



UNIVERSIDAD NACIONAL DEL SUR

TESIS DOCTORAL EN GEOGRAFÍA

**IMPLICANCIA DE LOS PROCESOS EÓLICOS Y LAGUNARES EN EL
MODELADO DEL PAISAJE Y SU RELACIÓN CON EL USO DEL SUELO EN
LA ESTEPA DE TIERRA DEL FUEGO**

MARÍA LAURA VILLARREAL

Directoras

Dra. Andrea María Josefa Coronato – Dra. María Cintia Piccolo

BAHÍA BLANCA

ARGENTINA

2024

PREFACIO

Esta Tesis se presenta como parte de los requisitos para optar al grado Académico de Doctor en Geografía de la Universidad Nacional del Sur y no ha sido presentada previamente para la obtención de otro título en esta Universidad u otra. La misma contiene los resultados obtenidos en investigaciones llevadas a cabo en el ámbito del Centro Austral de Investigaciones Científicas (CADIC-CONICET, Ushuaia) y el Instituto Argentino de Oceanografía (IADO-CONICET, Bahía Blanca) e inscripta en el Departamento de Geografía y Turismo durante el período comprendido entre el 08/09/2011 y el [Escriba aquí la fecha de presentación de la tesis a la misma Secretaría], bajo la dirección de las directoras la Dra. Andrea María Josefa Coronato, Docente Investigador Profesor Titular Simple de la cátedra “Geografía Física” de la Universidad Nacional de Tierra del Fuego e Investigadora Principal CONICET y Dra. María Cintia Piccolo, Profesora Emérita de la Universidad Nacional del Sur e Investigadora Superior CONICET.

Lic. María Laura Villarreal

Instituto de Desarrollo, Economía e Innovación
Universidad Nacional de Tierra del Fuego e Islas del Atlántico Sur, Ushuaia

Departamento de Geografía y Turismo
Universidad Nacional del Sur, Bahía Blanca



UNIVERSIDAD NACIONAL DEL SUR
Secretaría General de Posgrado y Educación Continua

La presente tesis ha sido aprobada el .../.../....., mereciendo la calificación de(.....)

RESUMEN

Los procesos geomorfológicos eólicos y lagunares están condicionados por el déficit hídrico, la persistencia de los vientos y la presencia de partículas disponibles a la acción de este. La estepa fueguina, norte de la Isla Grande de Tierra del Fuego, Argentina ($53^{\circ}28'$ y $53^{\circ}49'$ S - $68^{\circ}36'$ y $68^{\circ}05'$ O), está caracterizada por la persistencia de estos procesos. El área de estudio de la presente investigación se encuentra delimitada al sur por el río Grande y al norte por el río Chico y presenta un conjunto de lagunas someras hidrológicamente estacionales. Los registros climáticos muestran una escasez de precipitaciones anuales así como la permanencia de vientos provenientes del cuadrante oeste, específicamente del SO y ONO. Los aspectos geológicos y litoestratigráficos, permitieron comprender la dinámica actual de los procesos geomorfológicos y establecer diferencias entre las cuencas estudiadas. Por otro lado, se identificaron las geoformas de origen netamente eólico en la periferia de las lagunas, las cuales están asociadas, principalmente, a la deflación que ocurre sobre sus fondos secos, debido al comportamiento estacional que presentan, y a las áreas erosionadas con escasa o nula cobertura de vegetación.

Una hidrografía general se determinó en el conjunto de las lagunas, debido a que no existe conocimiento previo de la dinámica de estos cuerpos lacustres. Sin embargo, el estudio topográfico, de drenaje, geomorfológico, eólico y de uso del suelo se realizó sobre tres cuencas en particular, en función de los estudios preexistentes de otras disciplinas y la accesibilidad a las mismas. Se clasificó la granulométrica de los sedimentos y los mantos eólicos, acumulaciones de material limo-arcilloso a sotavento de las lagunas. Se reconocieron mediante el análisis de imágenes digitales y fotografías aéreas, ya que no presentan una expresión topográfica en el terreno.

Se realizó un análisis climatológico a escalas anual y estacional en dos estaciones representativas de la zona de estudio (Río Gallegos y Río Grande) con datos pertenecientes al Servicio Meteorológico Nacional. El análisis de las series de tiempo permitió actualizar el conocimiento del clima de la región. Este se definió como subhúmedo templado-frío. Las anomalías de los diferentes parámetros meteorológicos fueron significativas. El clima de la región presenta fluctuaciones interanuales (7, 4 y 3 años), decádicas, trimestrales y bimensuales, indicando una significativa variabilidad climática en la región. De acuerdo al índice de aridez, la localidad de Río Gallegos está regida por un clima semiárido. En Río Grande, el clima fluctúa entre semiárido a subhúmedo. Se determinó una importante variabilidad en los valores de precipitación en Río Grande. Para determinar los parámetros climáticos condicionantes de la geomorfología lagunar y eólica de la zona fueguina, se analizaron los datos de una estación meteorológica localizada en la Estancia San Julio en un período comprendido entre 2011-2022. Los registros de temperaturas máximas y mínimas fue variable en los años del período analizado. La humedad relativa se incrementó entre los meses de otoño-invierno y descendió entre los meses de primavera-verano. Existe una relación inversa de este parámetro respecto al de temperatura media mensual. El año 2013 fue el más cálido y el 2014, el de mayor humedad. Si bien los meses de marzo y octubre resultaron los más lluviosos, la fluctuación de la precipitación no permite establecer una estación marcada de mínimos y máximos valores. Entre octubre y diciembre se registraron las máximas velocidades de los vientos predominantes del sector SO, los cuales presentan alta frecuencia en el período analizado.

Las cuencas hidrográficas interiores son endorreicas. Las lagunas son someras y semipermanentes. Sus fondos planos están conformados por sedimentos limo-areno-arcillosos, que generan una rápida saturación con las precipitaciones. La morfometría de las lagunas las define con formas elípticas, orientadas en sentido N-S. Las tres cuencas analizadas en detalle tienen baja densidad de drenaje y pendientes inferiores a 20%. La topografía de las cuencas se desarrolla con máximas altitudes en el O-SO y la laguna se localiza en el NE de la cuenca que la contiene, por el impacto del oleaje en esta dirección que genera una migración en sentido O-E del cuerpo de agua. Las lagunas tienen aguas alcalinas y son de carácter oligohalina. La dinámica de los vientos predominantes en los cuerpos de agua de escasa profundidad es causante de turbidez en el agua, debido al reacomodamiento constante de las partículas de fondo y partículas en suspensión.

La cuenca O'Connor presenta pendientes pronunciadas en el oeste-sudoeste y en el noreste. La variación de la superficie del cuerpo de agua generó planicies que constituyen las actuales playas al este y oeste de la misma. En los períodos de sequedad en el fondo plano, las partículas están sujetas al proceso de deflación y se depositan a sotavento de la laguna, en forma de manto eólico. En el sector NE de la laguna se presenta un acantilado rocoso, sobre el que se desarrolla un médano montado, resultado de la erosión del acantilado y de la cara barlovento del médano. El desarrollo actual del mismo se midió con colectores Big Spring Number Eight (BSNE) en mástiles a diferentes alturas respecto de la superficie del suelo y se determinó mayor colecta de partículas durante la primavera. El tipo de transporte predominante de partículas es la saltación. La cantidad de colecta de material eólico varió estacionalmente y en una misma estación a lo largo del tiempo, dentro del período analizado (2012-2015). Los mantos eólicos, geoformas de depositación que presentan buen desarrollo a sotavento de las lagunas O'Connor y Escondida, están conformados principalmente por

limos y arcillas, provenientes del fondo seco de las lagunas, que está especialmente activo en la estación de verano. No presentan rasgos topográficos en el terreno y ocupan áreas en donde está limitado el crecimiento de especies como *Festuca gracillima*, lo cual podría relacionarse con la presencia de sales, como el sodio, en las partículas depositadas.

La cuenca Escondida presenta una topografía de menor altitud respecto a las restantes y constituye una cubeta elíptica labrada en depósitos glacifluviales. Es un ambiente lacustre en el que se observó el desarrollo de cristales de halita durante los meses de octubre y noviembre, indicador de las condiciones de suhumedad, determinada a partir del balance hídrico deficitario, la alta frecuencia de los vientos y la salinidad del agua de la laguna.

Las mayores altitudes y pendientes respecto a las dos anteriores se encuentran en la cuenca Amalia. En la margen S la cubeta evidencia una forma condicionada por presencia de rocas sedimentarias. A sotavento y sobre el acantilado de roca, se desarrollan las geoformas eólicas como pavimentos desérticos, médanos de sombra, paleo-médanos y mantos eólicos. La particularidad de la cuenca en cuanto a procesos eólicos son los campos de médanos de sombra conformados a partir de *Festuca g.*, que se identifican en el S y O de la laguna.

En la estepa fueguina se desarrollan actividades productivas, históricamente la ganadería ovina y recientemente, bovina. A partir de esta investigación, basada en los procesos físico-ambientales en el contexto de las cuencas de estudio y las áreas periféricas de las lagunas se comprobó que la dinámica eólica en la estepa fueguina podría condicionar la actividad productiva y a su vez, esta impacta sobre la fragilidad del ambiente sub-húmedo. En este sentido, podría ser de

necesidad establecer planificación de manejo para mitigar los efectos naturales del ambiente en esta región.

ABSTRACT

Aeolian and lakes geomorphological processes are conditioned by water deficit, the persistence of winds and the presence of particles available to its action. The Fuegian steppe, north of the Isla Grande de Tierra del Fuego, Argentina (53°28' and 53°49' S - 68°36' and 68°05' W), is characterized by the persistence of these processes. The study area of this research is delimited to the south by the Grande River and to the north by the Chico River and presents a set of hydrologically seasonal shallow lagoons. Climate records show a lack of annual precipitation as well as the persistence of winds coming from the western quadrant, specifically from the SW and WNW. The geological and lithostratigraphic aspects allowed us to understand the current dynamics of geomorphological processes and establish differences between the studied basins. On the other hand, geoforms of purely aeolian origin are identified on the periphery of the shallows lakes, which are mainly associated with the deflation that occurs on their dry bottoms, due to the seasonal behavior they present and the eroded areas with little or no vegetation coverage.

A general hydrography was determined for all the lakes because there is no prior knowledge of the dynamics of these lake bodies. However, the topographic, drainage, geomorphological, wind and land use study was carried out on three basins in particular, based on pre-existing studies from other disciplines and their accessibility. The granulometry of the sediments and the aeolian mantles, accumulations of silt-clay material in the lee of the lakes, were classified. They were recognized

through the analysis of digital images and aerial photographs since they do not present a topographic expression on the ground.

The climatological analysis was carried out at annual and seasonal scales in two representative stations of the study area (Río Gallegos and Río Grande) with data belonging to the Servicio Meteorológico Nacional. The analysis of the time series made it possible to update knowledge of the climate of the region. This was defined as subhumid temperate cold. The anomalies of the different meteorological parameters were significant. The climate of the region presents interannual (7, 4 and 3 years), decadal, quarterly, and bimonthly fluctuations, indicating a significant climatic variability in the region. According to the aridity index, the town of Río Gallegos is governed by a semi-arid climate. In Río Grande, the climate fluctuates between semiarid to subhumid. An important variability was determined in precipitation values in Río Grande. To determine the climatic parameters conditioning the shallows lakes and wind geomorphology of the Fuegian area, data from a meteorological station located at Estancia San Julio in a period between 2011-2022 were analyzed. The records of maximum and minimum temperatures were variable in the years of the analyzed period. Relative humidity increased between the autumn and winter months and decreased between the spring and summer months. There is an inverse relationship between this parameter and the average monthly temperature. The year 2013 was the warmest and 2014, was the year with the highest humidity. Although March and October were the rainiest, the fluctuation of precipitation does not allow for establishing a marked season of minimum and maximum values. Between October and December, the maximum speeds of the predominant winds in the SW sector were recorded, which present a high frequency in the analyzed period.

The interior hydrographic basins are endorheic. The lakes are shallow and semi-permanent. Its flat bottoms are made up of silt-sandy-clayey sediments, which generate rapid saturation with precipitation. The morphometry of the lakes defines them with elliptical shapes, oriented in an N-S direction. The three basins analyzed in detail have low drainage density and slopes of less than 20%. The topography of the basins develops with maximum altitudes in the W-SW and the lakes are located in the NE of the basin that contains it, due to the impact of the waves in this direction that generates a W-E migration of the body of water. The lakes have alkaline waters and are oligohaline in nature. The dynamics of the prevailing winds in shallow bodies of water cause turbidity in the water, due to the constant rearrangement of bottom particles and suspended particles.

The O'Connor basin has steep slopes in the west-southwest and the northeast. The variation in the surface of the lakes generated plains that constitute the current beaches to the east and west of it. In periods of dryness on the flat bottom, the particles are subject to the deflation process and are deposited in the lee of the lagoon, in the form of an aeolian blanket. In the NE sector of the lakes there is a rocky cliff, on which a mounted dune develops, the result of the erosion of the cliff and the windward side of the dune. Its current development was measured with Big Spring Number Eight (BSNE) collectors on masts at different heights concerning the ground surface and greater particle collection was determined during spring. The predominant type of particle transport is saltation. The amount of wind material collected varied seasonally and in the same station over time, within the period analyzed (2012-2015). The aeolian mantles, deposition geoforms that present good development in the lee of the O'Connor and Escondida lagoons are made up mainly of silt and clay, coming from the dry bottom of the lakes, which is especially active in the summer

season. They do not present topographic features on the terrain and occupy areas where the growth of species such as *Festuca gracillima* is limited, which could be related to the presence of salts, such as sodium, in the deposited particles.

The Escondida basin has topography of lower altitude compared to the rest and constitutes an elliptical basin carved in glacifluvial deposits. It is a lake environment in which the development of halite crystals was observed during October and November, an indicator of the humidity conditions, determined by the deficit water balance, the high frequency of winds, and the salinity of the lake water in the lagoon.

The highest altitudes and slopes compared to the previous two are found in the Amalia basin. On the S margin, the basin shows a shape conditioned by the presence of sedimentary rocks. To the leeward side and on the rock cliff, aeolian geofoms develop such as desert pavements, shadow dunes, paleo-dunes, and aeolian mantles. The particularity of the basin in terms of wind processes is the shadow dune fields formed from *Festuca g.*, which are identified in the S and W of the lake.

In the Fuegian steppe, productive activities are carried out, historically sheep farming and recently, cattle. From this research, based on the physical-environmental processes in the context of the study basins and the peripheral areas of the lagoons, it was proven that the wind dynamics in the Fuegian steppe could condition productive activity and, in turn, this impacts the fragility of the sub-humid environment. In this sense, it could be necessary to establish management planning to mitigate the natural effects of the environment in this region.

AGRADECIMIENTOS

Quiero agradecer a la Dra. Andrea Coronato, por su interés en aceptar la dirección de esta tesis y recibirme en su grupo de trabajo para guiarme en forma constante en el aprendizaje académico. Gracias por el tiempo dedicado en mi formación profesional. A la Dra. M. Cintia Piccolo, por acompañarme desde la dirección, por su enseñanza y apoyo a pesar de las distancias. Los logros alcanzados son fruto de la dedicación que ambas me han brindado.

Al Consejo Nacional de Investigaciones Científicas (CONICET) que me otorgó las becas doctorales Tipo I y II, que hicieron posible llevar adelante esta investigación y al Centro Austral de Investigaciones Científicas (CADIC), que me brindó el lugar de trabajo y facilitó aquellas herramientas necesarias para el desarrollo de esta tesis. Al Departamento de Geografía y Turismo de la Universidad Nacional del Sur. Al Servicio Meteorológico Nacional por brindar información climatológica. A la Estancia San Julio, por permitirnos instalar la estación meteorológica para obtener datos del área y permitir el acceso para realizar en el campo los relevamientos necesarios para esta tesis. Así mismo, a la Estancia M. Behety, Flamencos y El Salvador por permitirnos ingresar a los cuadros para llevar adelante las mediciones de campo. Al personal de la Estación Astronómica de Río Grande, por habernos facilitado datos meteorológicos como así también, recibirnos en el hospedaje en nuestras salidas al campo. Al Instituto Argentino de Oceanografía por facilitarnos instrumental para análisis texturales.

A mis compañeros/as de oficina, por alentarme y aconsejarme a partir de sus experiencias. A mis compañeros/as de CADIC por compartir experiencias, charlas, deportes, cumpleaños.

A mis amigos/as por acompañarme en cada paso de este largo camino.

A mi madre y padre por apoyarme y confiar en mí, a mi abuela por sus amorosas y oportunas palabras, a mi hermano, hermana y sobrinos/as que acompañaron las diversas vivencias a lo largo de este camino. A toda mi familia, por motivarme a concretar este objetivo académico.

En especial, expreso mi mayor agradecimiento a Mariano por haber aceptado ser parte de este proyecto, brindándome su comprensión, apoyo y amor incondicional en todo momento. A María Pía, por sus abrazos, sus consejos, por las pausas necesarias y por todo el amor que me regaló en cada instante.

Agradezco a quienes en estos años fueron parte de mi vida, porque de alguna manera aportaron su granito de arena en mi crecimiento espiritual y académico.

*“Lo que dejo por escrito
No está tallado en granito
Yo apenas suelto en el viento
Presentimientos
Pido lo que necesito
Tinta y tiempo”*

Jorge Drexler

A María Pía y Mariano

PORTADA

PREFACIO

RESUMEN

ABSTRACT

AGRADECIMIENTOS

ÍNDICE GENERAL

ÍNDICE DE FIGURAS

ÍNDICE DE TABLAS

ÍNDICE GENERAL

CAPÍTULO 1. ÁREA DE ESTUDIO, HIPÓTESIS, OBJETIVOS, ESTRUCTURA DE LA INVESTIGACIÓN Y ANTECEDENTES

1.1. ÁREA DE ESTUDIO	29
1.2. HIPÓTESIS DE TRABAJO	30
1.3. OBJETIVO GENERAL DE LA INVESTIGACIÓN	30
1.4. OBJETIVOS ESPECÍFICOS	30
1.5. ESTRUCTURA Y CONTENIDOS DE LOS CAPÍTULOS DE LA TESIS	31
1.6. EFECTO MORFOLÓGICO DEL VIENTO SOBRE LAGUNAS SOMERAS	33
1.7. LA ACCIÓN EÓLICA SOBRE LAGUNAS ESTACIONALES	44
1.8. PROCESOS EÓLICOS Y LAGUNARES EN EL NORTE DE TIERRA DEL FUEGO	45
1.9. ANTECEDENTES DE LA ESTEPA FUEGUINA	47
1.9.1. Contexto físico ambiental del área de estudio	47
1.9.1.1. Formaciones litológicas	48
1.9.1.2. Características geomorfológicas	52
1.9.1.3. Hidrología	54
1.9.1.4. Características edáficas	55

1.9.1.5. Bioma	55
1.9.1.6. Uso del suelo	57
1.10. MÉTODO DE TRABAJO	59
1.11. TAREAS DE GABINETE	60
1.11.1. Procesamiento de imágenes satelitales, fotografías aéreas y cartografía	60
1.11.2. Análisis de datos climáticos y meteorológicos	60
1.11.3. Delimitación de cuencas hidrográficas	61
1.12. TAREAS DE LABORATORIO	62
1.12.1. Análisis químicos de sedimentos	62
1.12.2. Estudio de geformas eólicas	63
1.12.3. Análisis de las propiedades físicas del agua de las laguna	64

CAPÍTULO 2. ANÁLISIS CLIMÁTICO REGIONAL

2.1. INTRODUCCIÓN	65
2.2 MÉTODO DE TRABAJO	70
2.3. CLIMATOLOGÍA REGIONAL	74
2.3.1. Temperatura del aire	74
2.3.2. Humedad y precipitación	78
2.3.3. Presión atmosférica	82
2.3.4. Viento	86
2.4. ANÁLISIS DE VARIABILIDAD CLIMÁTICA	87
2.5. ÍNDICE ESTANDARIZADO DE PRECIPITACIÓN	90
2.5.1. Índice de Aridez	91
2.6. CONCLUSIONES	93

CAPÍTULO 3. PARÁMETROS CLIMÁTICOS CONDICIONANTES DE LA GEOMORFOLOGÍA LAGUNAR Y EÓLICA

3.1 INTRODUCCIÓN	96
3.2. MÉTODO DE TRABAJO	98
3.3. ANÁLISIS METEOROLÓGICO DEL ÁREA DE ESTUDIO	99
3.3.1. Temperatura	99
3.3.2. Humedad	102
3.3.3. Precipitación	103
3.3.4. Presión atmosférica	106
3.3.5. Viento	107
3.4. CONCLUSIONES	113

CAPÍTULO 4. HIDROGRAFÍA DE LAS CUENCAS SEMIPERMANENTES DEL NORTE

4.1. INTRODUCCIÓN	115
4.2. MÉTODO DE TRABAJO	117
4.3. RESULTADOS	123
4.3.1. Análisis de las cuencas interiores de la estepa fueguina	123
4.3.2. Análisis de las lagunas interiores de la estepa fueguina	129
4.3.2.1. Caracterización morfométrica de las lagunas semipermanentes	133
4.3.3. Cuencas hidrográficas Amalia, O'Connor y Escondida	135
4.3.3.1. Cuenca de Laguna Amalia	136
4.3.3.2. Cuenca de Laguna O'Connor	140
4.3.3.3. Cuenca de Laguna Escondida	142
4.3.4. Propiedades físicas y químicas del agua lagunar	145

4.4. CONCLUSIONES 149

CAPÍTULO 5. GEOMORFOLOGÍA EÓLICA Y LAGUNAR DE LAS CUENCAS

O´CONNOR, AMALIA Y ESCONDIDA

5.1. INTRODUCCIÓN 152

5.2. MÉTODO DE TRABAJO 154

5.3. CUENCA DE LAGUNA O´CONNOR 159

 5.3.1. Médano montado 166

 5.3.1.1. Formas de partículas del médano montado O´Connor 168

 5.3.1.2. Dinámica actual del médano montado en Laguna O´Connor 172

5.4. CUENCA DE LAGUNA AMALIA 180

 5.4.1. Cárcava Amalia 5 191

 5.4.2. Campo de médanos de sombra 195

5.5. CUENCA DE LAGUNA ESCONDIDA 199

 5.5.1. Mantos eólicos 208

 5.5.1.1. Texturas de los sedimentos de mantos eólicos 210

 5.5.1.2. Sales en sedimentos sujetos a transporte eólico 215

 5.5.2. Presencia de halitas en Laguna Escondida 219

5.6. CONCLUSIONES 223

CAPÍTULO 6. RELACIONES ENTRE EL USO DEL SUELO Y LOS PROCESOS EÓLICOS EN LA ESTEPA FUEGUINA

6.1. INTRODUCCIÓN 228

6.2. IDENTIFICACIÓN DEL IMPACTO GANADERO ASOCIADO A LOS AMBIENTES LAGUNARES Y GEOFORMAS EÓLICAS ESTUDIADOS 235

6.3. IMPACTO DE LA DEFLACION DEL SISTEMA LACUSTRE ENDORREICO PROXIMO A LA CIUDAD DE RÍO GRANDE	240
6.4. CONCLUSIONES	242
CAPÍTULO 7. CONCLUSIONES FINALES	244
CAPÍTULO 8. REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS	252

ÍNDICE DE FIGURAS

Figura 1.1.	Localización del área de estudio.	29
Figura 1.2.	Esquema del perfil de viento dentro de la capa límite: δ : espesor de la capa límite (modificado de Chepil 1958).	34
Figura 1.3.	Tipos de transporte de partículas y perfil de viento (Buschiazzo y Aimar, 2003).	36
Figura 1.4	Diferentes tipos de movilización de las partículas (modificado de Pye y Tsoar, 2009).	36
Figura 1.5.	Naturaleza de los procesos eólicos (modificado de Pye y Tsoar, 2009).	38
Figura 1.6.	Distribución espacial de las formaciones litológicas del norte de Tierra del Fuego (Modificado de Olivero et al., 2007 y Quiroga, 2018).	49
Figura 1.7.	Predominio de <i>Festuca gracillima</i> (coirón) en sector lagunar.	56
Figura 2.1.	Isotermas de invierno y verano en Tierra del Fuego (Tuhkanen, 1992).	66
Figura 2.2.	Principales factores que afectan el clima de Tierra del Fuego (modificado de Tuhkanen, 1992).	68
Figura 2.3.	Disposición de los centros de presiones en el sur de Sudamérica, Tierra del Fuego y Península Antártica. A) Invierno, B) Verano (modificado de Tuhkanen, 1992).	69
Figura 2.4.	Localización de las estaciones pertenecientes al Servicio Meteorológico Nacional. (Imagen SID 19-50, United State Geological Survey).	72
Figura 2.5.	Temperatura media (°C) anual para las localidades Río Grande (Tierra del Fuego) y Río Gallegos (Santa Cruz), datos proporcionados por el SMN.	74
Figura 2.6.	Anomalías de las temperaturas medias en verano (°C) para las localidades Río Grande (Tierra del Fuego) y Río Gallegos (Santa Cruz).	75
Figura 2.7.	Anomalías de las temperaturas medias (°C) correspondientes al otoño del período estudiado.	76
Figura 2.8.	Anomalías de las temperaturas medias (°C) de invierno.	77

Figura 2.9.	Anomalías de las temperaturas medias (°C) de primavera.	78
Figura 2.10.	Humedad relativa media anual, período 1974-2020 según datos proporcionados por la Estación Aeronaval de Río Grande y Estación Río Gallegos.	79
Figura 2.11.	Precipitación anual en Río Grande y Río Gallegos para el período 1974-2020. Datos proporcionados por el SMN.	80
Figura 2.12.	Precipitación media mensual, período 1974-2020, Estación Aeronaval de Río Grande y Estación Río Gallegos.	81
Figura 2.13.	Presión atmosférica anual, período 1974-2020, Estación Aeronaval de Río Grande y Estación Río Gallegos.	82
Figura 2.14.	Anomalías de la presión atmosférica media en el verano para las localidades de Río Grande (Tierra del Fuego) y Río Gallegos (Santa Cruz).	83
Figura 2.15.	Anomalías de la presión atmosférica media del otoño.	84
Figura 2.16.	Anomalías de la presión atmosférica media en el invierno.	85
Figura 2.17.	Anomalías de la presión atmosférica media en la primavera.	86
Figura 2.18.	A: Frecuencia de direcciones de ráfagas. B: Velocidades medias máximas por cuadrante para la ciudad de Río Grande. Datos proporcionados por el SMN.	87
Figura 2.19.	Densidad espectral de valores medios mensuales de Río Gallegos del período 1970-2010, SMN. A: Temperatura del aire B: Presión atmosférica C: Humedad relativa D: Velocidad media del viento E: Velocidad máxima del viento.	88
Figura 2.20.	Densidad espectral de los valores medios mensuales para Río Grande, período 1974-2010, SMN. A: Temperatura del aire B: Presión atmosférica C: Humedad relativa D: Velocidad media del viento E: Velocidad máxima del viento.	89
Figura 2.21.	Índice Estandarizado de Precipitación (SPI) a escala de 6 meses. Período 1974-2020, Estación Aeronaval de Río Grande.	90
Figura 2.22.	Índice Estandarizado de Precipitación (SPI) a escala de 12 meses. Período 1974-2020, Estación Aeronaval de Río Grande.	91

Figura 2.23.	Diagrama ombrotérmico A) Río Gallegos y B) Río Grande.	93
Figura 3.1.	Estación meteorológica Davis Vantage Pro 2 en Estancia San Julio.	99
Figura 3.2.	Temperatura mensual media, media máxima y media mínima del período 2011-2022, estación meteorológica San Julio.	100
Figura 3.3.	Distribución mensual de las temperaturas medias y absolutas del período 2011-2014, Estación San Julio.	101
Figura 3.4.	Temperatura media mensual entre los años 2011-2022, Estación San Julio.	102
Figura 3.5.	Humedad relativa para período 2011-2022, Estación San Julio.	103
Figura 3.6.	Precipitación mensual, período 2011-2022, Estación San Julio.	105
Figura 3.7.	Precipitación mensual del período 2011-2022, Estación San Julio.	105
Figura 3.8.	Diagrama ombrotérmico del área de estudio. Período 2011-2022.	106
Figura 3.9.	Presión atmosférica media mensual en el período 2011-2022, Estación San Julio.	107
Figura 3.10.	Velocidad media de viento, según dirección, período 2011-2022, Estación San Julio.	108
Figura 3.11.	Velocidad media mensual de los vientos en el período 2011-2022, Estación San Julio.	109
Figura 3.12.	Frecuencia anual de direcciones de las velocidades medias de vientos. Período 2011-2015, Estación San Julio.	110
Figura 3.13.	Velocidad media estacional de vientos según dirección. Período 2011-2015, Estación San Julio.	111
Figura 3.14.	Frecuencia estacional de direcciones de velocidades medias de vientos. Período 2011-2015. Estación San Julio.	112
Figura 3.15.	Ráfagas máximas absolutas de viento y precipitaciones mensuales, período 2011-2015, Estación San Julio.	113
Figura 4.1.	Cuencas de lagunas interiores de la estepa fueguina.	124
Figura 4.2.	Área de cuencas hidrográficas.	125
Figura 4.3.	Sustrato en el que se emplazan las cuencas hidrográficas en el norte de	127

Tierra del Fuego.

Figura 4.4.	Mapa altimétrico del área comprendida por las cuencas hidrográficas estudiadas.	128
Figura 4.5.	Regresión lineal entre el área de las cuencas y el área de la laguna respectiva.	132
Figura 4.6.	Clasificación de lagunas de acuerdo a su forma.	133
Figura 4.7.	Jerarquización de cursos de agua de la Cuenca Amalia.	138
Figura 4.8.	Cuenca Amalia A) Mapa topográfico, B) Mapa de pendientes.	139
Figura 4.9.	Jerarquización de cursos de agua en la Cuenca O'Connor.	141
Figura 4.10.	Cuenca O'Connor A) Mapa topográfico, B) Mapa de pendientes.	142
Figura 4.11.	Jerarquización de cursos de agua de la Cuenca Escondida.	143
Figura 4.12.	Cuenca O'Connor A) Mapa topográfico, B) Mapa de pendientes.	144
Figura 4.13.	pH de las lagunas O'Connor, Amalia y Escondida.	146
Figura 4.14.	Variación del Oxígeno disuelto en lagunas O'Connor, Escondida y Amalia durante los períodos de medición.	147
Figura 4.15.	Variación de la conductividad y salinidad en lagunas O'Connor, Escondida y Amalia.	148
Figura 4.16.	Temperatura del agua en lagunas O'Connor, Escondida y Amalia.	149
Figura 5.1.	Localización de las cuencas de estudio geomorfológico.	154
Figura 5.2.	Colectores BSNE sobre médano montado en la laguna O'Connor (1-2-3 en sección distal; 4-5 en la cresta del médano y 6 a barlovento de la misma). A: colector más alejado del cuerpo de agua, localizado a sotavento en el extremo distal del médano. B: colector situado en la cresta del médano. C: colector a barlovento del médano, más próximo a la laguna.	157
Figura 5.3.	Mapa geomorfológico de la laguna O'Connor.	162
Figura 5.4.	Perfil topográfico del fondo plano de laguna O'Connor.	163
Figura 5.5.	Terraza lacustre inferior con incisiones de erosión retrocedente en el sureste de la laguna O'Connor.	164
Figura 5.6.	Costa en el sector noreste de la laguna O'Connor. Vista del sustrato de	164

limoarcilitas y pie del acantilado sobre el que se forma el médano montado.

Figura 5.7.	Vista de las sierras en el oeste de la cuenca O'Connor.	165
Figura 5.8.	Zona de erosión retrocedente en cárcavas en el este de la cuenca O'Connor.	165
Figura 5.9.	Playa limoarcillosa en el sur de la cuenca O'Connor.	166
Figura 5.10.	Vista de la cara barlovento del médano montado, laguna O'Connor.	167
Figura 5.11.	Pedestal sobre el médano circundante a la laguna O'Connor.	167
Figura 5.12.	Esquema de la mecánica de formación de médanos montados (Modificado de Marsh, 1987).	168
Figura 5.13.	Superficie inferior del acantilado del médano montado O'Connor.	169
Figura 5.14.	Distribución de la forma de granos remontantes a barlovento del médano montado de acuerdo con Zingg 1935 (Pettijohn, 1957).	170
Figura 5.15.	Partículas remontantes en la cara barlovento del médano O'Connor. A: sábanos distribuidos de forma mantiforme. B: Formación de óndulas indicadas por las flechas amarillas.	171
Figura 5.16.	Perfil estratigráfico del médano O'Connor (Oría et al., 2014).	172
Figura 5.17.	Peso del material eólico (gr) por colector según período de medición en el médano O'Connor. P= Primavera, V= Verano, O= Otoño.	174
Figura 5.18.	Frecuencia anual de direcciones de las velocidades medias de vientos. Período 2011-2014, Estación San Julio.	175
Figura 5.19.	Distribución de colecta estacional según BSNE Oc.	177
Figura 5.20	Precipitación (mm) y velocidades máximas de viento (km/h) durante el período de medición de material eólico en el médano O'Connor, 2012-2015. P = Primavera, V = Verano, O = Otoño.	178
Figura 5.21.	Distribución textural de las partículas de los colectores BSNE Oc durante las temporadas de medición en el médano O'Connor.	180
Figura 5.22.	Mapa geomorfológico de cuenca de laguna Amalia.	183
Figura 5.23.	Perfil topográfico del fondo plano de laguna Amalia.	184
Figura 5.24.	Fondo de la laguna Amalia en un período seco colonizado por vegetación.	185

Figura 5.25.	Secuencia de cárcavas (este de la laguna Amalia), vista hacia el norte de la laguna. En la base del acantilado, el tono verde representa los conos aluviales.	186
Figura 5.26.	Cárcava vista de este a oeste hacia la laguna Amalia. En la superficie de la cárcava se observan depósitos eólicos en forma de óndulas. En lateral derecho, médanos de sombra colgantes, adaptados a la forma de la <i>Festuca g.</i>	187
Figura 5.27.	Vista hacia el sur y este de la laguna Amalia. A la izquierda: secuencia de paleo-médanos. A la derecha: fondo plano seco de laguna.	188
Figura 5.28.	Médano de sombra adaptado a la forma de la <i>Festuca g.</i> , forma circular en Amalia 4. La flecha indica la dirección SO del viento predominante.	190
Figura 5.29.	Campo de médanos de sombra en Amalia 4, sudeste de la laguna homónima.	190
Figura 5.30.	Cárcava de fondo plano a sotavento de Laguna Amalia.	192
Figura 5.31.	Hoyada o microcubeta de deflación en una cárcava en el este de la laguna Amalia.	193
Figura 5.32.	Colectores BSNE en la cárcava Amalia 5.	194
Figura 5.33.	Texturas predominantes de las partículas recolectadas por los BSNE, cárcava Amalia 5.	194
Figura 5.34.	Perfil estratigráfico en pared de cárcava Amalia 5 (Oría et al., 2014).	195
Figura 5.35.	A: Localización de la cárcava (área fuente) y campo de médanos de sombra. B: Médanos de sombra en presencia de un alto porcentaje de cobertura vegetal. C: Grupo de <i>Festuca g.</i> , dando lugar a un médano de sombra en la cárcava (Modificada de Oría et al., 2014).	197
Figura 5.36.	Granos limo-arcillosos pelletizados y lutitas de forma angular encontrados en laguna Amalia 5.	197
Figura 5.37.	Medición en el campo de médanos de sombra de cuenca Amalia.	198
Figura 5.38.	Campo de médanos de sombra contiguo a Amalia 5.	198
Figura 5.39.	Ejemplar de médano de sombra con su frente posicionado hacia el sector este.	199
Figura 5.40.	Mapa geomorfológico de la cuenca Escondida.	203
Figura 5.41.	Perfil topográfico del fondo plano de laguna Escondida.	204

Figura 5.42. Flujo subsuperficial (coloración verde intenso), oeste de la Cuenca Escondida. 205

Figura 5.43. Paleocauce que evidencia escurrimiento sub-superficial en sentido contrario a la laguna, norte de la laguna Escondida. 205

Figura 5.44. Cárcavas de erosión retrocedente localizadas en la costa oriental de la laguna Escondida. 206

Figura 5.45. Línea de escurrimiento subsuperficial (coloración verde intenso), oeste de la Cuenca Escondida. 207

Figura 5.46. Área saturada por aporte de escurrimiento subsuperficial (coloración verde intenso), oeste de la Cuenca Escondida. 207

Figura 5.47. Cristales de halita en la costa noreste de la laguna Escondida. 208

Figura 5.48. Localización de las lagunas del área de estudio que desarrollan mantos eólicos a sotavento (Villarreal et al., 2014). 210

Figura 5.49. Localización de muestras texturales del manto eólico en la laguna Escondida (Villarreal et al., 2014). 213

Figura 5.50. Localización de muestras texturales del manto eólico en la laguna O'Connor (Villarreal et al., 2014). 214

Figura 5.51. Distribución y proporción textural de las partículas que conforman el manto eólico a sotavento de las lagunas O'Connor y Escondida (Villarreal et al., 2014). 215

Figura 5.52. Vista de las lagunas Escondida y O'Connor. A y B: vista del fondo seco de la laguna Escondida hacia el oeste, al fondo, la terraza glacifluvial en la que se formó la depresión. C: vista hacia el noroeste de la laguna Escondida. D: A barlovento de la laguna O'Connor, variación de humedad en el fondo expuesto, E: Laguna O'Connor observada desde barlovento, vista del fondo de laguna seco hacia el noroeste. F: En el barlovento de la laguna O'Connor se observa colonización por *Suaeda patagónica* en fondo expuesto con agrietamiento y escasa humedad. G: Grietas de desecación en el fondo de la laguna O'Connor durante el verano, vista desde barlovento de la laguna hacia el este. En primer plano se observa el suelo húmedo de la laguna. H: Grietas de desecación que conforman el manto eólico a sotavento de la laguna O'Connor. 217

Figura 5.53. Sitios de muestreo para análisis de sales (Na, Ca, Mg) en la laguna 218

Escondida y cantidad de sales en cada muestra (Villarreal et al., 2014).

Figura 5.54.	Sitios de muestreo para análisis de sales (Na, Ca, Mg) en la laguna O'Connor (Villarreal et al., 2014).	218
Figura 5.55.	Localización de la cuenca de la laguna Escondida y ubicación del depósito de halita (Crosta et al., 2014).	219
Figura 5.56.	Depósitos de halita en la laguna Escondida (Crosta et al., 2014).	220
Figura 5.57.	Cristales de halita en tolva vistos bajo lupa binocular (Crosta et al., 2014).	221
Figura 5.58.	Difractograma obtenido para muestra de cristales de sal en la laguna Escondida (Crosta et al., 2014).	221
Figura 5.59.	Balance hídrico correspondiente al período abril 2012-marzo 2013 en la región. (Datos de estación meteorológica Ea. San Julio, 53°39' S, 68°27'O, según Crosta et al., 2014).	222
Figura 6.1.	Ganadería ovina en la estepa fueguina.	229
Figura 6.2.	Pozo petrolero en el norte de Tierra del Fuego.	229
Figura 6.3.	Área de influencia de la acción eólica sobre el paisaje.	232
Figura 6.4.	Polvo en suspensión por deflación sobre el fondo seco de la Laguna Grande, proximidades de Estancia Los Flamencos.	233
Figura 6.5.	Deflación en fondo de laguna Seca en la estepa fueguina.	233
Figura 6.6.	Nube de polvo por deflación en laguna Amalia. La flecha indica la dirección sudoeste del viento predominante.	234
Figura 6.7.	Localización de estancias y sectores afectados en los ambientes lagunares estudiados.	235
Figura 6.8.	Surco generado por el ganado ovino en paleo-médano, Laguna O'Connor.	236
Figura 6.9.	Surco generado por el traslado del ganado ovino, Laguna Amalia.	237
Figura 6.10.	Discontinuidad de la cobertura vegetal sobre terraza lacustre a sotavento de Laguna O'Connor.	238
Figura 6.11.	Suelo descubierto sobre terraza lacustre a sotavento de L. O'Connor.	238
Figura 6.12.	Hoyadas en ladera solana próxima a Laguna Amalia.	239
Figura 6.13.	Localización de laguna Los Cisnes, Aeropuerto Gobernador Trejo Noel y	241

ciudad de Río Grande.

Figura 6.14. Acumulación de partículas provenientes del fondo de la Laguna Los Cisnes 242 (Río Grande), sobre la ruta N°3 en el año 2019 (Fuente: Perdomo et. al., 2021).

ÍNDICE DE TABLAS

Tabla 2.1.	Clasificación de climas de acuerdo al Índice de Continentalidad (IC) (Conrad, 1946).	67
Tabla 2.2	Tipos de clima de acuerdo al Índice de Aridez (I_a) propuesto por de Martonne (1926).	
Tabla 2.3.	Clasificación climática según el Índice Estandarizado de Precipitación (Mckee et. al., 1993).	
Tabla 4.1.	Aspectos cualitativos y cuantitativos que se han analizado en las cuencas del área de estudio.	118
Tabla 4.2.	Rangos de superficie de las cuencas.	118
Tabla 4.3.	Parámetros morfométricos calculados en las cuencas.	121
Tabla 4.4.	Parámetros físicos medidos del agua de las lagunas.	122
Tabla 4.5.	Relación entre la superficie de la cuenca y de la laguna depocentro de su cuenca respectiva principal.	131
Tabla 4.6.	Parámetros morfométricos medios de cada grupo de lagunas de acuerdo a su litología. DG: Depósitos glacifluviales, SMD: Sedimentitas marinas deltaicas, SMPC: Sedimentitas marinas proximales-continentales, observaciones efecuidas en la imagen satelital Quickbird de octubre del año 2017.	135
Tabla 4.7.	Órdenes, número y longitud de los cauces de la Cuenca Amalia.	137
Tabla 4.8.	Órdenes, número y longitud de los cursos de agua de la Cuenca O'Connor.	140
Tabla 4.9.	Órdenes, número y longitud de los cauces de la Cuenca Escondida.	145
Tabla 4.10.	Clasificación de oxígeno disuelto según la Cátedra de Limnología (UBA 2000).	147

CAPÍTULO 1

INTRODUCCIÓN

1.1. ÁREA DE ESTUDIO

La investigación que se enmarca en esta tesis constituye el análisis de la acción eólica y los procesos lagunares en la estepa semiárida ($53^{\circ}28'$ y $53^{\circ}49'$ S - $68^{\circ}36'$ y $68^{\circ}05'$ O), localizada entre los ríos Chico y Grande, en el norte de la provincia de Tierra del Fuego, Antártida e Islas del Atlántico Sur. El área de estudio, limita al oeste con Chile mientras que el límite este está impuesto por el meridiano $68^{\circ} 05'$ O. El límite norte coincide con el río Chico y en el sur por el río Grande, los cuales desembocan en el océano Atlántico (Figura 1.1). El área de interés abarca una superficie de 1800 km^2 y en esta se desarrollan lagunas semipermanentes, dispuestas en forma agrupada, cuyo comportamiento está relacionado con las condiciones de subhumedad del clima de la región.

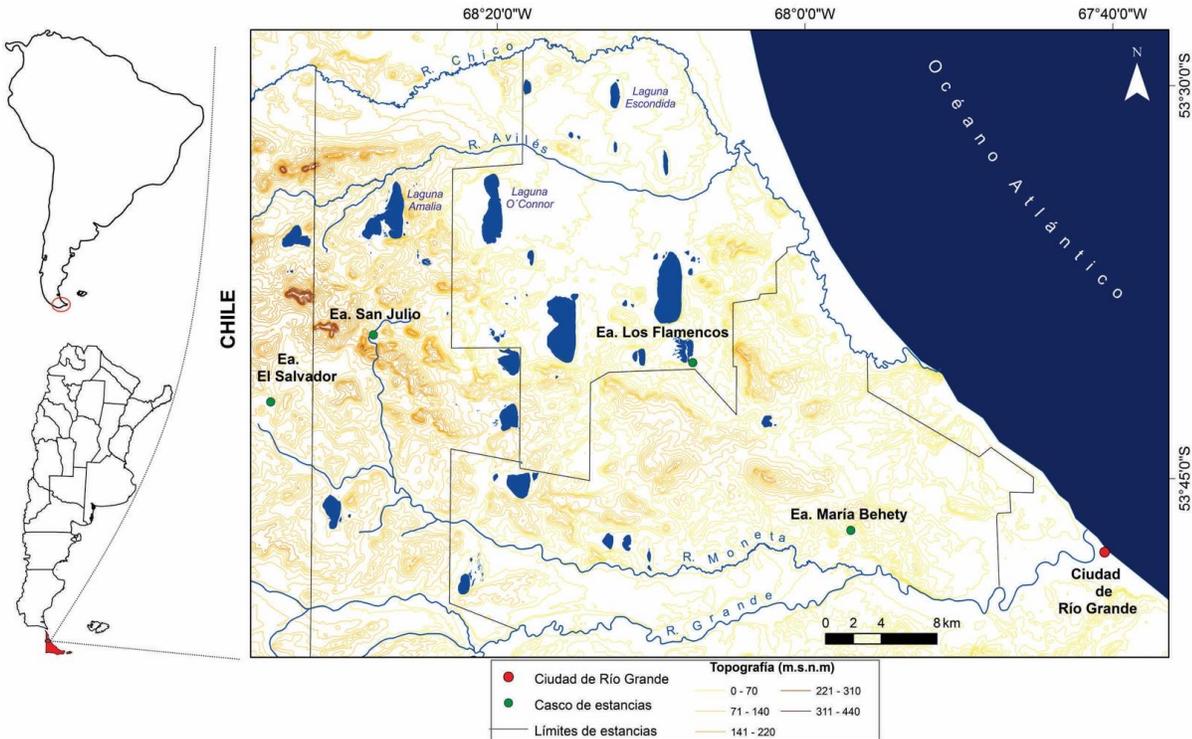


Figura 1.1. Localización del área de estudio.

1.2. HIPÓTESIS DE TRABAJO

- 1) El modelado de las lagunas semipermanentes está condicionado por el emplazamiento geológico-geomorfológico, parámetros morfométricos y flujo de viento.
- 2) La acción eólica en las periferias de las lagunas genera médanos, mantos eólicos, pavimentos de erosión y pedestales.
- 3) Las prácticas agropecuarias e hidrocarburíferas en adyacencias a las lagunas semipermanentes favorecen el proceso de erosión.

1.3. OBJETIVO GENERAL DE LA INVESTIGACIÓN

El objetivo general de la investigación es determinar la influencia del viento en el modelado del paisaje lagunar en un ambiente de clima templado-frío, estepa semiárida de Tierra del Fuego (entre los ríos Chico y Grande), y establecer su relación con el uso del suelo en la región.

1.4. OBJETIVOS ESPECÍFICOS

- 1) Estudiar la distribución espacial de las depresiones lagunares de origen no-marino, en la estepa semiárida de Tierra del Fuego (entre los ríos Chico y Grande) en relación con el contexto geológico, geomorfológico y de uso del suelo, utilizando un entorno SIG.
- 2) Analizar la micrometeorología de la zona de estudio.
- 3) Definir las características morfométricas de las lagunas en el área de estudio.

- 4) Confeccionar un mapa geomorfológico con lagunas seleccionadas que sean representativas de las diferentes características geológicas-geomorfológicas y morfométricas del área de estudio.
- 5) Estudiar las geoformas y depósitos eólicos generados por deflación en las lagunas semipermanentes y secas, con especial interés en médanos montados (perched), dunas de sombra o fitogenéticas (nebkhas) y mantos eólicos en la periferia de las lagunas.
- 6) Identificar impactos recientes en el paisaje como consecuencia de la actividad rural en las zonas de lagunas y mantos eólicos asociados.

1.5. ESTRUCTURA Y CONTENIDOS DE LOS CAPÍTULOS DE LA TESIS

En este capítulo se detalla la presentación del área de estudio, las hipótesis de trabajo, los objetivos y la metodología de la investigación abordada en esta tesis. Posteriormente se detallan los antecedentes del estudio de la geomorfología eólica y lagunar. Se aborda la caracterización del contexto físico-ambiental de Tierra del Fuego, detallando el clima, las características edáficas y biogeográficas e hidrológicas. Cambiando la escala espacial de análisis, se presenta el contexto físico-ambiental del norte de Tierra del Fuego (estepa fueguina), en donde se aborda las formaciones litológicas, características geomorfológicas, el clima del área de estudio, aspectos edáficos, biogeográficos y las actividades antrópicas que se llevan a cabo, basadas en el uso del suelo.

En el Capítulo 2 se analiza el clima de la región en base a series climatológicas históricas 1970-2020 de las estaciones de Río Gallegos (provincia de Santa Cruz) y Río Grande. Se realiza una comparación de sus parámetros climáticos y el método de Reanalysis (NCEP/NCAR). Por otro lado, se aplica el Índice de Aridez, como factor bioclimático para ambas estaciones y se realizan los

diagramas ombrotérmicos. Con el fin de conocer las fluctuaciones de los parámetros climáticos, se aplica la Transformada Rápida de Fourier. Posteriormente, se trabaja con la estación de Río Grande, por ser la más próxima al área de estudio donde se analiza la temperatura, la precipitación y se calcula el Índice Estandarizado de Precipitación, para determinar eventos secos y húmedos del período analizado.

En el Capítulo 3 se analizan los parámetros climáticos que condicionan la geomorfología lagunar y eólica, en base a datos de una estación meteorológica automática instalada en el área de estudio durante el período 2011-2022. Se consideran las variables temperatura, humedad, precipitación, presión atmosférica, dirección y velocidad del viento, como factores condicionantes de la geomorfología eólica y lagunar.

En el Capítulo 4 se estudia la hidrografía de las cuencas semipermanentes localizadas en el área de estudio, desarrollando la morfometría de las lagunas del conjunto (N=17). Posteriormente, se analiza con más detalle las cuencas objeto de estudio (N=3) denominadas Cuenca Amalia, Cuenca O'Connor y Cuenca Escondida, en las cuáles se incorpora el análisis de las propiedades físicas y químicas del agua de las lagunas y la morfometría de las cuencas de drenaje, como base para el estudio de la dinámica eólica.

En el Capítulo 5 se lleva a cabo el análisis de la geomorfología eólica y lagunar de las tres cuencas de estudio. Se presentan los correspondientes mapas geomorfológicos y se estudian las geoformas eólicas relevadas, que se desarrollan en las periferias de cada laguna.

En el Capítulo 6 se identifica la implicancia del uso del suelo en el área de estudio, vinculado a los procesos eólicos que ocurren en la actualidad, haciendo principal hincapié en el desarrollo de la ganadería.

En el Capítulo 7 se exponen las conclusiones finales.

1.6. EFECTO MORFOLÓGICO DEL VIENTO SOBRE LAGUNAS SOMERAS

La geomorfología se basa en el estudio e interpretación de las geoformas y de las causas y procesos que las generan (Panizza, 1996). Una de sus ramas es la geocronología, a través de la cual se puede reconstruir la historia geomorfológica de un paisaje. Los estudios polínicos (variación del polen) aplicados a depósitos cuaternarios permiten determinar variaciones climáticas y evidencias prehistóricas y estos representan otra fuente de datación (Gutiérrez Elorza, 2008). La interacción de las fuerzas endógenas, dominadas por la componente vertical que originan relieves positivos y depresiones y fuerzas exógenas, que entre otras acciones, actúan generando denudación de las formas de relieve originadas, son las principales causantes de la geomorfología terrestre (Gutiérrez Elorza, 2008). Por otro lado, las actividades humanas imprimen modificaciones sobre ese paisaje que de manera inevitable, determinan su dinámica natural y en ocasiones, producen alteraciones irreversibles en ambientes productivos.

Si bien el viento está presente en todos los climas (Iriando, 2009), es en las zonas áridas y semiáridas, con disponibilidad de sedimentos sueltos y poco consolidados como arenas, limos y arcillas y con precipitaciones que no superan los 300 mm anuales, donde se convierte en un

importante proceso modelador del relieve (Strahler, 1994). Bajo tales condiciones climáticas, la cobertura vegetal tiende a ser baja o nula, por lo cual, se propicia el movimiento de partículas en el aire, desencadenando los mecanismos de erosión, transporte y depositación, propios de la acción eólica y en menor medida por el flujo de agua.

La velocidad del viento, entre otros factores, se ve afectada por el rozamiento y turbulencia generada por el relieve de la superficie terrestre (Iriondo, 2009). El viento en la capa atmosférica de superficie (≈200 m) tiene un perfil típico parabólico. Este perfil vertical logarítmico se origina por la fricción con la superficie y permite establecer la relación entre la variación de la velocidad del viento con la altura, la velocidad de fricción y la rugosidad superficial, para condiciones adiabáticas o de estabilidad atmosférica neutra (Högström, 1996). El movimiento de las partículas del suelo está influenciado por fuerzas que ejerce el viento sobre la superficie, denominada fuerza de arrastre, la cual depende del incremento de la velocidad con la altura y es la que define la pendiente de la curva de distribución de la velocidad del viento con la altura (Chepil, 1958) (Figura 1.2).

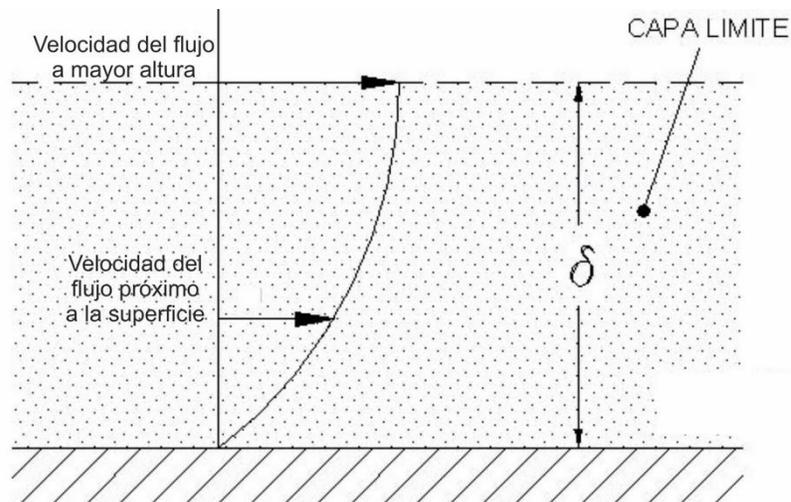


Figura 1.2. Esquema del perfil de viento dentro de la capa límite: δ : espesor de la capa límite (modificado de Chepil 1958).

La menor densidad de este fluido respecto al agua permite comprender porque no es capaz de elevar y transportar materiales de grano grueso del tamaño de las gravas (Tarbuck y Lutgens, 1999). Las partículas expuestas a la acción eólica están influenciadas por la fuerza de gravedad, fricción y cohesión (Iversen et al., 1987). No todas las partículas son movilizadas por el viento a una misma velocidad. Por el contrario, el inicio del movimiento de las partículas, depende de la velocidad umbral que es la velocidad mínima requerida por el viento para movilizar un grano de tamaño determinado (Bagnold, 1941). La relación entre el tamaño medio de las partículas y la velocidad de cizalla del viento fue analizada por Bagnold (1941) al demostrar que la velocidad necesaria para movilizar el sedimento aumenta en relación al tamaño medio de las partículas y al establecer umbrales críticos de velocidad para diferentes tamaños de grano. Una excepción a la regla la imponen las partículas más finas como arcillas y limos, las cuales necesitan flujos de aire con mayor velocidad para lograr el arranque, debido a sus propiedades de cohesión electrostática. Los tamaños de arena media y fina son los que más fácilmente se movilizan (Gutiérrez Elorza, 2008).

De acuerdo a Nickling (1988) cuando las partículas entran en movimiento, es decir, superan su umbral crítico pueden movilizarse de cuatro formas (Figura 1.3): A- La rodadura es el giro de las partículas gruesas (0,5-2 mm: arenas gruesas, muy gruesas, grava fina y gravilla) sobre la superficie, ya sea por la acción del viento o el impacto de otros granos movilizadas por saltación, B- La saltación es otro de los mecanismos de movilización en el que las partículas levantadas realizan un recorrido extenso y en su caída a la superficie, provocan el movimiento de otros granos (Nickling, 1988), C- La reptación consiste en pequeños saltos de partículas que entran en movimiento por el impacto de otros granos de gran energía (Anderson y Haff, 1988) (Figura 1.4) y

D- La suspensión es el movimiento de las partículas más pequeñas en un flujo de aire turbulento (<0,06 mm), que puede transportarlas durante períodos considerables de tiempo a grandes alturas (Tsoar y Pye, 1987).

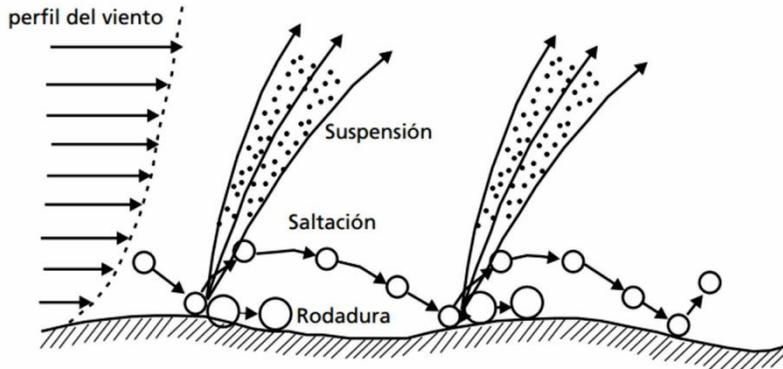


Figura 1.3. Tipos de transporte de partículas y perfil de viento (Buschiazzo y Aimar, 2003).

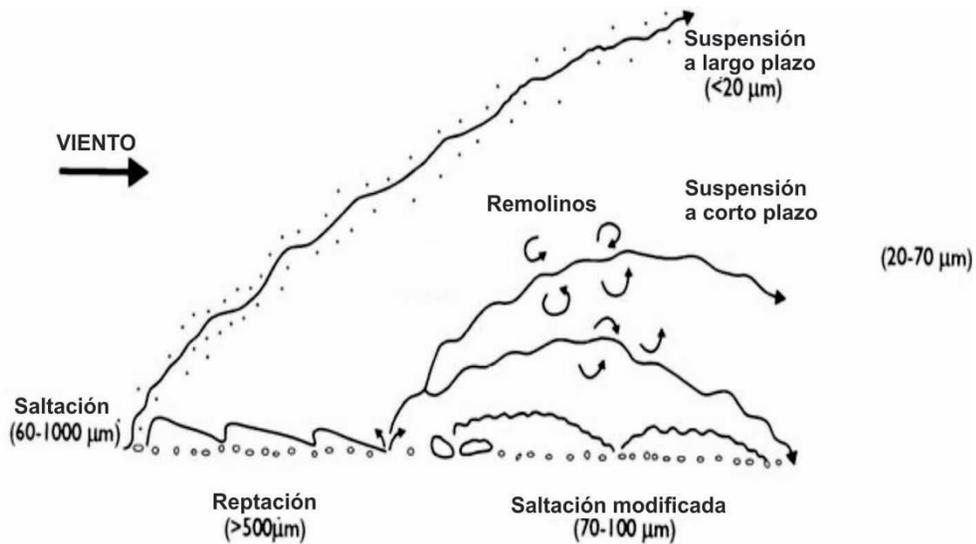


Figura 1.4. Diferentes tipos de movilización de las partículas (modificado de Pye y Tsoar, 2009).

De acuerdo a los mecanismos a través de los cuales se movilizan las partículas, los procesos eólicos dan lugar a geoformas de erosión y de depositación (Figura 1.5). La erosión eólica es la remoción y transporte de materiales de la superficie. Las geoformas generadas a través de los

procesos erosivos eólicos son originadas por deflación y abrasión. La deflación es el levantamiento y removilización del material fino poco cohesionado de la superficie (Tarbuck y Lutgens, 2005; Derruau, 1966; Iriondo, 2009). De acuerdo con Derruau (1966) la deflación es un proceso de selección de partículas, siendo aquellas de menor tamaño las más susceptibles al movimiento. En ocasiones, este proceso barre las partículas más finas y expone a la roca y/o a las gravas en superficie, dando lugar a pavimentos de desierto (Goudie y Thomas, 1985). Estos forman superficies de suelo desnudo, constituidas por intrincados mosaicos de partículas gruesas angulares o redondeadas (Cooke, 1970). Constituye el barrido y transporte de las partículas finas, secas y sueltas superficiales (Gutiérrez Elorza, 2008). Según Cooke et al. (1993) las velocidades medias del viento en esta dinámica es de 1 mm/año. Las cuencas de deflación, también conocidas como hoyas de deflación (Iriondo, 2009), *blowouts* (Livingstone y Warren 1996), *blowout hollow* (Sëppala, 2004) o *pans* (Goudie y Wells, 1995) son depresiones cerradas, desarrolladas en materiales escasamente consolidados. Tienen formas circulares o elípticas y fondos planos. Suelen ser someras y presentar un régimen semipermanente, lo cual indica que las escasas precipitaciones se limitan a un corto período de tiempo en el año. En ese período, las cubetas acumulan agua y en el resto del año, se desecan y sus fondos secos se agrietan y quedan las partículas dispuestas a la acción eólica (Strahler y Strahler, 1989). Goudie y Wells (1994) estudiaron el origen, distribución y formación de *pans* o depresiones cerradas que tienen lugar en regiones áridas, asociadas a la formación de las dunas de arcilla.

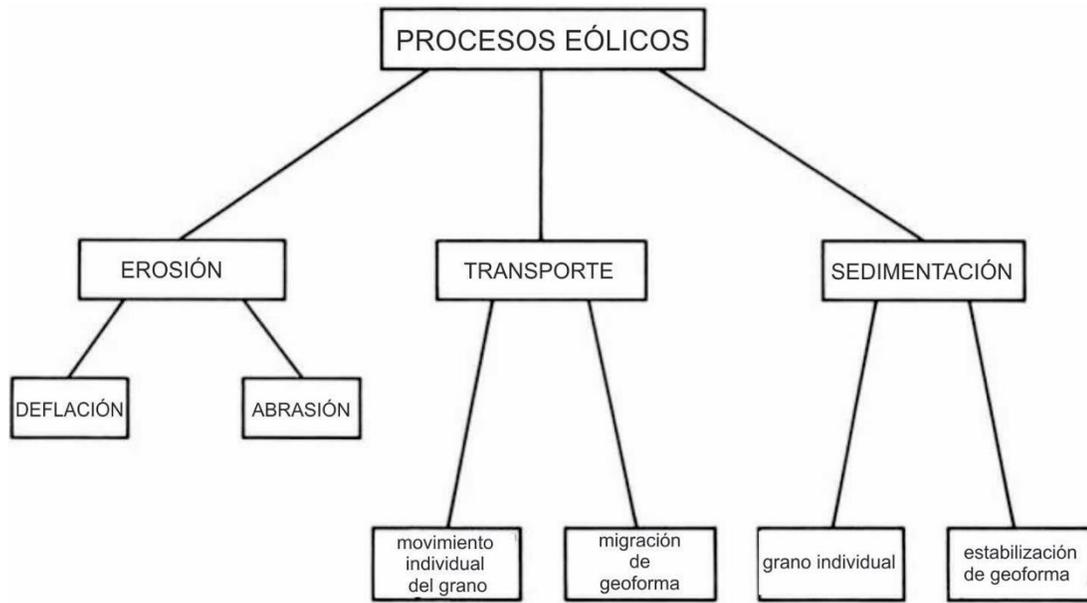


Figura 1.5. Naturaleza de los procesos eólicos (modificado de Pye y Tsoar, 2009).

La abrasión constituye otro proceso de erosión eólica a través del cual, las partículas transportadas por el viento ejercen un efecto de pulido y corte de las superficies rocosas expuestas a la acción del viento (Tarbuck y Lutgens, 2005). El desgaste mecánico de la superficie se produce debido al impacto de los granos de arena y polvo eólico que pueden alcanzar a fracturar superficialmente a las rocas (Gutiérrez Elorza, 2008). La abrasión ocurre a diferentes velocidades que dependen del tipo de roca, la velocidad del viento y cantidad de partículas a disposición del viento y se considera que la máxima abrasión varía entre los 0,1 y 0,4 m de altura (Gutiérrez Elorza, 2008). Las geoformas resultantes a partir de la abrasión son los ventifactos y los *yardangs*. Estas últimas son crestas rocosas irregulares y afiladas que se encuentra en la dirección del viento predominante en las regiones desérticas expuestas, formada por la erosión eólica del material adyacente que es menos resistente. Suelen presentarse agrupados, principalmente en los grandes desiertos y sus dimensiones son variadas entre 100 m a 100 km de longitud (Tarbuck y Lutgens 2005, Gutiérrez Elorza 2008). Las rocas pulidas y con bordes angulosos se denominan ventifactos

por efecto de la exposición al viento predominante. Estas constituyen pequeños rasgos de abrasión. Las facetas tienen una orientación perpendicular a la dirección del viento. La variación de la dirección del viento o el movimiento de la roca, puede generar más de una superficie facetada (Tarbuck y Lutgens, 2005). Si bien la cantidad de facetas es variable, normalmente se desarrollan entre dos y tres facetas que tienen su intersección en aristas (Gutiérrez Elorza, 2008).

El proceso de depositación de las partículas transportadas por la acción eólica, da lugar a diversas formas topográficas de acumulación. Las dunas (o médanos) son geoformas de depositación que pueden ser de diferentes tipos: dunas de arcilla (lunetas o *lunettes*), dunas *perched* (médanos montados), dunas fitogenéticas o de sombra (médanos de sombra) y mantos eólicos.

El estudio de dunas de arcilla se sustenta bajo el marco teórico de Hills (1940) que estudió estas formaciones en lagunas costeras de Texas y en la costa oeste de África (Senegal), mientras que en el sur de Australia dunas inactivas se encuentran en las márgenes de lagos. Las dunas de arcilla, también denominadas, lunetas o *lunettes* (Hills, 1940; Campbell, 1968; Price, 1963; Goudie y Wells, 1994; Marker y Holmes, 1995; Holliday 1996) o dunas con forma de medialuna, se desarrollan en las márgenes de sotavento de las hoyadas de deflación a partir de la depositación de las partículas deflacionadas del fondo seco lacustre (Perthuisot y Jauzein, 1975). Arche y Vilas (1986-1987) plantearon el desarrollo de lunetas en los depósitos supramareales holocenos de la bahía San Sebastián (noreste del área de estudio). Las dunas de arcilla han sido descriptas en otros lugares de Argentina por Dangavs (1979) y Rabassa y Brandani (1983). Estas geoformas cumplen un rol importante por presentar material datable que provee evidencias de paleoambientes. La

presencia de sal produce la agregación de las partículas limo-arcillosas formando *pellets* dando lugar a lunetas a sotavento de una depresión.

Por otro lado, las dunas *perched* (Marsh y Marsh, 1987) se originan a partir del impacto del viento sobre un acantilado de roca o sedimentos expuestos. Por efecto de la turbulencia, las partículas que conforman el acantilado son transportadas hacia arriba, depositándose y comenzando el proceso de formación de esta geoforma (Marsh y Marsh, 1987). En la región de los Grandes Lagos de Norteamérica se llevaron a cabo estudios de observación y cálculo de erosión eólica en este tipo de dunas, para conocer el origen y dinámica de los procesos eólicos que las controlan (Marsh, 1990).

En la región central de Tierra del Fuego, Coronato et al. (2009) estudiaron las dunas montadas en la costa del Lago Fagnano. Otro tipo de dunas son las originadas por obstaculización de vegetación que se denominan fitogenéticas (Cooke et al., 1993), *nebkhas* (Pye y Tsoar, 1990; Barrineau y Ellis, 2012) o dunas de sombra (Iriondo, 2009). Estas formas de relieve constituyen lomas de granos estabilizados por la planta y presentan formas alargadas en sentido de la dirección del viento. Las dunas de sombra tienen diversos tamaños, ya que depende de las características fisonómicas, perennidad y crecimiento de la planta (Capot-Rey, 1957). Las ondulitas o *ripples* son pequeñas acumulaciones orientadas perpendicularmente respecto a la dirección del viento (Gutiérrez Elorza, 2008) en las que la principal dinámica de transporte es la rodadura. Por último, existen geoformas que no presentan rasgos topográficos notables en el terreno denominadas mantos eólicos (*aeolian sheets*) y tienen una potencia variable entre unos pocos centímetros a 10 m (Breed et al., 1987).

Existen diversas investigaciones realizadas sobre dunas de sombra. Lancaster y Baas (1998) efectuaron mediciones del flujo de arena en terrenos con poca cobertura de vegetación, determinando que a menor densidad de elementos rugosos, menor umbral de velocidad sobre la superficie. Barrineau y Ellis (2011) realizaron mediciones de la densidad de vegetación, tensión de cizallamiento y transporte de sedimento alrededor de nebkhas, pequeñas dunas originadas por el obstáculo que la vegetación u otra barrera oponen al viento, para estimar modelos de transporte de partículas. Yizhaq et al. (2009) expusieron ejemplos acerca de la coexistencia de dunas de arena activas y fijas bajo similares condiciones climáticas. El estudio de la morfología de las dunas de sombra en Burkina Faso (Tengberg y Chen, 1998) permitió comprender que estas geoformas presentan tres estadios de evolución definidos: crecimiento, estabilización y degradación.

Existen diferentes métodos para comprender la dinámica eólica en una determinada superficie y cuantificar el material transportado por el viento. Fryrear (1986) diseñó un colector eólico conocido como Big Spring Number Eight (BSNE) con el fin de captar partículas a diferentes niveles de altura sobre la superficie con direcciones variables de viento. La gran eficiencia de colecta de partículas de diversos tamaños, a diferentes velocidades y direcciones de viento, lo hace popular entre los colectores eólicos. Otro colector de sedimentos eólicos es el Modified Wilson and Cooke (MWAC) acuñado por Wilson y Cooke (1980). Fryrear (1986, 1991) y Mendez et al. (2011) midieron la erosión eólica con MWAC y BSNE para comparar la masa horizontal de transporte obtenida entre uno y otro. Otros trabajos basados en el estudio de la acción eólica de partículas, se llevaron a cabo mediante la aplicación de simulaciones en túneles de viento (Tsoar 1983, Zingg 1952 en Chaparría 1996, Zobeck et al. 2003). La erosión eólica de suelos en relación al rol de la vegetación fue estudiada por King et al. (2006) a partir del uso de torres meteorológicas y sensores

para medir el umbral de cizallamiento *in situ*. Feng y Ning (2009) estudiaron la dinámica de microtopografías en la trayectoria eólica del flujo de arenas mediante la simulación de patrones de viento. La dinámica de movimiento de partículas de diversos tamaños sobre pendientes topográficas, fue analizada por White y Tsoar (1998) mediante la utilización de trampas de sedimentos, túneles de viento y fórmulas matemáticas. Van Pelt y Zobeck (2004) analizaron la pérdida de tierras agrícolas en Estados Unidos utilizando colectores BSNE y la fórmula Wind Erosion Equation (WEQ).

En Argentina, los estudios relacionados con la dinámica de procesos eólicos, se centran principalmente en las provincias de Chaco, Córdoba, La Pampa, San Luis, San Juan, Buenos Aires y en la región patagónica. Aquellos relacionados con la implicancia eólica y la evaluación de pérdida de suelos productivos fueron abordados por en los siguientes trabajos: Buschiazzo et al. (2007), Buschiazzo et al. (2009), Rojas et al. (2013), Buschiazzo y Arce (2013), Aparicio et al. (2014), Buschiazzo et al. (2014), Buschiazzo (2014), Colazo y Buschiazzo (2015), Méndez y Buschiazzo (2015), Ares et al. (2016), Vicondo et al. (2016). Zárata y Tripaldi (2012) han caracterizado unidades eólicas en la región central de Argentina. Tripaldi (2002, 2010) estudió la conformación sedimentológica y evolución de un campo de dunas de San Juan y determinó la extensión y características de los depósitos eólicos en la Planicie Sanrafaelina (Mendoza) infiriendo acerca de la formación y evolución de estos sistemas como así también sus implicancias paleoclimáticas. Tripaldi et al. (2014), analizaron campos de dunas en San Luis y su relación con ambientes semiáridos del Holoceno. El estudio de un campo de paleodunas en La Pampa mediante teledetección, análisis morfométricos y de campo fue realizado por Tripaldi et al. (2018). Szelagowski et al. (2004) analizaron la génesis y transporte de depósitos arenosos del centro-este de

La Pampa. Pastrán et al. (2011) realizaron un estudio sobre la dinámica eólica e hídrica en campos de dunas de arena de San Juan. Las nebkhas en la provincia de San Juan fueron estudiadas por Pastrán y Carretero (2016).

En Santa Cruz, existe cierta experiencia en el estudio de la deflación asociada a cuerpos lacustres y a procesos de desertificación. Mazzoni (2001) realizó observaciones sobre la distribución espacial de las depresiones y sus características morfométricas; Vázquez et al. (2005) presentaron unidades fisiográficas en una depresión morfológica tipo. Por otra parte, Diez et al. (2013) realizaron el monitoreo a partir de sistemas de información geográfico de la cuenca endorreica de Coy Aike, para determinar procesos de degradación de la unidad ecológica y la capacidad de carga productiva. Los procesos de erosión eólica constituyeron una de las causas de pérdida de productividad de los suelos, asociada al uso del suelo por sobrepastoreo.

Estudios relacionados con la erosión eólica, directamente vinculados a la evaluación y monitoreo de ambientes eólicos de gran dinamismo en base a sensores remotos, fueron realizados en Península Valdés por Del Valle et al. (1998, 2007, 2008) y Blanco (2008), en relación con el impacto ovino sobre los suelos. Martínez (2011) realizó un compendio que recopila estudios de bajos sin salida en La Pampa y Chubut, acerca de su génesis y edad de estas geoformas, como también analiza su distribución, forma, orientación, cantidad, tamaño y contexto geológico y geomorfológico de los mismos, utilizando imágenes satelitales, entre otros métodos de análisis. Por otra parte, Montes et al. (2016, 2017) caracterizaron los campos de dunas asociados a la dinámica del Lago Colhué Huapi (Chubut) que presenta una tendencia hacia la desecación.

1.7. LA ACCIÓN EÓLICA SOBRE LAGUNAS ESTACIONALES

A escala global, existen diversos estudios sobre paisajes de génesis eólico-lagunar en zonas desérticas de climas templados cálidos (Bowler, 1973, 1976; Goudie y Wells, 1995). Asimismo, existe literatura para ambientes polares y subpolares en latitudes mayores a 60° en el Hemisferio Norte (Seppälä, 2004 y autores allí citados), pero hasta ahora escasamente aplicada a climas templado-fríos subantárticos.

Generalmente, los estudios sobre geomorfología litoral están aplicados a los ambientes marinos. Sin embargo, se estudian también las geoformas litorales de las lagunas en ambientes con gran influencia de vientos, debido a la importancia del oleaje. Las olas se originan por la acción del viento, que determina la magnitud y frecuencia de las mismas (Arche, 2010), modificando en gran medida la zona litoral de las lagunas (Tarbuck y Lutgens, 1999). En las regiones de clima semiárido la dinámica eólica ejerce una fuerte influencia sobre el movimiento del agua y, por lo tanto, en su capacidad de erosión sobre el sustrato en el que están labradas las cuencas lagunares. Arche (2010) plantea que las lagunas someras suelen tener fondos planos y no presentan diferencia en altitud de playa con respecto al fondo lacustre. En general, los sistemas lacustres cerrados de zonas desérticas suelen presentar una importante dinámica de sus aguas, formando barras, flechas e islas (Gracia, 1995).

Los procesos eólicos que ocurren en la estepa semiárida fría provocan cambios en las lagunas semi-permanentes y sus periferias, generando formas de relieve y modificando suelos y

cubierta vegetal. Por otra parte, los procesos eólicos son favorecidos por la actividad antrópica, favoreciendo el ciclo de erosión-transporte.

1.8. PROCESOS EÓLICOS Y LAGUNARES EN EL NORTE DE TIERRA DEL FUEGO

El conocimiento de los procesos geomorfológicos, eólicos y lagunares en el norte de Tierra del Fuego es escaso. Bujalesky et al. (2001) presenta la distribución espacial de las lagunas ubicadas entre los ríos Chico y Avilés al estudiar los depósitos glacifluviales que forman su sustrato. Las variaciones hídricas estacionales de la laguna Los Cisnes, situada inmediatamente al este del área de estudio, fueron abordadas por Iturraspe y Urciuolo (2002). Por otro lado, Quiroga (2018) estudió la geomorfología regional y la evolución del paisaje desde el Cuaternario hasta el presente, en el área comprendida entre los ríos Chico y Grande. El estudio de las principales características hidrolíticas, en un sector del norte de Tierra del Fuego, a partir de análisis geolíticos se abordó por Gorza et al. (2021). En la zona comprendida entre Bahía Inútil y San Sebastián, Raedeke (1978) observó el efecto de los vientos del oeste sobre las lagunas semipermanentes, generando migración de estas hacia el este. Arche y Vilas (1986-1987) plantearon el desarrollo de lunetas en los depósitos supramareales holocenos de la bahía San Sebastián (noreste del área de estudio).

Las lagunas constituyen fuente de registros que permiten la reconstrucción paleoambiental del área. En este sentido, se realizaron diversos estudios de datación y determinación de las condiciones climáticas en el Holoceno a partir de las características geológicas, geomorfológicas y sedimentarias (Coronato et al., 2011, 2017, 2020) y a partir de testigos del fondo de las mismas en

relación a la ocupación humana (Fernández et al. 2015, 2016, Coronato et al., 2017, Borromei et al 2019, Laprida et al., 2020). Fernández et al. (2017, 2018, 2020) estudiaron la evolución paleoambiental de la laguna Arturo a partir del análisis de diatomeas, que permiten evaluar la variabilidad de los recursos locales como condicionantes para las rutas de movilidad de los grupos humanos cazadores-recolectores durante el Holoceno en la estepa fueguina. Los análisis permiten determinar que la cuenca lacustre comenzó a secarse a partir del Holoceno medio.

El área de estudio está siendo investigada desde el punto de vista geo-arqueológico debido a que las lagunas semipermanentes en un ambiente semidesértico podrían haber congregado grupos humanos nativos y fauna factible de caza (Colasurdo et al., 2013, Salemme et al., 2014, 2015, Montes et al. 2016, Turnes et al. 2016, Labrone et al. 2017, Santiago et al. 2016, 2017, 2019, Santiago y Oría, 2007; Oría, 2009, 2017; Oría et al., 2009, 2014, 2017, Oría y Salemme 2016, 2019).

En la zona de trabajo se estudió la relación suelos-pastizales (Collantes et al., 1999; Posse et al., 2000) así como el impacto del uso ganadero (Cingolani, 1999; Livraghi, 2008). Por otro lado, se analizó la morfometría y dinámica fluvial de la cuenca del río Avilés con el objetivo de inferir escurrimiento y disponibilidad de agua ante eventuales crecidas y como aporte para el manejo de agua en los campos que desarrollan la actividad ganadera (Quiroga et al., 2014).

El reconocimiento de dunas, planicies eólicas y paleosuelos asociados a cuerpos de agua salobres en esta región de Sudamérica es objeto de interés científico, ya que a partir del conocimiento de su génesis y dinámica de los depósitos asentados en las costas de lagunas se

podrán hacer inferencias sobre las condiciones climáticas existentes durante el Tardiglacial-Holoceno. Al respecto, Coronato et al. (2011, 2017) presentaron secuencias sedimentarias eólicas con desarrollo de paleosuelos durante el Holoceno temprano-reciente, en varias dunas perched del área de estudio. Fernández et al. (2018) presentaron resultados sobre condiciones paleoambientales a partir de depósitos lacustres tomados de lagunas Carmen y Arturo. Borromei et al. (2018) reconstruyeron características ambientales del Holoceno a partir de estudios multiproxies en Laguna Carmen. Una primera aproximación a la génesis de suelos en ambientes eólicos del litoral de Santa Cruz y Tierra del Fuego y su impacto en los registros arqueológicos ha sido presentada por Favier Dubois (2003 y trabajos previos) y Coronato et al. (2021).

En la margen este de las lagunas se desarrollan antiguos pisos lagunares, cuyo nivel inferior presenta escarpas por acción del oleaje producido por los vientos dominantes del oeste y sudoeste. Dado el desconocimiento de la dinámica de los procesos eólicos, se conoce muy poco sobre el impacto del manejo ganadero ovino extensivo (Quiroga et al. 2017, Quiroga 2018) y el impacto del desmonte para la actividad hidrocarburífera en estos procesos en el modelado del paisaje. Los procesos eólicos que ocurren en la estepa subhúmeda templada-fría de Tierra del Fuego se manifiestan en la periferia de las lagunas semipermanentes, generando formas de relieve y modificando suelos y cubierta vegetal.

1.9. ANTECEDENTES DE LA ESTEPA FUEGUINA

1.9. 1. Contexto físico ambiental del área de estudio

El área de estudio se emplaza en ambientes sedimentarios del Neógeno (Figura 1.6), representados por la Formación Carmen Silva y la Formación Castillo, así como sobre depósitos glacifluviales del Cuaternario (Codignotto y Malumián, 1988). Según Bujalesky et al. (2001) esta zona no habría estado cubierta por glaciares desde el Pleistoceno temprano a medio, aunque sí habría tenido influencia el agua de deshielo de glaciares ubicados al oeste. En estudios recientes (Quiroga 2018) se determinaron morenas aisladas y bloques de litologías alóctonas en el sur y suroeste del área de estudio, lo cual sería evidencia de la influencia glaciaria en la periferia del área de la misma.

1.9.1.1. Formaciones litológicas

El conocimiento de la geología superficial del área de estudio es escaso. Codignotto y Malumián (1981), presentan las características litológicas, identificando dos unidades geológicas de origen marino del Mioceno (edad Terciaria): la Formación Carmen Silva y la Formación Castillo.

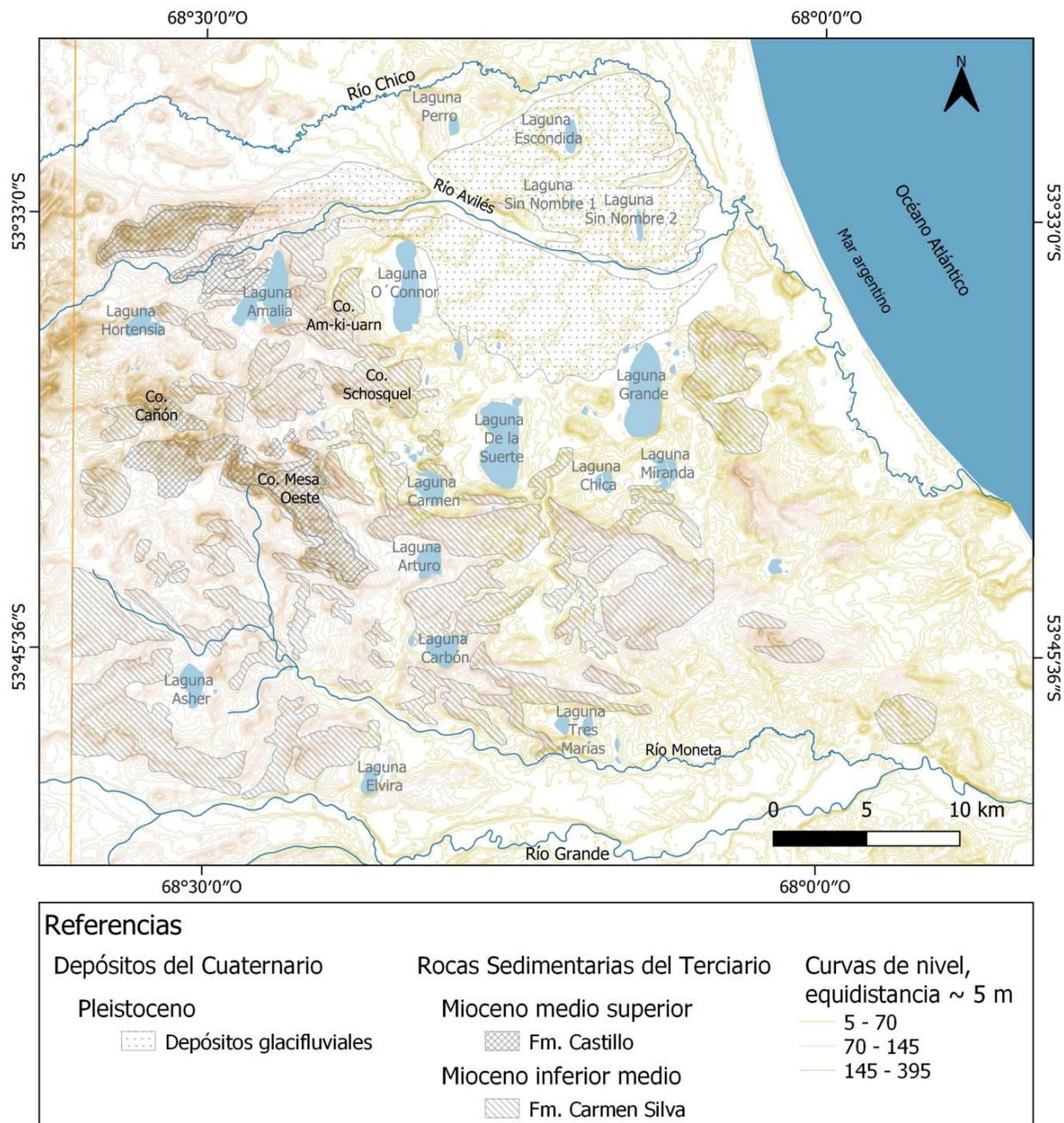


Figura 1.6. Distribución espacial de las formaciones litológicas del norte de Tierra del Fuego (Modificado de Olivero et al., 2007 y Quiroga, 2018).

Formación Carmen Silva

Sedimentitas marinas deltaicas (limoarcilitas y conglomerados fosilíferos)

Está conformada por estratos marinos horizontales de edad Neógeno (Mioceno inferior a medio) y se diferencian de acuerdo a su composición en dos secciones (Nordenskjöld, 1899). La sección inferior se compone de arcilitas y limos areniscosos de coloración gris a amarillo rojizo pardo en sectores meteorizados. El tamaño pequeño de los caparzones de foraminíferos y el escaso desarrollo de turritelas y bivalvos, indican que el proceso de depositación ocurrió en aguas someras. Se evidencia la presencia de *Buccella*, especie florística indicadora de ambientes marinos de aguas frías a templadas. La sección superior conformada por conglomerados y frecuentes rodados de vulcanitas y andesitas de estratificación diagonal, indica una depositación deltaica marina aunque en condiciones de mayor energía respecto a la sección inferior (Codignotto y Malumián, 1981).

Formación Castillo

Sedimentitas marinas proximales a continentales (conglomerados y areniscas) (De Ferraris, 1938)

Se trata de areniscas conglomerádicas de edad Mioceno medio, que presentan coloración parda a parda amarillenta, estratificadas diagonalmente y apoyadas sobre la Fm. Carmen Silva. El nombre se debe a las formas resultantes de la erosión, semejantes a la de un castillo, en la localidad tipo, ubicada en las cercanías del casco de Ea. San Julio (Figura 1.6), la cual conforma un relieve de mesetas con suave inclinación ($2^{\circ}/3^{\circ}$) hacia el este. El límite inferior de esta formación litológica, en el que se pone en contacto con la Fm. Carmen Silva, está impuesto por un nivel fosilífero, que sugiere el paso gradual de un ambiente deltaico a uno continental (Codignotto y Malumián, 1981).

Depósitos glacifluviales

Son depósitos de gravas y arenas estratificadas que corresponden a un ambiente glacifluvial marginal al cuerpo de hielo que fluía por la depresión Bahía Inútil-San Sebastián durante el Pleistoceno (Bujalesky et al., 2001). Se desarrollan sobre las rocas sedimentarias del Terciario, dando lugar a un relieve de terrazas, diferenciadas como terraza superior (hacia el oeste) y terraza inferior (hacia el este). Las terrazas se conforman de rodados medio a fino, los cuales subyacen con arenas eólicas (Codignotto y Malumián, 1981).

Los depósitos glacifluviales se reconocen en el relieve como planicies glacifluviales, ubicadas en el oeste, representadas por dos unidades relicto en laguna Hortensia y otra en la base del Co. Mesa (Quiroga, 2018). Las primeras se desarrollan en la cuenca media del río Moneta, mientras que las segundas, están representadas por un abanico glacifluvial, en el norte del área de estudio, con ápice en el valle del río Avilés y su zona distal en proximidades a las lagunas La Arcillosa y Grande (Quiroga, 2018). Es posible diferenciar dos niveles de terrazas en el abanico debido a la disección producida por el río Avilés. La sección inferior se desarrolla entre 10 – 50 m s.n.m, con una forma cónica. Desde el río Avilés hacia el sur la terraza no presenta un límite bien establecido, se torna difuso hasta adosarse a serranías rocosas o depósitos lagunares. Sobre este nivel se han desarrollado cubetas de deflación sobre las que se localiza la laguna Escondida (Bujalesky et al., 2001).

Otros Depósitos Cuaternarios

Existen depósitos de origen eólico conformados principalmente por material limo-arcilloso y de arenas finas como dunas y mantos eólicos. Montes (2015), Coronato et al. (2016), Villarreal y Coronato (2017) proponen el desarrollo de cubetas de deflación en áreas de paleodrenaje, debido a cambios climáticos ocurridos entre 18-3 ka A. P, de acuerdo a dataciones radiocarbónicas determinadas en la laguna Carmen. La dinámica de las mismas, ha sido analizada en el presente estudio. Depósitos de origen litoral y eólico se desarrollan en el período actual, compuestos por diferentes tamaños de partículas, dependiendo del sector en el que se propaguen. Se distinguen extensas playas limo-arcillosas, bermas de gravas y arenas y espigas compuestas por partículas de grano fino.

Las morenas aisladas constituyen otras de las geformas que se emplazan en el oeste y sudoeste del área de estudio, en cercanías al Cerro Cañón y en la frontera argentina-chilena. Se trata de colinas de cumbres convexas con desnivel relativo de 30 m (Quiroga, 2018).

1.9.1.2. Características geomorfológicas

El relieve del área comprendida entre el río Chico y el río Grande (Figura 1.6), presenta serranías de sedimentitas marinas bajas (Fm. Carmen Silva- Fm Castillo) en el oeste orientadas en sentido NO-SE que alcanzan los 300 m.s.n.m. y desarrollan pendientes pronunciadas dejando en ocasiones al descubierto la roca que las compone. Están fuertemente disectadas por líneas de drenaje, algunas no funcionales (Coronato, 2017) y por valles amplios y de fondo plano, sobre los

que fluyen cursos de agua estacionales (Coronato, 2014). Hacia el sector centro y este del área de estudio se identifica una extensa zona de planicie con una pendiente media de 0,9-1,2%. En una situación aislada se observa la existencia de una planicie de menor superficie en el noroeste, formando parte del sector de depósitos aluviales.

Entre la margen sur del río Chico y las lagunas O'Connor y De la Suerte (Figura 1.6), y como resultado de los depósitos glacifluviales y glacialacustres, tiene lugar un abanico glacifluvial con ápice en las Sierras Carmen Silva (Bujalesky et al., 2001), el cual se encuentra disectado por un valle de fondo amplio, por el cual fluye el río Avilés. En el sur de este valle, se emplaza la sección más extensa del abanico, entre 10 y 50 m.s.n.m., el cual se encuentra labrado por paleocauces en su margen sur (Bujalesky et al., 2001) (Figura 1.6). La sección norte del abanico se emplaza entre 50 y 100 m.s.n.m y tiene una extensión menor que la sección anterior. Se encuentra conectada con la margen sur del río Chico entre los ríos Chico y Avilés (Figura 1.6). En la parte sur, sus bordes están fuertemente labrados por erosión retrocedente, generando carcavamiento (Bujalesky et al., 2001). En el norte, se presenta en forma aterrazada en donde se dispone una red de paleocauces que se integran con el valle de fondo mencionado en la terraza anterior. En el este, expone una escarpa erosiva, en donde tienen lugar procesos de formación de laderas.

En la sección norte del abanico glacifluvial se desarrollan cubetas cuyo eje mayor está dispuesto en dirección norte-sur (Villarreal y Coronato, 2017), resultado de la deflación en cuyas márgenes orientales se generan depósitos eólicos de acuerdo a la dirección del viento predominante. Estas depresiones actúan como lagunas estacionales en períodos de lluvia o deshielo. Las lagunas formadas en estas planicies se distribuyen en forma relativamente agrupada, entre las mencionadas

sierras y terrazas. Están sujetas al proceso de deflación mediante el cual se descubren sus fondos dejándolos expuestos, en donde se generan diversas geoformas en su periferia. Se identifican geoformas de erosión, tales como pedestales, hoyadas, pavimentos de erosión, acantilados, así como de acumulación: mantos eólicos, médanos perched, médanos en sombra (*nebkhas*). En relación a los procesos litorales, se destacan extensas playas a barlovento de las cubetas, bermas y espigas. Este ítem será presentado con más detalle en el capítulo de resultados del presente trabajo.

1.9.1.3. Hidrología

Las cuencas que se desarrollan en la zona norte de Tierra del Fuego se comparten con Chile y están sujetas a condiciones de humedad deficitarias, consecuencia de las escasas precipitaciones anuales (350-300 mm) y el predominio de los vientos sobre el paisaje (Iturraspe y Urciuolo, 2000). Los cursos de agua discurren a lo largo de laderas de baja pendiente o planicies y suelen ser de carácter efímero (Frederiksen, 1988). La dirección de escorrentía es de oeste-este, tienen vertiente atlántica, siendo el Río Grande el de mayor caudal. Las cuencas de los ríos Moneta y Avilés (Figura 1.6) se desarrollan dentro del área de estudio y tienen una extensión longitudinal en sentido noroeste-sudeste y oeste-este, respectivamente. La zona de captación de caudal se localiza en las Sierras del Bosque (345 m.s.n.m.) en el sector chileno de Tierra del Fuego (Quiroga et al., 2017). Los ríos colectores presentan caudales de 0,035 m³/s a fines del verano en el río Avilés, mientras en otoño-invierno y primavera, se registraron 0,76 m³/s en el río Moneta. Los ríos Moneta y Avilés presentan orden jerárquico de cauce 6 y 5, respectivamente (Quiroga y Coronato, 2014). Desde el punto de vista ambiental, existe en todas las cuencas de Tierra del Fuego una problemática común,

la intervención de los castores (*Castor canadensis*), una especie introducida, que altera las condiciones del drenaje, produciendo embalses de agua, algunos sucesivos, anegamiento y erosión.

1.9.1.4. Características edáficas

En esta región los suelos se corresponden con dos órdenes y tres tipos de suelos, cuya clasificación se basa en Soil Taxonomy (USDA, 2006): inceptisoles (*Haplocript Xerico* y *Criacuept Fluvacuéntico*) y molisoles (*Haplocriol Páquico*). En los valles glacifluviales y colinas predominan los suelos de tipo *Haplocript Xerico*. Son suelos que se desarrollan en pendientes entre 0 y 3%. Presentan textura franca gruesa, lo que garantiza un drenaje de bueno a moderado (Panigatti, 2010). En sectores de mayor pendiente, entre 1 y 3%, en la base de las colinas, se desarrollan los suelos de tipo *Criacuept Fluvacuéntico*, los cuales presentan una permeabilidad moderada y un escurrimiento rápido. Por último, los suelos molisoles de tipo *Haplocriol Páquico*, se localizan en valles glacifluviales con pendientes entre 0 y 2%. Presentan limitaciones ante procesos antrópicos como el sobrepastoreo y, naturales como la deflación y escurrimiento superficial (Panigatti, 2010).

1.9.1.5. Bioma

Desde el punto de vista fitogeográfico, el área de estudio se encuentra dentro del Dominio Andino-Patagónico, Estepa Patagónica, distrito Fueguino (Cabrera, 1971). La especie clímax es *Festuca gracillima* (coirón), gramínea perenne que forma matas grandes que no sobrepasan los 50 cm de altura (Roig, 1998; Pisano, 1977) (Figura 1.7). En sectores con mayor humedad, el corián se asocia con *Chilotríchium diffusum* (mata negra) arbusto que tiene desde 50 a 150 cm de altura con

hojas alternas de coloración gris claro. Se desarrolla desde los 45°S hasta el sur de Tierra del Fuego (55°S). En presencia de suelos lixiviados, *Festuca sp.* se asocia con *Empetrum rubrum* (murtilla), arbusto rastrero con hábito de crecimiento achaparrado. Otras especies que se encuentran en la estepa fueguina son *Poa ssp.*, *Bolax gummifera*, *Azorella trifurcata*, *Acaena magellanica* (abrojo común), *Hordeum L.* (cebadilla) y *Rumex acetocella* (vinagrillo) y la especie invasora *Hieracium pilosella*. En ambientes salinos, generalmente relacionados con los fondos secos de las lagunas, aparecen *Suaeda patagónica* (Jume) y *Puccinellia ssp.* (Faggi, 1985).

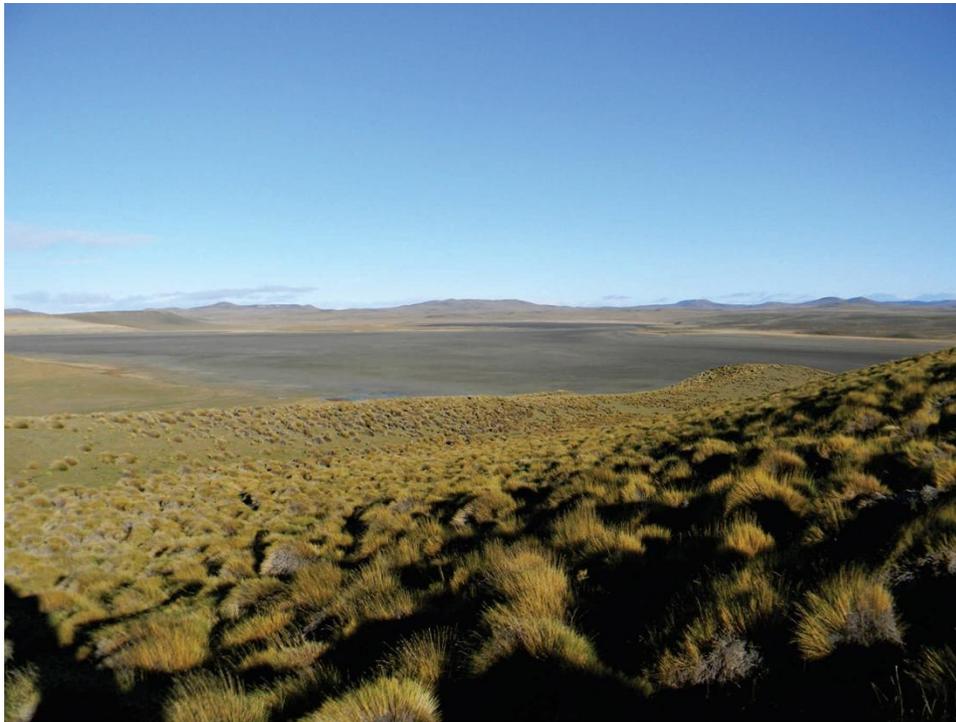


Figura 1.7. Predominio de *Festuca gracillima* (coirón) en sector lagunar.

Los fuertes y persistentes vientos, así como el alto valor de nubosidad constituyen las principales desventajas de la temporada estival para el crecimiento de la vegetación, produciendo daños en brotes y ramas y reduciendo su eficiencia fotosintética (Tuhkanen, 1992). En áreas donde éste excede los 4 ms^{-1} (15 kmh^{-1}) es limitante para la producción de biomasa. Por lo tanto, esta debe ser capaz de completar su ciclo de vida bajo condiciones de bajas temperaturas (Tuhkanen, 1992).

Entre la fauna asociada a la estepa fueguina, se encuentra especies de aves tales como *Chloephaga rubidiceps* (cauquén cabeza colorada), *Chloephaga picta* (cauquén común), *Chloephaga poliocephala* (cauquén cabeza gris) y *Theristicus caudatus* (bandurria común). Además se observan, *Caracara plancus* (carancho), *Caracara plancus* (chimango), *Geranoaetus melanoleucus* (águila mora) y *Circus cinereus* (gavilán ceniciento). Los mamíferos autóctonos identificados son *Lama guanicoe* (guanaco) y *Lycalopex culpaeus* (zorro colorado). Por otra parte, la región es hábitat de especies exóticas tales como el *Castor Canadensis* (castor) y *Lycalopex griseus* (zorro gris).

1.9.1.6. Uso del suelo

El norte fueguino se caracteriza por el uso del suelo rural como principal actividad productiva, orientado a la ganadería extensiva. Las estancias ganaderas que forman parte del área de estudio son María Behety (61.876 ha.), Los Flamencos (46.828 ha.), San Julio (51.762 ha.) y El Salvador (22.855 ha.) (Figura 1), las cuales se dedican a la producción de carnes y lana (Cingolani, 1999).

Reseña del uso ganadero del suelo

El norte de Tierra del Fuego sufrió un proceso acelerado de transformación del paisaje como consecuencia de la colonización industrial europea (Belza, 1975; Luiz y Schillat, 1998). El uso productivo de los pastizales naturales desde un comienzo se orientó a la explotación ovina (Belza,

1977), lo cual motivó la introducción masiva de la especie debido al remate de tierras en la región por parte de políticas nacionales entre los años 1897 y 1899, las cuales hasta el momento habían sido ocupadas por las especies nativas *Lama guanicoe* (guanaco), *Lycalopex culpaeus* (zorro fueguino), entre otros. Ambas especies eran objeto de caza de los naturales del lugar, el pueblo Shelk'nam u Ona (Belza, 1974; Gallardo, 1910; Bridges, 1952). En ese entonces, la explotación de la vegetación tenía bajo impacto y estaba basada en la obtención de alimento y leña (Gusinde, 1982; Martínez Crovetto, 1968, 1978).

El inicio de la actividad ovina tuvo sus orígenes aproximadamente cien años atrás, con la incorporación masiva del ganado en la estepa (Borelli y Oliva, 2001), principalmente en los campos circundantes a la ciudad de Río Grande. A lo largo del tiempo se diseñaron diferentes planes de manejo orientados a obtener mayor sustentabilidad y rentabilidad del sistema agropecuario, los cuales pudieron ser incorporados de manera optativa por cada establecimiento (Borelli et al. 1997, Anchorena et al., 2001). Sin embargo, en la actualidad en algunos campos se observa un marcado deterioro del suelo por sobrepastoreo.

Los patrones de vegetación de la estepa fueguina son el resultado de la interacción de la fertilidad y humedad del suelo así como de la intensidad de pastoreo (Collantes et al., 1999, Cingolani et al., 1999). Los pastizales de *Festuca g.* y los matorrales de tamaño mediano de *Chilotrimum difussum* son los principales tipos fisonómicos de vegetación (Cingolani et al., 2002) pero las especies *Empetrum rubrum* y los céspedes de Poa-Hordeum-Bolax son resultado del sobrepastoreo (Collantes et al., 1999, Cingolani et al., 1999). Los sectores deprimidos (vegas) y amplias vegas tienen pastos de buena calidad, los cuales son especialmente seleccionados por el

ganado ovino; sin embargo, durante el invierno tienen acceso limitado, debido a la presencia de agua, nieve o hielo (Anchorena et al., 2001).

El área de estudio forma parte del área de explotación petrolera denominada “Cuenca Austral Magallánica”, la cual es la más joven en tiempo de producción de las cinco cuencas productivas que hay en Argentina (Roselló et al., 2008). Los trabajos de exploración comenzaron en el año 1946 a través de la petrolera estatal Yacimientos Petrolíferos Fiscales, mediante la actividad de exploración al norte de la ciudad de Río Grande. La actividad petrolera involucra operaciones que requieren el desmalezado y alisado del terreno para construcción de caminos o instalación de baterías y desplazamiento y operación de equipos pesados, por lo cual se generan áreas de suelo desnudo y poco compactado, proclives a transformarse en zonas de provisión de material para la erosión eólica.

Ambas actividades, sobre todo la ganadería ovina extensiva, produjeron cambios en la estructura del ecosistema de pastizales. La intensidad del cambio depende del tipo de suelo afectado y del manejo realizado por los productores (Collantes, 1989). Dado que el pastoreo ovino es selectivo, tanto en especies como en áreas, las gramíneas bajas de *Deschampia* y céspedes, compuestos por Poas, que crecen en el intercoironal, son los de mayor preferencia (Anchorena et al., 2001). Debido a la extensión del coironal de *Festuca g.* y matorrales de *Chiliotrichum d.*, estos conforman los principales campos de invierno, siendo usados como pasturas en caso de difícil acceso a otras especies vegetales (Anchorena et al., 2001; Livraghi E. com. personal).

1.10. MÉTODO DE TRABAJO

Debido a que este trabajo aborda diversas temáticas, y con el fin de facilitar su lectura, se presenta a continuación el método general utilizado en esta tesis. Los materiales y métodos específicos de trabajo serán presentados en cada uno de los capítulos que conforman la presente tesis.

1.11. TAREAS DE GABINETE

1.11.1. Procesamiento de imágenes satelitales, fotografías aéreas y cartografía

Las imágenes satelitales de alta resolución *Quickbird* se obtuvieron a través de Google Earth[®]. Las fotografías aéreas y cartas topográficas se recopilaron de la base cartográfica del Laboratorio de Geomorfología y Cuaternario del Centro Austral de Investigaciones Científicas (CADIC-CONICET). Para la base topográfica se utilizaron modelos digitales del terreno (Shuttle Radar Topography Mission- SRTM, United States Geology Survey- USGS) provistos por la Administración Nacional de la Aeronáutica del Espacio (NASA) y el mapa geológico de la provincia de Tierra del Fuego (Olivero et al., 2006). El procesamiento de las imágenes satelitales, el análisis y la digitalización de las unidades de interés así como las mediciones requeridas para el estudio, se realizaron con ArcGIS 9.3 y QGIS 3.26.3, mediante un Sistema de Información Geográfica (SIG) conformado por capas georeferenciadas.

1.11.2. Análisis de datos climáticos y meteorológicos

La caracterización climática regional se basó en datos históricos de las estaciones meteorológicas de Río Grande Aeronaval y Río Gallegos, provistos por el Servicio Meteorológico Nacional (SMN). Se trabajó con el período 1974-2020 para la primera estación mencionada y,

1970-2020 para la segunda. Los registros fueron discriminados en secuencias anuales y estacionales, considerando los valores medios para cada una. Posteriormente, las medias mensuales fueron comparadas con las obtenidas mediante el método de Reanálisis NCEP/NCAR, el cual es el resultado de un proyecto que busca re-analizar datos climáticos empleando los modelos más detallados y avanzados existentes actualmente (Kalnay et al., 1996). Por otro lado, con el fin de determinar eventos secos y húmedos, se aplicó el Índice Estandarizado de Precipitación (IEP) cuyo método propuesto por McKee et al. (1993, 1995) consiste en el ajuste de la serie de precipitación a una distribución Gama y puede ser aplicado a una gran variedad de escalas temporales.

El análisis micro-meteorológico se realizó con el tratamiento de registros obtenidos de la estación meteorológica *Davis Vantage Pro 2*, instalada desde el año 2011 en Estancia San Julio (53°39'S, 68°27'O) a 1,7 msnm, próxima al área de estudio. La estación registró temperatura del aire, velocidad y dirección del viento, humedad relativa, presión atmosférica y precipitación, en un intervalo de muestreo de dos horas, entre los años 2011 y 2022. Por otro lado, se realizó el balance hídrico para la zona de interés con el objetivo de conocer el período de mayor y menor disponibilidad de agua en el paisaje y explorar la posibilidad que el agua de las lagunas se evapore. Se utilizaron métodos estadísticos estándar para el análisis de esta información. La velocidad de viento *in situ* se registró a partir del anemómetro portátil PROVA.

1.11.3. Delimitación de cuencas hidrográficas

Las cuencas hidrográficas se delimitaron cartográficamente mediante el software Global Mapper v.10.02 y Modelos Digitales del Terreno (DTMs) 90 mts (srtm). Los límites se definieron

siguiendo las divisorias de aguas, para lo cual previamente se generaron curvas de nivel de 5 metros de equidistancia. Las mismas permitieron definir el trazado de los tributarios de cada cuenca a través de la digitalización en pantalla desde Google Earth® para obtener mayor resolución en la imagen.

1.12. TAREAS DE LABORATORIO

1.12.1. Análisis químicos de sedimentos

Se recolectaron muestras de sedimentos de superficie en el campo, en determinados puntos de interés, para estimar la composición de sales. Los mismos fueron analizados en el Laboratorio de Análisis Químicos (LANAQUI-CERZOS-CONICET-UNS-Bahía Blanca) por espectrometría de emisión atómica por plasma inducido, utilizando un Espectrómetro de Emisión Atómica por Plasma de Acoplamiento Inductivo (ICP-AES), Shimadzu 9000 Simultáneo de Alta Resolución según norma EPA 200.7.

Para determinar el riesgo de sodificación o alcalinización de los sedimentos de superficie en el sector de mantos eólicos, se aplicó la Relación de Adsorción de Sodio (RAS), según la fórmula que se detalla a continuación

$$RAS = \frac{Na}{\sqrt{\frac{Ca + Mg}{2}}}$$

donde Na, Ca y Mg indican concentraciones de Sodio, Calcio y Magnesio respectivamente en meq⁻¹. Se estableció la salinidad a través de la conductividad eléctrica según Richards (1954). La

importancia de medir este parámetro se relaciona con el uso del suelo debido a que el ión Na tiende a desestabilizar las arcillas, taponando con ellos los poros del suelo y contribuyendo a los fenómenos de anoxia de las plantas. Los valores correspondientes a riesgos altos son considerados inadecuados para uso continuo y muy altos son inapropiados para su uso.

Para el análisis mineralógico de partículas se determinó la composición mineralógica de las partículas colectadas por los colectores eólicos Big Spring Number Eighth (BSNE) (Fryrear, 1986) y su correspondencia respecto a la composición mineralógica de los fondos lacustres, como así también la de las halitas halladas en el noreste de la costa de Laguna Escondida. Estos análisis fueron realizados por el Laboratorio de Geología (UNS). El método utilizado para el mencionado análisis fue por difracción de rayos X.

La caracterización textural de los sedimentos, se llevó a cabo con pila de tamices Alein. Las fracciones de sedimentos más finas fueron analizadas mediante el Mastersizer Malvern 2000, disponible en el CADIC. Este instrumental mide partículas de sedimentos en un rango de 0,02 a 2000 micrones.

1.12.2. Estudio de geoformas eólicas

Se instalaron colectores Big Spring Number Eighth (BSNE) para estudiar la dinámica de las geoformas como el manto eólico y el médano montado (*perched*). El período de medición fue cada tres meses, a excepción de la estación de invierno.

1.12.3. Análisis de las propiedades físicas del agua de las lagunas

Para el análisis de las características físicas del agua de las lagunas se consideraron las siguientes variables: oxígeno disuelto (mg l^{-1}), temperatura ($^{\circ}\text{C}$), pH, conductividad eléctrica (CE, mS cm^{-1}), salinidad (%) y turbidez. Las mediciones se llevaron a cabo *in situ*, mediante el multiparamétrico Horiba U-10. En todas las mediciones de campo se utilizó GPS Garmin para georreferenciar los sitios de muestreo.

CAPÍTULO 2

ANÁLISIS CLIMÁTICO REGIONAL

2.1. INTRODUCCIÓN

Los análisis climatológicos efectuados en la región en estudio son muy escasos e indican que tiene clima templado-frío sub-húmedo oceánico caracterizado por tener temperaturas medias que varían entre 5 °C y 10° C (Coronato et al., 2008). La temperatura más alta se registra en el mes de enero, evidenciando un claro gradiente descendente de este a oeste y de norte a sur. Durante el invierno, este gradiente en el interior de la región es más pronunciado respecto a las áreas costeras y no se evidencia una variación norte-sur (Figura 2.1). Las temperaturas estivales tienen una leve influencia continental en el norte fueguino (Figura 2.1), mientras que el suroeste del archipiélago experimenta los veranos más fríos (8-9°C). La ausencia de verano térmico es una de las características más notables del régimen térmico de la región (Tuhkanen, 1992; Coronato et al., 2008).

Las condiciones térmicas mencionadas y la presencia de vientos predominantes del SO generan una escasa amplitud térmica (Allué et al., 2010). La mayor amplitud térmica anual, definida como la diferencia entre la temperatura del mes más cálido y la del mes más frío, se registra en el interior de la región (Figura 2.1). En la Tabla 2.1 se presentan los rangos de continentalidad planteados por Conrad (1946) que varían entre -20 (hiperoceánicos) a 120 (hipercontinentales). En este sentido, el Índice de Continentalidad característico de la región oscila entre -4 en el sudoeste del archipiélago y 10 en su sector interior, caracterizándose como clima hiperoceánico.

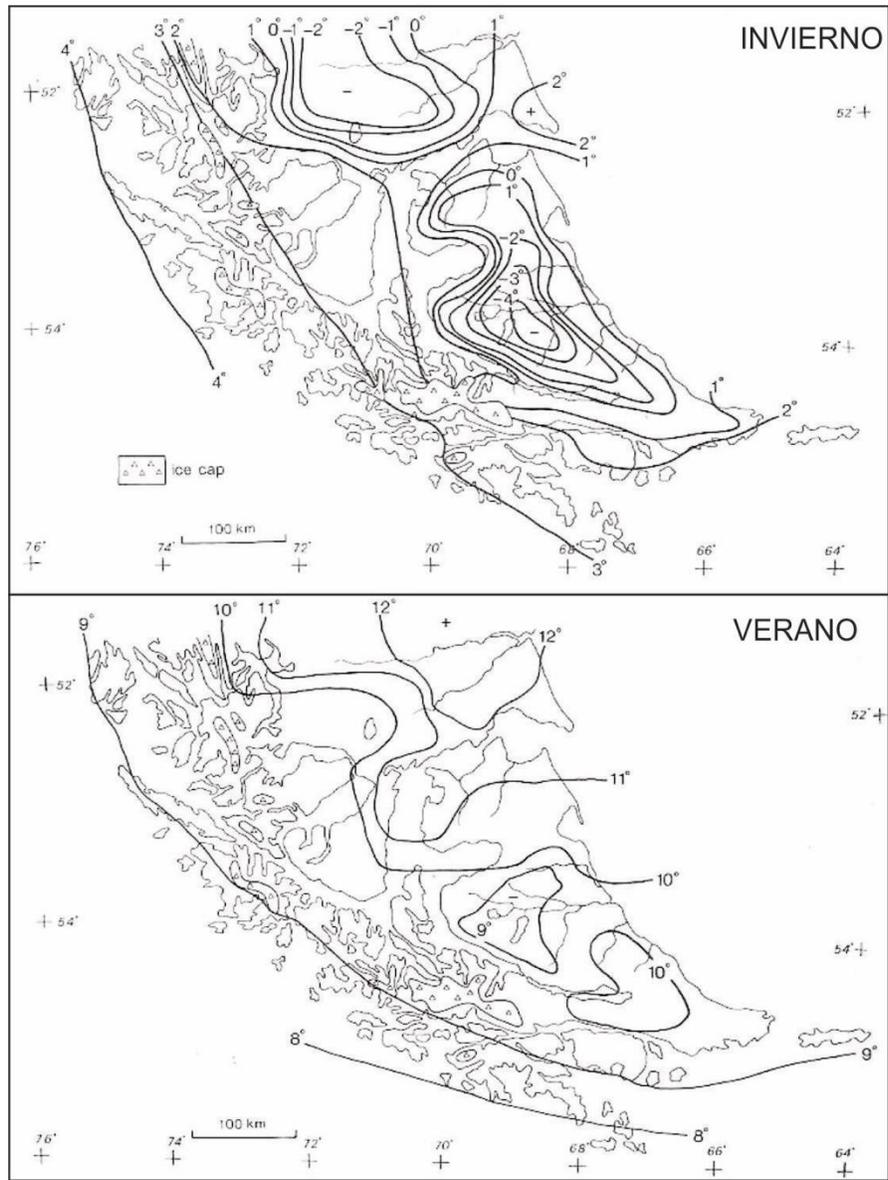


Figura 2.1. Isotermas de invierno y verano en Tierra del Fuego (Tuhkanen, 1992).

IC	CLIMA
-20 ; 20	Hiperoceánico
20 ; 40	Oceánico
40 ; 60	Subcontinental
60 ; 80	Continental
80 ; 120	Hipercontinental

Tabla 2.1. Clasificación de climas de acuerdo al Índice de Continentalidad (IC) (Conrad, 1946).

La condición de clima oceánico templado-frío de la zona está determinada por la presencia de la masa oceánica que la rodea (Allué, 2010). Esta región tiene influencia de la corriente de Malvinas (Guerrero y Piola, 1997) que nace de la Corriente Circumpolar Antártica (Figura 2.2) y se bifurca al cruzar el Pasaje de Drake, desplazándose hacia el norte por el talud continental. Además, la corriente del Cabo de Hornos proveniente del océano Pacífico se orienta hacia el océano Atlántico (Piola y Rivas, 1997) y forma la corriente Costera Patagónica (Piola y Falabella, 2009). Estas corrientes son frías y son las que determinan el clima frío de la región.

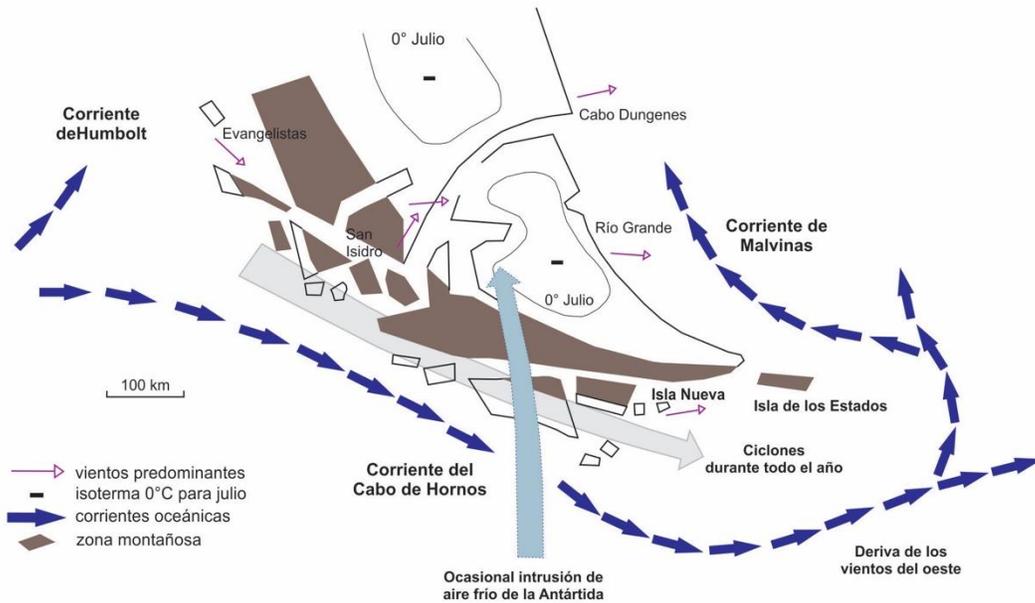


Figura 2.2. Principales factores que afectan el clima de Tierra del Fuego (modificado de Tuhkanen, 1992).

La región se sitúa entre los anticiclones semipermanentes del Pacífico y Atlántico Sur y el sistema de Baja Presión Subpolar (BPS) (Figura 2.3) que se desarrolla próxima al Círculo Polar Antártico (~60°LS), por lo cual, se encuentra bajo la influencia de los vientos frecuentes del oeste y sudoeste (Coronato et al., 2008; Mazzoni, 2009; Coronato, 2013). La topografía N-S de la cordillera de los Andes hasta una latitud de 52°S, intercepta a los vientos húmedos provenientes del océano Pacífico y descargan su humedad a sotavento de la misma. Sin embargo, en esta región, la disposición E-O y la menor altitud de la cordillera, son causas de menor humedad a sotavento y por ende, un gradual contraste ambiental en relación al sector barlovento (Allué, 2010) de la cordillera.

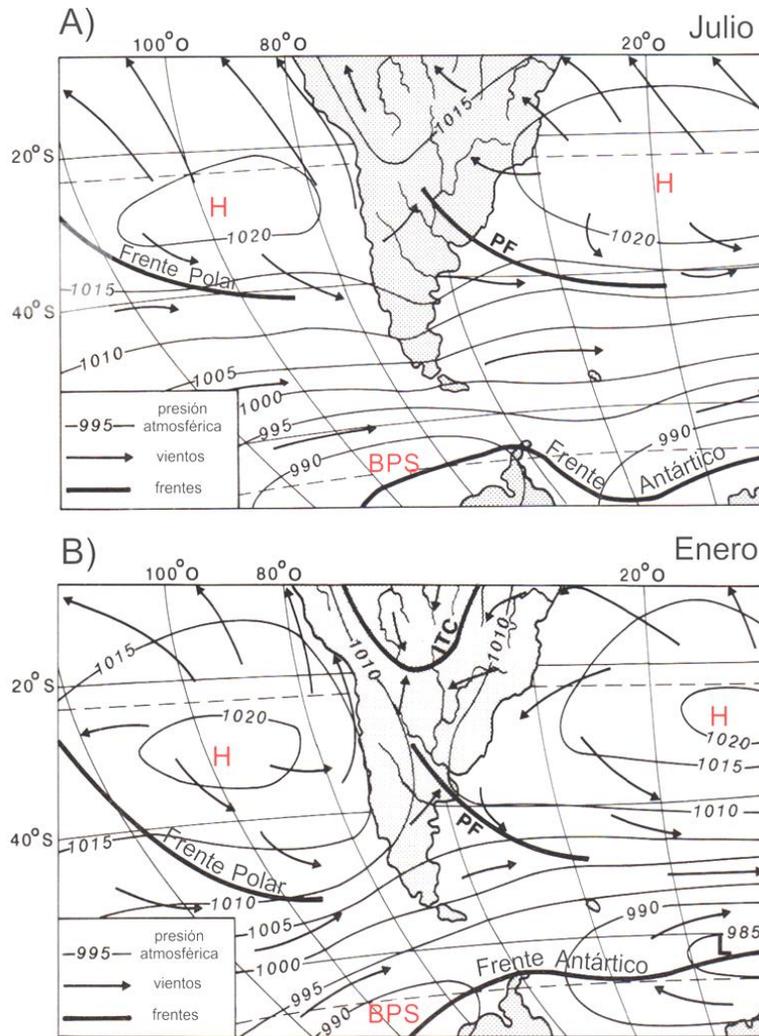


Figura 2.3. Disposición de los centros de presiones en el sur de Sudamérica, Tierra del Fuego y Península Antártica. A) Invierno, B) Verano (modificado de Tukhanen ,1992).

Los vientos más fríos ocurren principalmente en julio debido al movimiento hacia el norte de las masas de aire antárticas (Prohaska, 1976). La frecuencia e intensidad de los vientos del O-SO durante la primavera y el verano (entre setiembre - octubre y febrero - marzo), explica en gran medida las condiciones de estación fría a lo largo del año (Coronato et al., 2008) e incrementa las condiciones de aridez actuando como principal agente modelador del relieve (Mazzoni, 2009). Las altas velocidades del viento determinan a la sensación térmica como un factor bioclimático relevante (Coronato, 2009).

La disposición orográfica impuesta por la cordillera de los Andes, produce un decrecimiento abrupto de las precipitaciones en sentido O-E. Las mismas tienen una distribución variable a lo largo del año (Mazzoni, 2009), sin estacionalidad. Sin embargo, usualmente las mayores precipitaciones ocurren en el otoño o verano, coincidente con los menores valores de presión atmosférica y las mínimas en primavera o invierno (Tuhkanen, 1992). La precipitación media anual no supera los 300 mm en el N y 600 mm en el S, sector en el cual, además se registran precipitaciones nivales desde mayo a setiembre (Conzonno, 2010). El objetivo de este capítulo es actualizar el conocimiento del clima regional de la zona de estudio y establecer sus características principales.

2.2 MÉTODO DE TRABAJO

Las estaciones del Servicio Meteorológico Nacional (SMN) que se localizan en Tierra del Fuego (Figura 2.4), localidades de Ushuaia, Tolhuin y Río Grande fueron utilizadas en este estudio. Además se usaron los datos de la estación meteorológica de Río Grande. Los registros históricos de Río Grande se compararon con los de la estación meteorológica Río Gallegos (SMN) (Figura 2.4). En esta investigación se utilizaron los datos del período 1974-2020 para la primera estación y 1970-2020 para la segunda. Se analizaron los registros de temperatura, precipitación, velocidad del viento, presión atmosférica y humedad relativa. Debido a datos faltantes para analizar la dirección del viento, se utilizaron solo las ráfagas medias, consideradas como los valores máximos de viento. Los registros fueron organizados en secuencias anuales y estacionales, calculando el valor medio para cada una. Para analizar las variaciones estacionales de los parámetros climáticos en el período de estudio se utilizaron los valores medios del verano, otoño, invierno y primavera. Para determinar

la variabilidad climática se calcularon las anomalías estacionales de la temperatura y presión atmosférica. La humedad relativa quedó excluida debido a que la variación de los registros (+/- 10%), estaban dentro del error de medición. La anomalía fue calculada mediante la fórmula:

$$A = V_{\text{mensual}} - V_{\text{media}}$$

siendo A= anomalía y V= variable meteorológica.

Con el fin de caracterizar el bioclima de la región, se aplicó el Índice de aridez propuesto por De Martonne (1926):

$$I_a = P / (T + 10)$$

Siendo P la precipitación anual (mm) y T la temperatura media anual (°C). En el cálculo del índice se utilizaron los datos del SMN. Cabe destacar, que este índice todavía es utilizado para cálculos de aridez (https://www.droughtmanagement.info/literature/WMO-GWP_Manual-de-indicadores_2016; [Cheval et al., 2017;](#) [Molina et al., 2022](#)). En la Tabla 2.2 se detalla la clasificación climática resultante en base al Índice de aridez.

I_a	Clima
0-5	Árido
5-20	Semiárido
20-30	Semihúmedo
30-55	Húmedo

Tabla 2.3. Tipos de clima de acuerdo al Índice de Aridez (I_a) propuesto por de Martonne (1926).

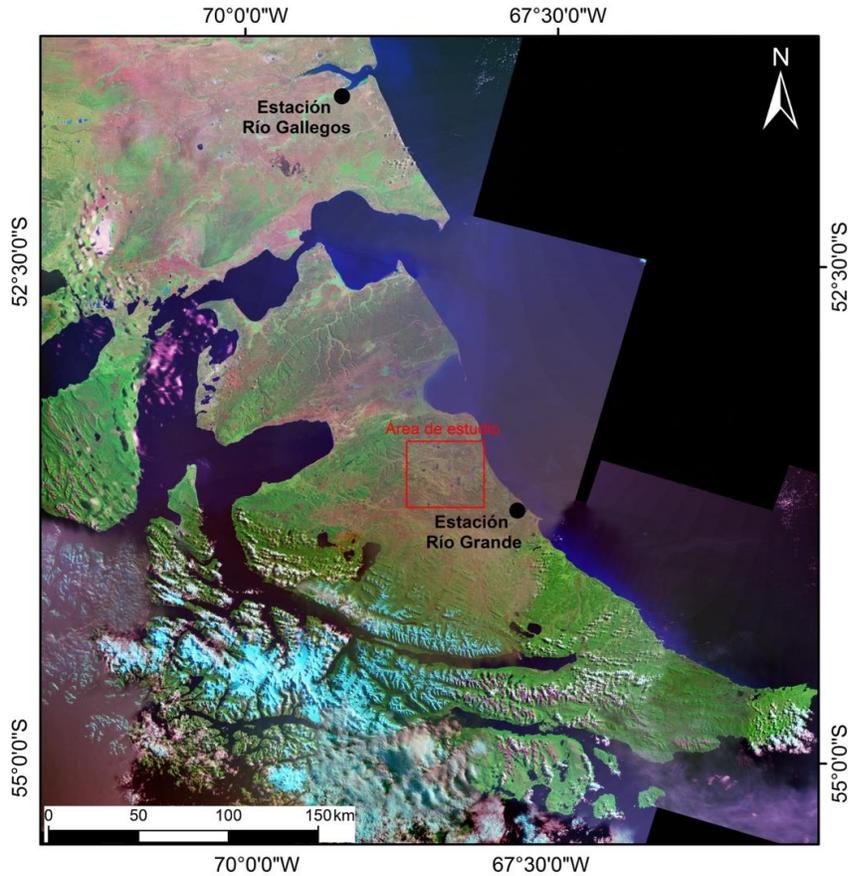


Figura 2.4. Localización de las estaciones pertenecientes al Servicio Meteorológico Nacional. (Imagen SID 19-50, United State Geological Survey).

Las fluctuaciones periódicas de la temperatura, humedad, presión atmosférica y velocidad media del viento de la serie histórica de las estaciones meteorológicas de Río Gallegos y Río Grande (1974-2010) se estudiaron aplicando la Transformada Rápida de Fourier (TRF). Para el análisis de la TRF se usaron datos medios mensuales. La TRF es un algoritmo que descompone una serie temporal de datos discretos, en componentes periódicas de diferentes frecuencias. Este método permite identificar los períodos meteorológicos con mayor energía en diferentes escalas. Los espectros resultantes del análisis permiten identificar las escalas temporales en que se producen las fluctuaciones de cada variable abordada (Poveda et al, 2001).

Con la finalidad de cuantificar eventos húmedos y secos para diferentes escalas temporales de la serie de datos climáticos correspondientes al período 1974-2020, se calculó el Índice Estandarizado de Precipitación (SPI, por sus siglas en inglés (Standardized Precipitation Index)) propuesto por Mckee et al. (1993). Este índice permite calcular el déficit de precipitación en múltiples escalas temporales (1, 3, 6, 12, 24 y 48 meses). Sus resultados permiten obtener evidencias de la variabilidad climática mensual, trimestral, estacional e interanual. Los resultados del SPI en estas escalas temporales, se reflejan en cambios de cauces fluviales, niveles de agua de los reservorios y de las aguas subterráneas a escalas temporales más largas. Los valores negativos de SPI sugieren precipitaciones menores al valor medio. En la Tabla 2.3, se detallan las distintas intensidades de humedad o sequía según valores de SPI. Se considera que un episodio de sequía se produce cuando el Índice presenta valores negativos hasta alcanzar una intensidad de -1,0 o inferior.

Valores de SPI	
>2	Extremadamente húmedo
1,5 a 1,99	Muy húmedo
1 a 1,49	Moderadamente húmedo
-0,99 a 0,99	Casi normal
-1 a -1,49	Moderadamente seco
-1,5 a -1,99	Muy seco
<-2	Extremadamente seco

Tabla 2.4. Clasificación climática según el Índice Estandarizado de Precipitación (Mckee *et. al.*, 1993).

2.3. CLIMATOLOGÍA REGIONAL

2.3.1. Temperatura del aire

La temperatura media anual de la región, para el período 1974-2020 es 5,7 °C en Río Grande y 7,9 °C en Río Gallegos. Dada la diferencia latitudinal y, por ende las características de la situación geográfica, esta última estación presenta valores superiores en 2°C aproximadamente respecto a Río Grande. La temperatura media anual para el período analizado alcanza sus máximos en el año 1998 (Figura 2.5), en Río Gallegos con un valor de 8,9 °C y en 2016 en Río Grande con 6,7 °C. Los mínimos valores se registraron en el año 2002, con 6,7°C en Río Gallegos y 4,7°C en los años 1984 y 1995 en la estación de Río Grande. Aunque ambos sitios presentan una distribución térmica similar, a partir del año 2008 se observa una tendencia de ascenso de la temperatura en ambas estaciones.

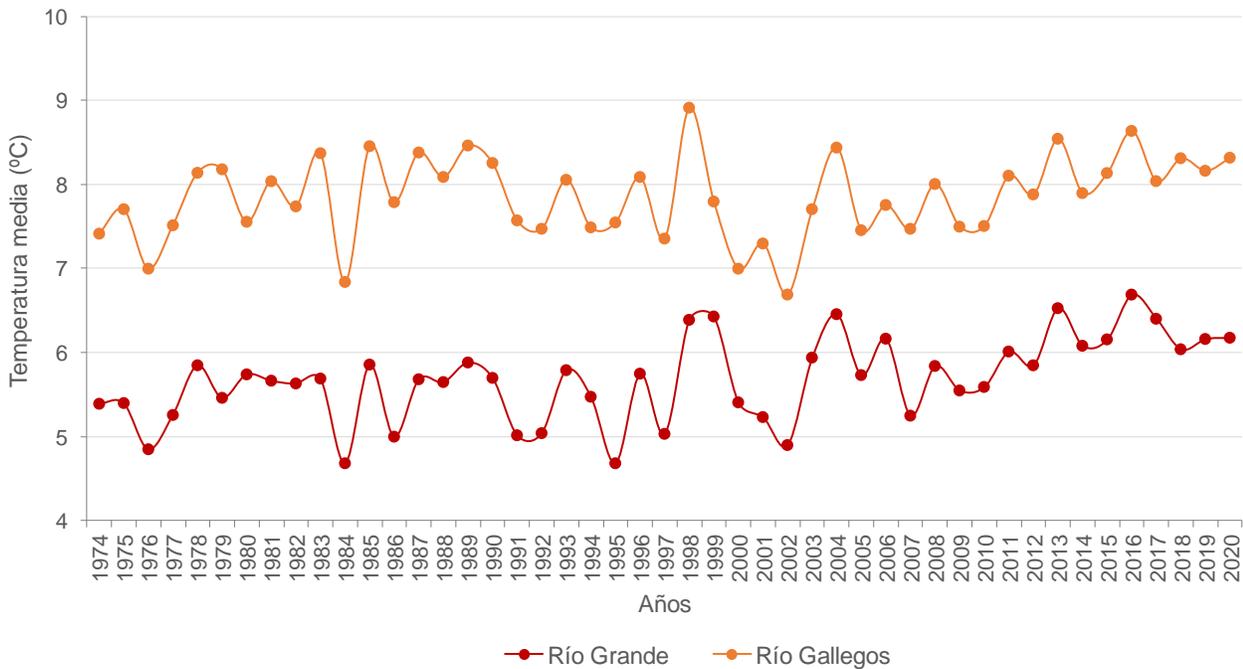


Figura 2.5. Temperatura media (°C) anual para las localidades Río Grande (Tierra del Fuego) y Río Gallegos (Santa Cruz), datos proporcionados por el SMN.

En el verano de 2010, se detectó la anomalía negativa más importante para la estación Río Gallegos alcanzando $-1,4\text{ }^{\circ}\text{C}$, mientras que en R. Grande ocurrió en 1976 con el mismo valor. El año más cálido en la estación de verano en el período analizado, fue el 2018 en R. Gallegos, en el cual se observaron anomalías positivas de $1,6\text{ }^{\circ}\text{C}$ mientras que, en R. Grande se registró en el año 2004 alcanzando $1,3\text{ }^{\circ}\text{C}$ (Figura 2.6). El comportamiento interanual de la temperatura, evidencia máximos más pronunciados en la estación de Río Gallegos entre los años 1977 y 1985. La mayor variabilidad en este caso se observó entre los años 2004 y 2012, coincidente con la dinámica ocurrida en R. Grande (Figura 2.6). Los valores mínimos observados en las estaciones de análisis, se registraron en el 2010 en R. Gallegos y en 1976 en R. Grande. Entre los años 2002 y 2020, se observan variaciones relativamente similares en ambas estaciones (Figura 2.6).

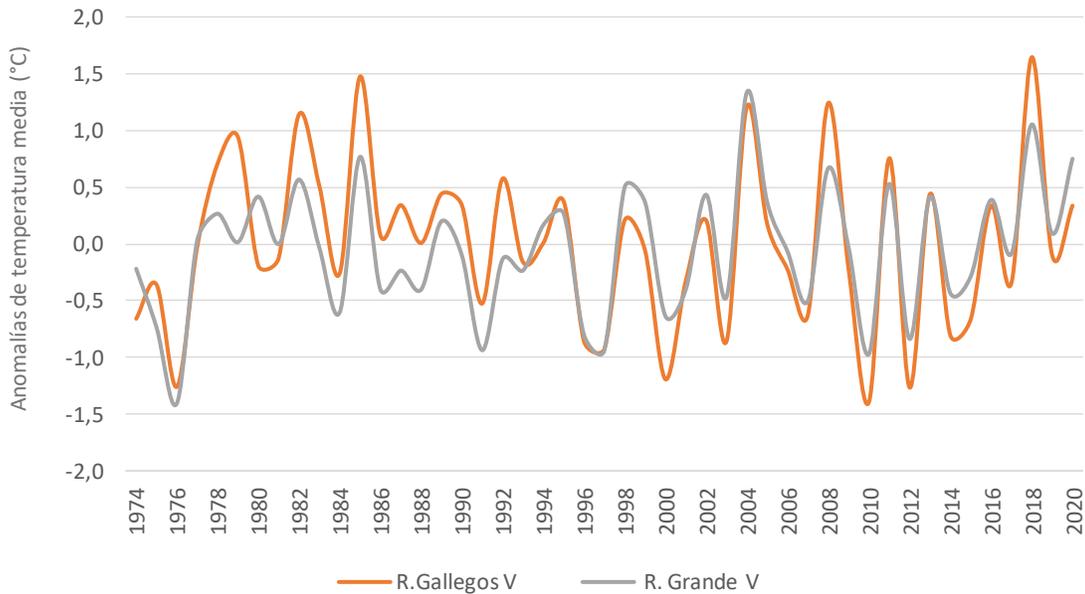


Figura 2.6. Anomalías de las temperaturas medias en verano ($^{\circ}\text{C}$) para las localidades Río Grande (Tierra del Fuego) y Río Gallegos (Santa Cruz).

La temperatura media en otoño evidencia importantes variaciones en ambas localidades (Figura 2.7). Las anomalías negativas más relevantes se registraron en el año 2002 alcanzando en

Río Gallegos $-2,5\text{ }^{\circ}\text{C}$ y en Río Grande $-2,1\text{ }^{\circ}\text{C}$, mientras que los máximos valores en 2020 fueron de $1,4\text{ }^{\circ}\text{C}$ y $1,3\text{ }^{\circ}\text{C}$, respectivamente. Entre los años 1983 y 1986, y en el año 2002 se observa en ambas localidades, un descenso abrupto de esta variable (Figura 2.7).

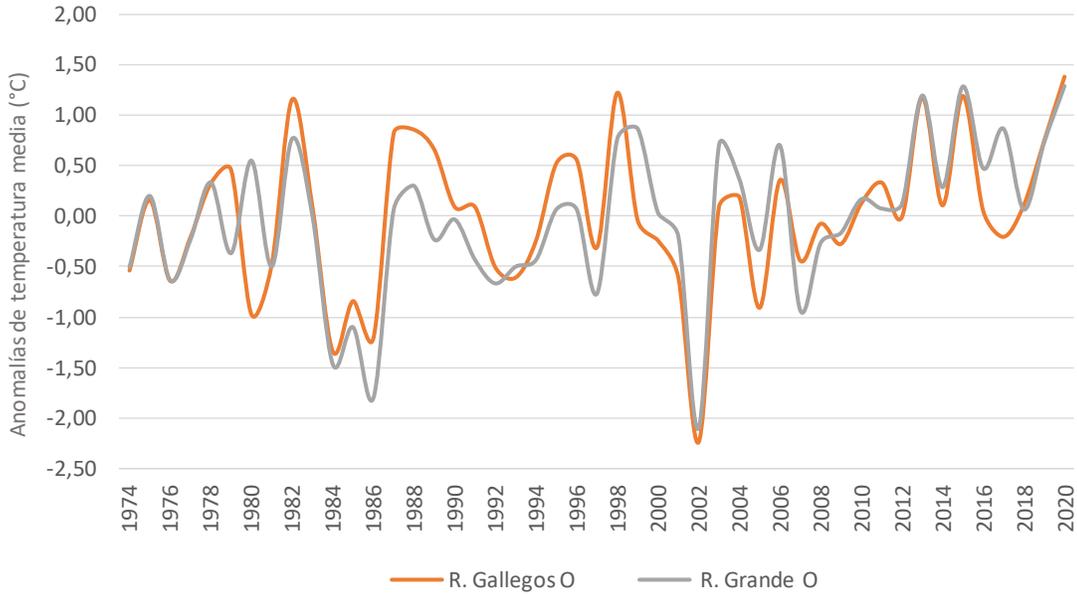


Figura 2.7. Anomalías de las temperaturas medias ($^{\circ}\text{C}$) correspondientes al otoño del período estudiado.

En invierno las anomalías en ambas localidades presentan una distribución semejante de la temperatura media (Figura 2.8). Los máximos de anomalías negativas ocurrieron en el año 1984 en Río Gallegos ($-2,7\text{ }^{\circ}\text{C}$) y en 1995 en Río Grande ($-4,2\text{ }^{\circ}\text{C}$) y los máximos de anomalías positivas en 1998 para ambas estaciones, alcanzando $2,5\text{ }^{\circ}\text{C}$ y $2,7\text{ }^{\circ}\text{C}$, respectivamente.

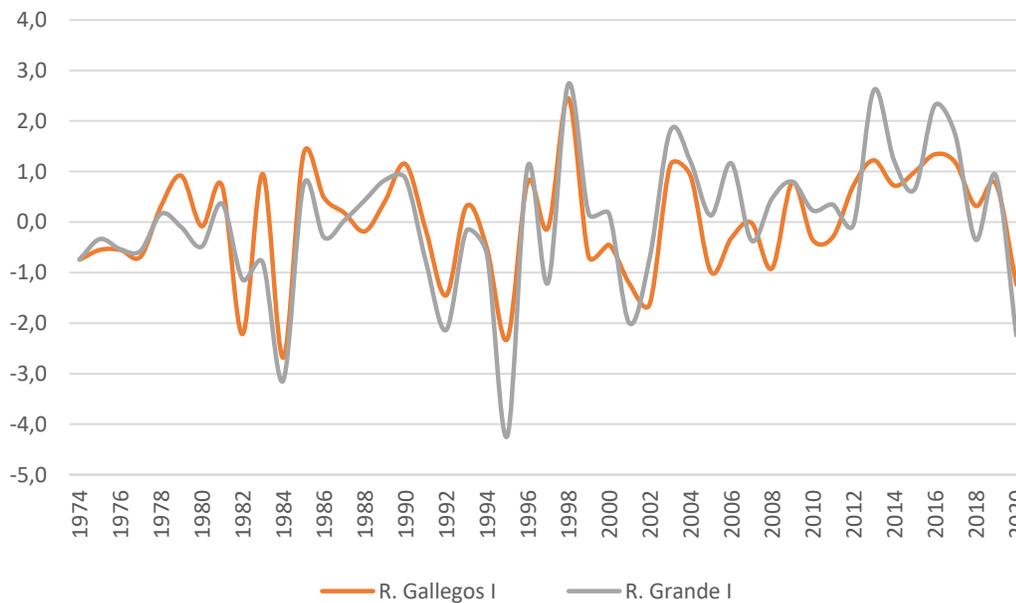


Figura 2.8. Anomalías de las temperaturas medias (°C) de invierno.

Las distribución de la temperatura media anual en la primavera es semejante para ambas estaciones meteorológicas (Figura 2.9). Los máximos valores ocurren en 2016, alcanzando 1,4 °C en Río Gallegos y 1,3 °C en Río Grande. Las anomalías negativas más pronunciadas ocurrieron en 2009 llegando a -1,7 °C y -1,1 °C respectivamente.

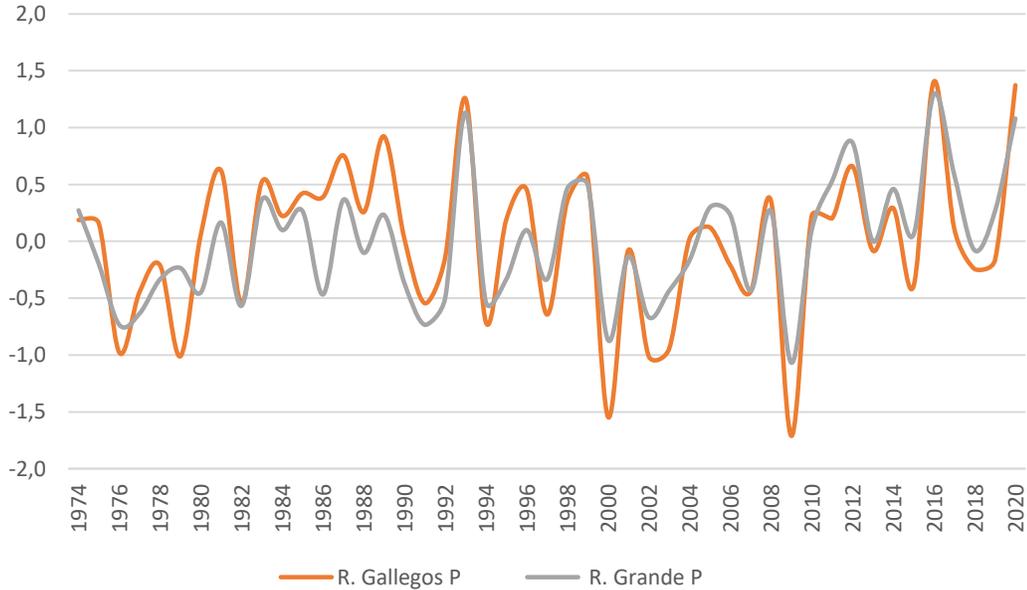


Figura 2.9. Anomalías de las temperaturas medias (°C) de primavera.

2.3.2. Humedad y precipitación

La humedad relativa media anual para el período analizado es 79 % en la estación de Río Grande y 65% en la de Río Gallegos. Los valores medios anuales oscilan entre 75 y 83 % en Río Grande y entre 60 y 70 % en Río Gallegos (Figura 2.10). La precipitación media anual en Río Grande es 328 mm. La serie de tiempo muestra una importante oscilación interanual (Figura 2.11). Durante el período de estudio, el máximo valor registrado en Río Grande fue 538 mm en 2006, mientras que el mínimo valor fue en el año 1994 alcanzando los 123 mm. La estación Río Gallegos presenta un valor medio anual de 272 mm siendo el año 2002 el que evidencia su máximo valor de precipitación (420 mm) y el año 1995 el valor mínimo (162 mm).

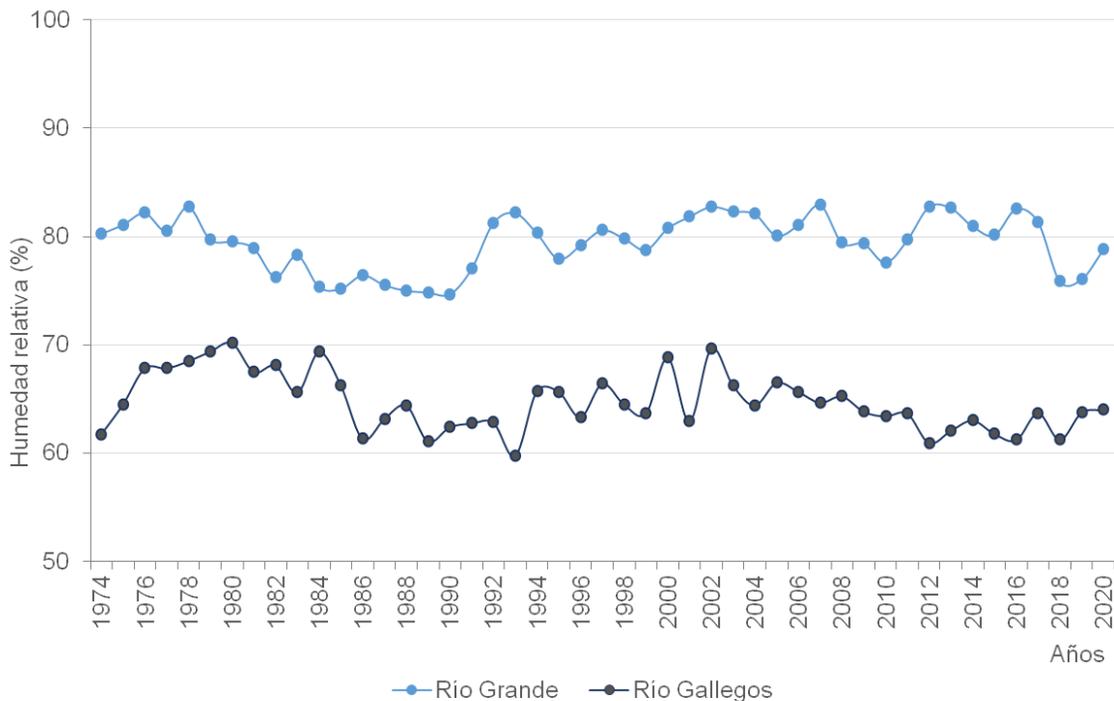


Figura 2.10. Humedad relativa media anual, período 1974-2020 según datos proporcionados por la Estación Aeronaval de Río Grande y Estación Río Gallegos.

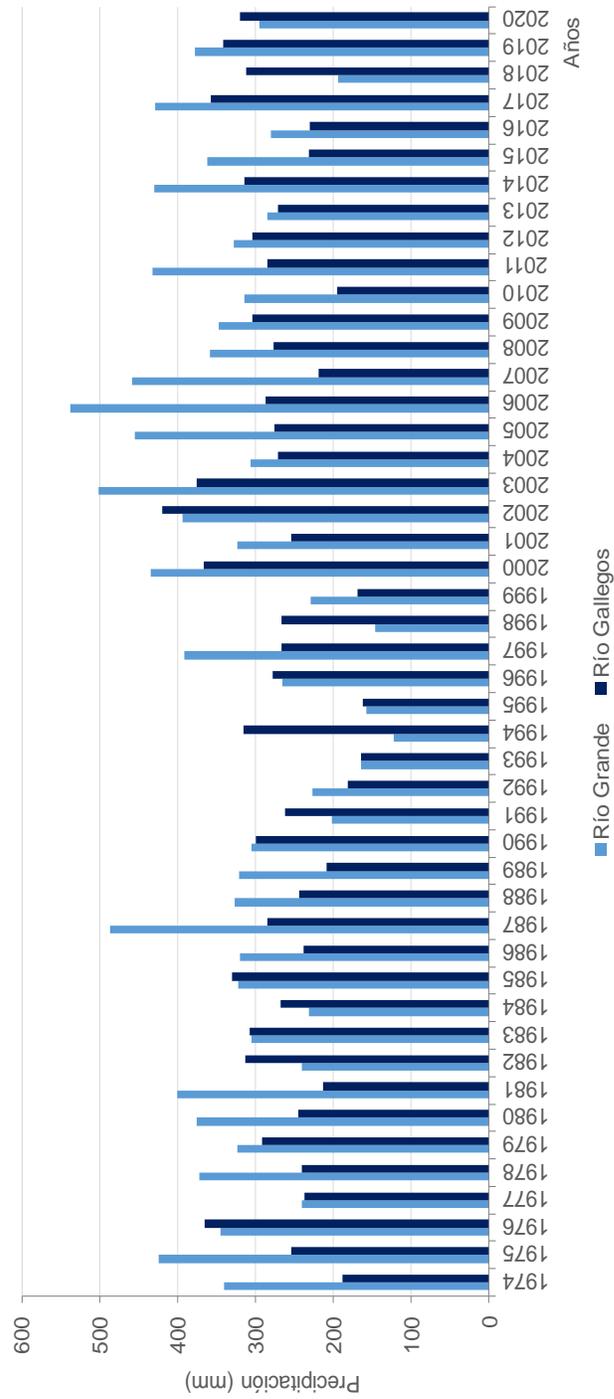


Figura 2.11. Precipitación anual en Río Grande y Río Gallegos para el período 1974-2020. Datos proporcionados por el SMN.

En Río Grande, la precipitación mensual (período 1974-2020) presenta valores inferiores a 40 mm. Se evidencia un descenso de las precipitaciones desde mayo hasta setiembre (13,4 mm R. Gallegos) y octubre (16,6 mm R. Grande), siendo estos los meses que registran las menores precipitaciones. Luego se produce un ascenso, alcanzando en diciembre el máximo valor del período (37,2 mm, R. Grande). En R. Gallegos a partir del mes de setiembre ascienden los valores hasta el mes de enero en el que se produce el máximo mensual para esta estación (31 mm) (Figura 2.12).

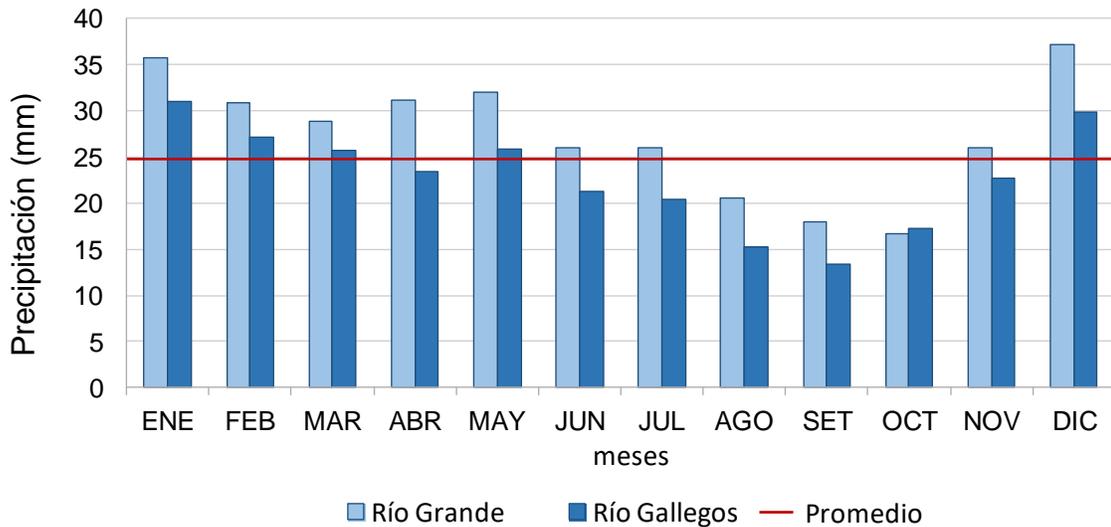


Figura 2.12. Precipitación media mensual, período 1974-2020, Estación Aeronaval de Río Grande y Estación Río Gallegos.

A pesar de que la estación estival presenta las mayores precipitaciones, por observación directa se puede afirmar que la superficie del suelo se mantiene seca. Esto se debe a los vientos predominantes que son muy intensos durante la primavera y verano. Por otro lado, la duración de los días (17 hs de luz) en esa época del año, ocasiona mayores valores de radiación solar.

2.3.3. Presión atmosférica

La presión atmosférica media anual para el período 1974-2020 fue 999 hPa para Río Grande y 1002 hPa para Río Gallegos. Durante todo el período de análisis, se observa que los registros de Río Grande se encuentran por debajo de los de Río Gallegos con una diferencia promedio de 3 hPa. Los máximos valores del período ocurrieron en ambas estaciones durante el año 2016, alcanzando 1003 hPa en R. Grande y 1005 hPa en R. Gallegos y los mínimos valores se registraron en 1990 (996 hPa) y en 2009 (999 hPa), respectivamente (Figura 2.13). En el período analizado se observa un aumento abrupto de la presión atmosférica entre 2015 y 2016, donde los valores ascienden de 997 hPa a 1003 hPa en Río Grande y de 1001 hPa a 1005 hPa en Río Gallegos.

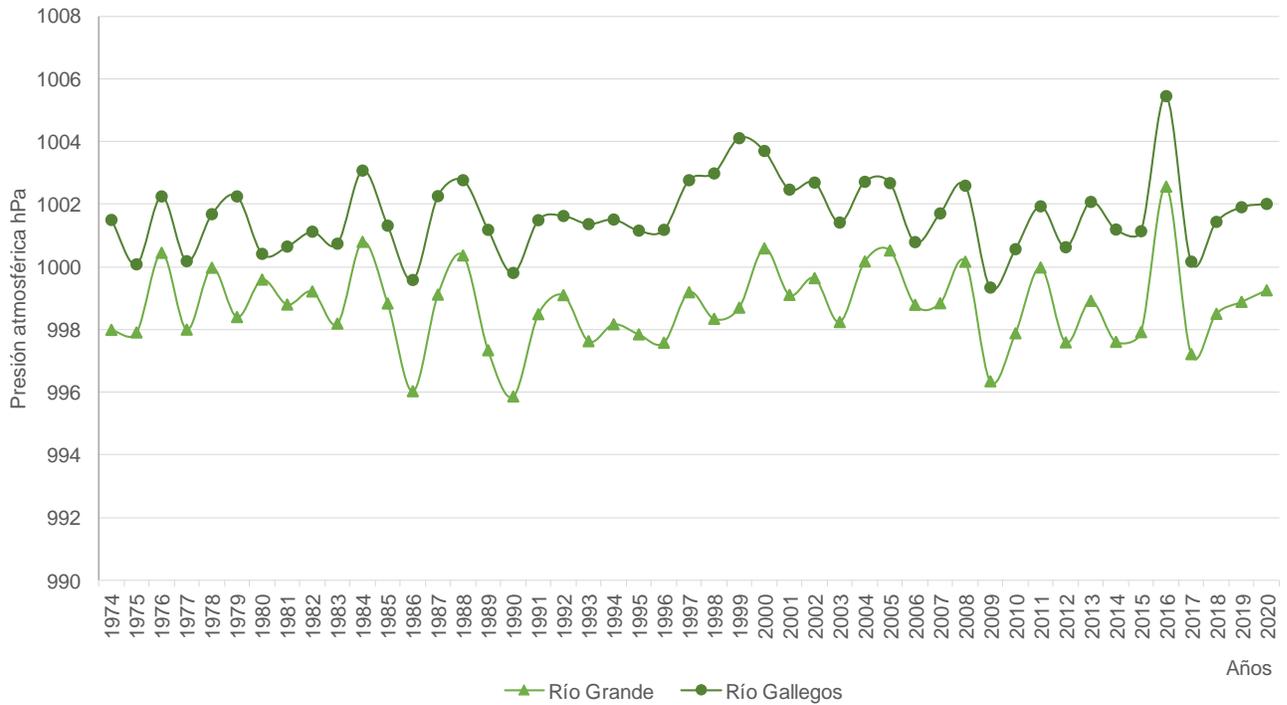


Figura 2.13. Presión atmosférica anual, período 1974-2020, Estación Aeronaval de Río Grande y Estación Río Gallegos.

En el verano del período analizado (Figura 2.14), se observan valores de anomalías que alcanzan 3,9 hPa (1977) y negativos de - 4,6 hPa (2010) en R. Grande y 3,6 hPa (2005) y - 4,5 hPa (2010) en R. Gallegos. Entre los años 1985-1990 y 1997-2018, se registran variaciones interanuales importantes en ambas estaciones. Entre 1990 y 1997, se observan las mismas variaciones aunque en menor escala de magnitud (Figura 2.14).

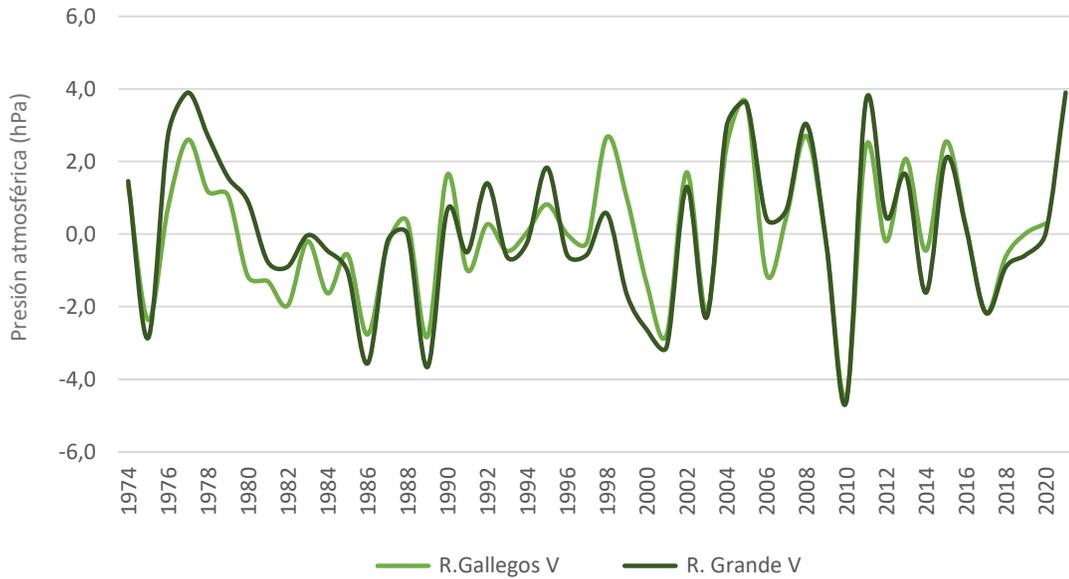


Figura 2.14. Anomalías de la presión atmosférica media en el verano para las localidades de Río Grande (Tierra del Fuego) y Río Gallegos (Santa Cruz).

En el otoño, las anomalías muestran distribuciones similares en ambas estaciones (Figura 2.15). En el período analizado, las anomalías extremas positivas se encuentran en el rango de 7,8 hPa (R. Gallegos) y 7,5 hPa (R. Grande) y ocurren en el año 2017, mientras que las mínimas anomalías registradas en el año 1985, alcanzaron -4,6 y -4,4 hPa, respectivamente (Figura 2.15). Entre 1985-1991, 1996-2005 y 2015-2018, ocurren abruptas fluctuaciones con un máximo en el año 2017. Se observa nuevamente una variación anual e interanual muy importante en este parámetro.

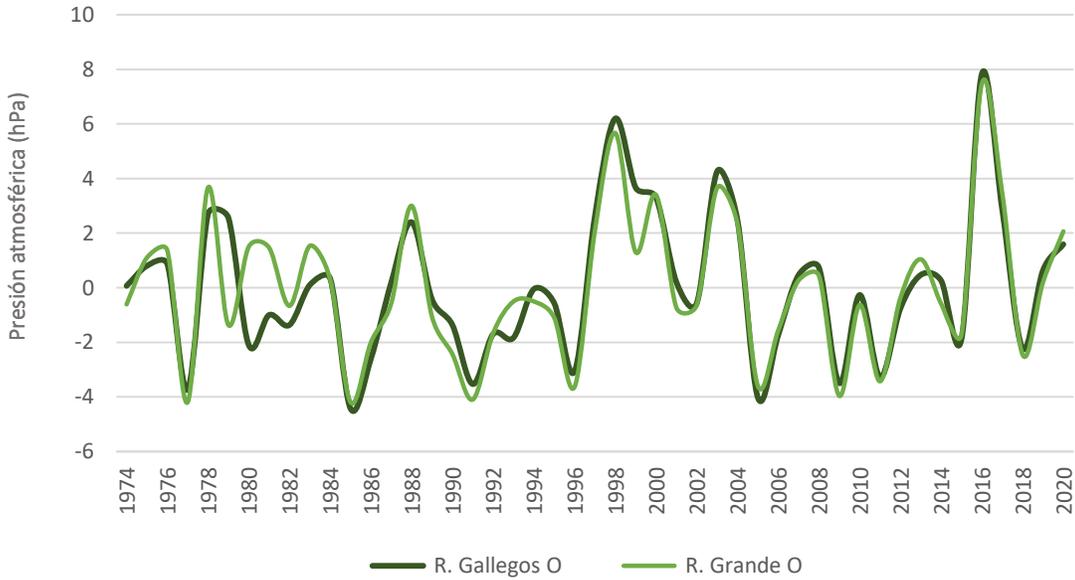


Figura 2.15. Anomalías de la presión atmosférica media del otoño.

En invierno, ambas estaciones presentan una distribución semejante entre sí, a excepción de los años 1975, 1977, 1980 y 1981 (Figura 2.16). Las máximas anomalías registradas ocurren en 1984, alcanzando los 6,7 hPa en R. Gallegos y 7,1 hPa en Río Grande, respectivamente. En el año 2015 se produce la mínima anomalía en R. Gallegos, llegando a -5,2 hPa y en 1998 en R. Grande con -6,5 hPa (Figura 2.16). Aunque se observan fluctuaciones interanuales en ambas estaciones, se detecta un claro ascenso de los valores registrados entre los años 1974-1983. A partir del año 2000 y hasta 2015 se observa un marcado descenso en las anomalías (Figura 2.16).

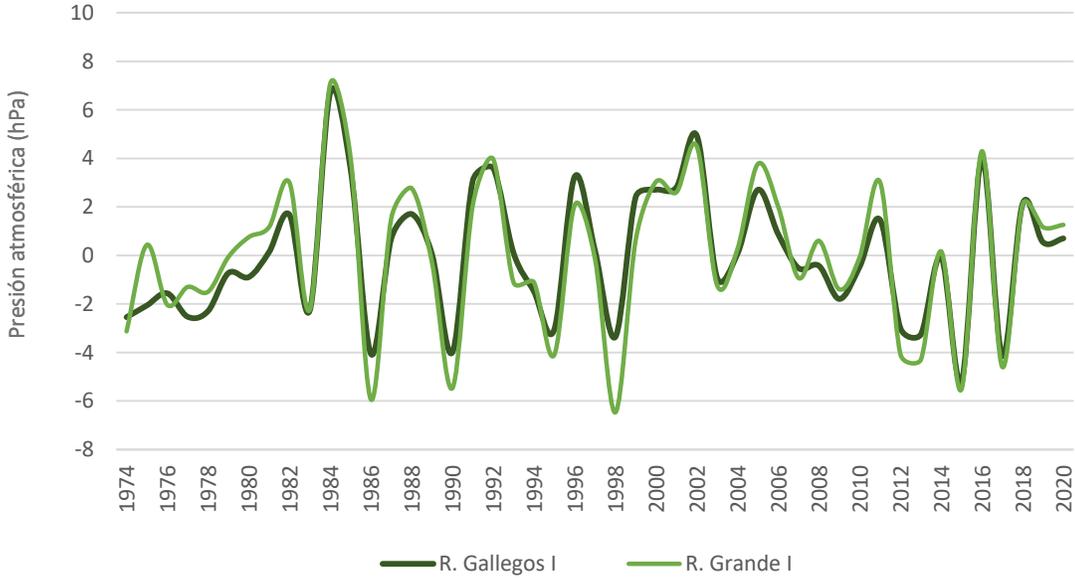


Figura 2.16. Anomalías de la presión atmosférica media en el invierno.

La distribución de las anomalías de presión atmosférica en Río Gallegos y Río Grande en la primavera durante en el período 1974-2020 es semejante, aunque se observan desfases en algunos años (1978-1981, 1984-1988, 1992-1996 y 2010-2011 (Figura 2.17). Coincidentemente, las mínimas ocurren en 1990, siendo de -3,7 hPa en Río Gallegos y -4,2 hPa en R. Grande. Sin embargo, la primer localidad presenta una segunda anomalía mínima en el período analizado que ocurre en el año 2010 (Figura 2.17). En el año 2000 se produce el máximo valor en R. Gallegos (3,5 hPa) y en el año 1974 en R. Grande (4,8 hPa).

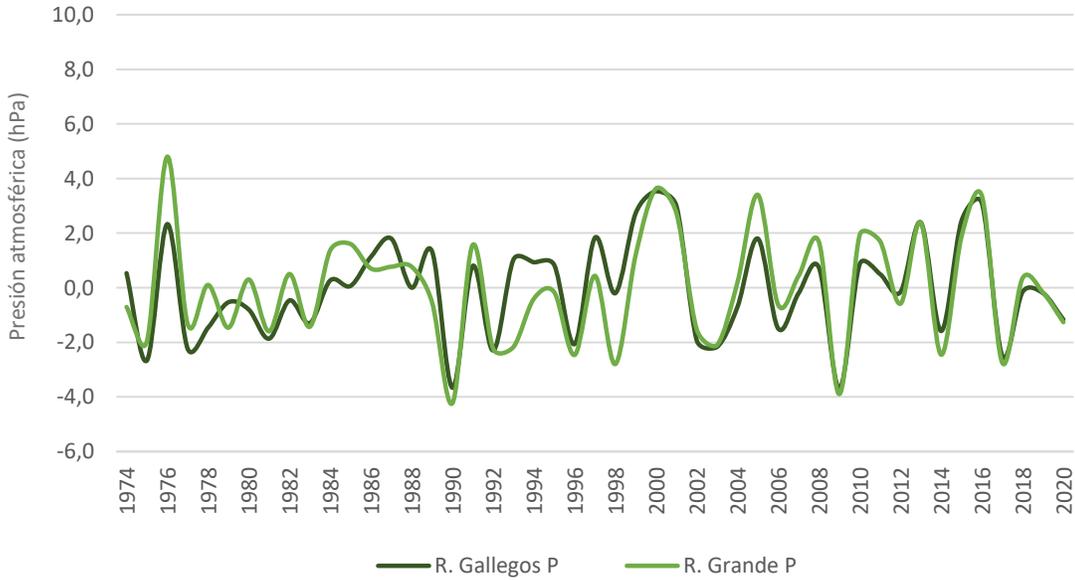


Figura 2.17. Anomalías de la presión atmosférica media en la primavera.

2.3.4. Viento

La velocidad media del viento para el período analizado en la Estación de Río Grande fue 23 kmh^{-1} . Los valores máximos registrados en el período fueron $90,36$ y $90,17 \text{ kmh}^{-1}$ provenientes del sector oeste-sudoeste y norte, respectivamente. Tal como se observa en la Figura 2.18 A) la dirección predominante corresponde al sector oeste (30%), seguido por el cuadrante oeste-sudoeste (20%).

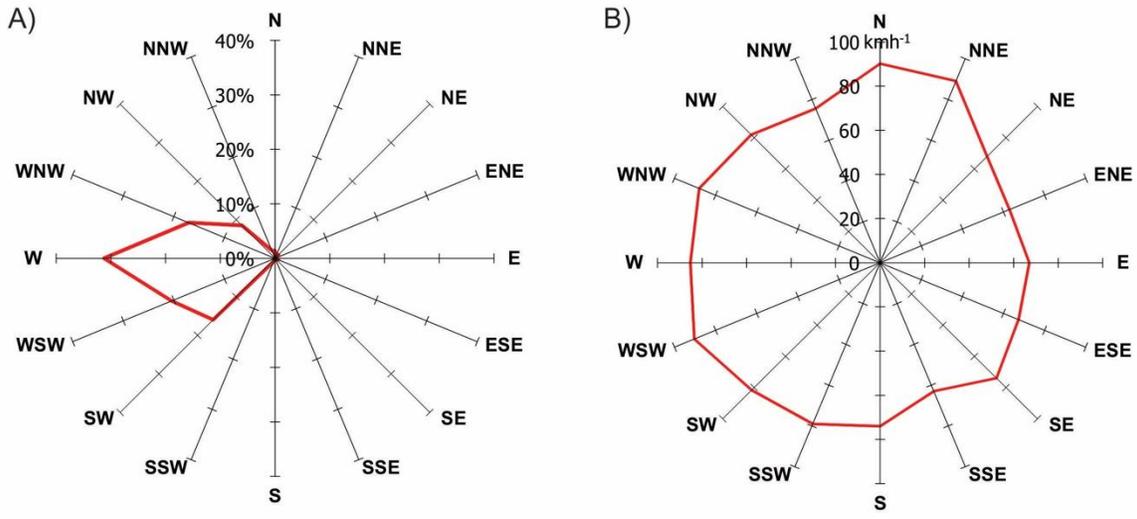


Figura 2.18. A: Frecuencia de direcciones de ráfagas. B: Velocidades medias máximas por cuadrante para la ciudad de Río Grande. Datos proporcionados por el SMN.

2.4. ANÁLISIS DE VARIABILIDAD CLIMÁTICA

El análisis de la intensidad espectral para los 40 años de información de las estaciones Río Gallegos (Figura 2.19) y Río Grande (Figura 2.20) mostró una gran variabilidad climática. Los diferentes espectros de las variables analizadas presentaron máximos decadales e interanuales, además de las señales anuales y trimestrales. Naturalmente, los máximos de densidad espectral se corresponden a variaciones anuales en todas las variables. Tanto para Río Gallegos como para Río Grande las señales interanuales fluctúan en 7, 4, 3 años y la señal decádica está presente en todas las variables analizadas. Las señales trimestrales y bimensuales fueron también importantes en todas las variables analizadas. Por lo tanto, ambas estaciones muestran el mismo patrón para la variabilidad climática indicando una fluctuación en diferentes escalas de tiempo.

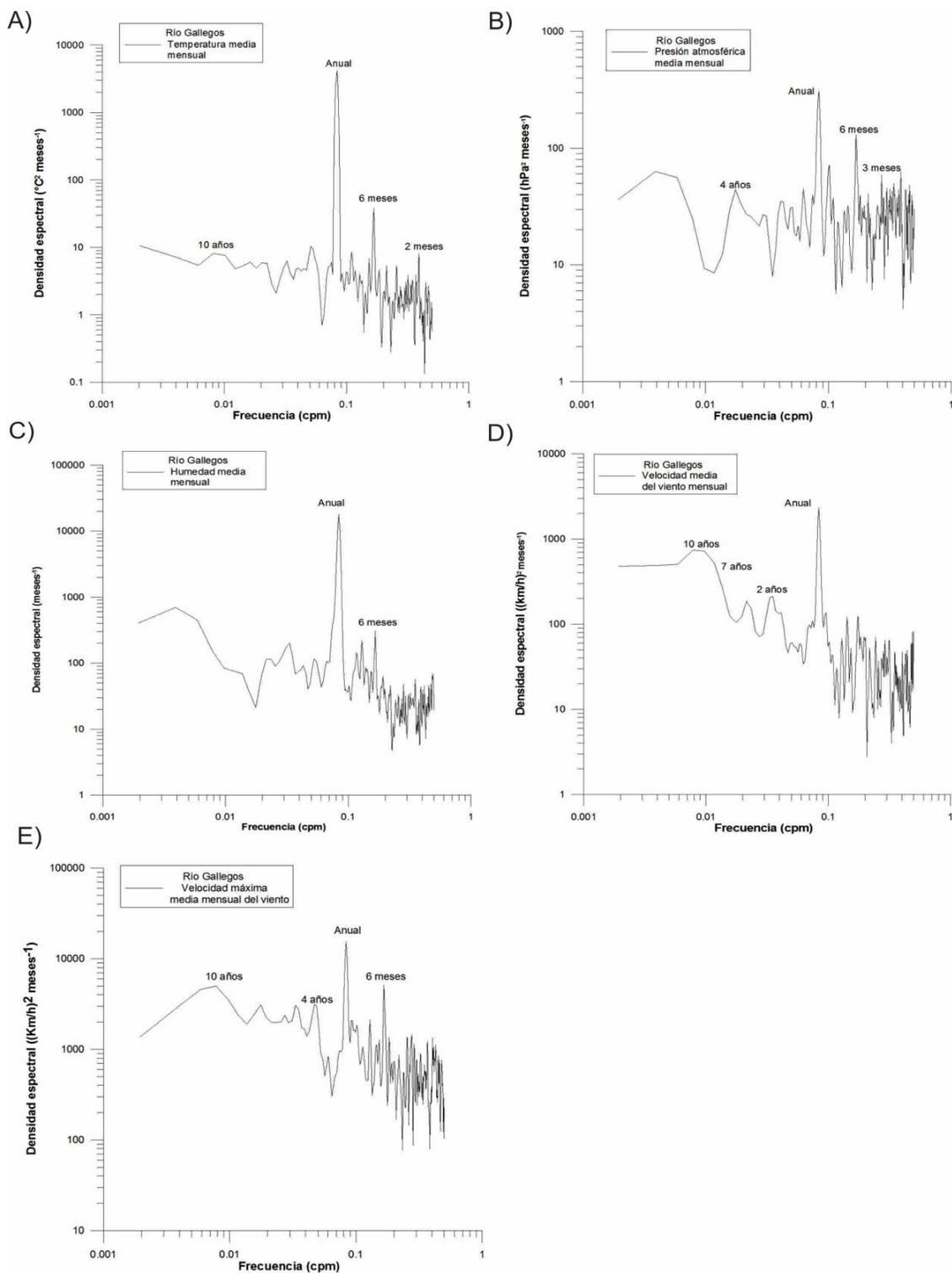


Figura 2.19. Densidad espectral de valores medios mensuales de Río Gallegos del período 1970-2010, SMN. A: Temperatura del aire B: Presión atmosférica C: Humedad relativa D: Velocidad media del viento E: Velocidad máxima del viento.

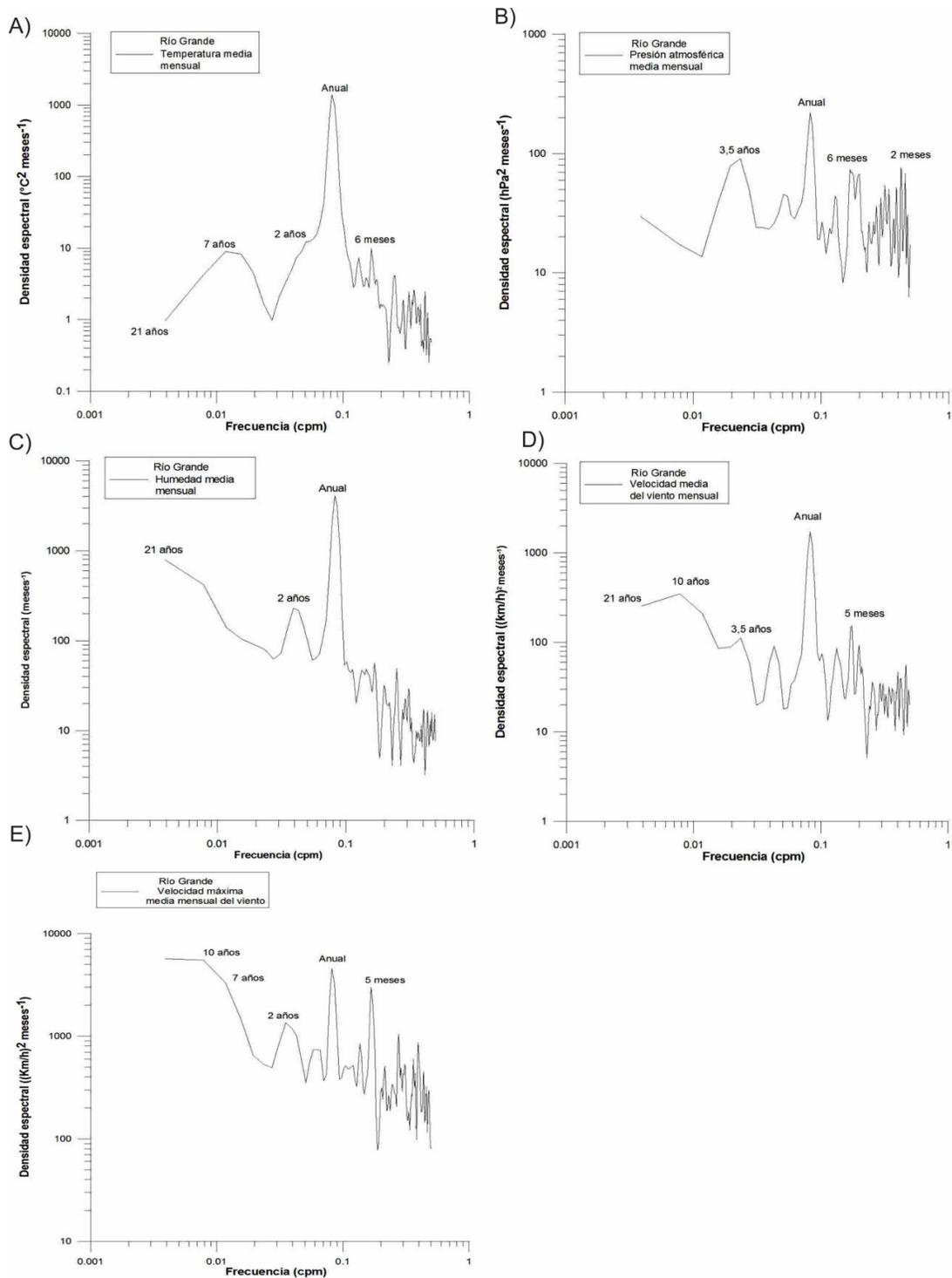


Figura 2.20. Densidad espectral de los valores medios mensuales para Río Grande, período 1974-2010, SMN. A: Temperatura del aire B: Presión atmosférica C: Humedad relativa D: Velocidad media del viento E: Velocidad máxima del viento.

2.5. ÍNDICE ESTANDARIZADO DE PRECIPITACIÓN

En el SPI en escala de 6 meses se observa una alternancia en la ocurrencia de eventos húmedos y secos (Figura 2.21) en Río Grande. Los períodos húmedos muestran menor duración que los secos y alcanza un índice máximo en el año 2003 durante el mes de enero (2,21). En los períodos secos, predominan valores de sequía moderada que oscilan entre -1 y -1,49. Se observa un período de sequía importante desde 1991 a 1997, en el cual ocurren eventos extremos de sequía, en los meses de octubre y noviembre de los años 1993, 1994, 1995 y 1998, donde alcanza un mínimo valor en octubre de 1994 (-2,68).

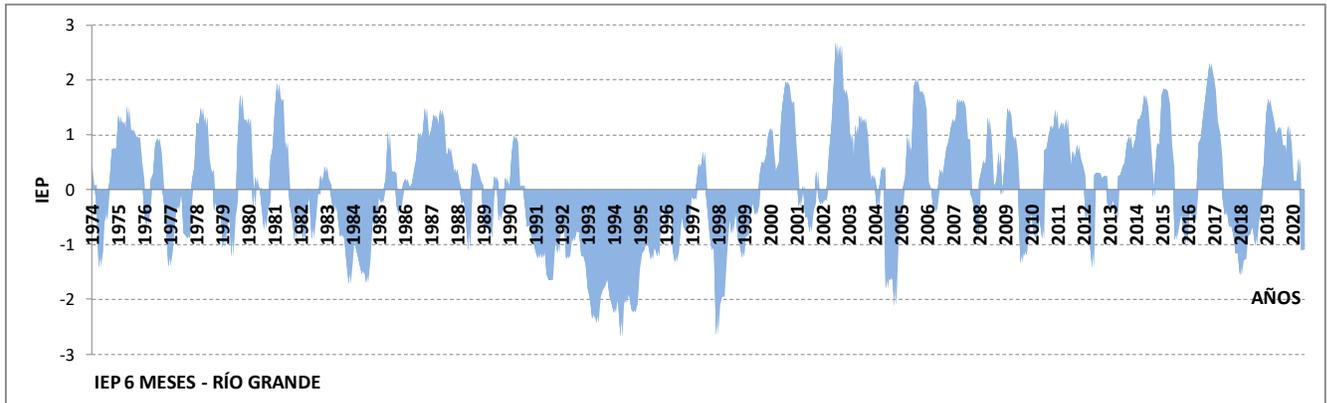


Figura 2.21. Índice Estandarizado de Precipitación (SPI) a escala de 6 meses. Período 1974-2020, Estación Aeronaval de Río Grande.

Por otro lado, el SPI en su escala anual en Río Grande (Figura 2.22), muestra un predominio de eventos húmedos, que se acentúa a partir del año 2000. En este sentido los períodos húmedos más prolongado ocurrieron entre los años 2003 y 2004, alcanzando índices que denotan extrema humedad (+211 en julio 2003) y entre 2014 y 2015, con menores índices respecto al anterior, aunque alcanzando +1,62 en Julio del año 2015. Por otro lado, los eventos secos a extremadamente secos se registraron entre diciembre 1991 y marzo 1996, siendo éste el evento de sequía más

prolongado, exceptuando los dos primeros meses de 1993, con valores normales. Los mayores registros de sequía del período ocurrieron en abril del año 1995, alcanzando un valor mínimo de -3,02. Entre 2005 y 2020 se observa una alternancia de índices típicos de años normales a moderadamente húmedos, y dos años normales a moderadamente secos (2010 y 2018) (Figura 2.22).

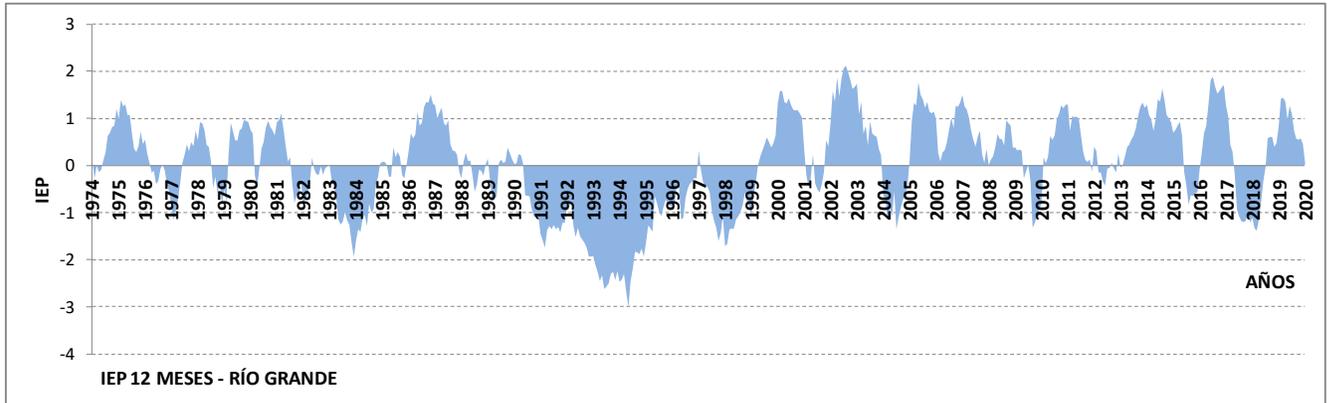


Figura 2.22. Índice Estandarizado de Precipitación (SPI) a escala de 12 meses. Período 1974-2020, Estación Aeronaval de Río Grande.

2.5.1. Índice de Aridez

En base a la clasificación climática según Índice de Aridez, en la región se desarrollan climas semiáridos y subhúmedos para Río Gallegos (I_a : 15,1) y Río Grande (I_a : 20,9) respectivamente. Se destaca que el I_a de esta última se encuentra en el límite entre ambos tipos climáticos. El diagrama ombrotérmico para cada estación refleja las condiciones de aridez mencionadas (Figura 2.23). En Río Gallegos, entre agosto y abril, la curva de la temperatura media se encuentra por debajo de la de precipitación, alcanzando un máximo en enero de 13,7°C (Figura 2.23A). A pesar de que no se produce un aumento importante de las precipitaciones durante los meses de junio y julio, sí ocurre un descenso en los valores de temperatura media, siendo éstas inferiores a los 2°C. El comportamiento de la temperatura media en Río Grande es similar a la de

Río Gallegos aunque los valores medios de temperatura son inferiores, llegando a los 10,9°C en enero, la cual evidencia mínimos valores medios en los meses de junio y julio, siendo este último el de menor registro con -0,1°C (Figura 2.23B). En cambio, la curva de precipitación presenta importantes fluctuaciones, con un mínimo en el mes de octubre, a partir del cual duplica su valor en noviembre, alcanzando su máximo en diciembre. A partir del mes de enero descienden los valores hasta marzo. En abril y mayo se produce un leve aumento en los valores y luego, disminuyen hasta octubre (Figura 2.23B).

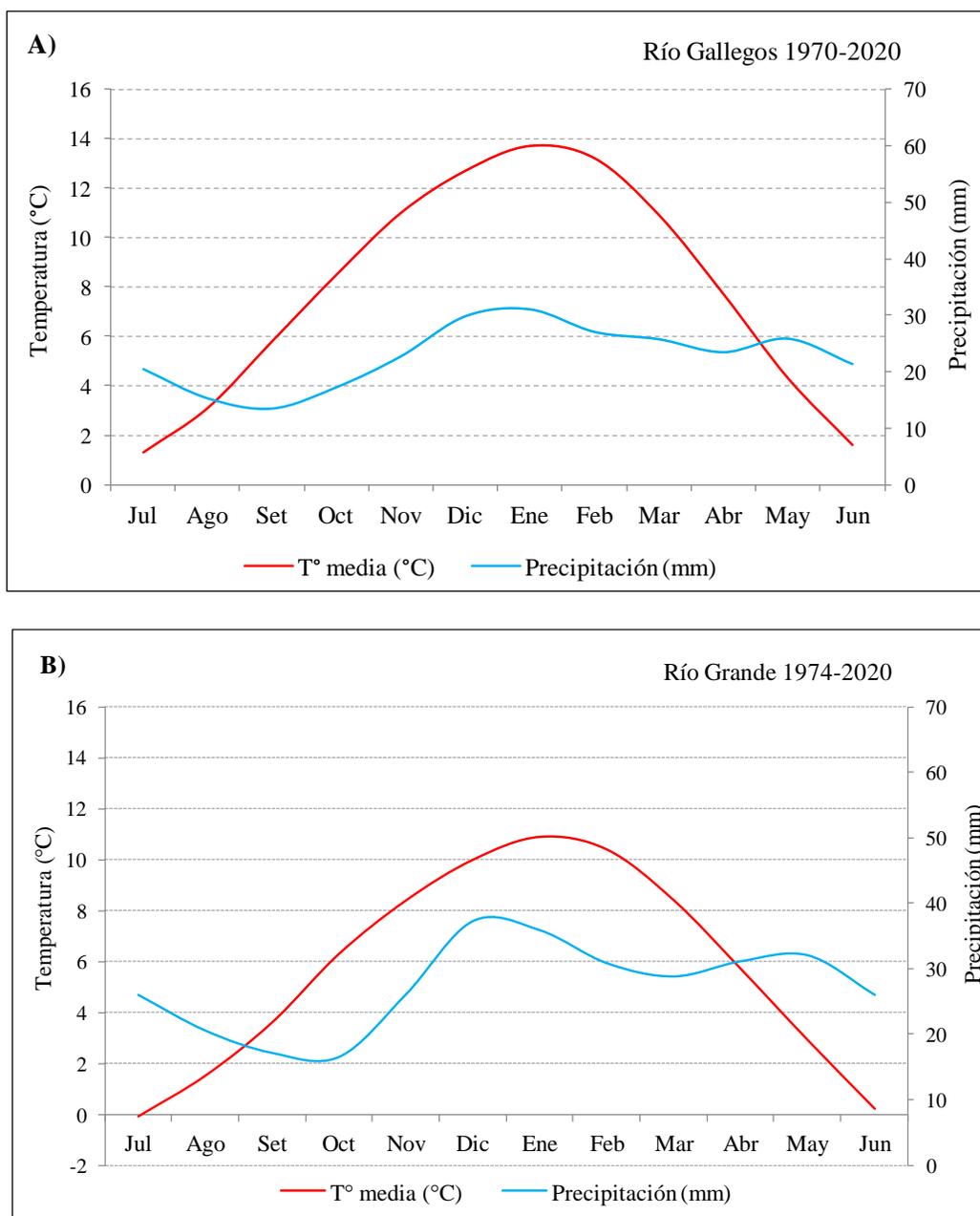


Figura 2.23. Diagrama ombrotérmico A) Río Gallegos y B) Río Grande.

2.6. CONCLUSIONES

El objetivo principal de este capítulo fue actualizar la climatología de la zona de estudio. El análisis climatológico a escalas anual y estacional en las dos estaciones representativas de la zona

de estudio (Río Gallegos y Río Grande) permitió determinar el clima de la región como subhúmedo templado-frío y, específicamente, determinar el patrón de comportamiento de las diferentes variables (temperatura, humedad-precipitación, presión atmosférica-viento). La zona de estudio presenta una variabilidad climática importante en el período analizado. La temperatura del aire registró anomalías significativas en el invierno. En R. Gallegos estas se encuentran, en su mayoría, por debajo de la media. En la primavera, existen marcadas anomalías -negativas y positivas- para ambas estaciones. En el caso de la presión atmosférica, las anomalías son más significativas para las dos localidades analizadas, observándose un predominio de valores extremos durante el verano, el otoño y el invierno durante el período de análisis. En la primavera, las anomalías se encuentran más próximas a la media, estableciendo un comportamiento menos variable que en el resto de las estaciones. Este parámetro es condicionante para determinar la sequedad de los fondos de las lagunas así como el desarrollo de las geoformas eólicas en la zona de interés.

La Transformada Rápida de Fourier indicó importantes fluctuaciones interanuales (7, 4 y 3 años), decádicas, trimestrales y bimensuales, indicando una significativa variabilidad climática en la región. Por otro lado, se establecieron períodos secos y húmedos en la estación de Río Grande, determinando la predominancia de eventos secos en el análisis de 6 meses y de eventos húmedos en el análisis a 12 meses. El SPI en la escala de 6 meses presenta eventos húmedos de menor duración aunque con mayor intensidad y se detectan mayor cantidad de eventos secos respecto a lo ocurrido en el análisis en la escala de 12 meses, que presenta menor duración de los eventos húmedos aunque ocurren con mayor intensidad. Este análisis permite determinar la variabilidad en la presencia de agua en las lagunas de estudio.

De acuerdo al índice de aridez, la localidad de Río Gallegos está regida por un clima semiárido. En Río Grande, el clima es de semiárido a subhúmedo. Los diagramas ombrotérmicos permiten confirmar el carácter de aridez, más acentuado en Río Gallegos y también la importante variabilidad en los valores de precipitación en Río Grande, lo cual constituye una característica de importancia para determinar el comportamiento semipermanente, es decir, de la presencia de humedad en los fondos de las lagunas del norte de Tierra del Fuego.

CAPÍTULO 3

PARÁMETROS CLIMÁTICOS CONDICIONANTES DE LA GEOMORFOLOGÍA LAGUNAR Y EÓLICA

3.1. INTRODUCCIÓN

Comprender el funcionamiento de los procesos climáticos es fundamental para el estudio de la dinámica geomorfológica de un determinado lugar. Los vientos pueden erosionar, transportar y depositar materiales y son agentes eficaces en regiones con escasa vegetación y una gran oferta de sedimentos no consolidados (Sëppala, 2004). En ambientes semiáridos, el principal agente modelador es el viento. Tricart (1970) sostiene que el viento en latitudes altas, en las que dominan los climas templado-fríos, tiene gran relevancia debido a su alta frecuencia acompañado por la escasa precipitación y cobertura de vegetación. En climas templado-fríos, factores como el hielo y nieve que cubren la superficie interactúan con los procesos eólicos, dando lugar a geoformas de erosión y acumulación que perduran en mayor medida durante el invierno. Sin embargo, se ha observado que en el norte de Tierra del Fuego, a pesar de la humedad retenida en los suelos, la intensidad de los vientos es capaz de transportar partículas de diferentes tamaños, incluso generando geoformas de erosión y acumulación conformadas por cristales de hielo presentes en la nieve (observación personal en el área de estudio).

En el Sudoeste de Polonia (51°N, 18°E) se estudió la evolución de las dunas de arena bajo condiciones de clima frío y se las comparó con las condiciones que ocurren en climas cálidos. Lopuch et al. (2023) plantean que los procesos eólicos en climas fríos, presentan similar dinámica

en relación a otros climas y las características que los determinan son la existencia de desiertos, la acción del viento y la presencia de material que genere geoformas eólicas, como son los ambientes periglaciares y en este caso, interactúan con la red fluvial que se desarrolla en esta región. Bullard et al. (2016) analizaron el aporte de polvo eólico proveniente de regiones de latitudes altas (Alaska, Canadá, Groenlandia e Islandia, Antártida, Nueva Zelanda y Patagonia Argentina) mediante el uso de sensores remotos. El estudio se basa en la implicancia del cambio climático sobre el retroceso de glaciares y la consecuente relación directa con el incremento del polvo eólico en altas latitudes. La presencia del mismo en la atmósfera y la posterior depositación en la superficie terrestre, puede ocasionar cambios respecto del albedo de los campos de hielo y en las tasas de derretimiento, así como en los nutrientes de los océanos. El estudio de procesos eólicos y geoformas resultantes en diversas regiones de clima frío, tales como nubes de polvo, depresiones cerradas, ventifactos, yardangs, dunas fue realizado por Brookfield (2011). El autor realiza un análisis de las características de los vientos, el tipo de grano y las geoformas de erosión y depositación resultantes en zonas de latitudes altas, que a su vez, en algunos ejemplos, las relaciona con la dinámica de estos procesos en Marte. El impacto del proceso de deflación sobre la vegetación en el oeste de Groenlandia se llevó a cabo por Heindel et al. (2017). En el mismo se realizaron estimaciones de la expansión de la deflación y sostienen que el avance inicial de este proceso ocurrió bajo condiciones climáticas más áridas y en presencia de vientos de mayor intensidad que en la actualidad. En el estudio, además se postula que la deflación impacta sobre el paisaje, sin ser un condicionante la disposición del relieve en relación al viento predominante. A su vez, se plantea que el uso del suelo para agricultura, minería, pastoreo o turismo, constituyen una amenaza para la productividad de los suelos de la región.

El objetivo de este capítulo fue estudiar las características de los parámetros meteorológicos in situ en una zona donde se localiza las lagunas en estudio. El comportamiento de las variables locales permitió caracterizar el área, ya que no existe información previa y así relacionar su patrón de comportamiento determinante de la geomorfología eólica y lagunar.

3.2. MÉTODO DE TRABAJO

La caracterización de las condiciones meteorológicas del área de estudio se realizó utilizando los datos de la estación meteorológica Davis Vantage Pro 2 (Figura 3.1) entre los años 2011 y 2022 en forma ininterrumpida. Esta fue instalada en 2011 en la Estancia San Julio (Figura 1.5) y registró la temperatura del aire, humedad relativa, precipitación y velocidad y dirección del viento, con un intervalo de muestreo de 2 horas. A partir de estos registros se determinaron valores promedios, mínimos y máximos, considerando las variables meteorológicas medias y absolutas, en escalas temporales del período completo (4 años), anuales y estacionales. El viento se midió a una altura de 1,65 m con el objetivo de evaluar su comportamiento cerca de la superficie del suelo, como agente modelador. En este sentido, cabe destacar que al oeste y en inmediaciones de la ubicación de la estación meteorológica, se encuentran edificaciones dependientes de la Estancia San Julio, lo cual podría ser un condicionante para el registro de los vientos del cuadrante oeste. Durante el período comprendido entre febrero de 2016 y octubre de 2022, el sensor potenciométrico rotativo de la veleta presentó una falla, lo cual afectó la precisión de los datos de dirección del viento para dicho período, por tanto, estos datos no se consideraron. Aunque la intensidad del viento fue registrada.



Figura 3.1. Estación meteorológica Davis Vantage Pro 2 en Estancia San Julio.

3.3. ANÁLISIS METEOROLÓGICO DEL ÁREA DE ESTUDIO

3.3.1. Temperatura

La temperatura media anual del período considerado fue 5,9 °C. La temperatura media mensual sigue el patrón anual esperado, en el cual los valores más bajos se identifican en los meses de invierno y los más altos, en la estación de verano. La temperatura mínima media mensual más

baja ($-0,6^{\circ}\text{C}$) fue registrada en el mes de julio, mientras que la temperatura máxima media se registró en el mes de febrero y alcanzó los 12°C (Figura 3.2). La amplitud térmica media es menor, entre los meses de mayo y agosto ($1,2$ a $1,8^{\circ}\text{C}$) y en los meses restantes oscila entre ($2,1$ y $3,5^{\circ}\text{C}$) (Figura 3.2).

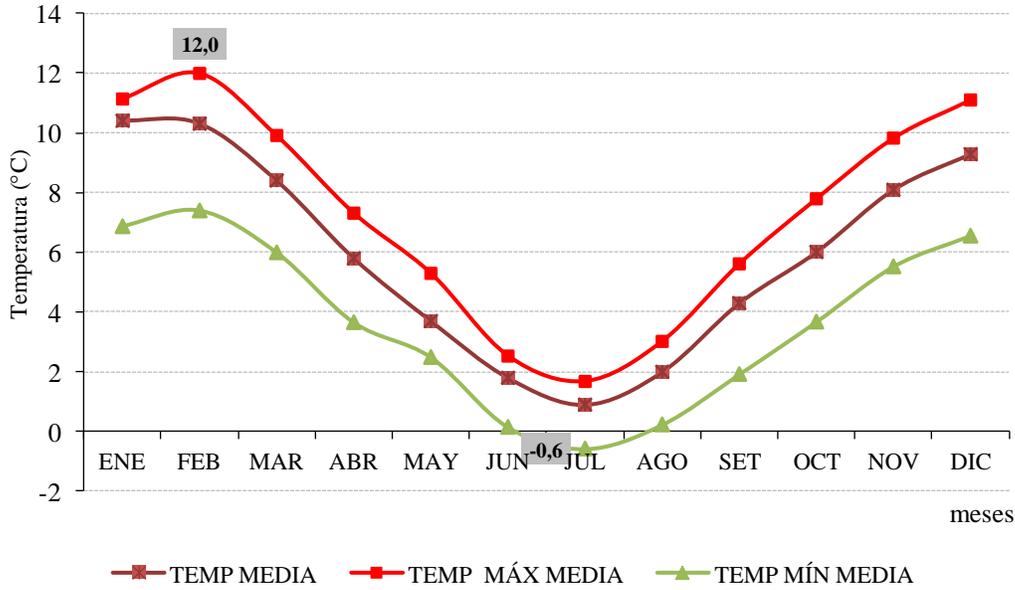


Figura 3.2. Temperatura mensual media, media máxima y media mínima del período 2011-2022, estación meteorológica San Julio.

En el mes de julio, los valores de temperatura media se aproximan a los de temperatura máxima media, lo que evidencia una menor amplitud térmica mientras que, entre diciembre y marzo, existe un incremento de la misma, alcanzando la máxima amplitud en febrero. Los valores extremos de temperaturas absolutas fueron $23,5^{\circ}\text{C}$ de máxima y $-7,8^{\circ}\text{C}$ de mínima, en los meses de febrero y julio respectivamente. Por lo tanto, se destaca una amplitud térmica entre la temperatura máxima y mínima absoluta de 23°C para el período de análisis (Figura 3.3).

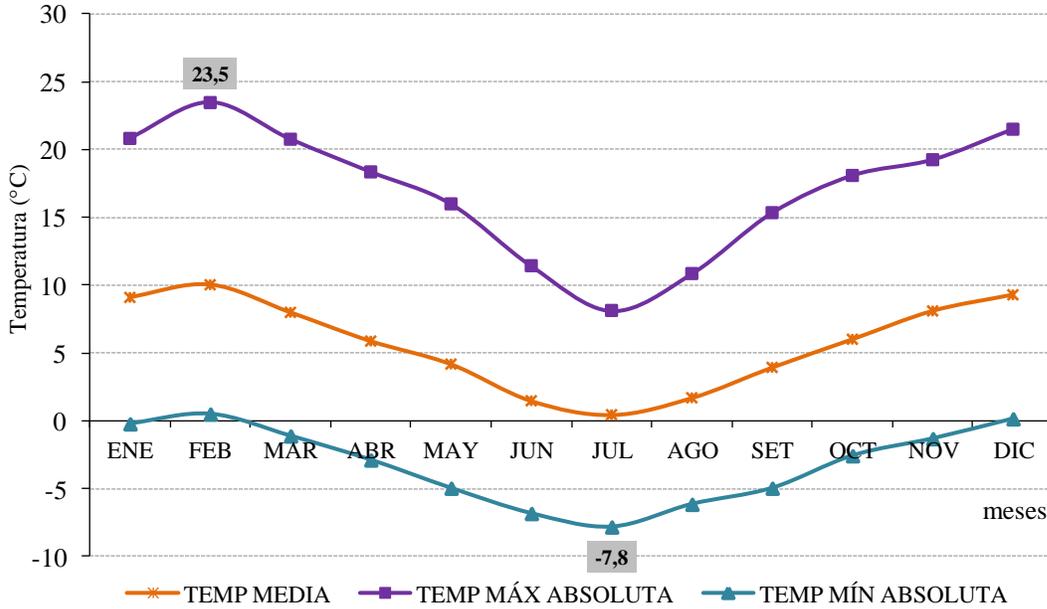


Figura 3.3. Distribución mensual de las temperaturas medias y absolutas del período 2011-2014, Estación San Julio.

En relación a los registros de temperatura media mensual durante los años 2011-2022, se observa que el mes de julio del año 2020 presentó la menor temperatura (-1,4 °C) en contraposición al mismo mes en el año 2013 con un valor de 2,9 °C (Figura 3.4.). En el período las temperaturas máximas medias del mes de enero fueron similares (2018: 12,9°C, 2013: 12,1°C, etc., Figura 3.4.). En el año 2012, ocurrió la temperatura media más baja para ese mes de 7,8°C (Figura 3.4). En diciembre de 2018 se registró la menor temperatura para ese mes (6,7°C) durante el período considerado.

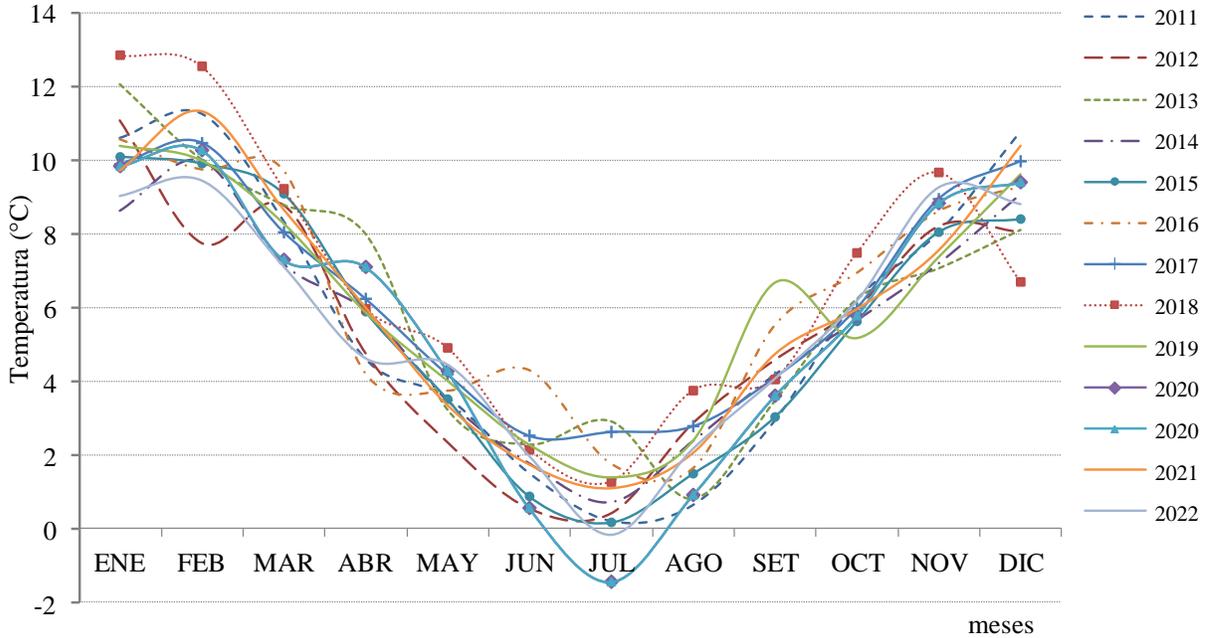


Figura 3.4. Temperatura media mensual entre los años 2011-2022, Estación San Julio.

3.3.2. Humedad

La humedad relativa media del aire para el período 2011-2022 fue 74 %. Los registros mensuales muestran valores levemente fluctuantes a lo largo del período analizado. Los mayores valores de humedad se registraron entre mayo-agosto, con un claro descenso entre enero-febrero y octubre-diciembre, exceptuando el año 2012 y 2018, en el que se produjo un incremento de humedad relativa en el mes de diciembre alcanzando valores de 71,9 y 69,5 % respectivamente (Figura 3.5). En los meses de febrero de 2020 y marzo de 2017, los valores de humedad se incrementan a 75 y 80,6% respectivamente. Se observa un descenso en los valores registrados entre octubre (61%) y noviembre (57%) del año 2018, en relación con el resto de los años. Sin embargo, como el error de medición de la humedad relativa es 10 % o 5 %, dependiendo del instrumental

utilizado, se puede afirmar que los valores medios de humedad relativa son similares a lo largo del año.

En general, la relación entre la humedad relativa media y la temperatura media mensual es inversa, ya que a menores temperaturas durante la estación invernal ocurre un aumento en los registros de humedad (Figura 3.5).

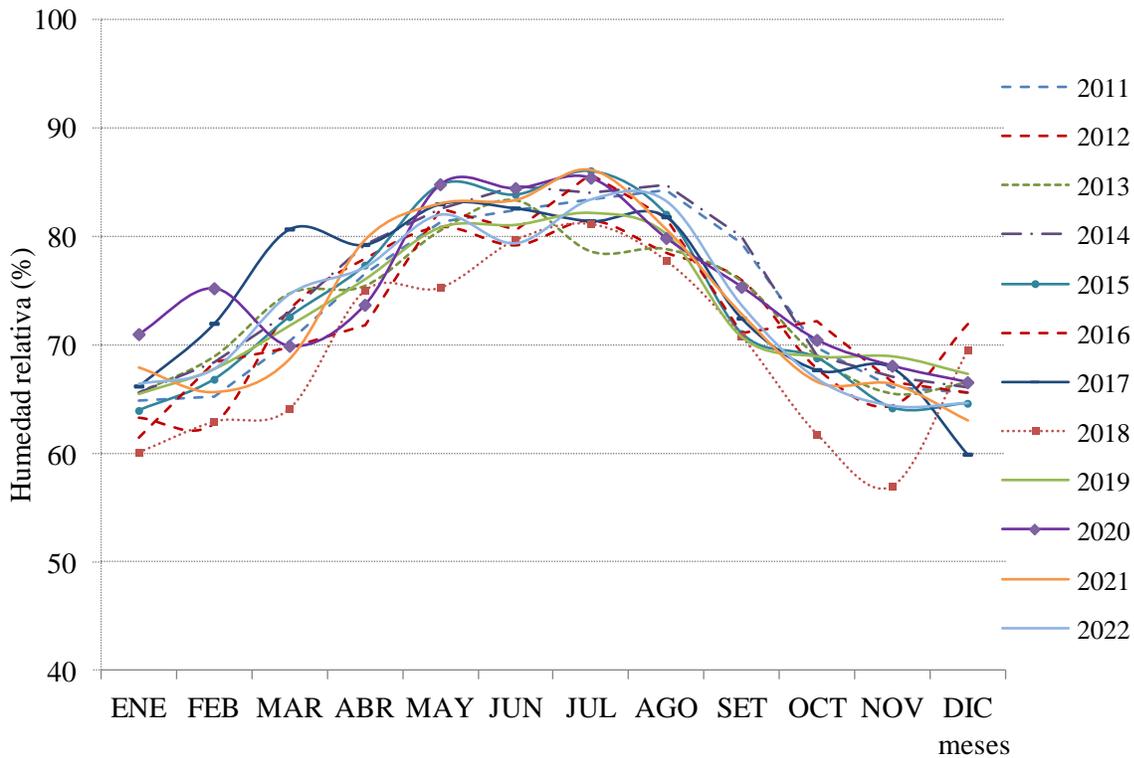


Figura 3.5. Humedad relativa para período 2011-2022, Estación San Julio.

3.3.3. Precipitación

La precipitación fluctúa en los diferentes meses de los años considerados (Figura 3.6). El promedio de la precipitación anual para el período 2011-2022 fue 207 mm. Los meses de diciembre, marzo y mayo presentaron los mayores valores medios mensuales, con 25,15 mm, 24,27

mm y 23,88 respectivamente. Por el contrario, los valores medios mensuales más bajos de precipitación, se observan en el mes de octubre con 9,4 mm (Figura 3.6).

En el año 2014 se registró el mayor valor de precipitación del período, que alcanzó los 276 mm. El año 2018 tuvo los menores valores del período con 71,6 mm, observándose escasas diferencias anuales. Los máximos de precipitación del período analizado corresponden a los meses de junio 2011 (51,2 mm), marzo 2014 (55 mm) y diciembre 2014 (65 mm), siendo este último el máximo valor mensual. Los mínimos valores se registraron en 2015, específicamente en setiembre (0,4 mm), en 2018 durante el mes de marzo (0,4 mm) y en junio del año 2012 (2 mm) (Figura 3.6). Sin embargo, también se observan meses en los que no llueve. La variabilidad climática mensual es muy evidente en este parámetro. Por ejemplo, el mes de junio presenta valores anuales muy diferentes.

En el período 2011-2022, el mes de diciembre presentó el mayor valor medio de precipitación alcanzado 25,5 mm, continuó mayo con 24,27 mm y en tercer lugar, el mes de marzo presentó 23,88 mm (Figura 3.7). Los meses de octubre, setiembre y junio, presentaron los valores más bajos del período (9,4 mm, 11,5 mm y 13,6 mm respectivamente).

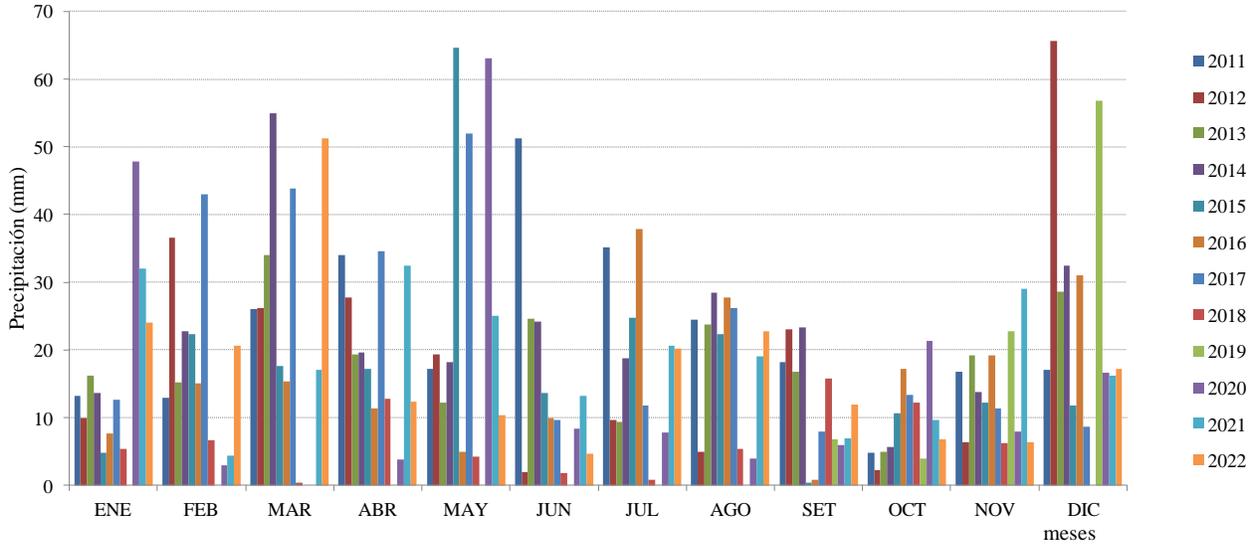


Figura 3.6. Precipitación mensual, período 2011-2022, Estación San Julio.

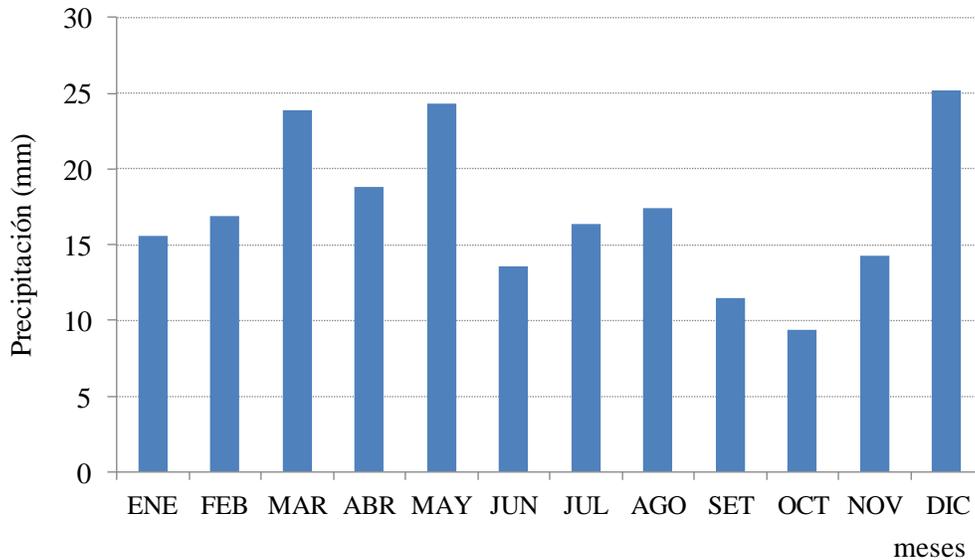


Figura 3.7. Precipitación mensual del período 2011-2022, Estación San Julio.

El diagrama ombrotérmico del período 2011-2022, muestra que en la mayor parte del año los valores de temperatura media, que apenas sobrepasan los 10 °C, se encuentran por encima de los valores de precipitación media mensual, exceptuando el mes de junio (Figura 3.8). Esto indica la presencia de una condición deficitaria predominante a lo largo del año. La diferencia de valores

entre ambas variables se acentúa hacia los meses de verano, principalmente en enero, consecuencia del incremento de las temperaturas medias (Figura 3.8).

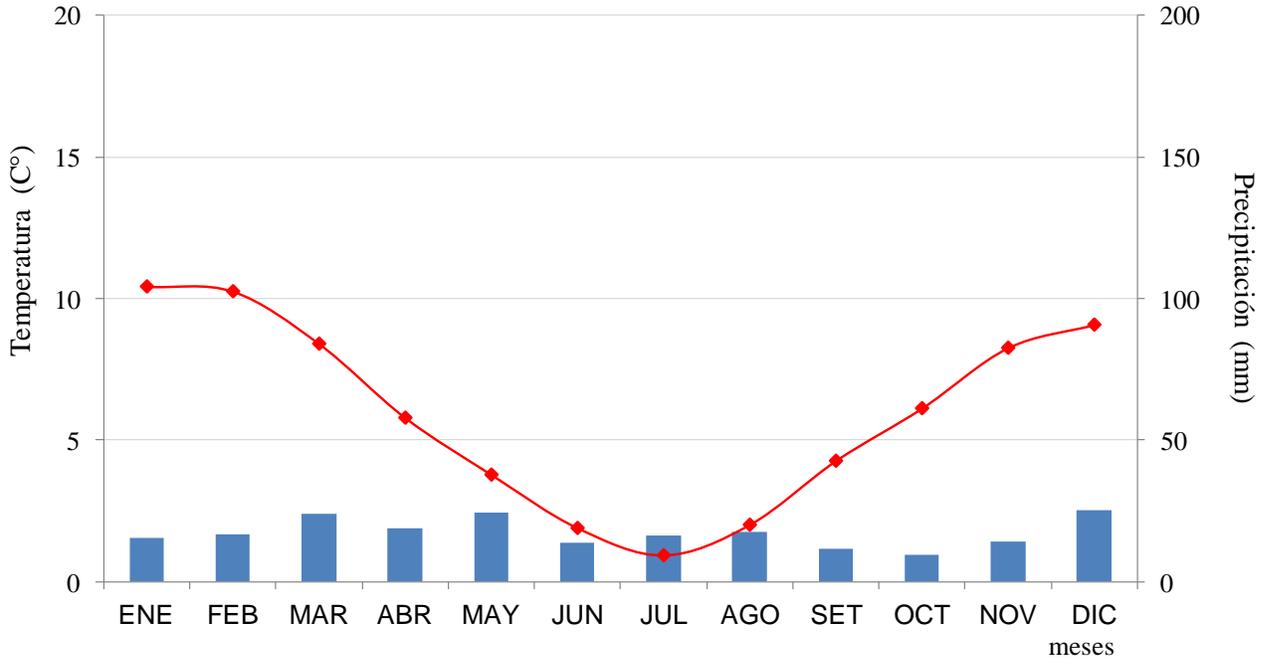


Figura 3.8. Diagrama ombrotérmico del área de estudio. Período 2011-2022.

3.3.4. Presión atmosférica

La presión atmosférica presentó importantes fluctuaciones mensuales a lo largo del período analizado (Figura 3.9). El menor valor del período 2011-2022 fue de 993 hPa en junio de 2013 y el mayor, de 1020 hPa en mayo de 2016. Los meses de mayo, junio y setiembre registraron los valores medios máximos (entre 1002 y 1004 hPa).

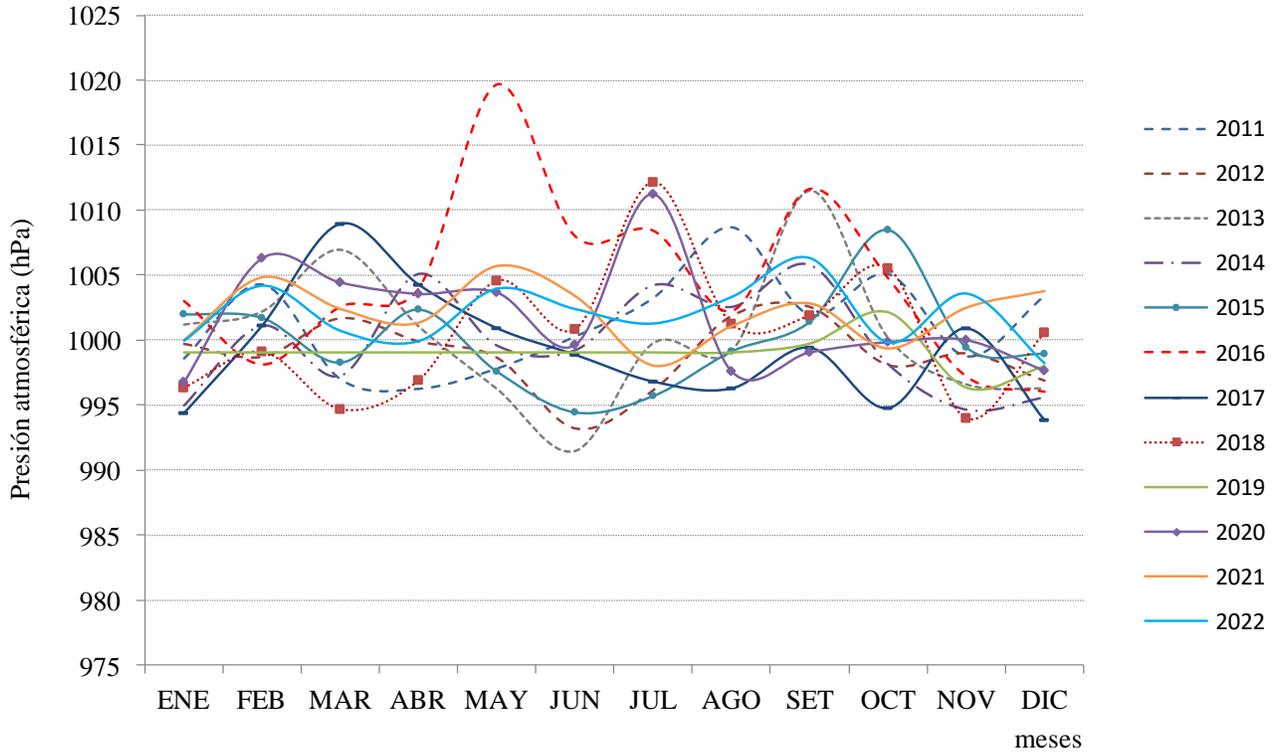


Figura 3.9. Presión atmosférica media mensual en el período 2011-2022, Estación San Julio.

3.3.5. Viento

La velocidad media del viento fue $12,24 \text{ kmh}^{-1}$. El año 2015 evidencia la mayor velocidad media del período analizado con $12,8 \text{ kmh}^{-1}$. La dirección del viento con mayores velocidades medias es del SO ($15,16 \text{ kmh}^{-1}$), OSO ($12,98 \text{ kmh}^{-1}$) y NO ($10,74 \text{ kmh}^{-1}$); mientras que la dirección del viento con menor velocidad media fue del cuadrante ONO ($1,24 \text{ kmh}^{-1}$) y S ($2,97 \text{ kmh}^{-1}$) (Figura 3.10). En el sector O se observa una distribución más homogénea en comparación con la de las estaciones de Río Grande y Río Gallegos, analizadas en el capítulo anterior.

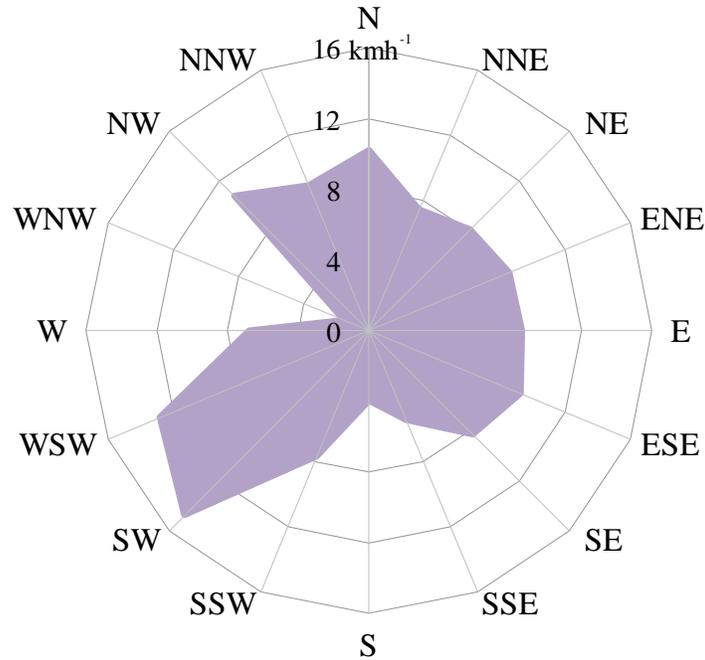


Figura 3.10. Velocidad media de viento, según dirección, período 2011-2022, Estación San Julio.

Las velocidades medias más altas ocurrieron en los meses de octubre, noviembre, diciembre y enero, alcanzando el mayor valor de 18 km^{-1} en noviembre de 2018 (Figura 3.11). En contraposición, los menores valores de velocidades medias, tuvieron lugar en los meses de marzo, abril, mayo, julio y agosto, siendo el menor valor de $6,2 \text{ km}^{-1}$ en abril de 2021 (Figura 3.11).

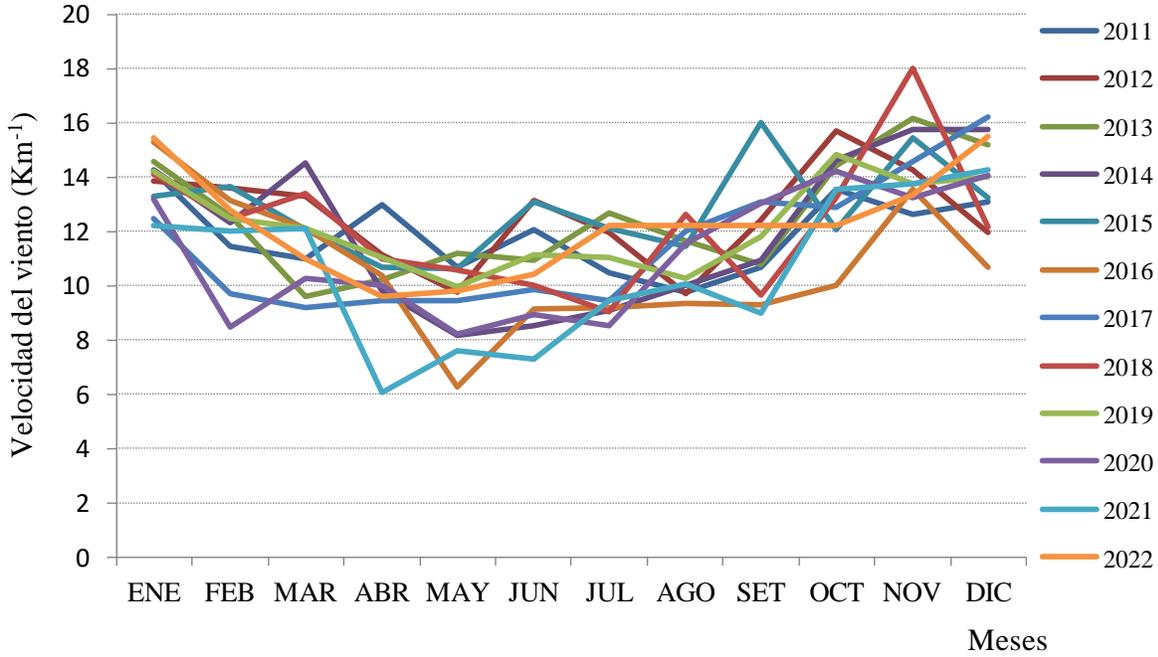


Figura 3.11. Velocidad media mensual de los vientos en el período 2011-2022, Estación San Julio.

El análisis anual del viento muestra el predominio del cuadrante SO, que aumenta gradualmente entre el 2011 y 2015, alcanzando el mayor porcentaje en este último año con 55,34 % (Figura 3.12). La dirección OSO es constante en todos los años, siendo mayor en el año 2013, con 21,46 %, mientras que el cuadrante NO, tuvo su mayor frecuencia en el año 2011 (Figura 3.12). Las restantes direcciones presentaron valores inferiores al 7%. La frecuencia anual de calmas no supera el 6 %, manifestando un aumento gradual hasta el año 2014 y ausencia de las mismas en el 2015 (Figura 3.12).

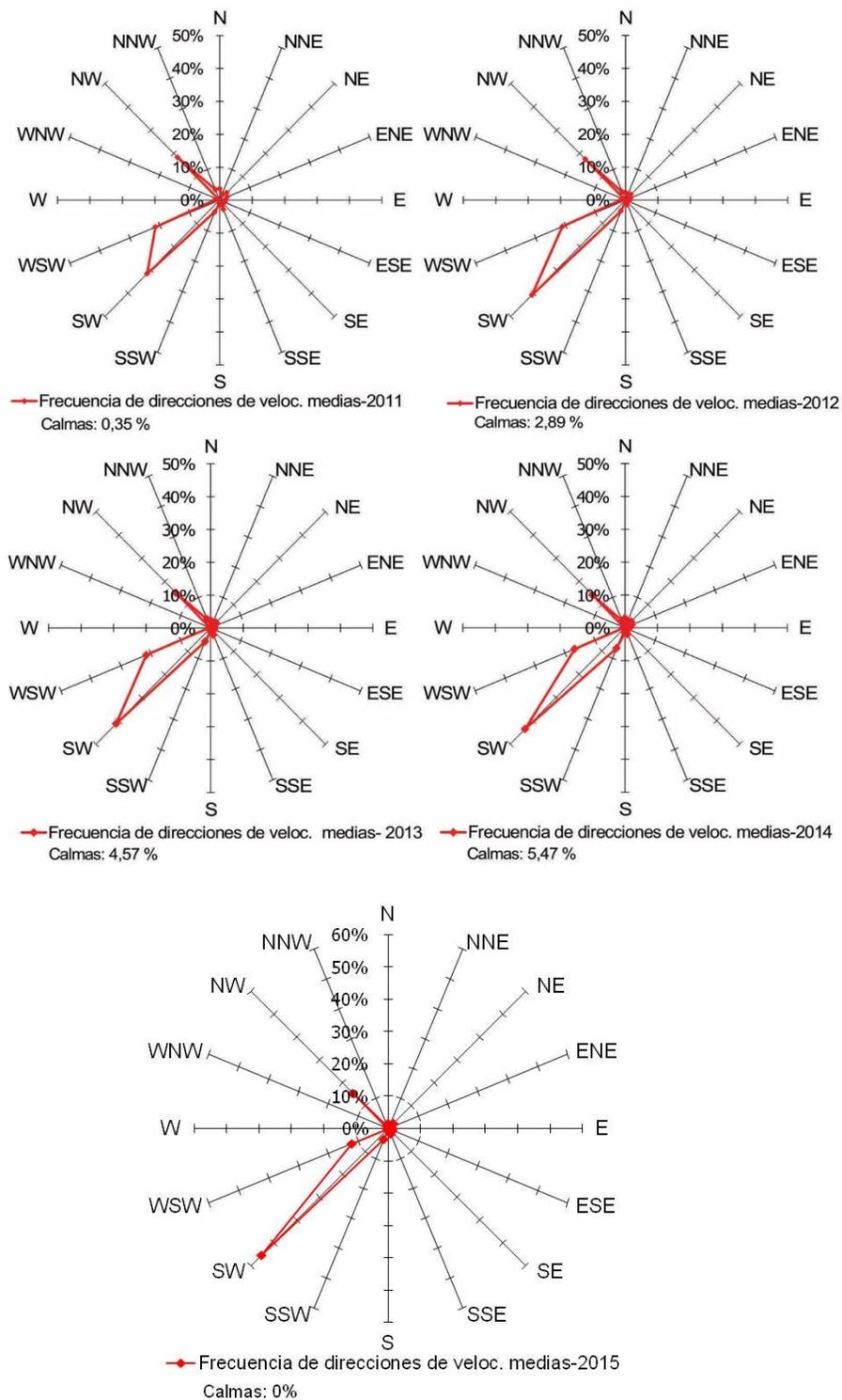


Figura 3.12. Frecuencia anual de direcciones de las velocidades medias de vientos. Período 2011-2015, Estación San Julio.

Los vientos del sector SO y OSO presentan las mayores velocidades durante todo el año. La máxima velocidad media del sector SO, se da durante la primavera ($16,9 \text{ kmh}^{-1}$) y durante el verano ($15,4 \text{ kmh}^{-1}$). Le siguen los vientos del sector OSO que varían entre $12,7 \text{ kmh}^{-1}$, $11,9 \text{ kmh}^{-1}$ y $12,4 \text{ kmh}^{-1}$ en verano, otoño e invierno respectivamente, aumentando hacia la primavera con $14,5 \text{ kmh}^{-1}$. Las mínimas velocidades medias ($0,67 \text{ kmh}^{-1}$, invierno) corresponden al sector ONO, durante todas las estaciones del año. Las curvas de velocidad media de las direcciones SO, OSO, O, ONO, NO y NNO, tienen patrones semejantes a lo largo del año (Figura 3.13).

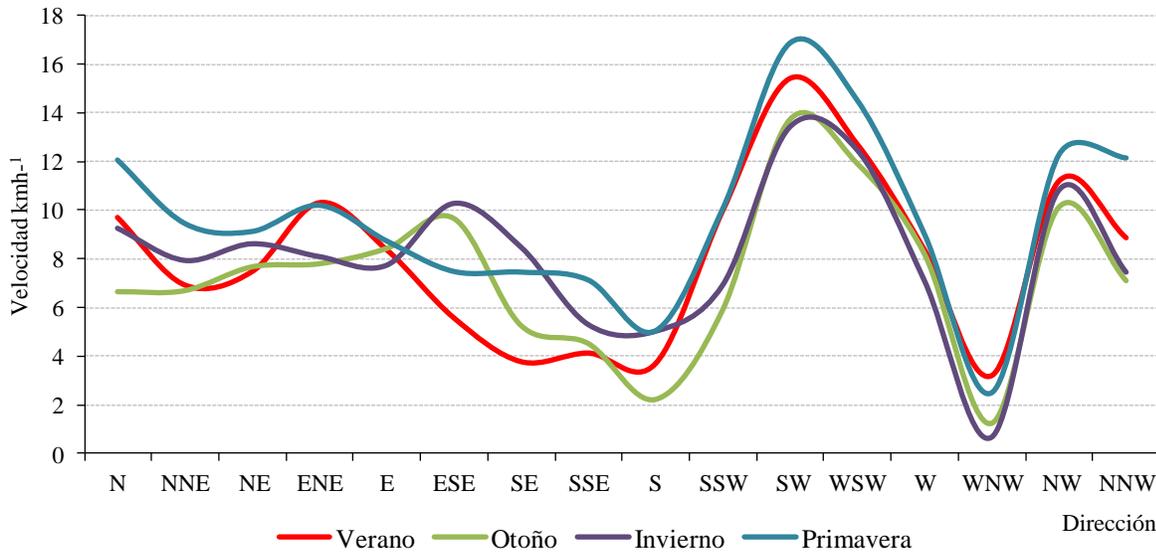


Figura 3.13. Velocidad media estacional de vientos según dirección. Período 2011-2015, Estación San Julio.

Las direcciones más frecuentes se observan en todas las estaciones del año (Figura 3.14). Los vientos del SO son más frecuentes en verano (45%). La dirección OSO es más frecuente en primavera (26%), mientras que los vientos del NO fueron más frecuentes en otoño (21%). Los vientos del cuadrante NE, ENE, E, ESE, SE y SSE, presentaron escasa frecuencia, aunque la misma aumentó durante el invierno (Figura 3.14). Las calmas variaron entre 6 % en el otoño y 0,9 % en primavera, siendo la primavera la estación del año más ventosa.

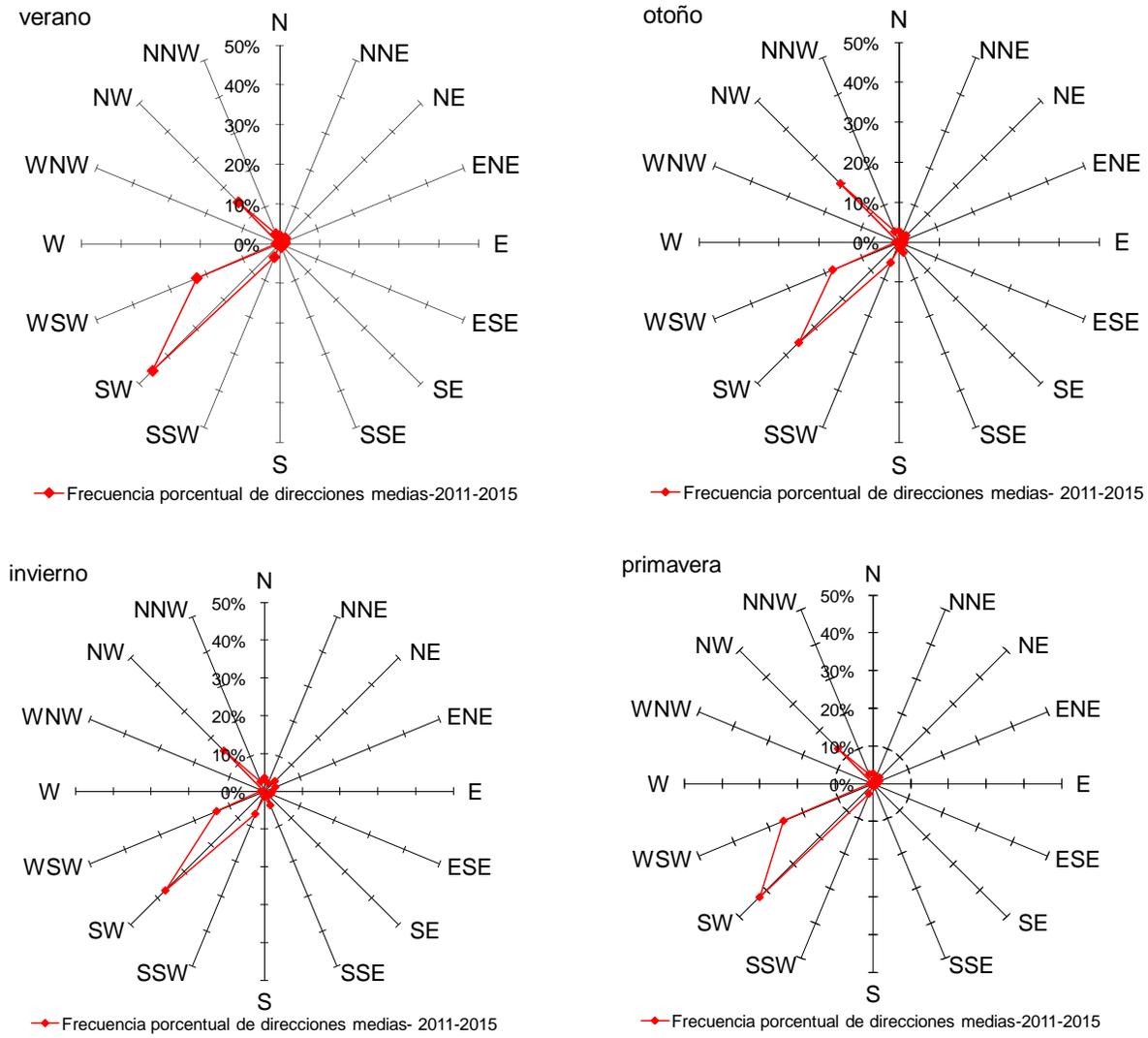


Figura 3.14. Frecuencia estacional de direcciones de velocidades medias de vientos. Período 2011-2015. Estación San Julio.

Las velocidades máximas se registraron en diferentes estaciones del año (Figura 3.15). En el año 2011, la máxima ráfaga ocurrió en diciembre $88,5 \text{ kmh}^{-1}$ (O) (Figura 3.15), en 2012 en el mes de agosto con $96,6 \text{ kmh}^{-1}$ (SO) (Figura 3.15), en 2013 y 2014 las mayores velocidades absolutas tuvieron lugar en el mes de febrero, con 111 kmh^{-1} (SO) y $88,5 \text{ kmh}^{-1}$ (O), mientras que en 2015 ocurrieron en el mes de marzo, alcanzando $107,8 \text{ kmh}^{-1}$ (SO) (Figura 3.15). Las direcciones predominantes de velocidades máximas provinieron de los sectores OSO, SO y O. El análisis de las

máximas velocidades y los máximos de precipitación indican que estas dos variables no están relacionadas (Figura 3.15).



Figura 3.15. Ráfagas máximas absolutas de viento y precipitaciones mensuales, período 2011-2015, Estación San Julio.

3.4. CONCLUSIONES

De acuerdo al análisis de temperatura media en el período 2011-2022, el mes de enero del año 2018 es el más cálido y en julio de 2020 ocurre la mínima temperatura del periodo analizado. El año 2018 fue el más cálido y el año 2012 el más frío para este período. La humedad relativa media se incrementa entre los meses de mayo y agosto. El año 2014 fue relativamente el más húmedo

mientras que en el 2018 se registra la mínima humedad de los doce años considerados. Los valores de precipitación son altamente fluctuantes a lo largo del período y en el análisis anual, no se presenta una estación con máximos importantes de precipitación. Sin embargo, se destacan los meses de marzo, mayo y diciembre como los de mayor precipitación y septiembre-octubre como los meses menos lluviosos. Las velocidades máximas de vientos provinieron principalmente del sector SO y las ráfagas máximas tuvieron lugar en los meses de febrero-marzo y entre octubre, noviembre y diciembre. En cuanto a las direcciones, le siguen en orden de importancia OSO y NO. Las calmas del período alcanzan 0,16% y confirman la alta frecuencia de los vientos en el área de estudio.

A partir del análisis de este capítulo, se determina que durante las estaciones de verano y primavera, existen mayores probabilidades de ocurrencia de eventos eólicos, debido a la menor humedad relativa en el aire y la intensidad y máximas velocidades del viento en este período. Si bien existe variabilidad en los registros de precipitación, se determinan valores máximos en los meses de mayo y diciembre, aunque estos son característicos de climas subhúmedos. Es decir, que a pesar de la ocurrencia de precipitaciones durante el período analizado, la escasez de las mismas y la influencia de los vientos predominantes son determinantes para que las lagunas queden con sus fondos secos y que tenga lugar el proceso de deflación. En este sentido, ocurre algo similar respecto a las superficies desprovistas de humedad en la periferia de las lagunas de estudio, en las que tiene lugar el transporte eólico.

CAPÍTULO 4

HIDROGRAFÍA DE LAS CUENCAS SEMIPERMANENTES DEL NORTE DE TIERRA DEL FUEGO

4.1. INTRODUCCIÓN

Una cuenca es un sistema en el que se producen interrelaciones y transferencia de energía y materia, tanto por el agua que fluye por los cauces como por efecto de la sedimentación-depositación (Piegay y Schunm, 2003). Las cuencas son depresiones donde se acumulan sedimentos y se puede determinar la evolución paleogeográfica de las mismas. Este sistema está sujeto a la dinámica que presentan los procesos erosivos, de sedimentación, estructural, climático y antrópico (Park, 1981). El tipo de sustrato sobre el que se labran las lagunas, constituye el principal factor determinante del tamaño y forma de sus cuencas, condicionando el tipo de suelo y desarrollo de la cobertura vegetal sobre el mismo. Las lagunas se encuentran en cuencas hidrográficas exorreicas (o abiertas), aquellas cuyos afluentes desembocan en el mar, endorreicas (o cerradas) y arreicas que corresponden a cuencas carentes de afluentes fluviales. Las cuencas hidrográficas están directamente relacionadas con los factores climáticos y fisiográficos. Como ejemplo de los fisiográficos se menciona la superficie, forma, pendiente, orientación, altitud; uso y cubierta del suelo, tipo de suelo, geología, topografía; red de drenaje: densidad hidrográfica, densidad del drenaje, entre otras (Gasparini et al., 2013).

Considerando la acción del viento, las lagunas se forman en depresiones someras, de bordes suaves y forma cóncava con sedimentos de tamaño fino a mediano (Iriondo, 2009). Este tipo de

geoforma puede clasificarse en elíptica, las cuales se producen por efecto del viento dominante que arranca y lleva en suspensión a los limos y arcillas. En caso que exista una gran cantidad de arena, limos o arcillas, éstas se acumulan a sotavento de la “hoya” o cubeta. Las lagunas circulares se producen por efecto de remolinos verticales que se forman en ausencia de viento (Contreras, 2013). Éstos se forman en las horas más cálidas de los días de verano en ambientes semiáridos y tienden a localizarse en lugares libres de vegetación. Son depresiones someras que suelen llenarse de agua en días de lluvia. La presencia de estas hoyas indica que cuando se formaron existía un régimen de vientos más suave que el que forma a las hoyas elípticas (Iriando, 2009). Se trata de depresiones que están contenidas en cuencas endorreicas y carecen de afluentes superficiales permanentes (Iturraspe, 2002). Están drenadas por cursos de agua estacionales, que en ocasiones fluyen sub-superficialmente. La humedad de las cuencas que contienen a estas lagunas depende de la asociación suelo-vegetación y son altamente sensibles a la evaporación, principalmente en la estación estival, en la que se encuentran sometidas a una mayor temperatura media y a la constante frecuencia e intensidad de los vientos (Iturraspe, 2000).

El viento es un agente protagónico en la dinámica de las lagunas y su periferia. Esto se debe a su efecto de desecación de la humedad de la superficie, cuyos suelos desprovistos de vegetación y los fondos secos de las lagunas, quedan expuestos a la deflación y la posterior acumulación del material transportado (Coronato, 2007). Estos procesos tienen mayor incidencia durante primavera y verano debido a la alta frecuencia y velocidad de los vientos del oeste, pues favorecen la transferencia de materiales finos y cambios en la composición química de los suelos y en su cubierta vegetal (Mazzoni y Vazquez, 2010). La depositación del polvo salobre, proveniente de los fondos secos de las lagunas, neutraliza el pH de los suelos circundantes, originalmente ácidos y

dominados por matorrales de Murtilla (*Empetrum rubrum*). Esta situación limita el desarrollo de dicha especie vegetal, favoreciendo la colonización de especies de mayor palatabilidad (Cebadilla o *Hordeum sp.*) (Villarreal et al., 2014).

Este capítulo tiene por objetivo relacionar las características litológicas con las hidrográficas de las cuencas en las que se emplazan lagunas en la zona norte de Tierra del Fuego. Cabe destacar que se han realizado escasos estudios sobre este tema en la zona de estudio. Además, este análisis resulta de especial interés debido a que, estas características, resultan condicionantes para la disponibilidad de partículas secas sometidas a erosión, transporte y depositación y consecuente modelado eólico-lagunar.

4.2. MÉTODO DE TRABAJO

Para el estudio litológico e hidrográfico a escala regional, se obtuvo información altimétrica del modelo de elevación digital de 90 metros de resolución espacial (Shuttle Radar Topographic Mission <https://www.earthdata.nasa.gov/sensors/srtm>), mediante procesamiento en el software ArcGis 10. Se realizó la delimitación manual de las cuencas hidrográficas (N=17) siguiendo las mayores altitudes, en base a los datos de las curvas de nivel obtenidas de forma automatizada y revisados manualmente. Se confeccionó un inventario de diversos parámetros cuantitativos y cualitativos (Tabla 4.1.) de las cuencas hidrográficas detalladas en la Figura 4.1. en base a imagen satelital Quickbird del mes de octubre de 2017 extraída de Google Earth[®]. Considerando el área de las mismas se clasificaron de acuerdo a diferentes rangos (Tabla 4.2).

CUENCA
Área total (km ²)
Litoestratigrafía
Orientación del eje mayor
Altitud media de la cuenca (m.s.n.m.)
N° de cubetas
Longitud de tributarios (km)
Cobertura vegetal
Uso del suelo

Tabla 4.1. Aspectos cualitativos y cuantitativos que se han analizado en las cuencas del área de estudio.

Rangos de superficie de cuencas (km²)
< 15
15-30
30-70
> 206

Tabla 4.2. Rangos de superficie de las cuencas.

Para conocer las características de las lagunas a escala regional, se estimaron los parámetros morfométricos establecidos por Hutchinson (1957) y Håkanson (1981):

- * Área (A), constituye la superficie del cuerpo de agua.
- * Perímetro (P), es la longitud del exterior del cuerpo de agua. Hutchinson (1957) plantea que este parámetro es dinámico porque fluctúa según la vida efímera de las lagunas.
- * Longitud máxima (LM), es la longitud de la línea que une los puntos más extremos del cuerpo de agua. No deberá cruzar ninguna porción de terreno salvo que sea una isla. La posición del eje de medición se expresa según la rosa de los vientos.
- * Ancho máximo (AM), es la longitud en línea recta perpendicular a la LM.
- * Desarrollo de Costa (F) (adimensional), es el cociente entre el perímetro de la laguna y la superficie . F se obtiene a través de la siguiente fórmula (1)

$$\frac{P}{2\sqrt{A \cdot \pi}} \tag{1}$$

Según el valor de F se puede clasificar a una laguna en circular (1,04 a 1,15), elíptica (1,15 a 2,5) y subrectangular elongada (2,5 a 5). Valores superiores a 5 indican formas alargadas. El desarrollo de la línea de costa determina la regularidad del contorno de una laguna, considerando su semejanza a un círculo. Representa el grado de contacto con tierra firme, lo cual hace referencia al terreno colonizable por especies hidrófitas, es decir, adaptadas a suelos saturados. Las costas irregulares favorecen el intercambio térmico agua-tierra y ofrecen mayores posibilidades para desarrollar ambientes protegidos del viento y oleaje. Si F tiene valores aproximados a 1, las lagunas tienen formas circulares, con valores próximos a 2 o superiores significa que son formas más alargadas o elípticas.

De acuerdo con Dangavs (1976) los cuerpos de agua se clasificaron según la permanencia del agua en la cubeta, de modo que pueden ser permanentes, semipermanentes, temporarias, efímeras, periódicas y pluviales.

Para el análisis a escala local se realizaron mediciones de las variables morfométricas (Tabla 4.3), mediante SIG en lagunas Amalia (Am), O'Connor (Oc) y Escondida (Es) (Figura 4.1). Se calculó el área, perímetro, número y longitud de los cauces de cada una de las mismas. Posteriormente se jerarquizaron las redes de drenaje asignando a cada cauce el número de orden de acuerdo a la propuesta de Horton (1945) y Strahler (1974). En base a las curvas de nivel y el modelo de elevación digital del terreno de 30 m de resolución espacial provisto por el Instituto Geográfico Nacional (IGN), se generó un DEM a partir del cual se determinaron la altitud mínima y máxima de la cuenca y la pendiente media. Con el fin de conocer la dinámica de erosión de la cuenca, se calculó la densidad de drenaje (Horton, 1932), entendida ésta como el cociente entre la longitud de los cursos de agua de la cuenca, expresados en kilómetros y el área total de la unidad expresada en km^2 , interpretando el resultado como el número de cauces existentes por km^2 .

La información obtenida de los parámetros morfométricos (Tabla 4.1) se organizó en una matriz de datos dentro de un Sistema de Información Geográfica (SIG). Además, se realizaron observaciones de campo que complementan los resultados expuestos a continuación.

Parámetros e índices morfométricos de las cuencas	
Área de la cuenca de drenaje (Ad)	km ²
Perímetro (P)	km
Altitud mínima y máxima	m.s.n.m.
Pendiente media (S)	%
Índice de compacidad (Kc): $Ic = 0,282 * P / \sqrt{Ad}$	adimensional
Orden de la cuenca	-
Longitud total de cauces (lt)	km
Nº de cauces de cada orden (Nu)	-
Longitud de cauces de cada orden	km
Densidad de drenaje (Dd): $Dd = lt / Ad$	km/km ²

Tabla 4.3. Parámetros morfométricos calculados en las cuencas.

Los parámetros físico-químicos de las lagunas se midieron cuando las lagunas tenían agua, dado que durante el invierno están congeladas. Las mediciones permitieron caracterizar a los cuerpos de agua y conocer la existencia de relación con las partículas depositadas a sotavento del cuerpo de agua.

Para determinar las características físico-químicas del agua de las lagunas se midieron las siguientes variables: oxígeno disuelto (mg l^{-1}), temperatura ($^{\circ}\text{C}$), pH, conductividad eléctrica (CE, mS cm^{-1}), salinidad (%) y turbidez (Tabla 4.4). Las mediciones se llevaron a cabo *in situ*, mediante un equipo multiparamétrico Horiba U-10. Para georreferenciar los sitios de muestreo se utilizó un navegador satelital Garmin. La velocidad de viento se midió mediante un anemómetro portátil PROVA.

Parámetro	Unidad
pH	Adimensional
Conductividad eléctrica	mS cm^{-1}
Oxígeno Disuelto	mg l^{-1}
Temperatura	$^{\circ}\text{C}$
Salinidad	---

Tabla 4.4. Parámetros físicos medidos del agua de las lagunas.

Debido al variable comportamiento de las precipitaciones y por ende, de la humedad en el paisaje de la estepa fueguina, la medición de los parámetros físicos y químicos se limitó a la posibilidad de la realización de campañas al área de estudio así como a la disponibilidad de agua en las lagunas de estudio. En cuanto a la medición de las propiedades físicas con instrumental multiparamétrico, solo fue posible introducirlo en condiciones en que la columna de agua sobrepasaba los 12 cm de altura. Las mediciones se efectuaron en las siguientes fechas: 05/01/2011, 16/05/2012, 15/11/2012, 06/02/2013, 13/03/2013 y 24/10/2013.

4.3. RESULTADOS

4.3.1. Análisis de las cuencas interiores de la estepa fueguina

Las cuencas interiores se localizan en el norte de Tierra del Fuego, entre los ríos Chico o Carmen Silva al norte y este, el río Grande al sur y el límite internacional con Chile al oeste (Figura 4.1). El inventario definió un total de 17 cuencas de carácter hidrológico endorreico, aunque evidencias morfológicas indican que en el pasado formaban una red de drenaje exorreica (Coronato et al., 2012). Estas se vinculan conformando una red de drenaje integrada condicionada por las formas del relieve, en general, y por geoformas locales, como los cauces no activos (paleocauces) en los márgenes altos de algunas cubetas. Es decir, que en condiciones climáticas de mayor humedad y por lo tanto mayor caudal, estas lagunas han tenido superficies mayores que las actuales (Coronato et al., 2022) y han estado conectadas entre sí.

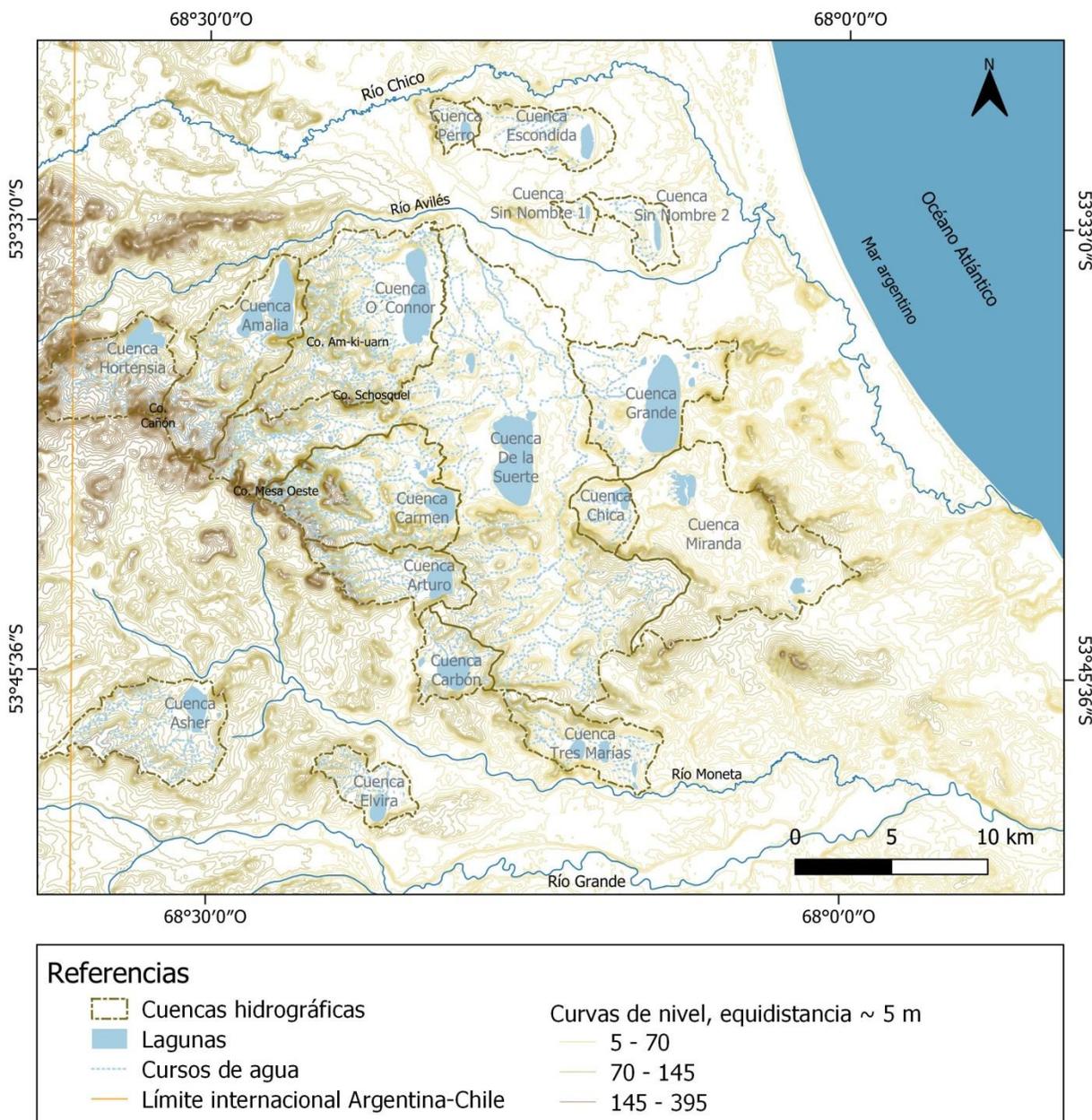


Figura 4.1. Cuencas de lagunas interiores de la estepa fueguina.

El área de las cuencas es altamente variable. Los valores oscilan entre 206 km² (Laguna De la Suerte) y 3 km² (Sin Nombre2), con un valor medio de 36,44 km². Sólo el 35 % de las cuencas tienen una superficie superior a la media (N=5).

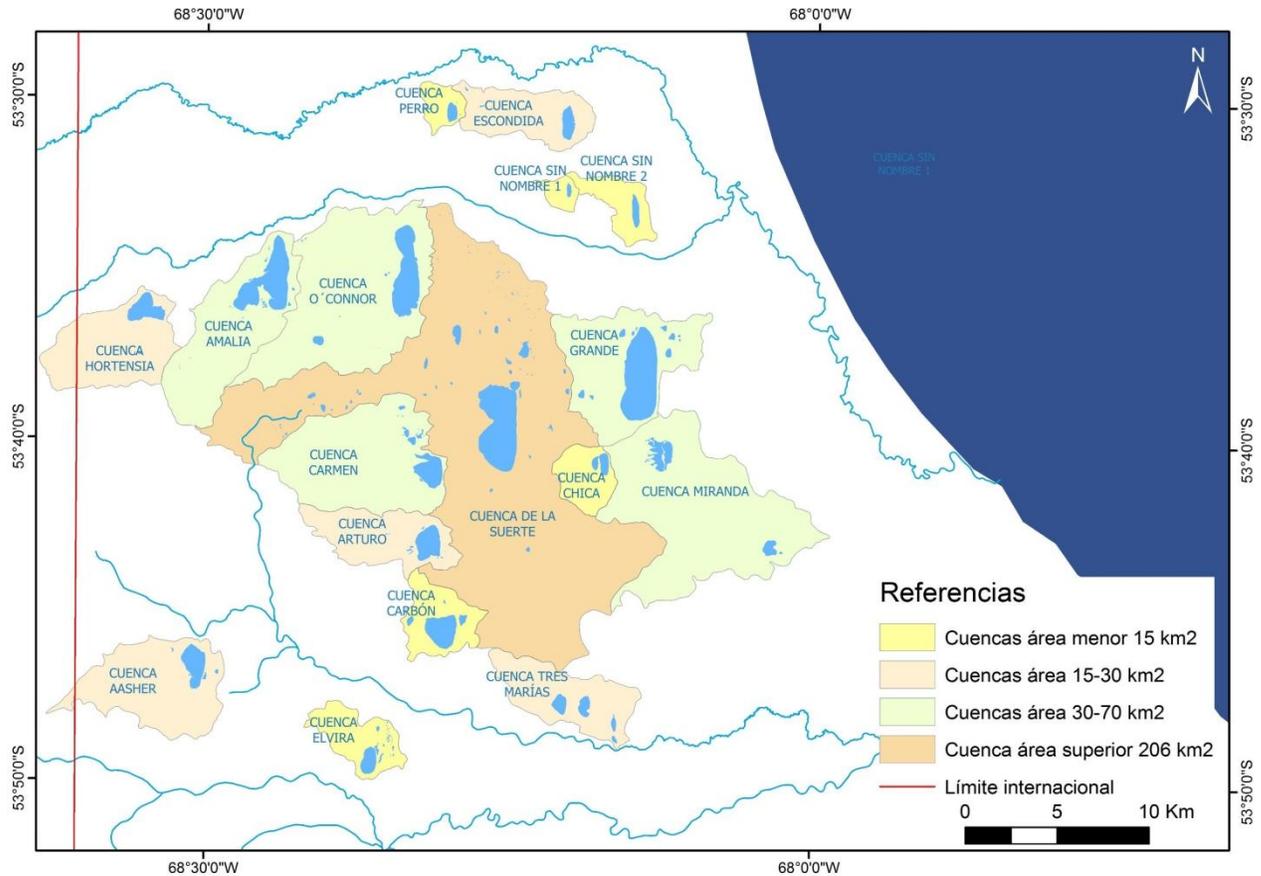


Figura 4.2. Área de cuencas hidrográficas.

La altitud del área comprendida por las cuencas presenta un gradiente descendiente de oeste a este, con una media de 72,5 m.s.n.m. El máximo valor se presenta en la Cuenca Hortensia que alcanza 165 m.s.n.m. localizada en el oeste del área estudiada y el mínimo en la Cuenca Grande con 20 m.s.n.m., situada en el sector este (Figura 4.2).

Las cuencas están labradas sobre litoestratigrafías múltiples. Se diferenciaron tres grupos de emplazamiento litológico (Figura 4.3):

- 1) Cuencas en Depósitos Glacifluviales (DG). Un conjunto de los cuerpos de agua está labrado sobre depósitos de arenas, gravas, limos y arcillas conformando abanicos glacifluviales.

- 2) Cuencas en Sedimentitas marinas deltaicas fosilíferas (SMD), constituidas por limo-arcillitas y conglomerados fosilíferos.
- 3) Cuencas en Sedimentitas marinas deltaicas fosilíferas (SMD) y Sedimentitas marinas proximales-continetales (SMPC) (conglomerados y areniscas).

La edad del sustrato de las litologías varía de Mioceno medio (rocas deltaicas fosilíferas) a superior (rocas marinas proximales-continetales) y Pleistoceno medio (depósitos glacifluviales) (Codignotto y Malumián, 1988). Debido a la existencia de cuencas labradas sobre litoestratigrafías múltiples, se diferenciaron tres grupos de emplazamiento litológico:

Las cuencas DG (N=4) están localizadas en el noreste del área de estudio y se emplazan sobre la terraza inferior del abanico glacifluvial. La superficie que ocupan oscila entre 3 (Sin Nombre 2) y 17 km² (Escondida) y se sitúan a una altitud media de 45 m.s.n.m (Figura 4.2). Las cubetas orientan su eje mayor en sentido prácticamente N-S, a las cuales se asocian mantos eólicos a sotavento. Las cuencas SMD (N=9) se distribuyen en el S, SE y O del área, las superficies varían entre 10 km² (Chica) y 68 km² (Miranda). Se encuentran a una altitud media de 76 m.s.n.m. Los ejes mayores de las lagunas están orientados principalmente N-S. Las cuencas SMD-SMPC (N=4) están localizadas en el centro del conjunto. El área de este grupo de cuencas varía entre 20 km² (Arturo) y 206 km² (De la Suerte). Se localizan a una altitud media de 91 m.s.n.m, la cual es superior a los grupos restantes.

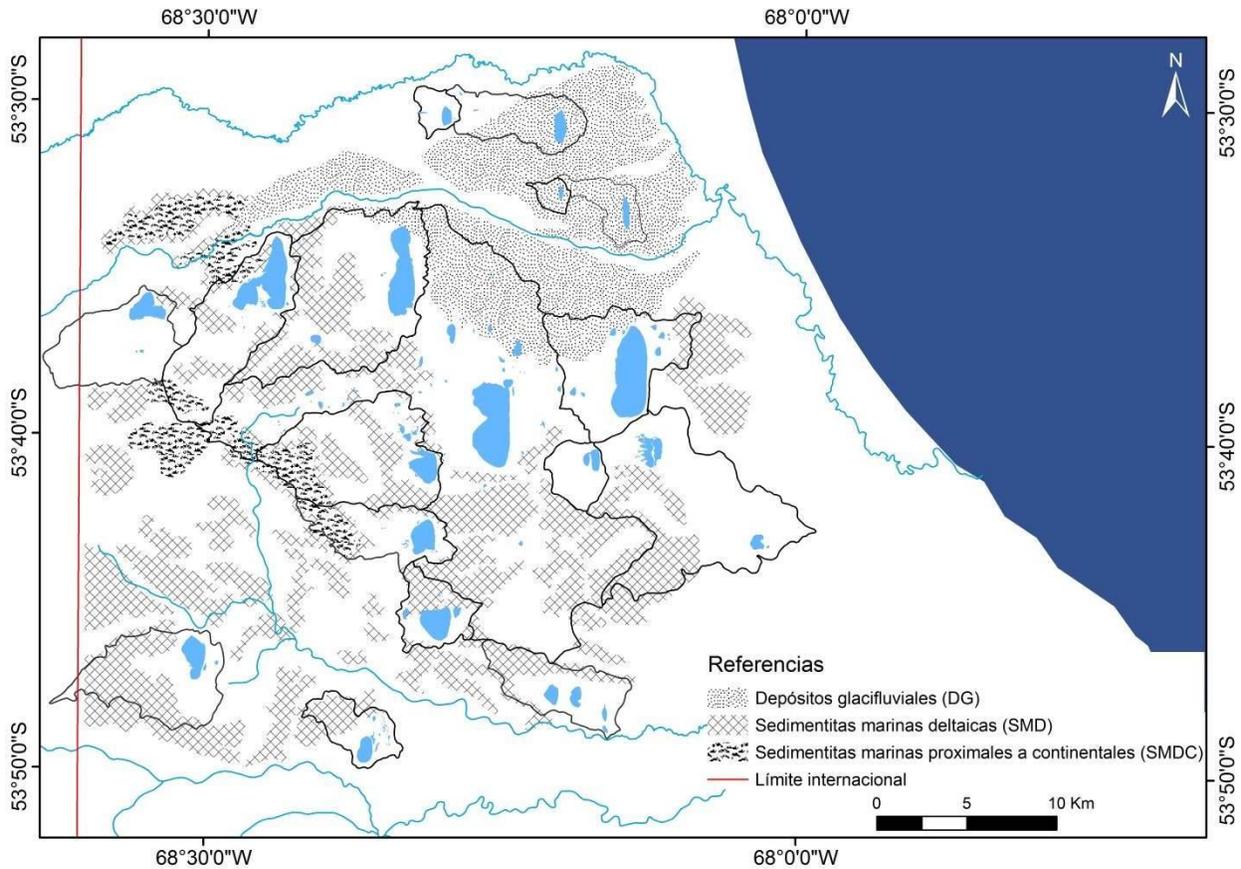


Figura 4.3. Sustrato en el que se emplazan las cuencas hidrográficas en el norte de Tierra del Fuego.

Debido al gradiente de elevación norte-sur del relieve y este-oeste, la mayor parte de los cursos de agua de régimen intermitente que labran la superficie de las cuencas y que alimentan las lagunas, circulan de oeste a este, consecuencia de la disminución de pendiente del relieve en este sentido (Figura 4.4). Estos cursos son temporarios, la mayoría de carácter sub-superficial y fluyen sobre una capa de material arcilloso de escasa permeabilidad, que determina la formación de cárcavas a causa de la erosión retrocedente. En general, el área de las cuencas tiene una relación directa respecto a la longitud total de tributarios (Figura 4.5) con un valor de correlación de 0.8, lo cual indica una alta asociación entre ambas variables. Sin embargo, en tres cuencas (Grande, Carmen y Asher) no se produce esta relación.

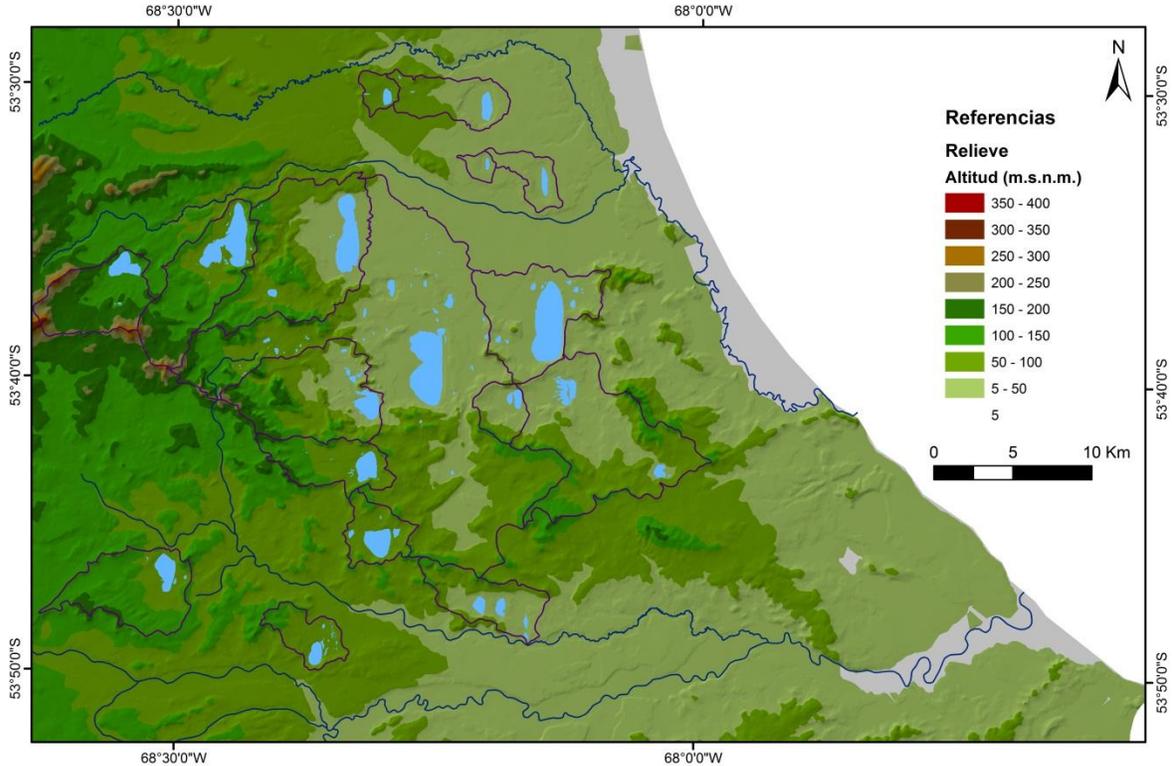


Figura 4.4. Mapa altimétrico del área comprendida por las cuencas hidrográficas estudiadas.

En cada cuenca, existe una laguna principal de mayores dimensiones, y cubiertas secundarias, originadas a partir de la confluencia de los cursos de agua. Las aguas sub-superficiales descienden con la menor pendiente, y en donde el material presenta alta fragilidad a la erosión, se convierten en cursos superficiales y generalmente desencadenan la formación de pequeñas cubetas debido a la escasa pendiente con la que se encuentran. La cantidad de cubetas que se desarrollan en cada cuenca no está en relación directa con la superficie de la misma. La orientación del eje mayor de las cuencas se dispone, principalmente, en direcciones NE-SO y SE-NO.

De acuerdo con la cobertura vegetal dominante, las cuencas se agrupan en a) cuencas con cobertura simple, formadas por matorrales de mata negra y murtilla o por murtillares, y b) cuencas con cobertura mixta, formadas por pastizales de pastos tiernos-coironales o por coironales-matorral.

Las cuencas más septentrionales, labradas en depósitos glacifluviales, presentan cobertura vegetal simple mientras que en las del centro y sur es mixta, con asociación dominante de pastos tiernos-coironales y coironales-matorrales. La cobertura de pastos salinos se presenta en la periferia de las lagunas, excepto en dos de ellas, localizadas en el sur.

El uso del suelo común a todas las cuencas es la ganadería extensiva. Como se mencionó en capítulos anteriores, la especie predominante en la estepa fueguina es el coirón (sp. *Festuca gracillima*), la cual presenta mayor desarrollo en sectores con menor influencia ganadera. La vegetación ubicada a sotavento de las cubetas, se adapta a las condiciones de salobridad de los suelos, predominando las especies *Suaeda patagónica* (vidriera), *Rumex acetosella* (vinagrillo) y por otro lado, sp. *Hordeum*. En general, la cobertura de vegetación disminuye sobre los mantos eólicos presentes a sotavento de algunas de las lagunas, dando lugar a suelos desnudos y agrietados, propensos al deterioro principalmente por el pisoteo del ganado. Los suelos poco profundos con un alto grado de acidez (pH 5-5.5) en los cuales existe un gran porcentaje de arenas y gravas, se desarrolla vegetación arbustiva con una mayor frecuencia de *Chiliodendron difusum* (mata negra), *Lepidophyllum cupressiforme* (mata verde) y *Empetrum rubrum* (murtilla de Magallanes) (Collantes et al., 1999, Cingolani et al., 1999).

4.3.2. Análisis de las lagunas interiores de la estepa fueguina

Las lagunas son someras y constituyen el depocentro de las cuencas endorreicas que las contienen. Las precipitaciones rápidamente provocan saturación en sus fondos debido a su composición limo-arcillosa; sin embargo en períodos en los cuales están secos, principalmente entre

los meses de diciembre y febrero, estos quedan expuestos a la dinámica del viento, dando lugar al transporte a sotavento de sedimentos más finos o reacomodamiento en el mismo fondo. Presentan un régimen hidrológico semipermanente, siendo la precipitación la principal fuente de alimentación de los cursos de agua estacionales, que aportan a los depocentros en forma de lluvia o nieve, especialmente en el invierno, ocasionando crecidas estacionales de deshielo durante la primavera.

El área de las lagunas varía entre $0,25 \text{ km}^2$ (Sin Nombre 2) a $7,48 \text{ km}^2$ (De La Suerte) y no está directamente relacionada con la de la cuenca que las contiene (Tabla 4.5). Los resultados expuestos en la Tabla 4.5, muestran que existe una relación variable entre ambas superficies lo cual permite suponer que el tamaño de la laguna no está condicionado con el área de la cuenca y con su densidad de drenaje.

Nombre de la Laguna	Cuenca (km²)	Laguna (km²)
Sin Nombre 2	3,00	0,25
Perro	4,81	0,48
Sin nombre 1	8,87	0,75
Chica	10	0,4
Elvira	11,46	0,84
Carbón	13,61	2,25
Escondida	17,64	1,3
Arturo	20,62	1,71
Tres Marías	21,54	1,34
Aasher	22,07	1,85
Hortensia	27,76	1,54
Grande	38,29	6,99
Amalia	38,64	4,86
Carmen	45,53	1,48
O'Connor	61,29	4,38
Miranda	67,57	0,77
De la Suerte	206,70	7,48
Media	36,44	2,27
Desvío estándar	46,33	2,19

Tabla 4.5. Relación entre la superficie de la cuenca y de la laguna depocentro de su cuenca respectiva principal.

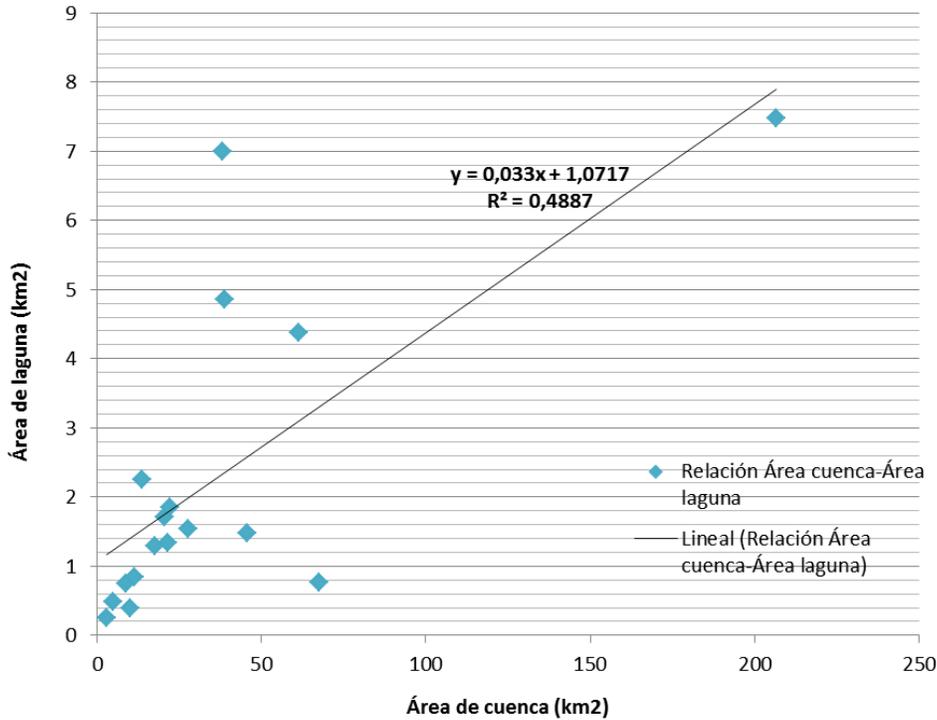


Figura 4.5. Regresión lineal entre el área de las cuencas y el área de la laguna respectiva.

El 76% de las lagunas tienen forma elíptica (Perro, Escondida, SN1, SN2, Amalia, O'Connor, De la Suerte, Grande, Chica, Miranda, Aasher, Elvira, Tres Marías) (Figura 4.6). En estas lagunas, la orientación del eje mayor no está directamente relacionada con el eje principal de las cuencas. Otro grupo de lagunas (18%), tienen forma circular (Carmen, Arturo, Carbón) y solo una (Hortensia: 6%) tiene características de cubeta amorfa (Figura 4.6). Las de forma elíptica tienen orientación SO-NE en su eje principal, lo cual se debe al oleaje generado por el viento predominante. Casi la totalidad del conjunto de cuerpos de agua se ubica próximo a la divisoria de la cuenca, generalmente sobre el límite oriental, lo cual podría estar relacionado con factores paleogeográficos o bien a la migración del cuerpo de agua por efecto del viento.

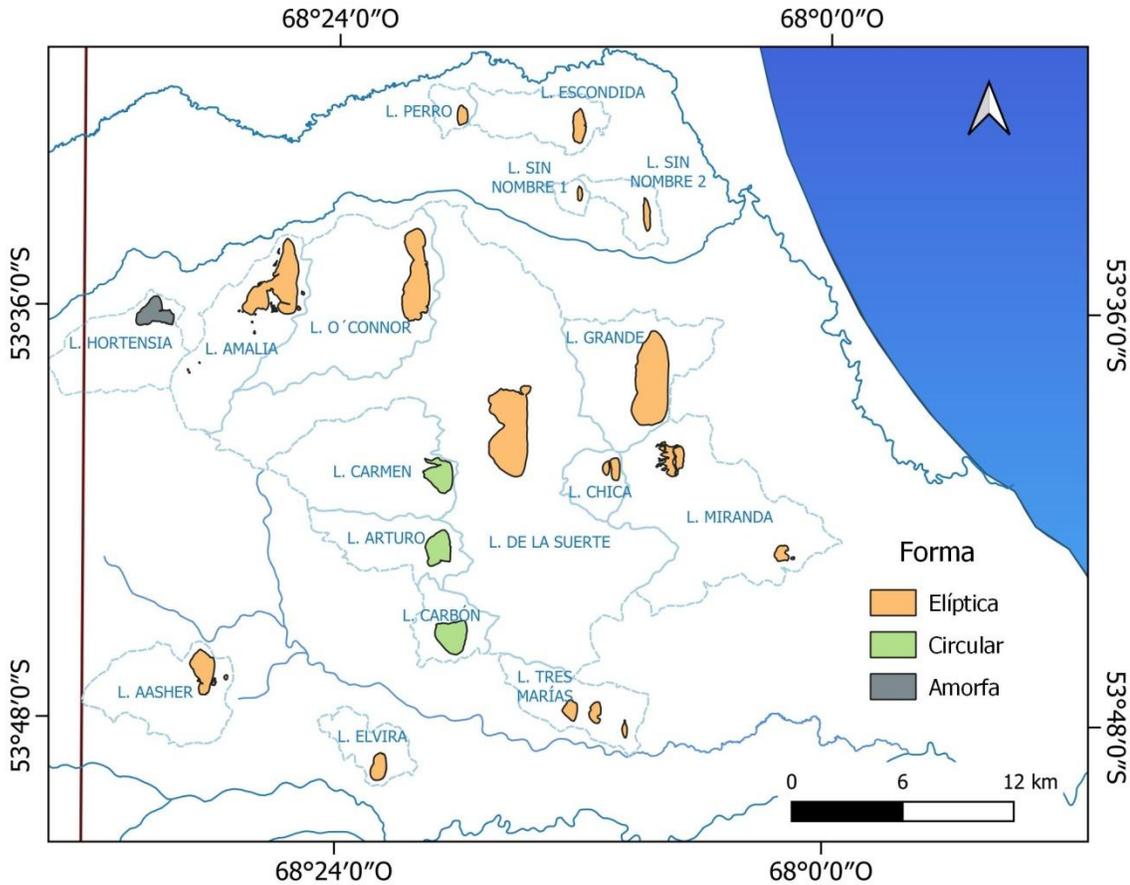


Figura 4.6. Clasificación de lagunas de acuerdo a su forma.

4.3.2.1. Caracterización morfométrica de las lagunas semipermanentes

En base a la clasificación presentada en el apartado anterior, el conjunto de cuerpos de agua labrados sobre depósitos de arenas, gravas, limos y arcillas, conforman parte de los abanicos glacifluviales (DG). Estas lagunas (N=4) tienen P entre 1,8 y 4,5 km, A entre 0,5 y 1 km², LM entre 0,8 y 1,9 km y AM con valores entre 0,3 y 0,7 km. Otro grupo de lagunas (N=12) se asientan en sedimentitas marinas deltaicas (SMD) constituidas por limo-arcillitas y conglomerados fosilíferos. Estas conforman serranías fuertemente disectadas. Las lagunas de este grupo están formadas a partir de antiguos valles fluvio-glaciales y tienen P entre 3,9 y 15,3 km, mientras que el tamaño de A varía

entre 0,7 y 8,1 km². Los parámetros LM (1,2 y 5,1 km) y AM (1,9 y 0,8 km) son superiores a los medidos en lagunas del ambiente glacifluvial, al igual que todos sus valores medios (Tabla 4.6). Un último grupo está conformado por una laguna asentada sobre litología mixta de sedimentitas marinas deltaicas y sedimentitas marinas proximales-continentales (conglomerados y areniscas) (SMDPC). Esta laguna tiene valores morfométricos superiores a las de los otros grupos, tanto en valores extremos como en los medios (Tabla 4.6).

El parámetro F es aplicable a 5 casos del total (N=17), en los cuales coincide la clasificación propuesta con la observación directa. Para el caso de las 12 lagunas restantes, aplicando la clasificación, 10 se corresponden con formas circulares de acuerdo a los valores de F (1,1 y 1,15), 1 se aproxima a la forma elíptica (f=1,5) y otra con forma indefinida o amorfa. Sin embargo, por observación directa ocurre la situación inversa, ya que se aplica la forma elíptica y circular respectivamente. Los grupos DG y SMDPC están compuestos en su totalidad por lagunas elípticas, mientras que en el grupo SMD 67 % son elípticas, 25 % circulares y 8 % tiene forma indefinida o amorfa.

Las lagunas deben su origen a la deflación eólica aunque sobre diferentes geoformas. Las que se desarrollan sobre sedimentitas marinas ocupan depresiones originadas por deflación en antiguos valles glacifluviales, mientras que las lagunas de los abanicos glacifluviales deben el origen de las depresiones a la deflación eólica. De acuerdo con Wetzel (1983) lagunas de esta génesis generan depósitos eólicos a sotavento, tal es el caso de los mantos de limo-arcilla que se desarrollan en la región (Villarreal et al., 2014). Las características morfométricas son altamente variables en lagunas semipermanentes, ya que P y A están condicionados a las fluctuaciones de las

precipitaciones y evaporación a lo largo del verano. Dado que F no se corresponde con la forma que surge de la interpretación visual, este parámetro no es aplicable a las lagunas interiores de esta región, desarrolladas en ambientes de clima templado-frío subhúmedo.

Grupos de emplazamiento litológico	Perímetro medio (km)	Área media (km ²)	Longitud máxima media (km)	Ancho medio (km)	Desarrollo de costa medio (km)
DG	3,2	0,55	1,4	0,49	1,2
SMD	8,8	3	2,6	1,3	1,6
SMD/SMPC	16,32	5,6	4	2,3	1,9

Tabla 4.6. Parámetros morfométricos medios de cada grupo de lagunas de acuerdo a su litología. DG: Depósitos glacifluviales, SMD: Sedimentitas marinas deltaicas, SMPC: Sedimentitas marinas proximales-continetales, observaciones efectuadas en la imagen satelital Quickbird de octubre del año 2017.

4.3.3. Cuencas hidrográficas Amalia, O'Connor y Escondida

Las lagunas sobre las cuales se realizaron análisis más detallados son cuerpos de agua someros que no superan 1 metro de profundidad. Es necesario aclarar, que no se ha podido realizar la batimetría dada la escasa profundidad, que impidió el desplazamiento con embarcación en los cuerpos de agua. En los períodos en los que los fondos estaban desprovistos de agua, tampoco se tuvo acceso, debido a la imposibilidad de desplazamiento sobre la superficie de los mismos, debido a la composición limo-arcillosas de los fondos de las lagunas. Sin embargo, la estacionalidad hídrica observada en forma directa mediante relevamientos de campo, ha permitido determinar que los mismos son planos.

4.3.3.1. Cuenca de Laguna Amalia

La cuenca de Laguna Amalia se ubica en el noroeste del área de estudio, está labrada sobre rocas sedimentarias de la Fm. Carmen Silva (Codignotto y Malumián, 1988) y en el sur y oeste, sobre rocas de la Fm. Castillo (Figura 4.7). Ocupa un área de 39 km² y su perímetro es de 16,32 km. La altitud de la cuenca varía entre los 50 y 310 m.s.n.m., presentando máximas altitudes en el sudoeste de la cuenca (Figura 4.8A). Las pendientes varían entre 0 y 3,2 %, sus valores tienden a aumentar hacia el sudoeste y en menor medida, en el noreste de la cuenca, alcanzando un máximo de 19 % (Figura 4.8B). La pendiente media del área total es de 3,6 %. El valor de la *Dd* de la cuenca es 1,7 km/km², lo cual permite interpretar que existe una baja densidad de drenaje (Figura 4.7). De acuerdo a los factores que controlan la densidad de drenaje propuestos por Strahler (1979), se considera que, en gran medida, los cauces de esta cuenca recorren una topografía compuesta por materiales limo-arcillosos, de baja infiltración y escasa cobertura de vegetación. Sin embargo, la densidad es mayor al sur de la laguna, en donde se presentan las mayores altitudes. Por otro lado, la longitud de los cursos de agua aumenta debido a la distancia que recorren hasta la laguna (Figura 4.7). La cuenca presenta un orden de jerarquía 3, desarrollándose el mayor número de cauces en el orden 1 y en consecuencia, es el orden que presenta una longitud superior respecto a los restantes (Tabla 4.7). Se observa una importante variación en el número de cauces del 1° orden respecto a los órdenes 2° y 3°, observándose un solo cauce en este último. En los límites este y oeste de la laguna, los cauces tienen menor longitud, lo cual se relaciona con el aumento de la pendiente y a la posición dentro de la cuenca que la contiene.

ORDEN	1	2	3
Número	59	7	1
Longitud (km)	49,1	12,6	6,2
Longitud total de cauces: 67,7 km			

Tabla 4.7. Órdenes, número y longitud de los cauces de la Cuenca Amalia.

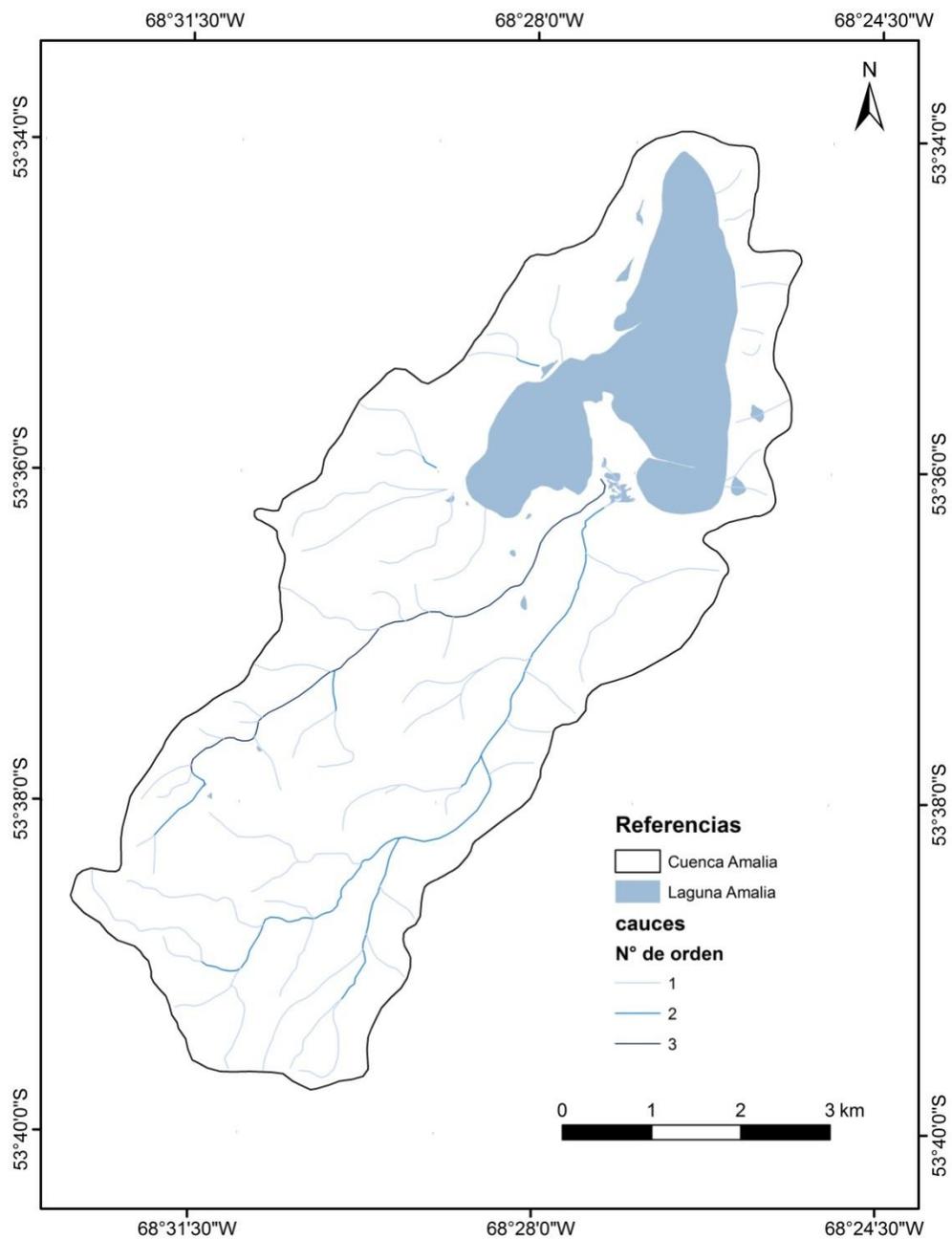


Figura 4.7. Jerarquización de cursos de agua de la Cuenca Amalia.

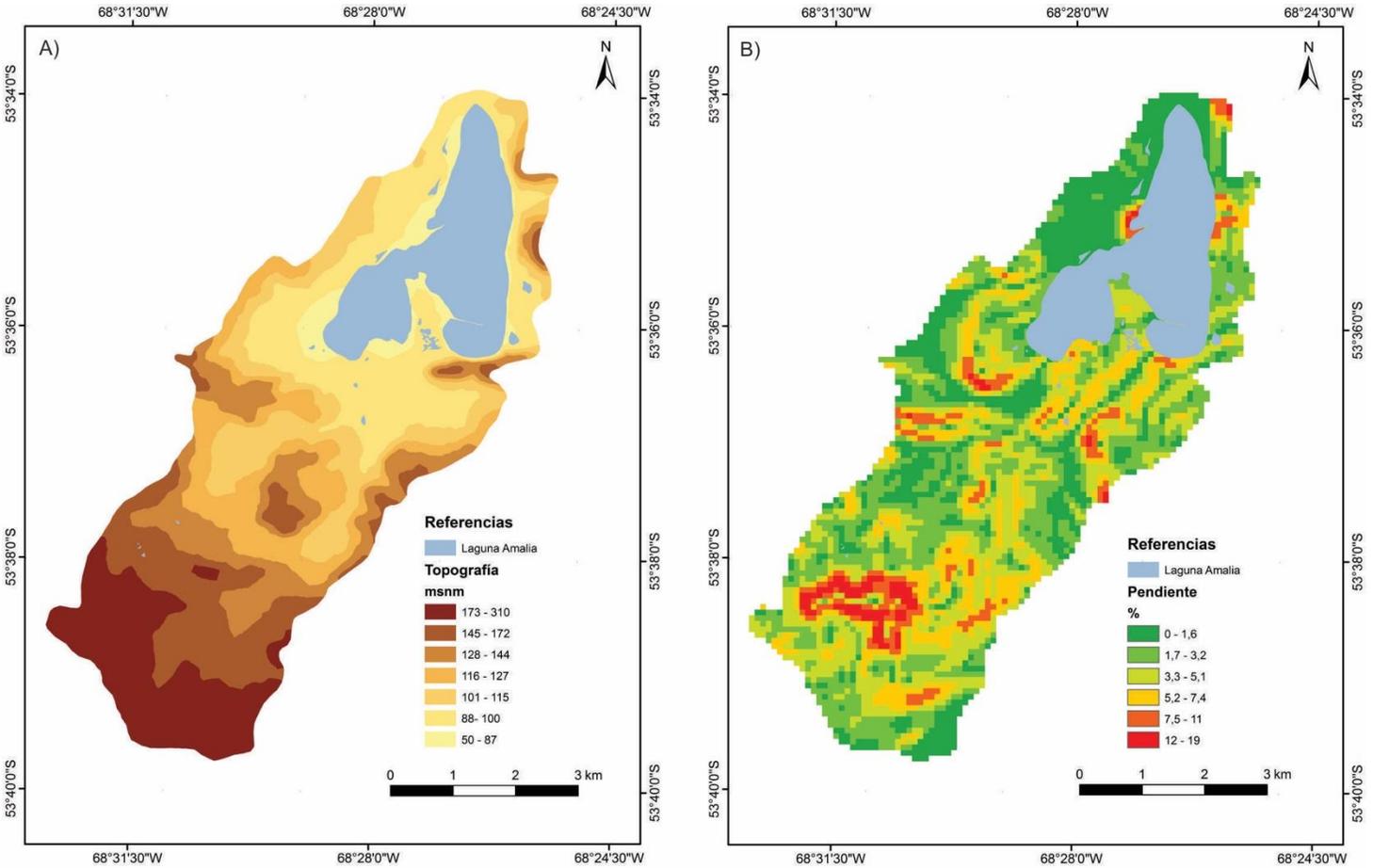


Figura 4.8. Cuenca Amalia A) Mapa topográfico, B) Mapa de pendientes.

La Laguna Amalia, presenta un A de 12,6 km² y un P de 16,32 km. La variable LM se dispone en sentido N-S, con un valor de 4,1 km, mientras que AM es de 2,43 km, en sentido O-E. La laguna presenta un F de 1,9, indicando forma elíptica. Sin embargo, está condicionada por la exposición de un sector del sustrato rocoso en el que está labrada, lo cual le confiere una forma peninsular en su costa sur.

4.3.3.2. Cuenca de Laguna O'Connor

La cuenca de Laguna O'Connor se ubica en el noroeste del área de estudio y al este de L. Amalia, está labrada en rocas sedimentarias de la Fm. Carmen Silva (Figura 4.9). La cuenca ocupa un área de 64,28 km² y presenta un perímetro de 43,62 km. Se emplaza en altitudes que varían entre los 30 y 190 m.s.n.m. y las máximas altitudes se encuentran en el sudoeste de la cuenca, al igual que en cuenca Amalia (Figura 4.10A). Las pendientes varían entre 0 y 20 %, encontrándose los máximos valores en el centro-oeste. Predominan valores entre 0 y 2,9 %, siendo 2,6% la pendiente media del área (Figura 4.10B). El valor de la *Dd* de la cuenca es 3,2 km/km², aunque superior al del caso anterior, está dentro del rango de baja densidad de drenaje. La disposición oriental de la laguna en relación a la cuenca da lugar al desarrollo de una mayor densidad de cauces al oeste de la misma y se relaciona con un sector de máximas pendientes de la cuenca. La cuenca presenta un orden de jerarquía 3, existiendo una mayor proporción de cauces del orden 1. La máxima longitud la alcanza el orden 2, a pesar de presentar una menor cantidad de cauces y la mínima longitud es del orden 3, con un solo cauce (Tabla 4.8).

ORDEN	1	2	3
Número	143	29	1
Longitud (km)	76,2	126,2	5,2
Longitud total de cauces: 207,5 km			

Tabla 4.8. Órdenes, número y longitud de los cursos de agua de la Cuenca O'Connor.

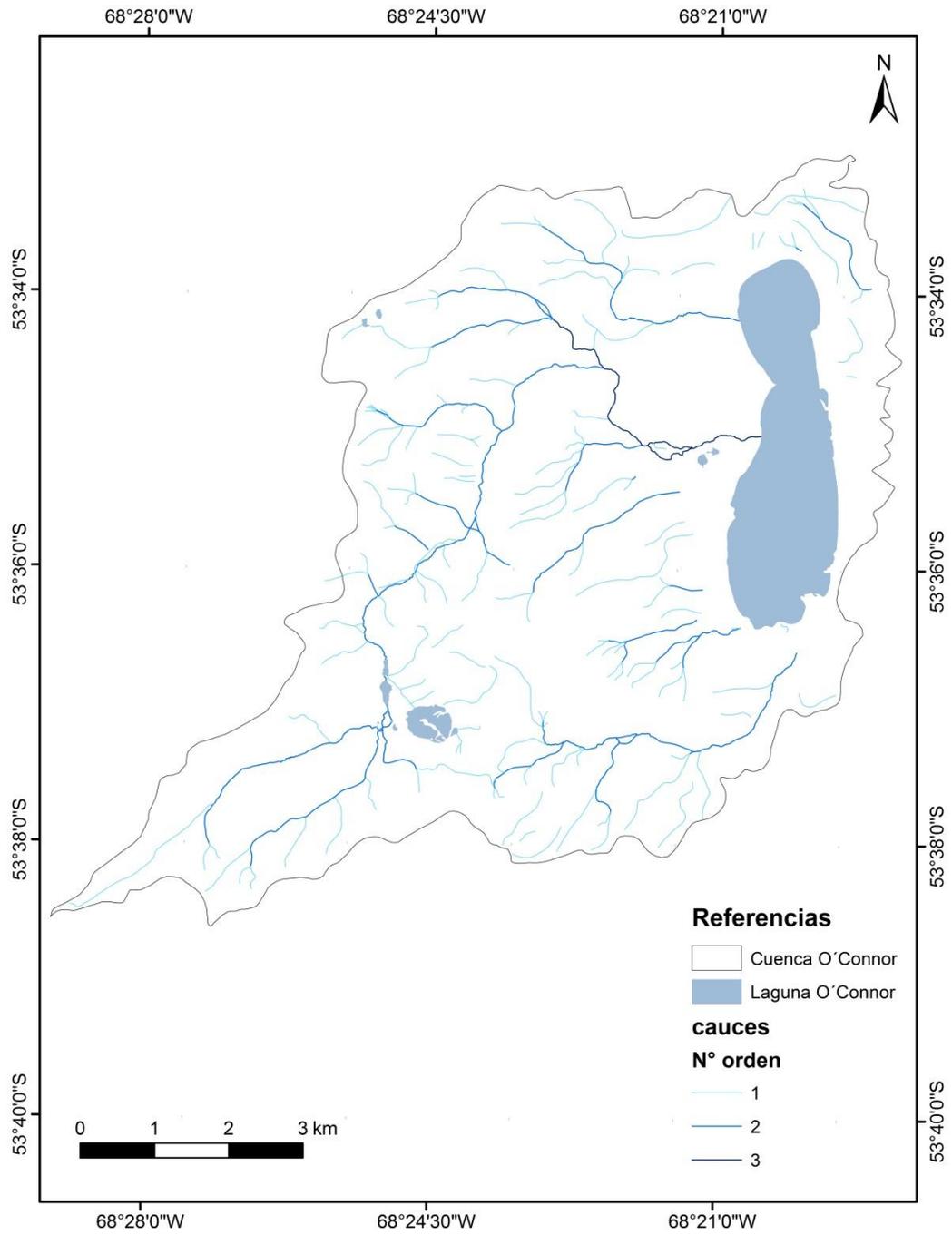


Figura 4.9. Jerarquización de cursos de agua en la Cuenca O'Connor.

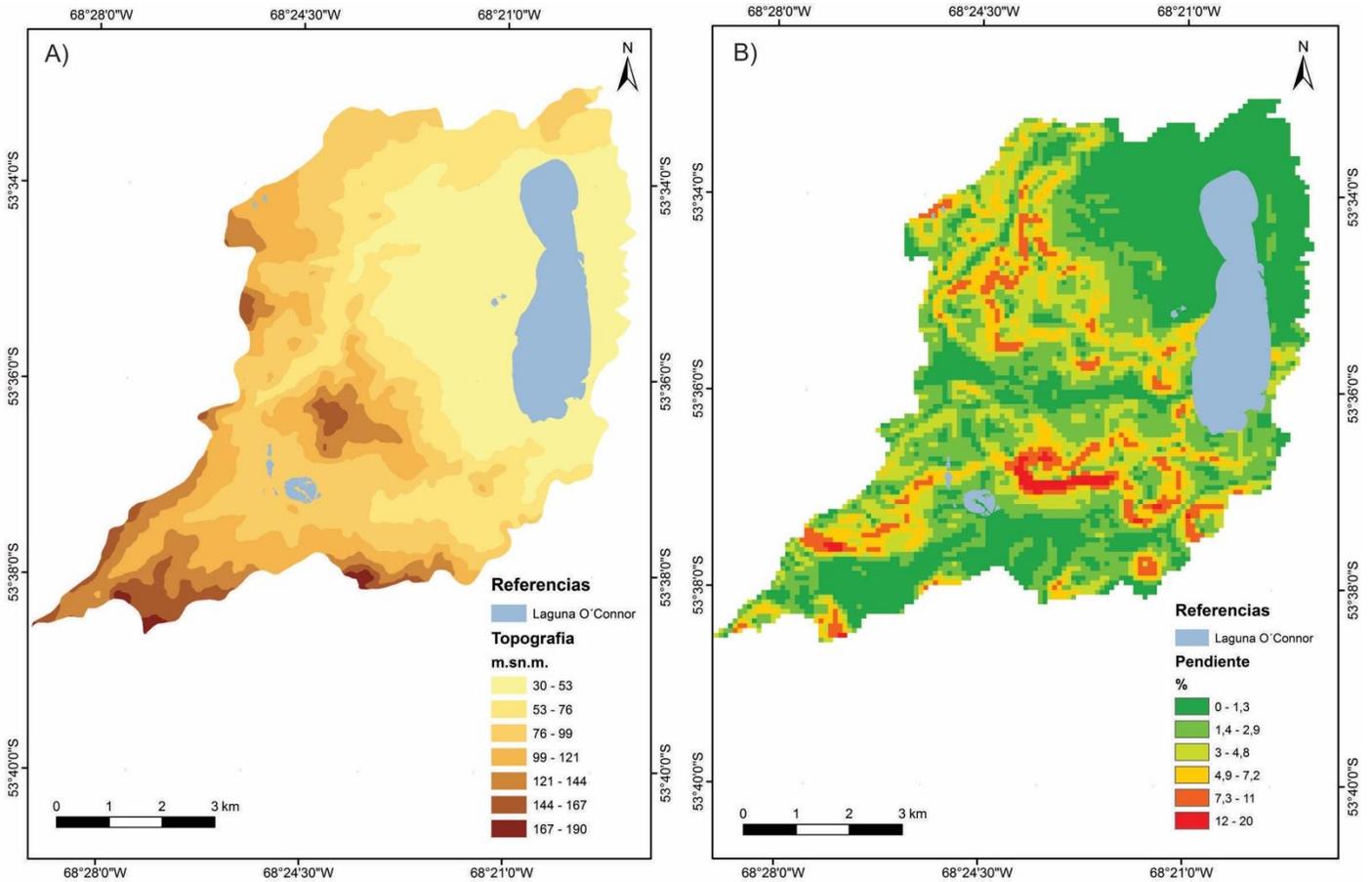


Figura 4.10. Cuenca O'Connor A) Mapa topográfico, B) Mapa de pendientes.

La laguna presenta un A de 5,2 km² y un P de 13 km. El valor de LM es 5 km y se dispone en sentido noreste-sudoeste, mientras que AM es de 1,4 km, en sentido noroeste-sudeste. La laguna presenta forma elíptica, siendo 1,6 el valor de F, observándose claramente dicha forma en la Figura 4.8.

4.3.3.3. Cuenca de Laguna Escondida

La cuenca de Laguna Escondida, localizada en el noreste del área de estudio, está labrada sobre depósitos glaciafluviales (Figura 4.11). Tiene un área de 18,3 km² y su perímetro es de 21,8

km. Respecto a las cuencas analizadas anteriormente, presenta las menores altitudes, cuyos valores varían entre los 20 y 100 m.s.n.m Las máximas altitudes se encuentran en el noroeste de la cuenca (Figura 4.12A). En cuanto a las pendientes, los valores varían entre 0 y 7,5 %, siendo este último el máximo valor, que se presenta al norte de la laguna. Predominan pendientes bajas, entre 0 y 0,05 % (Figura 4.12B). La pendiente media del área total es de 0,6 %. La Cuenca Escondida, presenta un valor de Dd de $1,1 \text{ km/km}^2$, determinándose la densidad más baja de las cuencas analizadas. El orden de jerarquía que tiene es 3, aunque solo un cauce pertenece a este orden. La mayoría de los cauces pertenecen al orden 1, siendo además el de mayor longitud (Tabla 4.9).

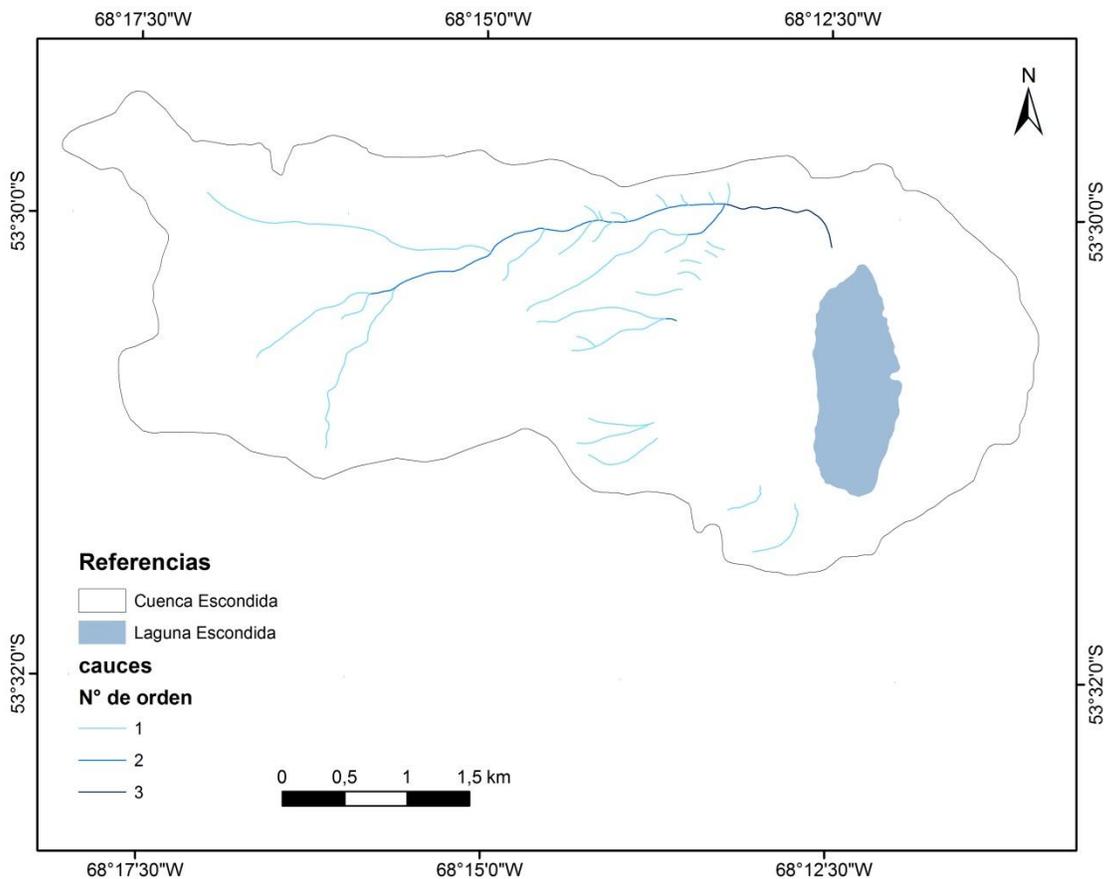


Figura 4.11. Jerarquización de cursos de agua de la Cuenca Escondida.

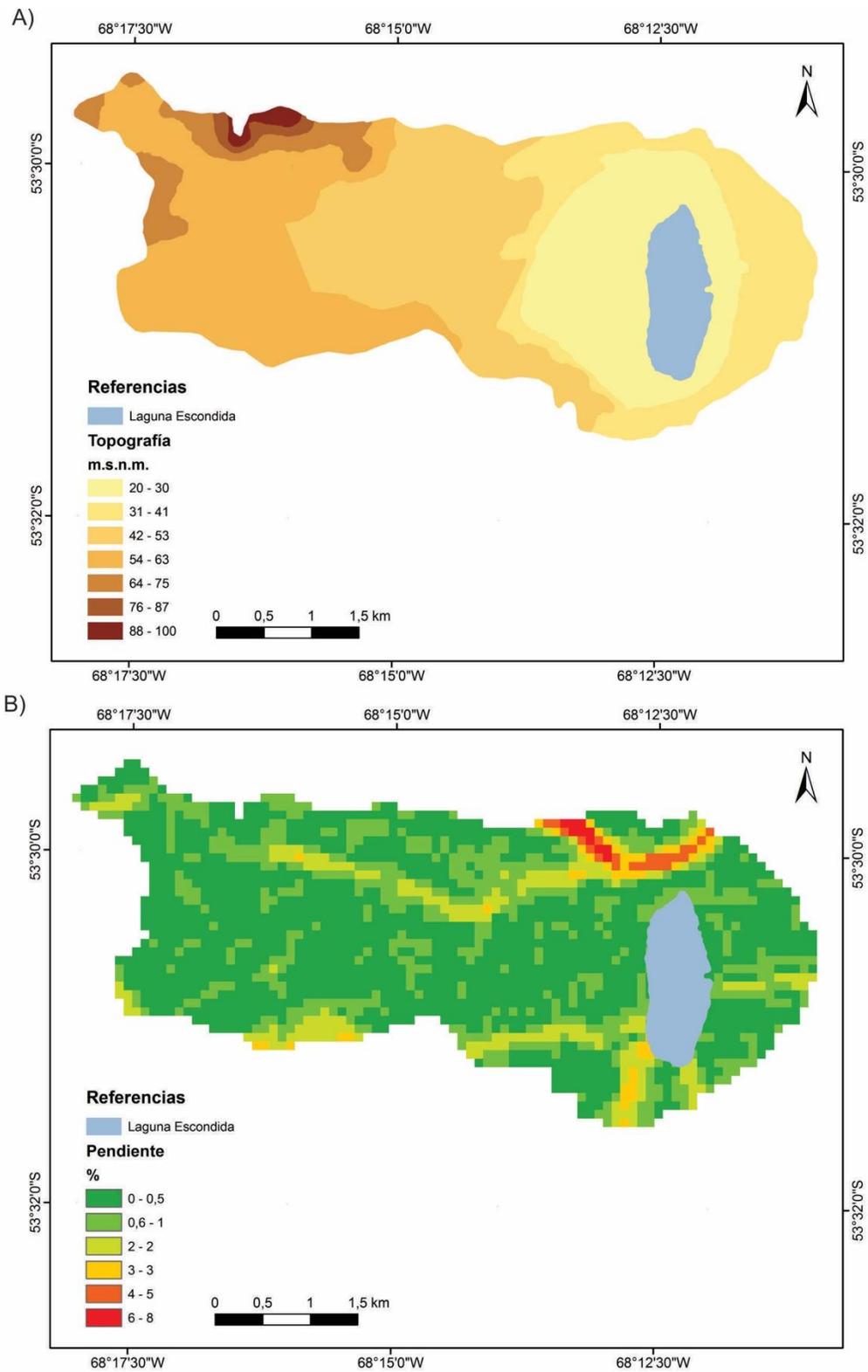


Figura 4.12. Cuenca O'Connor A) Mapa topográfico, B) Mapa de pendientes.

ORDEN	1	2	3
Numero	31	4	1
Longitud (km)	15,6	3,5	1
Longitud total de cauces: 20 km			

Tabla 4.9. Órdenes, número y longitud de los cauces de la Cuenca Escondida.

4.3.4. PROPIEDADES FÍSICAS Y QUÍMICAS DEL AGUA LAGUNAR

Los niveles de pH determinan la productividad del cuerpo de agua, la alcalinidad es un factor primordial para la fotosíntesis. De acuerdo con Margalef (1983), los altos niveles de alcalinidad reflejan una productividad alta mientras que los valores bajos, indican una situación inversa. En general, el pH en las lagunas osciló entre 6 y 9. En las tres lagunas relevadas, el pH indicó aguas alcalinas, observándose valores que oscilaron entre 8,12 (L. Escondida) y 9,4 (L.O'Connor) (Figura 4.13). Los valores más elevados se encontraron en el mes de diciembre de 2011, medidos en las lagunas O'Connor (9,4) y Escondida (9,06). No se observan importantes diferencias en los valores obtenidos en los diferentes meses muestreados. La laguna O'Connor evidencia el valor más bajo durante mayo. En esta laguna, en los meses de febrero y marzo de 2013, los valores se mantuvieron entre 8,2 y 8,6 respectivamente. En la laguna Amalia los valores de pH obtenidos, se han mantenido relativamente semejantes desde el 2012 al 2013 (Figura 4.13).

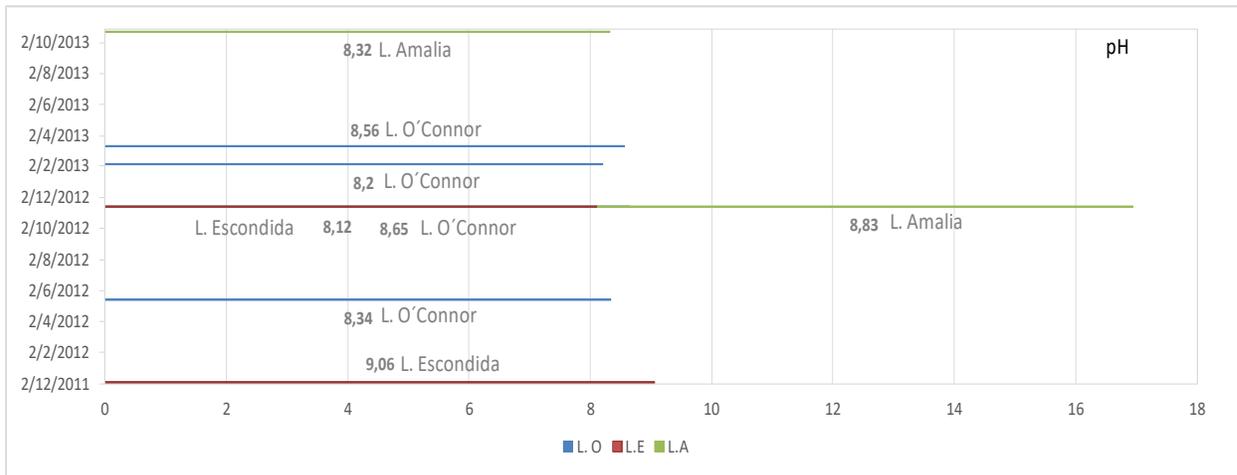


Figura 4.13. pH de las lagunas O'Connor, Amalia y Escondida.

El oxígeno disuelto en un cuerpo de agua provee información referida a las condiciones biológicas y bioquímicas del agua, siendo fundamental para el metabolismo de todos los organismos acuáticos que presentan respiración de tipo aeróbica (Díaz et al., 2005). Los valores obtenidos en el período de muestreo presentaron una alta variabilidad. El rango de valores de oxígeno disuelto en diciembre de 2011 y mayo de 2012 osciló entre 0,02 y 14,8 mg/l, en Laguna Escondida y Laguna O'Connor, respectivamente. Considerando el comportamiento de cada laguna y según la época de medición, en lagunas O'Connor y Escondida durante diciembre de 2011 se observaron valores bajos (0,2 y 0,02 mg/l respectivamente). Estos valores aumentaron en noviembre 2012 a 10,8 mg/l en L. O'Connor y 5,11 mg/l en L. Escondida, en Laguna Amalia, se midió 11,77 mg/l, siendo esta la única medición efectuada en el cuerpo de agua, ya que posteriormente permaneció con el fondo seco. En los meses de febrero y marzo de 2013 sólo pudo registrarse en Laguna O'Connor, que presentó valores de 2,66 y 7,4 mg/l, respectivamente. De acuerdo a la clasificación realizada por la Cátedra de Limnología de la Universidad de Buenos Aires (2000) (Tabla 4.10), las lagunas analizadas se clasifican dentro de todas las categorías propuestas, desde cuerpos de agua anóxicos (OD<1) a ricos en oxígeno (OD>7). A partir del

18/10/2012 se observa una disminución en los valores de oxígeno disuelto en las tres lagunas (Figura 4.14). Esta dinámica se observa claramente en Laguna O'Connor, ya que en la misma pudieron efectuarse mayor cantidad de mediciones. La conductividad eléctrica se presenta en la Figura 4.15.

Oxígeno disuelto (mg/l)	Descripción del cuerpo de agua
> 7	Rico en oxígeno
5 - 7	Moderadamente rico en oxígeno
3 - 5	Débil estado de oxígeno
1 - 3	Pobre en oxígeno
< 1	Anóxico o casi anóxico

Tabla 4.10. Clasificación de oxígeno disuelto según la Cátedra de Limnología (UBA 2000).

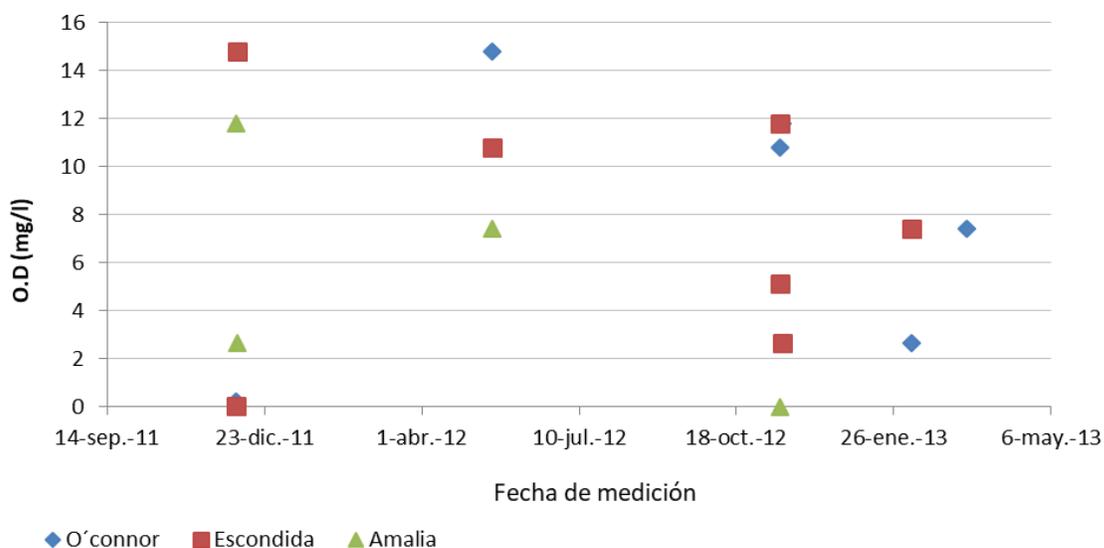


Figura 4.14. Variación del Oxígeno disuelto en lagunas O'Connor, Escondida y Amalia durante los períodos de medición.

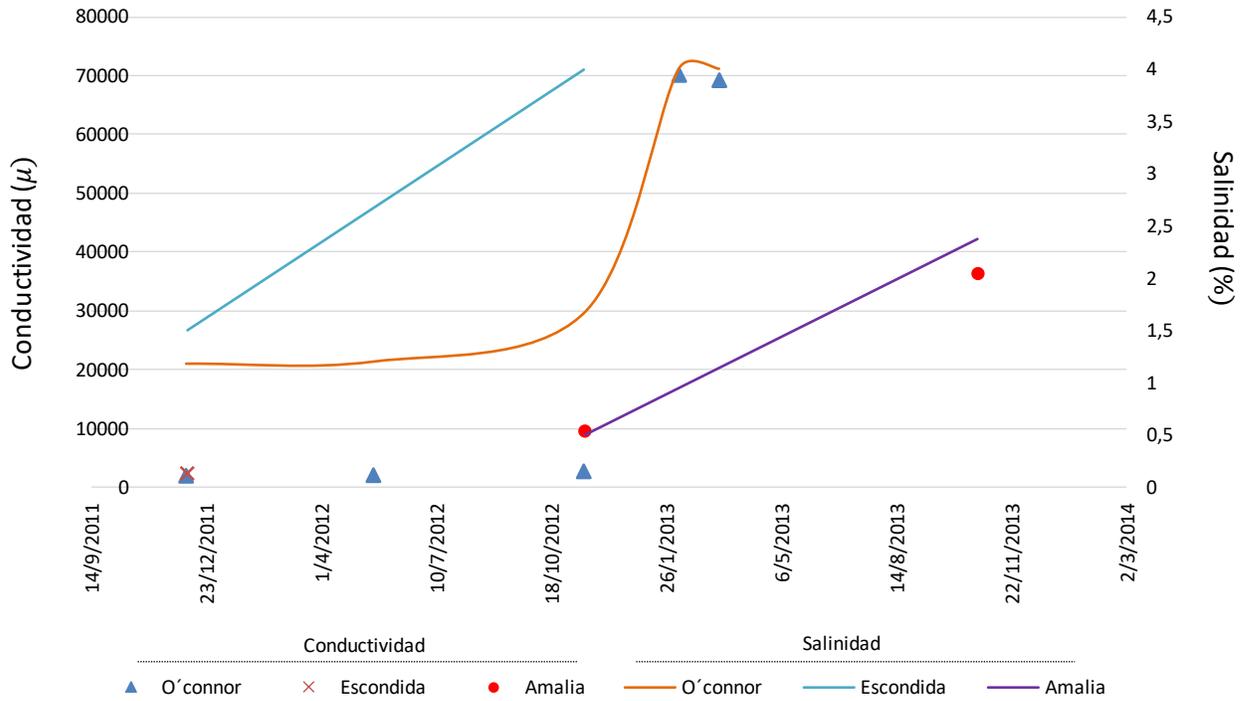


Figura 4.15. Variación de la conductividad y salinidad en lagunas O'Connor, Escondida y Amalia.

La salinidad en un cuerpo de agua lagunar puede tener su origen en los procesos de meteorización por lavado de depósitos de origen marino, a partir de la atmósfera, que varía de acuerdo a la cercanía o no al mar. En el interior de los continentes, el aporte por erosión eólica provee partículas ricas en calcio, bicarbonato, sulfato, nitrógeno y fósforo. También puede tener su origen en el lavado de los suelos, aguas subterráneas (Conzonno, 2009). A escala mundial, los lagos salinos y otros ambientes acuáticos endorreicos representan algo más de la mitad del área cubierta por aguas epicontinentales y un poco menos en cuanto a su volumen (Margalef, 1983). En las lagunas estudiadas, la salinidad varió entre estaciones, observándose menores valores durante el invierno. De acuerdo a la clasificación de Ringuelet (1967) las lagunas observadas se clasifican como cuerpo de agua oligohalino (entre 0.5 y 5 gramos de sales por litro). La temperatura del agua en las lagunas varió entre 4,1°C en mayo y 15,9°C en diciembre (Figura 4.16). Debido a la escasa

profundidad de las lagunas, los valores de temperatura dependen de las condiciones meteorológicas debido a los procesos de interacción agua-aire.

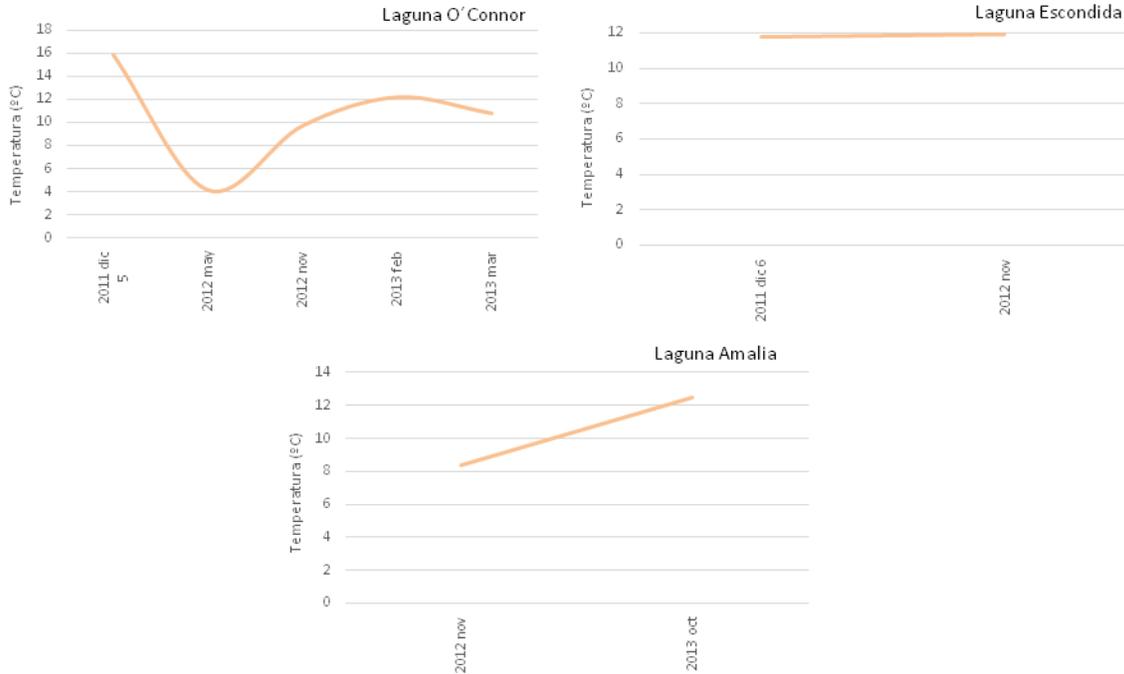


Figura 4.16. Temperatura del agua en lagunas O'Connor, Escondida y Amalia.

La turbidez se midió una única vez en mayo 2012 en L. O'Connor y su valor fue 612 NT. Debido a la escasa profundidad de las lagunas no se pudo medir este parámetro en las lagunas estudiadas.

4.4. CONCLUSIONES

Las cuencas hidrográficas estudiadas en el norte de Tierra del Fuego son de tipo endorreico. Sus áreas tienen relación directa con la longitud de sus tributarios, aunque no es así en relación al área de la laguna que contienen y número de cubetas presente. Las lagunas son someras y presentan régimen semipermanente. Sus fondos se saturan rápidamente con las precipitaciones debido al

sedimento limo-arcilloso que los compone, en otras oportunidades quedan sus fondos secos y expuestos a la dinámica eólica. Los parámetros morfométricos obtenidos muestran valores coincidentes entre las lagunas desarrolladas en DG, sin embargo, no sucede lo mismo entre las lagunas desarrolladas en las sedimentitas. En general, existe un predominio de formas elípticas orientadas N-S, a pesar del origen variable de las cubetas que las contienen. Del análisis realizado, se interpreta que las cuencas simples labradas en DG, deberían ofrecer mayor capacidad de infiltración que el resto y por lo tanto, mayor oferta de partículas secas disponibles para la deflación y erosión eólica.

Los estudios de caso en las tres lagunas estudiadas en detalle, muestran rangos de baja Dd y pendientes inferiores a 20%, siendo Laguna Escondida la que presenta los menores valores. En cuencas Amalia y O'Connor, las máximas altitudes se desarrollan al SO y la laguna se localiza en el sector NE. En los tres casos, el cuerpo de agua se desarrolla próximo a la divisoria oriental de la cuenca.

En relación a las mediciones de parámetros físicos del agua de las lagunas, a pesar de la poca regularidad con que pudieron llevarse a cabo los registros de los mismos, se determinó una gran turbidez por observación directa dada la imposibilidad de medición de dicho parámetro. El mismo está directamente vinculado a la dinámica del viento, ya que se trata de cuerpos lagunares de escasa profundidad y de este modo las partículas (limos, arcillas y partículas orgánicas e inorgánicas) están sujetas a un acomodamiento constante en el agua. Las tres lagunas muestreadas presentan aguas alcalinas y valores variables de oxígeno disuelto en las diferentes fechas de medición y entre los cuerpos de agua. De acuerdo a los valores de salinidad son aguas oligohalinas.

Estos estudios realizados en los cuerpos de agua, brindan los primeros conocimientos sobre la morfología y posibles causas de formación de las lagunas de Tierra del Fuego.

CAPÍTULO 5

GEOMORFOLOGÍA EÓLICA Y LAGUNAR DE LAS CUENCAS O´CONNOR, AMALIA Y ESCONDIDA

5.1. INTRODUCCIÓN

Los ambientes lacustres de la estepa fueguina se investigaron desde el punto de vista hidrológico (Iturraspe y Urciuolo 2000, 2002) y arqueológico, pero existen escasos estudios respecto a la geomorfología eólica y lagunar de la región, a excepción de los avances publicados en el marco de esta tesis doctoral. Los estudios geomorfológicos y geológicos del área de estudio, se centran en el alcance de la escala regional (Codignotto y Malumián 2001, Bujalesky et al., 2001, Olivero et al., 2006, Quiroga, 2018) o bien, constituyen escenarios de construcción ambiental y paleoambiental desde el punto de vista arqueológico (Salemme et al., 2014; Salemme y Tivoli 2015; Turnes et al., 2016; Oría et al., 2017; Oría et al., 2020; Oría et al., 2021) y geomorfológico o paleoambiental (Coronato et al., 2017; Montes et al., 2020), respectivamente.

Los escasos trabajos sobre geoformas eólicas y lacustres del área de estudio fueron realizados con métodos de medición aplicados en ambientes áridos. Los médanos montados (*perched*) fueron estudiados por Coronato et al. (2011a y b). Los aspectos geomorfológicos de la laguna Carmen, localizada en el área de estudio, indican que su cuenca es de origen eólico y se formó a partir de la deflación de sedimentos aluviales (Coronato et al., 2017). Los mantos eólicos asociados a las lagunas O´Connor y Escondida fueron analizados mediante sensores remotos (Villarreal et al., 2014), aplicando el método de clasificación supervisada. El análisis mediante permitió discriminar diferentes tipos de coberturas en terreno. Desde el punto de vista geoarqueológico, se investigaron los procesos geomorfológicos en la costa acantilada de la laguna

Amalia involucrados en la preservación de las piezas y que influyen en la reconstrucción del contexto arqueológico de la zona (Oría et al., 2014a,b). La evaluación en la pérdida de material arqueológico por efecto de la erosión eólica en el ambiente de la laguna Tres Marías fue estudiado por Oría et al. (2010, 2021). A escala regional, se reconoció la distribución, génesis y aspectos morfométricos de geoformas descritas hasta el momento como lagunas someras, que están interpretadas como geoformas pans (Goudie y Wells, 1995) en un estudio comparativo entre aquellos localizados en la Bahía de San Sebastián y los pans originados en el área de estudio (Villarreal y Coronato, 2017). El objetivo de este capítulo es analizar la geomorfología lagunar de las cuencas Amalia, O'Connor y Escondida (Figura 5.1) para generar conocimiento sobre la influencia de los procesos eólicos, hidrológicos y edáficos en la formación o modificación de las lagunas en un área tan austral y de difícil acceso.

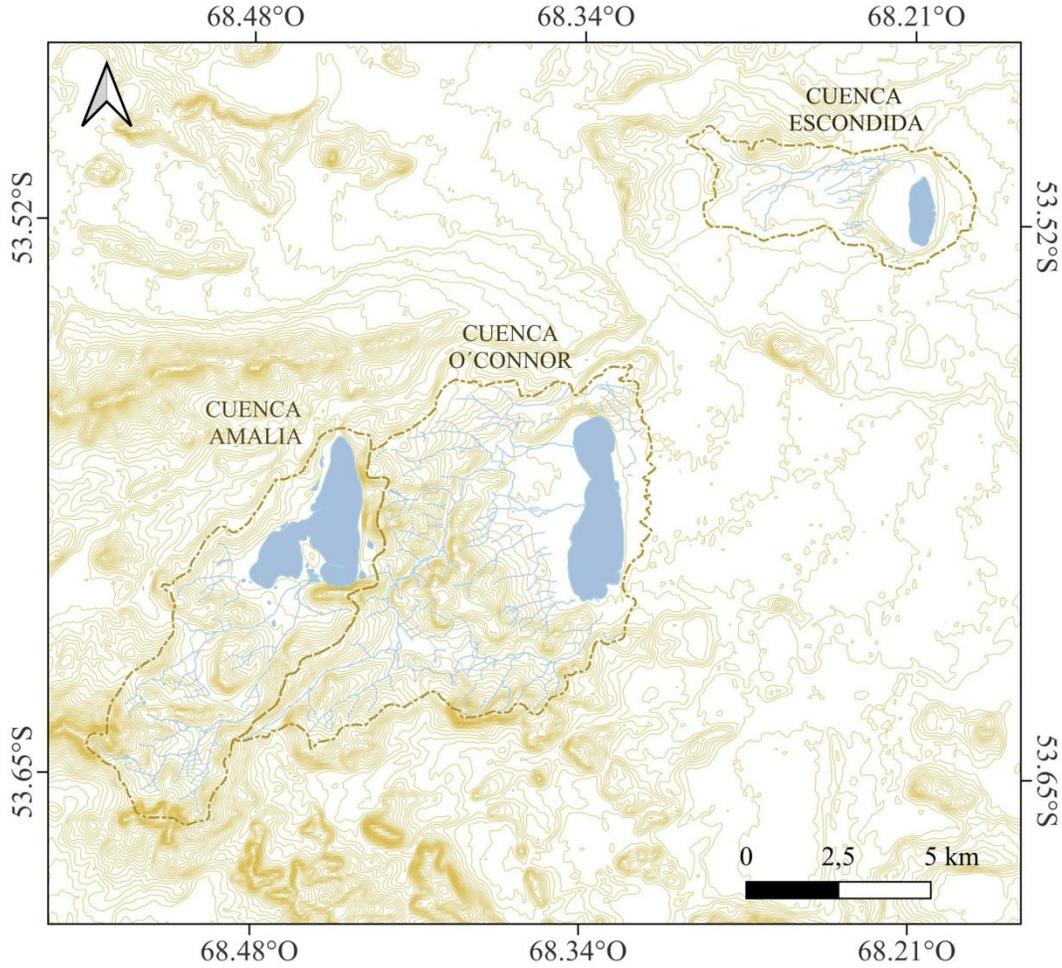


Figura 5.1. Localización de las cuencas de estudio geomorfológico.

5.2. MÉTODO DE TRABAJO

El método de trabajo consistió en un relevamiento de cada cuenca seleccionada y la confección de mapas geomorfológicos. Se utilizó navegador satelital Garmin para determinar la posición de las geoformas de interés. Los datos recolectados se complementaron con imágenes satelitales *Quickbird* provistas por Google Earth® por su alta resolución. Se identificaron los mantos eólicos de las lagunas O'Connor y Escondida a partir del análisis visual de imágenes satelitales de octubre del año 2017 y septiembre del año 2022. Las características geomorfológicas

de las cuencas de estudio se estudiaron a partir de cartografía en laboratorio y corroboración de viajes de campo.

En cada cuenca relevada se profundizó el análisis de las geoformas eólicas dominantes en el área, instalando colectores de sedimentos y considerando la velocidad predominante del viento. En la laguna O'Connor se realizó el seguimiento del proceso de acumulación eólica en el médano montado (*perched*, 53° 33' 41'' S – 68° 20' 15'' O), para lo cual se instalaron colectores de partículas eólicas *Big Spring Number Eight* (BSNE: Fryrear, 1986), en períodos de medición de tres meses, coincidentes con las estaciones de primavera, verano y otoño, entre los años 2012 y 2015. Debido a la nula disponibilidad de partículas secas por efecto de la cobertura de hielo o nieve en el suelo durante el invierno, los BSNE no midieron en esta estación del año. Se instalaron tres mástiles a sotavento de la laguna (Figura 5.2), de los cuales uno se posicionó a sotavento del médano, otro en la zona límite entre sotavento-barlovento y otro a barlovento de la misma. La torre a sotavento (53° 33' 40,50'' S, 68° 20' 7,10'' O) más alejada del cuerpo de agua contó con tres colectores a 60 cm (BSNE Oc 1), 114 cm (BSNE Oc 2) y 169 cm (BSNE Oc 3) desde la superficie del suelo. La segunda torre contenía dos colectores eólicos a 7 cm (BSNE Oc 4) y 77 cm (BSNE Oc 5) sobre el suelo y se posicionó en el sector más elevado de la médano (53° 33' 41,55'' S, 68° 20' 8,70'' O). La tercera torre con un solo colector, se instaló a barlovento de la médano (53° 33' 41,73'' S, 68° 20' 10,01'' O) a 7 cm de altura (BSNE Oc 6).

En la laguna Escondida se analizó el proceso de desarrollo del manto eólico, para lo cual, se colocaron mástiles de colectores BSNE, uno a barlovento de la laguna y cinco a sotavento del cuerpo de agua. Debido a que entre los años 2012 y 2014 se instalaron una serie de colectores tipo Modified Wilson and Cooke (MWAC: Wilson y Cook, 1980) que suelen utilizarse para coleccionar partículas finas, los BSNE se instalaron posteriormente a los de la laguna O'Connor. Los MWAC se

seleccionaron debido a que los antecedentes experimentales demostraban eficacia en la captura de los sedimentos limo-arcillosos. Sin embargo, para la zona de estudio no resultaron efectivos. En la laguna Escondida el período de medición, propiamente dicho, para determinar la dinámica del manto eólico, comenzó en setiembre del año 2014 y finalizó en 2015. Las torres se localizaron en los extremos y zona central del manto eólico. El colector BSNE Es 1 ($53^{\circ}30'34,19''S$, $68^{\circ}13'22,10''O$) fue el único colector que se instaló a barlovento de la laguna a 103 cm de altura, mientras que el resto se instalaron a sotavento del cuerpo de agua. El colector BSNE Es 2 ($53^{\circ}30'37,74''S$, $68^{\circ}11'54,38''O$) a 13 cm desde la superficie, el colector BSNE Es 3 ($53^{\circ}30'36,80''S$, $68^{\circ}11'17,60''O$) a 13 cm de altura, localizado en el interior-centro del manto, los colectores BSNE Es 4 y 5 ($53^{\circ}30'37,16''S$, $68^{\circ}10'43,58''O$) en el extremo distal del manto eólico, a 13 y 103 cm desde la superficie, el colector BSNE Es 6 ($53^{\circ}30'10,99''S$, $68^{\circ}11'26,73''O$) a 100 cm, en el extremo norte del manto y en el sur del mismo, el colector BSNE Es 7 ($53^{\circ}31'9,90''S$, $68^{\circ}11'29,10''O$) a 103 cm de altura desde la superficie del suelo.

Para el análisis de textura de las partículas que conforman los mantos eólicos asociados a las lagunas Escondida y O'Connor, se determinaron dos áreas diferentes vinculadas al proceso de deflación. Por un lado, el área fuente de partículas (A.F) desde donde las partículas inician el transporte eólico y, por otro lado, área de deflación (A.D) que involucra a las partículas depositadas a partir de este proceso eólico.

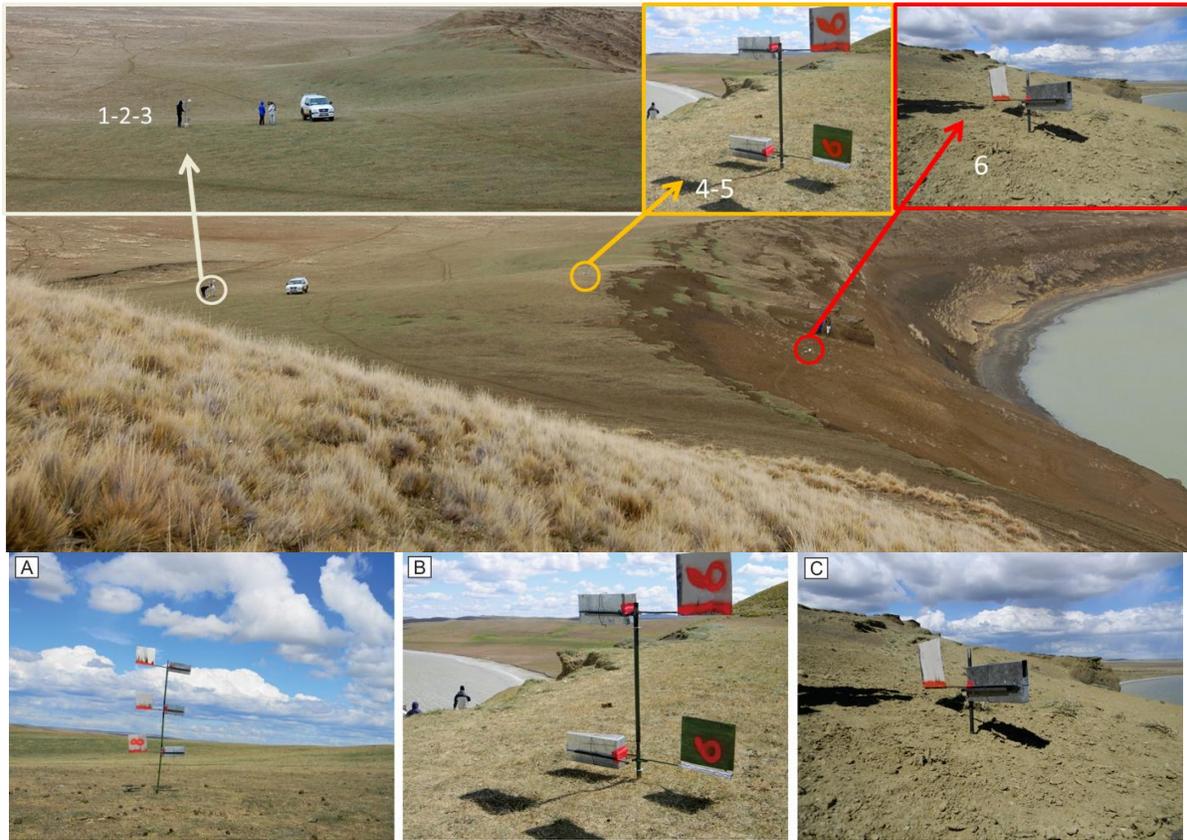


Figura 5.2. Colectores BSNE sobre médano montado en la laguna O'Connor (1-2-3 en sección distal; 4-5 en la cresta del médano y 6 a barlovento de la misma). A: colector más alejado del cuerpo de agua, localizado a sotavento en el extremo distal del médano. B: colector situado en la cresta del médano. C: colector a barlovento del médano, más próximo a la laguna.

En la laguna Amalia, las geoformas dominantes que se analizaron se encuentran en los campos de médanos de sombra (*nebkhas*), de los cuales se estudió el denominado Amalia 5 (Am5) en consonancia con los estudios geo-arqueológicos que estaban en marcha, previo a este estudio. El campo Amalia 5 se encuentra localizado en el oeste ($53^{\circ} 35'14''$ S, $68^{\circ} 26'38''$ O) de la laguna. El análisis se realizó a partir de la delimitación del área y medición de las dimensiones de los médanos, considerando el largo (o distancia mayor en sentido de la dirección del viento), el ancho (o distancia mayor transversal a la dirección del viento) y altura (o distancia máxima vertical desde la superficie). Las muestras de las partículas que conforman los médanos, se cuartearon y tamizaron.

La deflación de las partículas en Amalia 5, se determinó a partir de la captación de las mismas mediante colectores BSNE. El período de muestreo se llevó a cabo entre el 27 de diciembre de 2012 y el 6 de febrero de 2013. Los colectores BSNE Am 1 y 2 se colocaron en la misma torre (53°34'52.10"S, 68°25'32.90"O) a 19,5 cm y 56 cm de altura, respectivamente, en relación a la superficie del suelo, mientras que el colector BSNE Am 3 se instaló en una torre individual (53°34'51.80"S, 68°25'39.80"O) a 19,5 cm sobre la superficie del suelo.

En los tres casos descriptos, se realizó el análisis textural de las partículas captadas por los colectores. Se tamizaron las muestras con pila de tamices mallas n° 10 (2 mm), 18 (1 mm) y ¼ (6,3 mm). Los tamaños de la fracción inferior 2 mm se determinaron con el difractor láser *Mastersizer Malvern 2000*, por dispersión de radiación laser. Los granos de mayor tamaño retenidos en el tamiz n°10 se pesaron y midieron con calibre *Vernier Calipter* (0-150 mm), determinando eje mayor o largo (a), el eje medio o ancho (b) y el eje menor o espesor (c). Se llevó a cabo el análisis de la forma de las partículas remontantes en el médano O'Connor (Zingg, 1935), definida por medio de cuatro clases, basadas en los valores c/b y b/a y se reconocen forma oblada o discoidal, esquiaxial o esférica, triaxial o laminar y prolada o cilíndrica. En la laguna O'Connor se midió y determinó manualmente la forma de los sábulos remontantes en el médano montado, utilizando calibre *Calipter*, clasificando la forma del grano de acuerdo a la propuesta anteriormente mencionada. Por otro lado, se analizaron las condiciones de viento para el período considerado, a partir de los registros de dirección, intensidad, ráfagas máximas y calmas tomados cada dos horas durante el período de muestreo. A tal efecto se utilizó la estación meteorológica *Davis Vantage Pro 2*, instalada en la Estancia San Julio (Capítulo 4), en cercanías de las lagunas. El balance hídrico se calculó mediante el método de Thornthwaite y Mather (1957) basado en datos de precipitación (P), evapotranspiración (ETP), temperaturas medias mensuales y número de horas de sol. Los datos

meteorológicos utilizados provienen de la estación automática Davis Pro-Vantage 2, ubicada en la estancia San Julio (Figura 2.5, capítulo 2).

El análisis morfológico de cristales de halita hallados en la costa de la laguna Escondida, se realizó con una lupa binocular para detectar o descartar la presencia de otra fase mineralógica que pudiese estar intercrecida con esta. Una muestra fue estudiada por difracción de rayos x, método del polvo, mediante un difractorímetro Rigaku D-Max III - C con radiación de Cu K α y monocromador de grafito, en condiciones de 35 kV y 15 mAy. En los períodos en que la disponibilidad de agua en las lagunas lo permitió, se midió la salinidad con un Horiba U-10 y los sólidos disueltos totales con el método gravimétrico por diferencia de peso de la muestra.

5.3. CUENCA DE LAGUNA O'CONNOR

La cuenca de la laguna O'Connor (53°37'08"S, 68° 21'48"O) tiene una superficie de 64 km² y se orienta en dirección sudoeste-noreste. Está labrada sobre rocas sedimentarias marinas de edad Paleógeno (Fm. Carmen Sylva, Figura 4.3, Capítulo 4), aunque en el sector noreste y este se disponen depósitos glaciafluviales y glacialacustres que conforman un abanico glaciafluvial (Figura 5.3). En el oeste de la cuenca, las rocas sedimentarias marinas conforman un conjunto de serranías disectadas por los cursos de agua intermitentes, que descargan sus aguas en la laguna. El abanico glaciafluvial superior situado en el noreste de la cuenca, tiene altitudes que oscilan entre 79 y 63 m.s.n.m. y está disectado por cursos de agua efímeros. En el este de la cuenca se emplaza el abanico glaciafluvial inferior, dispuesto en el sentido longitudinal norte-sur, en altitudes entre los 35 m.s.n.m. en el sector más próximo a la laguna y 51 m.s.n.m. en el norte. Las mayores altitudes de la cuenca se localizan en el oeste-sudoeste en donde se desarrollan cerros aislados como el Cerro Schosquel que alcanza 195 m.s.n.m. y forma parte de la divisoria de aguas en el límite sur de la cuenca. La

pendiente media de la cuenca es 2,5%, siendo más pronunciada en el oeste-sudoeste y en el noreste (Figura 5.3) mientras que la pendiente media en el sector de serranías centro- oeste es del 7 %, valor que disminuye en las laderas dispuestas hacia el este y sur, entre el 0,5 % y 1,5 % respectivamente (Figura 5.3).

La laguna se dispone en el noreste de la cuenca, próxima a la divisoria este de la cuenca que la contiene. Presenta forma elíptica y dispone su eje mayor en dirección norte-sur. La litología condiciona la extensión de la laguna hacia el noreste (Figura 5.3). Su fondo plano (Figura 5.4) está compuesto por sedimentos limo-arcillosos que quedan expuestos en la estación estival. La laguna ha estado sujeta a variaciones en su superficie alcanzando valores superiores a los actuales. Es por eso que se reconocen planicies que coinciden con playas limo-arcillosas en el oeste y en el este del cuerpo de agua, playas de gravas combinadas con limos y arcillas. La costa este de la laguna presenta una pendiente abrupta debido a la existencia de depósitos que conforman las terrazas lacustres que varían entre los 35 y 38 m.s.n.m. marcando posiciones antiguas del cuerpo de agua (Figura 5.5). Desde la cubeta actual que se encuentra a 31 m.s.n.m. y hacia la periferia, se identificaron seis niveles de terraza entre los 32 y 38 m.s.n.m. cuyo desarrollo puede apreciarse con mayor detalle en el oeste de la misma (Figura 5.3).

El oleaje generado por el viento predominante del sector sudoeste erosiona la roca originando un acantilado de limoarcilitas de 17 m de espesor (Figura 5.3 y Figura 5.6). Esta situación se produce en períodos en que la cubeta está cubierta con agua, y aunque la misma no supera el metro de profundidad, la alta frecuencia de los vientos, y por ende, la acción del oleaje provocan erosión en la base del acantilado, y por consiguiente, el progresivo deslizamiento de las capas superiores y del depósito eólico en forma de paleomédano a sotavento del mismo. El fondo de la laguna, sujeto a un proceso constante de desecación y carga de agua, presenta sectores donde

los sedimentos se mezclan con sales dispuestas a modo mantiforme. En estas áreas que se localizan en el oeste de la cubeta actual, afectadas por la acción eólica, se produce desecación de la superficie y la consecuente deflación. Las partículas desprendidas de la superficie del suelo constituyen fuente de aporte del manto eólico que se desarrolla a sotavento de la cubeta, logrando una extensión longitudinal similar a la del eje mayor del cuerpo de agua y se extiende por fuera del límite de la cuenca hacia el este (Figura 5.3). Es una geoforma que no presenta rasgos topográficos en el terreno aunque puede identificarse por la modificación brusca de la vegetación, ya que las partículas depositadas poseen un alto contenido de sales debido a que provienen del fondo de la laguna, durante los períodos en los que está desprovisto de agua, expuesta a ciclos de carga de agua o humedad y desecación por el nulo aporte de sus tributarios.

El escurrimiento superficial tiene dirección oeste-este y está condicionado por factores como la topografía y la pendiente general de la cuenca (Figura 5.3). La mayor densidad de la red de drenaje se desarrolla en el sector occidental de la cuenca disectando las sierras en sentido suroeste-noreste (Figura 5.7). Los tributarios que alimentan a la laguna tienen régimen estacional, en época de deshielo (a partir de la estación de primavera y la de verano) y en algunos sectores de la cuenca, adquieren carácter sub-superficial. En el norte, noreste y este de la laguna, principalmente, se generan incisiones por el escurrimiento, provocando erosión retrocedente y la consecuente formación de cárcavas (Figura 5.8). En la periferia de la cubeta actual se identifican playas predominantemente limoarcillosas las cuales presentan pendientes suaves en el oeste y sur de la cuenca, mientras que en el este su extensión está limitada debido a la presencia de las terrazas lacustres que determinan una pendiente abrupta (Figura 5.9).

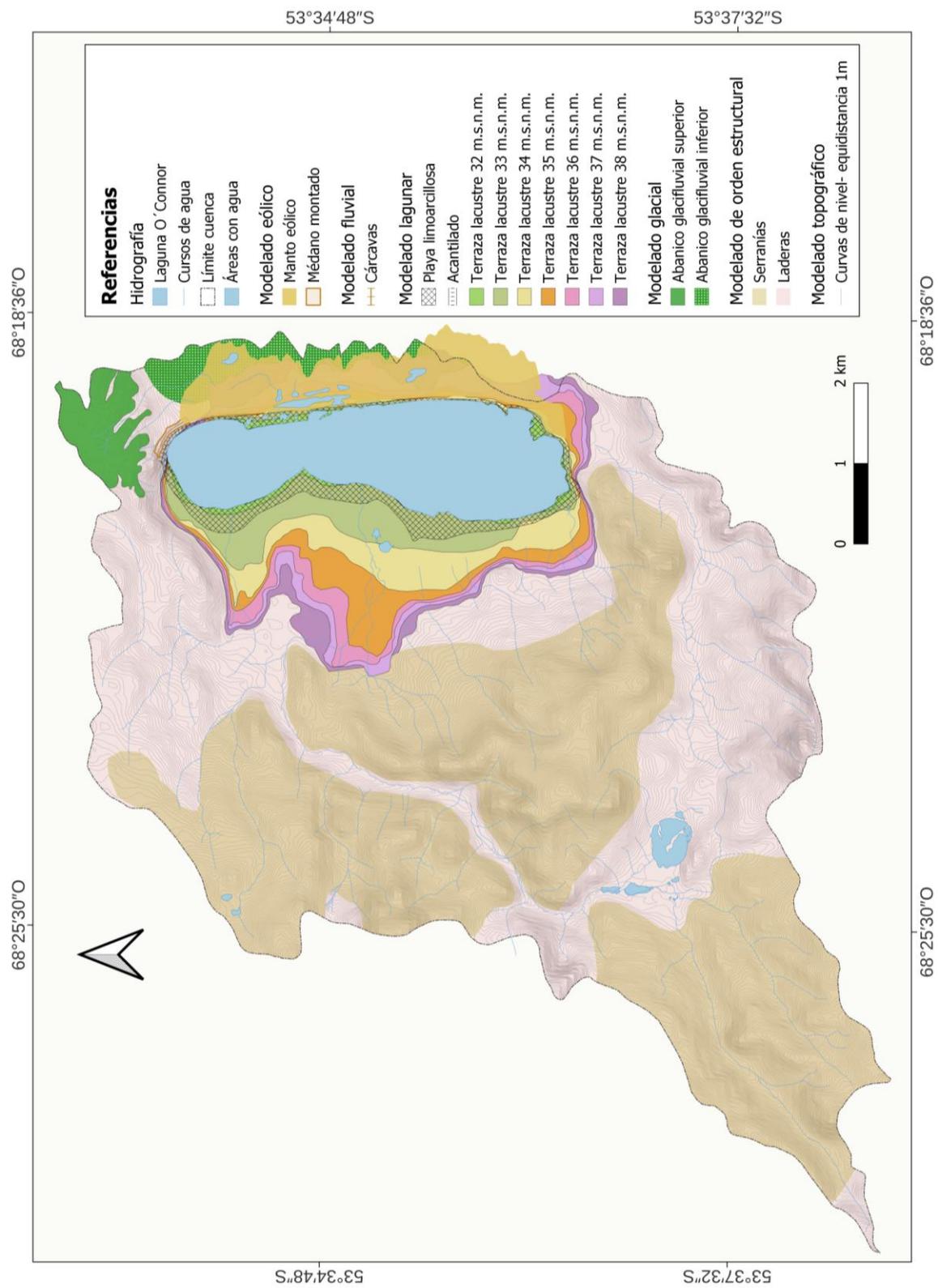


Figura 5.3. Mapa geomorfológico de la laguna O'Connor.

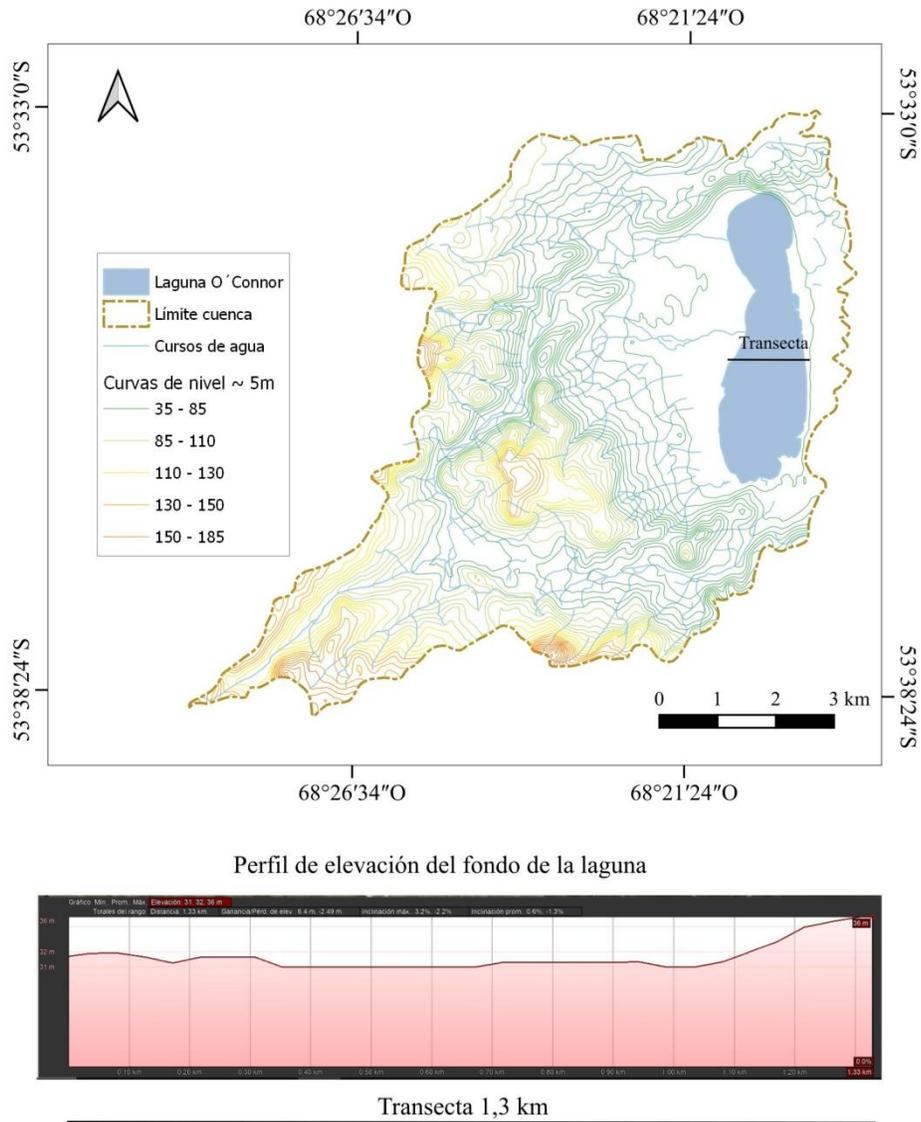


Figura 5.4. Perfil topográfico del fondo plano de laguna O'Connor.



Figura 5.5. Terraza lacustre inferior con incisiones de erosión retrocedente en el sureste de la laguna O'Connor.



Figura 5.6. Costa en el sector noreste de la laguna O'Connor. Vista del sustrato de limoarcilitas y pie del acantilado sobre el que se forma el médano montado.



Figura 5.7. Vista de las sierras en el oeste de la cuenca O'Connor.



Figura 5.8. Zona de erosión retrocedente en cárcavas en el este de la cuenca O'Connor.



Figura 5.9. Playa limoarcillosa en el sur de la cuenca O'Connor.

5.3.1. Médano montado

En la costa norte de la laguna O'Connor se desarrolla una colina rocosa con cubierta sedimentaria. Su ladera conforma un acantilado de 600 m de longitud, producto de la acción del oleaje y 30 m de altura con respecto al nivel del agua. En la parte occidental se expone el médano montado (Figura 5.10); se trata de una secuencia litológica y sedimentaria eólica, que sobre la superficie (nivel superior), debajo del suelo actual, está erosionada formando pedestales (Coronato et al., 2020) (Figura 5.11). Se interpreta que la dinámica de formación actual del médano montado es el resultado de la acumulación de partículas procedentes de las sedimentitas que conforman el acantilado, afectadas por meteorización, erosionadas y transportadas hacia arriba por movimientos ascendentes de aire (Figura 5.12). De acuerdo a los relevamientos de campo y posteriores análisis, se entiende que en los últimos 15.000 años, al menos en dos ocasiones, los depósitos eólicos del

médano estuvieron expuestos a variaciones ambientales, en donde se edafizaron, suponiendo mayor humedad y/o menor intensidad en la acción del viento como agente modelador de médanos limoarcillosos (Coronato et al., 2020).



Figura 5.10. Vista de la cara barlovento del médano montado, laguna O'Connor.



Figura 5.11. Pedestal sobre el médano circundante a la laguna O'Connor.

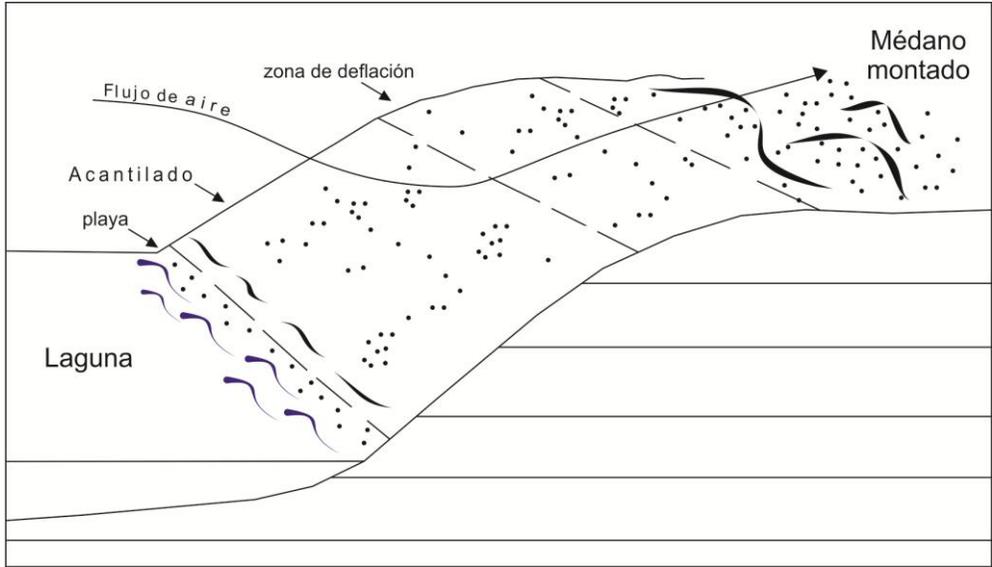


Figura 5.12. Esquema de la mecánica de formación de médanos montados (Modificado de Marsh, 1987).

5.3.1.1. Formas de partículas del médano montado O'Connor

Las partículas depositadas sobre el médano montado constituyen una evidencia del proceso actual de formación de esta geofoma. A partir de muestras recolectadas en el terreno se observó que los granos están compuestos por fragmentos de sustrato del acantilado sedimentario sobre el que se apoya el médano y por agregados limo-arcillosos que alcanzan el tamaño de arenas gruesas (Figura 5.13).



Figura 5.13. Superficie inferior del acantilado del médano montado O'Connor.

El análisis de la forma de los granos que conforman el médano montado en su lado barlovento, determina predominancia de la forma oblada (o tabular) (Figura 5.14). Este tipo de médano se denomina montado (*perched* en inglés) cuyo origen está determinado por el impacto del viento sobre la cara barlovento de un acantilado rocoso y la posterior depositación de las partículas removidas hacia arriba en el techo del acantilado y a sotavento por el efecto turbulento del viento. Dependiendo del tamaño y forma de las partículas, así como de la dirección y velocidad del viento, los sábulos remontantes adquieren diferente distribución a barlovento de la laguna, dando lugar a depositación mantiforme (Figura 5.15A) y en forma de óndulas (Figura 5.15B).

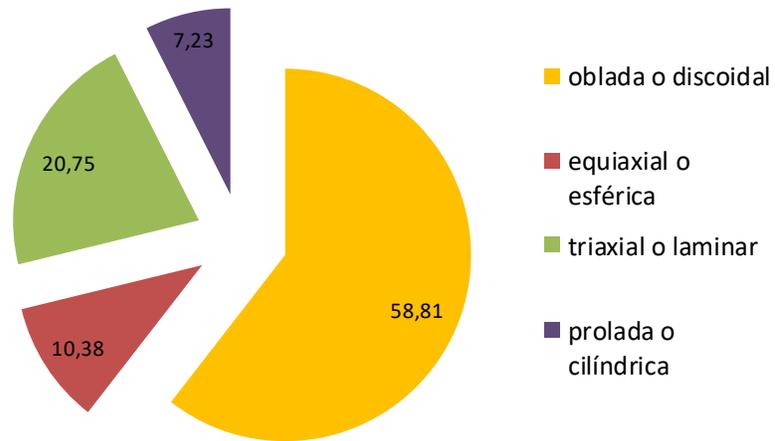


Figura 5.14. Distribución de la forma de granos remontantes a barlovento del médano montado de acuerdo con Zingg 1935 (Pettijohn, 1957).

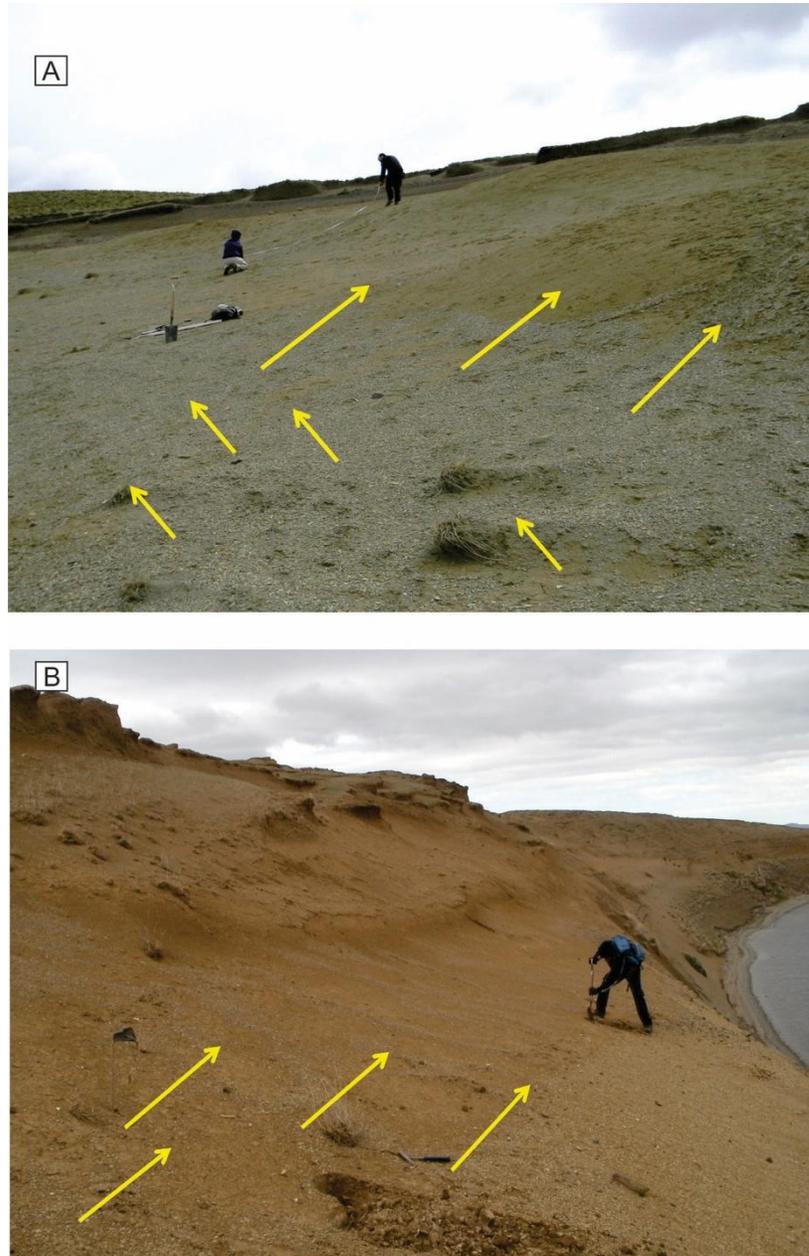


Figura 5.15. Partículas remontantes en la cara barlovento del médano O'Connor. A: sábulos distribuidos de forma mantiforme. B: Formación de óndulas indicadas por las flechas amarillas.

La base del acantilado está expuesta a la acción erosiva del oleaje de las aguas de la laguna, mientras que la exposición a barlovento mantiene al descubierto el afloramiento rocoso. En esa sección dispuesta en el perfil estratigráfico (Figura 5.16), afloran limoarcillitas de coloración gris que contienen concreciones arcillosas esféricas, que forman parte de la Fm. Carmen Sylva, de edad

Mioceno medio a tardío (Codignotto y Malumián, 1981). Por encima, se determinaron depósitos sedimentarios limo-arenosos, de 14 metros de espesor. Los mismos alternan con dos paleosuelos que no superan 1 metro de potencia y se considera que son resultado de la acumulación de partículas procedentes de las sedimentitas que conforman el acantilado, que fueron afectadas por meteorización, erosionadas y transportadas por el aire en forma ascendente (Figura 5.15) (Oría et al., 2014).

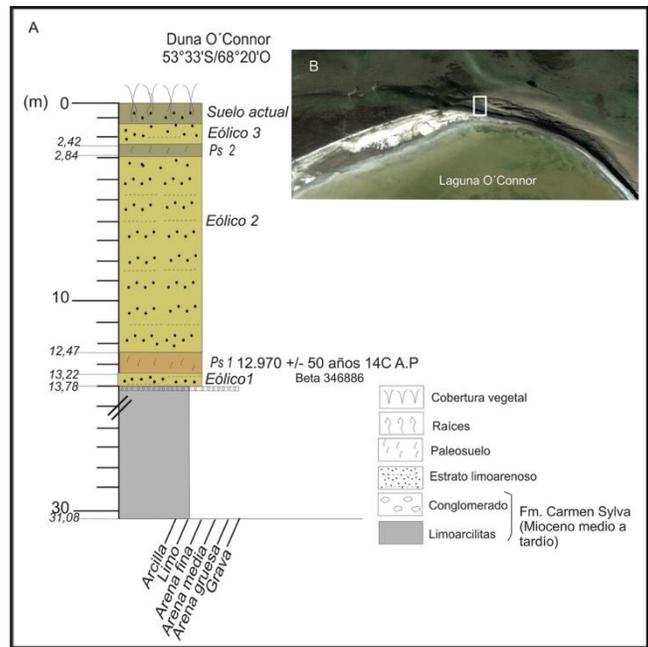


Figura 5.16. Perfil estratigráfico del médano O'Connor (Oría et al., 2014).

5.3.1.2. Dinámica actual del médano montado en Laguna O'Connor

El análisis de la dinámica de desarrollo actual del médano montado, permitió determinar las variables implicadas en el mismo, a partir de los colectores eólicos BSNE entre septiembre del año 2012 y mayo de 2015. Como se indicó en el método de trabajo, la frecuencia de medición se realizó en forma estacional, en primavera, verano y otoño. Durante el invierno no se muestreó debido a que

la cobertura de nieve impidió la movilización de las partículas de superficie y además, se dificulta el acceso al área. Como se destacó en el método de trabajo, la caracterización del proceso actual del médano montado se realizó mediante la cuantificación y textura de las partículas colectadas por los BSNE. Esta estuvo determinada por los factores climáticos que generaron variabilidad en el comportamiento eólico a lo largo de las estaciones de medición.

En la estación estival, los BSNE Oc 4 (7 cm), 5 (77 cm) y 6 (7 cm) captaron mayor cantidad de partículas, seguidos en orden de importancia, por el BSNE Oc 3 (169 cm) (Figura 5.17). En el verano 2012-2013 el BSNE Oc 5, presentó una mayor cantidad de colecta de partículas con 581 gr, seguido por el BSNE Oc 4 (411 gr), 6 (353 gr) y el 1 (150 gr). El BSNE Oc 3, se sitúa distante, en relación a la cantidad recolectada, respecto a los valores anteriores, con 2 gr de partículas. La velocidad máxima del viento para este período alcanzó 111 km/h y las mayores frecuencias en las direcciones fueron del sector SO y OSO. Se observan vientos del cuadrante E, aunque con velocidades medias inferiores a 8 km/h y porcentajes de persistencia menores a 4%. En el período verano 2013-2014, el BSNE Oc 6 alcanzó el máximo valor de colecta para todos los períodos de muestreo, alcanzando los 809 gr de partículas, seguido por el BSNE Oc 4, con 707 gr, el BSNE Oc 3 con 203 gr y el BSNE Oc 1, con 3 gr. En este período, al igual que en el anterior, hubo predominio de vientos del sector SO, OSO y NO en orden de importancia, con velocidades medias entre 16 y 10 km/h, las velocidades máximas alcanzaron los 79 km/h y las calmas de 0,31 %. El viento del E tiene porcentajes menores a 2% aunque las velocidades alcanzan los 14 km/h (NNE). El verano 2014-2015 constituyó el período de menor colecta para la estación de verano en los años considerados (Figura 5.17). Los BSNE Oc 1 y 4, no tuvieron colecta de partículas mientras que los BSNE Oc 5, 6 y 3, tuvieron 21, 11 y 1,3 gr de partículas recolectadas. En este período la velocidad máxima del viento alcanzó los 80 km/h y predominaron las direcciones de los períodos anteriores.

En relación a la precipitación en esta estación, los valores registrados fueron de 64 mm en 2012-2013, 47 mm en 2013-2014 y 54 mm en 2014-2015 (Figura 5.18).

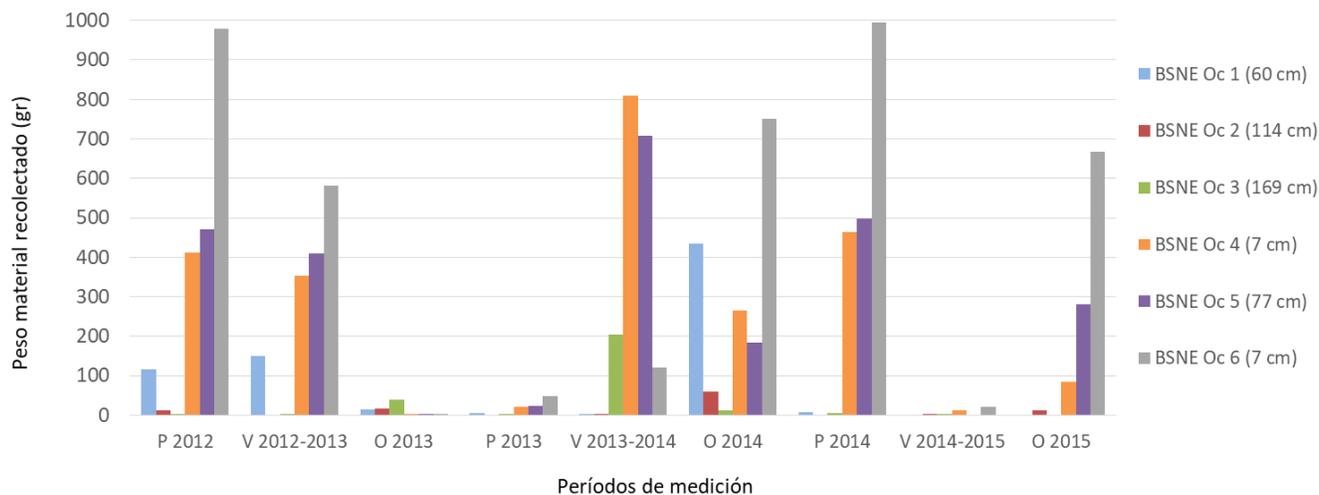


Figura 5.17. Peso del material eólico (gr) por colector según período de medición en el médano O'Connor. P= Primavera, V= Verano, O= Otoño.

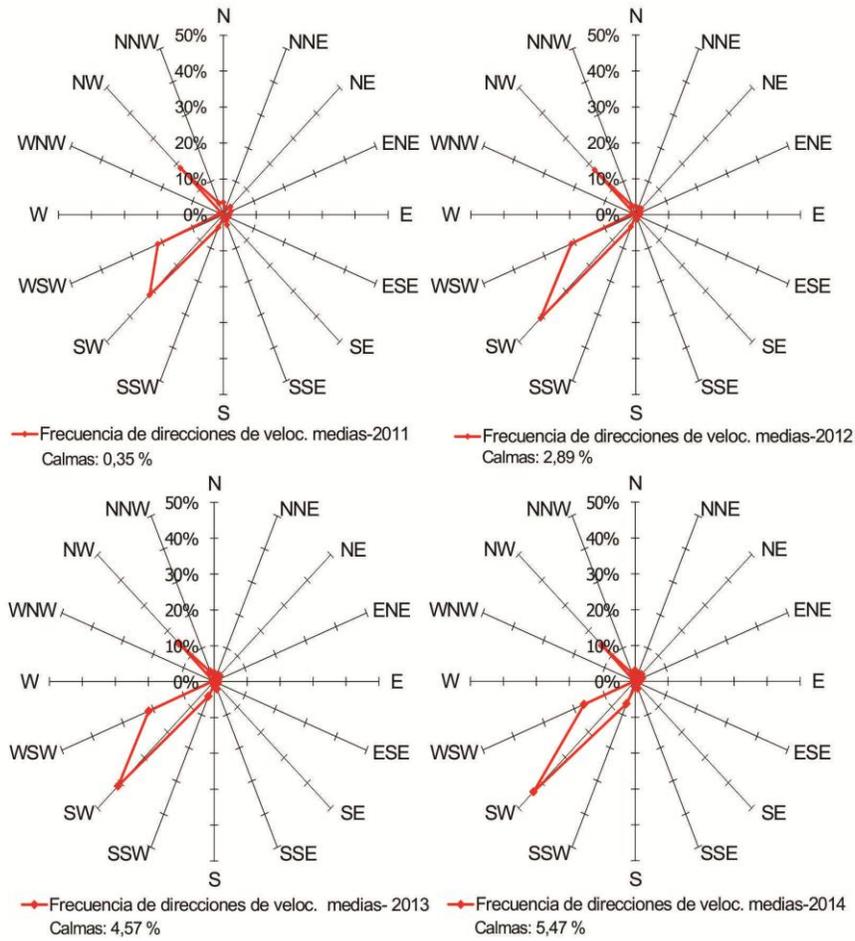


Figura 5.18. Frecuencia anual de direcciones de las velocidades medias de vientos. Período 2011-2014, Estación San Julio.

Las cantidades colectadas en el otoño presentaron características diferentes respecto al verano y mostraron una variación anual importante. Los BSNE Oc 3, 2 y 1, presentaron los valores más altos para ese año, siendo estos inferiores a 39 gr (BSNE Oc 3) (Figura 5.19). El año 2014 fue el de mayor colecta de partículas, siendo los BSNE Oc 1, 5 y 6 los que presentaron mayores cantidades para ese año, siendo estos, 750, 435 y 265 gr, respectivamente. El BSNE Oc 4 captó 184 gr de partículas y los restantes, presentaron valores inferiores a 60 gr. Las mayores colectas en el otoño de 2015, se concentraron en el BSNE Oc 5 (668 gr) y el BSNE Oc 4 (281 gr) (Figura 5.19). Los BSNE Oc 6, 1 y 2, colectaron menores cantidades que los anteriores (83, 62 y 11 gr), mientras

que el BSNE Oc 3, no colectó partículas en este intervalo de tiempo. Se destaca que en el año 2013, la cantidad colectada por cada BSNE registró valores inferiores al de los años 2014 y 2015. En relación al viento, también predominaron los cuadrantes SO, OSO y NO. El porcentaje de calmas registrado en esta estación fue del 5% y las precipitaciones oscilaron entre 32 y 88 mm, siendo este valor coincidente con el año 2014 (Figura 5.19).

En la primavera, los mayores valores de colecta se registraron en el año 2012, en donde el BSNE Oc 5 registró 978 gr, BSNE Oc 4 capturó 471 gr, el BSNE Oc 6 alcanzó los 413 gr y el BSNE Oc 1, 115 gr. Los BSNE Oc 2 y 3, presentaron 11 y 3 gr de colecta, respectivamente (Figura 5.19). Durante esta estación, en el año 2014 se observaron altos valores en los BSNE Oc 5 (995 gr), 4 (497 gr) y 6 (464 gr). Los BSNE Oc 1 y 3, presentaron 8 y 5 gr, respectivamente, mientras que el BSNE Oc 2, no registró colecta. En el año 2013, los registros de colecta eólica por parte de los BSNE, alcanzaron su valor máximo en el BSNE Oc 5, registrándose 49 gr, siendo el BSNE Oc 2, el que no presentó colecta de partículas (Figura 5.19).

El análisis de colecta eólica de los BSNE por año en la laguna O'Connor, demuestra que el 2014 constituye el período de mayores colectas para las tres estaciones consideradas (Figura 5.19). En cuanto a la dinámica de cada colector en las diferentes estaciones analizadas, se observa que los BSNE Oc 4, 5 y 6 fueron los que registraron mayores colectas eólicas en la primavera y el verano (Figura 5.19). Claramente, se observan menores colectas por parte de los BSNE Oc 1, 2 y 3 en la primavera y el verano, y también en el otoño, en este último caso, a excepción del BSNE Oc 1, que colectó la mayor cantidad, en comparación, con las estaciones de primavera y verano. Las menores colectas se registraron en el BSNE Oc 2, especialmente, en la primavera y el verano. En el otoño, si bien registra un valor bajo, el mínimo valor lo registró el BSNE Oc 3 (Figura 5.19). De acuerdo a los resultados obtenidos de los colectores BSNE, el sector barlovento del médano montado

presenta, actualmente, la mayor dinámica eólica. Se infiere que las menores cantidades recolectadas por las dos torres restantes, pueden relacionarse con una depositación mantiforme de las partículas, siguiendo la caracterización del terreno y formando parte del manto eólico asociado a la laguna homónima.

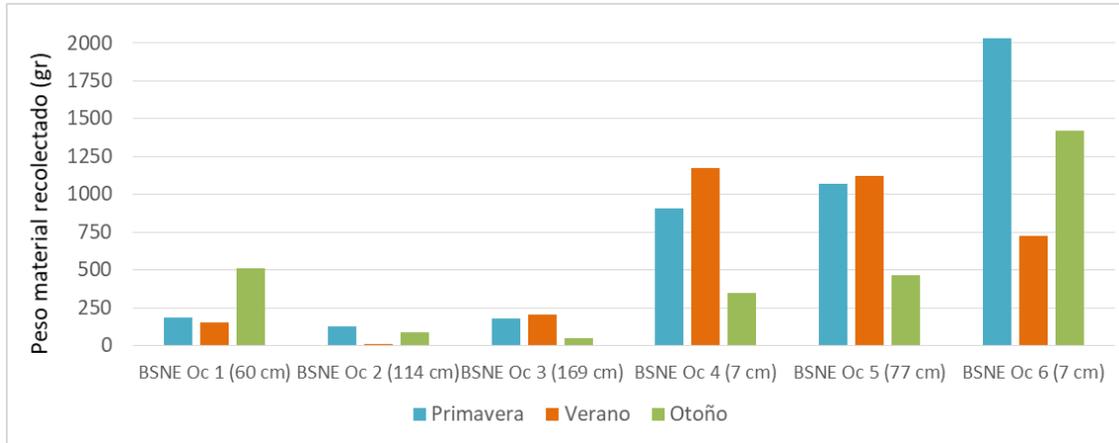


Figura 5.19. Distribución de colecta estacional según BSNE Oc.

Considerando que la precipitación afecta la capacidad de transporte del viento, pues un suelo húmedo es más difícil de erosionar, se analizó la distribución de la precipitación absoluta estacional. En el período de estudio fue variable en las diferentes estaciones y años analizados, registrando valores que oscilan entre 32 y 88 mm y un valor medio del período de 50 mm (Figura 5.20), demostrando la aridez del área de estudio. La primavera del año 2014 (24 mm) fue la estación con menor precipitación, y en orden ascendente, sigue el otoño del año 2013 y la primavera de ese mismo año. El pico máximo de precipitación ocurre en otoño de 2014 (88 mm). Considerando las ráfagas máximas absolutas de viento del período como principal variable en el movimiento de las partículas, se observó una distribución dentro de un rango de 111 y 79 km/h, con un máximo en el verano de 2012-2013, ocurriendo el mínimo valor absoluto en la primavera del año 2012 y en el verano 2013-2014 (Figura 5.20).

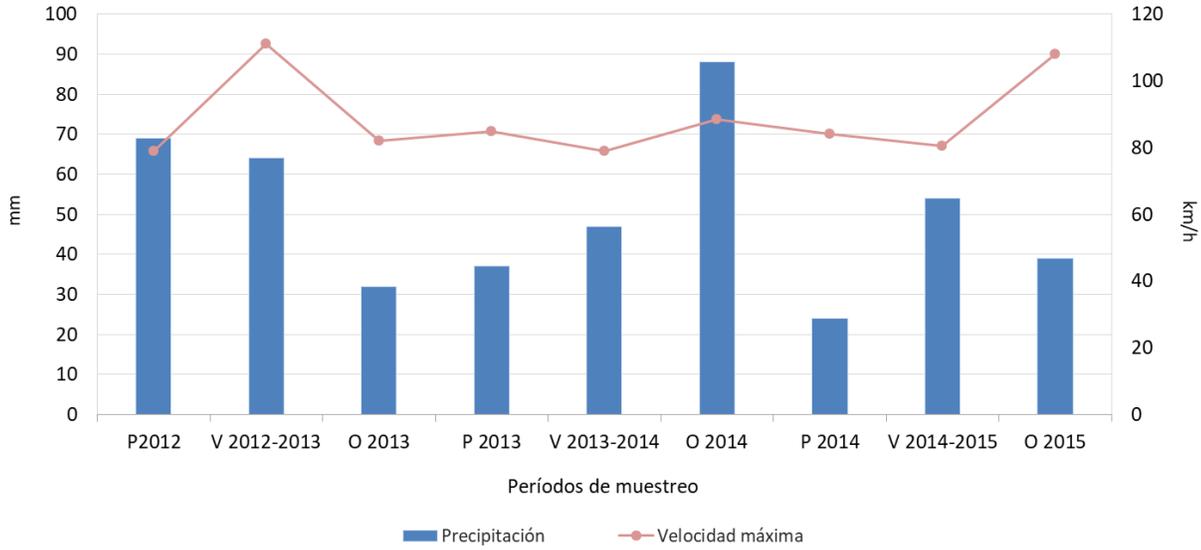


Figura 5.20. Precipitación (mm) y velocidades máximas de viento (km/h) durante el período de medición de material eólico en el médano O'Connor, 2012-2015. P = Primavera, V = Verano, O = Otoño.

Los resultados demuestran que hubo importantes variaciones en la cantidad de partículas recolectadas por estación, (Figura 5.18 y Figura 5.20). En los casos analizados, se observa mayor cantidad de material eólico recolectado en las estaciones de primavera y verano, y un registro de precipitación media de 49 mm, próximo al valor medio del período. En los años 2012 y 2014, durante la primavera, comparativamente entre sí, los BSNE Oc 4, 5 y 6, presentan una distribución similar en cuanto a la recolección de partículas eólicas. Mientras que en la primavera 2012, los BSNE Oc 1 y 2, presentan registros superiores a los de la primavera 2014. Se observa un registro de precipitación mayor en el 2012 (69 mm) en relación con el 2014 (24 mm), mientras que las velocidades máximas oscilan entre los 69 y 84 km/h, respectivamente. Las velocidades máximas encuentran máximo en el verano 2012-2013, alcanzando los 111 km/h, estación que registra 64 mm de precipitación, y evidencia una disminución en las colectas eólicas de los BSNE Oc 4, 5, y 6, respecto a la primavera 2012, siendo el BSNE Oc 1, el único que presenta un incremento en la cantidad colectada. En el verano 2013-2014 aumenta abruptamente el volumen de material

recolectado (Figura 5.21) en los BSNE Oc 4 y 5 (los cuales se encuentran en el área más elevada del médano, ambos en la misma torre), estación en la que la precipitación presenta un valor menor a la media (47 mm). En otoño 2014, el BSNE Oc 1 (60 cm) y el 6 (7 cm) fueron los de mayor colecta, observándose un registro de precipitación (88 mm) superior a la media y próximo al máximo valor registrado para todo el período. En el verano 2014-2015, el volumen de material eólico recolectado en todos los BSNE Oc, evidenció los valores más bajos del período de análisis. Se observó un aumento de la precipitación (54 mm), con respecto a la primavera previa (24 mm), que supera levemente al valor medio del período analizado. Por otro lado, la velocidad máxima del viento tuvo una leve disminución (80 km/h), respecto a la primavera 2014 (88 km/h).

El análisis textural demostró que el tamaño de grano predominante, colectado por los BSNE Oc es el tamaño arena fina y muy fina (Figura 5.21). La distribución textural por estación de medición es semejante entre sí hasta el tamaño arena fina, a partir de esa textura hacia tamaños mayores, existen notables diferencias entre las estaciones de análisis. En la primavera se incrementó la proporción textural de arena muy gruesa (13,8 %), en relación a las restantes estaciones del año (10 % otoño y 4 % verano) mientras que en verano, comparativamente con las estaciones restantes, aumentó considerablemente la proporción del tamaño grava (10 %), siendo en la primavera de 0,4 % y en otoño de 0,6 %. Durante el otoño existe un incremento de arena gruesa (20 %) en detrimento de arena fina y se hace más marcado el aumento de las arenas muy gruesas (10 %) aunque no alcanza la proporción de este tamaño, ocurrida durante la primavera (14 %). Las velocidades máximas del viento durante el verano posibilitan la deflación de partículas de mayor tamaño, debido a que presenta un porcentaje considerable de gravas en relación a la primavera y el otoño con nula presencia de este tamaño de grano (Figura 5.21).

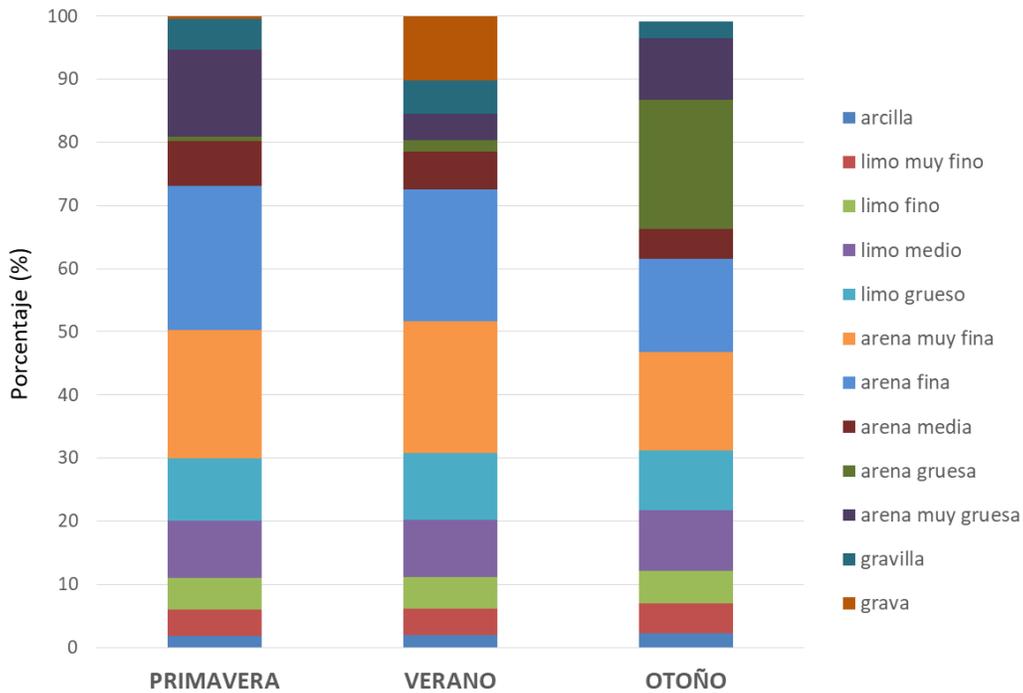


Figura 5.21. Distribución textural de las partículas de los colectores BSNE Oc durante las temporadas de medición en el médano O'Connor.

5.4. CUENCA DE LAGUNA AMALIA

La cuenca de laguna Amalia (53°39'19"S, 68°27'01"O) está labrada en rocas sedimentarias marinas de edad Mioceno medio-Superior (Fm. Castillo y Fm. Carmen Silva) representadas en su mayor parte por cerros y serranías, que adquieren las mayores altitudes en el sur de la cuenca alcanzando los 296 m.s.n.m. Estas geoformas positivas están disectadas por líneas de drenaje de régimen intermitente que drenan a la laguna. Los cerros adquieren la máxima altitud en el sur de la cuenca con 193 m.s.n.m. y presentan pendientes menos abruptas en las laderas de solana. En el este de la laguna el cerro Am-ki-uarn alcanza los 166 m.s.n.m. siendo el de mayor altitud del sector barlovento (Figura 5.22). Las serranías presentan altitudes que oscilan entre 300 y 105 m.s.n.m. y se

disponen principalmente alineadas con el límite de la cuenca en sentido noreste-sudoeste, mientras que en el sector sur de la cuenca, en sentido este-oeste.

La cubeta de la laguna Amalia es una depresión que se localiza en el noreste de la cuenca. La forma está condicionada por las geoformas de orden estructural que caracterizan a la cuenca y en su parte sur, presenta una península conformada por rocas sedimentarias del terciario, representadas por cerros aislados (Figura 5.22). Su fondo plano está compuesto por sedimentos limo-arcillosos que quedan expuestos en la estación estival (Figura 5.23 y Figura 5.24). Los rasgos topográficos de su margen occidental presentan un relieve de suave pendiente conformado por serranías disectadas por los cursos de agua temporarios que desembocan en la laguna. Su margen oriental se caracteriza por presentar una pendiente abrupta debido a la presencia de un acantilado rocoso que tiene su génesis a partir del proceso erosivo de las olas durante los períodos de presencia de agua en la laguna. El cuerpo de agua está bordeado por playas limo-arcillosas en el oeste y de gravas en el sur. En la costa sur y oriental se identifican espigas de grava que se originaron y se desarrollan en épocas en que el cuerpo de agua disponía de agua en su cubeta, lo cual da cuenta de la intensidad que adquiere el oleaje en este cuerpo de agua somero. La espiga localizada en el oeste de la laguna tiene dirección sudoeste-noreste, mientras que la que se desarrolla al sur, se dispone en sentido noroeste-sudeste. Ambas disposiciones son coincidentes con las direcciones predominantes de los vientos frecuentes de esta región (Figura 5.22).

Los cursos de agua intermitentes que drenan los cerros y serranías presentan mayor caudal durante la época de deshielo y fusión nival. La red de drenaje está conformada principalmente por cauces de orden 1 de jerarquía, como se presentó en el capítulo anterior, aunque se encuentran sin caudal durante la mayor parte del año. Su carga de agua queda sujeta a los períodos de deshielo a

partir de la primavera. En el sector septentrional de la laguna se observa un paleocauce de fondo plano que alcanza un ancho de 176 m en el tramo más cercano a la laguna y una extensión longitudinal de 530 m (Figura 5.22). En períodos húmedos el paleocauce estuvo sujeto a un mayor caudal, debido a que estaba conectado al río Avilés y drenaba sus aguas a la laguna.

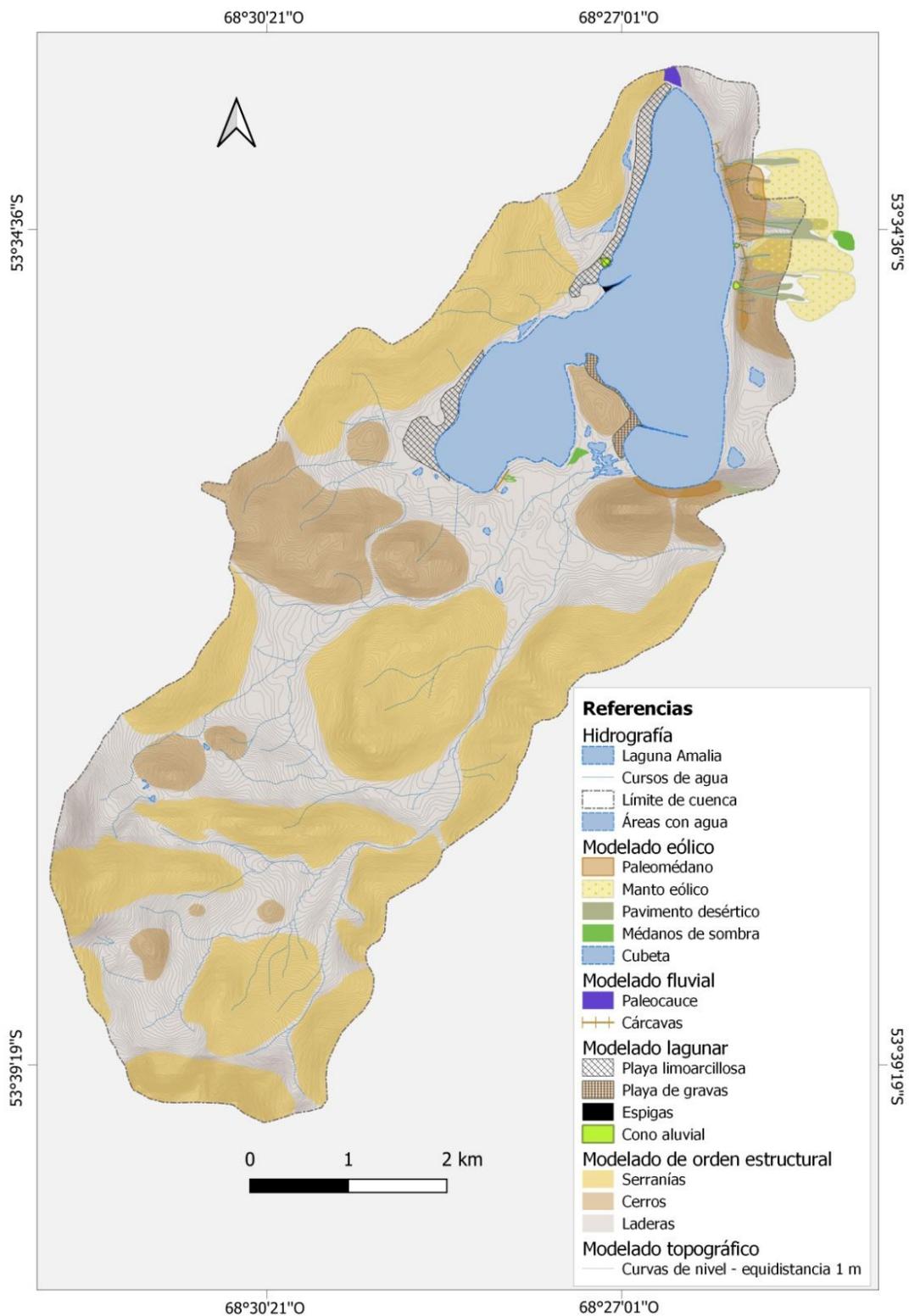
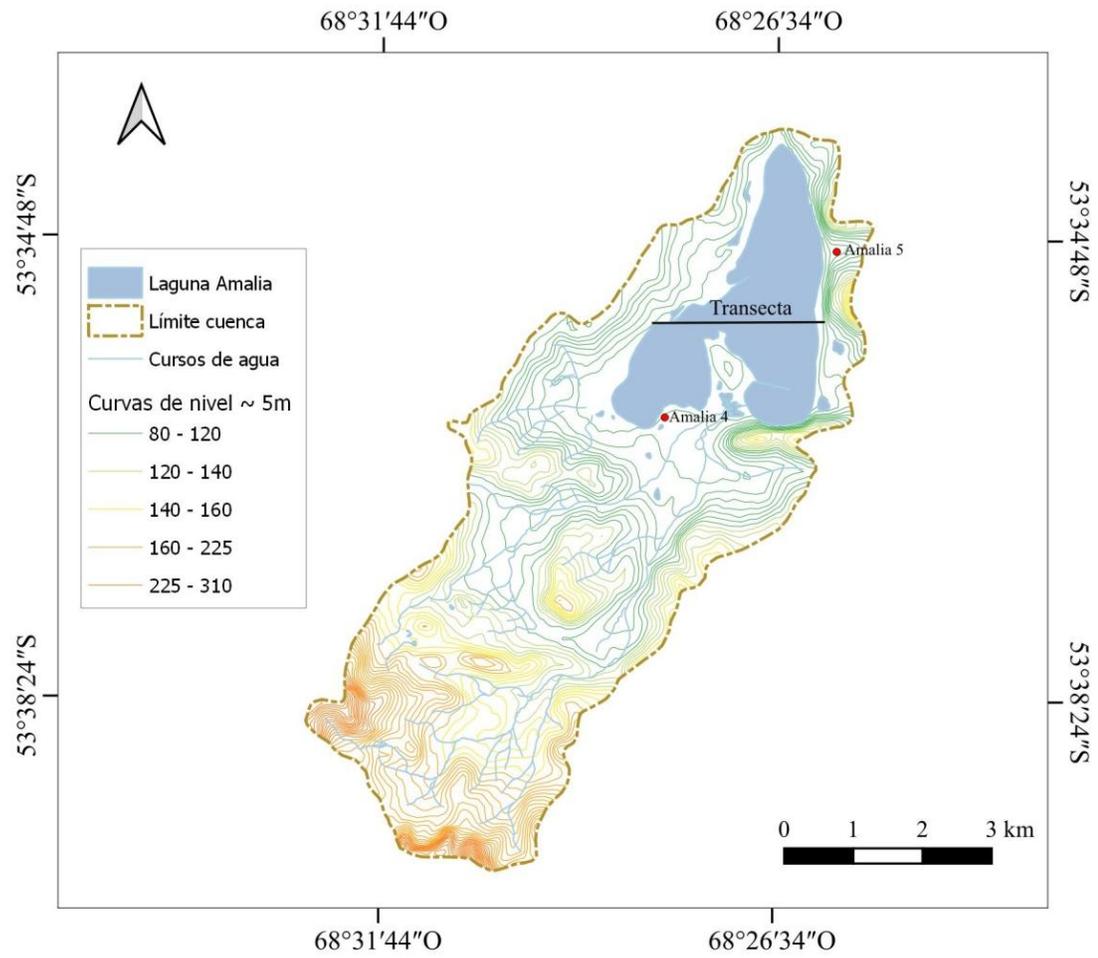


Figura 5.22. Mapa geomorfológico de cuenca de laguna Amalia.



Perfil de elevación del fondo de la laguna



Transecta 2,7 km

Figura 5.23. Perfil topográfico del fondo plano de laguna Amalia.



Figura 5.24. Fondo de la laguna Amalia en un período seco colonizado por vegetación.

A sotavento y al sur del cuerpo de agua se observan una serie de cárcavas con erosión retrocedente, sobre paleo-médanos que se desarrollan sobre el acantilado rocoso (Figura 5.25). La cara oeste de los mismos se encuentra desprovista de vegetación debido a la influencia eólica y erosión por escurrimiento superficial durante períodos anuales secos y húmedos respectivamente, descubriendo el sustrato en su desarrollo altitudinal y dejando expuestos a los paleo-suelos (Coronato et al., 2020) que alternan entre los depósitos eólicos de los paleo-médanos. Las cárcavas de erosión retrocedente se disponen a lo largo de la costa, principalmente se desarrollan en la costa este y sur de la laguna. En estadíos en los cuales el proceso fluvial no está en funcionamiento y la superficie se encuentra seca, comienza a actuar el modelado eólico y se desarrollan pavimentos desérticos, los cuales se disponen en dirección oeste-este sobre los paleo-médanos a sotavento de la laguna. Las cárcavas presentan forma elongada representada con valores promedio de 50 m de ancho y 560 m de longitud. Parte del área que ocupa el pavimento desértico, manto eólico y campo

de dunas de sombra son resultantes de los procesos geomorfológicos asociados a la laguna Amalia, abordados en este capítulo, y si bien, corresponden al área de la Cuenca O'Connor, se incluyen dentro del análisis de la cuenca homónima. Sin embargo, debido al establecimiento de los límites de la cuenca a los fines de este estudio, las geoformas mencionadas exceden los límites de la cuenca L. Amalia y forman parte de la cuenca de laguna O'Connor. En las desembocaduras de algunas cárcavas, en el oeste de la cubeta, el flujo de agua de los cursos de agua intermitentes deposita partículas de diverso tamaño en forma de conos aluviales con ápice en el cambio de pendiente abrupta (Figura 5.22 y Figura 5.25). En el extremo distal pueden observarse canales de escurrimiento con un diseño distributivo (Figura 5.26).



Figura 5.25. Secuencia de cárcavas (este de la laguna Amalia), vista hacia el norte de la laguna. En la base del acantilado, el tono verde representa los conos aluviales.

Los paleo-médanos *perched* son geoformas de depositación eólica conformados por limos y arcillas. Se desarrollan sobre el acantilado rocoso en la costa este de la laguna a través del cual se originan, debido al proceso de erosión de la roca, el consecuente transporte de las partículas y posterior depositación a sotavento del mismo (Coronato et al., 2020). Estas geoformas están en

permanente transformación en cuanto a forma y tamaño, aunque en aquellos sectores que se encuentran desprovistos de vegetación la dinámica eólica e hídrica contribuyen en mayor medida a la acelerar el proceso de erosión (Figura 5.26).

Las partículas de menor tamaño provenientes del fondo de la laguna seca y paleo-médano son transportadas por deflación y depositadas en el sector oeste de la cuenca, dando lugar a mantos eólicos, geoformas que no adquieren rasgos geomorfológicos en el terreno, aunque son reconocibles por el cambio de vegetación. En este sector se reconocen otras geoformas de depositación cuya génesis está asociada a la presencia de vegetación, los médanos de sombra o nebkhas. Éstas son acumulaciones que se originan cuando las partículas en su transporte eólico descienden su velocidad debido a la obstaculización de vegetación y ocurre la consecuente depositación a sotavento de la planta. En la región de estudio los médanos de sombra se reconocen en la cuenca Amalia, agrupados, conformando campos de médanos y se asocian con la presencia de *Festuca g.* Las geoformas de génesis eólica serán abordadas exhaustivamente a continuación.



Figura 5.26. Cárcava vista de este a oeste hacia la laguna Amalia. En la superficie de la cárcava se observan depósitos eólicos en forma de ondulas. En lateral derecho, médanos de sombra colgantes, adaptados a la forma de la *Festuca g.*

Las partículas sedimentarias que conforman las mencionadas formas de relieve provienen de los paleo-médanos, del acantilado de roca sobre el que se desarrollan y del fondo de las lagunas, sobre las cuales se depositan sedimentos terciarios durante el período estival en que la laguna se seca por completo (Figura 5.27). La cara oeste de los paleo-médanos se encuentra desprovista de vegetación debido a la influencia eólica y al lavado hídrico generado en períodos anuales secos y húmedos respectivamente, descubriendo el afloramiento del sustrato en todo su perfil altitudinal. La forma de la laguna, condicionada por la geología regional, presenta una península conformada por roca sedimentaria, por encima una capa de sedimento eólico y el suelo actual (Figura 5.22). Hacia el sudeste, se desarrollan hoyadas o microcubetas de deflación, a menor altitud respecto de las geoformas descritas anteriormente. Las mayores alturas del relieve se localizan a sotavento de la laguna debido a la presencia de médanos de arcilla. En el sur se presentan cerros o colinas terciarias con un menor desarrollo de médanos.



Figura 5.27. Vista hacia el sur y este de la laguna Amalia. A la izquierda: secuencia de paleo-médanos. A la derecha: fondo plano seco de laguna.

La dinámica eólica en el norte de Tierra del Fuego es una variable de notable incidencia en el paisaje. Su influencia aumenta por el clima semiárido, con precipitaciones inferiores a 300 mm anuales. Esta situación en vinculación directa con el uso del suelo ovino de la región, genera el desarrollo de geoformas tales como los médanos de sombra, características de esta cuenca. Estas geoformas de origen eólico son conocidas con nombres diferentes dependiendo de la región en la que se generan. En el área de estudio, el desarrollo de estas geoformas está vinculado a la presencia de la vegetación dominante, *Festuca gracillima*, vulgarmente “coirón”. Los médanos de sombra se presentan agrupadamente en la periferia sur y este de la laguna Amalia, asentadas sobre antiguos pisos lacustres posiblemente del Holoceno aunque también se reconocen acotadas en distintos sectores lindantes a la laguna. Estas constituyen formas regidas por la dinámica eólica actual, en la cual las partículas de limo y arcilla pelletizadas, provenientes de las cárcavas subyacentes a las mismas, son su principal fuente de aporte de material. El fondo seco de la laguna es otra de las fuentes de partículas. Las formas de médanos de sombra más representativos se encuentran en Amalia 5 (campo este), área en la que disminuye la densidad de cobertura vegetal de *Festuca g.* dando lugar al desarrollo del extremo distal (o largo) de estas geoformas (Figura 5.28). En Amalia 4, excepto la zona contigua a las cárcavas, de mayor acción eólica, se encuentra el suelo cubierto de *coirón*, por lo que las geoformas se adaptan a formas más circulares sin posibilidad de desarrollo en extensión (Figura 5.29).



Figura 5.28. Médano de sombra adaptado a la forma de la *Festuca g.*, forma circular en Amalia 4. La flecha indica la dirección SO del viento predominante.



Figura 5.29. Campo de médanos de sombra en Amalia 4, sudeste de la laguna homónima.

Para analizar el desarrollo de las geoformas de erosión y acumulación, de mayor predominio en la periferia de la laguna se seleccionó un sector de estudio, denominado Amalia 5 (Am 5) en

donde se realizaron estudios arqueológicos previos. Los estudios de caso están relacionados con el proceso de formación de las geoformas de origen eólico. En este sentido, se analiza en detalle una geoforma de erosión, representada por la cárcava que se denomina “Amalia 5”, localizada en el este del cuerpo de agua y otra de acumulación, reconocida por el campo de médanos de sombra (*nebkhas*) asociado a la cárcava mencionada. Dentro de las áreas en las que se emplazan, se mencionan otras geoformas que constituyen parte del modelado eólico del sector.

5.4.1. Cárcava Amalia 5

La periferia de la laguna Amalia presenta en el sector oriental una geoforma significativa tanto por su desarrollo espacial como por el impacto eólico que permite el sustento de otras geoformas asociadas. La cárcava de erosión retrocedente se extiende en sentido este ($53^{\circ}34'50.91''S$, $68^{\circ}25'11.56''O$) - oeste ($53^{\circ}34'51.57''S$, $68^{\circ}25'54.54''O$) y se desarrolla desde un afloramiento del sustrato hasta la costa de la laguna. Esta tiene una extensión de 580 m. Presenta una pendiente general de 3% y está labrada en depósitos eólicos y suelos enterrados de espesor variable. El fondo es plano y tiene un ancho promedio de 63 m (Figura 5.30). En sus cabeceras se disponen cantos rodados de tamaño grava fina que dan lugar al desarrollo de otras geoformas como los médanos de sombra y óndulas. En determinados sectores en donde se concentran bloques y gravas se forman charcas estacionales producto de la fusión de la nieve o del hielo (Figura 5.31). Las mismas tienen un oleaje de longitud de onda constante, propiciado por la presencia continua del viento el cual redistribuye los cantos rodados. Estas pequeñas lagunas desaparecen hacia el fin de la primavera, dependiendo de la precipitación caída durante el invierno. En la cabecera, en el extremo distal este, se forman médanos de sombra conformados por *pellets* limoarcillosos a sotavento de matas de *Festuca g.* (Figura 5.28). En el tramo inferior de la cárcava, el drenaje estacional se

concentra en un cauce encajonado, con típico perfil en V que erosiona el depósito eólico. El cauce concentra cantos rodados de litología diversa. En este sector, el sustrato forma un acantilado de aproximadamente 15 m de altura con respecto a la laguna, en cuya base, se forma un abanico aluvial, a causa del drenaje estacional, en el que predominan las partículas limosas y se distribuyen cantos rodados de tamaño diverso. En períodos en que la laguna tiene disponibilidad de agua y en situaciones de fuertes velocidades de viento, el oleaje genera erosión en el abanico re-distribuyendo su sedimento.



Figura 5.30. Cárcava de fondo plano a sotavento de Laguna Amalia.



Figura 5.31. Hoyada o microcubeta de deflación en una cárcava en el este de la laguna Amalia.

Un análisis experimental del transporte eólico realizado durante 41 días de verano, utilizando los colectores tipo BSNE (Figura 5.32) muestra que estos completaron su capacidad (500 cm^3) a lo largo del tiempo de muestreo. El colector 1 (19,5 cm desde la superficie del suelo) retuvo 1893,87 gr de sedimento, el colector 2 (56 cm) retuvo 1996,83 gr y el colector 3 (16,5 cm), en una torre individual, retuvo 2186,6 gr (Figura 5.33). La textura dominante de partículas retenidas en los tres colectores es el tamaño arena, siendo mayor en el colector 1 (78,8 %), seguido por el colector 2 (70,6 %) y llegando a 62,5 % en el colector 3. En menor porcentaje se colectaron texturas limo-arcillosa (24,4 % colector 3, 22,4 % colector 2 y 13,3 % colector 1) y en menor medida, de gránulo- guijarro (13,1 % colector 3, 7,8 % colector 1 y 6,9 % colector 2) (Figura 5.33).



Figura 5.32. Colectores BSNE en la cárcava Amalia 5.

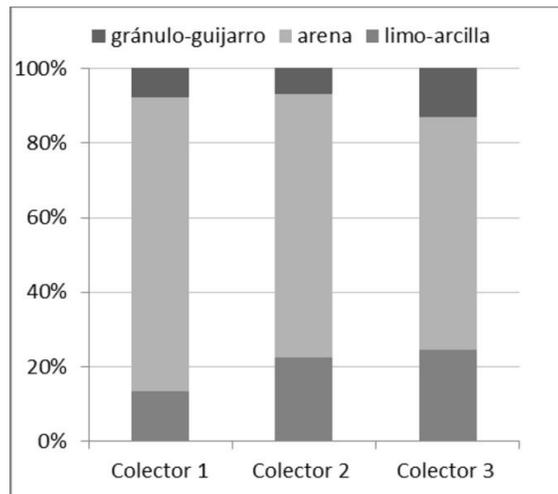


Figura 5.33. Texturas predominantes de las partículas recolectadas por los BSNE, cárcava Amalia 5.

La sucesión de materiales sedimentarios en los que se está labrando la cárcava se muestra en la Figura 5.34. El depósito limo-arenoso (0,90 m de espesor) tiene edafizados sus 20 cm superiores, soportando una cubierta vegetal herbácea - cespitosa y un denso entramado de raíces, contiene restos óseos y dientes de roedores de tamaño menor a 2 mm. El contenido de materia orgánica es 7,1% y de acuerdo a la datación de fechados corresponde a una edad de 360 ± 30 años ^{14}C ó 500 a 310 años cal. AP. (Oría et al., 2014) lo que indica que su formación ha tenido lugar en épocas recientes. El sector más cercano al cambio de pendiente o al acantilado tiene mayor actividad

eólica. Por un lado, erosiva con desarrollo de geoformas tales como los pedestales, y por otro, de acumulación con desarrollo de médanos.

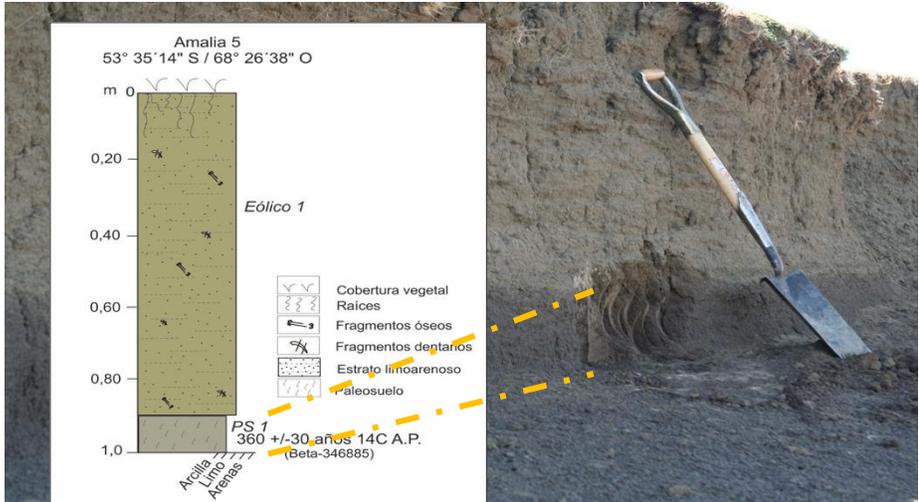


Figura 5.34. Perfil estratigráfico en pared de cárcava Amalia 5 (Oría et al., 2014).

5.4.2. Campo de médanos de sombra

El estudio de interés se centra en el flanco oriental de la laguna Amalia (53°34'S, 68°25'O) en el campo de médanos de sombra de mayor superficie entre los existentes en la zona (Figura 5.35). Se identifican como médanos de sombra a las acumulaciones alargadas alineadas según la dirección del transporte de partículas del tamaño arena (Cooke et al., 1993), depositadas a sotavento de matas de *Festuca g.* sobre la ladera de un paleo-médano asentado sobre el acantilado lacustre. En el área de estudio, las nebkhas se forman debido a la obstaculización de la mata de coirón en el transporte eólico de granos limo-arcillosos pelletizados y de lutitas fragmentadas de forma tabular (Figura 5.36), provenientes de la cárcava-pavimento de erosión, de la roca aflorante y laderas de la misma. Este campo ocupa un área de 32 m² y se localiza 1 km al E de la laguna Amalia, contiguo a

la cárcava de fondo plano originada por erosión retrocedente sobre la paleo-médano, orientada en sentido O-E.

Las geoformas tienen una altura media de 0,27 m con valores extremos entre 0,1-0,48 m, una longitud media de 1,98 m (entre 0,93-3,56 m) y ancho medio de 1 m con un rango de valores entre 0,28-2,3m. Los médanos situados en el límite distal del campo donde aumenta la densidad de vegetación y a mayor distancia del área fuente, tienen formas circulares y conforman una unidad de geoformas contiguas entre sí (Figura 5.37). El desarrollo de estas geoformas está controlado por la altura que alcance la mata de coirón (Figura 5.38). Se trata de una gramínea perenne que forma matas de 30-40 cm de altura y genera brotes anuales en sus laterales, lo cual permite ampliar su tamaño y el efecto de trampa de partículas, provocando acumulación constante y por ende, el incremento en la altura de los médanos de sombra durante la primavera y el verano, período en el que hay escasa humedad en el suelo. El efecto desecador del viento persistente entre octubre y marzo favorece el transporte eólico intenso. La estabilidad de las nebkhas y su posibilidad de crecimiento están condicionadas por la presencia de *Festuca g.*, principal elemento en la dieta del ganado ovino que se cría en la región. Por lo tanto, el pastoreo principalmente en invierno-primavera sobre *Festuca g.* de los campos de médanos determinará la permanencia y crecimiento de estas geoformas (Figura 5.39).

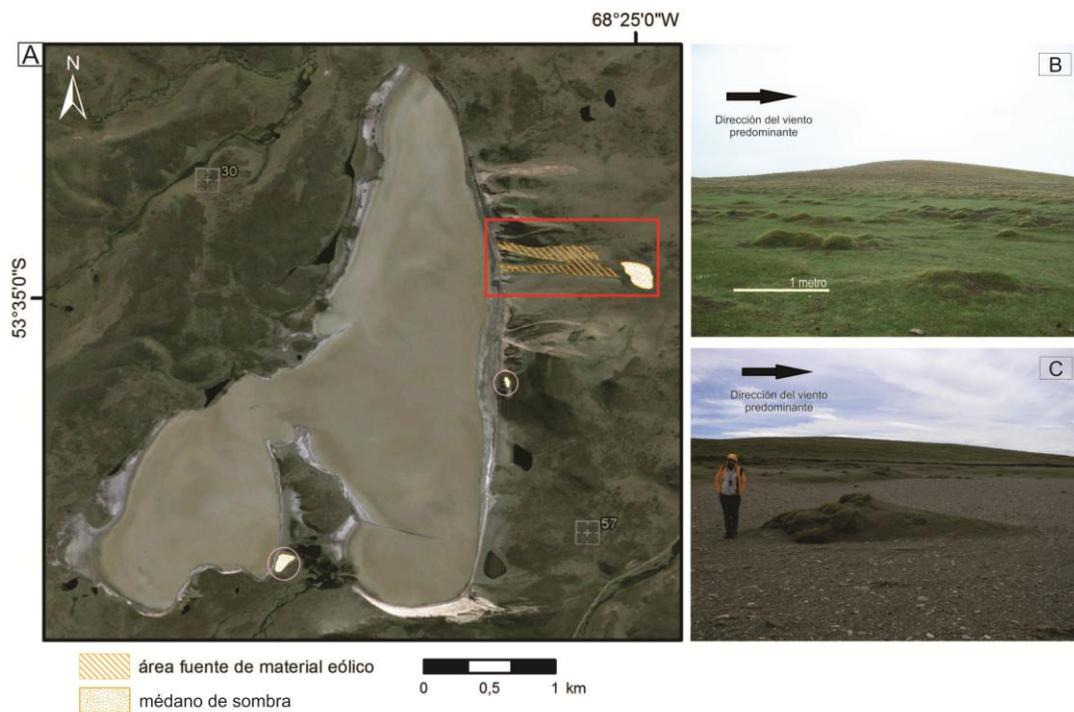


Figura 5.35. A: Localización de la cárcava (área fuente) y campo de médanos de sombra. B: Médanos de sombra en presencia de un alto porcentaje de cobertura vegetal. C: Grupo de *Festuca g.*, dando lugar a un médano de sombra en la cárcava (Modificada de Oría et al., 2014).



Figura 5.36. Granos limo-arcillosos pelletizados y lutitas de forma angular encontrados en Amalia 5.



Figura 5.37. Medición en el campo de médanos de sombra de Cuenca Amalia.



Figura 5.38. Campo de médanos de sombra contiguo a Amalia 5.



Figura 5.39. Ejemplar de médano de sombra con su frente posicionado hacia el sector este.

5.5. CUENCA DE LAGUNA ESCONDIDA

La cuenca de la laguna Escondida ($53^{\circ}20'23''S$, $68^{\circ}12'46''O$) ocupa una superficie de 18 km^2 y se orienta dirección noroeste-este. Está labrada en su totalidad en un abanico glacifluvial erosionado y re-trabajado en su parte distal por los avances marinos interglaciares (Bujalesky et al., 2001). Se desarrolla en un relieve de baja pendiente, en dirección este, con valores promedio que oscilan entre 0,6 y -1,5 %. El mayor desnivel entre la terraza lacustre y el fondo de la laguna es de 14 m y se localiza en el suroeste de la cuenca (Figura 5.40). Las terrazas lacustres están dispuestas en forma escalonada de este a oeste y evidencian que en tiempos pasados, la laguna tuvo una posición más elevada y mayor superficie que las actuales. De acuerdo a Coronato et al. (2012, 2022), durante los períodos secos del Holoceno se favoreció el desecamiento y profundización de las cubetas por efecto de la deflación, mientras que en los períodos húmedos, estas habrían contenido cuerpos de agua de mayor extensión y profundidad que en la actualidad. En la cuenca de

Laguna Escondida se identifican siete niveles de terrazas lacustres por encima de la costa actual que se localiza a los 21 m.s.n.m, las cuales se encuentran limitadas al sur por un relieve aterrizado de origen glacifluvial (Figura 5.40). Están conformadas por sedimentos limo-arcillosos de color gris, similares a los del fondo de la laguna actual (Coronato et al., 2017). El límite oriental de las terrazas lacustres ubicadas a los 36, 35 y 32 m.s.n.m. genera contornos dispares respecto al borde occidental que tienen una alineación semejante con un sector central distal. Las terrazas de 26 y 24 m.s.n.m. presentan su borde oriental en sentido norte-sur y el borde occidental, sigue la trayectoria de los tres anteriores. Los niveles de terraza, 23 y 22 m.s.n.m. presentan similitudes en la forma de sus bordes y su distribución predominante es en sentido norte-sur, aunque en determinados sectores tiene ciertos apéndices diferentes entre sí (Figura 5.40).

En el sur de la terraza lacustre de 26 m.s.n.m. y en el norte del nivel de 23 m.s.n.m. se desarrollan micro-cubetas generadas por deflación eólica que se reactivan en la primavera y el verano, logrando en ocasiones, unirse a las cubetas principales de los tres niveles de menor altitud, niveles lacustres más jóvenes. Los límites de la terraza lacustre más antigua coinciden con la mayor depresión de la cuenca y presenta las máximas pendientes (Figura 5.40). Las cubetas que tienen lugar en los diferentes niveles lacustres tienen superficies que varían entre los 6.4 km², el más antiguo, y los 0.9 km², el inferior o más joven.

La cubeta que contiene a la laguna tiene forma elíptica, orientada con su eje mayor (2 km) en sentido norte-sur y su eje menor (1 km) en sentido este-oeste. Constituye el depocentro de una cuenca endorreica alimentada por cursos de agua intermitentes (Figura 5.40). Su fondo plano (Figura 5.41) está compuesto por sedimentos limo-arcillosos que quedan expuestos en la estación

estival. El cuerpo de agua contenido en la cubeta, está sujeto a la migración hacia el este, consecuencia de la erosión causada por las olas debido a los vientos dominantes del oeste y sudoeste, dinámica que continúa ocurriendo en la terraza inferior (22 m.s.n.m).

El modelado fluvial de la cuenca está determinado por cursos de agua de régimen estacional que alimentan a la laguna en época de deshielo y en el mes de diciembre en el inicio de la estación estival. La red de drenaje presenta una extensión de 20,06 km de longitud. El sistema de drenaje está conformado por cursos de agua superficiales que afloran en el terreno principalmente en el noroeste, oeste y suroeste de la cubeta (Figura 5.42). Diversos cauces inactivos se desarrollan en este mismo sector, algunos de los cuales son paleocauces, cuyos fondos se encuentran húmedos y con vegetación de tipo cespitosa, aunque en determinados sectores el suelo se encuentra saturado y se erosiona la superficie conformando cárcavas que se encuentran saturadas de humedad (Figura 5.43). Si bien en la actualidad los paleocauces están inactivos en relación a un aporte de agua considerable a la laguna, su topografía contribuye al escurrimiento superficial durante el deshielo. En las costas de la laguna, en sus diferentes niveles, se desarrollan cárcavas debido a la erosión retrocedente del escurrimiento superficial de los cursos de agua que fluyen por las terrazas lacustres hacia el depocentro de la cuenca, donde, en períodos húmedos se aloja el cuerpo de agua (Figura 5.44). El escurrimiento subsuperficial, identificado principalmente en el terreno por un cambio de coloración en la vegetación predominante, se identifica en la terraza lacustre de 36 m.s.n.m. que delimita la cubeta (Figura 5.45 y Figura 5.46). En el sector noroeste y oeste, en la desembocadura de los paleocauces, se desarrolla un paleodelta formado por el material fluvial transportado por el curso de agua en períodos húmedos en los que la laguna ocupaba una cota mayor que la actual y los cursos de agua aportaban mayor caudal de la laguna (Figura 5.47 y 5.40).

La playa de la laguna está conformada por diversos tipos de sedimentos, aunque predominan los limos, arcillas y arenas, depositados en períodos de mayor extensión del cuerpo de agua. En el sector occidental la playa se encuentra predominantemente vegetada. En el lado oriental predomina el sedimento de tamaño grava y gravilla, quedando la playa limitada entre la laguna y la terraza lacustre. La presencia de cristales de halita en el fondo expuesto de la laguna, preferentemente en su sector noroeste, evidencia el alto contenido de sales en el agua, de lo que se puede inferir ciclicidad de períodos húmedos y secos en el cuerpo de agua (Figura 5.47). Este tema se analiza en el punto 5.5.2. de este capítulo.

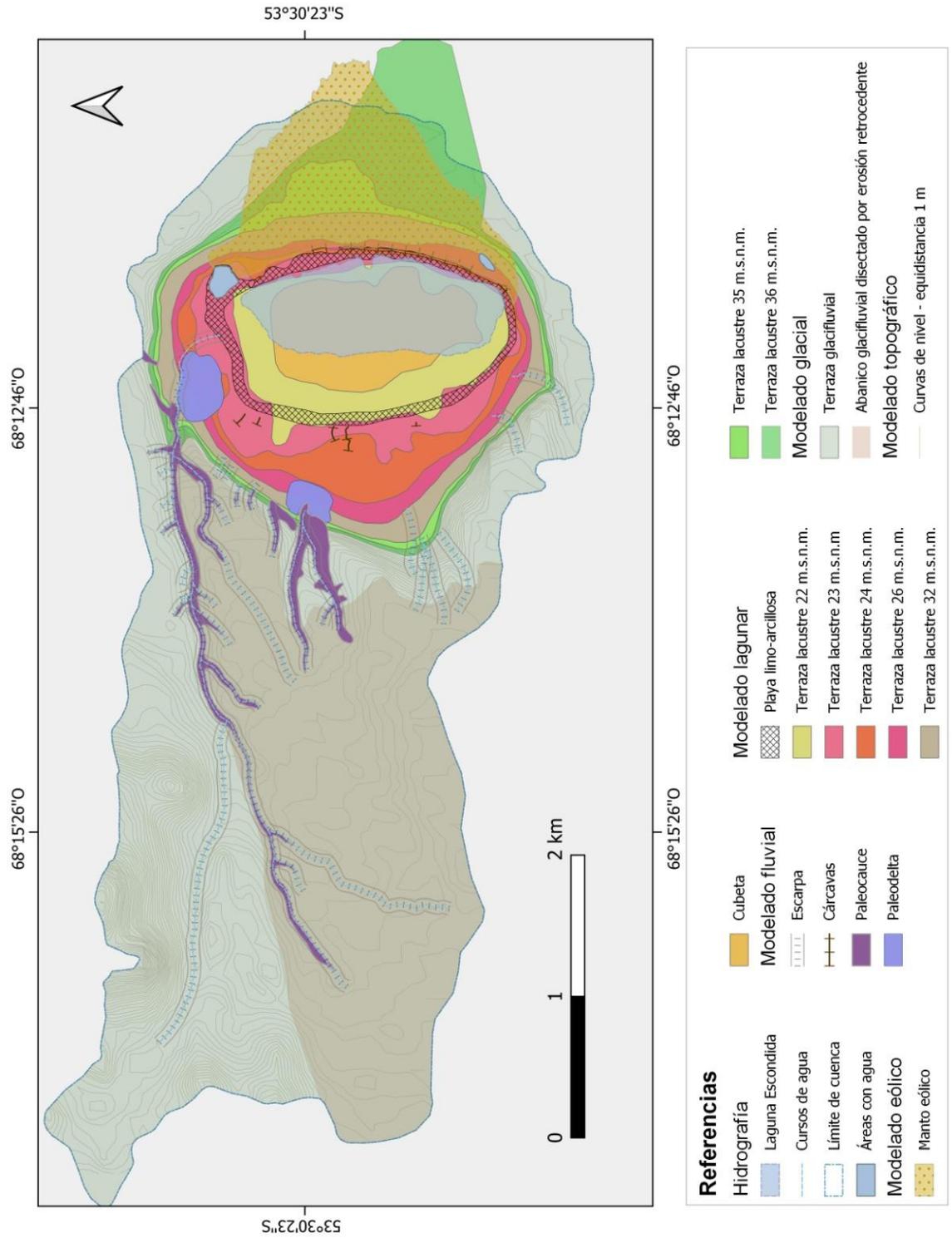
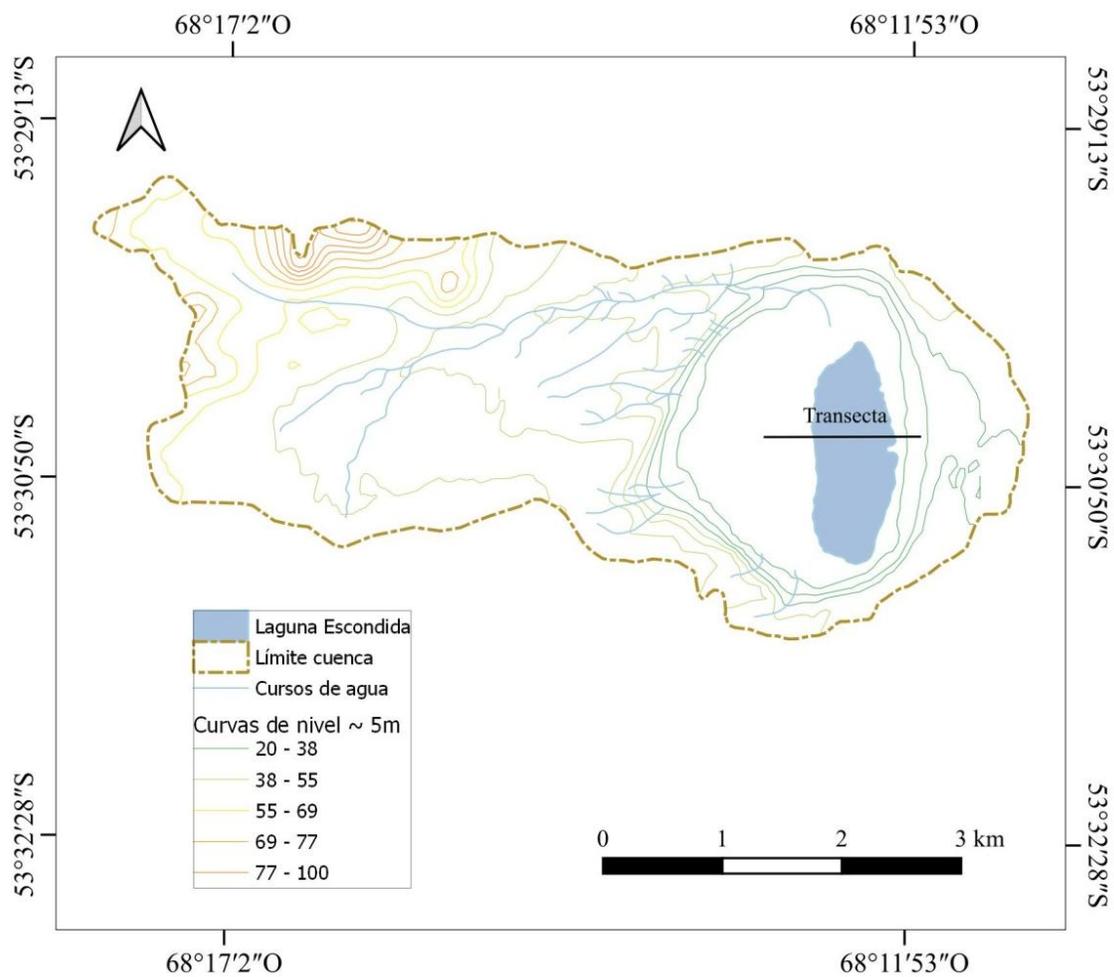


Figura 5.40. Mapa geomorfológico de la cuenca Escondida.



Perfil de elevación del fondo de la laguna



Figura 5.41. Perfil topográfico del fondo plano de Laguna Escondida.



Figura 5.42. Flujo subsuperficial (coloración verde intenso), oeste de la Cuenca Escondida.



Figura 5.43. Paleocauce que evidencia escurrimiento sub-superficial en sentido contrario a la laguna, norte de Laguna Escondida.



Figura 5.44. Cárcavas de erosión retrocedente localizadas en la costa oriental de Laguna Escondida.

Desde la terraza lacustre superior y hacia el este de la cuenca se extiende un manto eólico (Figura 5.40). Constituye una de las geoformas eólicas asociadas a los ambientes lacustres de la región, que tiene lugar en el sector oriental, a sotavento del cuerpo de agua y que es el resultante del proceso de depositación debido a la dinámica de movimiento de las partículas a causa de la acción del viento. La complejidad en su determinación en el terreno, requirió de una previa delimitación mediante sensores remotos debido a que no presenta rasgos topográficos. En los diferentes relevamientos se lo identificó por el cambio en la distribución de la vegetación. El proceso de su evolución a través del aporte de partículas desde el área fuente (fondo seco de laguna), se determinó mediante la captación de partículas mediante BSNE, que se abordará en el próximo apartado.



Figura 5.45. Línea de escurrimiento subsuperficial (coloración verde intenso), oeste de la Cuenca Escondida.



Figura 5.46. Área saturada por aporte de escurrimiento subsuperficial (coloración verde intenso), oeste de la Cuenca Escondida.



Figura 5.47. Cristales de halita en la costa noreste de Laguna Escondida.

5.5.1. Mantos eólicos

Los mantos eólicos constituyen rasgos del paisaje imperceptibles por su topografía, aunque tienen gran notoriedad mediante sensores remotos. Están conformados por sedimentos limo-arcillosos a arenosos, dependiendo del sustrato sobre el que se emplazan. Los sedimentos que conforman los mantos tienen contenido de sodio, magnesio y calcio en proporciones diversas, siendo el primero dominante en los sedimentos circundantes a las lagunas (Crosta et al., 2014). Esta condición de salinidad produce alteración físico-química de los suelos en los mantos, limitando el

desarrollo de especies vegetales como *Festuca g.* y, por lo tanto, generándose menor cobertura disponible para pastoreo ovino. Los fondos secos de las lagunas actúan como áreas fuente de material deflacionado cuando los cuerpos de agua se secan, principalmente durante la temporada estival. En este sentido, la ciudad de Río Grande, se ve afectada por el polvo eólico deflacionado de lagunas semipermanentes próximas a la misma (Iturraspe y Urciuolo, 2002; Perdomo et al., 2021). La forma de los mantos eólicos está influenciada por las direcciones de vientos persistentes del noroeste, oeste y sudoeste. De los resultados obtenidos se deriva que debe considerarse al proceso de deflación sobre fondos secos de las lagunas como un proceso natural propio de la estepa semiárida fueguina. El proceso se manifiesta con fuerte influencia a sotavento de los cuerpos de agua estacionales, en la variación local de sedimentos superficiales del suelo y su cubierta vegetal. La variación de tamaño de los cuerpos de agua, resultado de la precipitación-deseccación y la consecuente exposición de sus fondos secos con sedimentos salinos es la causa de la formación de los mantos eólicos (Villarreal et al., 2014) (Figura 5.48 y Figura 5.49). Los mantos eólicos se desarrollan en diferentes cuencas del área de estudio. Sin embargo, los análisis específicos se acotaron a los ambientes lacustres de Escondida y O'Connor, que presentan mantos definidos para llevar a cabo el análisis.

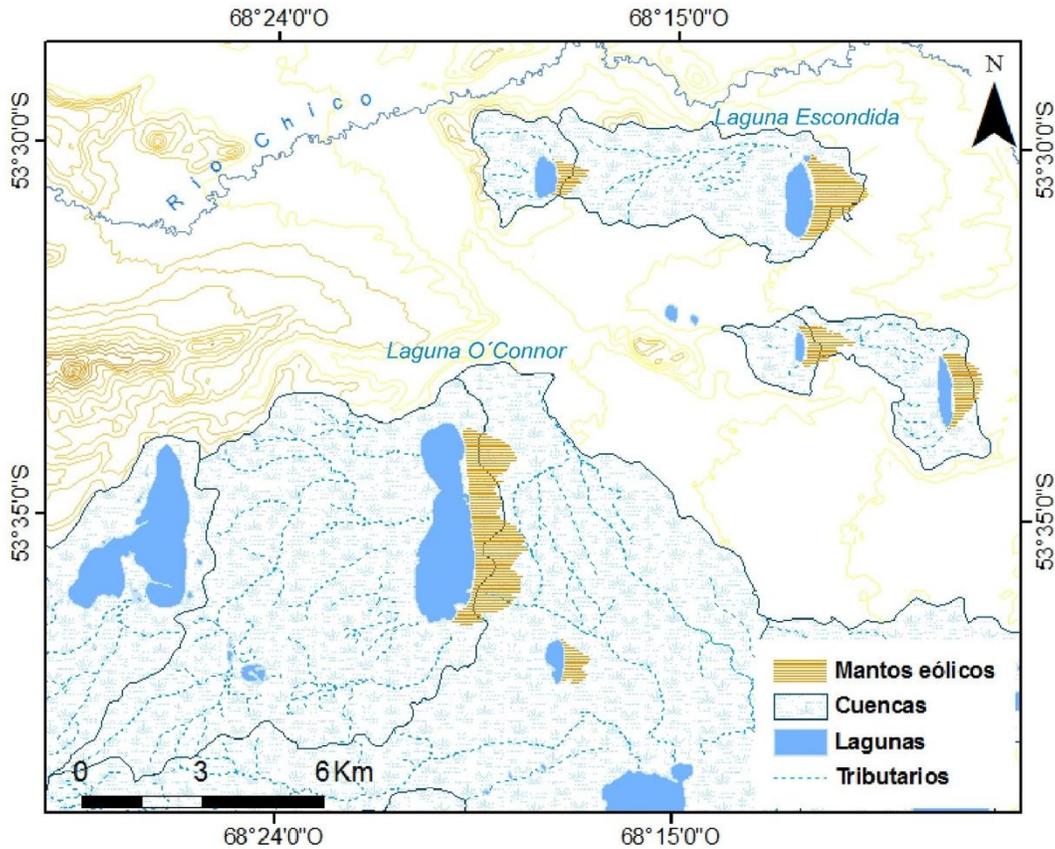


Figura 5.48. Localización de las lagunas del área de estudio que desarrollan mantos eólicos a sotavento (Villarreal et al., 2014).

5.5.1.1. Texturas de los sedimentos de mantos eólicos

El tamaño de los granos que conforman los mantos eólicos tiene una distribución variable. En el análisis realizado, se observa que en la laguna Escondida, en la transecta 1 predominan limos en el área fuente (Mg14es) mientras que en el manto proximal y central (Mg7es y Mg6es), arenas de tamaño fino y aumento de proporción de limos hacia el borde distal (Figura 5.49 y Figura 5.51). En la transecta 2 (Mg13es, Mg10es, Mg9es, Mg4es, Figura 5.51) y en la 3 (Mg12es, Mg8es, Mg2es, Mg3es, Figura 5.51) la textura arenosa de tamaño fino domina en el área fuente y en el

manto proximal, acercándose en proporción a los sedimentos arcillosos y limosos en el manto central (Mg9es y Mg2es, Figura 5.51), no obstante entre las arenas predomina el tamaño fino.

Las arenas de tamaño fino y medio están presente en mayor proporción en relación a los sedimentos finos, en el manto distal (Mg4es y Mg3es, Figura 5.51). La transecta 4 (Figura 5.49 y Figura 5.51) muestra que en el área fuente (Mg11es, Figura 5.51) predominan limos, mientras en el manto proximal (Mg1, Figura 5.49 y Figura 5.51), arenas y limos se distribuyen en iguales proporciones. Las arcillas se encuentran presente en todos los casos aunque comparativamente, en menor proporción (Figura 5.51). En costa norte de la Laguna O'Connor (Figura 5.50) predominan limos en los sedimentos (Mg17oc, Mg18oc y Mg1oc, Figura 5.50 y Figura 5.51). En el límite norte del manto eólico proximal (Mg2oc y Mg6oc, Figura 5.50 y Figura 5.51) se observa mayor proporción de sedimentos arcillosos y limosos, mientras que unos metros hacia el sur, en Mg16oc, limo, arcilla y arenas se distribuyen en proporciones similares entre sí (Figura 5.51).

En la transecta 1 (Figura 5.50 y Figura 5.51) predominan limos en el área fuente (Mg19oc, Figura 5.50 y Figura 5.51) y se observa una disminución de estos en el borde del manto proximal (Mg14oc) hacia el incremento de arenas, principalmente de textura fina, y por último, se observa el predominio de limos y arcillas en el manto distal (Mg3oc, Figura 5.51). En la zona intermedia del manto proximal (Mg15oc, Mg7oc, Mg8oc y Mg9oc, Figura 5.50 y Figura 5.51), la distribución textural de los sedimentos es heterogénea. Las texturas arenosas, predominan en Mg15oc, mientras que limos predominan en Mg8oc y en los dos restantes (Mg7oc y Mg9oc) las fracciones limo y arena alcanzan proporciones semejantes.

Los sedimentos que componen la parte sur del manto proximal (Mg10oc, Mg13oc, Mg4oc, Mg5oc, Mg11oc, Figura 5.50 y Figura 5.51) y el borde de la laguna (Mg12oc) son

predominantemente limosos, aunque en algunos sectores el contenido de arcilla alcanza los máximos valores, tal es el caso de los sitios Mg4oc, Mg10oc y Mg13oc (aproximadamente 35%). En general, en el manto eólico de esta laguna el tamaño arena, principalmente de textura media y gruesa, constituye la clase textural con menor representatividad, mientras predominan limos en la mayoría de los puntos de muestreo. Sin embargo, la textura arenosa es más abundante en el manto de la Laguna Escondida incrementándose su proporción hacia el manto distal.

El sustrato en el que se emplazan ambas lagunas y los mantos eólicos generados a sotavento constituyen factores condicionantes en la composición sedimentaria de los mismos. En la laguna Escondida, el manto eólico es predominantemente arenoso, de acuerdo con la composición litológica del emplazamiento de la laguna: un abanico glacifluvial compuesto por gravas de matriz arenosa y niveles arenosos intercalados. En la laguna O'Connor la composición del manto eólico es predominantemente, limo-arcillosa, de acuerdo con el emplazamiento en un sustrato de limoarcillitas marinas.

La dinámica eólica se encuentra principalmente activa durante la estación estival, cuando los fondos secos de las lagunas quedan expuestos. Estos evidencian agrietamiento por desecación de los sedimentos superficiales y la deflación actúa sobre los mismos, transportándolos y depositándolos a sotavento, y en consecuencia, contribuyendo a la formación de los mantos eólicos.

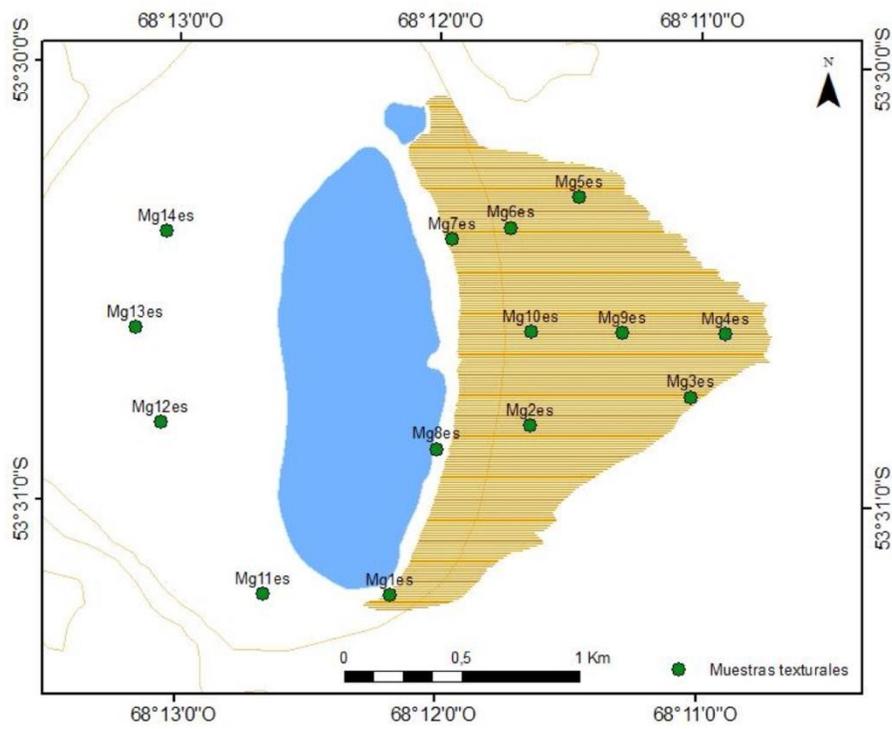


Figura 5.49. Localización de muestras texturales del manto eólico en la laguna Escondida (Villarreal et al., 2014).

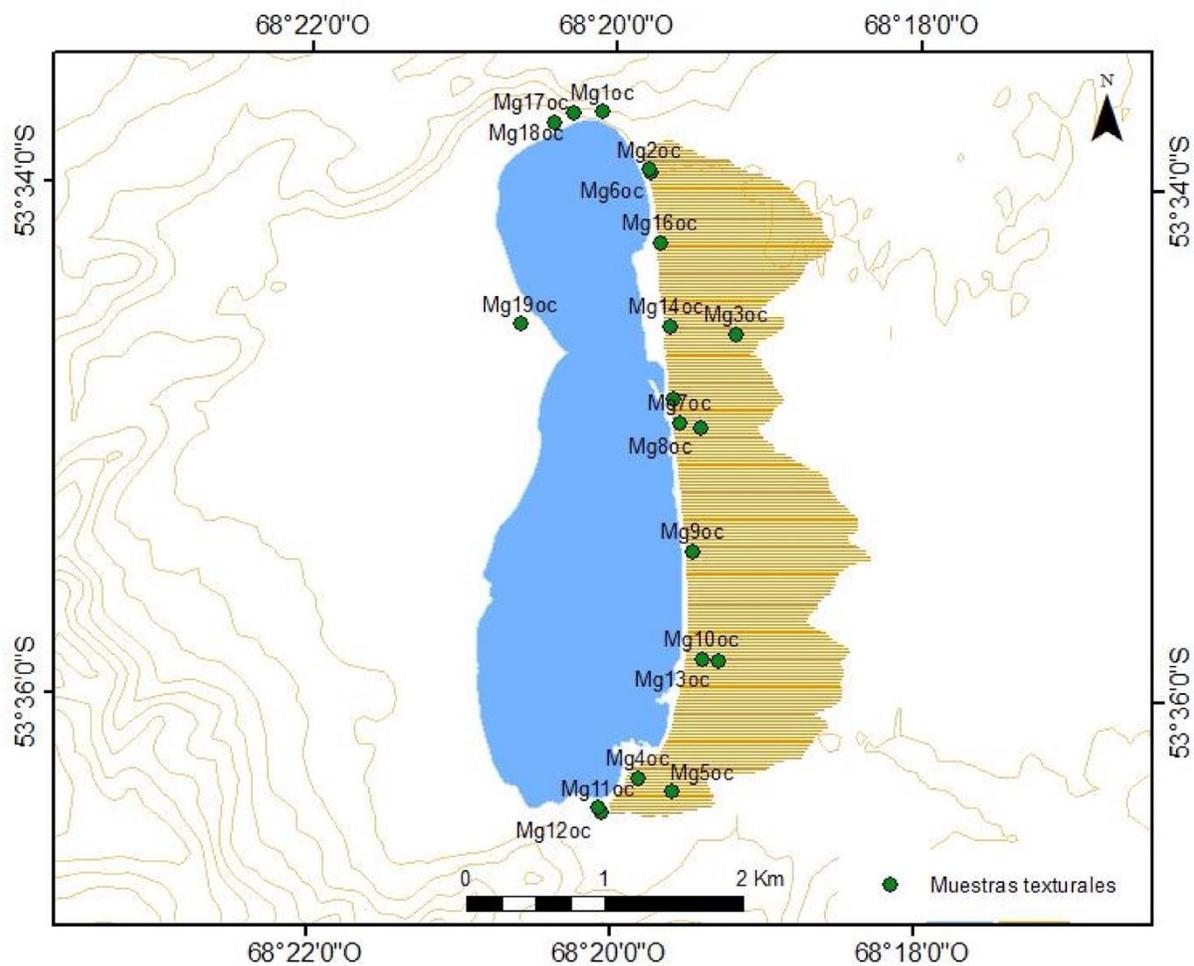


Figura 5.50. Localización de muestras texturales del manto eólico en la laguna O'Connor (Villarreal et al., 2014).

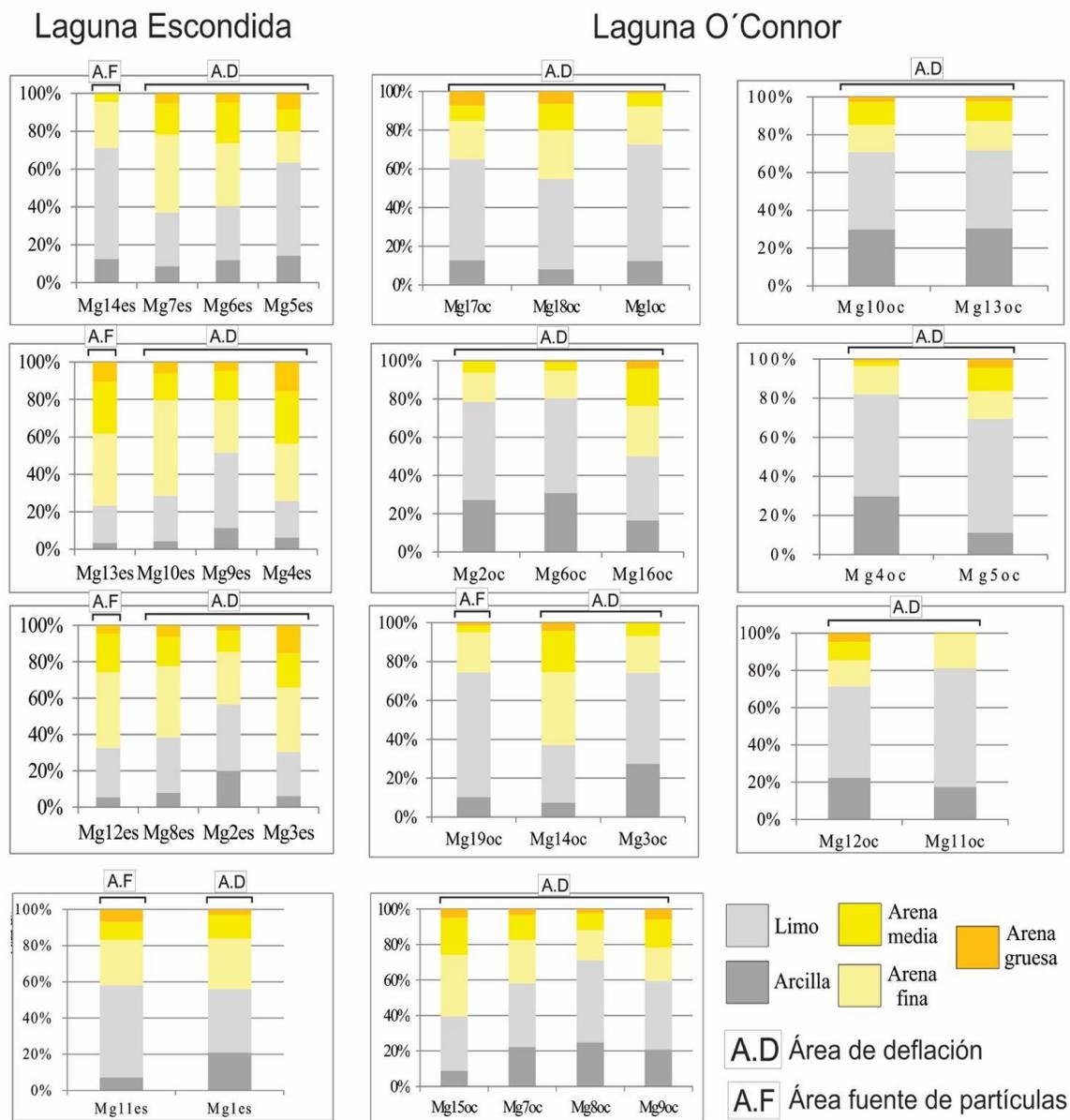


Figura 5.51. Distribución y proporción textural de las partículas que conforman el manto eólico a sotavento de las lagunas O'Connor y Escondida (Villarreal et al., 2014).

5.5.1.2. Sales en sedimentos sujetos a transporte eólico

De acuerdo a los análisis de sales que se realizaron, se determinó la presencia de sales de sodio, magnesio y calcio en los sedimentos del fondo de la laguna y de los mantos eólicos (Figura

5.52). Se presentan mayores valores de sodio en el fondo seco de la laguna O'Connor (6699 mg/l) y a sotavento de la laguna Escondida (6058 mg/l). En el fondo de ambas lagunas se registraron valores de magnesio que oscilan entre 539 y 553 mg/l, mientras que los valores de calcio registrados fueron inferiores a 211 mg/l. Los valores de sales hallados determinan suelos extremadamente salinos en los bordes de ambas lagunas (Ms1es, Ms1esbis, Ms5es, Ms4oc, y Ms10oc de la Figura 5.53 y 5.54) y constituyen una limitante para el desarrollo de vegetación que no esté adaptada a condiciones salinas. En el borde seco de la laguna Escondida y en proximidades de la laguna, sobre un nivel de terraza de la laguna O'Connor, se encontraron los valores de RAS más altos del conjunto de muestras de sedimentos estudiado (Ms5es=30 meq/l y Ms7oc=35 meq/l, respectivamente, Figura 5.53). Los valores obtenidos en sedimentos de fondo seco de lago, es decir a barlovento de ambas lagunas (MsEs9 y MsOc10, Figura 5.53 y 5.54) fueron variables, aunque comparativamente, menores en la laguna Escondida. El menor valor de RAS se obtuvo en los sedimentos del manto de la laguna O'Connor (muestras Ms1oc, Ms2oc y Ms3oc). De acuerdo a los análisis de TDS del agua de las lagunas, Escondida contiene 42,85g/l a comienzos del otoño y 128,82 g/l en la primavera, mientras que el contenido de sales en el agua de la laguna O'Connor es de 18,76 g/l y 24,06 g/l, respectivamente.

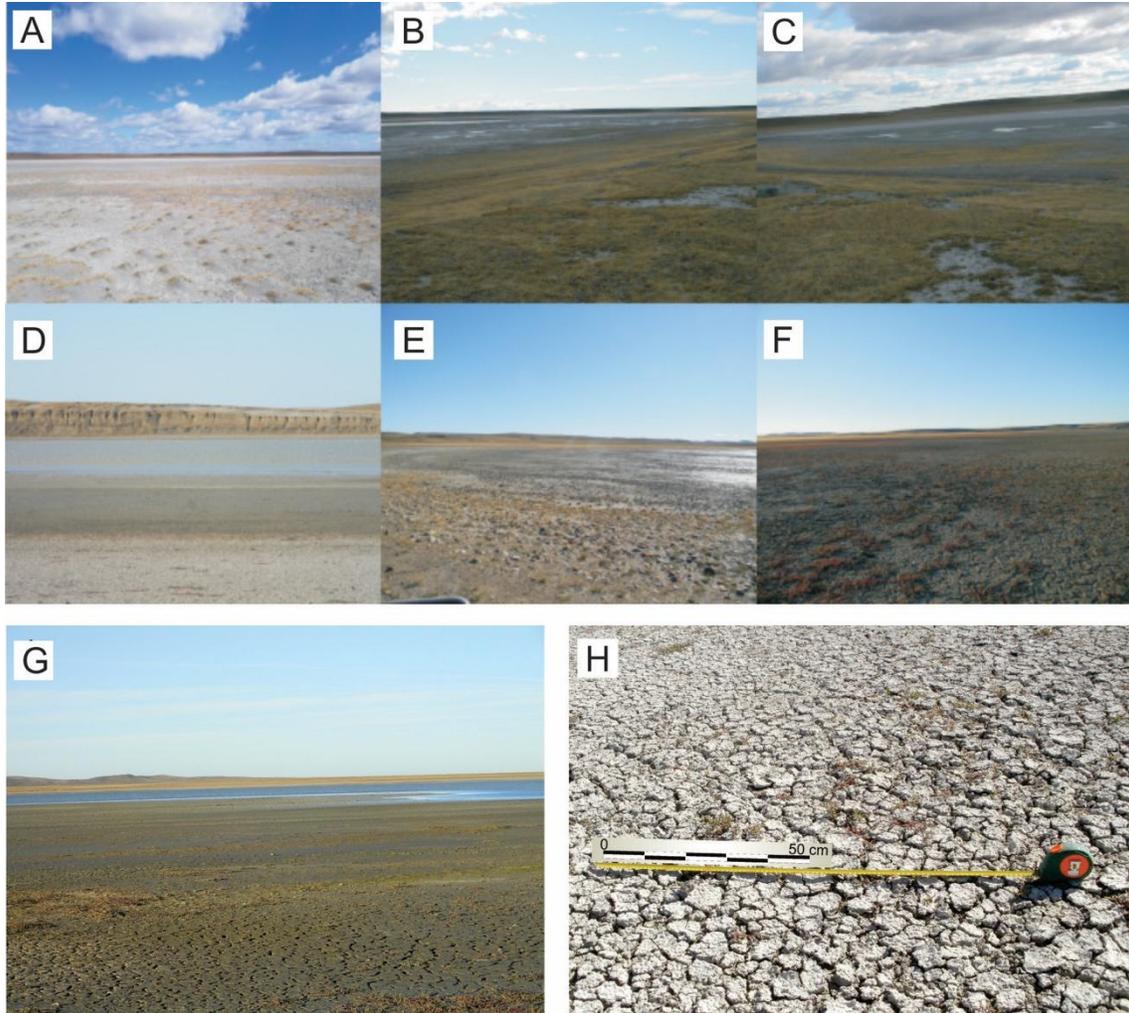


Figura 5.52. Vista de las lagunas Escondida y O'Connor. A y B: vista del fondo seco de la laguna Escondida hacia el oeste, al fondo, la terraza glaciﬂuvial en la que se formó la depresión. C: vista hacia el noroeste de la laguna Escondida. D: A barlovento de la laguna O'Connor, variación de humedad en el fondo expuesto, E: Laguna O'Connor observada desde barlovento, vista del fondo de laguna seco hacia el noroeste. F: En el barlovento de la laguna O'Connor se observa colonización por *Suaeda patagónica* en fondo expuesto con agrietamiento y escasa humedad. G: Grietas de desecación en el fondo de la laguna O'Connor durante el verano, vista desde barlovento de la laguna hacia el este. En primer plano se observa el suelo húmedo de la laguna. H: Grietas de desecación que conforman el manto eólico a sotavento de la laguna O'Connor.

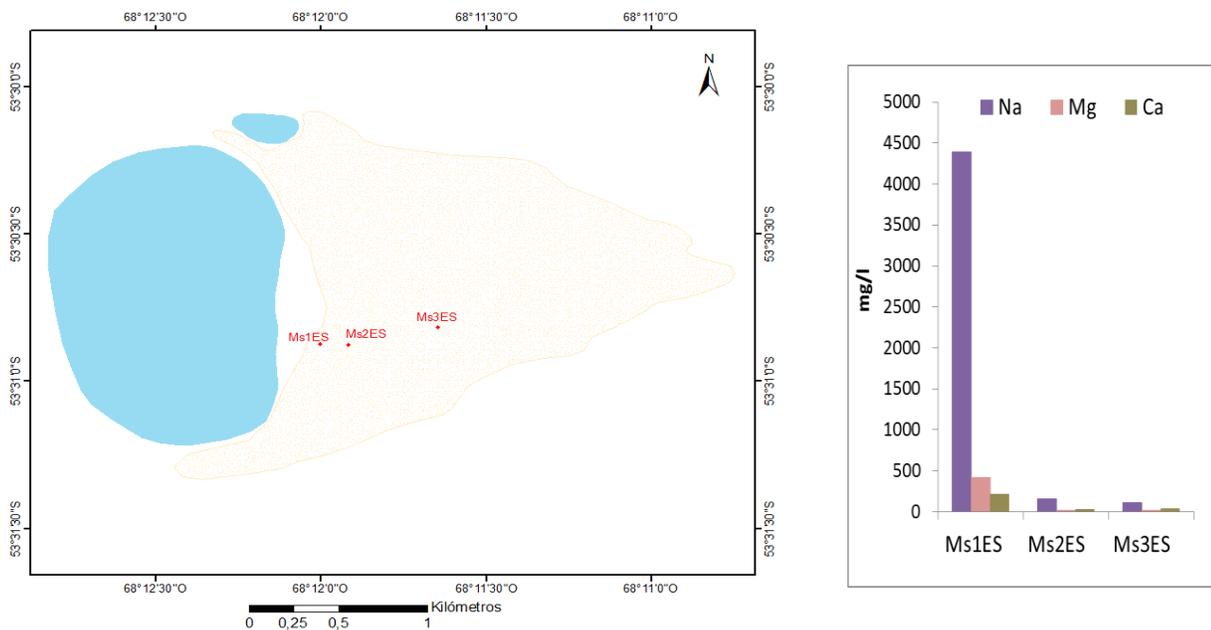


Figura 5.53. Sitios de muestreo para análisis de sales (Na, Ca, Mg) en la laguna Escondida y cantidad de sales en cada muestra (Villarreal et al., 2014).

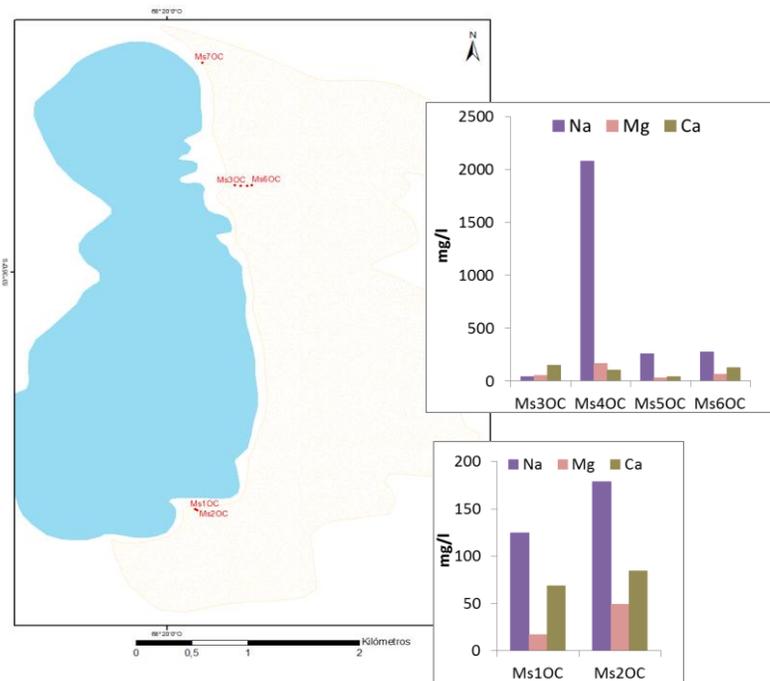


Figura 5.54. Sitios de muestreo para análisis de sales (Na, Ca, Mg) en la laguna O'Connor (Villarreal et al., 2014).

5.5.2. Presencia de halitas en Laguna Escondida

En el sector noreste de la laguna Escondida, en el fondo seco de la laguna, durante el 1 de diciembre de 2012, se constató un depósito de cristales de sal de vasta extensión (Figura 5.55). Esta particularidad no se presentó durante las visitas previas y posteriores consecutivas, en noviembre 2012 y marzo 2013, respectivamente.

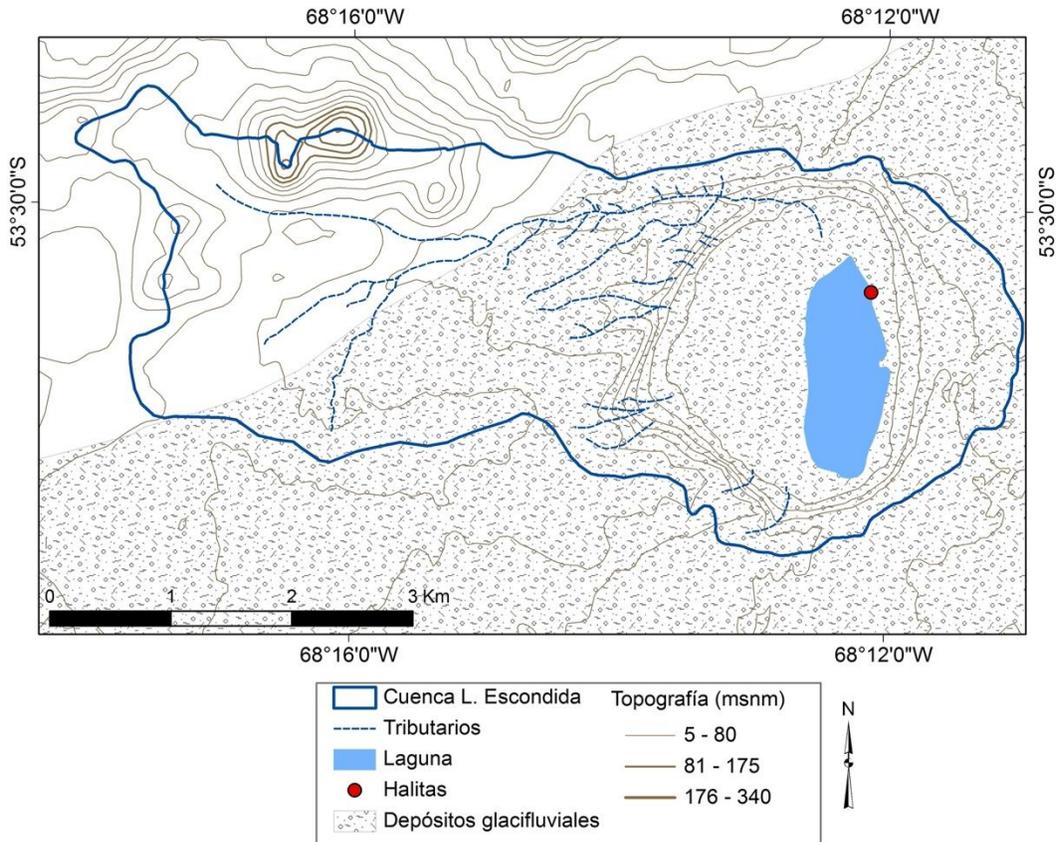


Figura 5.55. Localización de la cuenca de la laguna Escondida y ubicación del depósito de halita (Crosta et al., 2014).

Los cristales se encontraron concentrados en mantos de hasta 3 cm de espesor y en forma más diseminada en las crestas de pequeñas óndulas (Figura 5.56). La totalidad de los cristales corresponden a tolvas (*hopper* en inglés), que constituyen formas esqueléticas desarrolladas en las

seis caras del cubo cuya arista no supera los 8 mm (Figura 5.57). El único mineral hallado en los cristales corresponde a la halita, mineral evaporítico que se registró por difracción de rayos X (Figura 5.58). En este análisis, en los picos del difractograma, se observan picos asignados a la presencia de cuarzo y plagioclasas que corresponderían a las inclusiones de sedimento clástico que se observan en los cristales de la figura 5.57.



Figura 5.56. Depósitos de halita en la laguna Escondida (Crosta et al., 2014).

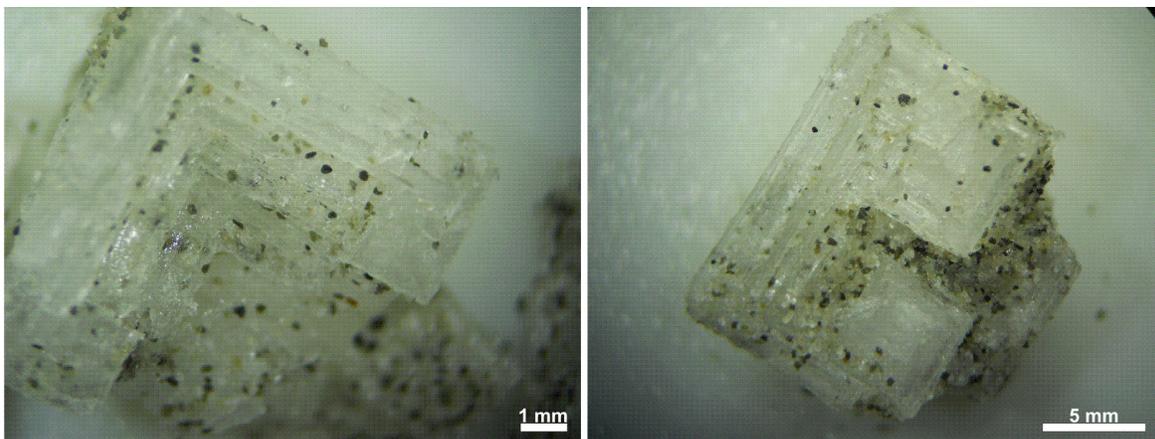


Figura 5.57. Cristales de halita en tolva vistos bajo lupa binocular (Crosta et al., 2014).

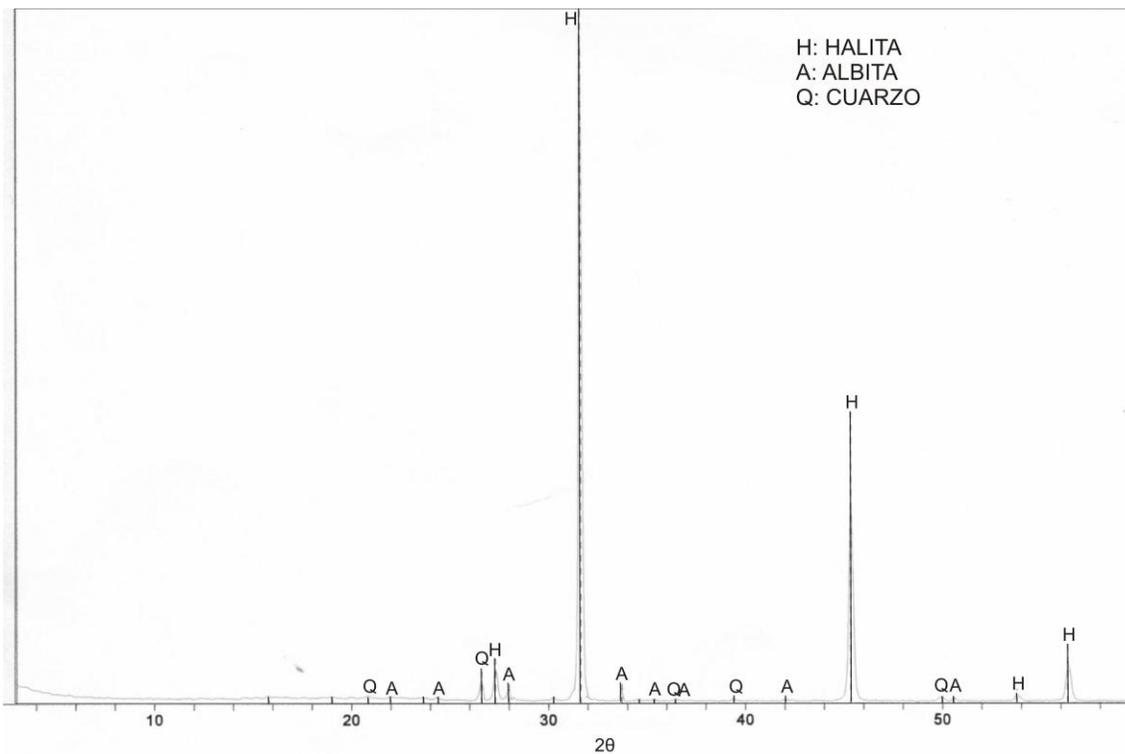


Figura 5.58. Difractograma obtenido para muestra de cristales de sal en la laguna Escondida (Crosta et al., 2014).

Las condiciones de disponibilidad de agua en el ambiente durante el período en el cual se habría producido evaporación y cristalización demuestran déficit durante la mayor del período, excepto entre mayo y julio (Figura 5.59). El mayor déficit ocurrió desde agosto 2012 a febrero

2013, interrumpido por un alto valor de precipitación (60 mm) en el transcurso del mes de diciembre. La presencia de cristales de halita en la laguna Escondida como único mineral evaporítico encontrado hasta el momento indica la existencia de una salmuera sobresaturada en cloruro y en sodio en una cubeta cuyo aporte estaría restringido al agua de lluvias estacionales.

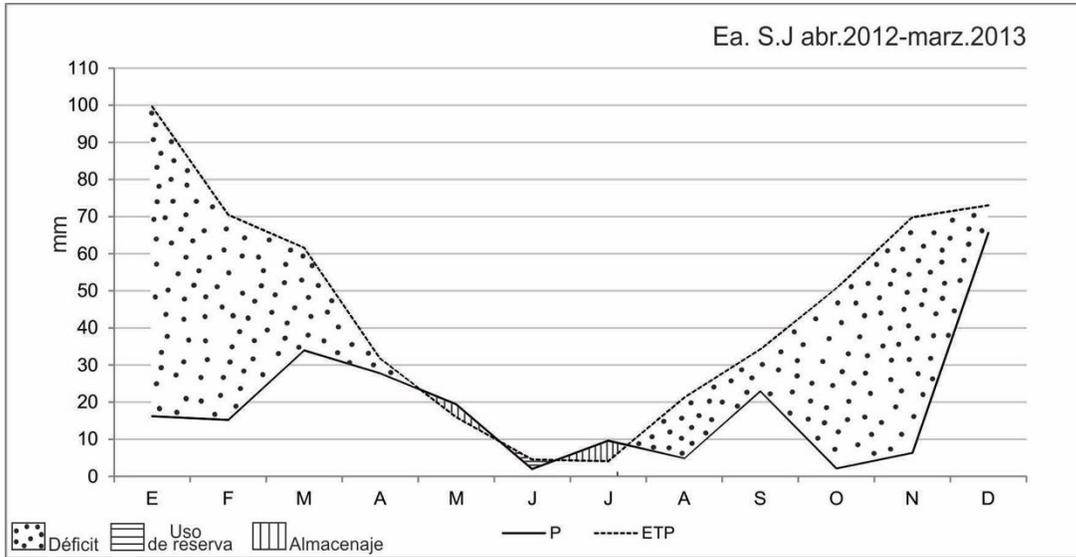


Figura 5.59. Balance hídrico correspondiente al período abril 2012-marzo 2013 en la región. (Datos de estación meteorológica Ea. San Julio, 53°39' S, 68°27'O, según Crosta et al., 2014).

En general, en los lagos continentales las características de salinidad están determinadas por la naturaleza de las rocas del sustrato sobre el cual se desarrolla el cuerpo de agua (Hardie y Eugster, 1970). Sin embargo, las condiciones marcadas por un predominio del mecanismo de evaporación-precipitación perdurable en el tiempo, tiende a aproximar la composición del agua lacustre a la marina (Gibbs, 1970). En el caso de la laguna Escondida, el balance hídrico evidencia un déficit de humedad durante la mayor parte del año. En el mes de junio, ocurre el período de almacenaje, mientras que en los meses de mayo y junio, ocurre el uso de reserva de agua. En los períodos restantes, enero-abril y agosto-diciembre, existen condiciones deficitarias de humedad,

intensificándose esta condición durante el verano (Figura 5.59). En general, el sustrato en el que se desarrollan los lagos salinos, tiene relación con secuencias sedimentarias marinas y/o evaporíticas. El sustrato de depósitos de corrientes glacifluviales en el que está labrada la laguna Escondida, habrían erosionado los sedimentos marinos miocenos. La condición de salinidad de la laguna Escondida, estaría relacionada con prologados procesos de meteorización del sustrato glacifluvial, en cuyo interior se desarrolla una matriz areno-limosa de origen marino, en combinación con los ciclos cortos estacionales marcados por los procesos de evaporación-precipitación-disolución. Estos procesos se evidencian en la aparición esporádica de cristales de halita en tolva durante períodos de déficit hídrico.

5.6. CONCLUSIONES

En este capítulo se estudió la geomorfología lagunar y eólica de las cuencas O'Connor, Amalia y Escondida. La cuenca O'Connor presenta abanicos glacifluviales en el sector NE y las pendientes más pronunciadas en el oeste-sudoeste y en el noreste. La laguna se emplaza en el E de la cuenca, condicionada por la litología en ese sector. Las variaciones en su superficie, en el este y oeste de la misma, generaron planicies coincidentes con las playas. El fondo plano de la laguna, sujeto a períodos de humedad y sequedad, están conformados por partículas limo-arena-arcillosas, las cuales mediante el proceso de deflación constituyen el manto eólico a sotavento de la laguna. La acción eólica permanente sobre el oleaje de la laguna y el acantilado rocoso, es la causante de la génesis del médano montano sobre acantilado de sedimentitas en el NE de la cuenca. Está conformado principalmente por partículas de forma oblada, característica que se observa en el campo, tanto en el área fuente como en los depósitos a barlovento del propio médano. En relación a la dinámica actual del médano, los resultados obtenidos indican que la mayor cantidad de material

eólico recolectado entre 2012-2015 ocurrió durante la estación de primavera, considerando a esta temporada como la de mayor influencia para el desarrollo de formación actual del médano. De todo el conjunto de colectores, el BSNE Oc 6, localizado a barlovento del médano a 7 cm de altura sobre la superficie del suelo, es el que registró mayor colecta de partículas eólicas en el período 2012-2015. Le siguen en orden de importancia los colectores BSNE Oc 5 y 4, localizados en el sector de mayor altura del médano, en la misma torre a 77 cm y 7 cm de altura sobre la superficie. En relación a la respuesta de colecta de los BSNE que se encuentran a sotavento, el BSNE Oc 1 (60 cm), evidenció mayor colecta en el período de análisis, respecto a los dos restantes presentes en la misma torre a una altura superior. Debido a que la mayor parte de las colectas se registraron entre los 7 y 77 cm de altura sobre la superficie, se determina que el tipo de transporte de partículas que predomina en el proceso de formación del médano es el de saltación, donde las alturas del movimiento, no supera el metro de altura sobre la superficie del suelo. Si bien en este análisis se consideró el total de los colectores del médano montado, la dinámica estacional presentó experiencias variables en cada colector estudiado. En los BSNE Oc de mayor colecta del período (4, 5 y 6), hubo variaciones en la cantidad de partículas colectadas estacionalmente y dentro de cada estación. En el verano, las colectas de estos colectores presentaron valores próximos entre sí, en la primavera se registraron valores más variables y en la estación de otoño presentaron cantidades de colecta aún más variables.

En relación a los mantos eólicos, geofomas desarrolladas en las cuencas O'Connor y Escondida, los análisis granulométricos determinaron que están conformados por partículas de tamaño limo-arcilla a arena y depende, principalmente, del sustrato en el cual se emplaza la laguna, debido a que sus fondos actúan como área fuente de material eólico. En el caso de las cuencas estudiadas, el manto de la laguna O'Connor es limo-arenoso y el de la laguna Escondida es areno-

limoso. En las matas de *Festuca g.* de los bordes de los mantos eólicos se concentra el mayor porcentaje del tamaño arena.

El análisis de las sales contenidas en los sedimentos que conforman los mantos, evidenció presencia de sodio, magnesio y calcio en proporciones diversas, siendo el sodio el que predomina en los sedimentos que circundan las lagunas y en el manto proximal. La cantidad de las mismas se reduce a mayor distancia del área fuente. Considerando la presencia de salinidad podría determinarse como un factor condicionante para el desarrollo de especies como *Festuca gracillima*, que probablemente disminuye su cobertura en los mantos por alteración físico-química de los suelos sobre los que se depositan, evidenciado, principalmente, en las coberturas de los mantos eólicos, área en la que aparecen especies como *Suaeda patagónica* en el manto proximal, *Hordeum cosmosum*, *Poa alopecurus*, *Deschampsia flexuosa* y especies cespitosas (*Bolax gummifera* y *Azorella trifurcata*) en el manto central. Los fondos secos de las lagunas O'Connor y Escondida constituyen las áreas fuente del material eólico, situación que se evidencia en la estación de verano, cuando la misma pierde superficie por evaporación y desecación debido a la influencia del viento. Existe una relación directa entre el área de los fondos secos de las lagunas y de los mantos eólicos.

La forma de los mantos eólicos está influenciada por la variabilidad de direcciones de vientos persistentes del NO, O y SO. Mientras la base de los mantos o borde proximal se extiende a lo largo del eje mayor de las lagunas, el ápice o manto distal se ubica al este de los mismos. El manto eólico de Laguna Escondida presenta forma triangular con base en la margen oriental de la laguna y ápice a 1,3 km al este de la misma. El manto eólico de Laguna O'Connor tiene una base semejante pero no desarrolla un ápice, sino un frente distal elongado e irregular a una distancia media de 1 km de distancia desde la costa oriental de la laguna. De los resultados obtenidos se deriva que debe considerarse al proceso de deflación sobre fondos de laguna secos como un proceso

natural propio de la estepa semiárida fueguina. El proceso se manifiesta con fuerte influencia a sotavento de los cuerpos de agua estacionales, en la variación local de sedimentos superficiales del suelo y su cubierta vegetal.

La precipitación de cristales en la laguna Escondida pudo estar condicionada por diversos factores. El clima y el régimen de vientos, en particular, evidencian una importante desecación de los fondos de la laguna somera. En cuanto a la localización de los cristales, en la margen noreste de la laguna, la dirección predominante del sector sudoeste, constituyó el factor condicionante. El balance hídrico muestra importantes períodos deficitarios. La aparición de los cristales de halita ocurrió durante los meses de octubre y noviembre, lo cual se relaciona con el período de déficit hídrico. En cuanto al factor químico, se determina que el mecanismo dominante en la formación de los cristales es la saturación, la cual está directamente relacionada con la salinidad del agua lagunar. En relación al lugar de precipitación, los cristales tuvieron un crecimiento autóctono, en la interfase aire-agua como demuestra el desarrollo de cristales en tolva (Handford, 1982), que se forman por crecimiento preferencial de aristas y vértices de cristales cúbicos, en la superficie de salmueras sobresaturadas tanto como forma de cristalización libre en la interfase salmuera aire, como en el sedimento fangoso encajante.

La cuenca Amalia presenta las mayores alturas de las tres cuencas estudiadas así como las pendientes más pronunciadas, debido a la presencia de acantilados de rocas sedimentarias en el sector E. La forma de la cubeta de Laguna Amalia se encuentra condicionada por la presencia de rocas que determinan una península en su margen S. A sotavento y al S de la cubeta se desarrollan las principales geoformas de génesis eólica entre las que se identificaron los pavimentos desérticos, médanos de sombra, paleo-médanos y mantos eólicos. En esta cuenca son destacables los campos de médanos de sombra en el S y O de la laguna, los cuales se desarrollan a partir de las matas de

Festuca g., la persistencia de los vientos y la disponibilidad de partículas transportadas por deflación del fondo seco de la laguna.

Las tres cubetas estudiadas en este capítulo se emplazan en el sector occidental de las cuencas que las contienen, debido a la migración de las lagunas en sentido O-E. A su vez, el impacto del oleaje sobre la margen oriental, ocasionó mayor pendiente en este sector. Si bien las cubetas presentan diferencias en el sustrato en el que están labradas y en consecuencia, en la topografía que las caracteriza, las tres presentan fondo plano conformado por limos, arcillas y arenas. Los fondos secos de las lagunas constituyen fuente de aporte de material de las geoformas eólicas que se desarrollan principalmente a sotavento de las mismas.

CAPÍTULO 6

RELACIONES ENTRE EL USO DEL SUELO Y LOS PROCESOS EÓLICOS EN LA ESTEPA FUEGUINA

6.1. INTRODUCCIÓN

La ganadería extensiva en el norte de Tierra del Fuego, constituye la principal actividad productiva de la región. Las características ambientales de sub-humedad en el área de estudio y la ocupación del espacio en forma permanente desde hace 120 años, tiempo histórico en el que se establece el parcelamiento rural (Cingolani, 1999) y en consecuencia, la producción agropecuaria destinada a lana y carne, generaron modificaciones del paisaje rural (Figura 6.1). La actividad hidrocarburífera que se desarrolla desde la mitad del siglo XX en el área de interés, generó transformaciones en el paisaje, aunque de menor envergadura que la anterior, a partir de las instalaciones de infraestructura requeridas para explotación, almacenaje y transporte del gas y petróleo, incluidos los caminos internos dentro de las estancias (Figura 6.2).



Figura 6.1. Ganadería ovina en la estepa fueguina.



Figura 6.2. Pozo petrolero en el norte de Tierra del Fuego.

Los procesos eólicos dominantes en la región, presentados y analizados en los capítulos precedentes, constituyen factores decisivos para el uso del suelo, pueden condicionar el desarrollo de la ganadería y, en conjunto, ocasionar degradación ambiental. La ganadería impacta sobre los

ecosistemas a través del pastoreo, el que a su vez, propicia la aparición de porciones de suelo desnudo, activa la deflación eólica y puede ocasionar modificaciones ambientales (Milchunas y Lauenroth 1993, Sala 1988, Posse et. al., 2000).

En el área de estudio, la producción ganadera de manejo extensivo se organiza con una rotación de cuadros alambrados cuya superficie varía entre 1000 y 4000 ha (Cingolani et al., 1998) y tiene una carga ovina promedio que se encuentra entre 0,6 y 1,2 ovino/ha, estableciendo un promedio de 1 ovino/ha (Anchorena et al., 2001). En diferentes estudios se reconocieron y mapearon las especies vegetales de la estepa fueguina en relación a la producción ovina (Cingolani et. al., 1998, Collantes et al., 1999, Posse et al., 2000), la selectividad y las modificaciones de la vegetación en relación al pastoreo de las especies por parte del ganado ovino (Cingolani et. al., 2005), sustento necesario para el desarrollo productivo. Por otro lado, se reconoció la variabilidad de las mismas hacia especies de menor valor forrajero en la cobertura vegetal por efecto del sobrepastoreo así como formas de mitigación de esta problemática (Mendoza et al., 2015). Los gradientes de vegetación, en relación a las características topográficas, de relieve y suelos, fueron abordadas por Collantes et al. (1999), mientras que Cingolani et al. (1998) se basaron en el estudio de estos, vinculados a las condiciones de cría ovina y como resultante de la producción ganadera. Por otro parte, Mendoza et al. (2015) abordaron estrategias de recuperación de la vegetación degradada por el pastoreo extensivo, incentivando las especies de interés forrajero. Cipriotti et al. (2014) investigaron sobre la invasión de una especie exótica invasiva *Hieracium Pilloseta L.* y los posibles efectos adversos de su avance en la región.

En relación al manejo extensivo de ovinos, se estudiaron las características específicas en el norte del Tierra del Fuego (Anchorena et al., 2001), en las que se consideraron factores ambientales

y establecieron propuestas conforme a las condiciones climáticas, edáficas y de cobertura vegetal de este sector. En este mismo sentido, se analizó la dinámica productiva de ovinos con el objetivo de optimizar la alimentación del ganado durante la temporada invernal (Livraghi, 2011). En relación a la implicancia de los procesos erosivos a causa del ganado, se analizó el impacto del mismo en las laderas solanas de la zona de estudio mediante el uso de imágenes satelitales (Quiroga, 2018; Quiroga et al., 2020).

El factor ambiental constituye un condicionante para la actividad productiva primaria y, en este sentido, la acción eólica es determinante para la degradación de los suelos de la región. Existen estudios que evidencian el efecto de la dinámica eólica en la región (Coronato y Villarreal, 2017) que identifican al viento como agente modelador predominante en el paisaje del norte de Tierra del Fuego y como condicionante para el análisis de material arqueológico (Oría et al., 2010). En relación al agente eólico en los ambientes lagunares, estudios demuestran como la deflación constituye un factor determinante en los hallazgos arqueológicos (Oría et al., 2010; Oría et al., 2021). Estos trabajos demuestran la pérdida de información arqueológica vinculada a la deflación y la posibilidad de recupero en los fondos secos de las lagunas del área. Asimismo, Oría et al. (2014) analizaron la influencia de las condiciones ambientales, vinculados a los procesos geomorfológicos sobre el material arqueológico, hallado en la periferia de lagunas someras. Las geoformas eólicas asociadas a las lagunas someras que están presentes en la zona de estudio (Figura 6.3) fueron estudiadas por Coronato et al. (2011) y Villarreal et al. (2014) y demuestran el dinamismo que ejercen sobre el paisaje (Figura 6.4, Figura 6.5 y Figura 6.6).

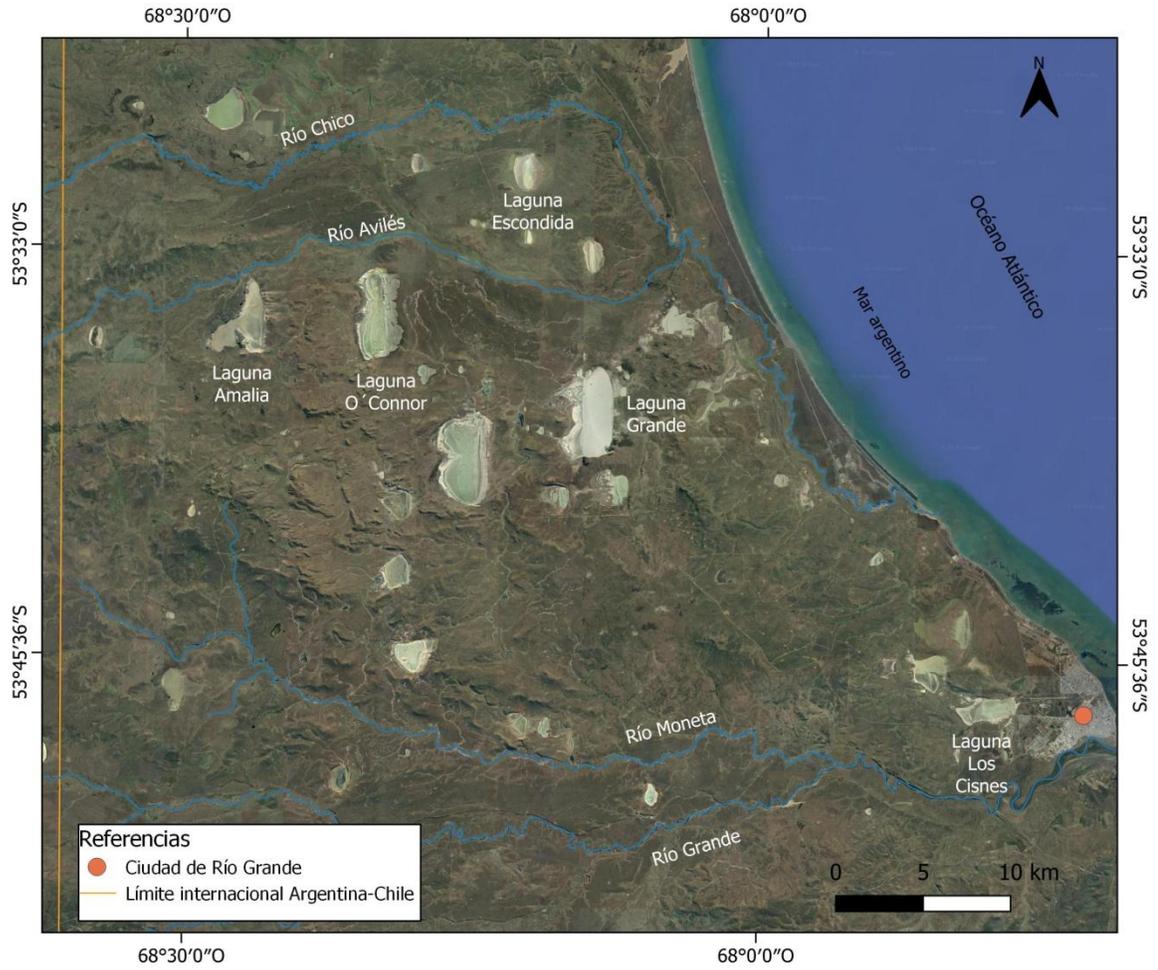


Figura 6.3. Área de influencia de la acción eólica sobre el paisaje.



Figura 6.4. Polvo en suspensión por deflación sobre el fondo seco de la Laguna Grande, proximidades de Estancia Los Flamencos.



Figura 6.5. Deflación en fondo de laguna Seca en la estepa fueguina.



Figura 6.6. Nube de polvo por deflación en laguna Amalia. La flecha indica la dirección sudoeste del viento predominante.

En capítulos precedentes se analizaron en detalle las geoformas resultantes del relieve ocasionadas por procesos eólicos e hídricos de cuencas seleccionadas de Tierra del Fuego, sin embargo el uso del suelo constituye también un factor importante en la modificación de su geomorfología. Por lo tanto, el objetivo de este capítulo es demostrar el impacto erosivo de la ganadería presente en los ambientes lagunares de la estepa fueguina. Además, se puede considerar el efecto inverso, donde el factor ambiental derivado de los procesos eólicos, constituye un posible condicionante sobre la ganadería ovina, actividad económica significativa en la región. El análisis de este capítulo se llevó a cabo mediante las observaciones de campo y antecedentes bibliográficos que permitieron reconocer la relación entre las condiciones ambientales del área de estudio y el uso del suelo destinado a la ganadería ovina y bovina. Se utilizaron imágenes satelitales para localizar las áreas implicadas en el análisis de este apartado.

6.2. IDENTIFICACIÓN DEL IMPACTO GANADERO EN LOS AMBIENTES LAGUNARES Y EN LAS GEOFORMAS EÓLICAS ASOCIADAS

El desarrollo de la actividad ganadera ovina de la estepa fueguina permitió identificar posibles procesos erosivos que impactan sobre las características ambientales del paisaje. En las tres lagunas que han sido presentadas previamente (Amalia, O'Connor y Escondida) se identificaron impactos físicos que adquieren relevancia dentro de los procesos erosivos del paisaje en la zona de estudio (Figura 6.7).

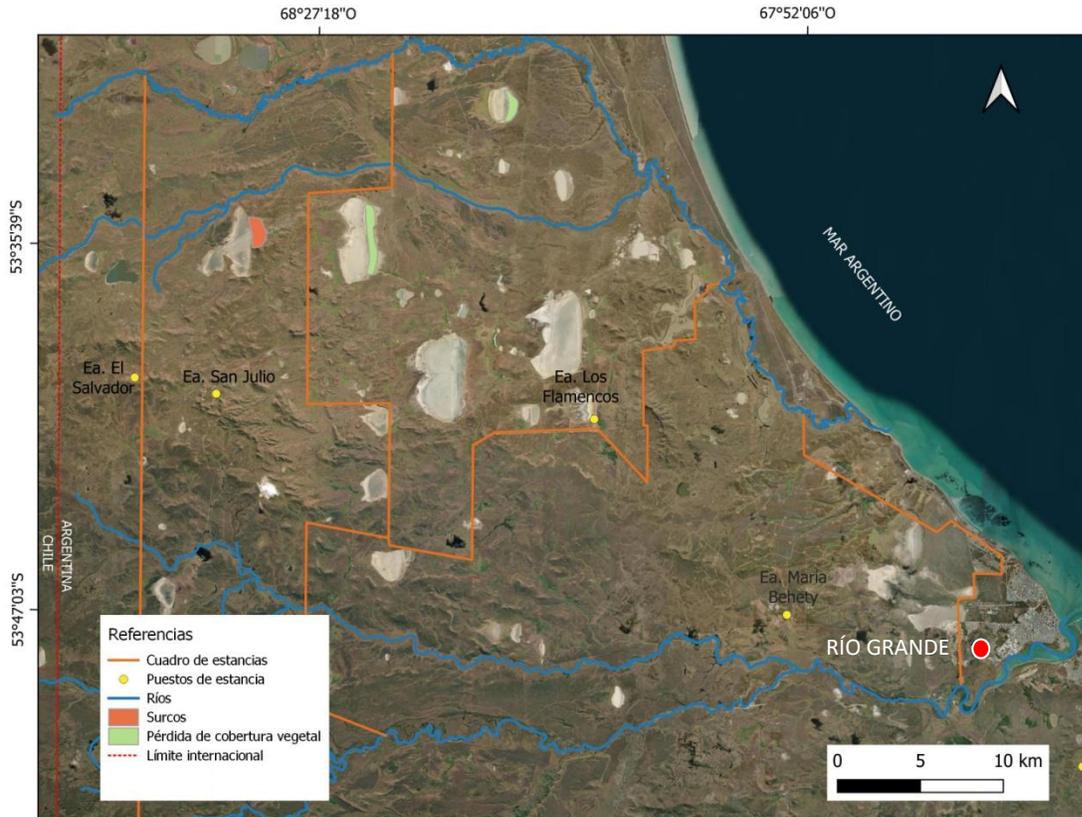


Figura 6.7. Localización de estancias y sectores afectados en los ambientes lagunares estudiados.

En los paleomédanos y otras áreas del entorno de las lagunas, se identifican surcos o incisiones longitudinales que se disponen en sentido paralelo a las laderas, producto del transitar

ovino para trasladarse de un sector a otro (Figura 6.8 y Figura 6.9). El ganado ovino suele permanecer en grupos relativamente numerosos y la migración en el espacio se realiza en hileras. Este efecto impacta sobre la cobertura vegetal, ocasionando su pérdida y dejando suelo descubierto, y en consecuencia, con mayor posibilidad de sufrir erosión.



Figura 6.8. Surco generado por el ganado ovino en paleo-médano, Laguna O'Connor.



Figura 6.9. Surco generado por el traslado del ganado ovino, Laguna Amalia.

La pérdida de cobertura vegetal es una problemática que se estudió desde el punto de vista de la productividad de los suelos. En los ambientes lagunares de L. Escondida y L. O'Connor la pérdida se identifica en la superficie de las terrazas lacustres. En consonancia con las características de salinidad de los sedimentos analizados en capítulos anteriores, se interpreta que la presencia de sales en estos suelos, es un factor condicionante para el desarrollo de la cobertura vegetal, sumado al efecto de sobrepastoreo y pisoteo presente en estos sectores (Figura 6.10). En ambos sitios, las terrazas lacustres forman parte de los mantos eólicos en cuya superficie no se desarrollan especies palatables como *F. Gracillima* y existe escasa cobertura vegetal (Figura 6.11).



Figura 6.10. Discontinuidad de la cobertura vegetal sobre terraza lacustre a sotavento de Laguna O'Connor.



Figura 6.11. Suelo descubierto sobre terraza lacustre a sotavento de L. O'Connor.

La presencia de hoyadas en laderas de solana (Figura 6.12) constituye un proceso erosivo a causa de la preferencia ovina por las laderas orientadas al norte (Quiroga, 2018; Quiroga et al., 2020). Si bien no están directamente vinculadas con los ambientes lagunares, esta misma situación está presente en algunos sectores de las laderas de solana de los paleo-médanos de las lagunas Amalia y O'Connor. Estos espacios son propicios por estar expuestos mayor tiempo a la insolación directa respecto a otros, como las solanas de umbría.



Figura 6.12. Hoyadas en ladera solana próxima a Laguna Amalia.

La acción eólica puede constituir un factor limitante para la actividad ganadera ovina debido a la incidencia de las partículas eólicas sobre la calidad de la lana (Estancia Los Flamencos, com.pers.). Esta situación ocurre durante los períodos en que los fondos de las lagunas están secos y actúa el proceso de deflación, generando la consecuente formación de nubes de polvo. La dinámica eólica en estos ambientes tiene una implicancia mayor sobre el paisaje respecto a otras áreas de la

estepa. De manera recíproca, el sobrepastoreo impone cambios en la distribución de especies vegetales en detrimento de aquellas con mayor valor forrajero. Si a esta situación se suma la implicancia del aporte de partículas que provienen del fondo seco de las lagunas a los suelos, se puede considerar que los ambientes lagunares de los casos abordados, puede constituir el sector de menor potencial para el pastoreo del ganado ovino.

6.3. IMPACTO DE LA DEFLACION DEL SISTEMA LACUSTRE ENDORREICO PROXIMO A LA CIUDAD DE RÍO GRANDE

En el oeste de la ciudad de Río Grande ($53^{\circ}47'05''S$, $67^{\circ}42'13''O$) (Figura 6.5) se desarrolla un sistema lacustre conformado por siete lagunas de régimen semipermanente y comportamiento similar al que presentan las lagunas que se encuentran localizadas entre el Río Grande y Río Chico, objeto de estudio de esta tesis (Figura 6.3). Si bien el sistema expuesto en este apartado, no se encuentra dentro del área de estudio, resulta pertinente dar a conocer el impacto de la deflación eólica sobre la población y las diversas actividades de índole urbana. Un caso recurrente en el sector, es el de la Laguna Los Cisnes ($53^{\circ}47'02''S$, $67^{\circ}47'57''O$), la cubeta de mayor proximidad a la ciudad (Figura 6.13). En la Figura 6.14 se evidencia el bloqueo de la circulación del tránsito en la ruta N°3 debido a la acumulación de las partículas secas del fondo (Perdomo et al., 2021).

Las condiciones hídricas y la dinámica eólica determinan que los fondos de las lagunas comiencen el proceso de desecación hacia fines de septiembre, en forma intermitente, hasta quedar completamente secos en el verano, período del año en el cual se intensifica la velocidad y

frecuencia de los vientos dominantes. La problemática de deflación que ocurre en la ciudad de Río Grande, repercute desfavorablemente en la población, debido a que ocasiona afecciones respiratorias y oculares, interfiere en la circulación terrestre y afecta el normal funcionamiento del Aeropuerto debido al área de influencia de este fenómeno y a la proximidad respecto a la laguna (Figura 6.13).

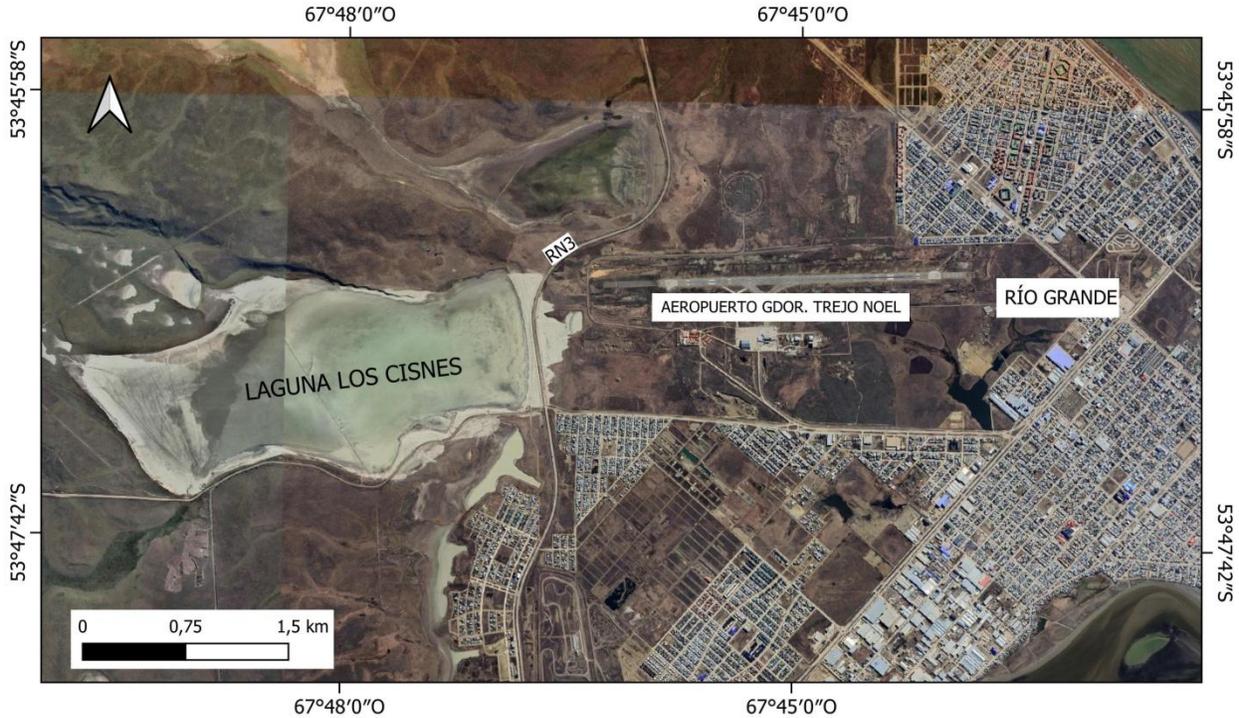


Figura 6.13. Localización de laguna Los Cisnes, Aeropuerto Gobernador Trejo Noel y ciudad de Río Grande.

La deflación de los fondos lacustres constituye un proceso natural que caracteriza a las lagunas someras de régimen semipermanente de la región, que tiene una repercusión trascendental en estos ambientes porque afecta directa o indirectamente el entorno en el cual se emplazan. El impacto que provoca está directamente relacionado a las características del espacio geográfico inmediato, considerándose una problemática regional que afecta la dinámica de los centros urbanos con alta densidad poblacional y concentración de actividades productivas, así como el desarrollo de la actividad agropecuaria en los espacios rurales.



Figura 6.14. Acumulación de partículas provenientes del fondo de la Laguna Los Cisnes (Río Grande), sobre la ruta N°3 en el año 2019 (Fuente: Perdomo et al., 2021).

6.4. CONCLUSIONES

Las características ambientales de la estepa fueguina determinan la necesidad de establecer lineamientos productivos que consideren los procesos erosivos propios de las regiones sub-húmedas templadas frías. Las transformaciones de índole natural propias de estos ambientes como la erosión de los suelos, las nubes de polvo generadas por deflación y los cambios en la vegetación, producto del aporte de sales en los suelos se intensifican con el uso del suelo ovino-ganadero. En este sentido, es indispensable que los productores locales tengan acceso al conocimiento de los condicionantes ambientales para mitigar los posibles efectos de desertificación que podrían impactar en la región.

Por otra parte, en Laguna Los Cisnes próxima a la ciudad de Río Grande, los primeros estudios de carácter hidrológicos, plantean la necesidad a corto plazo de mitigar los efectos de la deflación que ocasiona el fondo seco de la laguna sobre la ciudad. Esta situación es causante de afecciones en las vías respiratorias y además, condiciona el normal funcionamiento de las vías de

acceso a la ciudad, tanto aérea como terrestre. Actualmente, las autoridades del Municipio de Río Grande, plantearon posibles alternativas para el saneamiento ambiental, como el drenaje de la laguna. La dinámica eólica a la que están sujetas las lagunas semipermanentes emplazadas en la ciudad de Río Grande, constituye una problemática ambiental de relevancia para el sector, sobre la que se podrían delinear nuevas líneas de investigación.

CAPÍTULO 7

CONCLUSIONES FINALES

En climas sub-húmedos templados-fríos, la acción modeladora del viento es un proceso fundamental que moldea el paisaje de manera notable. A lo largo del tiempo, el viento ha esculpido la topografía, especialmente en áreas expuestas como crestas montañosas y laderas empinadas. A medida que el viento barre a través de estas regiones, su poder erosivo es evidente. La abrasión causada por partículas de arena y polvo transportadas por el viento talla las superficies rocosas, creando formas y relieves únicos a lo largo del tiempo geológico. Además, la deflación, que es el transporte y deposición de material fino, contribuye a la formación de dunas de arena y a la redistribución de suelo y sedimentos. En estas áreas, el viento también puede influir en los patrones de vegetación, limitando el crecimiento de ciertas especies y dando lugar a comunidades vegetales adaptadas a condiciones más áridas y expuestas. Además, en las regiones montañosas, el viento juega un papel crucial en la generación de microclimas, influyendo en la distribución de la nieve y la humedad. En resumen, la acción modeladora del viento en climas sub-húmedos templados-fríos y áridos moldea el paisaje de manera distintiva, dejando su marca en la topografía, la vegetación y los procesos geomorfológicos.

En áreas desérticas frías, característica de la zona de estudio, las lagunas (intermitentes, permanentes, etc.) son susceptibles a la influencia transformadora del viento. Estas lagunas, que experimentan fluctuaciones estacionales en su nivel de agua, están sujetas a la acción erosiva del viento durante los períodos de extrema sequía. Las ráfagas de viento transportan partículas finas de arena y polvo, que se acumulan en el lecho de la laguna y sus alrededores, modificando su composición y estructura. Además, la exposición prolongada al viento puede contribuir a la

evaporación acelerada del agua restante en la laguna, intensificando el proceso de desecación. Las dunas de arena formadas por la acción del viento pueden actuar como barreras naturales, atrapando temporalmente el agua de lluvia y contribuyendo así al ciclo intermitente de inundación y sequía de estas lagunas. A lo largo del tiempo, este ciclo de erosión y deposición del viento puede dar forma a paisajes dinámicos y variados, caracterizados por la interacción única entre el agua, la arena y los vientos implacables del desierto frío. En última instancia, la acción del viento sobre las lagunas en áreas desérticas frías desempeña un papel crucial en la configuración de ecosistemas frágiles y resilientes adaptados a condiciones extremas. El objetivo de este trabajo de investigación fue explorar cuencas seleccionadas de esta región árida y de clima templado-frío que sólo fue estudiada desde un punto de vista geológico y arqueológico, pero no desde su dinámica en la generación de geoformas eólicas lagunares.

Las hipótesis planteadas en este trabajo fueron comprobadas. Se comprobó que las lagunas semipermanentes con modelado eólico se distinguen entre sí según sea su entorno geológico-geomorfológico y su modelado litoral está condicionado por el emplazamiento geológico, parámetros morfométricos y flujo de viento. Se analizaron diecisiete cuencas hidrográficas interiores en la estepa fueguina y se diferenciaron tres clases de acuerdo a sus características litoestratigráficas: Cuencas en Depósitos Glacifluviales (DG), Cuencas en Sedimentitas marinas deltaicas fosilíferas (SMD) y Cuencas en Sedimentitas marinas deltaicas fosilíferas (SMD) - Sedimentitas marinas proximales-continentales (SMPC). Las cuencas DG (N=4) están localizadas en el noreste del área de estudio y se emplazan sobre la terraza inferior de los Depósitos. A las lagunas se asocian mantos eólicos a sotavento. Las cuencas SMD (N=9), se distribuyen en el S, SE y O del área y se encuentran a una altitud media de 76 m.s.n.m. En ambos casos, los ejes mayores de las lagunas están orientados principalmente N-S. Las cuencas SMD-SMPC (N=4) están

localizadas en el centro del conjunto. Se localizan a una altitud media de 91 m.s.n.m., la cual es superior a los grupos restantes.

Las lagunas son someras y presentan régimen semipermanente. Sus fondos planos se saturan rápidamente con las precipitaciones, como consecuencia del sedimento limo-arcilloso que los compone, o bien, sus fondos quedan secos expuestos a la dinámica eólica. En las lagunas clasificadas según su litoestratigrafía, existe un predominio de formas elípticas N-S, a pesar del origen variable de las cubetas que las contienen. Si bien las cuencas resultaron diferentes, son similares en relación a la capacidad de infiltración y en la mayor disponibilidad de partículas secas para deflación.

La segunda hipótesis de trabajo consistió en demostrar que la acción eólica en las periferias de las lagunas genera médanos montados (perched), médanos de sombra o fitogenéticos (nebkhas), mantos eólicos de arenas y/o limos, pavimentos de erosión y pedestales. Esta hipótesis se comprobó a partir del análisis de las cuencas Amalia, O'Connor y Escondida, estudiadas con mayor detalle. El modelado litoral tiene relación con el entorno geológico y flujo del viento. La morfometría de laguna Amalia está condicionada por el emplazamiento geológico, originándose en su costa sur una península debido a la presencia de las rocas sedimentarias que limitan la extensión de la cubeta. Por otro lado, en sus costas se desarrollan dos espigas en el oeste y sur, conformadas por granos de grava, arenas y limos, con una orientación semejante a la dirección de los vientos predominantes del cuadrante oeste. En cuanto a Laguna O'Connor, su extensión en la costa norte y sur está condicionada por la presencia de rocas sedimentarias que determinan, particularmente en el norte, costas acantiladas en función de la acción del oleaje del agua por efecto del viento. Presenta una espiga en su costa sureste conformada por granos de arena, limos y arcillas y en menor medida

gravas. La laguna Escondida presenta forma elíptica en sentido norte-sur y, en su margen oriental, se determinan las pendientes más pronunciadas. Los cristales de halitas encontrados en su costa, permitieron determinar el déficit hídrico del ambiente lagunar y su mineralogía, la predominancia de sodio en la composición de los mismos. En las tres lagunas el flujo de viento del cuadrante oeste, produce la migración de la columna de agua hacia el este, debido a su intensidad y alta frecuencia. El sector oeste del fondo de las lagunas queda expuesto, se deseca rápidamente en comparación con la sección este de la laguna, donde permanece la columna de agua por mayor tiempo o bien, el fondo provisto de humedad.

La tercera hipótesis fue comprobada mediante el análisis estacional del comportamiento de vientos, precipitaciones y cantidad de partículas eólicas colectadas con los sensores BSNE en el médano montado de laguna O'Connor y en la cárcava Amalia. La disponibilidad de partículas para la acción eólica no estaría condicionada por las precipitaciones, debido a que el análisis estacional muestra un comportamiento semejante de la variable que en la primavera, verano y otoño del período estudiado. En el período otoño – primavera del año 2013 los valores de precipitaciones se encuentran entre los tres más bajos del período; sin embargo, junto con el verano 2014-2015, constituye uno de los períodos de menor colecta en todos los colectores BSNE. En relación con las ráfagas máximas, se observó que durante las estaciones de mayores ráfagas del período, no se produjo el aumento de colecta en los colectores eólicos.

El entorno de las lagunas someras que se desarrollan en la zona de estudio presenta dinamismo en cuanto al modelado eólico. El proceso de formación actual del médano montado sobre el acantilado de laguna O'Connor confirma que la acción del viento constituye el agente modelador del paisaje. Los resultados de las colectas de partículas eólicas de los colectores BSNE determinan que en la actualidad el médano montado se encuentra en un estadio de formación. Esto

está vinculado a la escasez de precipitaciones que caracteriza al norte de Tierra del Fuego. La alta frecuencia de los vientos del cuadrante oeste, en especial del sudoeste, y las velocidades máximas registradas que originan oleaje en las lagunas cuando se encuentran con agua, erosionan el acantilado de rocas sedimentarias y transportan las partículas fragmentadas a sotavento del mismo. Los médanos montados están formados por material rocoso meteorizado proveniente del acantilado, si bien se registran en tamaño arena se trata de limos y arcillas cementados. Las partículas transportadas por la acción eólica continúan en movilización sobre el médano, principalmente, por el mecanismo de saltación, lo cual fue demostrado por la cantidad de colecta registrada por el BSNE a 7 cm de altura, localizado a barlovento del médano, respecto a los restantes. La mayor cantidad de material eólico recolectado entre 2012-2015 ocurrió durante la estación de primavera, considerando a esta temporada como la de mayor influencia para el desarrollo de formación actual del médano lo cual puede relacionarse con la alta frecuencia de los vientos durante esta estación.

Los mantos eólicos localizados a sotavento de la laguna O'Connor y la laguna Escondida son geoformas eólicas conformadas por partículas de tamaño limo-arcilla a arena, aunque la distribución del tamaño del grano, depende principalmente, del sustrato en el cual se emplaza la laguna, debido a que sus fondos actúan como área fuente de material eólico. El manto de la laguna O'Connor es limo-arenoso y el de la laguna Escondida es areno-limoso. Los fondos secos de las lagunas constituyen las áreas fuente del material eólico, situación que se evidencia en la estación de verano, cuando la misma pierde superficie por evaporación y ocurre la desecación completa debido a la influencia constante del viento. Existe una relación directa entre el área de los fondos secos de las lagunas y de los mantos eólicos y la forma de los mantos eólicos está influenciada por la variabilidad de direcciones de vientos persistentes del NO, O y SO. Mientras la base de los mantos o borde proximal se extiende a lo largo del eje mayor de las lagunas, el ápice o manto distal se

ubica más alejado del cuerpo de agua, hacia el este de las mismas. Debe considerarse al proceso de deflación sobre fondos de laguna secos como un proceso natural propio de la estepa semiárida fueguina. El proceso se manifiesta con fuerte influencia a sotavento de los cuerpos de agua estacionales, en la variación local de sedimentos superficiales del suelo y su cubierta vegetal. La deflación se produce puntualmente y no en forma de barrido, lo cual genera mantos eólicos con extremos distales y límites laterales muy definidos.

La vegetación predominante en la estepa fueguina es la *Festuca gracillima*, vulgarmente conocida como coirón. La dinámica eólica en conjunto con el comportamiento de las precipitaciones y estacionalidad de las lagunas, son causantes de la génesis de médanos de sombra. Estas geoformas se presentan agrupadamente en la periferia sur y este de la laguna Amalia, asentadas sobre antiguos pisos lacustres aunque también se reconocen acotadas en distintos sectores periféricos de la laguna. Constituyen geoformas de dinámica eólica actual, conformadas por partículas de limo y arcilla pelletizadas, cuya principal fuente de aporte de material son las cárcavas subyacentes a las mismas y el fondo seco de la laguna.

En relación al uso del suelo en la región, se pudo determinar que el impacto de la ganadería ovina y bovina en la zona de estudio, y en menor medida, el de las instalaciones hidrocarburíferas, inciden directamente sobre las condiciones ambientales que caracterizan a la estepa fueguina. Esta situación se determinó mediante la identificación de rasgos tales como surcos sobre diferentes sectores de los entornos lagunares, que constituyen áreas desprovistas de vegetación y en efecto, con material disponible a la erosión eólica. Una situación semejante, ocurre con la instalación de los pozos petroleros, aunque en forma más acotada y en sectores más alejados a las lagunas. Por otro

lado, el ganado bovino impacta sobre la superficie del suelo mediante el pisoteo, observado en el campo. Sin embargo, las condiciones ambientales de sub-humedad y la constante influencia eólica, afectan la dinámica productiva de la región. Las partículas limo-areno-arcillosas que conforman las nubes de polvo que se originan durante el proceso de deflación inciden en la calidad de la lana de las ovejas. Esta situación podría condicionar las decisiones de los productores como así también, complejizar una parte del proceso productivo ovino. En relación a los impactos de la deflación en el sector cercano a la ciudad de Río Grande, si bien como se mencionó anteriormente, no constituye parte del área de estudio, aún no se conocen estadísticas relacionadas con las posibles afecciones que podrían ocasionar estos eventos a la salud de la población. En los últimos años, se han propuesto soluciones para la remediación ambiental, aunque aún no se han concretado. Esta problemática reviste gran interés para consolidar nuevas líneas de investigación, en función de la dinámica eólica local y el impacto de los fenómenos ambientales de carácter estacional sobre la población de Río Grande.

En resumen, el estudio de la acción eólica sobre las lagunas de la estepa fueguina ha proporcionado valiosos aportes al conocimiento de la geomorfología de esta región única. A través de investigaciones detalladas, se ha demostrado cómo los vientos fuertes y constantes que caracterizan la estepa fueguina desempeñan un papel fundamental en la formación y modelado de las lagunas, así como en la configuración de su entorno geográfico. Este estudio ha identificado patrones recurrentes de deposición y erosión, proporcionando una comprensión más profunda de los procesos geomorfológicos a mediano plazo en esta área. Además, el análisis de la acción eólica sobre las lagunas ha arrojado luz sobre la adaptación de la flora local a las condiciones climáticas y a los cambios en el paisaje resultantes de esta interacción. La erosión eólica, junto con la

sedimentación, ha dado forma a las costas de las lagunas, creando características geomorfológicas distintivas como plataformas, espigas y crestas de arena. Estos hallazgos no solo contribuyen a comprender mejor la evolución del paisaje del área de estudio, sino que también tienen implicaciones significativas para la conservación y gestión de estos ecosistemas frágiles y biodiversos. En última instancia, el estudio de la acción eólica sobre las lagunas de Tierra del Fuego ha enriquecido la comprensión de la geomorfología costera y ha destacado la importancia de considerar los procesos naturales en la planificación y gestión del medio ambiente.

CAPITULO 8

REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Aimar, S. B; Méndez, M. J y Buschiazzo, D. E. (2011). Predicción de la erosión eólica potencial con el modelado EWEQ en dos suelos loesicos: efectos de las condiciones climáticas. *Ciencia del Suelo*, 29 (2): 253-264.
- Allué, C., Arranz, J. A., Bava, J. O., Beneitez, J. M., Collado, L., y García-López, J. M. (2010). Phytoclimatic characterization and cartography of subantarctic native forests in Isla Grande de Tierra del Fuego (Patagonia, Argentina). *Forest Systems*, 189-207.
- Anchorena, J.; Cingolani A.; Livraghi E.; Collantes M. y Stoffella S.(2001). Manejo del pastoreo de ovejas en Tierra del Fuego. Consejo Nacional de Investigaciones Científicas-Instituto Nacional de Tecnología Agropecuaria. Edipubli S. A. 47 p.
- Anderson, R. S y Haff, P. K.(1988). Simulation of aeolian saltation. *Science*, 241, 820-823.
- Aparicio V., Aimar S., De Gerónimo E., Buschiazzo D., Méndez M. y Costa J.L. (2014) Glyphosate and AMPA contents in sediments produced by wind erosion of agricultural soils in Argentina. *Geophys Res Abstr* 16:1403.
- Arche, A. y F. Vilas. (1986-1987). Depósitos eólicos de grano fino en la Bahía de San Sebastián, Tierra del Fuego, Argentina. *Acta Geológica Hispánica* 21-22: 261-266.
- Arche, A. (2010). Sedimentología. Del proceso físico a la cuenca sedimentaria. Consejo Superior de Investigaciones Científicas. Madrid.
- Ares M.G., Varni M. y Chagas C.I. (2016) Suspended sediment concentration controlling factors: an analysis for the Argentine Pampas region. *Hydro Sci J* 61(12):2237–2248.
- Arnett, J.S. (1958). Principal tracksof southern hemisphere extratropical cyclones. *MonthlyWeather Review* 86: 41-44.
- Bagnold, R. A. (1941). *The Physics of Blown Sand and Desert Dunes*. Methuen. London, 265 p.
- Barrineau, C. P. y Ellis, J. T. (2013). Sediment transport and wind flow around hummocks. *Aeolian Research* 8, 19–27.
- Belza, J. E. (1974). En la Isla del Fuego. 1. Encuentros. Publicación del Instituto de Investigaciones Históricas Tierra del Fuego. Buenos Aires.

- Belza, J. E. (1975). En la Isla del Fuego. 2. Colonización. Publicación del Instituto de Investigaciones Históricas Tierra del Fuego. Buenos Aires.
- Belza, J. E. (1977). En la Isla del Fuego. 3. Población. Publicación del Instituto de Investigaciones Históricas de Tierra del Fuego. Buenos Aires.
- Bonarelli, G., (1917). Tierra del Fuego y sus Turberas. Ministerio de Agricultura de la Nación. Sección Geología, Mineralogía y Minería. XII, 3,1-119. Buenos Aires.
- Borrelli, P., G. Oliva, M. Williams, L. González, P. Rial y L. Montes Eds. (1997). Sistema Regional de Soporte de Decisiones. Grupo interdisciplinario para el Sistema de Soporte de Decisiones – Santa Cruz y Tierra del Fuego. Versión 1.0. PRODESER (INTA-GTZ). EEA Santa Cruz, Argentina. 136 pp.
- Borrelli, P.R. y Oliva, G. E. (2001). Ganadería ovina sustentable en la Patagonia Austral. Tecnología de manejo extensivo. Ediciones INTA. Centro Regional Patagonia Sur. Estación Experimental Agropecuaria Santa Cruz. 269 p.
- Borromei, A. M., Candel, M. S., Musotto, L. L., Cusminsky, G., Martínez, M. A., Coviaga, C. A. y Coronato, A. (2018). Late Holocene wet/dry intervals from Fuegian steppe at Laguna Carmen, southern Argentina, based on a multiproxy record. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 499, 56-71.
- Bowler, J. M. 1973. Clay dunes: their occurrence, formation and environmental significance. *Earth Science Reviews*, 9, 315-338.
- Bowler, J. M. (1976). Aridity in Australia: age, origins and expression in aeolian landforms and sediments. *Earth-science reviews*, 12(2-3), 279-310.
- Breed, C. S.; McCauley, J. F. y Davis, P. A. (1987). Sand sheets of the eastern Sahara and ripple blankets on Mars. En: Frostick, L. E. y Reid, I. (Eds.): *Desert Sediments, Ancient and Modern*. Blackwell. Oxford, 337-360.
- Bridges, E. L. (1952). *El último confín de la tierra*. Emecé. Buenos Aires.
- Bujalesky G., Coronato A. y Isla F. (2001). Ambientes glacifluviales y litorales Cuaternarios de la región del Río Chico, Tierra del Fuego, Argentina. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 56(1): 73-90.
- Bujalesky G. e Isla F. (2006) Depósitos cuaternarios de la costa atlántica fueguina, entre los Cabos Peñas y Ewan. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 61(1):81–92.

- Burgos, J. (1985). Clima del extremos sur de Sudamérica. In: Boelcke, O., Moore, D. and Roig, F. (eds), *Transecta Botánica de la Patagonia Austral*. CONICET – Instituto de la Patagonia and the Royal Society, Buenos Aires, 10–40.
- Buschiazzo D.E. (2014). Avances en el estudio y desarrollo de tecnologías para el control de la erosión eólica en Argentina. In: *Actas del XXIV Congreso Argentino de la Ciencia del Suelo*.
- Buschiazzo D.E y Taylor V. (1993). Efectos de la erosión eólica sobre algunas propiedades de suelos de la Región Semiárida Pampeana Central. *Ciencia del Suelo* 10/11: 46-53.
- Buschiazzo, D.E y Aimar S.B. (2003). Erosión eólica: procesos y predicción. En: Golberg, A. D. y A. G. Kin (2003). *Viento, suelo y planta*. INTA, 130 pp.
- Buschiazzo, D.E., Abascal S. y Zobeck T. (2007). Wind erosion in tillage systems in the semiarid Pampa of Argentina. *J Arid Environ.* 69: 29-39.
- Buschiazzo, D. E.; Panebianco, J. E; Guevara, G.; Roja, J.; Zurita, J. J.; Bran, D.; López, D; Gaitán, J. y Hurtado P. (2009). Incidencia potencial de la erosión eólica sobre la degradación del suelo y la calidad del aire en distintas regiones de la Argentina. *Ciencia del Suelo*, 27(2): 255-260.
- Buschiazzo D.E., Panebianco J.E. y Colazo J.C. (2014) Erosión eólica y cambio climático en suelos de Argentina. In: Pascale C., Zubillaga M., Taboada M (eds) *Los suelos, la producción agropecuaria y el cambio climático: avances en Argentina*. MinAgri, Buenos Aires, pp 376–384.
- Buschiazzo D.E. (2014) Avances en el estudio y desarrollo de tecnologías para el control de la erosión eólica en Argentina. In: *Actas del XXIV Congreso Argentino de la Ciencia del Suelo*.
- Campbell, E.M. (1968). Lunettes in South Australia. *Transactions of the Royal Society of South Australia* 92:83–109.
- Cabrera, A.L. (1971) “Fitogeografía de la República Argentina”, *Boletín de la Sociedad Argentina de Botánica*, 14, pp. 1-42. http://naturalis.fcnym.unlp.edu.ar/repositorio/_documentos/sipcyt/bfa003895.pdf
- Cabrera, A. (1976). Regiones fitogeográficas argentinas. En: Kugler, W.F. (Ed.)
- *Enciclopedia Argentina de Agricultura y Jardinería*. Tomo 2. Fasc. 1, 1-85. pp. 1-1408. Buenos Aires.

- Caldenius C. (1932). Las Glaciaciones Cuaternarias en Patagonia y Tierra del Fuego. Ministerio de Agricultura de la Nación. Dirección General de Minas y Geología, 95 (1), 148 pp.
- Capot-Rey, R. 1957. Le vent et le modelé éolien au Borkou. Travaux de l'Institut de Recherches Sahariennes, 15, 155-157.
- Cátedra de Limnología. (2000). Departamento de Ecología, Genética y Evolución. Facultad de Ciencias Exactas y Naturales. Universidad de Buenos Aires. <http://biolo.bg.fcen.uba.ar/limn.htm>.
- Chaparría, V. E. y Verger, V. M. R. (1996). Formes terrestres, dipòsits eòlics i marins de la serra gelada. Cuadernos de geografía, (60), 223-242.
- Chepil, W. S. (1958). The use of evenly spaced hemispheres to evaluate aerodynamic forces on a soil surface. Transactions American Geophysical Union, 39(3), 397– 404.
- Cheval, S., Dumitrescu, A., y Birsan, M. V. (2017). Variability of the aridity in the SouthEastern Europe over 1961–2050. Catena, 151, 74-86.
- Chuvieco, E. (2010). Teledetección Ambiental. La observación de la Tierra desde el espacio. Editorial Ariel. Barcelona. España. 590 pp.
- Cingolani, A. M. (1999). Efectos de 100 años de pastoreo ovino sobre la vegetación y suelos del norte de Tierra del Fuego, trabajo de tesis para optar al título de Doctor en Ciencias Biológicas, Universidad de Buenos Aires, Facultad de Ciencias Exactas y Naturales, Buenos Aires.
- Clapperton Ch. (1993). Quaternary geology and geomorphology of South America. Elsevier. 779 pp.
- Clapperton Ch., Sudgen, D., Kaufman D. y McCulloch. R. (1995). The Last Glaciation in Central Magellan Strait. Southernmost Chile. Quaternary Research 44, 133 148.
- Codignotto, J.O.; Malumian, N. (1981). Geología de la región al Norte del Paralelo 54° Latitud Sur de la Isla Grande de Tierra del Fuego. Revista de la Asociación Geológica Argentina 36: 44-88.
- Colazo J.C. y Buschiazzi D.E. (2015) The impact of agriculture on soil texture due to wind erosion. Land Degrad Develop 26:62–70.
- Collantes M.B., Anchorena J. y Korembliit G. (1989). A soil nutrient gradient in Magellanic Empetrum heathlands. Vegetatio 80: 183-193.

- Collantes, M. B; Cingolani, A. M y Anchorena, J. (1999). The steppes of Tierra del Fuego: floristic and growthform patterns controlled by soil fertility and moisture. Plant Ecology Kluwer Academic Publishers. Netherlands. 140: 61-75 pp.
- CONAE. Comisión Nacional de Actividades Espaciales. Imágenes Landsat 5 TM y 7 ETM. www.conae.gov.ar
- Conrad V. (1946). Usual formulas of continentality and their limits of validity. Transactions of the American Geophysical Union, 27:663-664.
- Contreras, F. I., y Meichtry, N. C. (2013). Morfometría de lagunas de la lomada norte: Corrientes, Argentina.
- Conzonno V.H. y Ulibarrena J. (2010). Hydrochemistry of Lakes of the Patagonian Province of Tierra del Fuego (Argentina). Environmental Earth Sciences volume 59, pages1431–1436.
- Cooke, R. U., Warren A. y Goudie, A. (1993). Desert geomorphology. UCL press 526 p., London.
- Coronato, A. (1990). Definición y alcance de la Última Glaciación Pleistocena (Glaciación Moat) en el Valle de Andorra, Tierra del Fuego. XI Congreso Geológico Argentino, Actas I, San Juan, pp. 286-289.
- Coronato, A. (1993). La glaciación Moat (Pleistoceno Superior) en los valles Pipo y Cañadón del Toro, Andes Fueguinos. XII Congreso Geológico Argentino, Actas VI, Mendoza, pp. 40-47.
- Coronato, A. (1995a). The last Pleistocene Glaciation in tributary valleys of the Beagle Channel, Southernmost South America. Quaternary of South America and Antarctic Peninsula 9. A.A. Balkema Publishers, Rotterdam, pp. 173-182.
- Coronato, A. (1995b). Geomorfología glacial de valles de los Andes Fueguinos y condicionantes físicos para la instalación humana. Tesis Doctoral. Facultad de Filosofía y Letras, U.B.A., 16 maps, 318p.
- Coronato, A., Salemme, M. y Rabassa, J. (1999). Palaeoenvironmental conditions during the early peopling of Southernmost South America (Late glacial-Early Holocene, 14-8 ka B.P.). Quaternary International, 53/54, 77-92.
- Coronato, A., Martínez, O. y Rabassa, J. (2004). Glaciations in Argentine Patagonia, southern South America. Quaternary Glaciations-Extent and Chronology. v. III, 49-67 pp.

- Coronato, A. (2007). El paisaje de Tierra del Fuego. En *Patagonia Total, Antártida e Islas Malvinas-Enciclopedia Educativa*, C. Godoy Martínez (Director de la obra), pp. 601-616. Barcel Baires Ediciones, Cartagena.
- Coronato A., Coronato F., Mazzoni E.y Vázquez M. (2008). The physical geography of Patagonia and Tierra del Fuego. In: Rabassa J (Ed.) *The Late Cenozoic of Patagonia and Tierra del Fuego*. *Dev Quatern Sci* 11:13–55.
- Coronato A., Seppälä M., Ponce J.F. y Rabassa J. (2009). Glacial geomorphology of the Pleistocene Lake Fagnano ice lobe, Tierra del Fuego, southern South America. *Geomorphology* 112(1–2):67–81.
- Coronato A. y Rabassa J. (2011). Pleistocene glaciations in Southern Patagonia and Tierra del Fuego. In J. Ehlers, P.L. Gibbard and P.D. Hughes, editors: *Developments in Quaternary Science*, Vol. 15, Amsterdam, The Netherlands, 2011, pp.
- Coronato, A., Seppälä M., Ponce F. y Rabassa J. (2009). Glacial geomorphology of the Pleistocene Lake Fagnano ice lobe, Tierra del Fuego, southern South America. *Geomorphology* 112: 67-81.
- Coronato A., Fanning P., Salemme M., Oría J., Pickard J. y Ponce J.F. (2011) Aeolian sequence and the archaeological record in the fuegian steppe, Argentina. *Quatern Int* 245(1):122–13.
- Coronato, A. (2014). Territorios fueguinos: fisonomía, origen y evolución. En *Cazadores de mar y tierra. Estudios recientes en arqueología fueguina* (Editoras: Oría j. y Tívoli A.). Editorial Cultural Tierra del Fuego.
- Coronato, A., Ponce, J.F., Quiroga, D., Gogorza, C. (2016). Emplazamiento Geológico – Geomorfológico de laguna Carmen, estepa fueguina, Argentina. *Registro Sedimentario del Holoceno Tardío*. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*.
- Coronato, A. M. J., Ponce, J. F., Quiroga, D. R. A., y Gogorza, C. S. (2017). Caracterización geológica y geomorfológica de la cuenca de la laguna Carmen (Estepa Fueguina, Argentina) y su registro sedimentario durante el Holoceno tardío.
- Coronato A., Salemme M., Oría J., Mari F., López R. (2020). Perched dunes in the Fuegian Steppe, Southern Argentina: Archeological Reservoirs of Holocene Information. In: *Advances in Geomorphology and quaternary studies in Argentina*. Springer, Cham, pp 58–91.

- Correa, M. N. (ed.) Flora patagónica. Buenos Aires: INTA, 1969 – 1999. 7 v. Colección científica; t. 8.
- Crosta, S., Villarreal, M. L., y Coronato, A. (2014). Formación de cristales de halita en la Laguna Escondida, norte de Tierra del Fuego. III Reunión Argentina de Geoquímica de la Superficie. Universidad Nacional de Mar del Plata-IIMYCCONICET. CD-Rom, 57-61.
- Dangavs, N. (1976). Descripción sistemática de los parámetros morfométricos considerados en lagunas pampásicas. *Limnobiós* 1 (2): 25-39.
- Dangavs, N. (1979). Presencia de dunas de arcilla fósiles en la Pampa Deprimida. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 34 (1): 35-39.
- De Ferrariis C. (1938). Una reunión de geólogos de YPF y el problema de la terminología estratigráfica. In: Fossa Mancini et al., (eds.) *Bol. Inf. Petroleras* 171:43-44, 94-95 pp.
- Del Valle H. (1998) Los suelos de la Patagonia: una síntesis regional. *Ecología Austral*, 8(2), 103–123. Recuperado a partir de https://ojs.ecologiaaustral.com.ar/index.php/Ecologia_Austral/article/view/1612
- Del Valle, H. F., Rostagno, C. M., Coronato, F. R., Bouza, P. J., y Blanco, P. D. (2008). Sand dune activity in north-eastern Patagonia. *Journal of Arid Environments*, 72(4), 411-422.
- De Martonne E., (1926). Une nouvelle fonction climatologique: L'indice d'aridité. *La Meteorologie*, 449-458.
- Derruau, M. (1966). *Geomorfología*. Ed. Ariel. Barcelona.
- Diraison, M., Cobbold, P.R., Gapais, D., Rosello, E., Le Corre, C., (2000). Cenozoic crustal thickening wrenching and rifting in the foothills of southernmost Andes. *Tectonophysics*, 316, 91-119.
- Endlicher, W., Santana, A. (1988). El clima del sur de la Patagonia y sus aspectos ecológicos. Un siglo de mediciones climatológicas en Punta Arenas. *Anales del Instituto de la Patagonia, Serie Ciencias Naturales* 18: 57-86.
- Faggi, A. M. (1985). Las comunidades vegetales de Río Gallegos, Santa Cruz. En: Boelcke, O., D. M. Moore y F. A. Roig (eds.) *Transecta botánica de la Patagonia Austral*. (pp. 592-633). Buenos Aires: Consejo Nacional de Investigaciones Científicas y Técnicas (Argentina), Instituto de la Patagonia (Chile), Royal Society (Gran Bretaña).

- Favier Dubois, C. y L.A. Borrero (2005). Playas de acreción: cronología y procesos de formación del registro arqueológico en la costa central de la bahía San Sebastián, Tierra del Fuego (Argentina). *Magallania* 33(2): 93-108 pp.
- Feng, S. y Ning, H. (2009). Computational simulations of blown sand fluxes over the surfaces of complex microtopography. *Environmental Modelling & Software*, 1–6.
- Fernández, M., Maidana, N., Salemme, M., Laprida, C., Ponce, J.F., Coronato, A., Oría, J. (2015). Estudio paleoambiental basado en diatomeas en lagunas de la estepa fueguina. VI Congreso Argentino de Cuaternario y Geomorfología: 153p.
- Fernández, M., Maidana, N.I., Ponce, J.F. (2016). Condiciones paleoambientales para la ocupación humana en la estepa fueguina, el caso de Laguna Carmen y Laguna Arturo. XIX Congreso Nacional de Arqueología Argentina. 8-12 Agosto. Tucumán: 1074-1076.
- Fernández, M., Maidana, N. I., Ponce, J. F., Oría, J., Salemme, M., y Coronato, A. (2018). Palaeoenvironmental conditions for human settlement at the Fuegian steppe (Argentina) based on diatom analysis. Lake Arturo as a case study. *Journal of Archaeological Science: Reports*, 18, 775-781.
- Fernández, M., Ponce, J. F., Mercau, J. R., Coronato, A., Laprida, C., Maidana, N. y Magneres, I. (2020). Paleolimnological response to climate variability during Late Glacial and Holocene times: A record from Lake Arturo, located in the Fuegian steppe, southern Argentina. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 550, 109737.
- Fernando S. y Oría J. (2007). Lo que el viento no se llevó. Análisis de sitios de superficie en la estepa fueguina Magallania; Lugar: Punta Arenas; vol. 35 p. 121 – 132.
- Fernando S. y Salemme M. (2016). Guanaco hunting strategies in the northern plains of Tierra del Fuego, Argentina. *Journal of Anthropological Archaeology*; vol. 43 p. 110 – 127.
- Fernando S., Pal N., Salemme M., Bártoli V. y Lasa A. (2019). Use and forget. Contribution to the discussion about the bone tolols called "machacadores" (pounders), Patagonia, South America, *Journal of Archaeological Science: Reports*; Lugar: Londres; vol. 28.
- Frederiksen, P. (1988), Soils of Tierra del Fuego, A Satellite-based Land Survey Approach. *Folia Geographica Danica*, 18, Copenhagen.
- Fryrear, D.W. (1986). A field dust sampler. *Journal of Soil and Water Conservation* 41 (2), 117–120.

- Fryrear, D. W.; Stout, J. E; Hagen, L. J. y Vories E. D. (1991). Wind erosion: field measurement and analysis.
- Gallardo, C. R. (1910). Los Onas (Tierra del Fuego). Cabaut y Cía. Buenos Aires.
- Gaspari, F. J., Rodríguez Vagaría, A. M., Senisterra, G. E., Delgado, M. I. y Besteiro, S. I. (2013). Elementos metodológicos para el manejo de cuencas hidrográficas. Universidad Nacional de La Plata-Editorial de la Universidad Nacional de La Plata.
- Gibbs, R.J. (1970). Mechanisms controlling world water chemistry. *Science*, 170: 1088-1090.
- Goudie, A. S. y Thomas, D. S. G. (1985): Pans in southern Africa with particular reference to SouthAfrica and Zimbabwe. *Zeitschrift für Geomorphologie*, 29 (1), 1-19.
- Goudie, A. S (1989). Wind erosion in deserts. *Proceedings of the geologists Association*, 100, 83-92.
- Goudie, A. S. y Wells G. L. (1995). The nature, distribution and formation of pans in arid zones. *Earth Science Reviews*, 38, 1-69.
- Gorza, C., Lexow, C., Ponce, J. F., Coronato, A., López, R., y Villarreal, M. L. (2022). Vertical Electrical Sounding Applied to Hydrolithological Interpretations in the Fuegian Steppe, Argentina. In *Environmental Assessment of Patagonia's Water Resources* (pp. 261-274). Cham: Springer International Publishing.
- Gravelius H. (1914). *Flusskunde*. Goschen Verlagshan dlug Berlin. En Zavoianu, I. 1985: *Morphometry of Drainage Bassins*. Amsterdam, Elsevier.
- Gusinde, M. 1982. Los indios de Tierra del Fuego. 1. Los Selkman. Centro Argentino de Etnología Americana, CONICET, Buenos Aires.
- Gutiérrez Elorza M. (2008). *Geomorfología*. Pearson Prentice Hall. Madrid. 920 pp.
- Häkanson, L. (1981). *A manual on lake morphometry*. Springer Verlag, 78 p, Berlín.
- Handford, C. R. (1982). Sedimentology and evaporite genesis in a Holocene continental sabkha playa basin - Bristol Dry Lake, California. *Sedimentology*, 29: 239-254.
- Hardie, L. A. y Eugster, P. E. (1970). The evolution of closed-basin brines. *Mineralogical Society American, Special Paper*, 3: 273-290.
- Hendry, M.J. y Schwartz F. (1982). Hydrogeology of saline seeps. *Proceedings of Soil Salinity Conference, Lethbridge*: 25-53.

- Hills, E. S. (1940). The lunette, a new landform of aeolian origin. *The Australian Geographer*, 3, 15-21.
- Holliday, V. (1996). Origin and Evolution of Lunettes on the High Plains of Texas and New Mexico. *Quaternary Research* 47, 54–69.
- Horton, R. E. (1932). Drainage-basin characteristics. *Transactions American Geophysical Union*. Washington, USA: 13: 350-361.
- Horton, R. E. (1945). Erosional development of streams and their drainage basins; hydrophysical approach to quantitative morphology. *Geological society of America bulletin*, 56(3), 275-370.
- Högström, U.L.F. (1996). Review of some basic characteristics of the atmospheric surface layer. *Boundary-Layer Meteorology*, 78, pp.215-246.
- Hutchinson, E. (1957). *A treatise of Limnology. Geography, physics and chemistry*, 1015 p, New York.
- Iturraspe, R., Sottini R., Schroder, C. y Escobar, J. (1989). “Generación de información hidroclimática en Tierra del Fuego”. *CADIC, Ushuaia. Contrib. Cient.* 7: pp 4-170.
- Iturraspe, R. y Urciuolo, A. (2000). “Clasificación y caracterización de las cuencas hídricas de Tierra del Fuego”. *Actas XVIII Congreso Nacional del Agua. Río Hondo. Publicación en CD.*
- Iturraspe, R. y Urciuolo, A. (2002). Ciclos deficitarios en el régimen de sistemas lagunares de la estepa fueguina. *Actas XIX Congreso Nacional del Agua, Vol 1. CD-Rom.*
- Iturraspe R., Urciuolo A., Lofiego R. y Noir G. (2009). Estrategias para el ordenamiento hidro-ambiental de la cuenca binacional del Río Grande de Tierra del Fuego. *XXII Congreso Nacional del Agua Trelew, Noviembre de 2009.*
- Iversen, J. D., Greeley, R., Marshall, J. R. y Pollack, J. (1987). Aeolian saltation threshold: effect of density ratio. *Sedimentology*, 34, 699-706.
- King, J.; Nickling, W. G. y Gillies, J. A. (2006). Aeolian shear stress ratio measurements within mesquite-dominated landscapes of the Chihuahuan Desert, New Mexico, USA. *Geomorphology* 82, 229–244.
- Kalnay, E., y Coauthors (1996) *The NCEP/NCAR 40-Year Reanalysis Project.* *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 77, 437–471. S. Lord, y R. McPherson, 1998: Maturity of operational numerical weather prediction: Medium range. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 79, 2753–2769.

- Köppen, W. (1936). Das geographische System der Klimate. In: Köppen, W. and Geiger, R. (eds), Handbuch der Klimatologie 1C. Verlag Gebrüder Borntraeger. Berlin, 1–44.
- Lancaster, N., Baas, A. (1998). Influence of vegetation cover on sand transport by wind: field studies at Owens Lake, California. *Earth Surf. Proc. Land.* 23, 69–82.
- Liljeqvist, G. (1970). Klimatologi. XVI+527 pp.+plates I-IV. Generalstabens Litografiska Anstalt, Stockholm.
- Livingstone, I. y Warren, A. (1996). *Aeolian Geomorphology: An Introduction*. Longman. Essex. 211 p.
- Livraghi, E. (2008). Evolución histórica del empleo en el sector ganadero ovino de la Provincia de Tierra del Fuego: Situación actual, sus causas y algunas propuestas para revertirla, Monografía, FLACSO, Sede Académica Argentina, Buenos Aires.
- Luiz, M. T y Schillat, M. (1998). *Tierra del Fuego*. Editorial Fuegia. Ushuaia.
- Malvern Instrument Ltd. (2007). *Mastersizer 2000 Versión 5.40*.
- Massone, M. (1990). El poblamiento humano aborigen de Tierra del Fuego en culturas indígenas de la Patagonia. J. Roberto Cárdenas (ed.). Turner S. A., España.
- Margalef (1983). *Limnología*. Ed. Omega, Barcelona. 1010 pp.
- Marker, M. E. y Holmes, P. J. (1995). Lunette dunes in the northeast. *Catena* 24, 259–273.
- Marsh, W. y Marsh B. (1987). Wind Erosion and Sand Dune Formation on High Lake Superior Bluffs. *Geografiska Annaler. Series A, Physical Geography*, Vol. 69, N° 3/4, pp. 379- 391.
- Marsh, W. (1990). Nourishment of perched sand dunes and the issue of erosion control in the Great Lakes. *Environ. Geol Water Sci* Vol. 16, No. 2, 155-164, Springer-Vedag, New York Inc.
- Martínez Corvetto, R. (1968). Estudios etnobotánicos IV. Nombres de las plantas, su utilidad según los indios onas de Tierra del Fuego. *Etnobiología* 3:1-20.
- Martínez Corvetto, R. (1978). Los indios onas y las plantas. *Karu-kinka* 23:19-25.
- Mazzoni, E. (2001). Distribución espacial y caracterización geomorfológica de “bajos sin salida” de la Patagonia Austral Extracordillerana. *Anales Instituto de la Patagonia, Serie Ciencias Naturales*, Universidad de Magallanes, Chile. Vol 29: 5-24.

- Mazzoni, E. y Vázquez, M. (2010). Desertification in Patagonia. *Developments in Earth Surface Processes*, ed: E. Latrubesse, Elsevier. Netherlands. 13: 352–377 pp.
- McCulloch, R.D., Clapperton, C., Rabassa, J. y Carrant, A.A. (1997). The natural setting. The glacial and post-glacial environmental of Fuego-Patagonia. En: McEwan, C., Borrero, L.A., Prieto, A., (eds.), *Patagonia: natural history, prehistory, and ethnography at the uttermost end of the earth*. Britttish Museum. 13-31 pp.
- Mcculloch, R. D. y Bentley, M. J. (1998). Late glacial ice advances in the Strait of Magellan, southern Chile. *Quaternary Science Reviews*, 17(8), 775-787.
- McKee, T.B., N.J. Doesken and J. Kleist. (1993). The relationship of drought frequency and duration to time scale. In: *Proceedings of the Eighth Conference on Applied Climatology*, Anaheim, California, 17 a 22 de enero de 1993. American Meteorological Society, Boston, 179–184.
- McKee, T.B., Doesken, N.J. y Kleist, J. (1995). Droughth monitoring with multiple time scales. . In: *Proceedings of the Ninth Conference on Applied Climatology*, Dallas, Texas, 15 a 20 de enero de 1995. American Meteorological Society, Boston, 233–236.
- Meglioli, A., Evenson, E., Zeilter, P. y Rabassa, J. (1990). Cronologia absoluta y relativa de los depositos glaciarios de Tierra del Fuego, Argentina y Chile. XI Congreso Argentino. Volume Actas II. 457-460 pp.
- Meglioli, A., Evenson, E. y Rabassa, J. (1990). Multiple relative and absolute dating techniques applied to the glacial history of Tierra del Fuego. *Geological Society of America, Abstracts, Northeastern Section* 22(2), 55.
- Meglioli, A. (1992). *Glacial Geology of Southernmost Patagonia, the Strait of Magellan and Northern Tierra del Fuego*. Ph.D. Dissertation, Lehigh University, Bethlehem, USA, unpublished. Meglioli, A., Evenson, E., Zeitler, P., Rabassa, J., 1990. C
- Mendez, M.; Funk, R. y Buschiazzo, D. E. (2011). Field wind erosion measurements with Big Spring Number Eight (BSNE) and Modified Wilson and Cook (MWAC) samplers. *Geomorphology*.
- Méndez M. J. y Buschiazzo D.E. (2015) Soil coverage evolution and wind erosion risk on summer crops under contrasting tillage systems. *Aeolian Res* 16:117–124.
- Mijares A. (1992). *Fundamentos de hidrología de superficie*. Limusa, Grupo Noriega Editores. Mexico, D. F., 191 p.

- Molina, P.C.P., Ceballos, G.O., Pérez, J.C. y Cabrera, C.R.C. (2022). Índices de aridez para un sistema agroforestal cafetalero. *UVserva*, (14), 3-8.
- Montes, A., Rodríguez, S.S., San Martín C.N. y Allard, J.O. (2015): Migración de campos de dunas en cañadones costeros de Patagonia. *Geomorfología e implicaciones paleoclimáticas. Revista de la Sociedad Geológica de España*, 28(2): 65-76.
- Montes A., Rodríguez S., Domínguez C. y Frías M. (2016). Geomorfología y evolución del lago Colhue Huapi IV Jornadas de las Ciencias de la Tierra “Dr. Eduardo Musacchio”. 8, 9 y 10 de junio de 2016.
- Montes, A., Rodríguez, S. S., y Domínguez, C. E. (2017). Geomorphology context and characterization of dunefields developed by the southern westerlies at drying Colhué Huapi shallow lake, Patagonia Argentina. *Aeolian Research*, 28, 58-70.
- Montes A, Santiago F, Salemme M, López R (2020) Late Pleistocene and Holocene evolution of Lake Las Vueltas, Tierra del Fuego (Argentina). *Andean Geol* 47(1).
- Moore, D. (1983). *Flora of Tierra del Fuego*. Anthony Nelson, Missouri.
- Nickling, W.G. (1988). The initiation of particle movement by wind. *Sedimentology* 35:499-511.
- Nordenskjöld, O. (1899). *Geological map of the Magellan territories with explanatory notes. Svenska expeditionen till Magellansländerna*, Bd 1, 3. Stockholm.
- Olivero, E. B., Malumián, N. y Martinioni, D. R. (2006). *Mapa Geológico de la Isla Grande de Tierra del Fuego e Isla de los Estados; Provincia de Tierra del Fuego, Antártida e Islas del Atlántico Sur; República Argentina (escala 1:500.000)*, SEGEMAR, Buenos Aires.
- Oría, J. (2009). *Prospecciones en el interior de la estepa fueguina*. En: M. Salemme, F. Santiago, M. Álvarez, E. Piana, M. Vázquez y M. E. Mansur (eds.) *Arqueología de Patagonia: una mirada desde el último confín*, 2:1065- 1082. Editorial Utopías. Ushuaia.
- Oría J., Salemme M., Santiago, F. y Montes, A. (2010). *Localidad Tres Marías: un caso para evaluar la pérdida de información arqueológica por erosión eólica en la estepa fueguina. Cazadores-recolectores del Cono Sur. Facultad de Humanidades, Universidad Nacional de Mar del Plata, Argentina*. 4, 159-173 pp.
- Oría, J. (2014). *Movilidad y asentamiento en el interior de la estepa fueguina: la localidad Laguna Amalia*. IX Jornadas de Arqueología de la Patagonia. Coyahique.

- Oria, J., Salemme, M., Coronato, A., Vázquez, M. (2016). Procesos de formación del registro arqueológico en dunas de la estepa fueguina. XIX Congreso Nacional de Arqueología Argentina. San Miguel de Tucumán.
- Panigatti J. L. (2010). 200 años, 200 suelos. Ed. INTA, Buenos Aires, 345 p.
- Panizza, M. 1996. Environmental geomorphology en *Developments in earth surface processes*, vol. 4. Elsevier, 268 p.
- Park, C. C. (1981). Man, river system and environments impacts. *Progress in physical Geography*, 5, 1-31.
- Pastrán, G.; Carretero, E. M.; Mamani, M.; Vich, A. y Sánchez, V. (2011). Dinámica eólica e hídrica en el sistema de Médanos Grandes, SE de San Juan, Argentina. *Multequina* 20: 15-26.
- Pastrán, G. y Carretero, E.M. (2016) Phytogenic Mounds (Nebkhas): Effect of *Tricomaria usillo* on Sand Entrapment in Central-West of Argentina. *Journal of Geographic Information System*, 8, 429-437.
- Peña Monné, J. (1997). Cartografía geomorfológica Básica y Aplicada. Geoforma. Ed. Logroño. 226 pp.
- Perthuisot, J. P. y Jauzein, A. (1975). Sebkhas et dunes d'argile: l'enclave endoreique de Pont du Fars, Tunisie. *Revue de Géographie Physique et de Géologie Dynamique*, 17, 295-306.
- Piegay, H. y Schumm, S.A. (2003). System approaches in fluvial geomorphology. In: *Tools in Fluvial Geomorphology*. G. M. Kondolf y H. Piegay (eds.): 105–134. Wiley. Chichester.
- Piola, A. R. y Rivas, A. (1997). Corrientes en la plataforma continental.
- Piola, A. R. y Falabella, V. (2009). El mar patagónico. Atlas del Mar Patagónico: especies y espacios. Buenos Aires: Wildlife Conservation Society y Birdlife Internacional, 54-75.
- Pisano, E. (1977). Fitogeografía de Fuego-Patagonia Chilena. I Comunidades vegetales entre las latitudes 52° y 56° S. *Ans. Inst. Pat., Punta Arenas (Chile)*. Vol 8: 121-250.
- Porter S. (1989). Character and ages of Pleistocene drifts in a transect across the Strait of Magellan. Rotterdam, A.A. Balkema Publishers, *Quaternary of South America & Antarctic Peninsula*, 7, 35-49.
- Posse, G.; Anchorena, J. y Collantes, M. B. (2000). Spatial micro-patterns in the steppe of Tierra del Fuego induced by sheep grazing. *Journal of Vegetation Science* 11: 43-50.

- Prandtl, L. (1904). *Über Flüssigkeitsbewegung bei sehr kleiner Reibung*. Verh. III. Intern. Math. Kongr., Heidelberg, 1904, S. 484–491, Teubner, Leipzig, 1905.
- Price, W. A. (1963). Physico-chemical and environmental factors in clay-dune génesis. *Journal of Sedimentary Petrology*, 33, 766-778.
- Prohaska, F. (1976). The climate of Argentina, Paraguay and Uruguay: In: Schwerdtfeger, W. (eds), *Climate of Central and South America*. World Survey of Climatology. Elsevier, Amsterdam. 12: 13-112.
- Pye, K. y Tsoar, H. (1990). *Aeolian Sand and Sand Dunes*. Unwin Hyman. London, 396 p.
- Pye, K. and Tsoar, H. (2009). *Aeolian Sand and Sand Dunes*. Second printing with corrections. Springer, Berlin, 476 pp (first published by Springer in 1990).
- Rabassa, J. y Brandani, A. (1983). *Curso de campo en Sistemas Eco-Geomorfológicos*, Guía de Excursiones Universidad Nacional del Comahue, 132 pags. Neuquén.
- Quiroga D.R.A., Gil V. y Coronato A. (2014). Morfometría de la cuenca del río Avilés, Tierra del Fuego, Argentina. *Aportes al conocimiento de las condiciones de escurrimiento en territorios semiáridos*. *Cuaternario y Geomorfología* 28:61–78.
- Quiroga, D. R. A., Gil, V. y Coronato, A. (2017). Quantitative geomorphology applied to fluvial dynamic in Aviles and Moneta basins, Tierra Del Fuego, Southern Argentina. *Environmental Earth Sciences*, 76, 1-10.
- Quiroga, D. R. A. (2018). La incidencia de los agentes naturales y antropogénicos en la evolución geomorfológica de la región Río Chico-Río Grande, Tierra del Fuego.
- Quiroga, D. R., Coronato, A., Ángeles, G. R., & del Valle, H. F. (2020). Zonificación de áreas susceptibles a procesos erosivos en laderas desencadenados por la ganadería extensiva, Tierra del Fuego, Argentina. *Revista Universitaria de Geografía*, 29(2), 75-94.
- Rabassa, J., Serrat, D., Martí, C. y Coronato, A. (1988). Estructura Interna de Drumlins, Isla Gable, Canal Beagle, Tierra del Fuego. II Reunión Argentina de Sedimentología. In *Actas*, Buenos Aires, pp. 222–226.
- Rabassa, J., Heusser, C. y Coronato, A. (1989). Peat-bog accumulation rate in the Andes of Tierra del Fuego and Patagonia (Argentina and Chile) during the last 43,000 years. *Pirineos*, 133, 113-122. Jaca.
- Rabassa, J., Heusser, C. y Rutter, N. (1990). Late-Glacial and Holocene of Argentine Tierra del Fuego. *Quaternary of South America & Antarctic Peninsula* 7, 327–351.

- Rabassa J. y Clapperton Ch. (1990). Quaternary glaciations of the southern Andes. *Quaternary Science Reviews* 9, 153-174.
- Rabassa, J., Bujalesky, G., Meglioli, A., Coronato, A., Gordillo, S., Roig, C. y Salemme, M. (1992). The Quaternary of Tierra del Fuego, Argentina: the status of our knowledge, *Sveriges Geologiska Undersokning. Ser. Ca 81*, 249-256.
- Rabassa, J., Coronato, A., Roig, C., Serrat, D. (1996). Geología Glacial de Bahía Sloggett, Tierra del Fuego, Argentina. XIII Congreso Geológico Argentino, vol. IV. Actas, Buenos Aires, p. 329.
- Rabassa, J., Coronato, A., Bujalesky, G., Roig, C., Salemme, M., Meglioli, A., Heusser, C.J., Gordillo, S., Roig Juñet, F., Borromei, A.M., Quattrocchio, M.E. 2000. Quaternary of Tierra del Fuego, Southernmost South America: an updated review. *Quaternary International* 68-71: 217-240.
- Rabassa, J., Coronato, A., Roig, C. y Juñet, F. (2004). Los bosques de Tierra del Fuego durante el Cuaternario. En: Arturo M., Frangi J., Goya J. Editores, *Ecología y manejo de Bosques de Argentina*. Editorial de la Universidad Nacional de La Plata. Edición digital.
- Raedeke, L.D. (1978). Formas del terreno y depósitos cuaternarios Tierra del Fuego Central, Chile. *Revista Geológica de Chile*, 5: 3-31.
- Richards, L.A. (1954). Diagnosis and improvement of saline and alkali soils. *USDA Agricultural Handbook*, 60, 160 p.
- Roig, F. (1998). La Vegetación de la Patagonia. En *Flora Patagónica I*, editado por M. Correa, pp. 48-167. INTA, Buenos Aires. Tomo VI.
- Roig, F.A., Anchorena, J., Dollenz, O., Faggi, A.M., y Méndez E. (1985). Las comunidades vegetales de la Transecta Botánica de la Patagonia Austral. Primera parte: La vegetación del área continental. In: Boelcke, O., Moore, D.M. & Roig, F.A., (eds) *Transecta Botánica de la Patagonia Austral*. CONICET (Argentina), Royal Society (U.K) e Instituto de la Patagonia Chile. Pp 350 – 456 pp.
- Rojas, J. M., Buschiazzo, D. E. y Arce, O. E. A. (2013). Parámetros edáficos relacionados con la erosión eólica en inceptisoles del Chaco. *Ciencia del suelo*, 31(1), 133-142.
- Roselló E. A., Haring C. E., Cardinali G., Suarez F., Laffitte G. A., Nevistic A. V., (2008). Hydrocarbons and petroleum geology of Tierra del Fuego, Argentina. *Geologica Acta*, vol. 6, 1: 69-83.

- Rostagno C.M. y Degorgue R. (2011) Desert pavements as indicators of soil erosion on aridic soils in north-east Patagonia (Argentina). *Geomorphology* 134(3–4):224–232.
- Salemme, M., Oría, J., Turnes, L., y Santiago, F. (2014). Caracterización tecnomorfológica de dos conjuntos líticos del Holoceno medio en la estepa fueguina: La Arcillosa 2 y Río Chico 1. *Revista del Museo de Antropología*, 7(1), 00-00.
- Salemme, M. C., y Tivoli, A. M. (2015). Diversidad faunística en La Arcillosa 2: el aprovechamiento de aves por cazadores-recolectores del norte de Tierra del Fuego.
- Turnes, L., Quiroga, D., Santiago, F., Negre, J., y González Guillot, M. (2016). Primera aproximación al estudio de fuentes secundarias de materias primas (área intercuenas río Avilés-río Chico, Tierra del Fuego, Argentina). *Intersecciones en antropología*, 17, 75-87.
- Salomone, J.; Llanos, M. E.; San Martín, A., Elissalde, N. O. y Behr S. (2008). Uso del suelo y degradación de tierras en la provincia de Chubut. Evolución en los últimos 20 años. XXI Congreso Argentino de la Ciencia del Suelo. P 1-4.
- Salemme, M. C., y Santiago, F. C. (2017). Qué sabemos y qué no de la presencia Humana durante el Holoceno medio en la estepa fueguina.
- Seppälä, M. (2004). Wind as a geomorphic agent of cold climates. *Studies in Polar Research*. Cambridge University, United Kingdom, 358 p.
- Servicio Meteorológico Nacional: Estadísticas Climatológicas. Buenos Aires. Argentina.
- Strahler, A.N. (1957). Quantitative analysis of watershed morphology. *Transactions of the American Geophysical Union*, 38: 913-920.
- Strahler, A. N. (1964). Quantitative geomorphology of drainage basins and channel networks. In: *Handbook of applied hydrology* (V.T. Chow, ed.). Mac Graw Hill, New York, 439-476 pp.
- Strahler A.N. y Strahler A.H. (1994). *Geografía Física*. Barcelona: Omega. 550 p.
- Stull, R.B. (1988). *An Introduction to Boundary Layer Meteorology*. Kluwer Academic Publishers: 666 p. Dordrecht.
- Szlagowsky, M.; Zárate, M. y Blasi, A. (2004). Aspectos sedimentológicos de arenas eólicas del Pleistoceno tardío-Holoceno de la provincia de La Pampa. *Revista de la Asociación Argentina de Sedimentología* 11, 69–84.
- Tarbuck, E. J. y Lutgens, F. K. (1999). *Ciencias de la Tierra*. Prentice Hall, Madrid. 540 pp.

- Tengberg, A. y Chen, D. (1998). A comparative analysis of nebkhas in central Tunisia and northern Burkina Faso. *Geomorphology* 22: 181–192.
- Thornthwaite, C.W. y Mather, J.R. (1957). Instructions and tables for computing potential evapotranspiration and the Water Balance. Drexel Institute of Technology. Laboratory of Climatology. Centerton, New Jersey. *Publications in Climatology* 10, (3).
- Tricart, J. (1970). *Geomorphology of Cold Environments*. Translated by Edward Watson, xvi + 320 p., 33 figs., 12 pis. Macmillan and Co. Ltd. (St. Martin's Press), London.
- Tuhkanen, S. (1992). The Climate of Tierra del Fuego from a vegetation geographical point of view and its ecoclimatic counterparts elsewhere. *Acta Botanica Fennica* 145: 1-64.
- Tripaldi, A. (2002). Sedimentología y evolución del campo de dunas de Médanos Grandes (provincia de San Juan, Argentina). *Revista de la Asociación Argentina de Sedimentología* 9(1): 65-82.
- Tripaldi, A. (2010). Campos de dunas de la planicie sanrafaelina: patrones de dunas e inferencias paleoclimáticas para el Pleistoceno tardío-Holoceno. In: Zárate, M.A., Gil, A., Neme, G. (Eds.), *Paleoambientes y ocupaciones humanas del centro-oeste de Argentina durante la transición Pleistoceno-Holoceno y Holoceno*. Sociedad Argentina de Antropología, Buenos Aires, pp. 65–93.
- Tsoar, H. (1983). Dynamic processes acting on a longitudinal (seif) dune. *Sedimentology*, 30, 567-578.
- Tsoar, H. y Pye, K. (1987). Dust transport and the question of desert loess formation. *Sedimentology*, 34, 139-154.
- Van Pelt, R. S. y Zobeck, T. M. (2004). Validation of the Wind Erosion Equation (WEQ) for discrete periods. *Environ, Modell. Softw.* 19(2): 199-203.
- Vázquez, M., Grima, D. y Mazzoni, E. (2008). SIG para la evaluación y monitoreo de pequeñas cuencas endorreicas en la Patagonia Austral. Universidad de Santa Maria, Rio Grande do Sul. Brasil. *Revista Geografía, Ensino & Pesquisa*, 12(1), 1608-1620.
- Vicondo M.E., Genero M.I., Haro R. y Colazo J.C. (2016). Cultivo de cobertura post maní para controlar la erosión eólica en el S de Córdoba. In: *Actas del XXV Congreso Argentino de la Ciencia del Suelo*
- Villarreal M. L., Coronato A., Mazzoni E. y López R. (2014). Deflación en las lagunas semipermanentes de la estepa fueguina (53°S), Argentina. Enviado en junio 2013.

Revista Geológica de España. ISSN (versión impresa): 0214-2708. ISSN (Internet): 2255-1379.

- Villarreal, M. L., Coronato, A. M. J., Mazzoni, E., y Lopez, C. R. (2014). Mantos eólicos y lagunas semipermanentes de la Estepa Fueguina (53 S), Argentina.
- Villarreal, M. L., y Coronato, A. (2017). Characteristics and nature of pans in the semi-arid temperate/cold steppe of Tierra del Fuego. In *Advances in Geomorphology and Quaternary Studies in Argentina: Proceedings of the Sixth Argentine Geomorphology and Quaternary Studies Congress* (pp. 203-224). Springer International Publishing.
- Wetzel, R.G. (1983). *Limnology*. 2 Ed., 743 p, Philadelphia, Pennsylvania, Saunders.
- White, B. R. y Tsoar, H. (1998). Slope effect on saltation over a climbing sand dune. *Geomorphology* 22, 159-180.
- Wilson, S.J., Cooke, R.U. (1980). Wind erosion. In: Kirkby, M.J., Morgan, R.P.C. (Eds.), *Soil Erosion*. Wiley, Chichester, pp. 217–251.
- Zamora, O.P. y Santana, A., (1979^a). Oscilaciones y tendencias térmicas en Punta Arenas entre 1888 y 1979. *Anales del Instituto de la Patagonia* 10: 145-154.
- Zingg, A. W. (1935). Zingg th.1935. Beitrag zur Schotteranalyse. *Schweiz. Mineralogy. Petrog. Mitt*, Bd. 15, 39-140.
- Zingg, A. W. (1952). Wind tunnel studies of the movement of sedimentary material. *Proc. 5th Hydraulics Conf. Cf*, 111-135.
- Zobeck, T. M.; Sterk, G.; Funk, R.; Rajot, J. L.; Stout, J. E. y Van Pelt, S. R.(2003). Measurement and data analysis methods for field-scale wind erosion studies and model validation. *Earth Surface Processes and Landforms*, 28, pp. 1163-1188.