mediana de ambas series, presentando el mes de febrero un valor de $3,65E-12 \text{ kg/m}^2/\text{s}$ por sobre el mes de julio que mantiene un valor de $2,36E-12 \text{ kg/m}^2/\text{s}$.

Además, ambas series presentan una tendencia distinta. Para la serie de verano se observa un aumento en la emisión de polvo al pasar los años, observado en la pendiente positiva de la ecuación y_1 de la Figura 26. Por el contrario, la tendencia de la emisión de polvo durante el mes de julio disminuye con el tiempo, observado en la pendiente negativa de la ecuación y_2 de la Figura 26.

4.4.2 Deposición de polvo

Se obtuvieron datos de deposición de polvo seco mensual a partir de la variable Dust Dry + Wet Deposition para los meses de febrero y julio entre los años 2014 y 2021. Los datos se distribuyen según intervalo de valores con su correspondiente mediana (ver Anexos B).

A partir de estos datos es posible comprender el comportamiento de la deposición de polvo para meses característicos en el área de estudio. En la Figura 27 se observa el resultado de los datos adquiridos de **deposición de polvo seca** para los meses de febrero y julio.

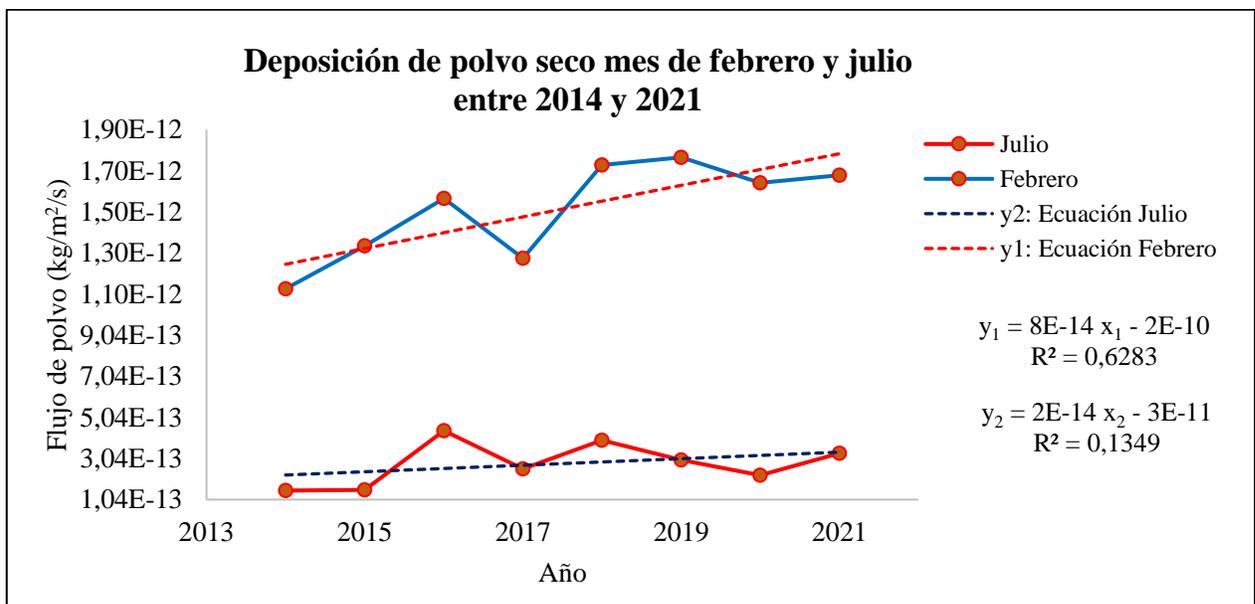


Figura 27. Deposición de polvo seco durante el mes de julio y febrero entre los años 2014 y 2021.

Tabla 15. Promedio de deposición de polvo seco durante el mes de febrero entre los años 2014 y 2021.

Año	Promedio de deposición de polvo seco mes de febrero (kg/m²/s)
2014	1,13E-12
2015	1,34E-12
2016	1,57E-12
2017	1,28E-12
2018	1,73E-12
2019	1,77E-12
2020	1,64E-12
2021	1,68E-12

Tabla 16. Valores estadísticos para la deposición de polvo seco durante el mes de febrero.

Mes	Máximo	Mínimo	Promedio	D.E
Febrero	1,77E-12	1,13E-12	1,52E-12	2,37E-13

El mes de febrero presenta un promedio de deposición de polvo de 1,52E-12 kg/m²/s, con una tendencia en aumento observada en la Figura 27 (línea azul) para los años 2014, 2015, 2018 y 2019. El año 2017 presenta una decaída en la deposición de polvo, presentando un valor de 1,3E-12 kg/m²/s, el cual se encuentra bajo el promedio de las concentraciones. El valor máximo de deposición se presenta en el año 2019 con 1,77E-12 kg/m²/s, mientras que el mínimo se observa en el año 2014 con 1,13E-12 kg/m²/s. De la misma manera, se exponen los datos obtenidos para el mes de julio en la Tabla 16.

Tabla 17. Valores promedio de deposición de polvo seco durante el mes de julio entre los años 2014 y 2021.

Año	Promedio de deposición de polvo seco mes de julio (kg/m²/s)
2014	1,48E-13
2015	1,51E-13
2016	4,39E-13
2017	2,54E-13
2018	3,93E-13
2019	2,96E-13
2020	2,22E-13
2021	3,29E-13

Tabla 18. Valores estadísticos para la deposición de polvo seco durante el mes de julio.

Mes	Máximo	Mínimo	Promedio	D.E
Julio	4,39E-13	1,48E-13	2,79E-13	1,06E-13

El mes de julio presenta un promedio de deposición de polvo seco de $2,79E-13 \text{ kg/m}^2/\text{s}$, con una tendencia en aumento observada en la Figura 27 desde el año 2015 al 2016. El año 2017 presenta una decaída en la deposición de polvo, observándose un quiebre en el gráfico con un valor de $2,54E-13 \text{ kg/m}^2/\text{s}$, el cual se encuentra bajo el promedio de las concentraciones. Para los años 2018, 2019 y 2020 también se presenta una tendencia negativa y, por lo tanto, una disminución en la deposición reiterativa al pasar el tiempo, la cual repunta en su valor con $3,29E-13 \text{ kg/m}^2/\text{s}$ en el año 2021. El máximo de deposición se presenta en el año 2016 con $4,39E-13 \text{ kg/m}^2/\text{s}$, mientras que el mínimo se observa en el año 2014 con $1,48E-13 \text{ kg/m}^2/\text{s}$.

Realizando una comparación de los datos entre los meses de febrero y julio, se observa que los valores de deposición de polvo en el mes de febrero son mayores que los obtenidos en el mes de julio. Ambas series presentan una tendencia similar, esto se evidencia en un aumento de la deposición entre los años 2014 y 2016, un quiebre y disminución de deposición para el año 2017, para finalmente volver a aumentar su valor en los años siguientes.

El año 2019 presenta una tendencia distinta entre ambos meses, es decir, para el mes de febrero la deposición de polvo aumenta, sin embargo, para el mes de julio disminuye, este comportamiento genera un interés considerando las características de la precipitación y vegetación durante ese año.

Ahora considerando la variable de **deposición húmeda de polvo**, se obtuvieron los siguientes datos y gráficos para el mes de febrero y julio.

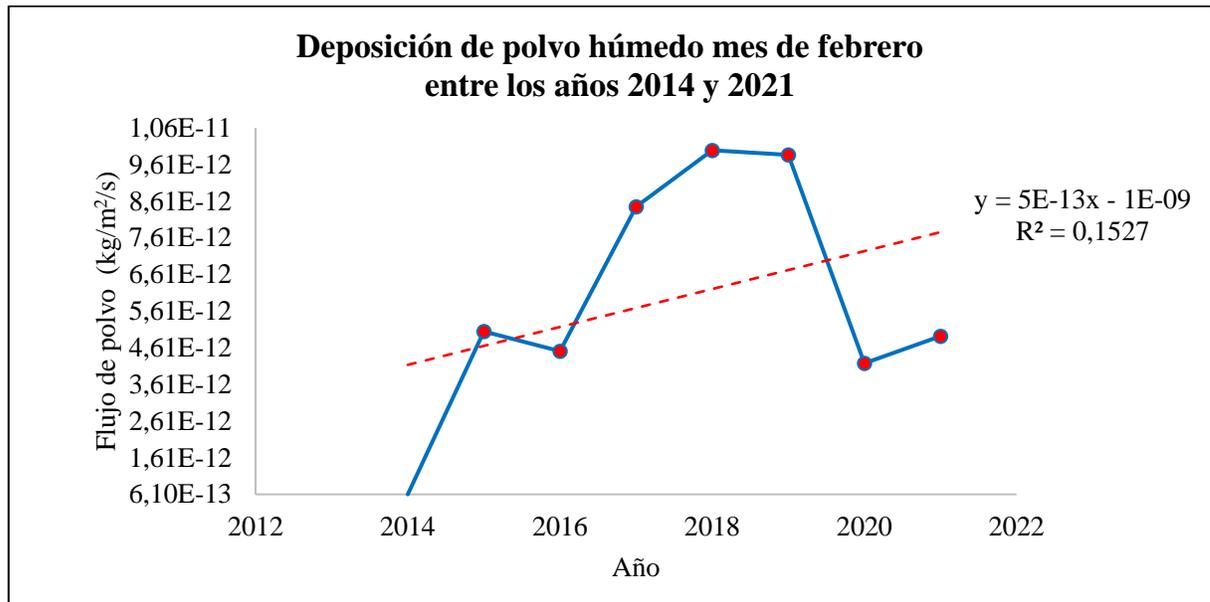


Figura 28. Deposición de polvo húmedo durante el mes de febrero entre los años 2014 y 2021.

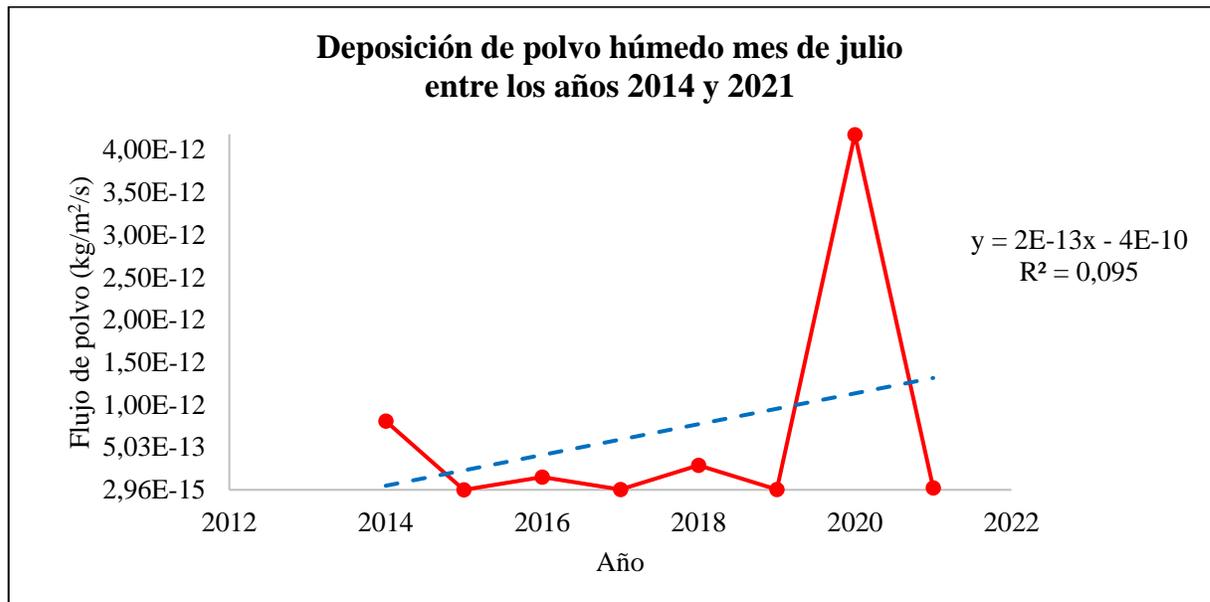


Figura 29. Deposición de polvo húmedo durante el mes de julio entre los años 2014 y 2021.

Tabla 19. Valores promedio de deposición de polvo húmedo durante el mes de febrero entre los años 2014 y 2021.

Año	Promedio de deposición de polvo húmedo mes de febrero (kg/m²/s)
2014	6,10E-13
2015	5,06E-12
2016	4,52E-12
2017	8,46E-12
2018	1,00E-11
2019	9,87E-12
2020	4,19E-12

Tabla 20. Valores estadísticos para la deposición de polvo húmedo durante el mes de febrero.

Mes	Máximo	Mínimo	Promedio	D.E
Febrero	1,00E-11	6,10E-13	5,95E-12	3,24E-12

El mes de febrero presenta un promedio de deposición de polvo húmedo de 5,95E-12 kg/m²/s, con una tendencia en aumento observada en la Figura 28 (línea azul) entre los años 2015, 2017, 2018 y 2019. Para los años 2016, 2020 y 2021 se presenta una decaída en la deposición de polvo. El valor máximo de deposición se presenta en el año 2018 con 1,00E-11 kg/m²/s, mientras que el valor mínimo se observa en el año 2014 con 6,10E-13 kg/m²/s.

Tabla 21. Valores promedio deposición de polvo húmedo durante el mes de julio entre los años 2014 y 2021.

Año	Promedio de deposición de polvo húmedo mes de julio (kg/m²/s)
2014	8,13E-13
2015	2,96E-15
2016	1,53E-13
2017	6,36E-15
2018	2,93E-13
2019	5,40E-15
2020	4,19E-12
2021	2,41E-14

Tabla 22. Valores estadísticos para la deposición de polvo húmedo durante el mes de julio.

Mes	Máximo	Mínimo	Promedio	D.E
Julio	4,19E-12	2,96E-15	6,86E-13	1,44E-12

El mes de julio presenta un promedio de deposición de polvo húmedo de $6,86E-13$ $\text{kg/m}^2/\text{s}$, manteniendo una tendencia similar para los años posteriores como se observa en la Figura 29. Para el año 2020 se observa un alza de los valores alcanzando un máximo de deposición de polvo de $4,19E-12$ $\text{kg/m}^2/\text{s}$ siendo el único valor que se mantiene por encima del resto de valores de la serie. Además, el rango de valores varía en cuatro órdenes de magnitud.

Realizando una comparación de los datos entre los meses de febrero y julio, se observa que los valores de deposición de polvo húmedo durante en el mes de febrero son mayores que los obtenidos durante el mes de julio, esta tendencia se presentó también para la deposición seca de polvo. El año 2020 genera un interés, dado que se observa una mayor deposición de polvo húmedo en julio a comparación del mes de febrero.

Complementando lo anterior, en la Tabla 23 se observan datos de deposición de polvo obtenidos mediante los colectores de polvo CARAGA, en particular al colector de polvo ubicado en las oficinas del Observatorio ALMA.

Tabla 23. Datos de deposición de polvo en los colectores CARAGA ubicados en la oficina del observatorio ALMA.

Fecha	Deposición de polvo ($\text{g/m}^2/\text{mes}$)	Deposición de polvo ($\text{kg/m}^2/\text{s}$)
03-12-2020	2,7	1,042E-09
03-01-2021	5,4	2,016E-09
01-03-2021	4,6	1,901E-09
01-04-2021	4,7	1,755E-09
01-06-2021	1,6	5,974E-10
01-07-2021	2,1	8,102E-10

A partir de la Tabla 23, se observa que durante el mes de mayo 2021 ocurrió la menor deposición de polvo, continuando con junio 2021 para luego alcanzar los máximos valores en los meses de

febrero 2021 y diciembre 2020. Las muestras presentan un promedio de 3,5 g/m²/mes y una desviación estándar de 1,5, lo que indica una variación y dispersión de datos medianamente alta.

Por otra parte, comparando los resultados de deposición de polvo por la plataforma web de la NASA con los del colector CARAGA para los meses de febrero y julio, se tiene que los valores del muestreo en los colectores son mayores a los procesados por el visor, con una diferencia de dos órdenes de magnitud para la variable seca y de cinco órdenes para la variable húmeda. Esto indicaría una subestimación de los datos de polvo obtenidos a través de la plataforma web o una forma de metodología distinta del muestreo de polvo.

5. DISCUSIONES

5.1 Polvo y cobertura vegetal

Este estudio utiliza datos de emisión, deposición seca y húmeda de polvo obtenidos mediante la plataforma online WorldView EARTH de la NASA. A partir de lo anterior, se busca relacionar la participación de la cobertura vegetal en el ciclo del polvo. En primera instancia se analizará la relación entre la **cobertura vegetal y emisión de polvo**.

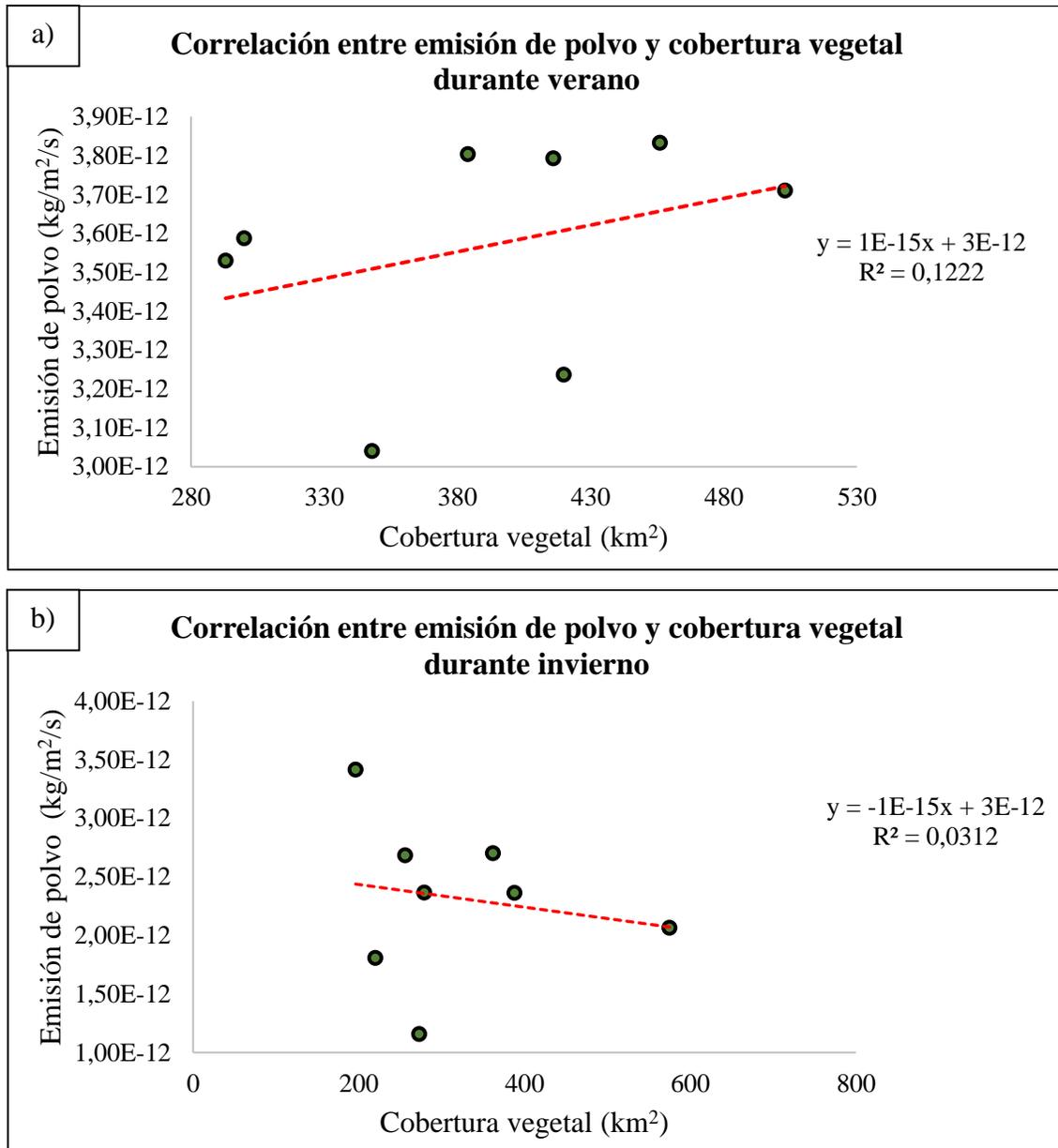


Figura 30. Correlación entre emisión de polvo y superficie de cobertura vegetal de la zona de estudio.

A partir de los gráficos de correlación expuestos en la Figura 30, se tiene un coeficiente de correlación entre 0,3 para la estación de verano y de -0,1 para invierno. De estos valores se interpreta una correlación entre a nula a débil con una tendencia positiva y negativa, por lo tanto, no se logra explicar totalmente la relación entre cobertura vegetal y emisión de polvo en la zona de estudio.

Algunos autores han descrito la relación de este fenómeno, por ejemplo, en el estudio de Engelstaedter et al., (2003) se investigó el rol de la vegetación en las emisiones de polvo a escala global. El estudio entrega resultados de frecuencia de tormentas de polvo (FDS sigla en inglés) más altos en las regiones desérticas y estériles ($m = 58,1$ d/año); moderados en la vegetación de matorrales ($m = 20,8$ d/año) y los más bajos asociados a pastizales ($m = 2,2$ d/año) y bosques ($m = 1,5$ d/año). Kohfeld y Tegen (2007) documentaron que la emisión de polvo generalmente ocurre en regiones con poca o sin vegetación ($< 15\%$ de cobertura vegetal), por lo tanto, la cobertura vegetal actuaría como un factor controlador en este proceso. Según esto, se podría inferir que ocurre una correlación parecida de este fenómeno en el Desierto de Atacama, dado que esta zona cumple y coincide con las condiciones climáticas y biogeográficas detalladas anteriormente, sin embargo, tras los confusos resultados de las correlaciones entre ambas variables, es necesario recopilar una gran cantidad de datos de emisión de polvo que permita conocer y comprobar el rol de la vegetación en el proceso de arrastre de partículas para esta región del planeta.

Analizando la **deposición seca de polvo y su relación con la cobertura vegetal**, como primera aproximación se observa lo siguiente.

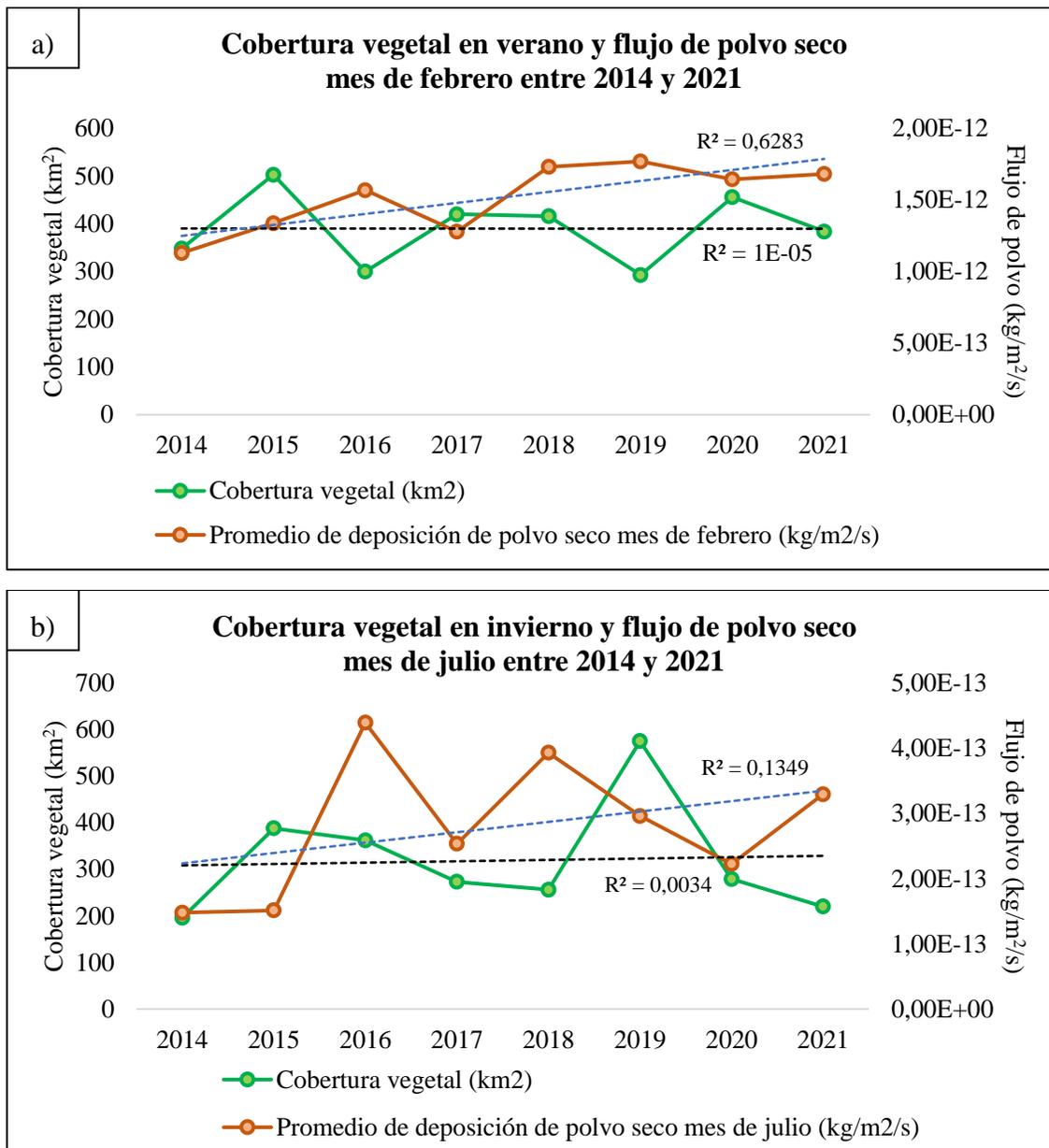


Figura 31. Relación entre cobertura vegetal y flujo de polvo seco en verano e invierno entre 2014 y 2021.

En primera instancia para el mes de febrero, se observa una posible relación inversa entre ambas variables, es decir, mientras la cobertura vegetal aumenta en un año, la deposición seca de polvo disminuye, evidenciado en los años 2016, 2017 y 2019. Sin embargo, para el resto de los años la relación no se observa con claridad. Ahora considerando el mes de julio, también se observa una posible correlación negativa entre ambas variables tomando como ejemplo los años 2018 y 2019,

sin embargo, como se mencionó anteriormente la relación no se observa con claridad. Debido a esto, es necesario analizar este fenómeno mediante gráficos de correlación.

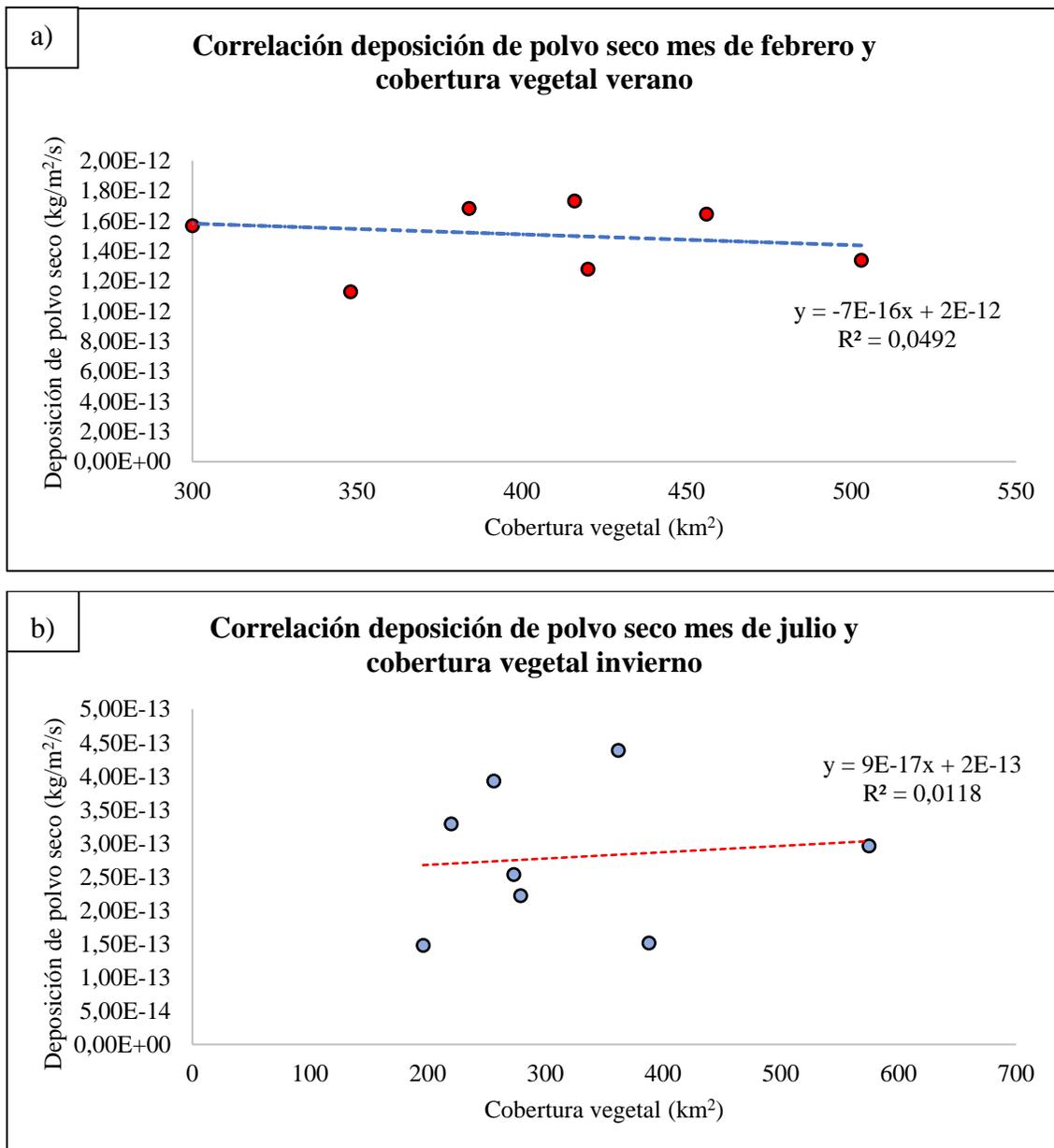


Figura 32. Gráficos de correlación entre deposición de polvo seca y cobertura vegetal verano e invierno.

Tabla 24. Coeficientes de correlación para la relación entre cobertura vegetal y deposición de polvo.

Coefficiente de correlación	
Deposición seca verano	-0,22
Deposición seca invierno	0,1

Para el primer gráfico de la Figura 32.A correspondiente a las variables de deposición de polvo seco y cobertura vegetal durante verano se tiene una correlación negativa con un coeficiente de correlación de $-0,22$, correspondiendo según Hernández et al., (2018) a una correlación débil a casi nula (ver Anexos C). Para la Figura 32.B correspondiente a las variables de deposición de polvo seco y cobertura vegetal durante invierno, se observa una correlación positiva con un coeficiente de correlación de $0,1$, correspondiendo a una correlación débil mayormente nula, además se observa una mayor dispersión de los datos. Esta correlación débil-nula se mantiene para las deposiciones de polvo húmedo y cobertura vegetal estacional (ver Anexos C).

Descrito lo anterior, se puede inferir que existe una explicación del fenómeno a partir de estas dos variables, sin embargo, se requiere necesariamente una mayor cantidad de datos de deposición de polvo (ya sea a partir de teledetección, pero preferiblemente de muestreo en terreno) que permita validar la correlación entre ambas variables. Cabe señalar que para esta investigación se utilizaron datos de deposición correspondientes a un sólo compartimento, Bin 002. Si se hubiera considerado el resto de los compartimentos, posiblemente se tendría una correlación más fuerte y una comprobación de la relación entre ambas variables. Por otra parte, también se podría aproximar esta relación mediante el análisis de otros agentes participantes en el ciclo del polvo, por ejemplo, el comportamiento entre la deposición de polvo y variables climáticas.

En el apartado 4.4 de los Resultados se presenta la relación entre la deposición de febrero y julio, de ella se obtuvo que durante los meses de febrero existe una mayor deposición de polvo versus los meses de julio entre los años 2014 y 2021. Una hipótesis que podría explicar este comportamiento se debe a que el principal motor local que controla el transporte y la deposición de polvo en el desierto de Atacama es el sistema de vientos impulsados térmicamente cerca de la superficie, el cual responde a la interacción de la insolación extrema y la topografía local (Arenas-Díaz, 2022). Las condiciones para la deposición seca indican una reducción de la velocidad del viento y de la turbulencia que permite el hundimiento de los aerosoles, ya que la velocidad de depósito se encuentra controlada por procesos turbulentos de intercepción e impacto (Bergametti, 2014). Descrito esto, es posible que durante el mes de febrero se cumplan condiciones térmicas más favorables que en julio que proporcionan condiciones favorables de los vientos para producir el arrastre de las partículas y una eventual deposición de polvo.

Es importante considerar que los análisis anteriormente expuestos sólo consideran una aproximación de lo que ocurre respecto a los datos obtenidos de flujos de polvo, dado que fueron contrastados en: mes de febrero con temporada de verano (considerando verano desde el 21 de diciembre a 20 de marzo), por lo que, al considerar los flujos de polvo de toda la temporada de verano podría suceder un cambio en el comportamiento de la deposición de polvo, y por ende un cambio en la relación respecto a las otras variables. Así mismo, los datos obtenidos de la NASA generan una aproximación de lo que ocurre en el área de estudio, sin embargo, es necesario seguir recolectando muestras de polvo locales y generar una red de colectores en más áreas del Desierto de Atacama, para poder comprender y entender de mejor manera el ciclo del polvo en esta zona.

5.2 Polvo y precipitaciones

Partiendo con el análisis de la **deposición de polvo seca y precipitaciones** tenemos que, los resultados para el mes de febrero arrojaron una tendencia creciente de deposición de polvo seca entre los años 2015, 2016, 2018 y 2019, sin embargo, el año 2017 refleja un descenso importante dentro de la serie, el cual puede estar asociado a altas precipitaciones acumuladas que ocurrieron para la temporada de verano durante ese año, como se observa en la Figura 33. Coincidentemente, los peaks de aumento en la deposición seca se observa para los años 2016 y 2018, los cuales presentaron menores precipitaciones y por ende temporadas más secas. Como se mencionó anteriormente, en el año 2017 disminuyó la deposición de polvo, esto podría explicarse por que exista una mayor influencia de deposición húmeda para ese año.

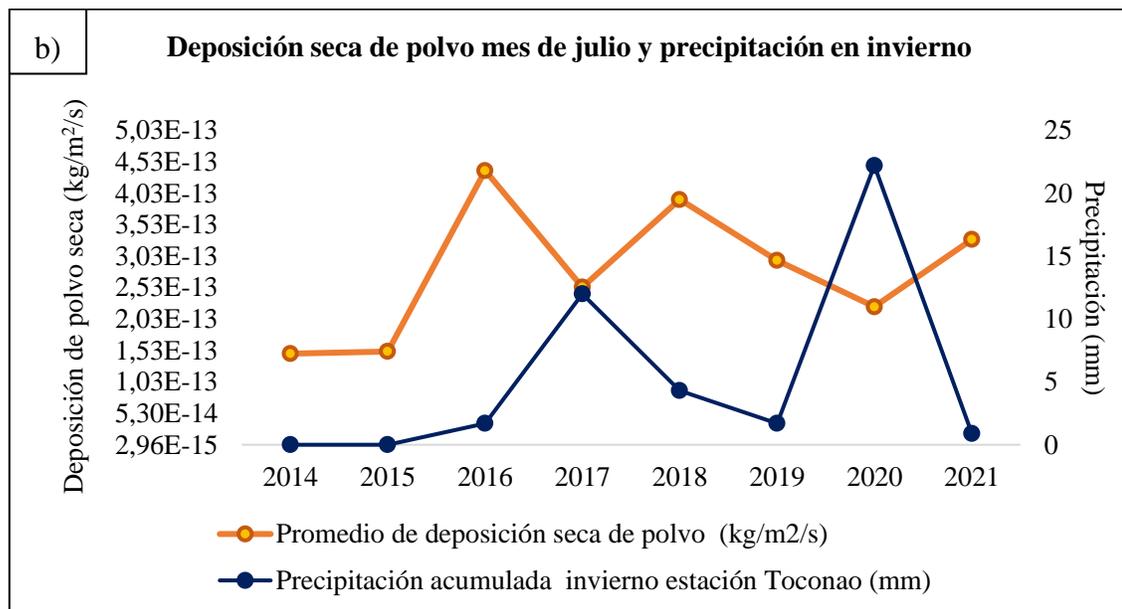
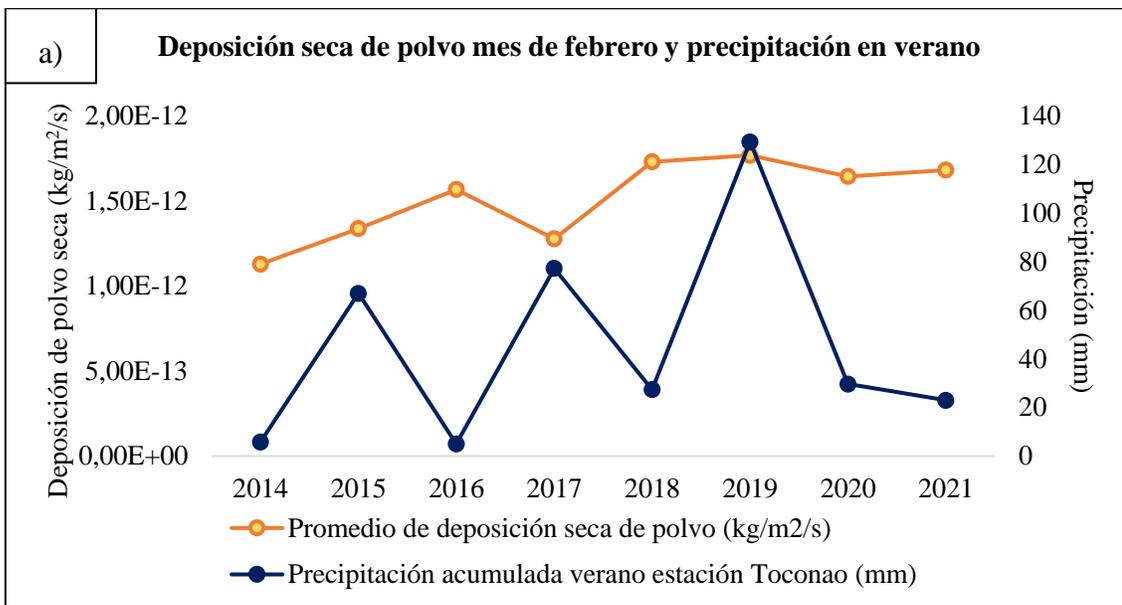


Figura 33. Relación entre deposición de polvo seca para el mes de febrero y julio con precipitación acumulada en verano e invierno entre 2014 y 2021.

Por otra parte, otra explicación a este fenómeno sería la precipitación de minerales como halita presentes en el suelo, los cuales ante el efecto de las lluvias potencian la generación una costra de sal/suelo que logra capturar una mayor cantidad de partículas, reduciendo o inhibiendo la movilización y el arrastre de las partículas de polvo, incluso cuando hay fuertes vientos, y por lo tanto, dificultando el proceso de transporte y deposición (Arenas-Díaz, 2022). Esta misma relación se podría cuestionar para el año 2019, donde se observa una alta tasa de precipitación pero que no presentó resultados de deposición de polvo tan bajos a comparación del año 2017, al contrario, se

mantuvo y aumentó débilmente a comparación del año anterior, esto se podría explicar por un arrastre y transporte de partículas del suelo mayor impulsados por un sistema de vientos potenciado y que no terminó altamente afectado por las lluvias ocurridas.

Analizando el mes de julio, se observa en general una tendencia creciente de la deposición seca de polvo y tal como se observó anteriormente para febrero, se presenta una disminución de la deposición para los años 2017, 2019 y 2020. Considerando lo expuesto en la Figura 33.B y correlacionando este comportamiento con las precipitaciones ocurridas en invierno para dichos años, se observa un comportamiento similar al descrito anteriormente con la deposición de polvo, es decir, las temporadas de invierno que presentaron altas precipitaciones, a su vez fueron los años deposiciones de polvo seco más bajas. Esto último apoya la idea fundamentada sobre la variable de deposición húmeda y de la retención de partículas de polvo por sales precipitadas del suelo.

Las relaciones descritas anteriormente entre la deposición seca y las precipitaciones para el mes de febrero y julio no se logran comprobar completamente. A partir de los gráficos de correlación expuestos en Anexos (véase Anexo C. Correlaciones), se observan coeficientes de correlación con valores entre -0,1 a +0,1 lo que se interpreta como una correlación débil a nula, variando de forma positiva para febrero y negativa para julio, por lo que, el tipo de influencia que tienen las precipitaciones en el proceso de deposición seca queda en duda. Si bien se explica que existe un fenómeno entre ambas variables, es necesario tener una mayor cantidad de datos de deposición seca de polvo para verificar la relación en cuestión.

Ahora, considerando un análisis de la **deposición de polvo húmeda con las precipitaciones**, se infiere que las precipitaciones altas evidenciadas para verano 2015, 2017 y 2019 influenciaron en la deposición de polvo húmedo para estos mismos años. Eso también se corrobora con la alta precipitación ocurrida en invierno del año 2020 en conjunto con altas tasas de deposición. Esta relación se corrobora con los gráficos de correlación expuestos en la siguiente Figura 34.

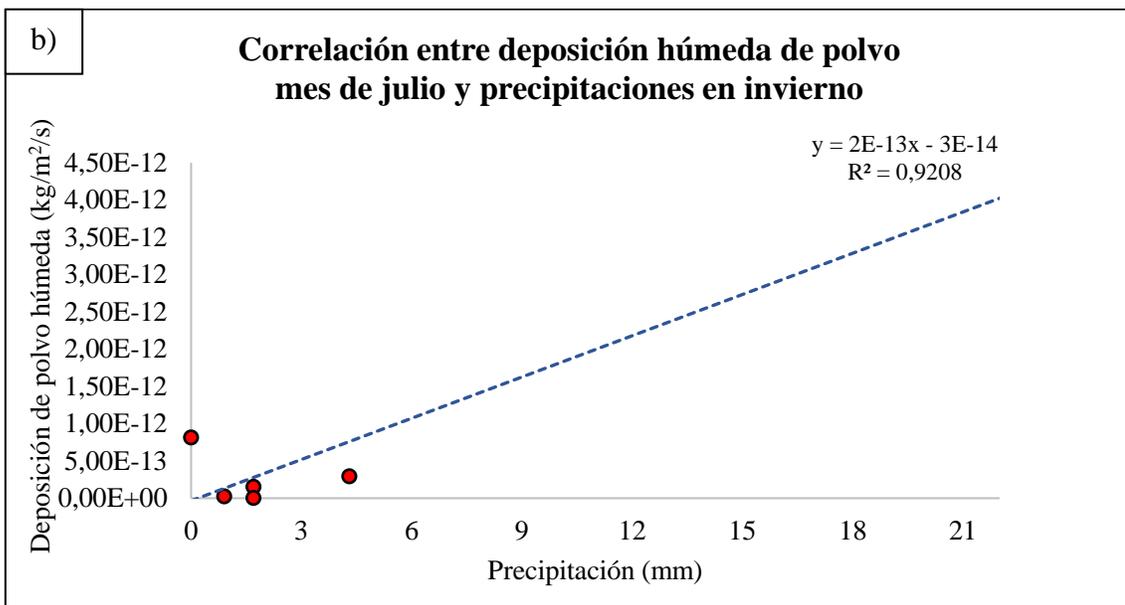
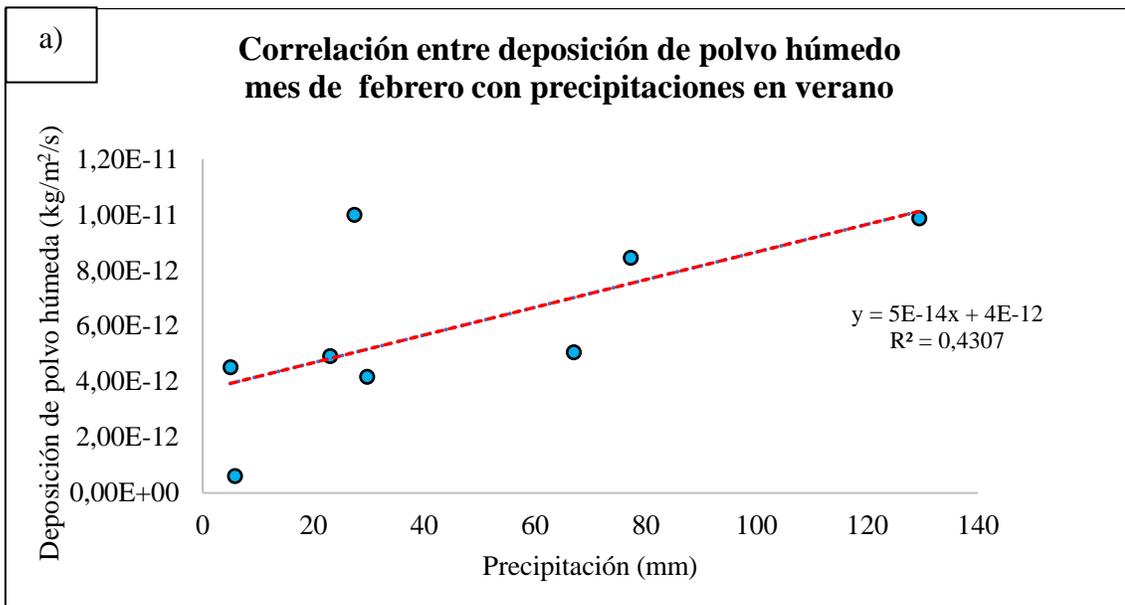


Figura 34. Gráficos de correlación entre deposición húmeda y precipitaciones para febrero y julio

Tabla 25. Coeficiente de correlación entre deposición húmeda y estaciones verano e invierno.

Coeficiente de correlación	
Deposición húmeda verano	0,7
Deposición húmeda invierno	0,96

En ambos gráficos es posible visualizar coeficientes de correlación entre 0,7 a 0,96 lo que representa una correlación positiva fuerte, es decir, la precipitación y la deposición aumentan o

disminuyen de forma conjunta. Esta relación ha sido estudiada por Goudie y Middleton (2006), quienes señalan que la deposición húmeda de polvo puede producirse debajo de una nube, cuando las gotas de lluvia recogen el polvo al caer, o dentro de una nube cuando las partículas de polvo son capturadas por las gotas de agua y descienden al suelo cuando cae la precipitación.

5.3 Vegetación, precipitaciones y unidades geomorfológicas

El análisis de las variaciones anuales y estacionales de la reclasificación del SAVI en la zona de estudio y su relación con las lluvias, permitió obtener valores de cobertura vegetal con diferencias en el régimen hídrico. La magnitud de los atributos que reflejan la dinámica del SAVI difirió en las distintas temporadas de verano e invierno de acuerdo con la disponibilidad de agua.

En primera instancia, se observaron dos casos predominantes en las series de precipitación y de vegetación. Los resultados arrojaron una mayor cantidad de precipitación para la estación de verano y a su vez una mayor cantidad de cobertura vegetal para esta misma temporada. Así mismo, en los años que existió una menor precipitación, también existió una menor cobertura vegetal, esta correlación se cumple para los años 2014, 2015, 2016, 2017 y 2021. Las mayores precipitaciones en verano para la zona de estudio están fuertemente influenciadas por la ocurrencia del Monzón sudamericano, el cual direcciona masas de aire desde el este, con cierta humedad y temperatura provocando eventos de lluvia durante los meses de enero y febrero principalmente. De esta forma, el agua caída provoca un estímulo hídrico en la vegetación que incentiva el desarrollo y crecimiento de la cobertura vegetal (Moreno, 2009), resultando una mayor cantidad de cobertura vegetal durante estos meses. Es posible, por lo tanto, que para este primer caso exista una correlación positiva y directa (con ocurrencia en la misma temporada de verano) entre las precipitaciones y la cobertura vegetal.

Obtenidos los gráficos de correlación entre cobertura vegetal verano-precipitaciones verano (ver Figura 35) y cobertura vegetal invierno-precipitaciones invierno se observaron coeficientes de correlación muy bajos, entre -0,03 y -0,1 interpretándose como una correlación nula a débil, por lo que se descartaría una correlación positiva y directa (como se mencionó anteriormente) entre ambas variables. Este análisis conlleva a explorar otras hipótesis e ideas que se detallan a continuación.

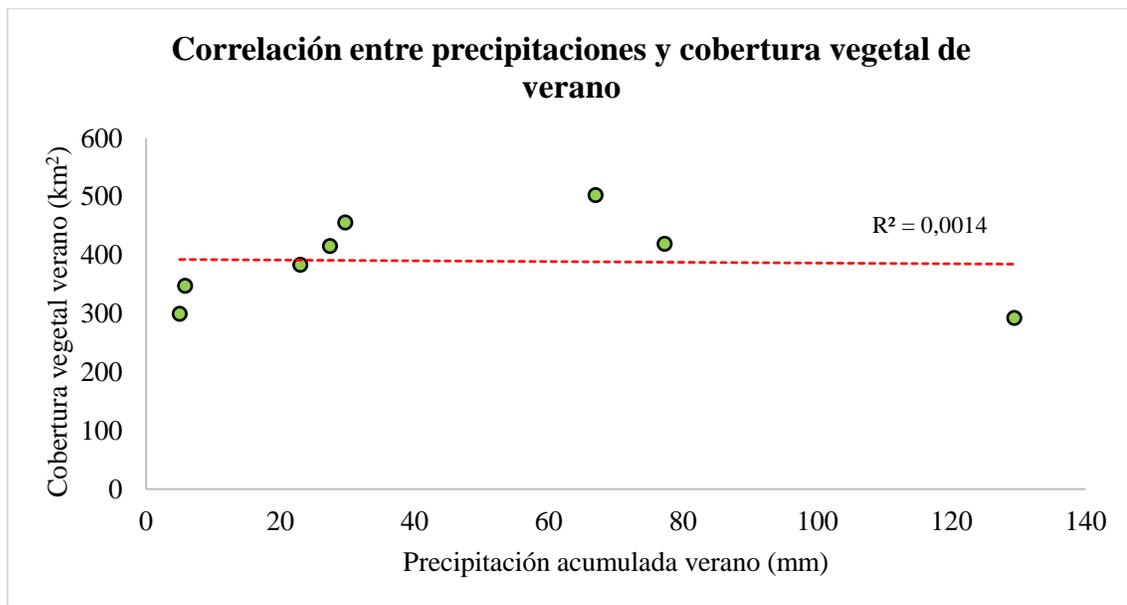


Figura 35. Gráfico de correlación entre precipitaciones y cobertura vegetal de verano.

Según lo mencionado anteriormente, otra hipótesis que podría explicar la variación de la cobertura vegetal en invierno corresponde a la posibilidad de un retraso de la respuesta del índice verde con respecto a las precipitaciones. En la Figura 36 se observa la relación entre la cobertura vegetal de la temporada invierno y las precipitaciones ocurridas en verano para el mismo año. Analizando el comportamiento de ambas series, se observa una alta correlación para los años 2014, 2015, 2018, 2019, 2020 y 2021. Se tiene un peak notorio en el año 2019, este evento climático ocurrido en febrero de 2019 provocó un total de precipitación acumulada de 63,6 mm en estación Toconao y de 70,3 mm en estación San Pedro de Atacama (datos obtenidos a partir de la red INIA). Dado esto, los datos de cobertura vegetal presentaron un aumento de la vegetación en invierno 2019 de 282 km² respecto a su valor de verano y llegando a un peak máximo de cobertura en ambas temporadas. Por lo tanto, para este segundo caso, se infiere una correlación positiva entre la cobertura vegetal durante invierno y las precipitaciones de verano, es decir, la vegetación presenta una respuesta tardía y un desfase con respecto al estímulo hídrico ocurrido en verano.

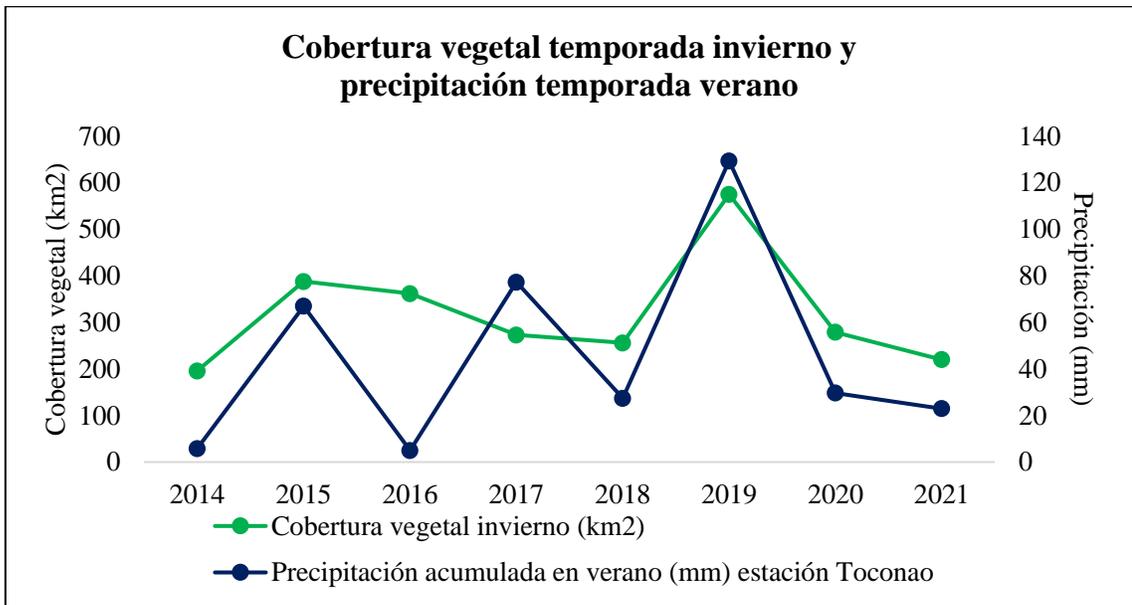


Figura 36. Relación entre cobertura vegetal temporada invierno y precipitaciones de verano entre los años 2014 y 2021.

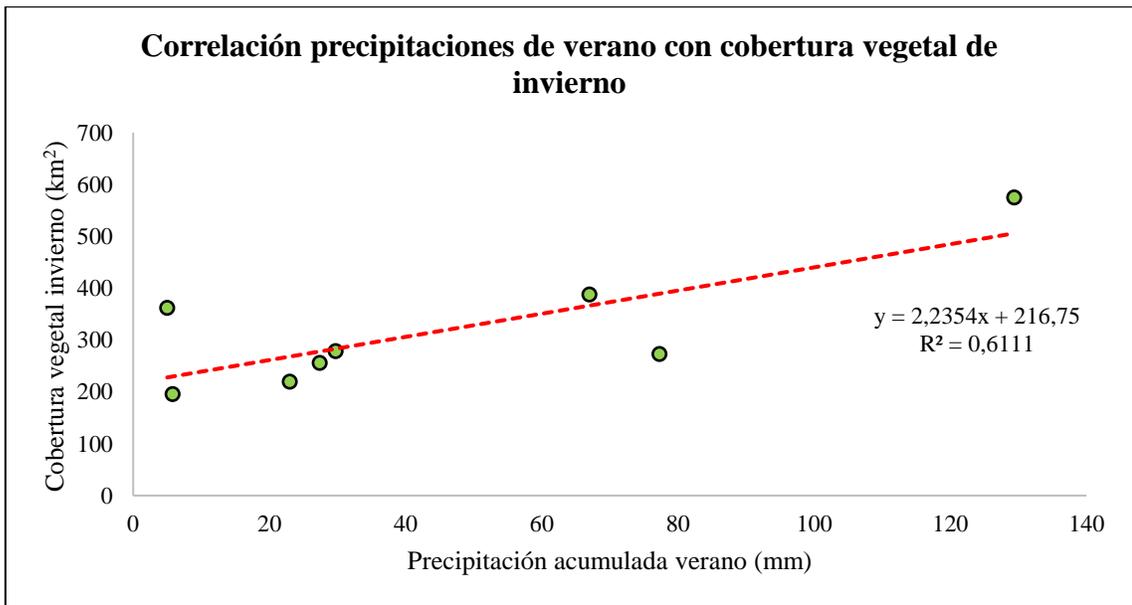


Figura 37. Correlación entre precipitaciones ocurridas en verano y cobertura vegetal de invierno para ese mismo año.

En el gráfico de correlación entre precipitaciones de verano y cobertura vegetal de invierno se observó un coeficiente de correlación de 0,8, lo que representa una correlación positiva fuerte, es decir, se comprueba el desfase y la respuesta tardía de la vegetación ante los eventos de precipitación ocurridos en verano durante ese mismo año.

Tras este análisis se infiere que los eventos de precipitación ocurridos en verano son los sucesos de mayor influencia en el comportamiento de la cobertura vegetal. Este fenómeno presenta un carácter estacional que depende de las variables climáticas presentes durante cada año y estación en estudio.

Es importante considerar, que los eventos de precipitación registrados en la zona de estudio tienen una duración de días (o casi hasta una semana), al contrario de lo que ocurre en la zona sur del país donde las precipitaciones son recurrentes. A partir de esto, es valioso tener en cuenta el efecto de las precipitaciones en regiones áridas. La cantidad de lluvia que ingresa al suelo depende de la interacción entre la precipitación, la vegetación y el suelo, una vez en el suelo el agua de lluvia puede infiltrarse y formar drenaje profundo o escurrir superficialmente (Knapp et al., 2002). Chow et al. (1994) menciona que el agua de lluvia se infiltra en el suelo a una velocidad máxima que depende de las propiedades físicas del suelo (textura, estructura), de su grado de saturación y de la característica de superficie (suelo cubierto por vegetación o desnudo). En general, la velocidad de infiltración al inicio del proceso es elevada y tiende a disminuir con el paso del tiempo (Porta et al., 1994). Respecto a la característica de superficie, diversos estudios sugieren que existe una relación de dependencia entre la infiltración y la presencia de vegetación (Karlin et al. 2019), debido a que la vegetación modifica la infiltración de diferentes maneras: por un lado, el dosel vegetal intercepta parte de la precipitación, reduce la velocidad de caída e incrementa la proporción de agua infiltrada en relación con la caída. De lo anterior, se infiere que en la zona de estudio ocurriría un proceso mayor de escorrentía a comparación de infiltración, dado que se mantiene una cantidad de vegetación medianamente baja, arbustiva y con mayor presencia de suelo desnudo.

Como análisis general sobre las precipitaciones en la zona de estudio, se observa una variabilidad interanual de las precipitaciones, evidenciado en que los años que presentaron una mayor cantidad de lluvias fueron 2015, 2017 y 2019, mientras que los años posteriores a éstos mantuvieron un descenso de las precipitaciones. Garreaud y Aceituno (2000) estudiaron este fenómeno,

concluyendo que este comportamiento se puede relacionar con los cambios en la disponibilidad de vapor de agua sobre el Altiplano los cuales son determinados por la intensidad de flujo zonal Este-Oeste sobre el Altiplano (Garreaud y Aceituno, 2001), entregándole esta variación interanual. Además, si bien la zona de estudio no se caracteriza por ser altamente influenciada por las variaciones de El Niño o La Niña (como por ejemplo la zona central de Chile), se ha registrado que años con mayor prevalencia de viento del Este (lo que tiende a ocurrir bajo condiciones de La Niña) favorecen la precipitación en el Altiplano. Por el contrario, años con mayor prevalencia de viento del Oeste (lo que tiende a ocurrir bajo condiciones de El Niño) disminuyen la precipitación en el Altiplano. Otra variable por considerar son las diferencias dentro de cada estación estival, cada verano es distinto, por ejemplo, para el verano lluvioso del 2019 las tormentas convectivas no se registraron en la parte más alta de la cordillera, sino que se observaron sobre la zona pre altiplánica de la ladera occidental e incluso en el Desierto de Atacama (Garreaud, 2019). Este fenómeno podría estar asociado a un aumento en la humedad disponible desde el Pacífico, fuente de humedad que no ha sido considerada primordialmente como en otros años y que podría estar causando esta variación (Garreaud, 2019).

Por último, considerando las **unidades geomorfológicas** definidas según el modelo de Machine Learning, se observa la ocurrencia característica de la vegetación en un rango de cotas asociado a 3000 y 4200 m.s.n.m., este intervalo se encuentra en una altitud por sobre las estaciones meteorológicas seleccionadas para este estudio. Esto último es importante, ya que, si bien las estaciones meteorológicas logran entregar un resultado aproximado de la precipitación en la zona de estudio, puede que la ocurrencia de la cobertura vegetal tenga influencia de otros aportes de precipitaciones que ocurren a cotas más elevadas, sin embargo, no se pudo recopilar datos de estaciones meteorológicas por sobre los 4000 m.s.n.m. El único organismo que presenta una estación en este rango de altitud corresponde a la estación Paso Jama de la Dirección Meteorológica (DGA), sin embargo, los datos se descartaron dado que sólo presentan información durante el año 2017 con meses incompletos. De todas formas, es posible que utilizar un criterio de selección y validación de datos diferente al empleado en esta investigación, conlleve a una variación de los resultados anteriormente planteados.

Por último, genera interés la ocurrencia de la cobertura vegetal en las unidades geomorfológicas de coladas de lava y pedimento piroclástico. Esto indicaría que para estas unidades ocurre posiblemente una mayor capacidad de infiltración, sin embargo, para poder comprender en específico esta relación es necesario un estudio más detallado que se desarrolle en torno a estos objetivos.

6. CONCLUSIONES

Frente a los resultados obtenidos en esta investigación, se concluye lo siguiente:

- Se obtuvieron relaciones entre las precipitaciones, cobertura vegetal, emisión y deposición de flujos de polvo.
- Se presenta un mayor promedio de cobertura vegetal en verano, sin embargo, la diferencia es baja y ambas series presentan tendencias similares.
- Precipitaciones presentan una variación interanual, con años lluviosos durante 2015, 2017 y 2019 y años secos como 2016 y 2019.
- La ocurrencia de la vegetación ocurre en unidades geomorfológicas de coladas de lava y pedimento piroclástico con un rango de cotas aproximado de 3000 a 4200 m.s.n.m.
- No se logra predecir una relación entre emisión de polvo y cobertura vegetal debido al resultado de la correlación débil-nula que entregaron los datos.
- La correlación entre la deposición y la cobertura vegetal es confusa y no se comprueba completamente. Se presenta una correlación negativa débil para la variable seca y una correlación casi nula para la variable húmeda.
- Se comprueba una correlación positiva fuerte entre las precipitaciones y la deposición húmeda. Mientras que para la deposición seca y las precipitaciones se tiene una correlación nula.
- Se determina la existencia de una correlación positiva fuerte entre las precipitaciones ocurridas en verano con la cobertura vegetal de invierno, por lo que, se comprueba una respuesta tardía de la vegetación. Se infiere que los eventos de precipitación ocurridos en verano son los sucesos de mayor influencia para el comportamiento de la cobertura vegetal.
- El comportamiento y la respuesta de la vegetación es de carácter estacional y depende de las variables climáticas presentes durante cada año y estación en estudio.
- La variabilidad interanual de las precipitaciones en la zona de estudio se puede relacionar con los cambios en la disponibilidad de vapor de agua sobre el Altiplano y las variaciones de los fenómenos de El Niño.

Finalmente, se concluye que el ciclo del polvo es un proceso complejo que necesita seguir siendo estudiado, y profundizar en otras posibles variables. Se considera que los objetivos de este estudio se han logrado parcialmente, dado que se reconocen relaciones que lograrían explicar los fenómenos entre cada variable, sin embargo, es necesaria una mayor recopilación de datos de flujos

de polvo, ya sea de emisión y deposición, preferiblemente a través de colectores in situ en el terreno o el uso de otras técnicas de teledetección, de esta forma se puede comprender en mayor detalle cómo se caracteriza el ciclo del polvo en el Desierto de Atacama.

Se recomienda realizar estudios de polvo a escalas mayormente locales que permitan analizar de forma detallada el comportamiento del ciclo del polvo. Para ello se deberían usar otras metodologías en cuanto a la teledetección, por ejemplo, utilizar imágenes hiperspectrales que permiten tener un rango completo de longitud de onda que logra abarcar el sensor.

7. BIBLIOGRAFÍA

- Aceituno, P., y Montecinos, A. (1993). Análisis de la estabilidad de la relación entre la Oscilación del Sur y la precipitación en América del Sur. *Bulletin de l'institut Francais d'Etudes Andines*, 22(1), 53-64.
- Aldás (2019). *Análisis de la dinámica temporal del Índice de Vegetación de Diferencia Normalizada (NDVI) para los años 1986, 2001 y 2017 en la Reserva Ecológica Cotacachi Cayapas, Imbabura, mediante el uso de Google Earth Engine* [Tesis de pregrado, Pontificia Universidad Católica del Ecuador]. Repositorio académico de la Universidad Católica del Ecuador. <http://repositorio.puce.edu.ec/handle/22000/16619>
- Andreae, M.O., y Crutzen, P.J. (1997). Atmospheric aerosols: biogeochemical sources and role in atmospheric chemistry. *Science* (80) 276, 1052–1058
<https://doi.org/10.1126/science.276.5315.1052>.
- Arenas-Díaz et al. (2022). Dust and aerosols in the Atacama Desert. *Earth-Science Reviews*, 26. Doi: <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2022.103925>.
- Bergametti, G. (2014). *Mineral Dust: Chapter Dust Deposition*. ISBN: 978-94-017-8977-6
- Bull, A.T., Andrews, B.A., Dorador, C., y Goodfellow, M. (2018). Introducing the Atacama Desert. *Antonie Van Leeuwenhoek* 111, 1269–1272. <https://doi.org/10.1007/s10482-018-1100-2>.
- Cabrera, A., y Willink, A. (1973). Biogeografía de América Latina. OEA.
- Chuvieco, E. (2000). Fundamentos de Teledetección espacial. *RIALP*, 568 pp.
- Chow, V.T., Maidment, R.D., y Mays, L.W. (1994). *Hidrología Aplicada*. McGraw–Hill. Santa Fé de Bogotá. Colombia.
- Engelstaedter, S., Kohfeld, K.E., Tegen, I., y Harrison, S.P. (2003). Controls of dust emissions by vegetation and topographic depressions: an evaluation using dust storm frequency data. *Geophysical Research Letters* 30 (6) (art. no. 1294).
- Ewing, S.A., Sutter, B., Owen, J., Nishiizumi, K., Sharp, W., Cliff, S.S., Perry, K., Dietrich, W., McKay, C.P., y Amundson, R. (2006). A threshold in soil formation at Earth's arid-hyperarid transition. *Geochim. Cosmochim. Acta* 70, 5293–5322. <https://doi.org/10.1016/j.gca.2006.08.020>.
- Garreaud, R. (2000). Intraseasonal variability of moisture and rainfall over the South American Altiplano. *Mon. Wea. Rev.*, 128, 3337-3346.
- Garreaud, R., y Aceituno, P. (2001). Interannual rainfall variability over the South American Altiplano. *J. Clim.* 14, 2779–2789. [https://doi.org/10.1175/1520-0442\(2001\)0142.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0442(2001)0142.0.CO;2).

- Garreaud, R. (2009). The Andes climate and weather. Department of Geophysics, Universidad de Chile, Santiago, Chile. *Adv. Geosci.*, 7, 1–9, 2009.
- Garreaud, R. (2019), Luego de la tormenta...vienen las flores. Análisis CR2 disponible en: <http://dgf.uchile.cl/rene/DIV/Luego%20de%20la%20tormenta.pdf>.
- Garreaud, R., y Ruttlant, K. (2004). Coastal lows along the subtropical west coast of South America: Numerical simulation of a typical case, *Mon. Weather Rev.*, 131, 891-908, 2003.
- Georganos, S., Abdi, A. M., Tenenbaum, D. E., y Kalogirou, S. (2017). Examining the NDVI-rainfall relationship in the semi-arid Sahel using geographically weighted regression. *Journal of Arid Environments*, 146, 64-74.
- Ginoux, P., Prospero, J.M., Gill, T.E., Hsu, N.C., y Zhao, M. (2012). Global-scale attribution of anthropogenic and natural dust sources and their emission rates based on MODIS Deep Blue aerosol products. *Rev. Geophys.* 50, 1–36. <https://doi.org/10.1029/2012RG000388>.
- Ginoux, P., Chin, M., Tegen, I., Prospero, J.M., Holben, B., Dubovik, O., y Line, S. (2001). Sources and distributions of dust aerosols simulated with the GOCART model. *J. Geophys. Res.* 106, 20255–20273.
- Goudie, A.S. (2013). *Arid and Semi-arid Geomorphology*, 1st ed. Cambridge University Press, Oxford.
- Goudie, A.S., Middleton, N.J. (2006). *Desert Dust in the Global System*. Springer International Publishing.
- Gorelick, N., M. Hancher, M. Dixon, S. Ilyushchenko, D. Thau, y R. Moore. (2017). Google Earth Engine: Planetary-scale geospatial analysis for everyone. *Remote Sensing of Environment*.
- Gomes, L., Bergametti G., Coudé-Gaussen G., y Rognon P. (1990). Submicron desert dusts: A sandblasting process, *J. Geophys. Res.*, 95, 1392.
- Jordan, T.E., Kirk-Lawlor, N.E., Nicolas Blanco, P., Rech, J.A., y Cosentino, N.J. (2014). Landscape modification in response to repeated onset of hyperarid paleoclimate states since 14 Ma, Atacama Desert, Chile. *Bull. Geol. Soc. Am.* 126, 1016–1046. <https://doi.org/10.1130/B30978.1>.
- Karlin, M., Bernasconi, J., Cora, A., Sanchez, S., Arnulphi, S., y Accietto, R. (2019). Cambios en el uso del suelo: capacidad de infiltración en el centro de Córdoba (Argentina). *Ciencia del Suelo*. 37 (2): 196-208.
- Knapp, A., Fay, P., Blair, J., Collins, L., Smith, M., Carlisle, J., et al. (2002). Rainfall variability, carbon cycling, and plant species diversity in a mesic grassland. *Science* 298: 2202-2205.

- Kurgansky, M.V., Montecinos, A., Villagran, V., y Metzger, S.M. (2011). Micrometeorological conditions for dust-devil occurrence in the Atacama Desert. *Boundary-Layer Meteorol.* 138, 285–298. <https://doi.org/10.1007/s10546-010-9549-1>.
- Kohfeld, K.E., y Tegen, I. (2007). Record of mineral aerosols and their role in the Earth system. In: Holland, H.D., Turekian, K.K. (Eds.), *Treatise on Geochemistry*, pp. 1–26.
- Landsat. DYNA, 79(171), 222-231. Recuperado October 01, 2022, from http://www.scielo.org.co/scielo.php?script=sci_arttext&pid=S0012-73532012000100028&lng=en&tlng=es
- Latorre, C. (2005). 23°South: Archaeology and Environmental History of the Southern Desert. https://www.academia.edu/1101772/Late_Quaternary_history_of_t
- Mahowald, N., Albani, S., Kok, J.F., Engelstaeder, S., Scanza, R., Ward, D.S., Flanner, y M. G. (2014). The size distribution of desert dust aerosols and its impact on the Earth system. *Aeolian Res.* 15, 53–71. <https://doi.org/10.1016/j.aeolia.2013.09.002>.
- Marx, S.K., Kamber, B.S., McGowan, H.A., Petherick, L.M., McTainsh, G.H., Stromsoe, N., Hooper, J.N., y May, J.H. (2018). Palaeo-dust records: a window to understanding past environments. *Glob. Planet. Chang.* 165, 13–43. <https://doi.org/10.1016/j.gloplacha.2018.03.001>.
- Moreno, L. (2009). Respuesta de las plantas al estrés por déficit hídrico. Una revisión. *Agronomía Colombiana*, 27(2), 179-191. <http://www.scielo.org.co/pdf/agc/v27n2/v27n2a06.pdf>
- Muñoz, P. (2013). Índices de vegetación. Centro de Información de Recursos Naturales.
- Machine Learning: definición, funcionamiento y usos. (2013). <https://datascientest.com/es/machine-learning-definicion-funcionamiento-usos>.
- Poschl, U. (2005). Atmospheric aerosols: composition, transformation, climate, and health effects. *Atmos. Chem.* 7520–7540 <https://doi.org/10.1002/anie.200501122>.
- Polanco, J. (2012). Teledetección de la Vegetación del Páramo de Belmira con imágenes.
- Porta C., López-Acevedo, J., y Roquero, C. (1994). *Edafología para la agricultura y el medio ambiente*. Mundi Prensa Madrid, España.
- Prospero, J.M., Ginoux P., Torres O., Nicholson S.E., y Gill T. E. (2002). Environmental characterization of global sources of atmospheric soil dust identified with the Nimbus 7 Total Ozone Mapping Spectrometer (TOMS) absorbing aerosol product, *Rev. Geophys.*, 40(1), 1002, doi: 10.1029/2000RG000095.

- Rutllant, J.A., Munoz, R.C., y Garreaud, R.D. (2013). Meteorological observations on the northern Chilean coast during VOCALS-REx. *Atmos. Chem. Phys.* 13, 3409–3422. <https://doi.org/10.5194/acp-13-3409-2013>.
- Sarnthein, M. (1978). Sand deserts during glacial maximum and climatic optimum. *Nature* 271, 43–46.
- Saukel, C., Lamy, F., Stuut, J.B.W., Tiedemann, R., y Vogt, C. (2011). Distribution and provenance of wind-blown SE Pacific surface sediments. *Mar. Geol.* 280, 130–142. <https://doi.org/10.1016/j.margeo.2010.12.006>.
- Shao, Y., Wyrwoll, K.H., Chappell, A., Huang, J., Lin, Z., McTainsh, G.H., Mikami, M., Tanaka, T.Y., Wang, X., y Yoon, S. (2011). Dust cycle: an emerging core theme in Earth system science. *Aeolian Res.* 2, 181–204. <https://doi.org/10.1016/j.aeolia.2011.02.001>.
- Sovann, P. y Aing Ch. (2015). InVEST Implementation in the Eastern Plain Landscape: An InVEST Land Use/ Land Cover Map Preparation for Mondulkiri Province. 10.13140/RG.2.2.11658.31687.
- Sernageomin. (1982). Geología de la Hoja Toconao, Región de Antofagasta: Escala 1:250000 Carta No. 54.
- Tapia, J., Gonzalez, R., Townley, B., Oliveros, V., Alvarez, F., Aguilar, G., Menzies, A., y Calderon, M. (2018). Geology and geochemistry of the Atacama Desert. *Antonie van Leeuwenhoek. Int. J. Gen. Mol. Microbiol.* 111, 1273–1291. <https://doi.org/10.1007/s10482-018-1024-x>.
- Tegen, I., Prospero, J.M., Holben, B., Dubovik, O., y Line, S. (2002). Sources and distributions of dust aerosols simulated with the GOCART model. *J. Geophys. Res.* 106, 20255–20273.
- Terradellas y Cuevas, A., y Baldasano JM. (2013). Polvo Mineral en la Atmósfera. Disponible en Repositorio.aemet.es
- Dunai T.J., González, G.A, y Juez-Larré, J. (2013). Oligocene–Miocene age of aridity in the Atacama Desert revealed by exposure dating of erosion-sensitive landforms. *Geology* 2005;33;321.
- Trivelli, M. y J. Huerta. (2014). Alcances sobre Flora y Vegetación de la Cordillera de Los Andes. Región de Antofagasta. Primera Edición. Ministerio de Agricultura. Servicio Agrícola y Ganadero. Santiago. 319 p.
- Wang, F., Michalski, G., Seo, J. Hye, y Ge, W. (2014). Geochemical, isotopic, and mineralogical constraints on atmospheric deposition in the hyper-arid Atacama Desert, Chile. *Geochim. Cosmochim. Acta* 135, 29–48. <https://doi.org/10.1016/j.gca.2014.03.017>

Zhang, X.X, Sharratt, B., Chen, X., Wang, Z.F., Liu, L., Guo, Y., Li, J., Chen, H., y Yang, W. (2017). Dust deposition and ambient PM10 concentration in northwest China: spatial and temporal variability. *Atmos. Chem. Phys.* 17, 1699–1711.

ANEXOS

Anexo A. Diagrama de Hjulstrom

El Diagrama de Hjulström (1939) corresponde a un diagrama experimental que comprende los campos de equilibrio entre erosión, transporte y sedimentación en función el tamaño de grano de la partícula de sedimento y de la energía del flujo (o su equivalente expresado en velocidades en cm/seg).

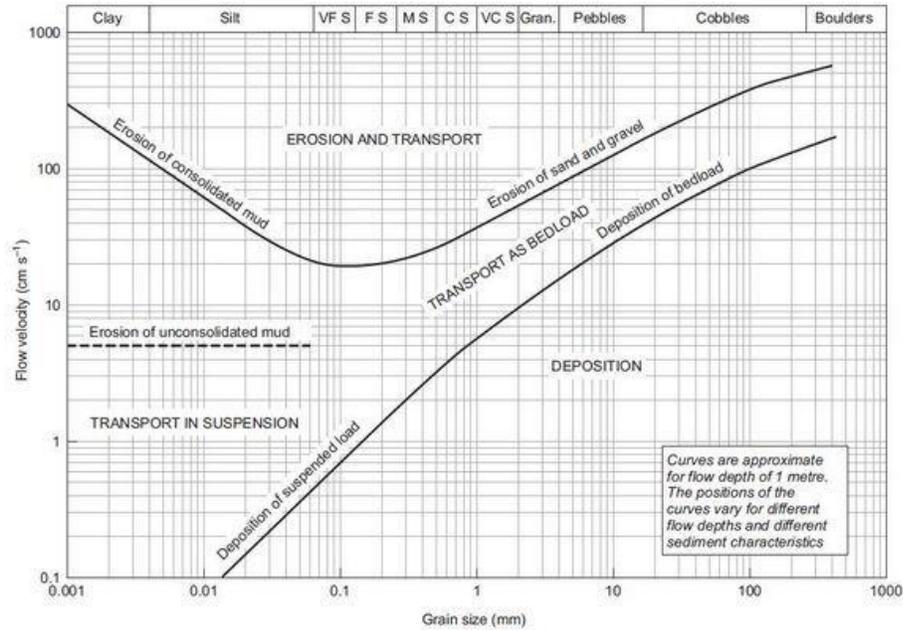


Figura A.1. Diagrama de Hjulström. Extraído de clases de Sedimentología Primavera 2020, Universidad de Chile.

Anexo B. Flujos de Polvo

B.1 Emisión de polvo

Tabla B.1 Datos de emisión de polvo seco durante los meses febrero y julio entre los años 2014 y 2021.

Año	Mes	Rango de emisión de polvo (kg/m²/s)		Promedio
2014	Febrero	2,68E-13	5,81E-12	3,04E-12
	Julio	5,91E-13	6,24E-12	3,41E-12
2015	Febrero	3,37E-13	7,08E-12	3,71E-12
	Julio	5,07E-13	4,22E-12	2,36E-12
2016	Febrero	2,47E-13	6,93E-12	3,59E-12
	Julio	5,78E-13	4,82E-12	2,70E-12
2017	Febrero	2,97E-13	6,18E-12	3,24E-12
	Julio	2,03E-13	2,11E-12	1,16E-12
2018	Febrero	2,58E-13	7,33E-12	3,79E-12
	Julio	5,56E-13	4,81E-12	2,68E-12
2019	Febrero	2,55E-13	6,80E-12	3,53E-12
	Julio	4,06E-13	3,72E-12	2,06E-12
2020	Febrero	2,64E-13	7,40E-12	3,83E-12
	Julio	5,07E-13	4,22E-12	2,37E-12
2021	Febrero	3,07E-13	7,30E-12	3,80E-12
	Julio	3,89E-13	3,23E-12	1,81E-12

B.2 Deposición de polvo

Tabla B.2 Datos de deposición de polvo seco durante los meses febrero y julio entre los años 2014 y 2021.

Año	Mes	Rango deposición de polvo seco (kg/m²/s)		Promedio
2014	Febrero	1,04E-12	1,22E-12	1,13E-12
	Julio	1,07E-13	1,88E-13	1,48E-13
2015	Febrero	1,17E-12	1,51E-12	1,34E-12
	Julio	1,04E-13	1,98E-13	1,51E-13
2016	Febrero	1,20E-12	1,80E-12	1,57E-12
	Julio	1,30E-13	7,97E-13	4,39E-13
2017	Febrero	1,23E-12	1,33E-12	1,28E-12
	Julio	1,67E-13	3,40E-13	2,54E-13
2018	Febrero	1,68E-12	1,78E-12	1,73E-12
	Julio	3,14E-13	4,72E-13	3,93E-13
2019	Febrero	1,23E-12	2,37E-12	1,77E-12
	Julio	1,04E-13	5,71E-13	2,96E-13
2020	Febrero	1,59E-12	1,70E-12	1,64E-12
	Julio	1,21E-13	3,24E-13	2,22E-13
2021	Febrero	1,59E-12	1,77E-12	1,68E-12
	Julio	1,28E-13	4,50E-13	3,29E-13

Anexo C. Correlaciones

La correlación es un tipo de asociación entre dos variables numéricas que específicamente evalúa la tendencia (creciente o decreciente) en los datos. El coeficiente de correlación es la medida específica que cuantifica la intensidad de la relación lineal entre dos variables en un análisis de correlación. El coeficiente de Correlación de Pearson es un método propio de la estadística paramétrica cuyos valores e interpretación se encuentran asociados a la siguiente Figura C.1.

Rango de valores de r_{XY}	Interpretación
$0.00 \leq r_{XY} < 0.10$	Correlación nula
$0.10 \leq r_{XY} < 0.30$	Correlación débil
$0.30 \leq r_{XY} < 0.50$	Correlación moderada
$0.50 \leq r_{XY} < 1.00$	Correlación fuerte

Figura C.1. Rango del coeficiente de correlación e interpretaciones. Extraído de Hernández et al. (2018).

C.1 Correlación deposición húmeda y cobertura vegetal

Esta correlación presenta un coeficiente de correlación de -0,3 interpretándose como una correlación débil casi nula entre las variables.

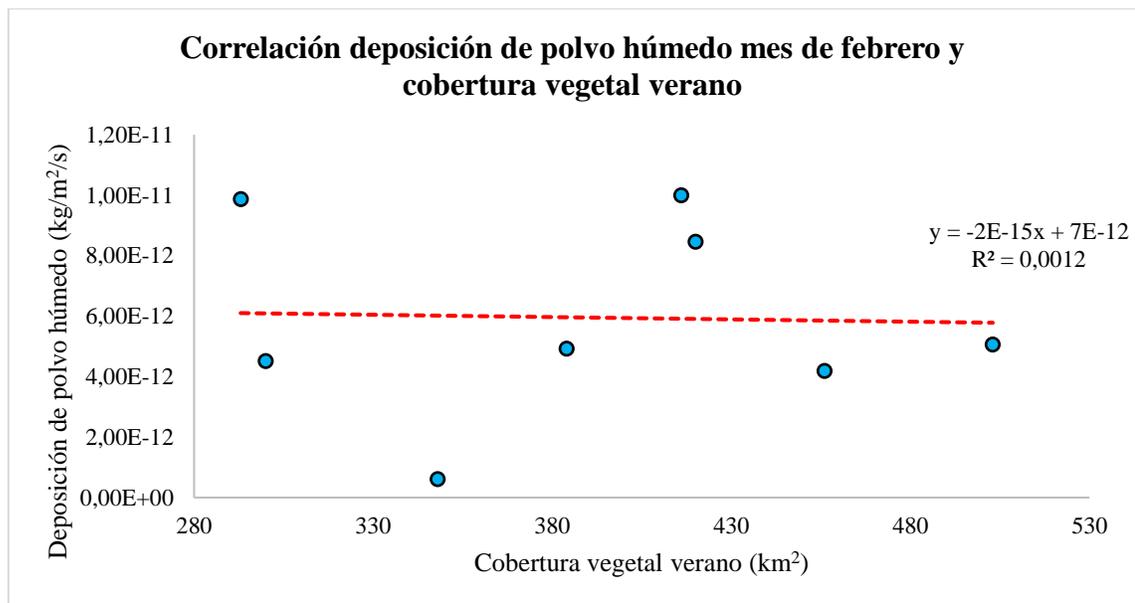


Figura C.2. Correlación deposición de polvo húmedo mes de febrero y cobertura vegetal verano.

C.2 Correlación deposición seca y precipitaciones

Esta correlación presenta un coeficiente de correlación de 0,19 interpretándose como una correlación débil casi nula entre las variables.

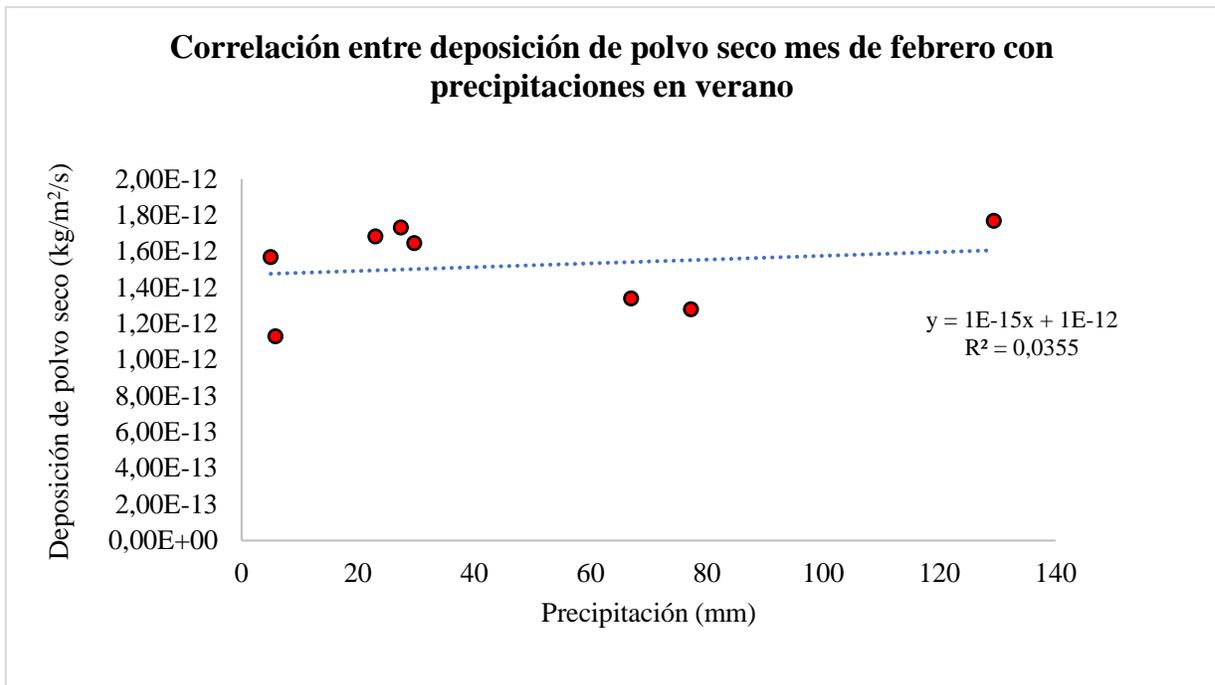


Figura C.3. Correlación entre deposición de polvo seco mes de febrero y precipitaciones en verano.