

UNIVERSIDAD DE CONCEPCIÓN
FACULTAD DE ARQUITECTURA, URBANISMO Y GEOGRAFÍA
DEPARTAMENTO DE GEOGRAFÍA



VARIACIONES DE LA CUBIERTA DE NIEVE EN CHILE
CENTRO – SUR (30° - 41°S) Y SU RELACIÓN CON EL
FENÓMENO ENSO

Tesis para optar al Título de Geógrafo

Marcos Gómez Cole

PROFESOR GUÍA:
Msc. Alfonso Fernández Rivera

Concepción, 2010

AGRADECIMIENTOS

Este trabajo de investigación ha sido posible gracias a la pertinente orientación de mi profesor guía, el Msc. Alfonso Fernández. Además agradezco su generosa disposición para compartir sus conocimientos.

Deseo agradecer al Dr. Aldo Montecinos del Departamento de Geofísica de la Universidad de Concepción, por su importante contribución en los aspectos relacionados con el fenómeno ENSO.

Agradezco también al Dr. Mariano Masiokas del Instituto Argentino de Nivología, Glaciología y Ciencias Ambientales (IANIGLA – CRICYT - CONICET) de Argentina, por su valiosa cooperación vinculada a algunos aspectos trascendentales de esta investigación.

Al Dr. Rolf Bürki de la Universidad de Zurich en Suiza, por su importante colaboración, respecto a las implicancias de las variaciones de la cubierta de nieve en el Mundo.

Por su constante preocupación y ayuda a lo largo de mi carrera, agradezco a la Dra. Carolina Martínez del Departamento de Geografía de la Universidad de Concepción.

A mi amiga y compañera de cordada en las montañas Manuela Federl de Alemania, por su valiosa colaboración en las correcciones de este trabajo.

Agradezco al Departamento de Geografía de la Universidad de Concepción y a cada uno de los profesores que trabajan allí, un equipo de inmejorable calidad humana, por incentivar me a ser cada día mejor.

Llegar a la cima de esta montaña no hubiera sido posible sin el importante apoyo de mis amigos de 18 Sur. Mi sincera gratitud a este grandioso grupo de líderes.

Finalmente agradezco a mi madre por su amor. A mis hermanos y sobrinos, por confiar en mí. A mis amigos Melisa Rivas, Jorge Gutiérrez y a todos los que me han acompañado en la etapa que hoy finalizo.

ÍNDICE DE CONTENIDOS

	Página
AGRADECIMIENTOS	ii
ÍNDICE DE CONTENIDOS	iii
ÍNDICE DE CUADROS	v
ÍNDICE DE FIGURAS	vi
RESUMEN	viii
ABSTRACT	ix
I. INTRODUCCIÓN	10
Marco Teórico	12
1. La cubierta de nieve desde el espacio.....	12
2. El fenómeno ENSO.....	13
3. La cubierta de nieve y el fenómeno ENSO.....	18
Objetivos	20
Hipótesis	20
Área de estudio	21
Metodología	25
1. Determinación de las variaciones de la cubierta de nieve.....	25
2. Relación entre las variaciones de la cubierta de nieve y el fenómeno ENSO.....	32
II. RESULTADOS	34
1. Superficies de la cubierta de nieve.....	34
2. Fenómeno ENSO periodo 2001 – 2005.....	39
2.1. Índice de Oscilación del Sur (SOI).....	39
2.2. Anomalías en la Temperatura Superficial del Mar (SST).....	42
3. Cubierta de nieve y fenómeno ENSO.....	45
4. Variabilidad latitudinal de las Precipitaciones y la cubierta de nieve.....	48

4.1. Región A (30° – 35°S).....	48
4.2. Región B (35° – 38°S).....	53
4.3. Región C (38° – 41°S).....	57
5. Temperatura del aire y la cubierta de nieve.....	61
5.1. Región Norte (30° - 33°S).....	61
5.2. Región Sur (33° - 41°S).....	64
III. DISCUSIÓN Y CONCLUSIONES.....	69
IV. BIBLIOGRAFÍA.....	73

ÍNDICE DE CUADROS

Cuadro 1. Datos MODIS obtenidos desde la plataforma del centro GLCF.....	26
Cuadro 2. Tabla comparativa entre las características del Compuesto de 32 días y los productos estándar del sensor MODIS.....	30
Cuadro 3. Resumen de la relación encontrada por Montecinos y Aceituno (2003) y Rosenblüth et al. (1997) entre el fenómeno ENSO y las precipitaciones y temperatura del aire, respectivamente.....	34
Cuadro 4. Superficies de la cubierta de nieve, obtenida a partir de máscaras booleanas.....	37
Cuadro 7. Valores mensuales de las anomalías de la SLP (mb), entre Tahití y Darwin...	40
Cuadro 8. Valores mensuales estandarizados de las anomalías de la SLP entre Tahití y Darwin.....	42
Cuadro 9. Valores de las anomalías (°C) de la SST en la región Niño 3.4.....	44
Cuadro 10. Valores estandarizados de las anomalías en la SST de la región Niño 3.4...	45
Cuadro 11. Jerarquía de los periodos con mayor extensión superficial de la cubierta de nieve observada en el periodo de análisis (2001 – 2005), basándose en la definición de Trenberth (1997).....	49
Cuadro 12. Superficies de la cubierta de nieve en la región A.....	50
Cuadro 13. Superficies de la cubierta de nieve en la región B.....	54
Cuadro 14. Superficies de la cubierta de nieve en la región C.....	58
Cuadro 15. Superficies de la cubierta de nieve en la región Norte.....	62
Cuadro 16. Superficies de la cubierta de nieve en la región Sur.....	66

INDICE DE FIGURAS

Figura 1. Mapa de las regiones Niño, utilizadas para medir las anomalías de la SST en el Océano Pacífico tropical.....	16
Figura 2. Síntesis geográfica de la localización del área de estudio.....	25
Figura 3. Grilla Sinusoidal de MODIS. Muestra el área global de cobertura del sensor en tiles o cuadros de 10° x 10°.....	28
Figura 4. Proyección Homolosina Interrumpida Goode en la que se encuentran disponibles las imágenes del Compuesto de 32 días de MODIS.....	29
Figura 5. Síntesis del procesamiento de las imágenes satelitales para la obtención de las superficies de la cubierta de nieve.	33
Figura 6. Máscaras booleanas de la cubierta de nieve, en las estaciones de verano e invierno (superiores e inferiores respectivamente).....	36
Figura 7. Máscara booleana de los cuerpos de agua y las superficies anexadas a la imagen, en la estación de verano del año 2005.....	38
Figura 8. Superficies de la cubierta de nieve obtenidas a partir de máscaras booleanas.....	39
Figura 9. Gráfico de los valores mensuales de las anomalías de la SLP entre Tahití y Darwin.....	41
Figura 10. Valores mensuales estandarizados de las diferencias de la SLP entre Tahití y Darwin.....	43
Figura 11. Valores mensuales de las anomalías de la SST (°C), en la región Niño 3.4.....	44
Figura 12. Valores estandarizados de las anomalías de la SST en la región Niño 3.4.....	46
Figura 13. Comparación de los valores estandarizados de las superficies de la cubierta de nieve, con los valores estandarizados de las anomalías en la SST y el SOI, en las estaciones de invierno y verano de cada año.....	48
Figura 14. Valores estandarizados de las superficies de la cubierta de nieve en la región A.....	51
Figura 15. Comparación de los valores estandarizados de las superficies de la cubierta de nieve, anomalías en la SST y el SOI, para la estación de verano en la región A.....	52
Figura 16. Comparación de los valores estandarizados de las superficies de la cubierta de nieve, anomalías en la SST y el SOI, para la estación de invierno en la región A.....	53

Figura 17. Valores estandarizados de las superficies de la cubierta de nieve en la región B.....	55
Figura 18. Comparación de los valores estandarizados de las superficies de la cubierta de nieve, anomalías en la SST y el SOI, para la estación de verano en la región B.....	56
Figura 19. Comparación de los valores estandarizados de las superficies de la cubierta de nieve, anomalías en la SST y el SOI, para la estación de invierno en la región B.....	57
Figura 20. Valores estandarizados de las superficies de la cubierta de nieve en la región C.....	59
Figura 21. Comparación de los valores estandarizados de las superficies de la cubierta de nieve, anomalías en la SST y el SOI, para la estación de verano en la región C.....	60
Figura 22. Comparación de los valores estandarizados de las superficies de la cubierta de nieve, anomalías en la SST y el SOI, para la estación de invierno en la región C.....	61
Figura 23. Valores estandarizados de las superficies de la cubierta de nieve en la región Norte.....	63
Figura 24. Comparación de los valores estandarizados de las superficies de la cubierta de nieve y el SOI, para la estación de verano en la región Norte.....	64
Figura 25. Comparación de los valores estandarizados de las superficies de la cubierta de nieve y el SOI, para la estación de invierno en la región Norte.....	65
Figura 26. Valores estandarizados de las superficies de la cubierta de nieve obtenidas en la región Sur.....	67
Figura 27. Comparación de los valores estandarizados de las superficies de la cubierta de nieve y el SOI, para la estación de verano en la región Sur.....	68
Figura 28. Comparación de los valores estandarizados de las superficies de la cubierta de nieve y el SOI, para la estación de invierno en la región Sur.....	69

RESUMEN

Mediante imágenes satelitales provenientes del sensor MODIS, se determinaron las variaciones estacionales de la cubierta de nieve para el periodo 2001 – 2005 en Chile Centro – Sur (30° - 41°S). Al comparar las superficies de la cubierta de nieve con las anomalías en la SST y con los valores del SOI, se observó una correspondencia entre la presencia de eventos El Niño y anomalías positivas en la extensión de la cubierta de nieve, cuando las anomalías de la SST en el Pacífico tropical fueron superiores a 1°C. Además, se detectó una concordancia entre las fluctuaciones positivas de la cubierta de nieve en la estación de invierno, con anomalías positivas de la cubierta de nieve en el verano siguiente. Posteriormente, se analizó el comportamiento latitudinal de las anomalías pluviométricas relacionadas con el fenómeno ENSO, evidenciando una mayor correspondencia con las variaciones de la cubierta de nieve en el invierno, al Norte de los 38°S, mientras que las anomalías en la temperatura del aire, vinculadas al fenómeno ENSO, mostraron una mayor correspondencia con las variaciones de la cubierta de nieve en el invierno, al Norte de los 33°S. Este estudio destaca además la importancia de los estudios sobre la cubierta de nieve en Chile, considerando los potenciales cambios climáticos que afectarían la disponibilidad de agua en la región más poblada del país.

Palabras claves: Cubierta de nieve, Sensoramiento remoto, ENSO, Variabilidad climática, Recursos hídricos.

ABSTRACT

The seasonal variation of the snow cover in South - Central Chile (30° - 41°S), between 2001 and 2005, was defined on the basis of satellite images from the sensor MODIS. The surfaces of the snow cover were compared with the anomalies in SST and the value of the SOI. It was observed that there is a correspondence between the presence of the El Niño events and the positive anomalies in the extension of the snow cover when the anomalies from the SST in the tropical Pacific region were higher than 1°C in winter. On the other hand, positive fluctuations of the snow cover in the winter season were agreed with positive anomalies of the snow cover in the following summer season. Following the initial investigation, the latitudinal behaviour of the rain measuring anomalies in connection with the phenomenon ENSO was investigated. On the one hand, a higher correspondence with the variations of the winter snow cover North of 38°S was observed. On the other hand, the air temperature anomalies, connected with the ENSO, showed a major correspondence with the variations of the winter snow cover North of 33°S. In addition, this study highlights the importance of the research regarding the snow cover in Chile, considering potential climate effects, which could affect the availability of water in the most populated region in the country.

Key words: Snow cover, Remote sensing, ENSO, Climate variability, Water resources.

I. INTRODUCCIÓN

La cubierta de nieve estacional es la principal fuente de alimentación de los ríos en las principales regiones montañosas, y más de un billón de personas en el Mundo depende de esta fuente de recursos hídricos. Por otra parte, la nieve es también un importante factor en el transporte, el turismo de invierno, la agricultura y la ganadería, así como también cumple un importante rol en diversos ecosistemas (PNUMA, 2007). Otro aspecto relevante acerca de la cubierta de nieve es su influencia en el clima. Por ejemplo, cambios en la extensión y duración de la cubierta de nieve provocan importantes cambios en el albedo de la superficie terrestre y la temperatura del aire (PNUMA, 2007).

Debido a lo anterior, el estudio del comportamiento de la cubierta de nieve es el principal destino de algunas investigaciones de las Ciencias de la Tierra (Escobar y Aceituno, 1998; Cervený et al., 1987; Klein et al., 1998; Masiokas et al., 2006), y la manera más eficiente de hacerlo es mediante el sensoramiento remoto desde satélites, ya que las propiedades físicas de la nieve permiten su óptimo monitoreo desde el espacio (Klein et al., 1998).

Los primeros mapas de la cubierta de nieve para el Hemisferio Norte fueron elaborados por la NOAA (siglas en inglés para Administración Nacional de Asuntos Oceánicos y Atmosféricos), y están disponibles desde 1966, siendo el sensor MODIS (siglas en inglés para Espectroradiómetro de Imágenes de Resolución Moderada), uno de los más utilizados en la elaboración de mapas de nieve. MODIS fue lanzado al espacio el 18 de Diciembre de 1999 a bordo del satélite Terra del EOS (siglas en inglés para Sistema de Observación de la Tierra), y es uno de los cinco instrumentos que posee este satélite (Hall et al., 2002).

A diferencia del Oeste Norteamericano o de los Alpes en Europa, los registros de nieve en los Andes de Sudamérica son aún limitados en extensión espacial y temporal. Las investigaciones acerca de la variabilidad reciente de la cubierta de nieve en los Andes centrales son particularmente necesarias en vista de los posibles escenarios de cambio climático para el área. En el caso de la cubierta de nieve regional, se ha registrado una alta correlación positiva con el invierno y el total de precipitaciones en Chile central, reflejando la importancia de las masa de aire del Oeste en la regulación de la caída de nieve sobre las montañas (Masiokas et al., 2006).

El régimen pluviométrico de Chile Centro – Sur (30° – 41°S) se caracteriza por precipitaciones generalmente frontales ocurridas entre los meses de Mayo y Septiembre, producidas por la migración estacional del anticiclón del Pacífico Sur oriental, favoreciendo la precipitación nival sobre las montañas (Escobar y Aceituno, 1998). La línea que separa las áreas cubiertas, de las áreas libres de nieve, denominada línea de nieves (Kleindienst et al., 2000), puede ser determinada mediante dos factores, uno es la proporción de ablación, y el otro es la proporción de precipitación de nieve. Como la temperatura depende de la altitud, la ablación puede ser mayor o menor, y cero a una cierta altitud en donde la temperatura es cercana a los 0°C. Por el contrario, a una temperatura también cercana a los 0°C y a una determinada altitud, la precipitación cae en forma de nieve. De esta forma es posible asociar la altitud de la línea de nieves con la altitud de la isoterma de 0°C (Morinaga et al., 1987). En Chile Central, la altitud en donde la ganancia y la pérdida de masa de los glaciares se igualan a cero, denominada ELA (siglas en inglés para Altitud de la Línea de Equilibrio), se ha elevado durante el último cuarto del siglo XX (Carrasco et al., 2008). Del mismo modo, la isoterma de 0°C se ha elevado durante los últimos 25 años en Chile Central (Casassa et al., 2003), proceso observado luego del cambio de modo de la temperatura del Océano Pacífico tropical ocurrido entre los años 1976 y 1977 (Carrasco et al., 2008). El ascenso de la isoterma de 0°C en esta parte de los Andes, implicaría también el ascenso de la ELA de los glaciares en zonas templadas, la que coincide aproximadamente con la línea de nieves hacia fines del verano. (Paterson, 1994). Sin embargo, en 1932 Walker y Bliss identificaron anomalías pluviométricas en Chile central asociadas al denominado fenómeno ENSO (siglas en inglés para El Niño - Oscilación del Sur), en donde durante la estación de invierno de la fase negativa, en los eventos El Niño, las precipitaciones exceden el valor normal, mientras que durante la fase positiva, La Niña, suele ocurrir un déficit pluviométrico (Aceituno, 1992).

Pese a la importancia de conocer el comportamiento de la cubierta de nieve, en relación a la variabilidad climática de distinto origen en Chile Centro - Sur, los estudios son aún escasos, existiendo algunas aproximaciones al tema de la relación entre el fenómeno ENSO y las variaciones de la cubierta de nieve en la región, mediante los trabajos realizados por Cerveny et al. (1987), Escobar y Aceituno (1998) y Masiokas et al. (2006). Sin embargo, estas investigaciones se han visto limitadas por la disponibilidad de los datos necesarios a una escala espacial y temporal óptima para el análisis del

comportamiento de la cubierta de nieve en la región. Es por lo anterior que el principal objetivo planteado para este trabajo consiste en analizar la relación entre las variaciones de la cubierta de nieve en Chile Centro – Sur (30° – 41°S) y el fenómeno ENSO, utilizando para ello imágenes satelitales de libre acceso provenientes del sensor MODIS para determinar las fluctuaciones estacionales de la cubierta de nieve, y finalmente determinar su relación con el fenómeno ENSO.

Marco Teórico

1. La cubierta de nieve desde el espacio

La nieve es un conjunto de granos de hielo y aire, que cuando está cerca del punto de fusión para su nivel de presión, tiene también una importante fracción de agua líquida. La nieve también puede incluir partículas e impurezas químicas, polvo, carbón, polen y otras materias vegetales, como también pequeñas cantidades de ciertos aniones y cationes. Consecuentemente, las propiedades ópticas de la nieve dependen del tamaño y la geometría de los granos de hielo, de las inclusiones de agua líquida y de las impurezas sólidas y solubles (Dozier, 1989).

Frente a la dificultad que significa realizar mediciones de nieve en áreas montañosas, las imágenes satelitales permiten la observación de un continuo espacial de información obtenida a una escala de tiempo determinada. Con ello, el estudio de la cubierta de nieve y sus variaciones temporales puede ser realizado mediante la teledetección. Algunas aplicaciones de la teledetección al estudio de la variabilidad de la cubierta de nieve se pueden encontrar en los trabajos de Dozier (1989), Klein et al. (1998) Pu et al. (2007) y Dozier et al. (2008).

Una de las ventajas de la teledetección en los análisis de superficies, es la entrega de información espacial necesaria para la evaluación de la variabilidad espacial y temporal. Respecto de este tipo de información proporcionada por los satélites, es conveniente definir el concepto de resolución como la habilidad para discriminar información detalle en una imagen (Chuvienco, 1996). Existen cuatro tipos de resolución: espacial, espectral, radiométrica y temporal.

Resolución espacial: El término dice relación con el objeto más pequeño que puede ser distinguido sobre una imagen. Depende de la altura orbital, velocidad de exploración y número de detectores.

Resolución espectral: Indica el número y ancho de las bandas espectrales que puede discriminar el sensor, dentro del espectro electromagnético.

Resolución radiométrica: Se refiere a la sensibilidad del sensor, es decir, a su capacidad para detectar variaciones en la radianza espectral que recibe.

Resolución temporal: Corresponde a la frecuencia de cobertura que proporciona el sensor.

Utilizando bandas del espectro visible de las imágenes satelitales, las nubes pueden ser fácilmente distinguibles de la nieve por su textura, pero esto no es posible cuando la nieve y las nubes saturan al sensor, como frecuentemente ocurre en primavera. En este caso sería conveniente utilizar bandas de longitudes de onda termales, ya que las nubes pueden ser más cálidas o más frías que la cubierta de nieve, presentando distintas firmas espectrales (Dozier, 1989).

Los mapas de la cubierta de nieve elaborados por la NOAA para el Hemisferio Norte, están disponibles desde 1966. Estos mapas han suministrado información continua, que ha sido utilizada para diversos estudios (Baumgartner et al., 1991; Kleindienst et al., 2000; Lascano y Velasco, 2007; Corbari et al., 2008). Sin embargo, es necesario disponer de un conjunto de datos que hayan utilizado técnicas objetivas para determinar la cobertura de nieve para que estos mapas puedan ser utilizados como entradas para modelos climáticos (Hall et al., 2002).

2. El fenómeno ENSO

Se denomina ENSO (siglas en inglés para El Niño – Oscilación del Sur) al fenómeno producido en la interrelación Océano – Atmósfera, que está compuesto por una fase cálida y otra fría, desarrollándose de manera irregular y aperiódica (Díaz y Markgraf, 2000). Fueron Walker y Bliss (1932) quienes propusieron el nombre de Oscilación del Sur para describir el fenómeno.

Uno de los indicadores fundamentales para el estudio del fenómeno ENSO es el SOI (siglas en inglés para Índice de Oscilación del Sur), una medida de las fluctuaciones de gran escala en la presión del aire que ocurren entre el Oeste y el Este del Pacífico tropical durante los episodios el Niño y la Niña (Ropelewski y Jones, 1987; Trenberth, 1997; Doherty y Hulme, 2002).

Este índice se calcula en base a las diferencias normalizadas en las anomalías de la presión del aire entre Tahití (17°40'S – 149°27'O) y Darwin (12°24'S – 130°52'O). En

general, las series de tiempo del SOI se correlacionan significativamente con cambios en la temperatura del océano a lo largo del Pacífico Este tropical. La fase negativa del SOI (evento El Niño) muestra una presión del aire bajo lo normal en Tahití y sobre lo normal en Darwin (Díaz y Markgraf, 2000). Periodos prolongados de valores negativos del SOI coinciden con un calentamiento anormal de las aguas del océano que cruzan el Pacífico Este tropical típico de los episodios El Niño, en tanto que periodos prolongados de valores positivos del SOI coinciden con un enfriamiento anormal de las aguas del océano que cruzan el Pacífico Este tropical típico de los episodios La Niña (NOAA, 2003).

Para medir las anomalías de la SST (siglas en inglés para Temperatura Superficial del Mar) en el Océano Pacífico, se han utilizado diversas regiones. La región Niño 1 (5° - 10° S, 80° - 90° O), localizada frente a las costas de Perú y Ecuador, es sensible a los cambios oceánicos y atmosféricos, aunque especialmente a los cambios estacionales y a los ocurridos durante los eventos El Niño. La región Niño 2 (0° - 5° S, 80° - 90° O), representa la región de las Islas Galápagos en el Pacífico ecuatorial. Los procesos que ocurren en esta área son también sensibles a los cambios estacionales, pero también a los cambios en el ambiente marino, ocurridos en presencia de eventos El Niño. La región Niño 2 es una zona de transición entre el Océano Pacífico central y el Este ecuatorial, por lo tanto sensible a los cambios que ocurren en las regiones Niño 1 y Niño 3. Niño 3 (5° N - 5° S, 90° - 150° O) se encuentra en el Pacífico ecuatorial central, donde se registra una importante señal de la presencia de eventos El Niño, pero no es muy sensible a los cambios estacionales en la interacción Océano - Atmósfera. La región Niño 4 (5° N - 5° S, 150° O - 160° E) abarca parte del Pacífico Oeste ecuatorial. Aquí se registran las más altas temperaturas superficiales del Pacífico. Durante un evento El Niño, el cambio en la temperatura superficial del océano es relativamente pequeño, pero de gran relevancia pues se producen variaciones en la nubosidad que se desplazan hacia el Pacífico central (Glantz, 1996). En Abril de 1996 la NOAA propuso la región Niño 3.4, localizada entre los 5° N - 5° S y los 120° - 170° O (Figura 1), con el fin de permitir a los investigadores comprender mejor el comportamiento de la SST en el límite de las regiones 3 y 4, ya que por ejemplo, durante el desarrollo de eventos El Niño, se observaban cambios en tanto en la región Niño 3, como en la región Niño 4, es decir alrededor de los 150° O (Trenberth, 1997)

Utilizando la región Niño 3.4, Trenberth (1997) definió a los eventos El Niño como periodos en los que, durante 5 meses consecutivos, el promedio de las anomalías de la

SST se encuentran por sobre los $0,4^{\circ}\text{C}$ durante 6 meses o más. Por el contrario, la fase La Niña ocurre cuando el promedio de las anomalías de la SST durante 5 meses consecutivos para la región Niño 3.4 es inferior a $-0,4^{\circ}\text{C}$ durante 6 meses o más.

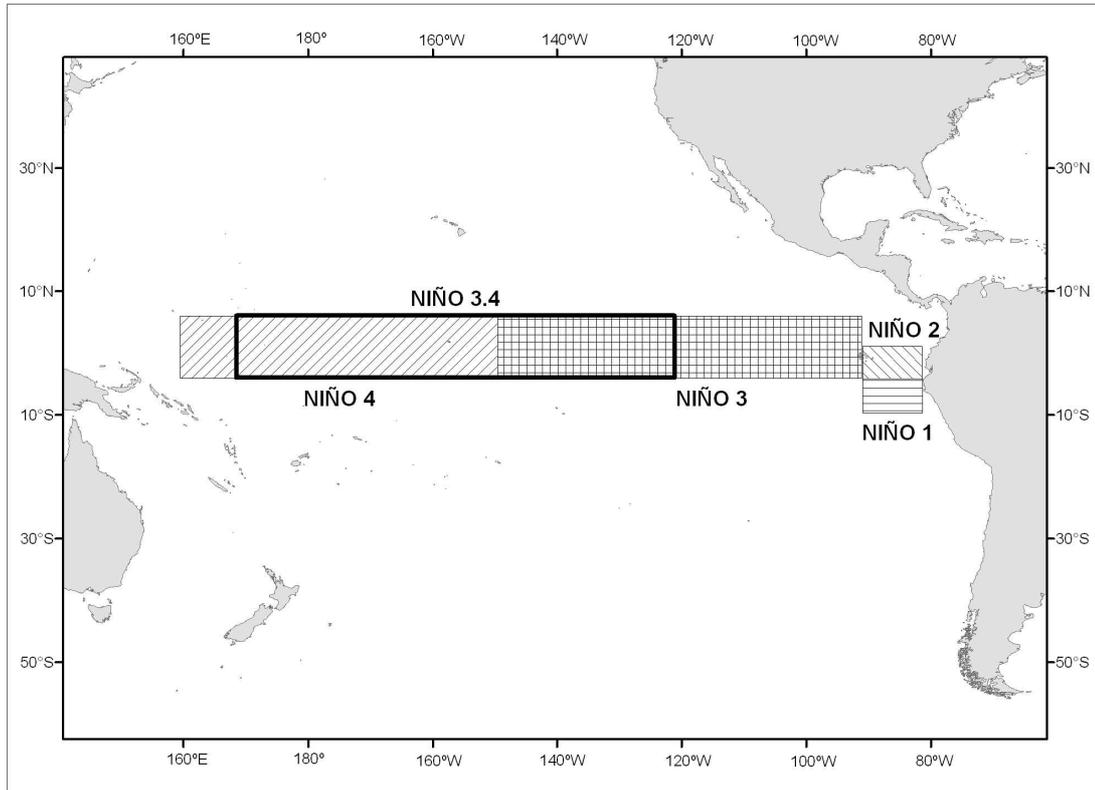


Figura 1. Mapa de las regiones Niño, utilizadas para medir las anomalías de la SST en el Océano Pacífico tropical.

Fuente: Trenberth (1997).

El fenómeno ENSO tiene una gran importancia en el sistema climático global, ya que su comportamiento explicaría una serie de anomalías que se producen en diversas partes del mundo, conocidas como teleconexiones (Díaz y Markgraf, 2000). En un artículo del año 1975, los científicos alemanes Hermann Flohn y Heribert Fleer afirman la existencia de conexiones entre eventos El Niño y las sequías del Noreste de Brasil, como a su vez, conexiones entre las sequías de Brasil y fluctuaciones en el nivel del lago Chad en la mitad del desierto del Sahara. La corriente del río Nilo en Aswan se asoció hacia el occidente con los cambios en el lago Chad y al oriente con sequías en la India. La

asociación entre el fenómeno ENSO y las variaciones de los monzones en el subcontinente indio permite inferir que las teleconexiones rodean a la Tierra. Otra teleconexión observada consiste en el aumento de la temperatura alrededor de todo el cinturón tropical, luego de unos meses desde el máximo calentamiento de la superficie del mar durante eventos El Niño. Sin embargo, la teleconexión mejor conocida es la que ocurre entre el Océano Pacífico Oriental y el Occidental. Las teleconexiones del fenómeno ENSO no se restringirían sólo a la región ecuatorial, ya que la presencia de eventos El Niño afectan a los patrones de circulación de Walker y de Hadley, y de esta forma propagan las teleconexiones a regiones extratropicales (Glantz, 1996).

Desde su descripción original realizada por Walker y Bliss (1932), el fenómeno ENSO ha sido identificado como un importante factor de variabilidad interanual de las precipitaciones en Chile Central (Aceituno, 1992; Montecinos et al., 2000; Montecinos y Aceituno, 2003). Durante la fase negativa de la Oscilación del Sur, en los episodios de El Niño, las precipitaciones exceden el valor normal, mientras que durante la fase positiva suele ocurrir un déficit pluviométrico (Aceituno, 1992). Las principales tormentas ocurridas en el invierno en Chile Central, durante eventos El Niño, tendrían relación con la actividad de bloqueo sobre el mar de Bellingshausen (90°S), una teleconexión del fenómeno ENSO (Rutlland y Fuenzalida, 1991).

Montecinos et al. (2000) estudiaron los cambios estacionales de la relación entre la SST y las precipitaciones sobre una base de tiempo bimensual, concluyendo que la variabilidad intraestacional en la circulación atmosférica podría explicar la ocurrencia de anomalías mensuales en las precipitaciones, opuestas en signo a lo observado normalmente durante el fenómeno ENSO. Identificaron 4 franjas con un comportamiento relativamente homogéneo: la costa Pacífico (Chile Central), la franja Continental a lado Este de los Andes (70° – 65°O), la franja Continental Central (65° – 60°O) y la Costa Atlántica al Este de los 60°O. Respecto de Chile Central, es un sector caracterizado por un contraste bien definido entre las condiciones extremas y permanentes de aridez en la sección Norte y por condiciones de mayor humedad hacia el Sur. Pese a que existiría un cierto aumento en las precipitaciones de Febrero a Marzo, el mayor aumento estacional ocurre entre Abril y Mayo. De Junio a Julio el cambio en las precipitaciones es relativamente pequeño, a pesar de un ligero aumento observado al Norte de los 33°S y una disminución en la región hacia el Sur de esta latitud. La disminución significativa de las precipitaciones entre Agosto a Septiembre indica el fin de la temporada de lluvias.

Montecinos et al. (2000) concluyeron que la relación entre SST y las precipitaciones muestra una marcada estacionalidad y adquiere una significancia específica para cada región ubicada a ambos lados del continente. Con algunas excepciones, la relación establecida es del tipo: Calentamiento – Lluvia (C/LL) / Enfriamiento – Aridez (E/A). La relación simultánea entre la SST y las precipitaciones es más significativa durante el segundo semestre del año, cuando la relación ENSO – anomalías en la SST del Pacífico Tropical alcanza su máximo valor, y por lo tanto su influencia sobre el clima mundial es más alta. Adicionalmente, encontraron una tendencia significativa para las anomalías positivas y negativas de precipitaciones al lado Oeste del continente (Chile Central, 30° – 35°S) durante el invierno cuando las condiciones anómalas de calentamiento y enfriamiento prevalecen en el Pacífico ecuatorial. Durante la primavera, la región con una relación C/LL – E/A en Chile se mueve en una banda latitudinal entre los 35° y los 45°S. En verano, una tendencia al déficit de precipitaciones fue encontrada para Chile Centro – Sur durante las condiciones de calentamiento en el Pacífico Ecuatorial central. Finalmente este estudio concluyó que en las 2 regiones con una relación significativa C/LL – E/A, las anomalías ENSO – precipitaciones estarían mejor definidas después del máximo en el ciclo anual de precipitaciones (Julio – Agosto en Chile).

Posteriormente, Montecinos y Aceituno (2003) analizaron los datos de precipitaciones provenientes de 49 estaciones en Chile central (30° – 41°S) para el periodo 1958 - 1999, logrando diferenciar tres principales regiones que evidenciarían un comportamiento distinto en la relación ENSO – variabilidad de las precipitaciones. En primer lugar existiría una región A comprendida entre los 30° y los 35°S que evidenciaría la mayor influencia del fenómeno ENSO en la variabilidad interanual de las precipitaciones ocurridas en Chile Central (30° – 41°S) durante la estación de invierno, existiendo una significativa correlación entre la SST y los extraordinarios montos de precipitaciones obtenidos durante las fases El Niño para el periodo 1958 – 1999. En segundo lugar, una región B comprendida entre los 35° y los 38°S evidenciaría una mayor influencia del fenómeno ENSO sobre la variabilidad interanual de las precipitaciones hacia fines de la estación de primavera en Chile Centro - Sur (30° – 41°S), ya que existiría una fuerte relación entre la SST y los mayores montos de precipitaciones registrados entre los años 1958 – 1999 asociados a la presencia de la fase El Niño. Finalmente Montecinos y Aceituno (2003) describen una tercera región C comprendida entre los 38° y los 41°S, en la que la mayor relación entre el fenómeno ENSO y la variabilidad interanual de las

precipitaciones en Chile central (30° – 41°S) se presentaría durante la estación de verano a través de una evidente sequía durante los eventos El Niño, relacionados con la SST registrada en el periodo 1958 - 1999.

En relación a la variabilidad de la temperatura del aire en superficie en Chile, Rosenblüth et al. (1997) utilizaron datos de temperaturas provenientes de estaciones localizadas entre los 18° y 53°S, caracterizando el comportamiento de éstas durante el periodo 1933 – 1992.

Rosenblüth et al. (1997) realizaron una comparación de los promedios de temperatura obtenidos durante el periodo de análisis, con los valores del SOI, estableciendo que la correlación entre el fenómeno ENSO y la temperatura del aire decrece de Norte a Sur. Sin embargo, se diferenciarían dos regiones, una ubicada al Norte de los 33°S, en donde la correlación sería mayor en la estación de invierno, y otra al Sur de los 33°S, en donde la correlación con el SOI sería mayor en verano, aunque estadísticamente no significativa. Por otra parte, en la región Norte existiría una mejor correlación anual que estacional entre el SOI y la temperatura del aire.

3. La cubierta de nieve y el fenómeno ENSO

Existen escasas aproximaciones a la comprensión de la relación entre la nieve y el fenómeno ENSO en Chile (Cerveny et al., 1987; Escobar y Aceituno, 1998; Masiokas et al., 2006). Sin embargo, en gran medida, estos trabajos se han visto limitados por la disponibilidad de información a una escala temporal y espacial óptima.

Cerveny et al. (1987), mediante el análisis de una serie de imágenes satelitales para el periodo 1974 – 1983, encontraron una fuerte relación inversa entre la cubierta de nieve de Sudamérica y el Índice estandarizado de la Oscilación del Sur, pero esta relación se limitaría al Norte de los 45°S. Por otra parte, Escobar y Aceituno (1998), en el análisis de 17 rutas de nieve localizadas entre los 30° y 37°30'S, encontraron que la influencia de El Niño en el sector andino entre los 30° y 35°S se caracterizaría por una precipitación nival anormalmente alta cuando la anomalía en la SST es superior a 1,0°C en el Pacífico ecuatorial central, y que por el contrario si la anomalía térmica es inferior a -0,5°C en esta región, existiría una alta probabilidad de un déficit de nieve.

Masiokas et al. (2006) sugieren que existiría una alta correlación positiva entre los registros de la cubierta de nieve y la SST y una alta correlación negativa entre la cubierta de nieve y las anomalías en la SLP (siglas en inglés para Presión a Nivel del Mar),

observadas durante la estación del invierno austral (Junio a Septiembre), aunque las condiciones precedentes a la estación fría tendrían una escasa o nula influencia sobre la acumulación de nieve en el invierno en esta región, lo que dificulta la predicción del comportamiento de la cubierta de nieve. En relación a lo anterior, Masiokas et al. (2006) también afirman que la descarga de los ríos a ambos lados de los Andes centrales de Chile y Argentina, estaría fuertemente correlacionada con los registros de la cubierta de nieve, mostrando una marcada similitud de variabilidad interanual y tendencias que sugieren la existencia de una señal hidrológica regional entre los 31° y los 37°S. Por lo tanto, la asociación entre la cubierta de nieve del invierno y la escorrentía del verano, sugiere que los registros de caudales podrían ser usados como sustitutos de las variaciones de la cubierta de nieve para la mayor parte del siglo pasado (Masiokas et al., 2006).

Aceituno y Vidal (1990), utilizando información hidrológica, estudiaron la variabilidad interanual de las precipitaciones en el sector andino de Chile central en relación a las anomalías de SST en el Pacífico central durante el invierno. Establecieron que la variabilidad interanual de las precipitaciones en el sector andino de Chile central, hasta aproximadamente los 35°S, estaría relacionada con el fenómeno ENSO y las perturbaciones en el estado térmico de las aguas superficiales del Pacífico central. Así también determinaron que durante los años El Niño, mientras los caudales de deshielo en general se incrementarían, revelando una mayor frecuencia e intensidad en las tormentas de invierno y en los años en que predominan anomalías negativas en la SST, los caudales tienden a ser inferiores al valor medio, lo que revelaría una tendencia al déficit pluviométrico.

Los estudios sobre el comportamiento de la cubierta de nieve en Chile Centro – Sur son una valiosa información que amplía el conocimiento de la cantidad de agua almacenada, los que permitirían su adecuada gestión. Por otra parte, la cubierta nival afecta directamente la determinación de los balances de radiación y agua que alimentan los modelos para estudios del clima y del ciclo hidrológico. Dada la importancia de conocer la distribución del manto nival y su evolución estacional, los datos provistos por los sensores remotos comenzaron a usarse con este fin a partir de 1966 (Lascano y Velasco, 2007). La primera aplicación de la teledetección en el estudio del comportamiento de la cubierta de nieve en relación con el fenómeno ENSO en América

del Sur, realizada por Cerveny et al. (1987), se vio limitada por la cantidad de datos de satélites disponibles en el periodo de análisis.

Objetivos

Objetivo General

Analizar la relación entre las variaciones de la cubierta de nieve en Chile Centro – Sur (30° - 41°S) y el fenómeno ENSO.

Objetivos específicos

- Determinar las variaciones espacio – temporales de la cubierta de nieve en Chile Centro – Sur (30° - 41°S) entre los años 2001 y 2005.
- Contrastar las variaciones de la cubierta de nieve en Chile Centro – Sur (30° - 41°S) con los índices que definen la presencia del fenómeno ENSO.
- Analizar la relación entre la variabilidad latitudinal de las precipitaciones y las variaciones de la cubierta de nieve en presencia del fenómeno ENSO en Chile Centro – Sur (30° - 41°S).
- Analizar la relación entre la variabilidad latitudinal de la temperatura del aire y las variaciones de la cubierta de nieve en presencia del fenómeno ENSO en Chile Centro – Sur (30° - 41°S).

Hipótesis

Diversos trabajos afirman la existencia de una estrecha relación entre el fenómeno ENSO y la variabilidad climática de Chile Centro – Sur (Aceituno, 1992; Rosenblüth et al., 1997; Montecinos y Aceituno, 2003). Debido a que las precipitaciones invernales presentan anomalías positivas en presencia de eventos El Niño (Montecinos y Aceituno, 2003) y la extensión de la cubierta de nieve es una función principal de las precipitaciones, ésta presentará una mayor superficie ante la presencia de eventos El Niño durante el invierno.

Área de estudio

Chile Centro – Sur en el contexto geográfico

América del Sur está inserta en un Hemisferio caracterizado por la presencia de una mayor superficie oceánica que continental, a diferencia del Hemisferio Norte. Lo anterior tiene una gran relevancia en la diferenciación climática de la región, en la que además se encuentra la cordillera emergida más extensa del planeta. Chile Centro – Sur, entre los 30° y 41°S, se encuentra entre dos zonas de contraste climático (Figura 2). Al Norte se presentan condiciones de extrema aridez, en tanto que hacia el Sur se presenta un clima templado frío, con altos montos de precipitaciones. Los eventos de mayores precipitaciones en esta región, se presentan entre los meses de Mayo y Septiembre, producto de la migración estacional del anticiclón subtropical del Pacífico Suroriental, y de los sistemas de bajas presiones circumpolares y frentes asociados (Escobar y Aceituno, 1998). El anticiclón del Pacífico en invierno se ubica entre los 30° y 35° de latitud Sur y entre los 35° y 40° de latitud Sur en el verano, e implica la presencia de cielos despejados y ausencia de precipitaciones. Mientras que entre los 45° y 55°S, se localiza un centro de baja presión, el que en invierno se desplaza hacia el Norte, generando una alta nubosidad y precipitaciones. Al Norte de los 30°S se presenta el sistema de vientos alisios, que se mueve de Este a Oeste hasta la Zona de Convergencia Intertropical (ZCIT). La presencia de eventos El Niño produce un debilitamiento del anticiclón del Pacífico, como también un debilitamiento de los vientos alisios (Díaz y Markgraf, 2000).

Frente a las costas de Chile Central se encuentra la corriente marina fría de Humboldt y por el Sur, la corriente del Cabo de Hornos. La corriente de Humboldt está relacionada con la presencia de una alta biodiversidad marina, y por lo tanto, con importantes implicancias en actividades económicas como la pesca. La corriente de Humboldt es también un importante factor en el comportamiento climático Sudamericano, ya que funciona como un moderador de las temperaturas en la costa. Los vientos alisios desvían a la corriente fría de Humboldt, la que va de Oeste a Este, hasta las costas de Indonesia (Glantz, 1996).

Desde el punto de vista climático, en América del Sur se distingue una gran variedad de climas que van desde los tropicales con una alta pluviosidad, hasta los extremadamente áridos. Al respecto, es posible observar dos grandes regiones desérticas, representadas por el Desierto de Atacama en el Norte de Chile y las Pampas

patagónicas en el Sur de Argentina, ambas caracterizadas por una extrema aridez. Sin embargo, en la región desértica en la que se encuentra el altiplano de Bolivia y el Norte de Chile se observan precipitaciones estivales, asociadas al centro de baja presión proveniente del Amazonas, lo que significa una importante fuente de recursos hídricos en el desierto más árido de la Tierra (Romero, 1985). Adicionalmente, un centro de baja presión generado sobre el Chaco argentino y la fuerza de los vientos del Este, provenientes del Amazonas, pueden llegar a producir lluvias convectivas en una parte importante de la vertiente oriental de los Andes, alcanzando incluso los 35°S (Garreaud et al., 2007). Una gran parte del continente posee un clima tropical, caracterizado por una alta pluviosidad que permite el desarrollo de un bioma selvático de gran extensión. En América del Sur se advierten climas templados que dan soporte a una gran cantidad de población, tanto en Argentina como en Chile, permitiendo además el desarrollo de una intensiva actividad agrícola (Romero, 1985). En la región templada de Chile se desarrolla una formación vegetal conocida Bosque Templado de Tipo Valdiviano, caracterizada por la presencia de especies arbóreas caducifolias y perennes que se asocian a una ecorregión presente en otros distantes lugares del Mundo como Nueva Zelanda o Tasmania (Donoso, 1993). Hacia el Sur de la región subtropical en Chile se encuentra una región templada fría, caracterizada por una muy alta pluviosidad, pero de bajas temperaturas, asociada a la presencia de un centro de baja presión localizado al Sur del continente y que interviene en la formación de un frente frío que aporta constantes precipitaciones a esta región, las que permiten la existencia de una vegetación adaptada especialmente a una pluviosidad que bordea los 5.000 mm. anuales y a los fuertes vientos presentes en la región (Garreaud et al. 2007). Por otra parte, en la zona central de Argentina es posible advertir la presencia de un clima estepárico, desarrollado como una transición entre el desierto frío del Sur y el clima templado más al Norte. Finalmente, a lo largo de toda la cordillera de los Andes se extiende un clima de montaña, el que está fuertemente influenciado por la altitud, generando una mayor diversidad de climas, y con ello el desarrollo de una diferenciación altitudinal de la vegetación y los diversos ecosistemas (Strahler y Strahler, 1994). Lo anterior permite identificar una serie de actividades productivas fuertemente dependientes de los recursos hídricos, vinculadas con este gradiente. Entre estas actividades, destacan la minería, la ganadería, el turismo y la generación de hidroelectricidad (Romero, 1985).

La cordillera de los Andes, entre los 30° y los 41°S (con una longitud de 1.000 Kms aproximadamente), se caracteriza por una progresiva disminución en altitud a medida que se incrementa la latitud. La cumbre más alta de esta región es el Monte Aconcagua de 6.962 m.s.n.m. (32°S), siendo además la montaña más alta de América del Sur. Mientras que hacia el Sur, se observan cumbres que escasamente superan los 2.000 m.s.n.m.. Esta región constituye la llamada Zona Volcánica del Sur (ZVS), ya que presenta una serie de volcanes, de distinto grado de actividad, destacándose entre ellos, los volcanes Maipo (5.264 m.s.n.m.), Llaima (3.125 m.s.n.m.), Villarrica (2.840 m.s.n.m.) y Osorno (2.650 m.s.n.m.) (González-Ferrán, 1995). La cordillera de los Andes, en esta parte de Chile presenta numerosos pasos fronterizos que conectan con Argentina, y que son importantes vías, para una gran cantidad de flujos tanto comerciales como demográficos.

La cordillera de los Andes funciona además como un biombo climático que detiene el paso de las masas de aire cargadas de humedad provenientes del Oeste, y las obliga a precipitar a barlovento del sistema montañoso, mientras que a sotavento se reducen drásticamente los montos de precipitaciones. Lo anterior explica una diferenciación climática tan desigualmente repartida entre Chile y Argentina. La mayor cantidad de precipitaciones ocurridas a barlovento de la cordillera de los Andes, se producen entre los meses de Mayo y Septiembre, las que junto a la cubierta de nieve y los glaciares, tienen un importante rol en el régimen hidrológico de los ríos y sistemas lacustres presentes en Chile Central (Romero, 1985).

En Chile Centro – Sur entre los 30° y 41°S se concentra alrededor del 90% de la población total del país (INE, 2003), lo que implica una gran presión de diversas actividades sobre los recursos hídricos. Debido a que la cubierta de nieve es la principal fuente de alimentación de los ríos a ambos lados de la cordillera, la comprensión de los fenómenos que afectan a su comportamiento espacial y temporal resultan de enorme relevancia para la gestión de los recursos hídricos en esta región (Masiokas et al., 2006).



Figura 2. Síntesis geográfica de la localización del área de estudio.

Fuente: Viers (1987).

Metodología

1. Determinación de las variaciones de la cubierta de nieve

Para determinar las variaciones experimentadas por la cubierta de nieve, entre los años 2001 y 2005, se utilizaron imágenes satelitales de libre acceso a través de Internet, disponibles a cargo del centro Global Land Cover Facility (GLCF) (<http://glcf.umiacs.umd.edu/>), de la Universidad de Maryland y la NASA (siglas en inglés para Administración Nacional de Aeronáutica y del Espacio), correspondientes al Compuesto de 32 días del sensor MODIS (Cuadro 1).

Nombre	Fecha de adquisición	Proyección	Formato
MODIS/Terra Compuesto de 32 días 500m	02-02-2001 al 05-03-2001	Goode	GeoTIFF
MODIS/Terra Compuesto de 32 días 500m	12-07-2001 al 12-08-2001	Goode	GeoTIFF
MODIS/Terra Compuesto de 32 días 500m	02-02-2002 al 05-03-2002	Goode	GeoTIFF
MODIS/Terra Compuesto de 32 días 500m	12-07-2002 al 12-08-2002	Goode	GeoTIFF
MODIS/Terra Compuesto de 32 días 500m	02-02-2003 al 05-03-2003	Goode	GeoTIFF
MODIS/Terra Compuesto de 32 días 500m	12-07-2003 al 12-08-2003	Goode	GeoTIFF
MODIS/Terra Compuesto de 32 días 500m	02-02-2004 al 04-03-2004	Goode	GeoTIFF
MODIS/Terra Compuesto de 32 días 500m	11-07-2004 al 11-08-2004	Goode	GeoTIFF
MODIS/Terra Compuesto de 32 días 500m	02-02-2005 al 05-03-2005	Goode	GeoTIFF
MODIS/Terra Compuesto de 32 días 500m	12-07-2005 al 12-08-2005	Goode	GeoTIFF

Cuadro 1. Datos MODIS obtenidos desde la plataforma del centro GLCF.

Fuente: Global Land Cover Facility (<http://glcf.umiacs.umd.edu/index.shtml>).

MODIS es un espectroradiómetro que provee imágenes de la superficie terrestre y nubes en 36 bandas espectrales discretas desde aproximadamente 0,4 a 14,4 μm , y que se encuentra en los satélites Terra y Aqua. Algunos objetivos de la observación de la superficie terrestre son el estudio global de la vegetación y la cubierta terrestre, cambios globales de la superficie terrestre, propiedades de la vegetación, albedo de la superficie, temperatura de la superficie, y la cubierta de nieve y hielo sobre una base diaria o casi diaria. La resolución espacial del instrumento MODIS varía con la banda espectral, y los rangos van desde los 250 m a 1 Km en el nadir (Hall et al., 2002). MODIS está diseñado para proveer vistas globales de procesos de la Tierra con un ancho de barrido de 2.330 Kms lo que le permite captar la totalidad de la superficie de la tierra cada 2 días. Los

datos de imágenes globales de MODIS están diseñados para proporcionar medidas cuantitativas de numerosos parámetros geofísicos, incluyendo la cubierta de nieve (Klein y Barnett, 2003).

Los datos MODIS son utilizados en la actualidad para generar mapas de nieve a partir de algoritmos automatizados en el Centro Aeroespacial Goddard en Greenbelt, Estados Unidos (Hall et al., 2002). Los algoritmos de los mapas de nieve de MODIS utilizan las siete bandas del espectro visible de MODIS, y son diseñados especialmente para el tipo de cobertura de la superficie terrestre. Debido a que la resolución espacial más baja de estas imágenes es de 500 m, la discriminación, y en consecuencia, la mayor resolución de los productos sobre la cubierta de nieve de MODIS, son producidos a una resolución espacial de 500 m. Gran parte de las áreas cubiertas de nieve de la Tierra poseen imágenes diarias, aunque sólo la cubierta de nieve a bajas latitudes posee imágenes cada dos días (Klein y Barnett, 2003).

El Compuesto de 32 días, de disponibilidad mensual, es un importante precursor del producto Campos de Vegetación Continua de MODIS. Posee una resolución espacial de 500 m, y fue realizado a partir de MODIS L3 Surface Reflectance, con el producto MOD09A1 de la colección 5 del satélite Terra. Éste es un producto compuesto de 7 bandas de MODIS nivel 1B Land, las bandas 1 (620-670 nm), 2 (841-876 nm), 3 (459-479), 4 (545-565 nm), 5 (1230-1250 nm), 6 (1628-1652 nm), y 7 (2105-2155 nm). El producto es una estimación de la reflectancia espectral de la superficie para cada banda ya que se han medido a nivel del suelo como si no hubiera dispersión o absorción atmosférica. Éste corrige los efectos de los gases atmosféricos, aerosoles y las delgadas nubes Cirrus (Vermote y Kotchenova, 2008). En la creación de este compuesto, los tiles o cuadros nativos de MODIS (Figura 3), en formato HDF (siglas en inglés para Formato de Datos Jerárquico), son unidos y re proyectados utilizando el método de remuestreo vecino mas cercano en la proyección Homolosina interrumpida Goode, en un conjunto continental (Figura 4). La proyección nativa de las imágenes MODIS es la Sinusoidal, la que conserva las áreas, y posee un meridiano central recto y paralelos horizontales, formando una red sinusoidal cuyos meridianos son curvas sinusoidales, mientras que los paralelos son equidistantes. Por esta razón, tiene mayores ventajas para zonas de latitudes altas, que otras proyecciones (Strahler y Strahler, 1994)

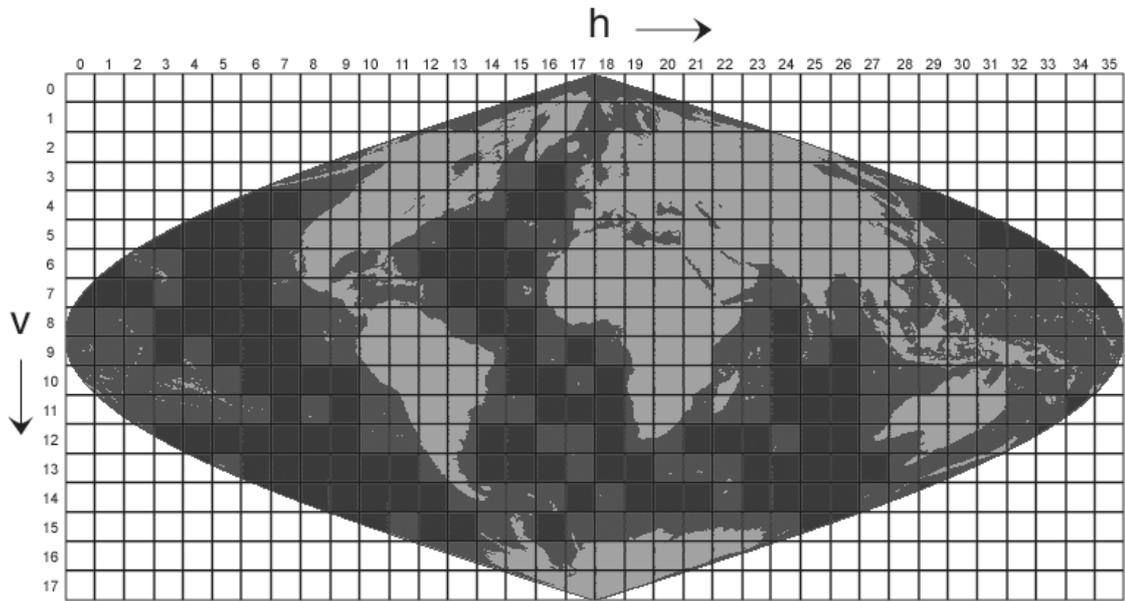


Figura 3. Grilla Sinusoidal de MODIS. Muestra el área global de cobertura del sensor en tiles o cuadros de $10^{\circ} \times 10^{\circ}$.

Fuente: National Snow and Ice Data Center. (<http://nsidc.org/>).

La principal característica de la proyección Homolosina interrumpida Goode consiste en reducir la distorsión de las grandes masas terrestres. Es una proyección cartográfica pseudocilíndrica de igual área, la que fue desarrollada a partir de la proyección para altas latitudes Mollweide, y la proyección para bajas latitudes Sinusoidal. Estas dos proyecciones se unen a los $40^{\circ}44'11,8''$ Norte y Sur, y conserva casi intactas las áreas de todos los continentes a excepción de la Antártica. El uso de la proyección Homolosina interrumpida Goode, además de permitir preservar las áreas de las grandes masas de tierra, también produce una menor distorsión que los mapas globales no interrumpidos. Por otra parte, su uso simplifica el procesamiento y manejo de datos raster con una resolución espacial superior a 1 Km (Steinwand, 1994).

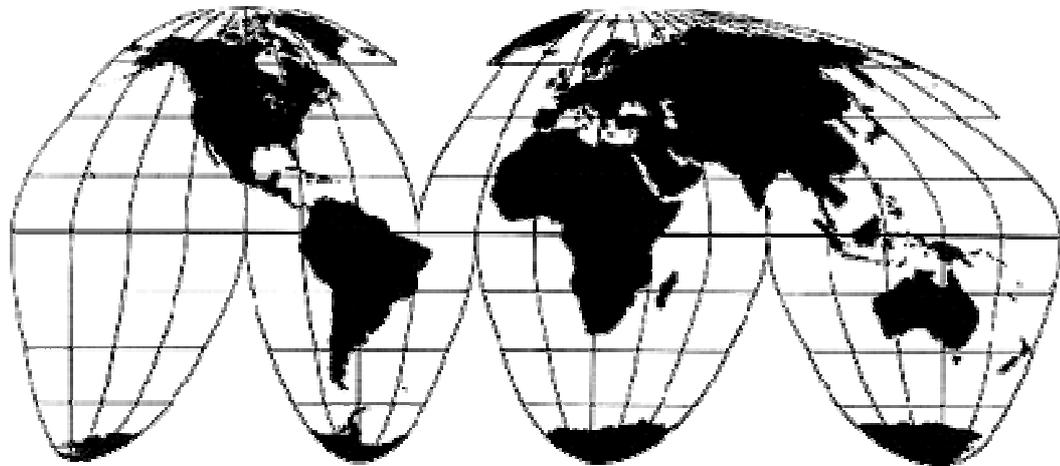


Figura 4. Proyección Homolosina interrumpida Goode en la que se encuentran disponibles las imágenes del Compuesto de 32 días de MODIS.

Fuente: The Atlas of Canada. (<http://atlas.nrcan.gc.ca/>).

La nieve normalmente posee una muy alta reflectancia en el espectro visible, y las especificaciones de MODIS se basan en ello para la obtención de datos. La banda 4 de MODIS no muestra una saturación cuando la nieve está presente, entonces es una buena banda para las mediciones e identificación de la nieve. Ésta es una importante ventaja por sobre algunos canales de AVHRR y bandas de TM que se saturan, constituyendo un problema para el estudio de las áreas cubiertas de nieve (Hall et al., 1995).

Se definió un periodo de análisis de datos correspondiente a los años 2001 al 2005 en las estaciones de invierno y verano de cada año, utilizando para ello el producto denominado Compuesto de 32 días del sensor MODIS, elaborado a partir de imágenes MODIS MOD09A1 (Cuadro 2).

Especificaciones del Compuesto de 32 días de MODIS		Productos estándar de MODIS
Tipo de Imagen	Multiespectral	Multiespectral
Resolución Espacial	500 m	250m (bandas 1, 2), 500m (bandas 3-7) y 1000m (8-36)
Bandas de la Imagen	7	36 (7 bandas en el espectro visible)
Rango espectral (Bandas)	620-670 nm (1)	620-670 nm (1)
	841-876 nm (2)	841-876 nm (2)
	459-479 nm (3)	459-479 nm (3)
	545-565 nm (4)	545-565 nm (4)
	1230-1250 nm (5)	1230-1250 nm (5)
	1628-2652 nm (6)	1628-2652 nm (6)
	2105-2155 nm (7)	2105-2155 nm (7)

Cuadro 2. Tabla comparativa entre las características del Compuesto de 32 días y los productos estándar del sensor MODIS.

Fuente: Global Land Cover Facility. (<http://glcf.umiacs.umd.edu/index.shtml>).

El producto MOD09A1 se realiza a partir de 8 imágenes diarias de reflectividad, ofreciendo para cada banda una estimación de la reflectividad espectral de superficie, corregida del efecto atmosférico y posee una resolución espacial de 500 metros. Este compuesto fue elaborado utilizando un algoritmo que en primer lugar elimina las celdas con datos considerados de baja calidad (por ejemplo con nubes o sombras), luego entre las celdas restantes se conserva la que cuente con el mínimo valor en la banda 3 (459-479 nm). El Compuesto de 32 días es elaborado por el Departamento de Geografía de la Universidad de Maryland y está disponible a través de Internet desde Noviembre del año 2000, y se crea a partir de 4 compuestos de 8 días del producto MOD09A1, conservando los valores del Compuesto de 8 días que tenga el segundo albedo más bajo. Este no se incluye en la lista de productos estándar MODIS, y se encuentra en la proyección Homolosina interrumpida Goode, frente a la Sinusoidal de los productos estándar (Opazo y Chuvieco, 2007).

La utilización del Compuesto de 32 días del sensor MODIS fue elegida por una serie de ventajas, entre ellas cuentan:

- Libre acceso a través de Internet
- Disponibilidad espacial en conjuntos continentales
- Disponibilidad mensual de imágenes (a partir del año 2000 al 2005)

Los meses definidos para el análisis de cada imagen satelital corresponden a Febrero – Marzo para la estación de verano, y Julio – Agosto para la estación de invierno, esto con el fin de analizar los periodos de máxima y mínima extensión de la cubierta de nieve y posteriormente comparar la información obtenida con los resultados encontrados por Montecinos y Aceituno (2003) acerca del comportamiento de las precipitaciones frente al fenómeno ENSO en Chile Centro – Sur (30°S – 41°S), como también con lo observado por Rosenblüth et al, (1997) respecto de la variabilidad latitudinal de la temperatura del aire en Chile, en presencia del fenómeno ENSO.

Las imágenes satelitales están disponibles en el sitio Web del GLCF, en formato GeoTIFF, y en la proyección Homolosina Interrumpida Goode, pero una vez descargadas, fueron redimensionadas y procesadas en la proyección Cilíndrica Equidistante o proyección Geográfica. Las imágenes fueron sometidas al principal test utilizado en la elaboración de mapas de nieve a escala regional, el NDSI (siglas en inglés para Índice de Nieve de Diferencia Normalizada), utilizado para identificar la nieve y el hielo por separado, y la mayoría de las nubes cumuliformes. Este índice es una medida de la magnitud relativa de las diferencias de características de reflectancia entre el visible y la reflectancia de onda corta de la nieve, además es insensible a una amplia gama de condiciones de iluminación, está parcialmente normalizado para los efectos atmosféricos y no es dependiente de la reflectancia en una sola banda (Hall et al., 2001). El NDSI se construye de la siguiente manera:

$$\text{NDSI} = \frac{(B4 - B6)}{(B4 + B6)}$$

Donde:

B4: Imagen que representa la longitud de onda 545-564 nm.

B6: Imagen que representa la longitud de onda 1628-1652 nm.

En general, la nieve se caracteriza por valores más altos del NDSI que otros tipos de superficies y los píxeles de MODIS con un valor del NDSI superior o igual a 0.4 son considerados como nieve (Klein y Barnett, 2003). Adicionalmente, sólo los píxeles con una reflectancia de alrededor de 0.9 μm (Banda 2 de MODIS), o superior a un 11% son considerados como nieve, excluyendo efectivamente el agua líquida de las imágenes, las que también presentan altos valores del NDSI (Klein et al., 1998).

El procedimiento realizado para obtener las áreas de la cubierta de nieve en los distintos años del periodo de análisis, consistió en primer lugar en el redimensionado de las imágenes, acotando el área de estudio a la cordillera de los Andes, entre los 30° y 41° de latitud Sur. Posteriormente, las imágenes fueron procesadas en la proyección Geográfica. Para obtener las superficies de la cubierta de nieve desde las imágenes, se aplicó el NDSI, además de una corrección de los cuerpos de agua y superficies anexadas a la imagen luego de la transformación de la proyección, utilizando la banda espectral 2, de la que se seleccionaron las celdas con un valor de reflectancia inferior al 11% (Klein et al., 1998) y se convirtieron a máscaras booleanas para ser sumadas a las máscaras booleanas obtenidas tras la aplicación del NDSI, y de esta forma se generaron imágenes con valores correspondientes a la nieve, no nieve y agua con superficies anexas. El procedimiento anterior permitió obtener las superficies de la cubierta de nieve, eliminando los cuerpos de agua y las superficies anexadas a las imágenes con altos valores de NDSI. Finalmente, se enmascararon sólo las superficies correspondientes a la cubierta de nieve, y de esta forma se obtuvo el número de celdas reconocidas como nieve.

El cálculo de la extensión superficial de la cubierta de nieve para cada una de las imágenes, tanto en la estación de verano como de invierno para cada año, se basó en la resolución espacial del Compuesto de 32 días de MODIS, correspondiente a 500 m, es decir cada píxel en la imagen representa un área de 250.000 m² (Esquivel, 2008).

Todo el procesamiento de las imágenes, realizado para la obtención de las áreas correspondientes a la cubierta de nieve se sintetiza en la Figura 5.

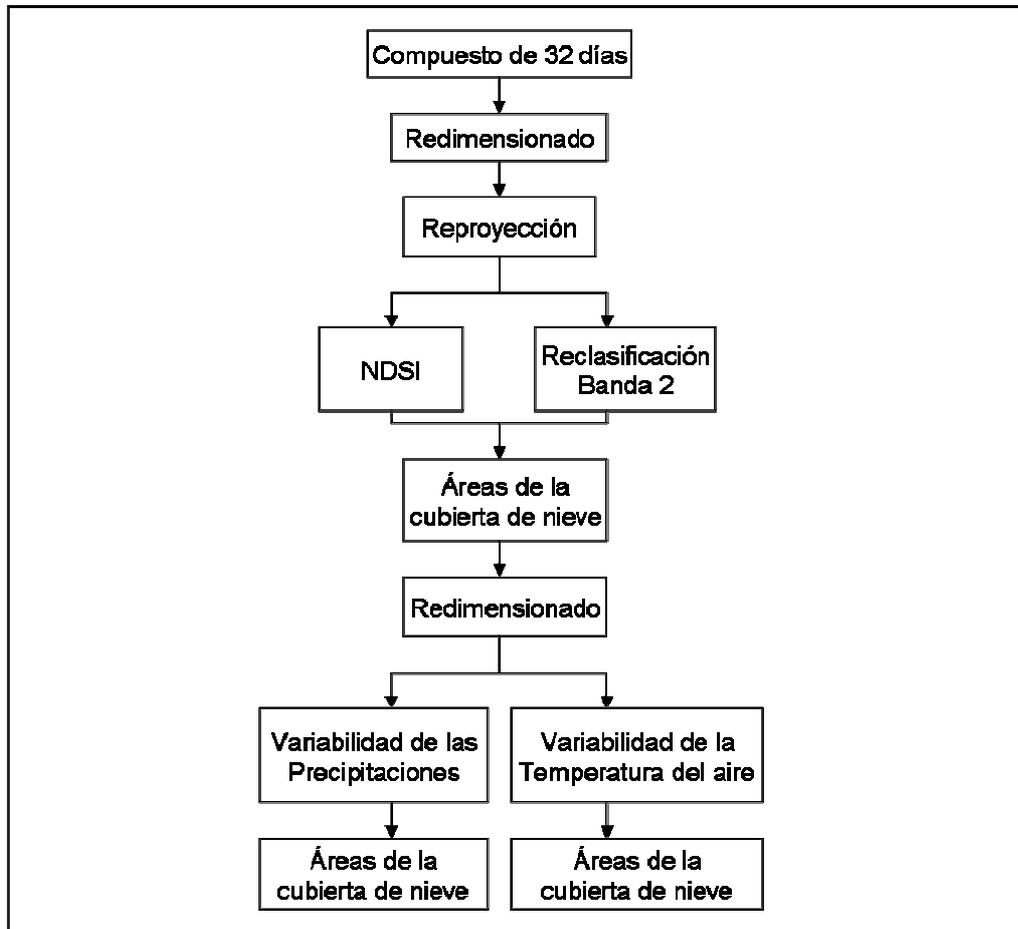


Figura 5. Síntesis del procesamiento de las imágenes satelitales para la obtención de las superficies de la cubierta de nieve.

Fuente: Elaboración propia.

2. Relación entre las variaciones de la cubierta de nieve y el fenómeno ENSO

Para establecer la relación existente entre las variaciones de la cubierta de nieve y el fenómeno ENSO se utilizó la información de las variaciones areales de la cubierta de nieve, obtenida en el procedimiento anterior, la que fue contrastada con la información obtenida desde el sitio Web del CPC (siglas en inglés para Centro de Predicción Climática) de la NOAA, (<http://www.cpc.noaa.gov/data/indices/>), respectiva a los valores mensuales del SOI (calculado por el CPC en el periodo base 1951 – 1980) y las variaciones de la SST en la región Niño 3.4 (calculado por el CPC en el periodo base 1961 – 1990 para el periodo comprendido entre los meses de Enero del 2000 y Agosto del 2001, y el periodo base 1971 - 2000 a partir del mes de Agosto del 2001), para las

estaciones de verano (Febrero – Marzo) e invierno (Julio – Agosto) entre los años 2001 al 2005. Por otra parte, se compararon los valores de las anomalías en la SST y del SOI, con las superficies de la cubierta de nieve obtenidas al dividir el área de estudio en las 3 regiones descritas por Montecinos y Aceituno (2003), con el fin de establecer la relación entre anomalías pluviométricas asociadas al fenómeno ENSO y el comportamiento de la cubierta de nieve. Finalmente se dividió el área de estudio en 2 regiones que mostrarían un comportamiento diferencial de la temperatura del aire en presencia del fenómeno ENSO, establecidas según lo señalado por Rosenblüth et al. (1997), quienes vincularon las anomalías en la temperatura del aire registrada en una serie de estaciones a lo largo de Chile, con el SOI. El resumen del análisis realizado por ambos autores se observa en el Cuadro 3.

Autores	Elemento analizado	Periodo de análisis	Regiones descritas	Relación con el fenómeno ENSO
Montecinos y Aceituno (2003)	Precipitaciones (en base a 49 estaciones localizadas entre los 30° y 41°S)	1959 - 1999	A (30° - 35°S)	Promedios de precipitaciones sobre lo normal durante el invierno (JJA), en años El Niño. Promedios de precipitaciones bajo lo normal durante el invierno (JJA), en años La Niña.
			B (35° - 38°S)	Promedios de precipitaciones sobre lo normal hacia fines de la primavera (ON), en años El Niño. Promedios de precipitaciones bajo lo normal hacia fines de la primavera (ON), en años La Niña.
			C (38° - 41°S)	Condiciones de sequía durante el verano (EFM), en años El Niño. Condiciones de humedad durante el verano (EFM), en años La Niña.
Rosenblüth et al. (1997)	Temperatura del aire (en base a 20 estaciones localizadas entre los 18° y 53°S)	1933 - 1992	Norte (18° - 33°S)	Mayor correlación estadística entre el promedio de la temperatura del aire y el SOI en invierno.
			Sur (33° - 53°S)	Mayor correlación estadística entre el promedio de la temperatura del aire y el SOI en verano.

Cuadro 3. Resumen de la relación encontrada por Montecinos y Aceituno (2003) y Rosenblüth et al. (1997) entre el fenómeno ENSO y las precipitaciones y temperatura del aire, respectivamente.

Fuente: Montecinos y Aceituno (2003) y Rosenblüth et al. (1997).

Las superficies de la cubierta de nieve para cada región descrita, tanto por Montecinos y Aceituno (2003) como por Rosenblüth et al. (1997), fueron obtenidas utilizando imágenes en la proyección Geográfica.

II. RESULTADOS

1. Superficies de la cubierta de nieve

Utilizando 10 máscaras booleanas, generadas a partir de las imágenes satelitales procesadas en la proyección Geográfica, se obtuvieron las superficies de la cubierta de nieve para el periodo de análisis (2001 – 2005). En ellas se observa una marcada diferencia entre las estaciones de verano e invierno (Figura 6).

Con respecto a la estación de invierno, en la Figura 6g (correspondiente al año 2002) se observa una mayor extensión de la cubierta de nieve en la parte superior de la imagen que en el resto de las imágenes de la misma estación. En la parte superior de la Figura 6i es posible observar una marcada disminución de la cubierta de nieve, respecto de los inviernos en los años anteriores. En la parte inferior de la Figura 6f destaca la presencia de una zona reconocida como nieve localizada en el Suroeste argentino, la que no se observó en las otras imágenes del periodo de análisis. En cuanto a las imágenes de la estación de verano, en la Figura 6c se distingue una cubierta de nieve de mayores dimensiones en el año 2003, respecto de los otros años analizados. En general, las fluctuaciones de la cubierta de nieve en la estación de verano se hacen más evidentes en la región central del área de estudio, a diferencia de la estación de invierno en la que las mayores fluctuaciones se observan en la región septentrional del área de estudio.

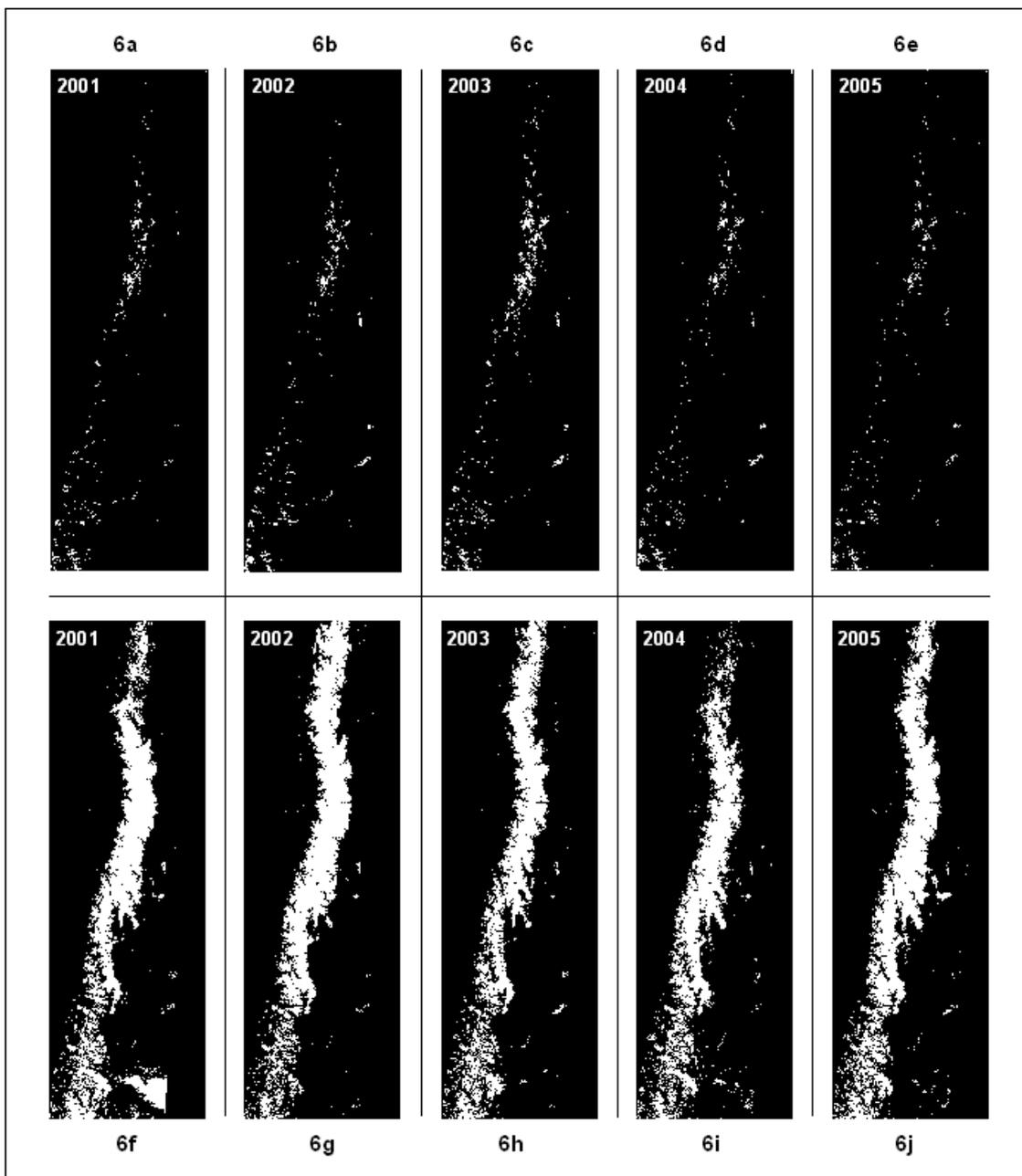


Figura 6. Máscaras booleanas de la cubierta de nieve, en las estaciones de verano e invierno (superiores e inferiores respectivamente), procesadas en la proyección Geográfica, Datum WGS84 Huso 19 Sur.

Fuente. Elaboración propia.

En el Cuadro 4 se presentan los valores correspondientes a las superficies de la cubierta de nieve para cada estación del periodo de análisis. También se muestran los

valores de las superficies que no corresponden a nieve, lo que incluye tanto a los cuerpos de agua identificados mediante la reclasificación de la banda espectral 2, como a las superficies anexadas a las imágenes luego de la transformación del sistema de coordenadas y que fueron reconocidas por el NDSI como nieve.

Año	Estación	Nº de píxeles en las superficies de la cubierta de nieve	Superficies que no corresponden a nieve (Km ²)	Superficies de la cubierta de nieve (Km ²)
2001	Verano	29.583	227.403	7.396
	Invierno	440.408	226.991	110.102
2002	Verano	31.788	226.829	7.947
	Invierno	460.945	226.104	115.236
2003	Verano	48.412	227.828	12.103
	Invierno	411.377	227.730	102.844
2004	Verano	32.075	227.790	8.019
	Invierno	391.992	228.096	97.998
2005	Verano	26.347	228.625	6.587
	Invierno	467.346	227.828	116.837

Cuadro 4. Superficies de la cubierta de nieve, obtenida a partir de máscaras booleanas.

Fuente: Elaboración propia.

La reclasificación de los valores de reflectancia de la banda 2, permitió la elaboración de una máscara de agua y superficies anexas a la imagen (Figura 7), para cada una de las imágenes satelitales, con la que fue posible la corrección automatizada de las máscaras booleanas de nieve.

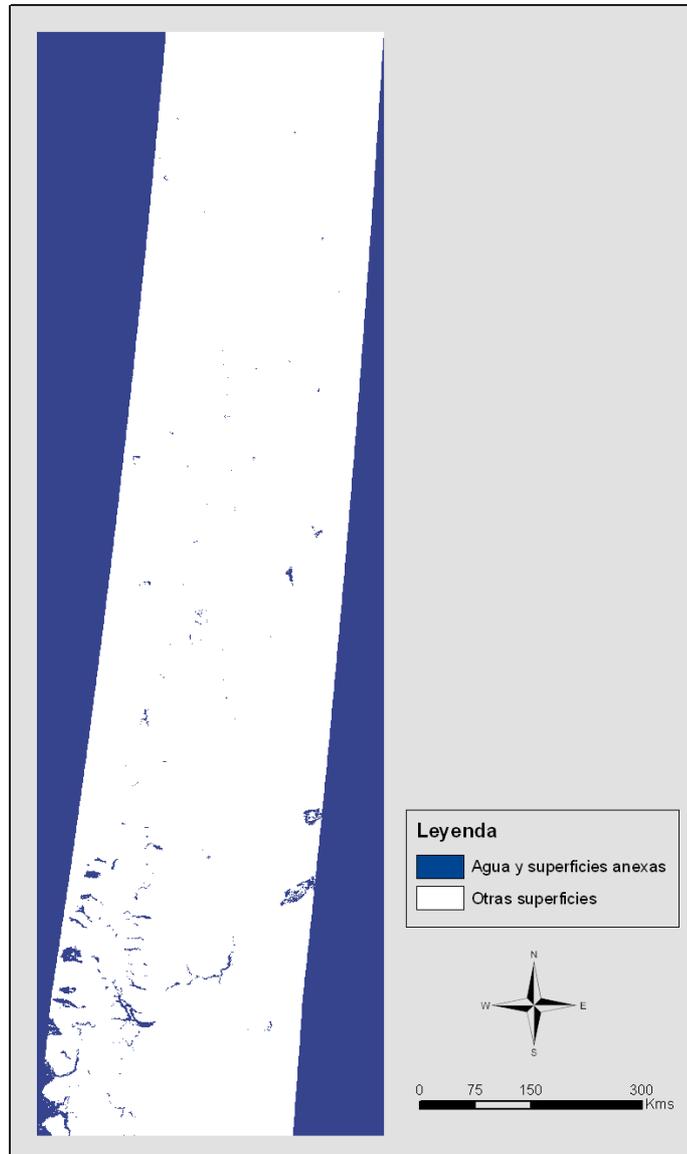


Figura 7. Máscara booleana de los cuerpos de agua y las superficies anexas a la imagen, en la estación de verano del año 2005.

Fuente: Elaboración propia.

Los valores de las superficies de la cubierta de nieve, obtenidos a partir de las máscaras booleanas de nieve, corregidas con las máscaras booleanas de las superficies correspondientes a agua y superficies anexas a las imágenes, fueron estandarizados y graficados (Figura 8).

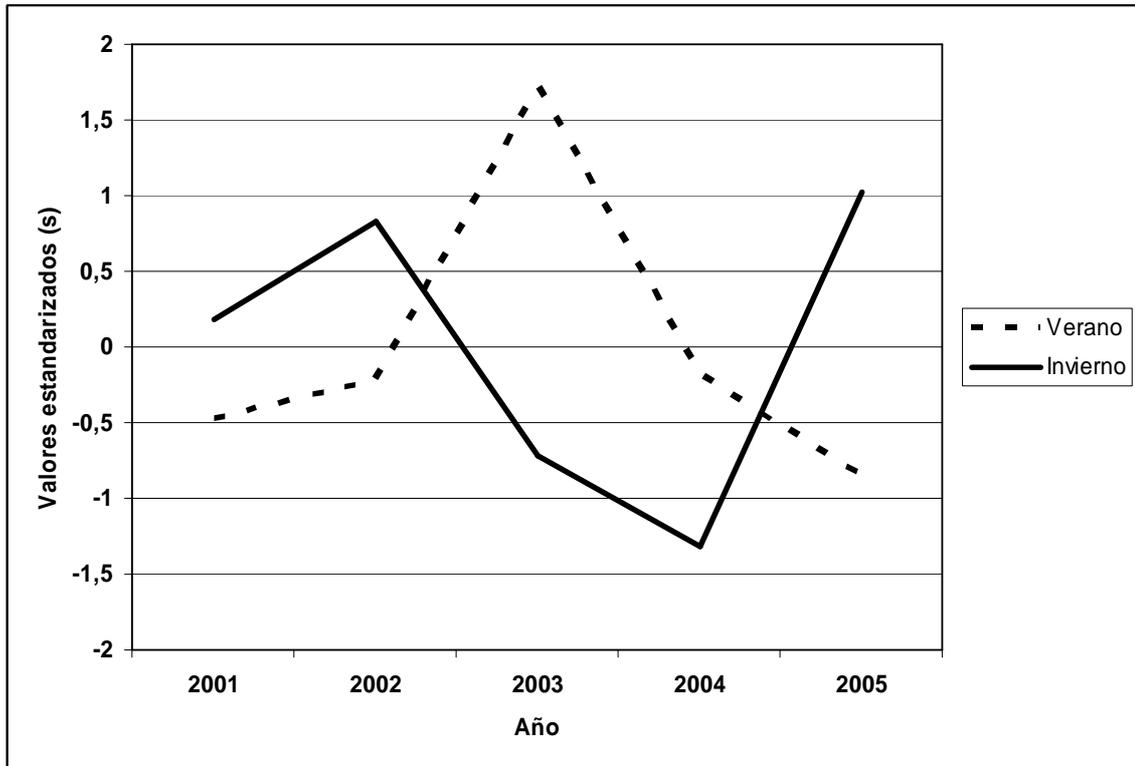


Figura 8. Superficies de la cubierta de nieve obtenidas a partir de máscaras booleanas.

Fuente: Elaboración propia.

De esta forma, se observó la presencia de una superficie de la cubierta de nieve, por sobre la media de los valores durante el periodo de análisis, correspondiente a la estación de invierno del año 2005, seguida, por el año 2002 en la estación de invierno. Por el contrario, se obtuvo un valor de la superficie de la cubierta de nieve inferior a la media del periodo de análisis, durante el invierno del año 2004, seguido del valor obtenido en el invierno del año 2003. En tanto, el valor de la superficie correspondiente a la cubierta de nieve para el invierno del año 2001, se alejó muy poco de la media para el periodo de tiempo de este estudio.

Las superficies de la cubierta de nieve, obtenidas para la estación de verano durante el periodo de análisis mostraron un único valor por sobre la media en el año 2003, en tanto que para el año 2002 y 2001 se obtuvieron valores por debajo de la media (en primer y segundo lugar respectivamente). En el año 2004 se obtuvo un valor de la

superficie de la cubierta de nieve por debajo de la media, pero por sobre el valor registrado en el verano del año 2005.

Por último, en el gráfico anterior se observa una correspondencia entre una superficie de la cubierta de nieve por sobre la media registrada en el invierno del año 2002 y el registro de una superficie de la cubierta de nieve por sobre la media en el verano del año 2003. Por otra parte, también destaca la superficie de la cubierta de nieve observada en el invierno del año 2005, correspondiente a la mayor extensión superficial de la cubierta de nieve respecto de la media durante los inviernos del periodo de análisis, ya que en este año se registró además la menor extensión de la cubierta de nieve de las estaciones de verano del periodo de análisis.

2. Fenómeno ENSO periodo 2001 – 2005

2.1. Índice de Oscilación del Sur (SOI).

En el Cuadro 7 se observan los valores las anomalías en la Presión a Nivel del Mar (SLP) entre Tahití y Darwin, en el que se observan 16 valores mensuales consecutivamente negativos, asociados a la presencia de un evento El Niño a partir del mes de Marzo del año 2002, hasta el mes de Junio del año 2003, y posteriormente un periodo de 7 meses consecutivos de valores negativos, entre los meses de Junio del año 2004 y Diciembre de ese mismo año. Para el primer periodo (2002 – 2003), el mínimo valor de la anomalía, fue alcanzado durante el mes de Agosto (hacia finales del invierno austral). En tanto que para el segundo periodo (2004), el mínimo valor fue alcanzado en el mes de Junio de ese año (a comienzos del invierno austral).

	E	F	M	A	M	J	J	A	S	O	N	D
2001	1,8	2,4	0,8	-0,1	-1,4	-0,1	-0,7	-1,6	0,3	-0,6	1,2	-1,9
2002	0,7	1,5	-1,4	-0,6	-2	-1,1	-1,1	-2,6	-1,1	-1,2	-1	-2,4
2003	-0,6	-2	-1,6	-0,7	-1	-1,9	0,4	-0,5	-0,2	-0,5	-0,7	1,8
2004	-2,8	1,8	-0,3	-2,1	1,5	-2,2	-1,2	-1,2	-0,6	-0,5	-1,4	-1,8
2005	0,4	-6,7	-0,4	-1,6	-1,9	0,1	0,1	-1,3	0,7	1,9	-0,5	-0,3

Cuadro 7. Valores mensuales de las anomalías de la SLP (mb), entre Tahití y Darwin.

Fuente: Climate Prediction Center. (<http://www.cpc.noaa.gov/>).

En la Figura 9 se muestran estos valores mensuales en un gráfico en el que sobresale la mayor anomalía negativa del periodo de análisis en el mes de Febrero del año 2005, en tanto que la mayor anomalía positiva se observó también en el mes de Febrero, pero del año 2001. Por otra parte, la mayor continuidad de valores negativos de las anomalías se presentó a partir del mes de Marzo del año 2002, concluyendo en el mes de Junio del año 2003, en tanto que el segundo periodo de estas características comenzó en el mes de Junio del año 2004 y concluyó en el mes de Diciembre de ese mismo año. En tanto que la mayor continuidad de valores de anomalías positivas de la SLP entre Tahití y Darwin, del periodo analizado, se presentó entre los meses de Enero y Marzo del año 2001.

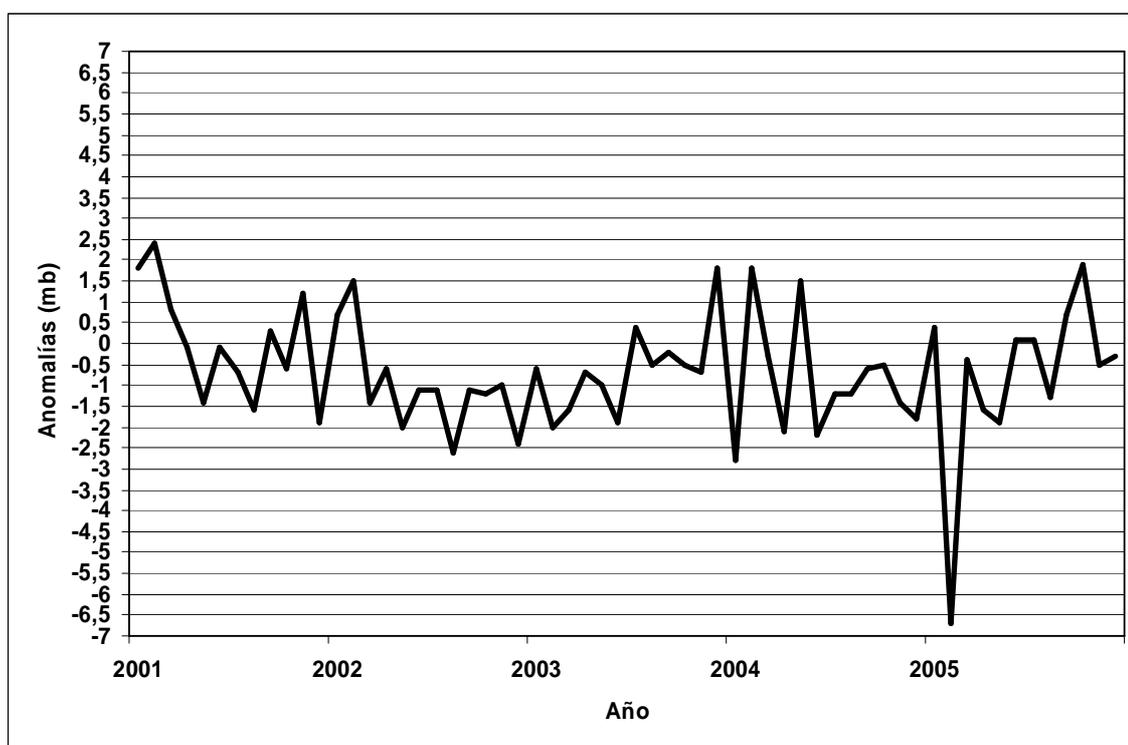


Figura 9. Gráfico de los valores mensuales de las anomalías de la SLP entre Tahití y Darwin.

Fuente: Climate Prediction Center. (<http://www.cpc.noaa.gov/>).

Al estandarizar los valores de las anomalías de la SLP entre Tahití y Darwin entre los años 2001 y 2005, se observó el desarrollo de 2 eventos El Niño. El primero, comenzó en el mes de Marzo del año 2002 y concluyó en el mes de Junio del año 2003. El segundo

evento El Niño, identificado en base a los valores estandarizados de las anomalías de la SLP entre Tahití y Darwin, comenzó en el mes de Junio del año 2004 y finalizó en el mes de Diciembre de ese mismo año. Por otra parte, en el Cuadro 8 se observan 3 valores estandarizados positivos de las anomalías de la SLP entre Tahití y Darwin, en los meses de Enero, Febrero y Marzo del año 2001, hecho que corresponde al término de un evento La Niña que habría comenzado a fines del año 2000.

	E	F	M	A	M	J	J	A	S	O	N	D
2001	1,1	1,5	0,5	-0,1	-0,8	-0,1	-0,4	-1	0,2	-0,4	0,7	-1,2
2002	0,4	0,9	-0,9	-0,4	-1,2	-0,7	-0,7	-1,6	-0,7	-0,7	-0,6	-1,4
2003	-0,4	-1,2	-1	-0,4	-0,6	-1,1	0,2	-0,3	-0,1	-0,3	-0,4	1,1
2004	-1,7	1,1	-0,2	-1,3	0,9	-1,3	-0,7	-0,8	-0,4	-0,3	-0,9	-1,1
2005	0,3	-4,1	-0,2	-1	-1,2	0,1	0	-0,8	0,4	1,1	-0,3	-0,2

Cuadro 8. Valores mensuales estandarizados de las anomalías de la SLP entre Tahití y Darwin.

Fuente: Climate Prediction Center. (<http://www.cpc.noaa.gov/>).

Al graficar los valores estandarizados de las anomalías de la SLP entre Tahiti y Darwin, destaca en primer lugar el valor registrado en el mes de Febrero del año 2005, el que se presentó muy por debajo de la media de valores del periodo de análisis. En tanto que la mayor anomalía positiva, respectiva a la media de valores, se registró en el mes de Febrero del año 2001 (Figura 10).

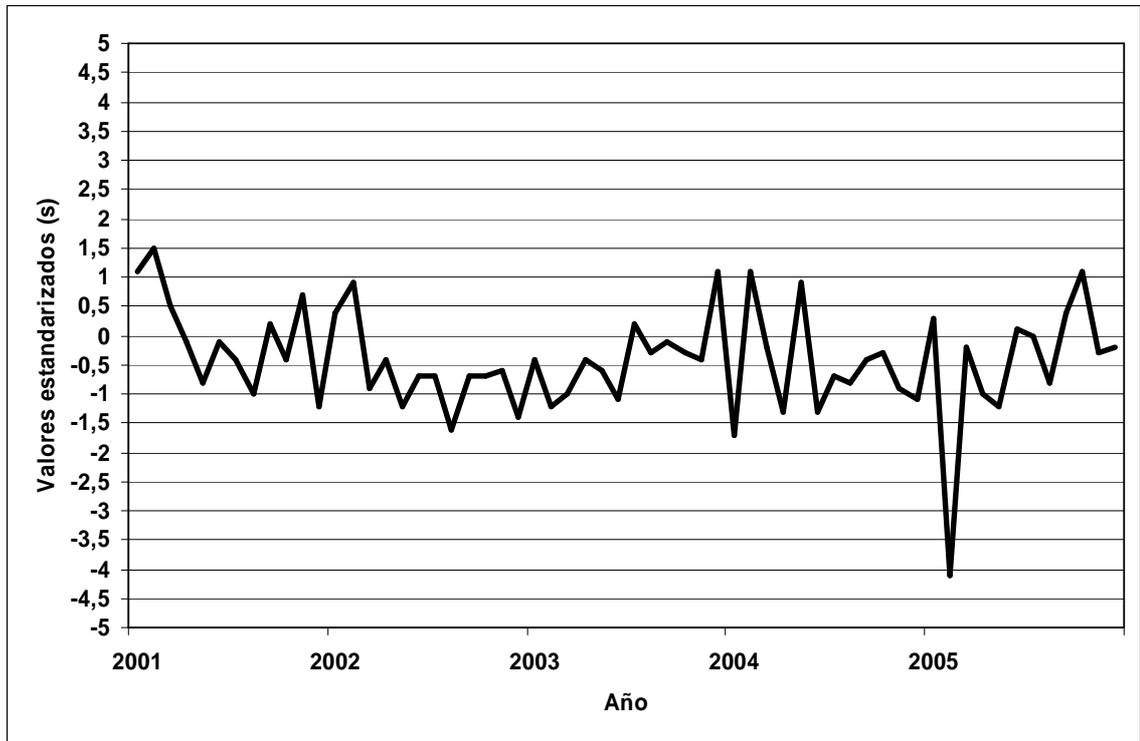


Figura 10. Valores mensuales estandarizados de las diferencias de la SLP entre Tahití y Darwin.

Fuente: Climate Prediction Center. (<http://www.cpc.noaa.gov/>).

2.2. Anomalías en la Temperatura Superficial del Mar (SST).

Utilizando el criterio propuesto por Trenberth (1997), se advirtió la presencia de dos eventos El Niño. En primer lugar, un evento El Niño que comenzó en el mes de Junio del año 2002 y que finalizó en el mes de Marzo del año 2003. En segundo lugar, se observó la presencia de un evento El Niño que comenzó en el mes de Julio del año 2004 y que finalizó en el mes de Enero del año 2005. Resulta importante destacar la presencia de un conjunto de valores negativos de las anomalías en la SST, inferiores a $-0,4\text{ }^{\circ}\text{C}$ durante los meses de Enero y Febrero del año 2001, meses en los que habría concluido un evento La Niña iniciado a fines del año 2000 (Cuadro 9).

	E	F	M	A	M	J	J	A	S	O	N	D
2001	-0,77	-0,58	-0,3	-0,16	-0,16	0,19	0,24	0,17	-0,09	0	-0,07	-0,3
2002	-0,02	0,25	0,17	0,26	0,39	0,94	0,9	1,08	1,19	1,46	1,75	1,62
2003	1,24	0,8	0,66	0,13	-0,39	-0,01	0,35	0,15	0,32	0,6	0,53	0,42
2004	0,23	0,17	-0,05	0,17	0,29	0,27	0,61	0,83	0,83	0,79	0,79	0,84
2005	0,59	0,27	0,4	0,39	0,44	0,56	0,39	0,17	-0,01	0,16	-0,18	-0,58

Cuadro 9. Valores de las anomalías (°C) de la SST en la región Niño 3.4.

Fuente: Climate Prediction Center. (<http://www.cpc.noaa.gov/>).

Estos valores fueron graficados, observándose la presencia de los dos periodos de anomalías positivas de la SST, en la región Niño 3.4, que de acuerdo con el criterio de Trenberth (1997), son considerados como eventos El Niño. En tanto que la mayor caída de estos valores se encuentra a comienzos del año 2001 y hacia fines del año 2005 (Figura 11).

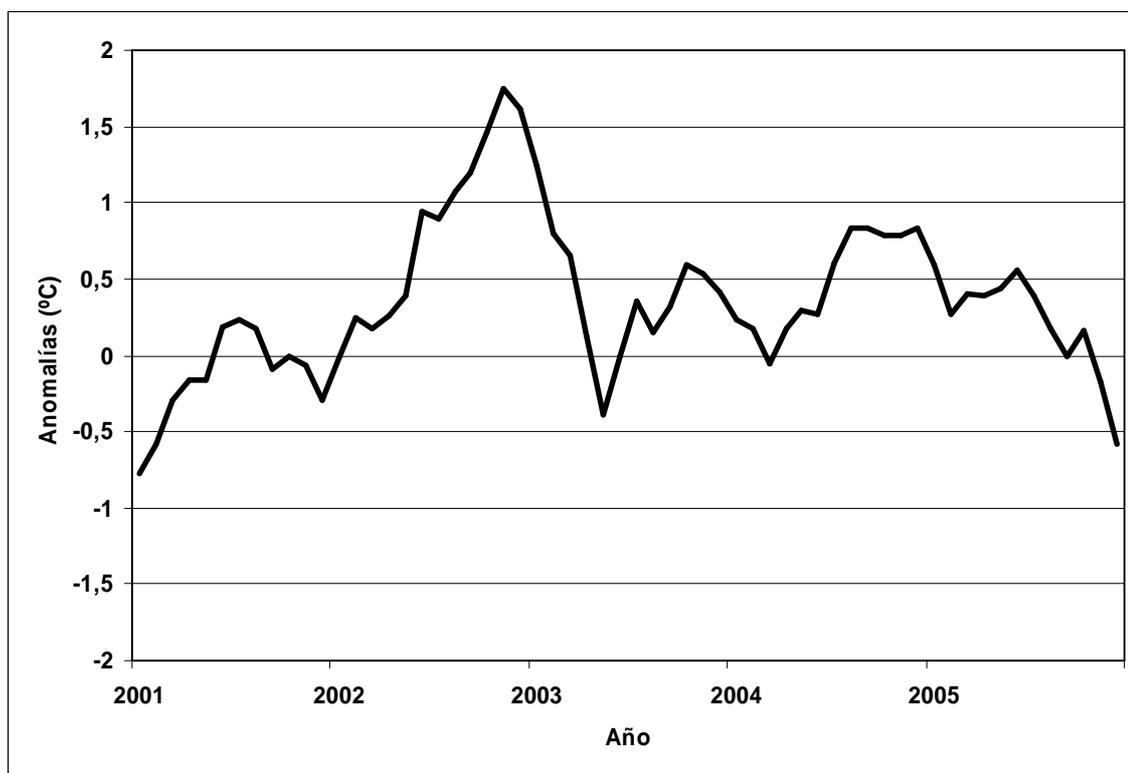


Figura 11. Valores mensuales de las anomalías de la SST (°C), en la región Niño 3.4.

Fuente: Climate Prediction Center. (<http://www.cpc.noaa.gov/>).

Los valores de anomalías en la SST fueron estandarizados, produciéndose un desplazamiento en el comienzo de un evento El Niño en el año 2002 para el mes de Junio, concluyendo éste en el mes de Marzo del año 2003, por otra parte el segundo evento El Niño del periodo de análisis desplazó su inicio al mes de Julio del año 2004, concluyendo durante el mes de Enero del año 2005 (Cuadro 10).

	E	F	M	A	M	J	J	A	S	O	N	D
2001	-2,18	-1,81	-1,27	-1	-1	-0,32	-0,22	-0,36	-0,86	-0,69	-0,82	-1,27
2002	-0,73	-0,20	-0,36	-0,18	0,07	1,13	1,05	1,40	1,61	2,14	2,70	2,45
2003	1,71	0,86	0,59	-0,44	-1,44	-0,71	-0,01	-0,40	-0,07	0,47	0,34	0,12
2004	-0,24	-0,36	-0,78	-0,36	-0,13	-0,17	0,49	0,92	0,92	0,84	0,84	0,94
2005	0,45	-0,17	0,09	0,07	0,16	0,40	0,07	-0,36	-0,71	-0,38	-1,04	-1,81

Cuadro 10. Valores estandarizados de las anomalías en la SST de la región Niño 3.4.

Fuente: Climate Prediction Center. (<http://www.cpc.noaa.gov/>).

Al graficar los valores estandarizados de las anomalías en la SST en la región Niño 3.4, se advierte la dominancia del primer evento El Niño del periodo de análisis (2002 – 2003), alcanzando un punto máximo de anomalías, respecto de la media de los valores de las anomalías, en el mes de Noviembre del año 2002. Otro aspecto relevante de este primer evento, es la presencia de estas anomalías durante las estaciones de invierno y primavera del año 2002, y durante la estación de verano 2002 – 2003. Por otra parte, para el segundo evento El Niño registrado en el periodo de análisis, los valores de las anomalías de la SST en la región Niño 3.4 estuvieron más cercanos a la media, respecto del evento anterior, y se desarrolló igualmente durante las estaciones de invierno y primavera en el año 2004, y durante la estación de verano 2004 – 2005 (Figura 12).

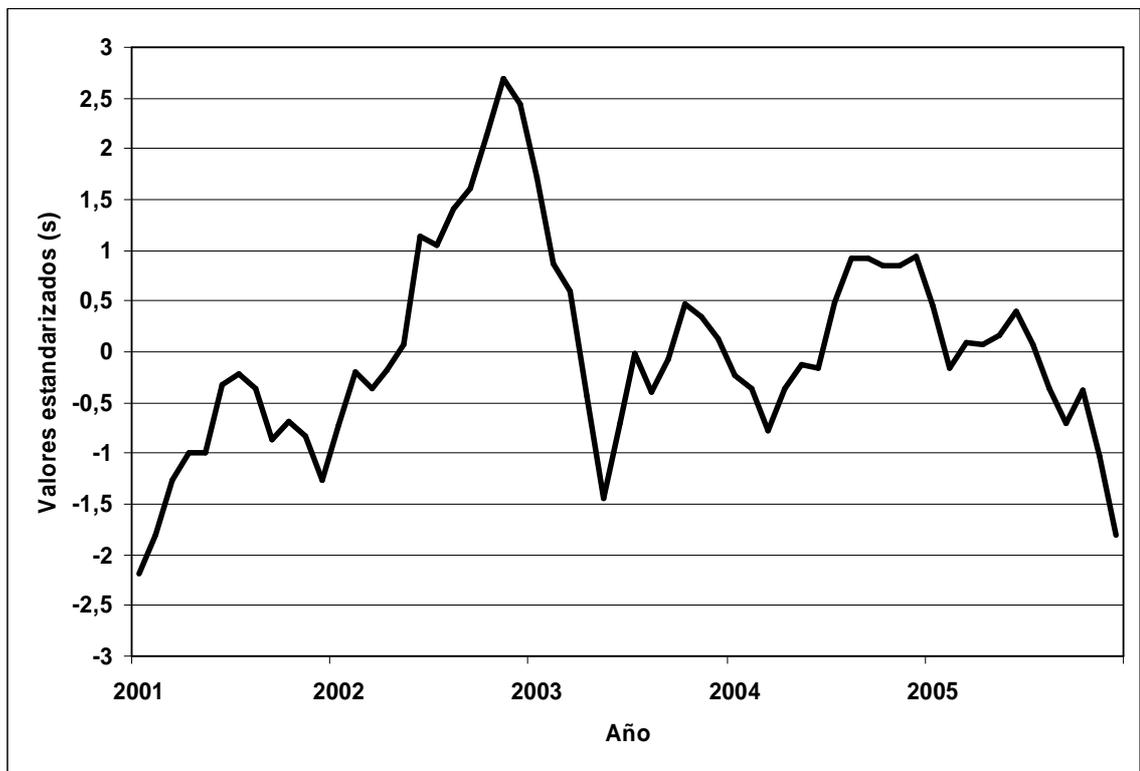


Figura 12. Valores estandarizados de las anomalías de la SST en la región Niño 3.4.

Fuente: Climate Prediction Center. (<http://www.cpc.noaa.gov/>).

3. Cubierta de nieve y fenómeno ENSO

En primer lugar, al comparar los valores estandarizados de las superficies de la cubierta de nieve, con los valores de las anomalías en la SST del invierno del año 2002, se observó un incremento de la extensión superficial de la cubierta de nieve para el invierno de ese mismo año, a la vez que significó la presencia de la mayor extensión superficial de la cubierta de nieve respecto de la media, para la estación de verano en el año 2003, ambas estaciones en presencia del primer evento El Niño del periodo de análisis. Sin embargo, en el desarrollo del segundo evento El Niño (2004 – 2005), la correspondencia entre las anomalías en la SST y la extensión superficial de la cubierta de nieve, fue inversa durante el invierno del año 2004, mientras que en el invierno siguiente (año 2005), se alcanzó la mayor extensión superficial de la cubierta de nieve de todo el periodo de análisis. Por otra parte, la presencia de una fase neutral hacia fines del año

2003 y comienzos del año 2004, se vio reflejada también en anomalías de poca magnitud en la extensión de la cubierta de nieve.

En segundo lugar, al comparar los valores estandarizados de las superficies de la cubierta de nieve, con los valores del SOI en el desarrollo del primer evento El Niño del periodo de análisis (2002 – 2003), se observó una correspondencia inversa entre estos valores, lo que demostró una vinculación entre valores negativos del SOI y valores de la extensión de la cubierta de nieve por sobre la media, durante el invierno. Por otra parte, también se observó un vínculo directo entre las anomalías negativas del SOI y valores por sobre la media en la extensión de la cubierta de nieve para la estación del verano siguiente (año 2003), tal como se presentó en el comportamiento de la cubierta de nieve frente a las anomalías en la SST. Por último, a pesar de la precisa relación inversa entre las anomalías en la SST y los valores del SOI, mostraron que para el segundo evento El Niño del periodo de análisis (2004 – 2005), la extensión de la cubierta de nieve durante el invierno presentó la menor extensión del periodo de análisis.

En relación con el término de un evento La Niña, a comienzos del año 2001, éste no tuvo un impacto significativo en la extensión superficial de la cubierta de nieve registrada en el invierno del mismo año, ya que al comparar las superficies de la cubierta de nieve, tanto en verano como en invierno, no es posible observar una relación directa entre el desarrollo de un evento La Niña con fluctuaciones positivas o negativas de la extensión de la cubierta de nieve (Figura 13).

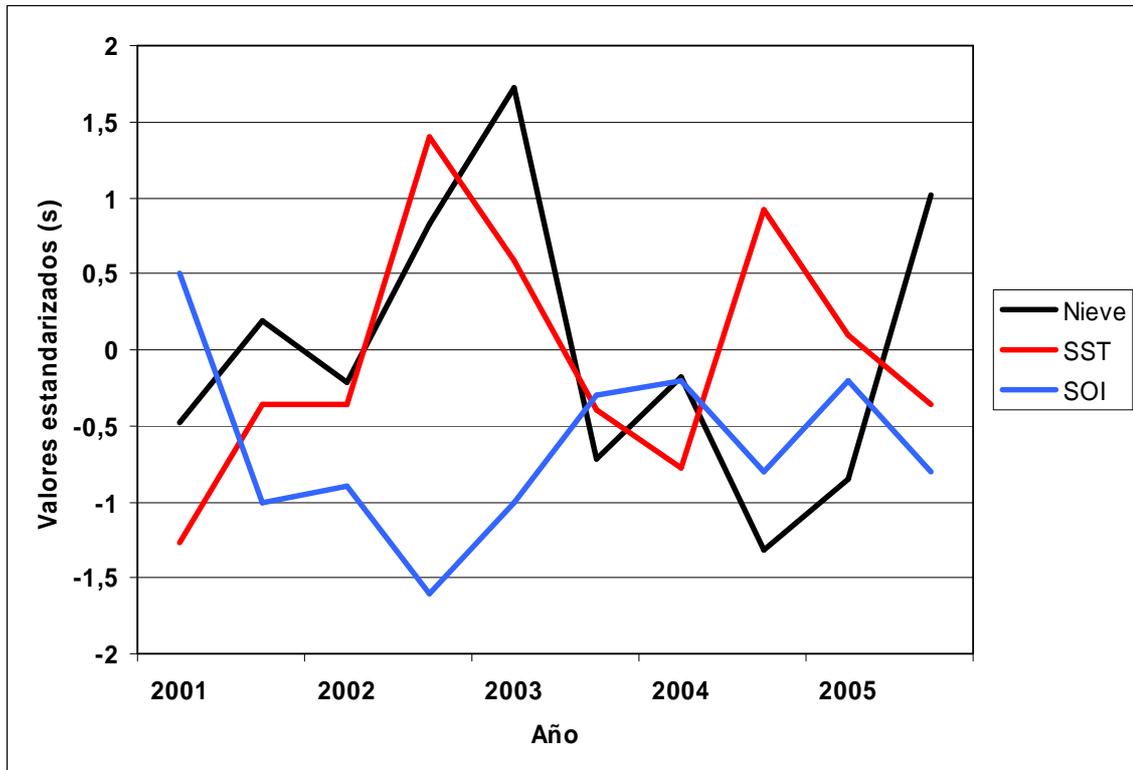


Figura 13. Comparación de los valores estandarizados de las superficies de la cubierta de nieve, con los valores estandarizados de las anomalías en la SST y el SOI, en las estaciones de invierno y verano de cada año.

Fuente: Elaboración propia.

En el análisis realizado por Masiokas et al. (2006), acerca de la acumulación de nieve en el invierno en los Andes Centrales, entre los 10 años con la mayor cantidad de nieve observados (desde el año 1951 al 2005), se encuentra en 4º lugar el año 2005 (después de los años 1982, 1987 y 1953), en tanto que el año 2002 se encuentra en 9º lugar. Por otra parte, entre los 10 inviernos con la menor cantidad de nieve observada en el periodo de análisis (1951 – 2005) se encontró en 3º lugar el año 2004. Esta información concuerda con lo observado en el presente estudio (Cuadro 11).

Posición	Estación	Año	Evento
1°	Verano	2003	El Niño
	Invierno	2005	Neutral
2°	Verano	2004	Neutral
	Invierno	2002	El Niño
3°	Verano	2005	Neutral
	Invierno	2001	Neutral
4°	Verano	2001	La Niña
	Invierno	2003	Neutral
5°	Verano	2002	Neutral
	Invierno	2004	El Niño

Cuadro 11. Jerarquía de los periodos con mayor extensión superficial de la cubierta de nieve observada en el periodo de análisis (2001 – 2005), basándose en la definición de Trenberth (1997).

Fuente: Trenberth (1997).

4. Variabilidad latitudinal de las Precipitaciones y la cubierta de nieve

4.1. Región A (30° – 35°S)

Para la primera región descrita por Montecinos y Aceituno (2003), ubicada entre los 30° y los 35°S, se observó que la máxima extensión de la cubierta de nieve se produjo durante el invierno del año 2002, seguida por los inviernos de los años 2005, 2003, 2001 y 2004 (Cuadro 12). En tanto que la menor extensión de la cubierta de nieve se observó en el verano del año 2005, seguida por los veranos de los años 2002, 2001, 2004 y 2003, siendo éste último el que presentó la mayor extensión superficial de la nieve durante el verano.

Año	Estación	Superficies de la cubierta de nieve (Km²)
2001	Verano	3.175
	Invierno	41.461
2002	Verano	3.109
	Invierno	56.541
2003	Verano	6.213
	Invierno	47.674
2004	Verano	3.281
	Invierno	34.429
2005	Verano	2.704
	Invierno	47.832

Cuadro 12. Superficies de la cubierta de nieve en la región A.

Fuente: Elaboración propia.

Al estandarizar los valores correspondientes a las superficies de la cubierta de nieve registradas en esta región, se observó una correspondencia entre una mayor extensión superficial, respecto de la media, de la cubierta de nieve durante el invierno del año 2002, y la mayor extensión superficial de la cubierta de nieve, respecto de la media de valores, encontrada en la estación del verano del año 2003. En el año 2001, se observaron valores por debajo de la media, tanto en verano como en invierno. Con respecto al año 2005, se observó un valor de la superficie de la cubierta de nieve por sobre la media en el invierno, y por bajo la media en verano. (Figura 14).

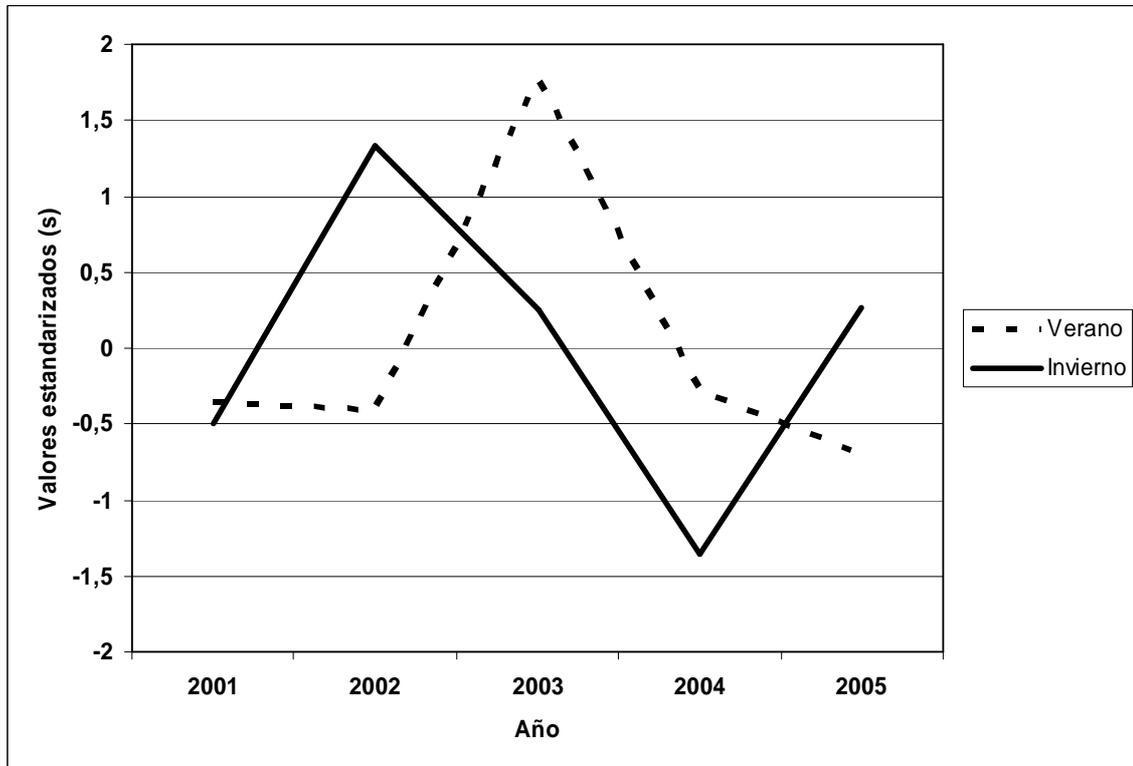


Figura 14. Valores estandarizados de las superficies de la cubierta de nieve en la región A.

Fuente: Elaboración propia.

En el verano del año 2001 se registró un valor de la anomalía en la SST, muy por debajo de la media, y al mismo tiempo se registró el mayor valor por sobre la media del SOI, mientras que la cubierta de nieve presentó un valor por debajo de la media. En el año 2002, se observó un valor de la anomalía en la SST por debajo de la media, un valor del SOI por sobre la media y un valor de la extensión de la cubierta de nieve por debajo de la media, de magnitud similar al verano del año anterior. En el verano del año 2003, se observó el mayor valor por sobre la media de la anomalía en la SST y un valor del SOI por debajo de la media, en tanto que la extensión de la cubierta de nieve registró el mayor valor por sobre la media del periodo analizado. En el año 2004, tanto el valor de la anomalía en la SST, el valor del SOI, como el de la cubierta de nieve se registraron por debajo de la media de valores. Por último, en el año 2005 se observó un valor de la anomalía en la SST levemente por sobre la media, un valor del SOI por debajo de la media y un valor de la extensión de la cubierta de nieve también por debajo de la media (Figura 15).

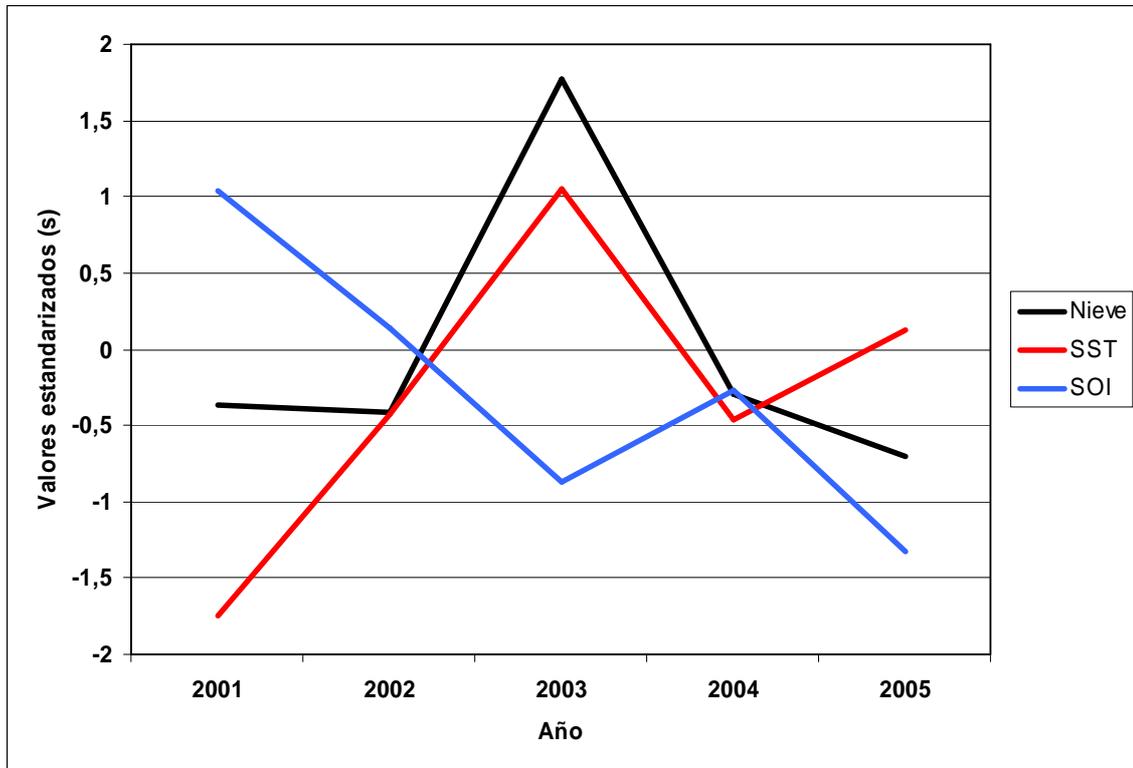


Figura 15. Comparación de los valores estandarizados de las superficies de la cubierta de nieve, anomalías en la SST y el SOI, para la estación de verano en la región A.

Fuente: Elaboración propia.

En la estación de invierno en la región A (30° - 35°S), se observó un valor por debajo de la media de la anomalía en la SST, el SOI y la extensión de la cubierta de nieve en el año 2001. En el año 2002, se observó el mayor valor de la anomalía en la SST por sobre la media, al igual que en el caso de la extensión de la cubierta de nieve, mientras que el SOI registró el mayor valor por debajo de la media del periodo de análisis. En el año 2003, tanto la anomalía en la SST, como el SOI presentaron un valor por debajo de la media, mientras que la extensión de la cubierta de nieve registró un valor por sobre la media. En el invierno del año 2004 se registró un valor de la anomalía en la SST por sobre la media, en tanto que el SOI presentó un valor por debajo de la media. La extensión de la cubierta de nieve en el invierno del año 2004 registró un valor por debajo de la media del periodo de análisis. Finalmente, en el año 2005, el valor de la anomalía en la SST sobrepasó levemente a la media, al igual que la extensión de la cubierta de nieve, mientras que el SOI registró un valor por debajo de la media (Figura 16).

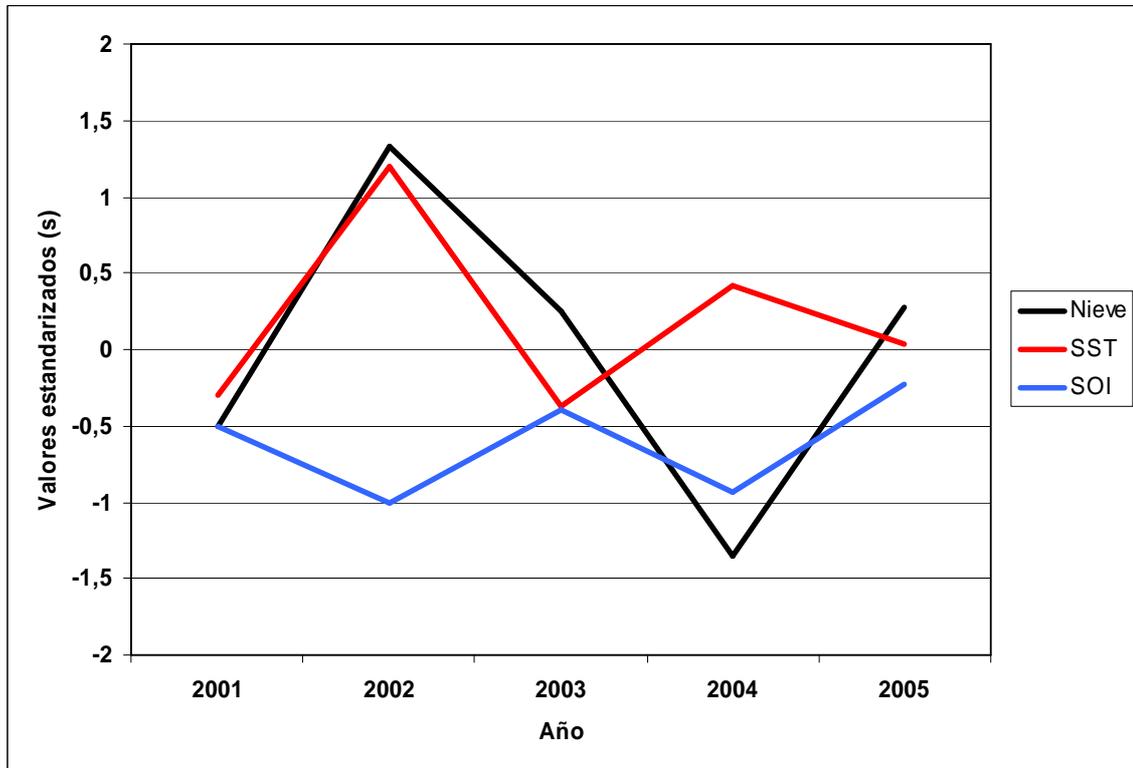


Figura 16. Comparación de los valores estandarizados de las superficies de la cubierta de nieve, anomalías en la SST y el SOI, para la estación de invierno en la región A.

Fuente: Elaboración propia.

En la región A (30° - 35° S), se observó una estrecha correspondencia entre anomalías positivas en la extensión de la cubierta de nieve y la presencia del evento El Niño 2002 - 2003, tanto en la estación de invierno como en la de verano. Sin embargo, esta correspondencia no fue evidente en presencia del evento El Niño 2004 - 2005. Por lo tanto, el vínculo entre el comportamiento de las precipitaciones y el desarrollo de periodos ENSO fue concordante con uno de los dos eventos El Niño desarrollados en el periodo de análisis.

4.2. Región B (35° – 38°S)

Las superficies de la cubierta de nieve, obtenidas para la segunda región descrita por Montecinos et al. (2003), ubicada entre los 35° y los 38°S, muestran que la mayor extensión para el periodo de análisis fue alcanzada en el invierno del año 2005, seguida por los inviernos de los años 2002, 2004, 2001 y 2003. En tanto que la menor extensión superficial de la cubierta de nieve se observó en la estación de verano del año 2005, seguida por los veranos de los años 2004, 2002, 2001 y 2003 (Cuadro 13).

Año	Estación	Superficies de la cubierta de nieve (Km ²)
2001	Verano	889
	Invierno	28.913
2002	Verano	851
	Invierno	31.864
2003	Verano	1.761
	Invierno	23.825
2004	Verano	670
	Invierno	30.987
2005	Verano	573
	Invierno	34.318

Cuadro 13. Superficies de la cubierta de nieve en la región B.

Fuente: Elaboración propia.

Al graficar estos valores estandarizados se observó en el año 2001 un valor de la extensión de la cubierta de nieve por debajo de la media, tanto en verano como en invierno. En el invierno del año 2002, la extensión de la cubierta de nieve registró un valor por sobre la media, mientras que en la estación de verano del mismo año se registró un valor negativo, similar al del verano del año anterior. En el año 2003, se observó el verano con la mayor anomalía positiva de la cubierta de nieve, con respecto de la media, y al mismo tiempo en el invierno de ese mismo año, se registró la menor extensión de la cubierta de nieve con respecto de la media. En el invierno del año 2004, se registró un valor de la cubierta de nieve por sobre la media, en tanto que en el verano de ese mismo año se había registrado un valor por debajo de la media. En el verano del año 2005, se registró el mayor valor por debajo de la media del periodo de análisis, en tanto que en el

invierno de ese mismo año se observó el mayor valor de la extensión de la cubierta de nieve por sobre la media (Figura 17).

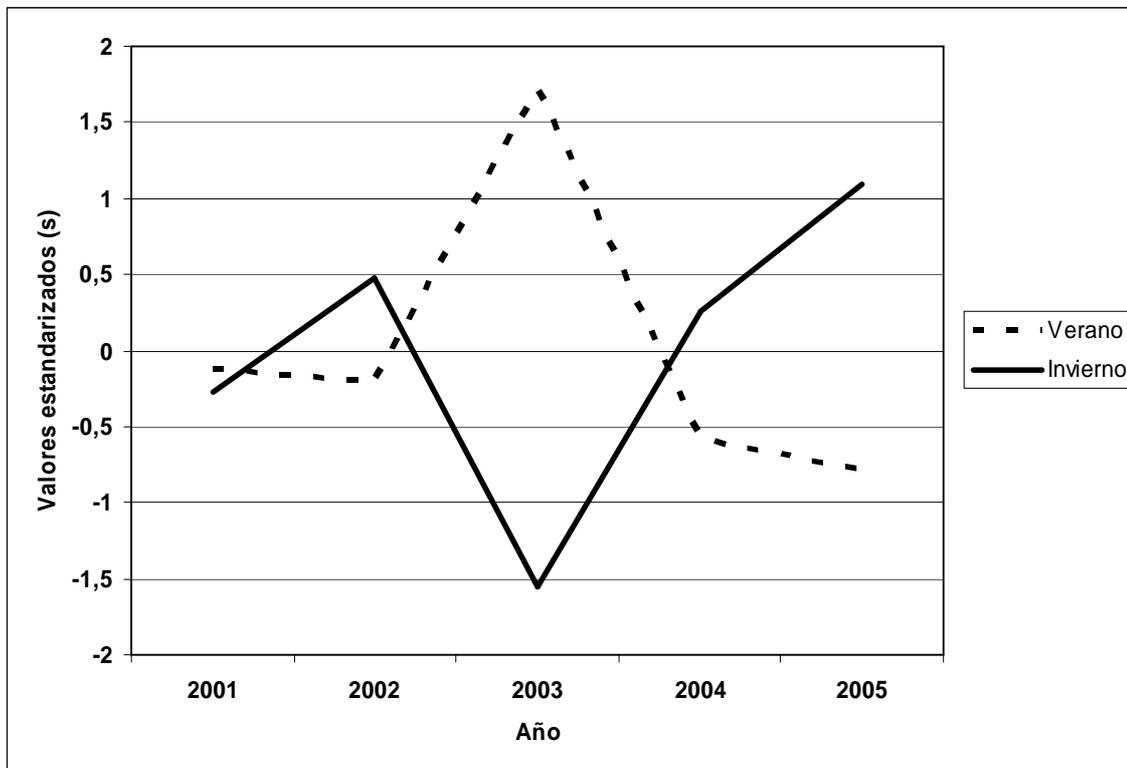


Figura 17. Valores estandarizados de las superficies de la cubierta de nieve en la región B.

Fuente: Elaboración propia.

En la Figura 18 se observa una comparación de los valores estandarizados de las superficies de la cubierta de nieve, las anomalías en la SST y el SOI en la estación de verano. En el año 2001, se registró el mayor valor por debajo de la media de las anomalías en la SST, como también el mayor valor por sobre la media de los valores del SOI, mientras que la cubierta de nieve presentó un valor por debajo de la media. En el año 2002, la anomalía en la SST registró un valor por debajo de la media y el SOI presentó un valor por sobre la media, mientras que la extensión de la cubierta de nieve mostró un valor por debajo de la media. En el año 2003, se registró la mayor extensión de la cubierta de nieve con respecto a la media, mientras que la anomalía en la SST registró un valor por sobre la media de valores y el SOI registró un valor por debajo de la media. En el verano del año 2004, los valores de la anomalía en la SST, del SOI y el de la

extensión de la cubierta de nieve se registraron por debajo de la media del periodo de análisis. Por último, en el año 2005 la anomalía en la SST registró un valor por sobre la media, mientras que el SOI y la extensión de la cubierta de nieve registraron valores por debajo de la media del periodo de análisis.

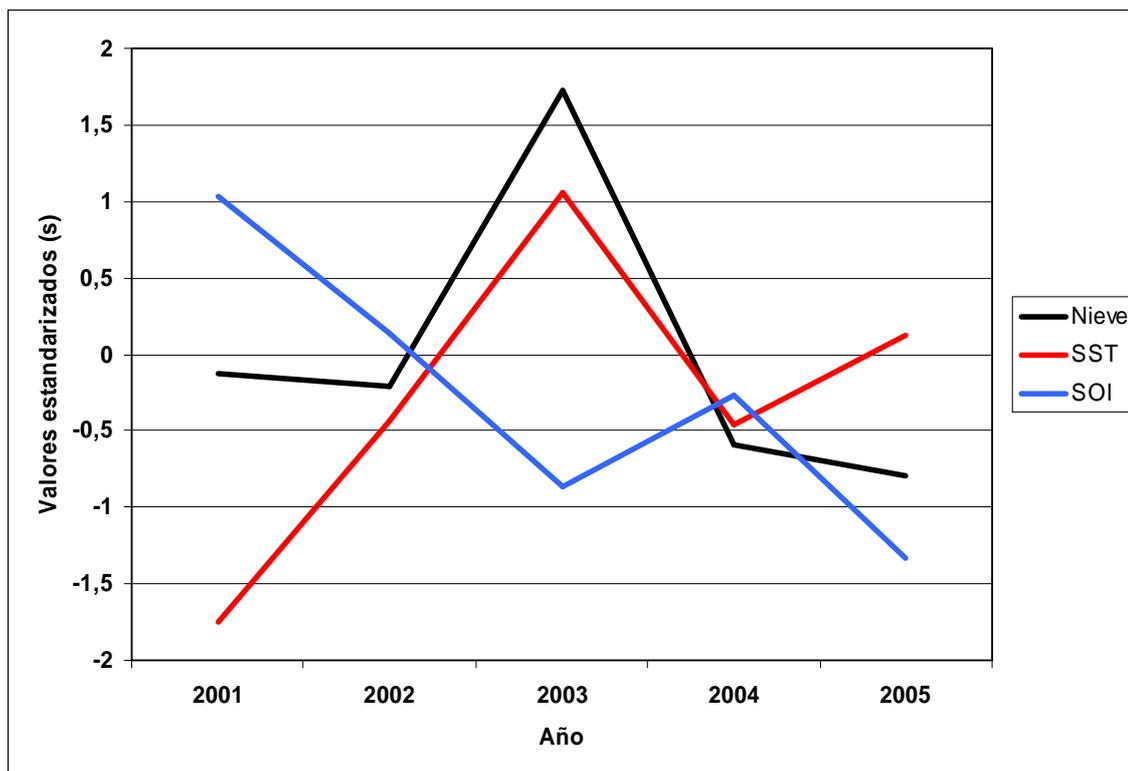


Figura 18. Comparación de los valores estandarizados de las superficies de la cubierta de nieve, anomalías en la SST y el SOI, para la estación de verano en la región B.

Fuente: Elaboración propia.

En la comparación realizada entre los valores estandarizados de las superficies de la cubierta de nieve, las anomalías en la SST y el SOI en la estación de invierno, se observó, en el año 2001, que tanto los valores de la anomalía en la SST, el SOI como de la extensión de la cubierta de nieve estuvieron por debajo de la media. En el año 2002, se registró un valor de la anomalía en la SST y de la superficie de la cubierta de nieve por sobre la media, mientras que el SOI registró un valor por debajo de la media. En el año 2003 se registró el menor valor de la anomalía en la SST y de la cubierta de nieve, con respecto de la media, mientras que el SOI también presentó un valor negativo. En el invierno del año 2004, la anomalía en la SST y la extensión de la cubierta de nieve

presentaron valores por sobre la media, mientras que el SOI registró un valor por debajo de la media. Finalmente, en el año 2005 se registró el mayor valor de la extensión de la cubierta de nieve con respecto de la media. Sin embargo, los valores de la anomalía en la SST y del SOI se alejaron débilmente de la media de valores (Figura 19).

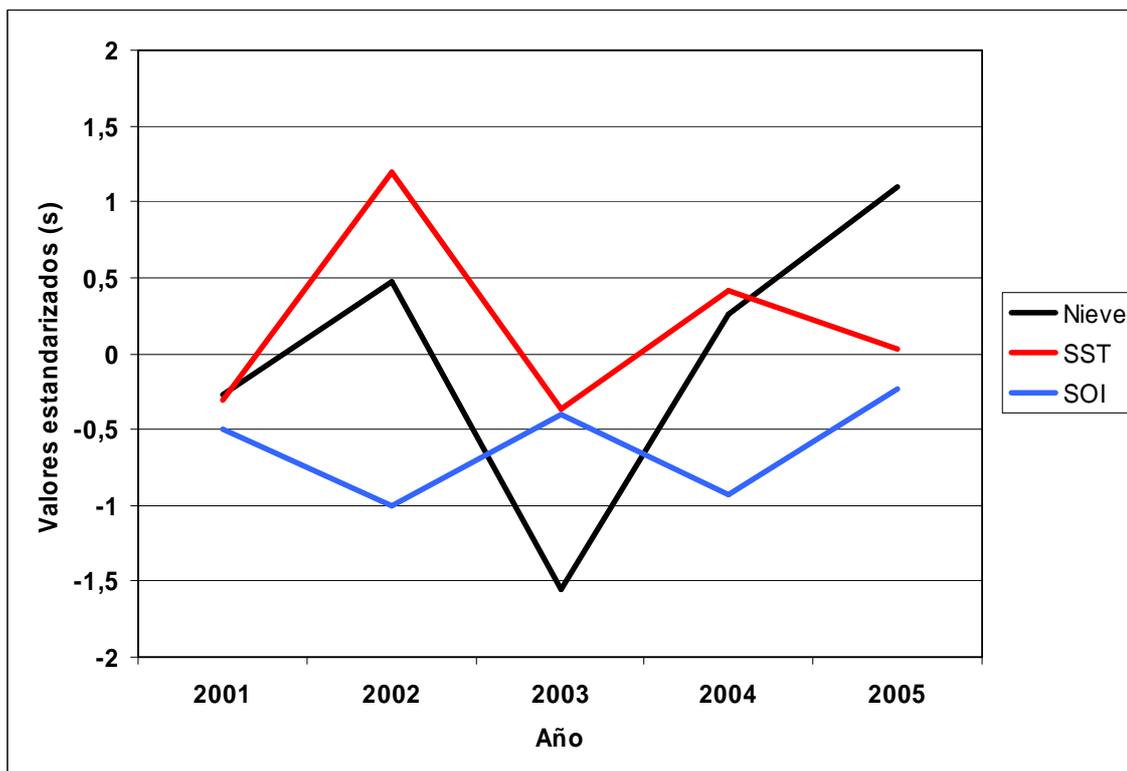


Figura 19. Comparación de los valores estandarizados de las superficies de la cubierta de nieve, anomalías en la SST y el SOI, para la estación de invierno en la región B.

Fuente: Elaboración propia.

En la región B (35° - 38°S), el vínculo entre la presencia de un evento El Niño y anomalías positivas en la extensión superficial de la cubierta de nieve, fue observado tanto en la estación de invierno del año 2002, como en la del verano del año siguiente, por lo que se podría establecer una relación sostenida entre anomalías positivas de la cubierta de nieve y la presencia de un evento El Niño, en el invierno de un año y el verano siguiente, y de esta forma existiría también una correspondencia entre las anomalías pluviométricas y de la cubierta de nieve en primavera en esta región, tal como lo señalan Montecinos y Aceituno (2003).

4.3. Región C (38° – 41°S)

En la tercera zona descrita por Montecinos y Aceituno (2003), localizada entre los 38° y los 41°S, se observó la mayor extensión de la cubierta de nieve en el invierno del año 2001, seguido por los inviernos de los años 2005, 2004, 2003 y 2002. En tanto que la menor extensión superficial de la cubierta de nieve fue alcanzada en la estación de verano del año 2005, seguida por los veranos de los años 2001, 2002, 2004 y 2003 (Cuadro 14).

Año	Estación	Superficies de la cubierta de nieve (Km ²)
2001	Verano	3.340
	Invierno	39.828
2002	Verano	4.001
	Invierno	26.943
2003	Verano	4.154
	Invierno	31.436
2004	Verano	4.077
	Invierno	32.684
2005	Verano	3.320
	Invierno	34.793

Cuadro 14. Superficies de la cubierta de nieve en la región C.

Fuente: Elaboración propia.

Al estandarizar los valores de las superficies de la cubierta de nieve obtenidas en esta región, se observó que en el año 2001 se registró el mayor valor de la superficie de la cubierta de nieve en el invierno, y al mismo tiempo el segundo menor valor de la extensión de la cubierta de nieve en el verano, con respecto a la media de valores. Contrario a lo anterior, en el año 2002 se registró el menor valor de la superficie de la cubierta de nieve, con respecto de la media, en la estación de invierno, y en la estación de verano se observó un valor por sobre la media. En el año 2003, se observó un valor por debajo de la media en invierno y por sobre la media en verano (la mayor fluctuación positiva con respecto de la media de esa estación), al igual que en año 2004, pero ambas en estaciones con una menor distancia de la media. Por último, en el año 2005, al igual que en año 2001, se registró un valor por debajo de la media de valores en verano y por

sobre la media en invierno, de menor magnitud que en el invierno del año 2001 (Figura 20).

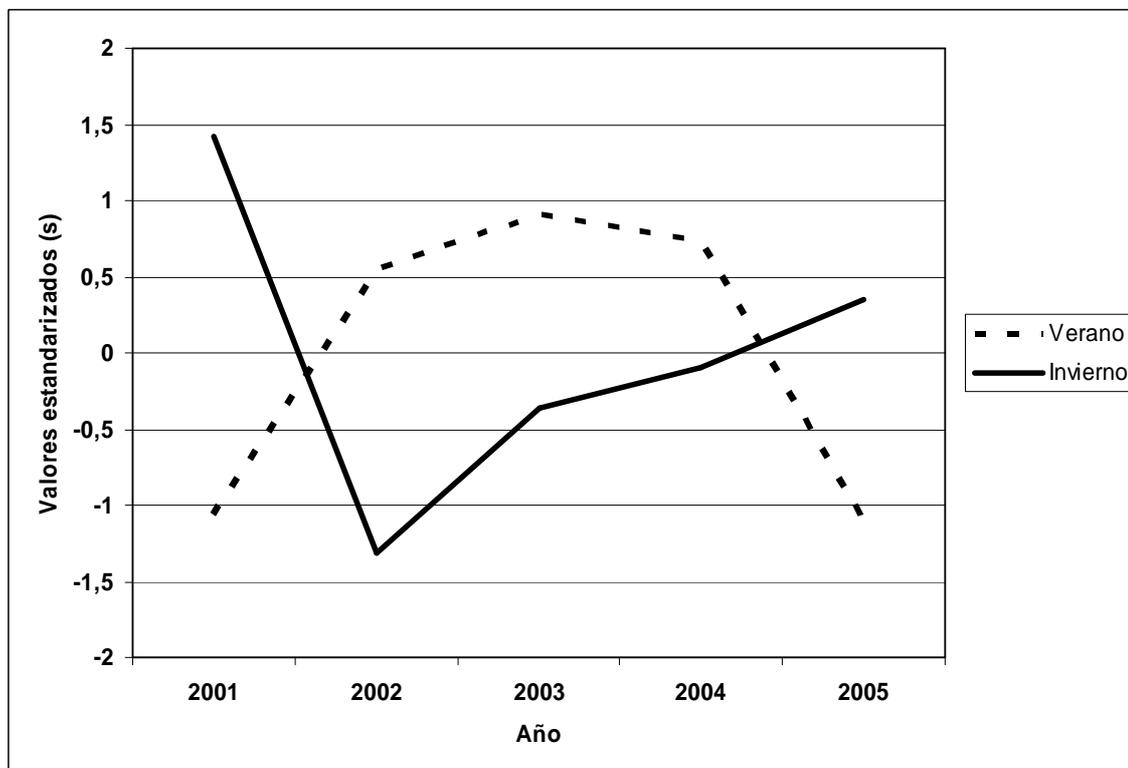


Figura 20. Valores estandarizados de las superficies de la cubierta de nieve en la región C.

Fuente: Elaboración propia.

En el verano del año 2001, se observó la mayor anomalía positiva, con respecto de la media, del SOI, y al mismo tiempo la mayor fluctuación negativa de los valores de las anomalías en la SST, mientras que la extensión de la cubierta de nieve registró un valor por debajo de la media. En el año 2002, se observó un valor por sobre la media de la extensión de la cubierta de nieve, en contraste con una fluctuación negativa de la anomalía en la SST y un valor por sobre la media del SOI. En el verano del año 2003 se observó la mayor extensión de la cubierta de nieve con respecto a la media, a la vez que se registró el mayor valor de las anomalías en la SST y el segundo menor valor del SOI, respecto de la media de valores del periodo de análisis. En el año 2004 se observó un valor por sobre la media de la extensión de la cubierta de nieve, en tanto que los valores estandarizados de la anomalía en la SST y del SOI, se encontraron por debajo de la

media. Finalmente, en el verano del año 2005 se registró la mayor anomalía negativa de la extensión de la cubierta de nieve con respecto a la media de valores del periodo analizado (Figura 21).

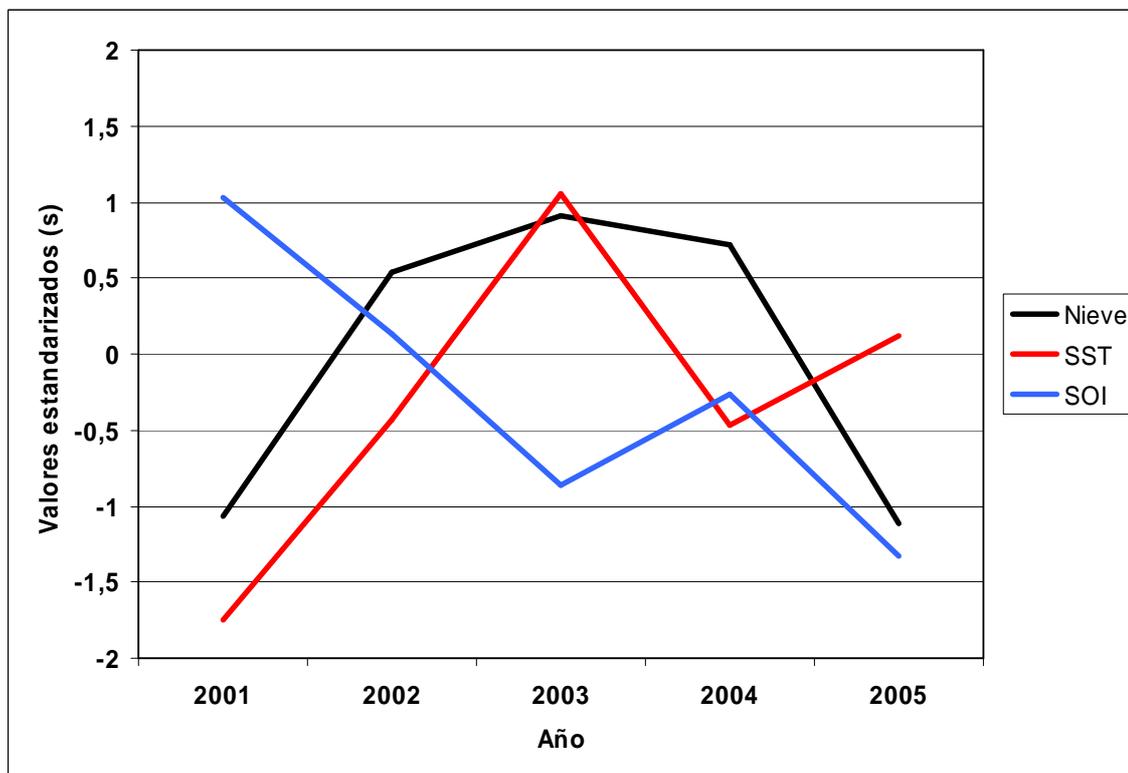


Figura 21. Comparación de los valores estandarizados de las superficies de la cubierta de nieve, anomalías en la SST y el SOI, para la estación de verano en la región C.

Fuente: Elaboración propia.

En la estación de invierno, se observó una desvinculación entre el aumento de la anomalía en la SST y anomalías negativas del SOI, con el comportamiento de la cubierta de nieve, mostrándose incluso una disminución de ésta en el invierno del año 2002, en el que se incrementaron los valores de la anomalía en la SST y las anomalías negativas en el SOI. Sin embargo la extensión de la cubierta de nieve, en este año, fue la menor del periodo de análisis. Por otra parte se observó la mayor extensión de la cubierta de nieve en el año 2001, pese a que la anomalía en la SST presentó valores negativos, al igual que el SOI. En el año 2003, se produjo una coincidencia de valores de las fluctuaciones negativas de la anomalía en la SST, el SOI y la extensión de la cubierta de nieve, con respecto de la media de valores del periodo de análisis. En el año 2004, se presentó un

valor de la anomalía en la SST por sobre la media de valores del periodo de análisis, a la vez que se presentó un valor por debajo de la media de valores del SOI. Sin embargo, la extensión de la cubierta de nieve no se alejó de la media de valores. Finalmente, en el año 2005, tanto la anomalía en la SST como el SOI, presentaron valores muy cercanos a la media de valores del periodo de análisis, pero la extensión de la cubierta de nieve fue superior a los años anteriores, a excepción del año 2001 (Figura 22).

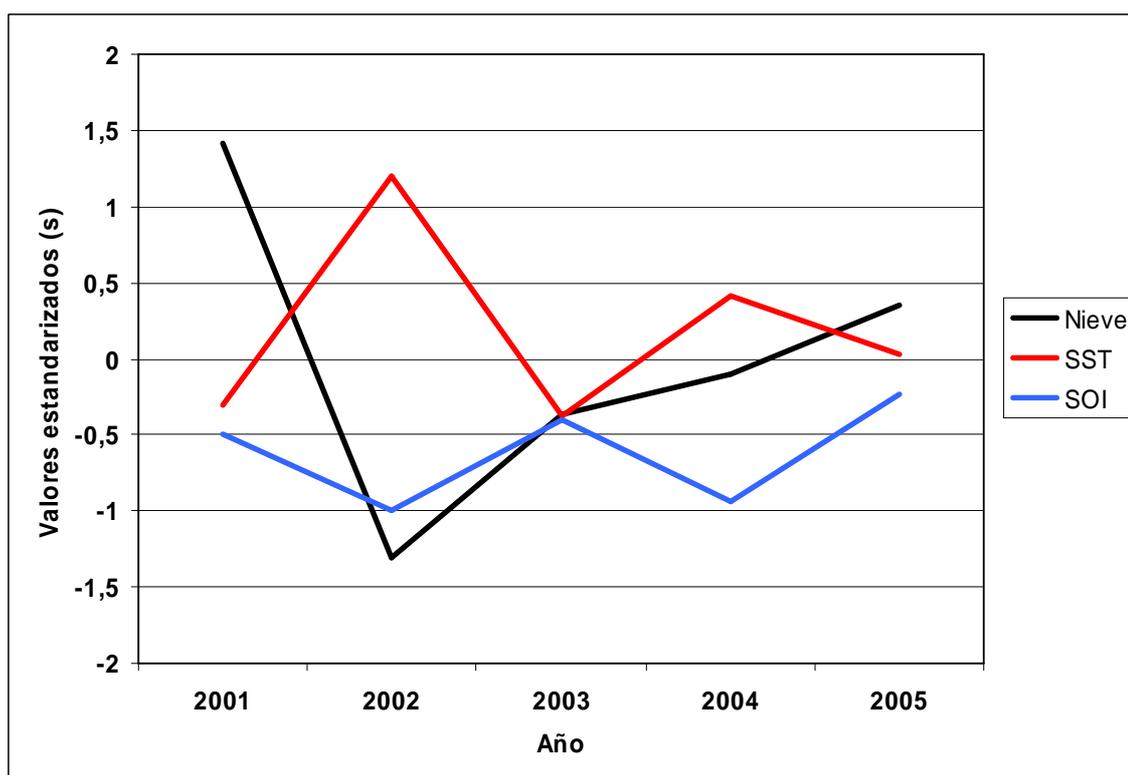


Figura 22. Comparación de los valores estandarizados de las superficies de la cubierta de nieve, anomalías en la SST y el SOI, para la estación de invierno en la región C.

Fuente: Elaboración propia.

Para la región C (38° - 41°S), la mayor correspondencia entre la extensión de la cubierta de nieve y el fenómeno ENSO se obtuvo en la estación de verano, del mismo modo en el que las precipitaciones se relacionarían con el fenómeno ENSO en esta región (Montecinos y Aceituno, 2003). En tanto que para la estación de invierno en esta región, no se observó una clara correspondencia entre el comportamiento de las precipitaciones y las variaciones de la cubierta de nieve, por lo tanto, tampoco con los índices empleados para definir la presencia del fenómeno ENSO.

5. Temperatura del aire y la cubierta de nieve

5.1. Región Norte (30° - 33°S)

Al determinar las superficies de la cubierta de nieve entre los 30° y 33°S, se observó que el mayor valor se presentó en la estación de invierno del año 2002, seguido por los inviernos de los años 2003, 2005, 2001 y 2004. En tanto que el menor valor fue observado en la estación de verano del año 2001, seguido por la misma estación de los años 2002, 2005, 2004 y 2003 (Cuadro 15).

Año	Estación	Superficies de la cubierta de nieve (Km ²)
2001	Verano	609
	Invierno	21.762
2002	Verano	606
	Invierno	36.181
2003	Verano	1.592
	Invierno	30.052
2004	Verano	1.044
	Invierno	16.420
2005	Verano	685
	Invierno	28.371

Cuadro 15. Superficies de la cubierta de nieve en la región Norte.

Fuente: Elaboración propia.

La estandarización de los valores de las superficies de la cubierta de nieve en la región Norte, permitió comparar su comportamiento estacional, observándose un vínculo entre la máxima extensión de la cubierta de nieve presente en el invierno del año 2002, con la máxima extensión de la cubierta de nieve para la estación de verano en el año 2003. También se pudo observar la marcada disminución de la extensión de la cubierta de nieve en el invierno del año 2004, con respecto a la media del periodo de análisis. Tanto en el invierno del año 2001, como en el 2004, la extensión de la cubierta de nieve mostró valores por debajo de la media. Por otra parte, se observó que en el invierno del año 2003 se presentó el mayor valor respecto de la media, luego del año 2002, pero por sobre el

año 2005. En la estación de verano, exceptuando el año 2003, se presentaron sólo valores por debajo de la media, destacando la presencia de semejantes valores en los años 2001 y 2002 (Figura 23).

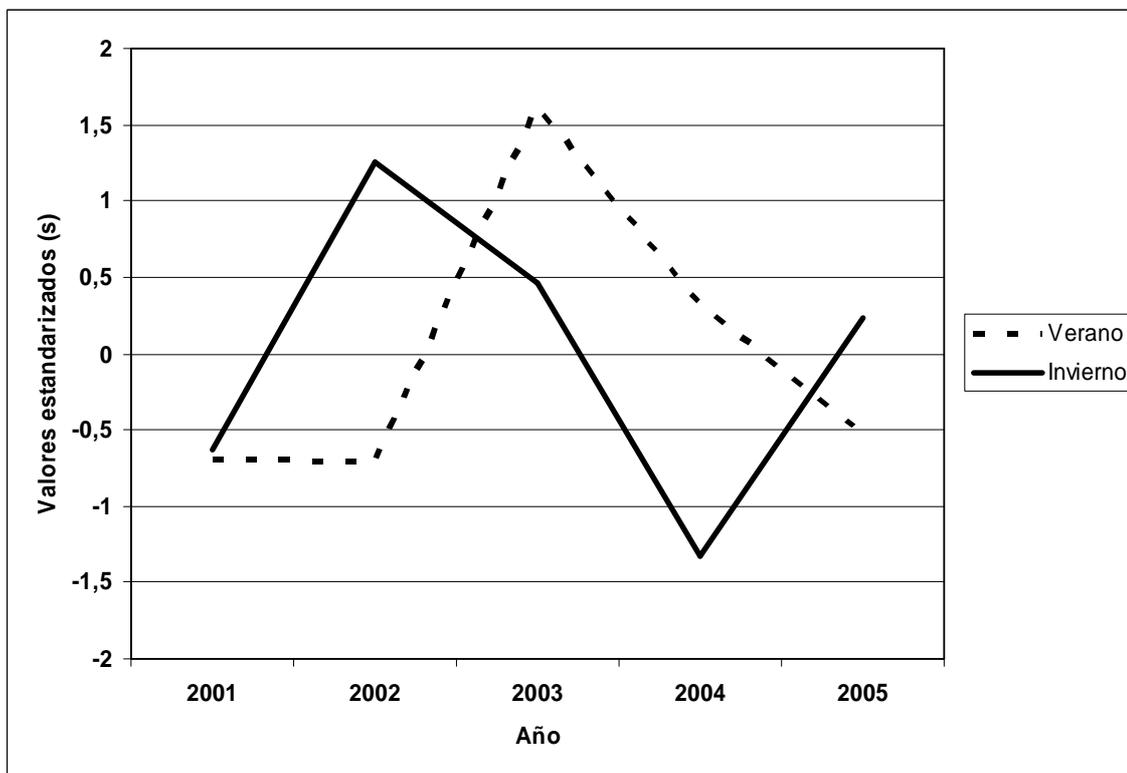


Figura 23. Valores estandarizados de las superficies de la cubierta de nieve en la región Norte.

Fuente: Elaboración propia.

En el verano del año 2001, se observó la mayor anomalía positiva, respecto de la media, del SOI, mientras que la cubierta de nieve presentó un valor por debajo de la media. En el año 2002, el valor del SOI se registró levemente por sobre la media, en tanto que la superficie de la cubierta de nieve presentó un valor por debajo de la media, similar al del año anterior. En el verano del año 2003 (en presencia de un evento El Niño), el SOI registró un valor por debajo de la media de valores del periodo de análisis, mientras que la superficie de la cubierta de nieve presentó la mayor anomalía positiva con respecto a la media. En el año 2004, se observó un valor del SOI por debajo de la media, y un valor de la superficie de la cubierta de nieve por sobre la media. Finalmente, en el verano del año

2005, tanto el valor del SOI como el valor de la superficie de la cubierta de nieve se presentaron por debajo de la media de valores del periodo de análisis (Figura 24).

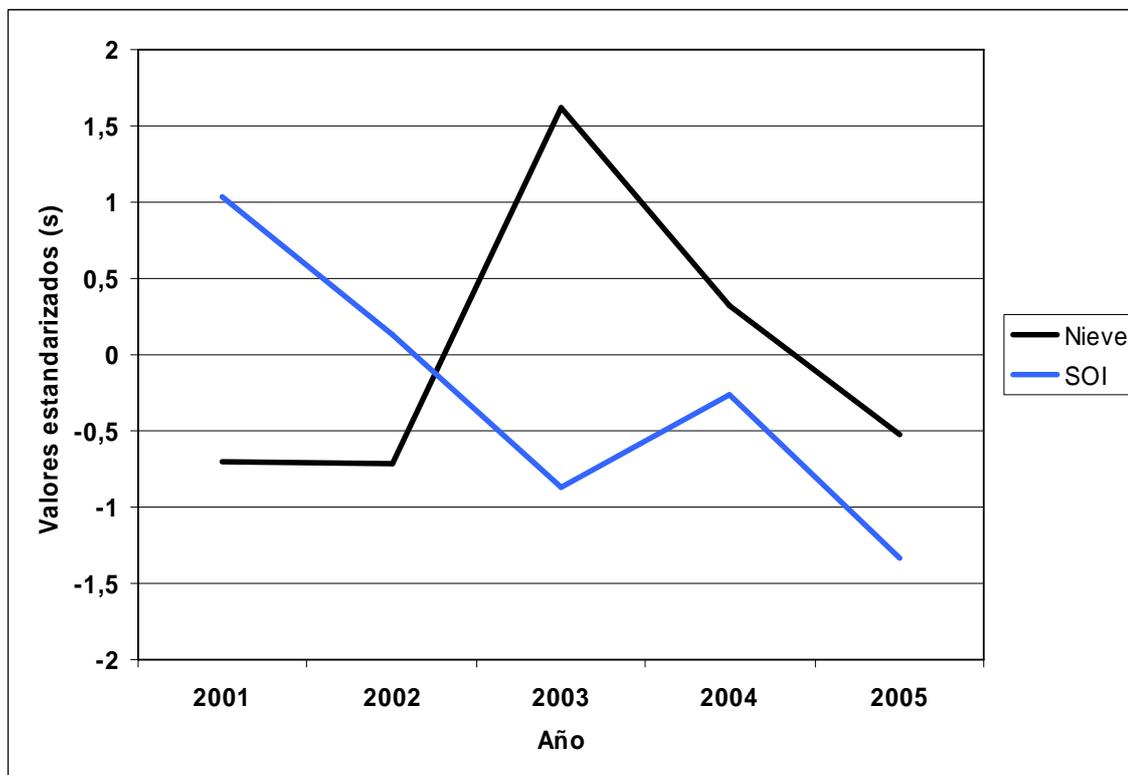


Figura 24. Comparación de los valores estandarizados de las superficies de la cubierta de nieve y el SOI, para la estación de verano en la región Norte.

Fuente: Elaboración propia.

En la estación de invierno del año 2001, se observó un valor del SOI por debajo de la media, al igual que el valor de la superficie de la cubierta de nieve. En el año 2002, en presencia del evento El Niño 2002 – 2003, se registró la mayor anomalía positiva de la extensión de la cubierta de nieve, con respecto a la media. En ese mismo año, el valor del SOI presentó la mayor anomalía negativa con respecto a la media de valores del periodo de análisis. En el año 2003, se observó un valor del SOI por debajo de la media, y un valor de la superficie de la cubierta de nieve por sobre la media. En el invierno del año 2004, tanto el valor del SOI, como el de la superficie de la cubierta de nieve se registraron por debajo de la media. En el invierno del año 2005, la extensión de la cubierta de nieve presentó un valor por sobre la media, mientras que el SOI registró un valor por debajo de la media (Figura 25).

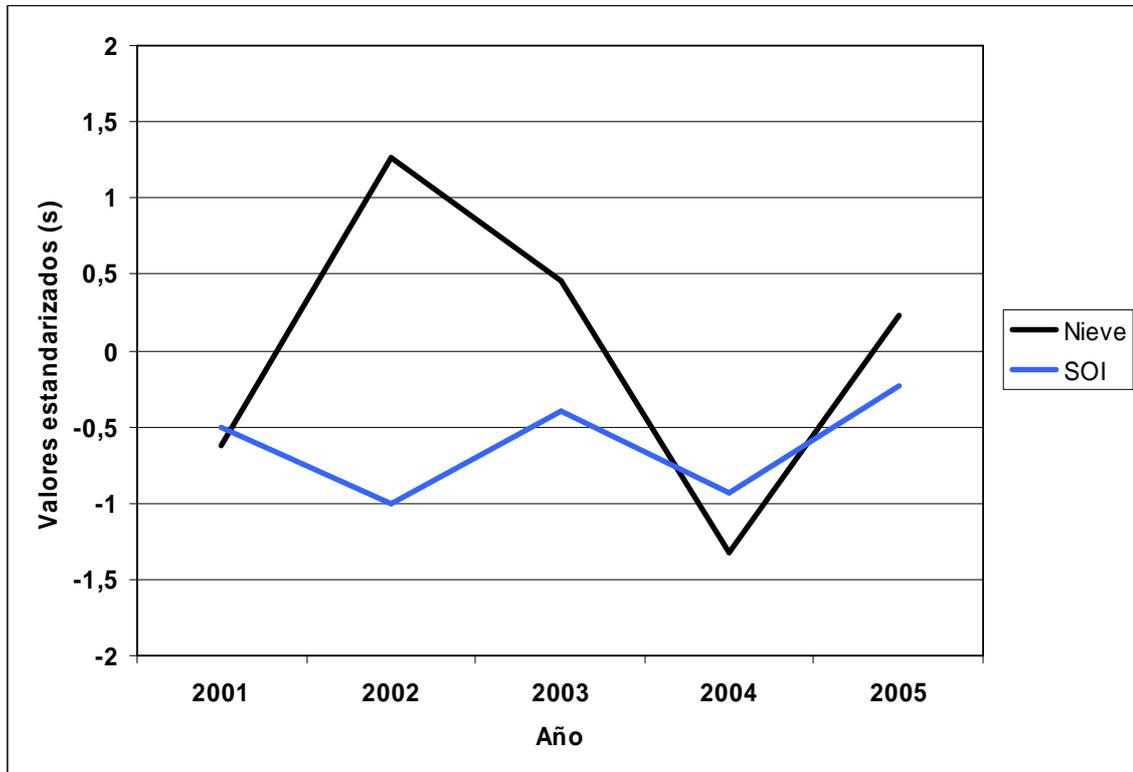


Figura 25. Comparación de los valores estandarizados de las superficies de la cubierta de nieve y el SOI, para la estación de invierno en la región Norte.

Fuente: Elaboración propia.

Al comparar el comportamiento de la cubierta de nieve en relación a los valores del SOI, con lo afirmado por Rosenblüth et al. (1997), respecto a las variaciones de la temperatura del aire y su relación con el SOI, se infiere que la extensión de la cubierta de nieve al Norte de los 33°S muestra una correspondencia con el fenómeno ENSO, tanto en la estación de verano como en invierno.

5.2. Región Sur (33° - 41°S)

Las superficies de la cubierta de nieve observadas entre los 33° y 41°S, mostraron el mayor valor en la estación de invierno del año 2005, seguido por los inviernos de los años 2001, 2004, 2002 y 2003. En cuanto a la menor extensión de la cubierta de nieve, ésta fue observada en la estación de verano del año 2002, seguida por los veranos de los años 2004, 2005, 2001 y 2003 (Cuadro 16).

Año	Estación	Superficies de la cubierta de nieve (Km²)
2001	Verano	6.795
	Invierno	88.441
2002	Verano	7.359
	Invierno	79.156
2003	Verano	10.543
	Invierno	72.888
2004	Verano	6.992
	Invierno	81.671
2005	Verano	5.915
	Invierno	88.566

Cuadro 16. Superficies de la cubierta de nieve en la región Sur.

Fuente: Elaboración propia.

Al graficar los valores estandarizados de las superficies de la cubierta de nieve, destaca principalmente el año 2003 siendo el año en el cual se alcanzó simultáneamente la mayor extensión de la cubierta de nieve en verano y la menor extensión de la cubierta de nieve en invierno. En el año 2001 se observó un valor por sobre la media en invierno y bajo la media en verano. En el año 2002, tanto en invierno como en verano, se registraron valores por debajo de la media de valores del periodo de análisis. En el año 2004, al igual que en 2002, se presentaron valores por debajo de la media tanto en verano como en invierno. Por último, en el año 2005 se registró un valor de la extensión de la cubierta de nieve por sobre la media en invierno, y por debajo de la media en la estación de verano (Figura 26).

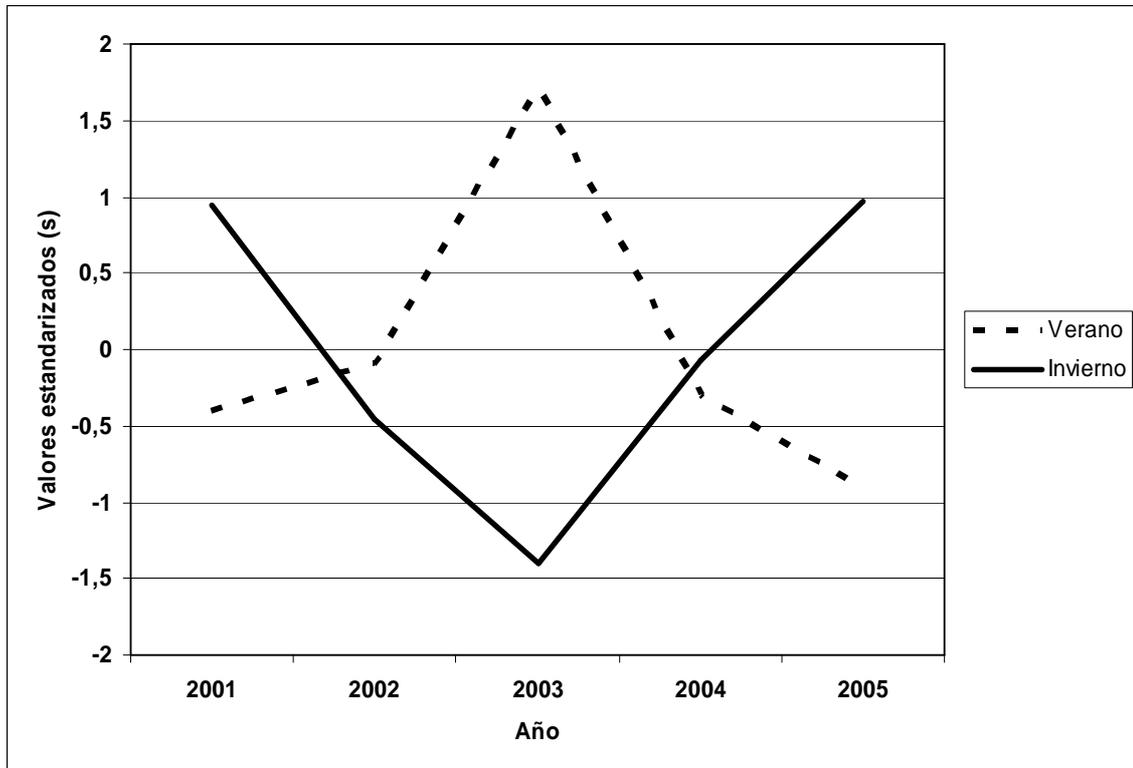


Figura 26. Valores estandarizados de las superficies de la cubierta de nieve en la región Sur.

Fuente: Elaboración propia.

Al realizar la comparación entre los valores estandarizados de las superficies de la cubierta de nieve y los valores del SOI en la estación de verano, se observó que en el verano del año 2001 la extensión de la cubierta de nieve presentó un valor por debajo de la media, al tiempo que el SOI registró el mayor valor por sobre la media del periodo de análisis, situación que se corresponde con la finalización del evento La Niña iniciado a fines del año 2000. En el año 2002, se registraron valores de la extensión de la cubierta de nieve y del SOI, cercanos a la media de valores del periodo analizado. Sin embargo, en el año 2003 se produjo la mayor distancia entre ambos valores, ya que la extensión de la cubierta de nieve presentó el mayor valor por sobre la media del periodo de análisis, y el SOI mostró un valor por debajo de la media de valores, produciéndose una correspondencia con el desarrollo de un evento El Niño. En el año 2004, se registró un valor de la extensión de la cubierta de nieve y del SOI, por debajo de la media de valores

del periodo de análisis. Finalmente, en el verano del año 2005 se presentó el menor valor de la extensión de la cubierta de nieve y la mayor anomalía negativa del SOI (Figura 27).

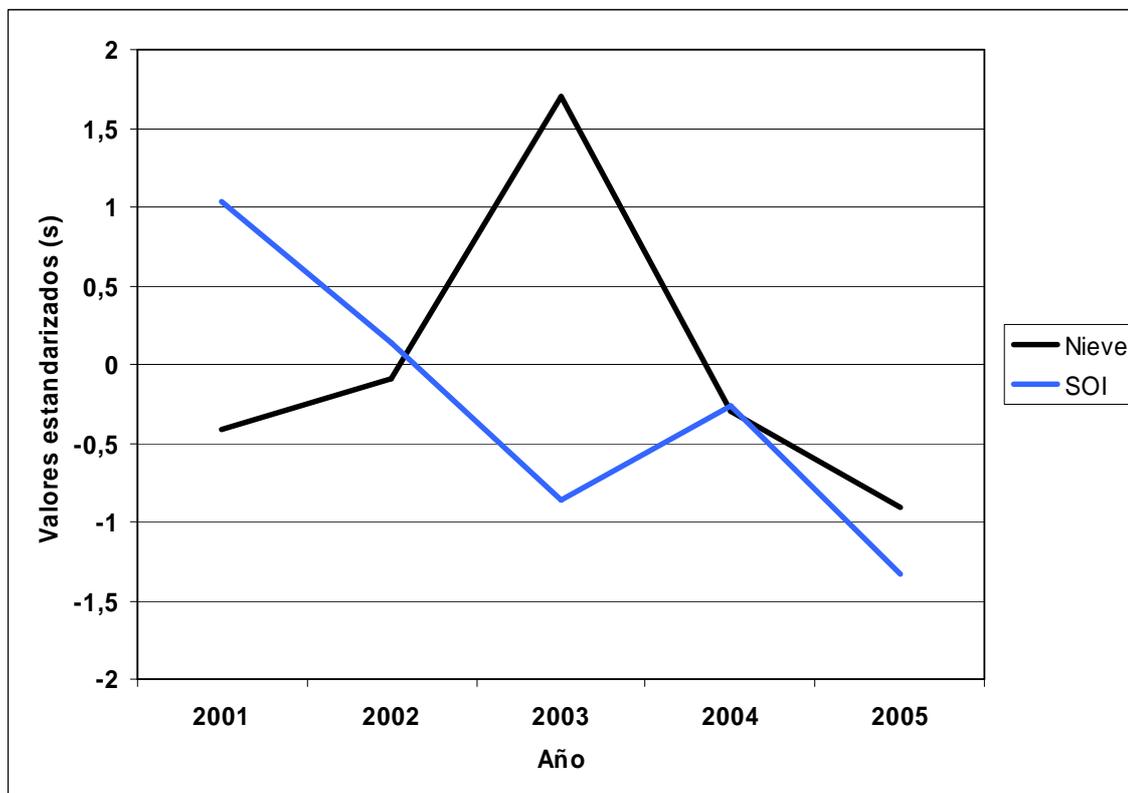


Figura 27. Comparación de los valores estandarizados de las superficies de la cubierta de nieve y el SOI, para la estación de verano en la región Sur.

Fuente: Elaboración propia.

En la región Sur, los valores del SOI se registraron por debajo de la media en todos los años analizados. En el año 2001, la extensión de la cubierta de nieve presentó el segundo valor por sobre la media más alto del periodo de análisis. En el invierno del año 2002, tanto la extensión de la cubierta de nieve como el SOI presentaron valores por debajo de la media, siendo superior en el caso de la cubierta de nieve. En el año 2003, la extensión de la cubierta de nieve registró la mayor anomalía negativa respecto de la media, en tanto que el SOI presentó un valor por debajo de la media, aunque mas alto que el de la cubierta de nieve. En el año 2004, la extensión de la cubierta de nieve presentó un valor levemente por debajo de la media, en contraste con el SOI que registró un valor negativo mas alejado de la media de valores del periodo de análisis. Por último,

en el año 2005 se registró un valor de la extensión de la cubierta de nieve por sobre la media, y el SOI presentó un valor por debajo de la media (Figura 28).

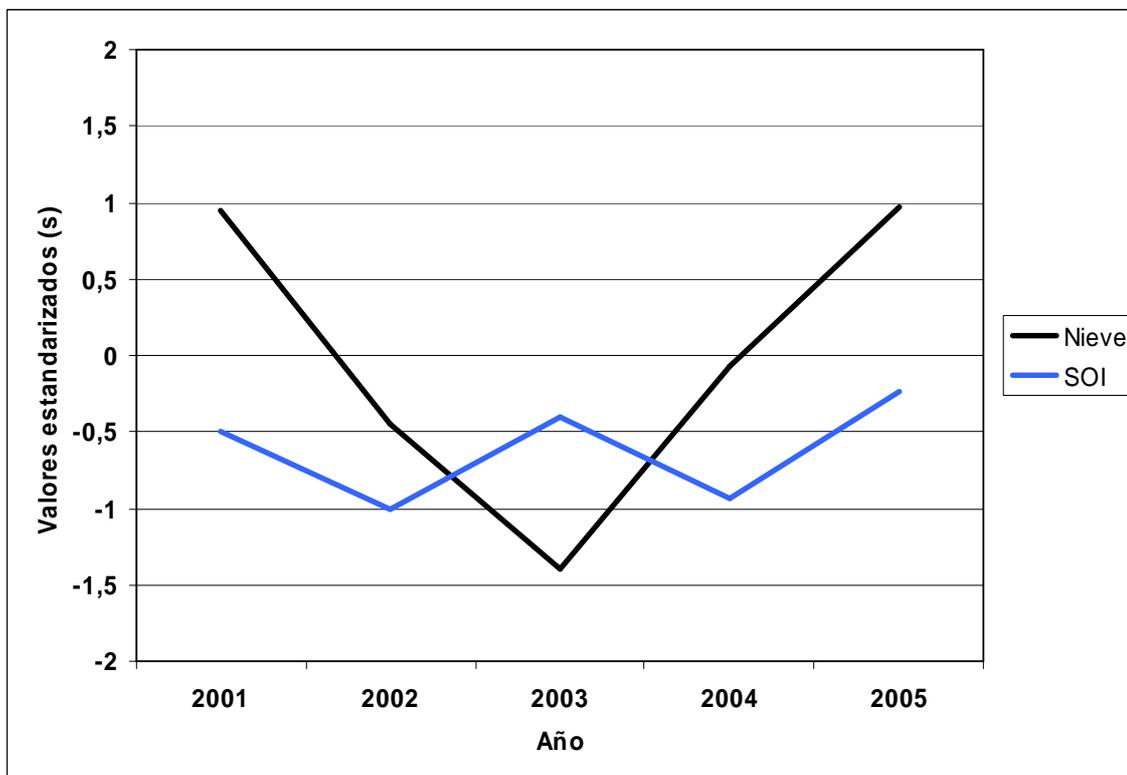


Figura 28. Comparación de los valores estandarizados de las superficies de la cubierta de nieve y el SOI, para la estación de invierno en la región Sur.

Fuente: Elaboración propia.

Al comparar el comportamiento de la cubierta de nieve en relación a los valores del SOI, con lo afirmado por Rosenblüth et al. (1997), respecto a las variaciones de la temperatura del aire y su relación con el SOI, se infiere que la extensión de la cubierta de nieve al Sur de los 33°S muestra una mayor correspondencia en la estación de verano con el fenómeno ENSO, y una poca o nula correspondencia en la estación de invierno.

III. DISCUSIÓN Y CONCLUSIONES

La utilización del Compuesto de 32 días de MODIS en este estudio demuestra el potencial de estas imágenes para la realización de estudios de nieve, a pesar de no ser productos especialmente elaborados para ello existiendo otros productos del mismo sensor generados con esa finalidad (Hall y Riggs, 2007). Entre las principales ventajas de la utilización del Compuesto de 32 días del sensor MODIS, cuentan su extensión espacial y temporal, así como su disponibilidad gratuita a través de Internet, por lo que el uso de estas imágenes permite establecer importantes aproximaciones a la comprensión de una gran cantidad de fenómenos geográficos tales como la deforestación o la desertificación, sobre todo en países en desarrollo, en los que existen limitados recursos para la solución a importantes problemáticas de implicancia territorial (Duong, 2004). Mientras que la principal desventaja asociada al uso del Compuesto de 32 días en este estudio, consiste en que al no ser un producto elaborado especialmente para los estudios sobre la cubierta de nieve, se requiere realizar algunas correcciones como la generación de máscaras de los cuerpos de agua, proceso que se realiza tradicionalmente en la creación de mapas de nieve, pero que en este caso se ve limitado por la presencia de celdas sin información presentes de manera irregular en la banda 6 del compuesto. Sin embargo, con respecto a la discriminación entre la nieve y la nubosidad, el Compuesto de 32 días presenta una gran ventaja, debido precisamente a la extensión del periodo de corrección que experimenta cada una de las celdas de las imágenes, 4 veces superior a los productos estándar de nieve elaborados con imágenes del sensor MODIS.

La mayor extensión superficial de la cubierta de nieve del periodo analizado (2001 – 2005) fue observada en el invierno del año 2005, seguido por el invierno del año 2002. En el primer caso, la observación fue realizada luego del desarrollo de un evento El Niño calificado por la NOAA como un evento de intensidad Débil (CPC/NCEP, 2009; boletín disponible en: <http://www.cpc.ncep.noaa.gov/>), producido entre los meses de Julio del año 2004 y Enero del año 2005, y en el segundo caso, en presencia de un evento El Niño de intensidad Débil a Moderada según la NOAA (CPC/NCEP, 2009; boletín disponible en: <http://www.cpc.ncep.noaa.gov/>), desarrollado entre los meses de Junio del año 2002 y Marzo del año 2003. Al comparar las fluctuaciones de la cubierta de nieve con las anomalías en la SST y en los valores del SOI, se observó una correspondencia entre anomalías positivas en la extensión superficial de la cubierta de nieve y la presencia de un

evento El Niño en el periodo 2002 – 2003, relación que fue encontrada también por Masiokas et al. (2006), quienes jerarquizaron al invierno del año 2002 como el noveno año con mayor cantidad de nieve registrada entre los años 1951 y 2005. La mayor extensión de la cubierta de nieve observada en el invierno del año 2005 no se corresponde directamente con el fenómeno ENSO.

Este estudio sugiere la existencia de una fuerte correspondencia entre el desarrollo eventos El Niño y la presencia de anomalías positivas en la extensión de la cubierta de nieve durante el invierno. Sin embargo, esta correspondencia está determinada por la intensidad de estos eventos, definidos por la presencia de anomalías positivas en la SST del Océano Pacífico tropical (Trenberth, 1997) y de valores negativos del SOI (Díaz y Markgraf, 2000). De acuerdo a lo observado, anomalías en la SST superiores a 1°C en la estación de invierno, se corresponden con fluctuaciones positivas de la cubierta de nieve. Lo anterior coincide con lo planteado por Escobar y Aceituno (1998), quienes mediante el análisis de rutas de nieve en los Andes Centrales, observaron que durante el invierno, la acumulación de nieve sería independiente de las anomalías de la SST, en el Océano Pacífico tropical, cuando estas anomalías se encontraran en el intervalo -0,5° a 1°C, situación ocurrida en el segundo evento El Niño del periodo analizado.

La presencia de anomalías positivas en la extensión de la cubierta de nieve durante el invierno del año 2002, asociada al desarrollo de un evento El Niño, tuvo una incidencia directa en la cubierta de nieve del verano siguiente, presentando una anomalía positiva en su extensión. En mediciones realizadas en algunos glaciares como el Echaurren Norte (33°S), se ha observado un balance de masa positivo, asociado a una mayor alimentación en presencia de eventos El Niño durante el invierno anterior a la medición realizada hacia fines del verano (Escobar et al., 1995). La estrecha relación entre la ELA y la línea de nieves, que se observa al final del verano (Paterson, 1994), permite inferir que en el verano del año 2003 se produjo un descenso en la línea de nieves, fuertemente vinculado a la anomalía positiva en la extensión de la cubierta de nieve registrada en el invierno inmediatamente anterior.

La variabilidad latitudinal de la cubierta de nieve mostró un comportamiento semejante al de las anomalías pluviométricas, asociadas a la presencia del fenómeno ENSO. Entre los 30° y 35°S, la extensión de la cubierta de nieve presentó anomalías positivas en presencia de un evento El Niño, tanto en verano como en invierno, mientras que Montecinos y Aceituno (2003) observaron en esta región una mayor asociación entre

las anomalías pluviométricas positivas y la presencia de eventos El Niño en la estación de invierno. Entre los 35° y los 38°S, la extensión de la cubierta de nieve evidenció un incremento, en verano e invierno, en tanto que Montecinos y Aceituno (2003) observaron una mayor asociación entre anomalías pluviométricas positivas y la presencia de eventos El Niño, hacia fines de la primavera en esta región. Finalmente, entre los 38° y 41°S, la extensión de la cubierta de nieve mostró un aumento en presencia de un evento El Niño, sólo en la estación de verano, del mismo modo en que Montecinos y Aceituno (2003) observaron que las anomalías pluviométricas, en este caso negativas, se asociaban en mayor medida con la presencia del fenómeno ENSO en la estación de verano, por lo que se concluye que si en presencia de eventos El Niño, las precipitaciones exceden el valor normal en el invierno, la cubierta de nieve presentará una mayor superficie al Norte de los 38°S, tanto en invierno como en el verano siguiente. El uso de información relativa al comportamiento espacial de las precipitaciones permite mejorar la comprensión del comportamiento de la cubierta de nieve en presencia del fenómeno ENSO, debido a la estrecha correspondencia que existe entre ellas.

Al comparar la variabilidad latitudinal de la temperatura del aire, asociada a la presencia del fenómeno ENSO propuesta por Rosenblüth et al. (1997), con el comportamiento de la cubierta de nieve, se observó una correspondencia al Norte de los 33°S tanto en verano como en invierno, mientras que hacia el Sur el comportamiento de la cubierta de nieve fue semejante al de la temperatura del aire, sólo en la estación de verano. De lo anterior se concluye que si en presencia de eventos El Niño, las anomalías en la temperatura del aire se corresponden con los valores del SOI en invierno, la cubierta de nieve mostrará una mayor extensión al Norte de los 33°S, tanto en invierno como en el verano siguiente. Finalmente, en toda el área de estudio existe una correspondencia entre la extensión de la cubierta de nieve y el comportamiento de la temperatura del aire durante la estación de verano. Con respecto a la importancia de comprender la relación entre la cubierta de nieve y la temperatura del aire, se ha observado que en regiones del Mundo en donde predomina la acumulación de nieve en el invierno y la fusión de ésta en primavera, las fluctuaciones de algunas reservas de agua se relacionan mas fuertemente con los cambios en la temperatura del aire que con los cambios en las precipitaciones (Barnett et al., 2005). Sin embargo, debido a la limitada información existente acerca del comportamiento de la temperatura del aire en las regiones montañosas de Chile Central,

dificulta establecer conclusiones más determinantes al respecto, por lo que la realización de mayores estudios en la materia resulta fundamental.

En función de lo observado en este estudio, se concluye que en presencia de un evento El Niño, la altitud de la línea de nieves en el verano, al Norte de los 38°S, estaría vinculada con anomalías pluviométricas producidas en el invierno anterior, mientras que hacia el Sur, estos cambios no evidenciarían alguna correspondencia con el comportamiento de las precipitaciones en el invierno anterior, aún en presencia del evento El Niño. La posición de la línea de nieves en verano, al Sur de los 33°S, tendría una mayor asociación con eventos El Niño que en invierno, por lo que la asociación entre la temperatura del aire y la altitud de la línea de nieves sería mayor en verano. Esta correspondencia sería independiente de las anomalías en la extensión de la cubierta de nieve producidas en el invierno anterior, sugiriendo que ante la presencia de eventos El Niño, la altitud de la línea de nieves en el verano, al Sur de los 33°S, sería también independiente de la extensión de la cubierta de nieve registrada en el invierno anterior.

Este trabajo destaca la importancia de realizar mayores estudios acerca de la cubierta de nieve en Chile Centro – Sur, sobre todo en vista a los potenciales cambios climáticos proyectados para la región (DGF, 2006; IPCC, 2007). Los cambios observados en la altitud de la isoterma de 0°C y en la ELA en el lado Oeste de los Andes (Carrasco et al., 2008), tendrían importantes implicancias sobre el comportamiento futuro de la cubierta de nieve en la región, afectando directamente a una serie de actividades económicas que dependen de las reservas de agua contempladas en los glaciares y la nieve de las montañas (PNUMA, 2007). En algunas regiones del Mundo, ya se han alertado cambios significativos en la cubierta de nieve, asociados a fluctuaciones climáticas (IPCC, 2007), instalando nuevos escenarios para determinadas actividades económicas altamente vulnerables como la industria del esquí, las que deben buscar mecanismos de adaptación a nuevas condiciones ambientales (Elsasser y Bürki, 2007). La cubierta de nieve además es la principal fuente de recursos hídricos para los embalses de generación de electricidad, la minería, la agricultura y el consumo doméstico, por lo que debiera ser objeto de un cuidadoso monitoreo que apunte a un manejo racional del agua, evitando acentuar la creciente presión sobre este delicado recurso de importancia vital.

IV. BIBLIOGRAFÍA

Aceituno, P. (1992). Anomalías de precipitación en Chile central relacionadas con la Oscilación del Sur: Mecanismos asociados. Departamento de Geofísica. Universidad de Chile. 5 pp.

Aceituno, P. y Vidal, F. (1990). Variabilidad interanual en el caudal de ríos andinos en Chile central en relación con la temperatura de la superficie del mar en el Pacífico central. *Revista de la Sociedad Chilena de Ingeniería Hidráulica*. Volumen 5. 1, 7-19.

Barnett, T., Adam J., Lettenmaier, D. (2005). Potential impacts of a warming climate on water availability in snow-dominated regions. *Nature*. Volumen 438. 303-309.

Baumgartner, M., Schönenberger, A. y Stalder, U. (1991). Snow cover variations in the Alps using NOAA-AVHRR data. *Snow, Hydrology and Forests in high alpine areas*. International Association of Hydrological Sciences. Volumen 205. 41-50.

Carrasco, J., Osorio, R. y Casassa, G. (2008). Secular trend of the equilibrium-line altitude on the western side of the southern Andes, derived from radiosonde and surface observations. *Journal of Glaciology*. Volumen 54. 186 (13), 538-550.

Casassa, G., Rivera, A., Escobar, F. y Acuña, C. (2003). Snowline rise in central Chile in recent decades and its correlation with climate. *Geophysical Research*. Volumen 5. 14395-14396.

Cervený, R., Skeeter, B. y Dewey, K. (1987). A preliminary investigation of a relationship between South American snow cover and the Southern Oscillation. *Monthly Weather Review*. Volumen 115. 620-623.

Chuvieco, E. (1996). *Fundamentos de teledetección espacial*. 3^o Edición revisada, Ediciones RIALP. Madrid, España. 568 pp.

Corbari, C., Ravazzani, G., Martinelli, J. y Mancini, M. (2008). Assessing snow water equivalent of an Alpine catchment using snow dynamic model calibrated with satellite images. *Hydrology and Earth System Sciences Discussions*. Volumen 5. 3129-3156.

CPC/NCEP (2009). Diagnóstico – Discusión ENSO. Centro de Predicción Climática y Centros Nacionales para la Predicción Ambiental. [http://www.cpc.ncep.noaa.gov/products/expert_assessment/ENSO_DD_archive.shtml] (Último acceso: 21/12/2009).

DGF (2006). Estudio de la variabilidad climática en Chile para el siglo XXI. Comisión Nacional del Medio Ambiente (CONAMA). Departamento de Geofísica, Facultad de Ciencias Físicas y Matemáticas. Universidad de Chile. Santiago. 63 pp.

Díaz, H. y Markgraf, V. (2000). *El Niño and the Southern Oscillation. Multiscale variability and global and regional impacts*. Cambridge University Press. 512 pp.

Doherty, R. y Hulme, M. (2002). The relationship between the SOI and extended tropical precipitation in simulations of future climate change. *Geophysical Research Letters*. 29 (10), 1-4.

Donoso, C. (1993). *Bosques templados de Chile y Argentina. Variación, estructura y dinámica*. Editorial Universitaria. Santiago. 484 pp.

Dozier, J. (1989). Spectral signature of alpine snow cover from the Landsat Thematic Mapper. *Remote Sensing of Environment*. Volumen 28. 9-22.

Dozier, J., Painter, T., Rittger, K., Frew, J. (2008). Time – space continuity of daily maps of fractional snow cover and albedo from MODIS. *Advances in Water Resources*. 31 (1), 1515-1526.

Duong, N. (2004). Land cover mapping of Vietnam using MODIS 500m 32-day global composites. In *International Symposium on Geoinformatics for Spatial Infrastructure Development in Earth and Allied Sciences*. Hanoi, Vietnam. 290-297.

Elsasser, H. y Bürki, R. (2007). Climate change as a threat to tourism in the Alps. *Climate Research*. Volumen 20. 252-257.

Escobar, F., Casassa, G. y Pozo, V. (1995). Variaciones de un glaciar de montaña en los Andes de Chile Central en las últimas dos décadas. *Boletín del Instituto Francés de Estudios Andinos*. Volumen 24. 3, 683-695.

Escobar, F. y Aceituno, P. (1998). Influencia del fenómeno ENSO sobre la precipitación nival en el sector andino de Chile Central durante el invierno. *Instituto Francés de Estudios Andinos*. Volumen 27. 753-759.

Esquivel, J. (2008). *Uso de datos MODIS para la estimación de superficie de nieve y aplicación de modelo de escorrentía superficial SRM. Caso de estudio: Cuenca hidrográfica del río Renegado, región del Bio Bio, Chile. Memoria para optar al título de Ingeniero Forestal*. Universidad de Concepción. 80 pp.

Garreaud, R., Vuille, M., Compagnucci, R. y Marengo, J. (2007). Present-day South America climate. *Paleogeography, Paleoclimatology, Paleoecology*. Volumen 3. 1-10.

Glantz, M. (1996). *Currents of Change: El Niño's impact on climate and society*. Cambridge University Press. 200 pp.

González-Ferrán, O. (1995). *Volcanes de Chile*. Instituto Geográfico Militar. Santiago. 640 pp.

Hall, D., Riggs, G. y Salomonson, V. (1995). Development of methods for mapping global snow cover using Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer data. *Remote Sensing of Environment*. Volumen 54. 127-140.

- Hall, D., Riggs, G., Salomonson, V., Barton J., Casey K., Chien J., Di Girolamo N., Klein A., Powell H. y Tait, A. (2001). Algorithm theoretical basis document (ATBD) for the MODIS snow and sea ice-mapping algorithms, [<http://www.modissnow-ice.gsfc.nasa.gov/atbd01.html> (Último acceso: 09/08/2009)].
- Hall, D., Riggs, G., Salomonson, V., Di Girolamo, N. y Bayr, K. (2002). MODIS snow – cover products. *Remote Sensing of Environment*. Volumen 83. 88-89.
- Hall, D. y Riggs, G. (2007). Accuracy assessment of the MODIS snow-cover products. *Hydrological Processes*. Volumen 21. 1534-1547.
- INE (2003). CENSO 2002, Síntesis de Resultados Comisión Nacional del XVII Censo de Población y de Vivienda. Santiago. Chile. 50 pp.
- IPCC (2007). Cambio climático 2007: Informe de síntesis. Contribución de los Grupos de trabajo I, II y III al Cuarto Informe de evaluación del Grupo Intergubernamental de Expertos sobre el Cambio Climático [Equipo de redacción principal: Pachauri, R. y Reisinger, A. (directores de la publicación)]. IPCC, Ginebra, Suiza. 104 pp.
- Klein, A., Hall, D. y Riggs, G. (1998). Improving snow cover mapping in forests through the use of a canopy reflectance model. *Hydrological Processes*. Volumen 12. 1723-1744.
- Klein, A. y Barnett, A. (2003). Validation of daily MODIS snow cover maps of the Upper Rio Grande River Basin for the 2000–2001 snow year. *Remote Sensing of Environment*. Volumen 86. 162–176.
- Kleindienst, H., Wunderle, S. y Voigt, S. (2000). Snow line analysis in the Swiss Alps based on NOAA-AVHRR satellite data. Remote sensing group. Departamento de Geografía. Universidad de Berna. Proceedings of EARSeL-SIG-Workshop Land Ice and Snow, Dresden/FRG, Junio 16 – 17. EARSeL eProceedings. Volumen 1. 297-307.
- Lascano, M. y Velasco, I. (2007). Estimación de la cobertura de nieve en los Andes centrales con datos NOAA-AVHRR. Cuencas de los ríos Colorado y Neuquén. *Contribuciones Científicas GAEA*. Volumen 19. 1-10.
- Masiokas, M., Villalba, R., Luckman, B., Le Quesne, C. y Aravena, J. (2006) Snowpack variations in the Central Andes of Argentina and Chile, 1951–2005: Large-Scale Atmospheric Influences and Implications for Water Resources in the Region. *Journal of Climate*. Volumen 19. 6334 – 6352.
- Montecinos, A., Díaz, A. y Aceituno, P. (2000). Seasonal diagnostic and predictability of rainfall in subtropical South America based on Tropical Pacific SST. *Journal of Climate*. Volumen 13. 746 – 758.
- Montecinos, A. y Aceituno, P. (2003). Seasonality of the ENSO-related rainfall variability in Central Chile and associated circulation anomalies. *Journal of Climate*. Volumen 16. 281-296.

Morinaga, Y., Seko, K. y Takahashi, S. (1987). Seasonal variation of snowline in Langtang Valley, Nepal Himalayas, 1985 – 1986. *Bulletin of Glacier Research*. Volumen 5. 49-53.

NOAA (2003). Southern Oscillation Index Definition, [http://www.cpc.ncep.noaa.gov/products/analysis_monitoring/ensocycle/soi.shtml] (Último acceso: 25/11/2009)].

Opazo, S. y Chuvieco, E. (2007). Utilización de productos MODIS para la cartografía de áreas quemadas. *Revista de Teledetección*. Volumen 27. 27-43.

Paterson, W.S.B. (1994). *The Physics of Glaciers*. 3ª Edición. Pergamon Press. Oxford, Inglaterra. 480 pp.

PNUMA (2007). *Global Outlook for the Ice and Snow*. Programa de Naciones Unidas para el Medio Ambiente. Capítulo 4. 39-62.

Pu, Z., Xu, L. y Salomonson, V. (2007). MODIS/Terra observed seasonal variations of snow cover over the Tibetan Plateau. *Geophysical Research Letters*. Volumen 34. 6 pp.

Romero, H. (1985). *Geografía de los Climas*. Colección Geografía de Chile. Tomo XI. Instituto Geográfico Militar. Santiago. 243 pp.

Ropelewski, C. y Jones, P. (1987). An extension of the Tahiti-Darwin Southern Oscillation Index. *Monthly Weather Review*. Volumen 115. 2161-2165.

Rosenblüth, B., Fuenzalida, H. y Aceituno, P. (1997). Recent temperature variations in southern South America. *International Journal of Climatology*. Volumen 17. 67-85.

Rutland, J. y Fuenzalida, H. (1991). Synoptic aspects of the central Chile rainfall variability associated with the Southern Oscillation. *International Journal of Climatology*. Volumen 11. 63-76.

Steinwand, D. (1994). Mapping raster imagery to the Goode Homolosine Projection. *International Journal of Remote Sensing*. Volumen 15. 17, 3463-3471.

Strahler, A. y Strahler, A. (1994). *Geografía Física*. Tercera edición. Ediciones Omega, Barcelona. 550 pp.

Trenberth, K. (1997). The definition of El Niño. *Bulletin of American Meteorology Society*. 78, 2771–2777.

Vermote, E. y Kotchenova, S. (2008). MOD09 (Surface Reflectance) User's Guide. MODIS Land Surface Reflectance Science Computing Facility. Volumen 1. 1, 29 pp.

Viers, G. (1987). *Climatología*. Oikos - Tau Ediciones. Barcelona. 320 pp.

Walker, G. y Bliss, E. (1932). *World Weather V*. Memorial Royal Meteorological Society. Volumen 4. 53-84.