

## Capítulo 3

### Características Climáticas de la Región de Atacama

CRISTÓBAL JULIÁ, SONIA MONTECINOS & ANTONIO MALDONADO

#### RESUMEN

Las características climáticas de la Región de Atacama están determinadas principalmente por la presencia del Anticiclón Subtropical del Pacífico Sur y la corriente fría de Humboldt. Estos factores más la compleja topografía de la región determinan bajas tasas de precipitación concentradas en unos pocos días en los meses de invierno, lo que resulta en una región árida, con extensas superficies desprovistas de vegetación. El aire húmedo proveniente del mar da origen a intensas neblinas costeras. Hacia el interior, el clima es seco, con bajas tasas de humedad relativa, salvo en zonas cultivadas y valles que permiten el ingreso de aire húmedo costero. Las temperaturas son altas y con ciclos diurnos muy marcados. Durante años El Niño el aumento de las precipitaciones incrementa el contenido de agua del suelo permitiendo el desarrollo de vegetación en zonas usualmente desprovistas de ella. Resultados de modelación atmosférica de mesoescala muestran que el cambio en la cobertura vegetal cambia el albedo, lo que afecta las características meteorológicas de la región provocando una disminución de la temperatura del aire cerca a la superficie. Los resultados de modelos globales de cambio climático indican que habría un aumento de la temperatura de alrededor de 2° a 3°C y de 5°C en sectores altos de la cordillera, y disminuciones en los montos de precipitaciones.

**Palabras Clave:** Zona árida, Anticiclón Subtropical, El Niño, cambio climático, vegetación y clima, modelación atmosférica.

#### INTRODUCCIÓN

La Región de Atacama (~26°S-29°S) se ubica entre la zona hiper-árida de la Región de Antofagasta y la zona mediterránea semiárida de la Región de Coquimbo. La parte norte de la región se caracteriza por la formación de neblinas costeras que sustentan la vegetación de lomas y el límite sur del altiplano en la zona cordillerana, con la presencia más austral de sus pisos de vegetación y grandes salares, que caracterizan el Norte Grande de Chile. Desde los ~27°S hacia el sur comienza la zona de los valles transversales que, gracias a los recursos hídricos provenientes de la cordillera, posibilitan el desarrollo de actividades agrícolas irrigadas.

#### Circulación Atmosférica

La región se sitúa latitudinalmente en la zona de los anticiclones subtropicales (Strahler & Strahler 1986, Aguado & Burt 2004). Dada su ubicación, confluyen en esta zona los tres rasgos climáticos principales que caracterizan la

climatología de Chile. Por el norte y limitado a la alta cordillera, el cinturón de vientos Alisios o del Este provenientes de la vertiente amazónica, que en la zona trae precipitaciones estivales de manera decreciente de norte a sur, mientras que por el sur, las últimas manifestaciones del cinturón de vientos de Oeste de latitudes templadas, que es por donde viajan los sistemas frontales y bajas migratorias provenientes del suroeste, el cual es modulado por la presencia del Anticiclón Subtropical del Pacífico Sur, el cual es el rasgo predominante a esta latitud (Miller 1976, Garreaud et al. 2003). Estos rasgos climáticos, junto con la corriente fría de Humboldt y la Cordillera de Los Andes, son los factores más importantes que controlan el tiempo atmosférico y condicionan el clima a lo largo de Chile continental (Miller 1976, Garreaud et al. 2003, 2007, Houston & Hartley 2003).

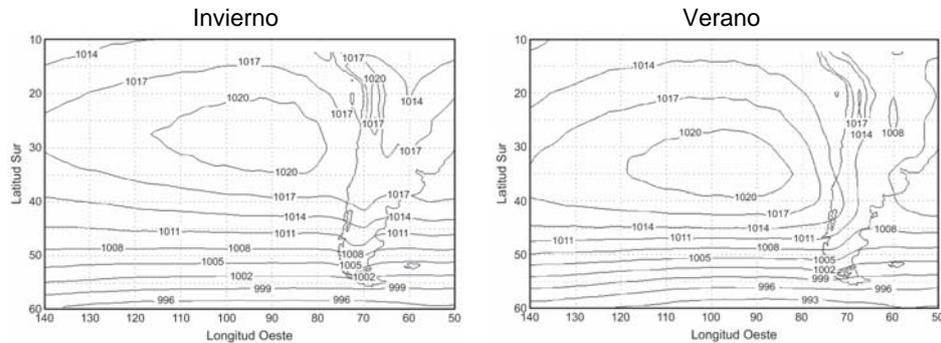
En la región de Atacama las precipitaciones son escasas, y se concentran principalmente en los meses de invierno, la distribución de éstas depende en gran medida de la altitud y distancia a la costa, y por lo general no superan los 100 mm/año, lo que incluye a la Región de Atacama en la categoría de zona árida. La aridez de la zona se debe a la influencia del Anticiclón Subtropical del Pacífico Sur (ASPS) que bloquea la llegada de frentes climáticos a la zona, acentuándose por la presencia de la Cordillera de Los Andes, la corriente fría de Humboldt y el efecto de surgencia de aguas profundas, la primera produciendo un efecto de sombra de lluvias que impide una mayor penetración de las lluvias convectivas provenientes del Amazonas a la región y las otras dos, disminuyendo la capacidad de evaporación de aguas del océano Pacífico a la atmósfera, todas éstas determinando la hiper-aridez del desierto de Atacama (Fuenzalida 1965, Garreaud et al. 2003, 2007, Houston & Hartley 2003).

Producto de la acción en la zona de estos tres sistemas de gran escala, es posible distinguir al menos tres zonas con influencias climáticas distintas: 1. En la parte costera, más acentuada de norte a sur, la zona de densas neblinas costeras. 2. En la parte alta de la cordillera, y también disminuyendo de norte a sur, la zona con influencia del sistema amazónico de lluvias estivales. 3. En el resto del territorio, la zona más árida, el dominio del ASPS y las escasas y débiles de lluvias invernales provenientes del cinturón de vientos del Oeste (Miller 1976).

La presencia del ASPS determina una baja nubosidad en la zona interior, efecto de la subsidencia de aire seco calentado adiabáticamente, formando también una capa de inversión térmica bien definida, la cual en la costa actúa como techo para formación de una densa capa de neblina originada en el océano Pacífico (Garreaud & Muñoz 2004, Garreaud et al. 2007) y que se desarrolla entre el límite de la influencia oceánica y una altitud variable de norte a sur, entre 1500 y 1000 metros (Antonioletti et al. 1972).

Por otro lado, la expansión latitudinal hacia el sur del ASPS durante el verano, producto de su ciclo anual de desplazamiento latitudinal, bloquea la llegada de frentes migratorios provenientes del suroeste en la zona, determinando la total ausencia de precipitaciones originadas en el cinturón de vientos del Oeste en la zona (Garreaud et al. 2007). Contrariamente, durante el invierno la contracción hacia el norte del ASPS, permite la llegada ocasional de centros migratorios de bajas presiones, capaces de aportar precipitaciones invernales en la zona (Fig. 1). Pese a que esto es la causa principal de las precipitaciones, éstas son bastante escasas, con promedios de 42 mm/año en

el sur de la región (Freirina; 28°30'S, 71°04'O), hasta 1,7 mm/año en el norte de la región (Chañaral; 26°20'S, 70°36'O), ambos registros cerca del nivel del mar (ver Fig. 6). Sin embargo, gracias al efecto orográfico producto de la Cordillera de Los Andes, las precipitaciones pueden aumentar al doble o más (Garreaud et al. 2007), como lo evidencia la comparación de los registros de Freirina y Chañaral con los de El Tránsito (85 mm/año; 28°53'S, 70°17'O) y Potrerillos (52 mm/año; 26°22'S, 69°28'O; Almeyda & Saez 1958, Hajek & di Castri 1975), ubicados a las mismas latitudes, respectivamente.



**Fig. 1.** Curvas de presión a nivel del mar en el Océano Pacífico y Sudamérica. Se muestra la posición de Anticiclón Subtropical del Pacífico Sur en invierno y verano.

En la zona andina, las grandes alturas de la Cordillera permiten la caída de precipitaciones en forma de nieve en la zona. Dos mecanismos sinópticos han sido descritos para este tipo de precipitaciones durante el invierno (Vuille & Ammann 1997). En ambos casos se originan en la banda circumpolar de sistemas migratorios del Oeste o cinturón de vientos del Oeste. El primer caso corresponde a frentes migratorios provenientes del sur oeste que penetran en la zona; por lo general, cuando se da esta condición, es por una situación de bloqueo en el extremo sur del país que permite el desplazamiento al norte de estos sistemas migratorios (Vuille & Ammann 1997, Vuille & Milana 2008). El segundo mecanismo es por advección de humedad, producto de la formación de un núcleo en altura o baja segregada, la cual es capaz de viajar por la atmósfera incluso cruzando Los Andes e interactuando con el sistema de los Alisios; en este caso, la mayor frecuencia de eventos ocurre en torno a los 23° a 24°S, y decrece hacia el norte y el sur (Vuille & Ammann 1997, Pizarro & Montecinos 2000).

Junto con las precipitaciones invernales, de manera decreciente de norte a sur, las lluvias convectivas estivales (conocidas en Chile como “invierno boliviano”) provenientes del cinturón de vientos Alisios aportan precipitaciones en la alta cordillera (Garreaud et al. 2007). Así el ciclo anual de lluvias de verano es causado por la expansión estacional de los vientos ecuatoriales del Este, sobre la tropósfera (Garreaud et al. 2003). Esta expansión se debe a que durante el verano el calor latente y la convección sobre el Amazonas forman una celda de alta presión en niveles altos, la alta de Bolivia (Garreaud et al. 2007). En conexión con la alta de Bolivia, el cinturón de vientos del Este aparecen sobre Los Andes centrales favoreciendo el transporte de aire continental húmedo que permite gran convección en el altiplano (Garreaud et

al. 2003, Falvey & Garreaud 2005, Vuille & Keimig 2005). Adicionalmente, un centro de bajas presiones que se genera sobre el Chaco Argentino (~25°S) y fuerza los vientos del Este provenientes del Amazonas hacia el sur, puede llegar a producir lluvias convectivas tan al sur como 35°S en la vertiente oriental de Los Andes (Garreaud et al. 2007).

En la costa, dos fenómenos caracterizan la región. Por un lado, la presencia casi permanente de una zona de estratocúmulos en niveles bajos, limitada en altura por la subsidencia de aire del ASPS. Ésta tiene un mayor desarrollo y persistencia durante el mes de noviembre y con un ciclo diario característico, con disminución en montos de nubosidad y agua líquida, desde el amanecer hasta la tarde. Esto se asocia a un marcado descenso de la base de la inversión térmica y el calentamiento de la tropósfera baja (Garreaud & Muñoz 2004). El otro fenómeno costero corresponde a la aparición de bajas costeras, las cuales son celdas de baja presión con una extensión a lo largo de la costa de 1.000 km y de 500 km de ancho. Se caracteriza por una caída de la presión de superficie durante 2 días en promedio, desplazándose entre los 27° y 37°S. Los cambios atmosféricos asociados a las bajas costeras resultan en cielos despejados en el borde sur (de la zona de mínima presión) y nublado, frío y condiciones húmedas en el borde norte (Garreaud et al. 2002).

### **Oscilaciones Climáticas: El Niño - Oscilación del Sur (ENOS) y Oscilación Decadal del Pacífico (PDO)**

Además del ciclo anual, la variabilidad interanual en las precipitaciones es un factor característico en una zona de borde climático, como es la Región de Atacama. Sin embargo, perturbaciones de gran escala pueden también influir en la región acentuando la variabilidad interanual. Así uno de los fenómenos más característicos de variabilidad interanual que afectan la zona es el sistema El Niño - Oscilación del Sur (ENOS). La Oscilación del Sur (OS) constituye una perturbación del sistema océano - atmósfera concentrada principalmente en el sector tropical del océano Pacífico (Aceituno & Garreaud 1995). Atmosféricamente, la OS es una variación inversa de presión entre Darwin (Australia, 12°S, 131°E) y Tahití (18°S, 150°O), ambas en el Pacífico Tropical. La situaciones extremas de la OS se expresa en eventos El Niño (fase cálida de la OS) o La Niña (fase fría de la OS), Estos eventos están estrechamente relacionados con la intensidad en los vientos Alisios del Ecuador y la Temperatura Superficial del Mar (TSM); en fase cálida o evento El Niño se tienen variaciones positivas en la TSM en la costa del continente sudamericano y un debilitamiento en la intensidad de los vientos Alisios. Por otro lado, en un evento frío o La Niña, la TSM tiene anomalías negativas en esta zona y una intensificación de los vientos Alisios.

En la Región de Atacama, los eventos El Niño se expresan con montos pluviométricos, provenientes de la banda circumpolar de sistemas migratorios del Oeste, anormalmente altos generando en la zona acumulación de nieve en la alta cordillera y lluvias en los sectores medios y bajos (Aceituno 1990), que permiten la ocurrencia del "Desierto Florido" (Capítulo 15). El aumento de precipitaciones en la zona se debería a una alta de bloqueo situada en latitudes polares, en el Mar de Bellingshausen, la cual desvía el flujo de frentes migratorios hacia el norte, permitiendo un aumento de la frecuencia de llegada en esta zona (Rutllant & Fuenzalida 1991). La frecuencia con que ocurren estos eventos es variable y en general dentro de un rango entre 3 a 6 años (Trenberth 1976). Por otro lado, los eventos La Niña se asocian con una menor

precipitación y una también menor acumulación de nieve en la Cordillera de Los Andes durante la estación invernal, lo que condiciona negativamente el volumen de los caudales de los ríos en los meses de primavera y verano siguientes (Aceituno & Garreaud 1995).

Junto con la variabilidad interanual asociada a ENOS, se ha descrito un modo de variabilidad en las precipitaciones de escala temporal mayor, la Oscilación Decadal del Pacífico (PDO) o variabilidad "Tipo-ENOS", la cual tiene características a nivel de superficie similares a las asociadas a ENOS, pero con una duración en el tiempo mucho mayor. Mientras que eventos tipo El Niño duran entre 6 a 18 meses, un evento tipo PDO puede persistir en el tiempo por periodos de 2 a 3 décadas. Los dos últimos cambios importantes en la polaridad de la PDO ocurrieron a mediados de la década de 1970, pasando desde la fase fría a la cálida, y a fines de las década de 1990, desde la fase cálida a la fría. Pese a su similitud, la relación entre ENOS y variabilidad asociada a la PDO aún no es comprendida completamente (Garreaud & Battisti 1999, Garreaud et al. 2007).

### **Condiciones Sinópticas Promedio**

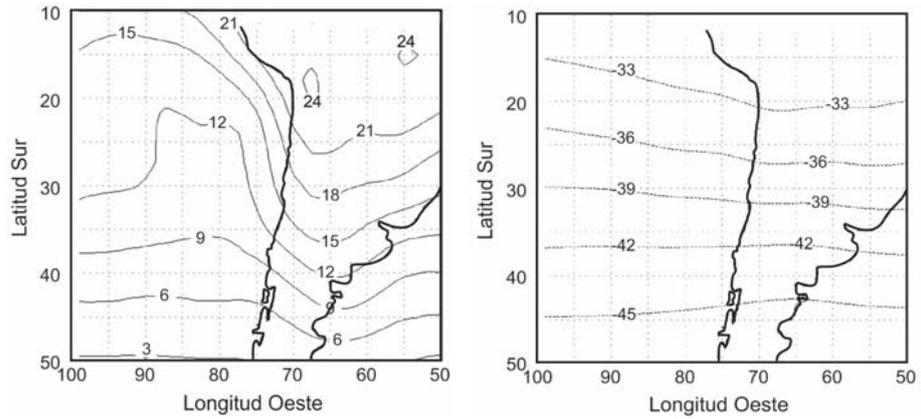
A continuación se describen las condiciones sinópticas promedio, las que se refieren al comportamiento meteorológico del oeste de Sudamérica y Pacífico Sur que determinan el comportamiento meteorológico de la Región de Atacama. Se presentan las condiciones de temperatura y humedad relativa a nivel del mar (i.e., a una presión atmosférica de 925 hPa) y en la alta atmósfera (ca. 300 hPa que equivalen a cerca de 11.000 msnm). El comportamiento que tienen las diferentes configuraciones sinópticas de las variables mencionadas se muestran a dos niveles altitudinales (i.e., bajos a 925 hPa y altos a 300 hPa). Esta información proviene del NCEP/NCAR (National Centers for Environmental Prediction / National Center for Atmospheric Research).

*Temperatura.* Se observa en los niveles bajos (925 hPa) una clara elongación cálida desde el centro de Brasil recostándose hacia el Sur, lo que describe la circulación de la Baja Térmica Continental. Mientras que en el sector del océano Pacífico se puede observar que existe la incursión de aire frío reflejando la influencia de la corriente oceánica de Humboldt, lo que colabora con la estabilidad climática de una gran parte de la costa chilena (Fig. 2a). Por lo tanto, se podría decir que la temperatura de la Región de Atacama está condicionada por el comportamiento tanto de la Baja Térmica, como del Anticiclón del Pacífico (Huneus et al. 2006). Asimismo, en los niveles más altos (300 hPa) se ve un claro dominio de margen zonal (flujos del Oeste, Fig. 2b) que demarca el comportamiento climático de la Región de Atacama.

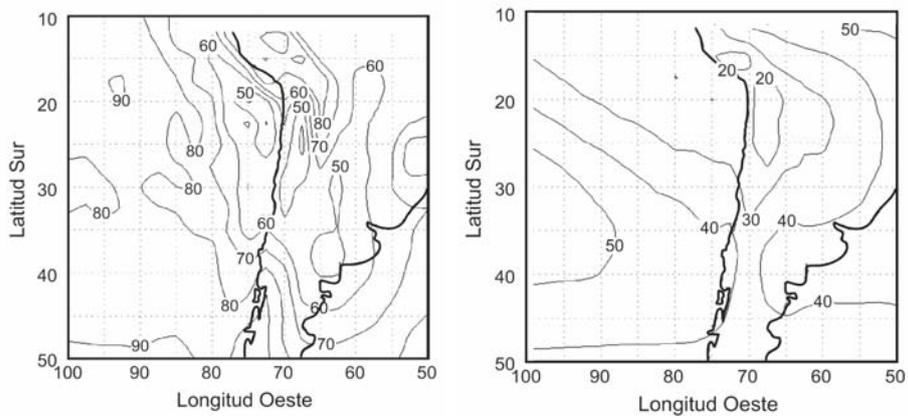
*Humedad Relativa (HR).* Climáticamente se observa que la Región de Atacama se caracteriza por su aridez, teniendo muy bajos valores de HR en los niveles bajos (925 hPa, Fig. 3a). En la Fig. 3b se puede apreciar que en los niveles altos (300 hPa), la HR tiene un mínimo que se encuentra al noreste; esto se debe a la influencia del anticiclón subtropical.

*Campos de Viento.* A nivel de superficie (925 hPa) se puede ver los flujos predominantes en la Región de Atacama, los cuales están claramente influenciados por el Anticiclón semipermanente, la vaguada costera y la Baja Térmica Continental (Fig. 4a). Asimismo se puede observar que en promedio los valores no son muy elevados. Para los 300 hPa (Fig. 4b) se puede apreciar

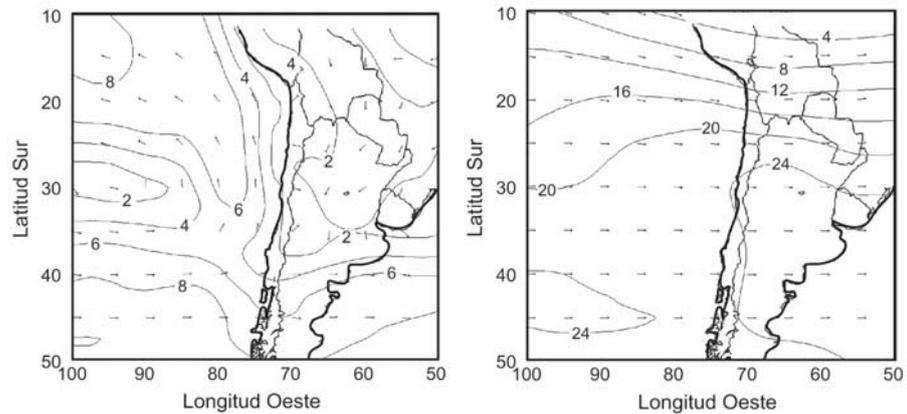
la corriente en chorro ("Jet Stream") semipermanente subtropical que influye fuertemente en los flujos del oeste de la región.



**Fig. 2.** Temperatura (°C): izquierda en nivel cercano a la superficie (925 hPa); derecha en altura (300 hPa).



**Fig. 3.** Humedad Relativa (HR%): izquierda en nivel cercano a la superficie (925 hPa); derecha en altura (300 hPa).



**Fig. 4.** Velocidad (m/s) y dirección del Viento en nivel cercano a la superficie (925 hPa, izquierda) y en altura (250 hPa, derecha).

## **Influencia del Relieve en el Clima de la Región**

En el desierto de Atacama existe una gran amplitud térmica en los niveles cercanos a la superficie, con un fuerte contraste de temperatura entre las fases extremas del ciclo diario (día y noche). Adicionalmente, en los valles y cajones aparecen brisas de valle - montaña. En los movimientos atmosféricos de pequeña escala, predominan efectos locales como la interacción con la superficie, el relieve y los obstáculos, también los efectos del calentamiento o el enfriamiento superficial (convección, estabilidad).

El relieve juega un papel significativo, primero porque constituye una barrera o freno a las influencias oceánicas; luego, por la disminución que impone a la temperatura a medida que aumenta la altitud y finalmente, por las sombras que proyectan sobre los estrechos valles las serranías transversales (culminan por sobre los 2.500 msnm) y los cordones longitudinales del interior (con cimas de más de 4.000 msnm), afectando el ritmo diario y anual de la temperatura (Antonioletti et al. 1972). La disposición de los valles respecto a las mayores alturas es también importante, por cuanto de ello depende su insolación y, por consiguiente, la distribución de las temperaturas.

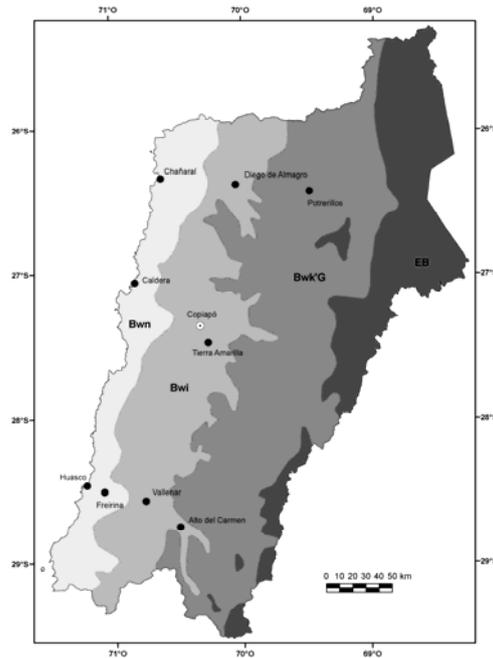
## **CLASIFICACIÓN CLIMÁTICA DE LA REGIÓN DE ATACAMA**

Los factores locales y de circulación general antes mencionados se combinan transversal y longitudinalmente para originar una variedad de tipos y matices climáticos, por lo cual se ha optado por utilizar el sistema de definición de climas propuesto por Köppen (1948), atendiendo al hecho que es la clasificación más conocida en Chile, pero también por contener una serie de elementos descriptivos que pueden combinarse para expresar sintéticamente los aspectos que mayor relevancia tienen en la configuración de los distintos tipos de clima (ver también Novoa et al. Capítulo 2).

Como los criterios utilizados por Köppen para definir los tipos de climas, están basados principalmente en la variedad de vegetación definidos empíricamente, es que a pesar de ello, no siempre se encuentra una correspondencia entre el clima en sí y el nombre de la definición propuesta por Köppen. De esta forma, de los cuatro climas definidos para la Región de Atacama, es posible encontrar algunas variaciones que corresponden a las características que identifican el tipo de clima.

### **Desierto costero con nubosidad abundante: BWn**

La definición de clima desértico con nublados abundantes (BWn) con que ha sido caracterizada esta franja costera (Fuenzalida 1950, Fuenzalida 1971), señala el rasgo que mejor singulariza la franja costera entre Chañaral (26°21' S, 70°37'O) y Quebrada de los Choros (29°20'S) (Fig. 5). Según Almeyda (1948), la capa de aire en contacto con el mar frío adyacente a la costa es comprimido por el aire subsidente, seco y recalentado, estableciéndose de esta forma dos capas de aire perfectamente definidas y netamente separadas. El espesor de la capa de aire inferior es de unos 1.000 metros, aproximadamente, de tal manera que las turbulencias que allí puedan desarrollarse dan origen a estratocúmulos con un espesor de algunos cientos de metros, que cubren la zona litoral durante la noche y se repliegan sobre el mar en el día (Fuenzalida 1971).



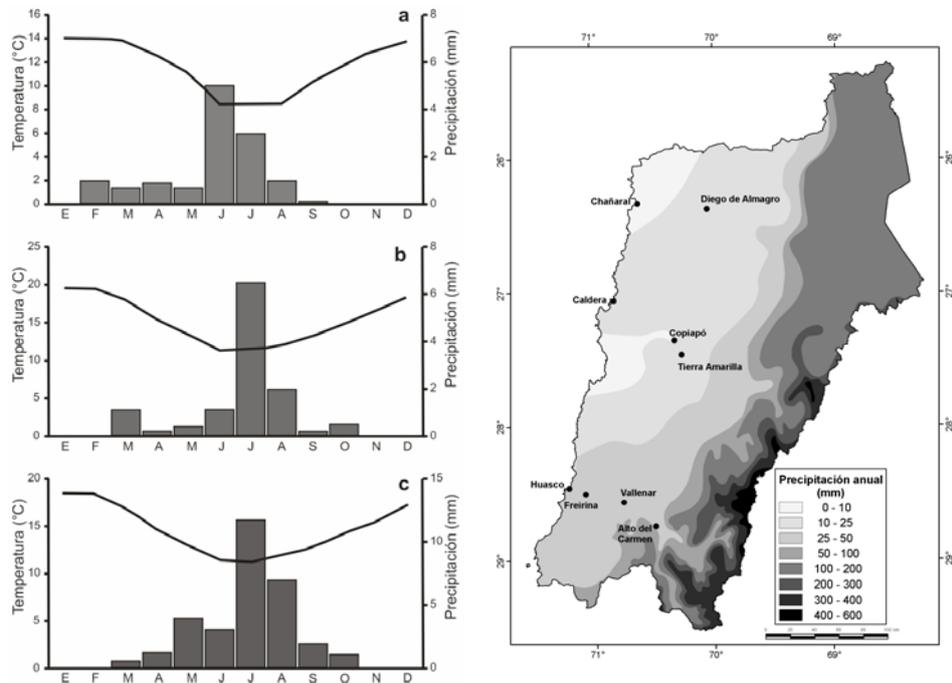
**Fig. 5.** Tipos climáticos de la Región de Atacama según clasificación de Köppen (1948) (ver explicación en el texto).

Esta secuencia de nubosidad y niebla nocturna tiene una gran continuidad en el transcurso del año (Antonioletti et al. 1972). Los antecedentes meteorológicos de Caldera señalan un promedio de 102 días nublados al año y sólo 44 días despejados (los restantes días corresponden a días parcialmente nublados). En consecuencia, el aire costero presenta un alto contenido de humedad, con una HR anual de un 74%, que varía de un 66% en enero a un 78% en julio. Así las neblinas costeras se transforman en un fuente importante de agua para la vegetación que habita en las cumbres de la cordillera de la Costa incluso en el sur de la región (Squeo et al. 2004).

Las precipitaciones son extremadamente variables. Éstas se presentan en los meses de junio, julio y agosto, y son excepcionales en los meses de primavera. En promedio, los días que anualmente registran lluvia varían de 1 a 4, y, de acuerdo con observaciones, disminuyen de sur a norte. La suma media anual es de 12 mm en Chañaral, 24 mm en Caldera y 37 mm en Freirina, y un 80% a un 90% de éstas se concentran en los meses mencionados. Sin embargo, seis de cada diez años presentan una suma total de precipitaciones inferiores al promedio; dos de cada diez tienen una suma anual con valores comprendidos entre el promedio y el doble del promedio (Antonioletti et al. 1972).

Por sus temperaturas, la zona costera se puede calificar como templada, ya que todos los meses tienen un promedio entre 10° y 20°C, a excepción de

enero que supera en 0,5°C. La oscilación media de la temperatura es de sólo 7,5°C, lo que refleja la influencia marina en el comportamiento térmico de la zona costera, que resalta si se la compara con zonas ubicadas más al interior (Fig. 6). La oposición estacional se marca no tanto por el ritmo de las temperaturas sino más bien por la frecuencia de la nubosidad y las neblinas, así como también por las lluvias que caen en uno o cuatro días del invierno astronómico (Antonioletti et al. 1972).



**Fig. 6.** Climogramas de la Región de Atacama (izquierda): a) Potrerillos (26°30'S, 69°27'O, 2.850 msnm), b) Copiapó (Estación de Chamonate, 27°18'S, 70°25'O, 291 msnm) y c) Vallenar (28°34'S, 70°50', 400 msnm). Las barras verticales representan la precipitación (mm) y la curva la temperatura (°C). Valores representan el promedio de 30 años. Precipitación anual (derecha) (basada en datos del Ministerio de Obras Pública, MOP).

### Clima Desértico Transicional: BWi

Entre el límite de la zona con influencia de la nubosidad costera y aproximadamente los 1.200 a 1.500 msnm, se desarrolla un zona árida, de ancho variable (Fig. 5), sometido a la influencia del Anticiclón del Pacífico (Rutllant et al. 1971) con precipitaciones invernales escasas y variables (Fig. 6).

En este tipo climático, la influencia costera es mucho menor. Por ejemplo, la Estación de Chamonate (Copiapó) registra un promedio de 120 días despejados al año, mientras que en la de Caldera, separadas por 50 km, sólo registra 44 días sin nubes (Antonioletti et al. 1972). Asimismo, la amplitud del ciclo diario de la temperatura es bastante menor en la estación costera de

Caldera respecto a Copiapó. También se observa un cambio en la transparencia de la atmósfera, que se hace más intensa a medida que se avanza hacia el Este, coincidiendo con el decrecimiento de la humedad del aire. La figura 6 muestra el ciclo promedio anual de la temperatura y la precipitación en las estaciones de Copiapó y de Vallenar que se encuentran en esta zona climática.

Los días con precipitaciones en Copiapó son notoriamente inferiores a los promediados para la costa, ya que su frecuencia media es inferior a un día, lo que evidencia una mayor sequedad para este ambiente. Vallenar, aunque señala un promedio de 2 a 3 días con lluvia en el año, está también por debajo de la media establecida para Caldera.

La temperatura media anual en Copiapó es de 15,7°C, con un promedio mensual que varía entre los 18° y 20,5°C durante el verano (diciembre a marzo) y el resto del año con promedio entre 11° y 17°C (abril a noviembre). Comparado con Caldera, Copiapó tiene 0,6°C de diferencia en su promedio anual, debiendo registrar 2°C menos, dada la diferencia de altitud entre ambas localidades. Este hecho evidencia la influencia del aire recalentado adiabáticamente por subsidencia en el régimen térmico de la franja considerada (Antonioletti et al. 1972).

#### **Clima Desierto Frío de Montaña: BWk'G**

Por sobre los 1.200 a 1.500 msnm y hasta aproximadamente los 4.000 msnm (Köppen 1948) se identifica un clima de desierto frío, donde el ritmo de las temperaturas es regulado por la altitud.

Normalmente, el cielo se encuentra despejado: la estadística meteorológica promedia sólo 16 días cubiertos en el año y 264 días despejados (Antonioletti et al. 1972), lo que unido a la gran transparencia del aire, crea condiciones para que se produzca un sensible contraste entre las temperaturas del día, sometido a fuerte insolación, y de la noche, en que nada se interpone para atenuar la pérdida de calor por radiación.

La característica más importante de este ambiente es la gran sequedad del aire, la que puede ser ilustrada por los registros de HR de Potrerillos, que promedian 39% en enero, 23% en julio y una media anual de 28% (Antonioletti et al. 1972).

Potrerillos, ubicado a 2.850 msnm, tiene una temperatura media anual de 11,2°C, con una diferencia entre el mes más frío y el mes más cálido de 5,7°C. Enero registra un promedio mensual de 13,7°C y de 18,4°C para las máximas medias. Junio, el mes más frío con un promedio de 8°C, con una mínima media de 4,8°C y mínimas absolutas que bordean los -10°C. Las temperaturas extremas bajo cero se registran desde abril hasta noviembre, ambos meses inclusive.

#### **Clima de Tundra de Alta Montaña: EB**

Bajo la denominación de climas de tundra de alta montaña, se engloba aquellos ambientes que, debido a la altitud, presentan bajas temperaturas durante todo el año, con variaciones por debajo y por sobre los 0°C, pero que ni en el verano alcanzan temperaturas mayores que 10°C. Se combinan aquí los rasgos característicos del clima desértico con los del clima polar, ambos

intensificados por la fuerte insolación y radiación que existen en el aire poco denso de las alturas (Köppen, 1948).

El límite altitudinal inferior de este tipo climático varía de los 4.000 a 4.500 msnm en el sector septentrional, hasta los 3.500 a 3.800 msnm en la parte meridional.

Las precipitaciones que varían según la latitud, se producen por lo general en forma de nieve, incluso las que se producen escasamente durante las tormentas de verano. Lliboutry (1956) señala como límite de equilibrio glaciar los 5.000 m aún cuando este valor puede variar por condiciones locales de exposición. Este límite ha subido en las últimas décadas provocando la reducción de los cuerpos de hielo.

La oscilación diaria de la temperatura puede alcanzar aquí valores superiores a 15°C (Fuenzalida 1971). La temperatura media anual es de -1,7°C (Antonioletti et al. 1972). La diferencia de temperatura entre los meses extremos es de casi 10°C, con la media de enero en 3,5°C y de -6,3°C en julio. La máxima media en julio es de -3,4°C y de 7,6°C en enero; en tanto que las mínimas medias alcanzan a 0° y -6,6°C en enero y julio, respectivamente.

### **MODELACIÓN ATMOSFÉRICA**

Las características meteorológicas de una región dependen no sólo de parámetros sinópticos, sino también de la topografía, la textura del suelo y la vegetación presente (uso de suelo). Puesto que el clima y la vegetación son interdependientes, cambios en una de ellas modifica la respuesta de la otra. En este sentido uno de los cambios más importantes ocurre con las precipitaciones invernales asociadas a los años El Niño (lluviosos), que generan cambios en la productividad primaria y el contenido de agua en el perfil del suelo.

Entender el efecto que tiene el uso de suelo en la climatología local es un problema complicado que no puede ser resuelto usando las pocas estaciones meteorológicas existentes en la región. En este sentido, los modelos meteorológicos de mesoescala o escala regional constituyen una poderosa herramienta que permite no sólo espacializar la escasa información meteorológica existente en la región, sino también estudiar el efecto que tienen los cambios en el uso de suelo en parámetros como los vientos, la temperatura y la humedad, que condicionan de alguna manera el tipo de especie vegetales existentes (ver Letelier et al., Capítulo 7).

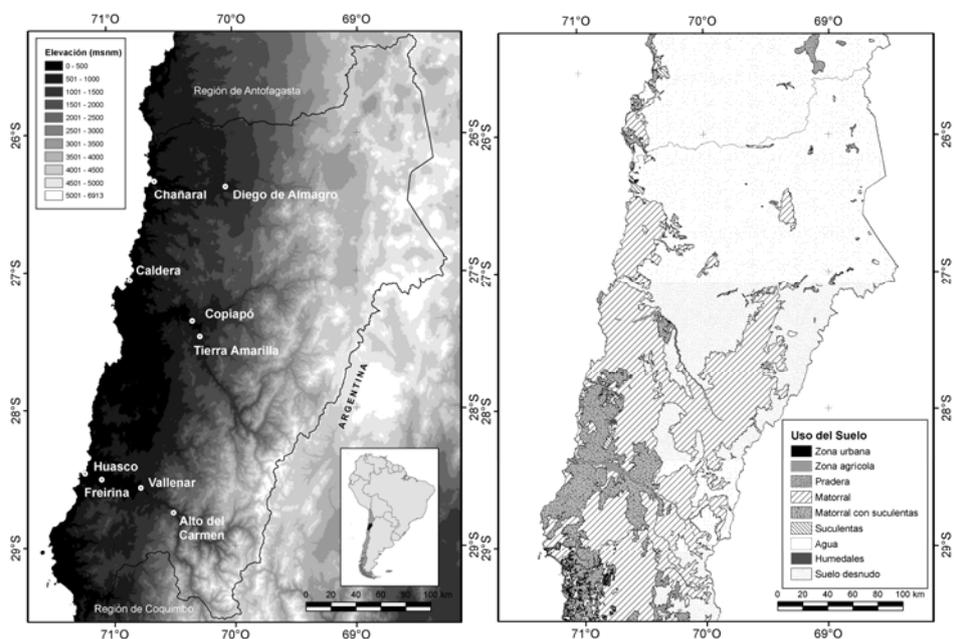
Con este objeto, se realizaron simulaciones numéricas con el modelo atmosférico regional KAMM (Karlsruhe Atmospheric Mesoscale Model) (Adrian & Fiedler 1991). Diversos estudios muestran que este modelo describe muy bien la meteorología de lugares con topografía compleja como lo es la zona de estudio, adicionalmente este modelo ya ha sido probado en diversos análisis en la Región de Coquimbo (Kalthoff et al. 2002, Bischoff-Gauss et al. 2006).

El modelo no hidrostático KAMM consta de tres módulos: el módulo atmosférico, el módulo de vegetación y el módulo de suelo. El módulo atmosférico resuelve las ecuaciones de Navier-Stokes para las componentes de la velocidad, tomando en cuenta consideraciones termodinámicas y conservación de la masa. El modelo de suelo resuelve las ecuaciones de

difusión del calor y conservación de agua y el modelo de vegetación toma en cuenta la interacción entre vegetación - suelo - atmósfera a través de balance de energía superficial e intercambio de agua.

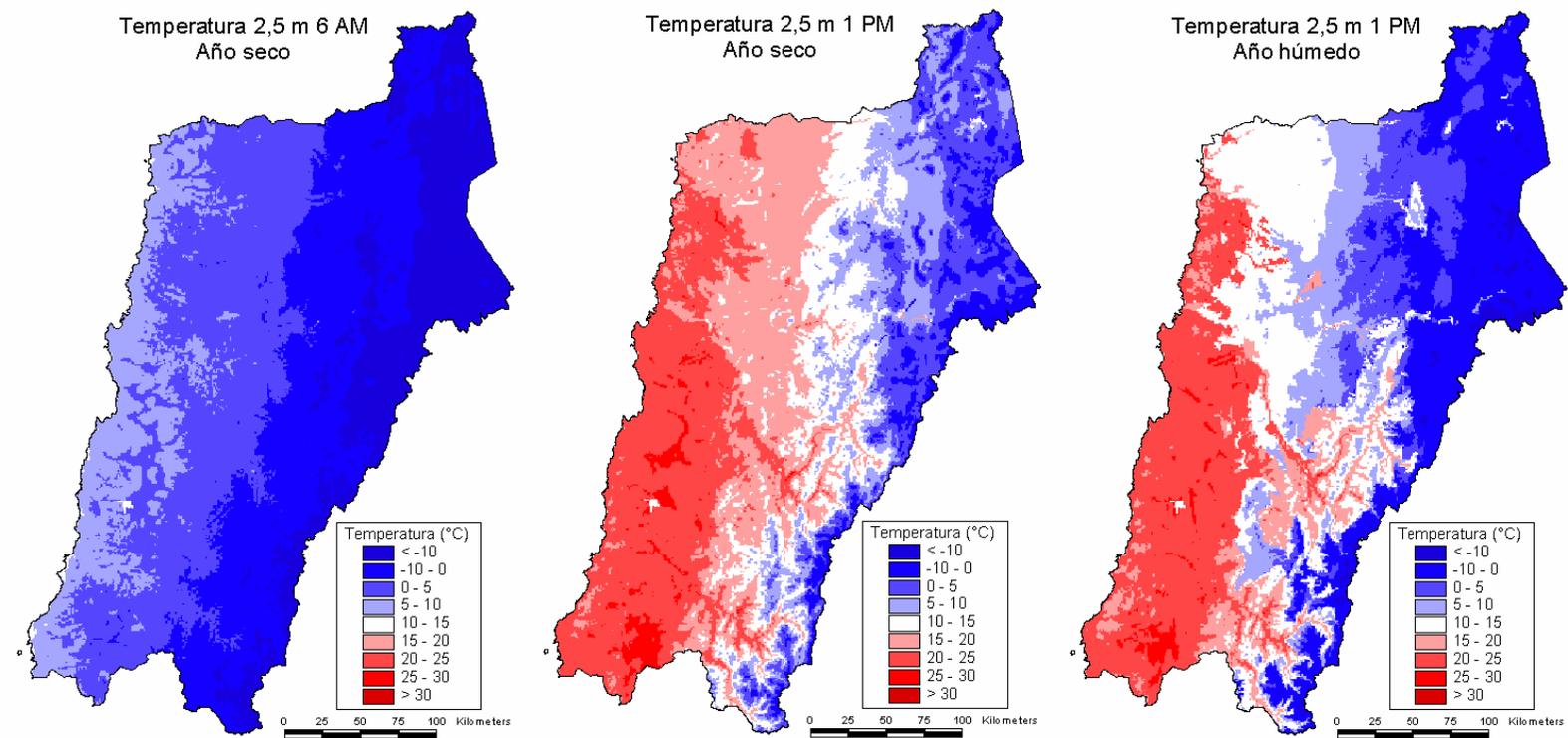
Los modelos de vegetación y suelo proveen las condiciones de borde inferior para la temperatura y la humedad atmosférica, por lo que las predicciones de los modelos dependen de manera importante de la calidad de la información de terreno disponible. Como datos de entrada, el modelo necesita campos de topografía y uso de suelo (Fig. 7), perfiles verticales de viento, temperatura y humedad, además de información del tipo de suelo, su temperatura y contenido de humedad.

Como se mencionó anteriormente, debido a las precipitaciones que trae consigo el fenómeno El Niño, se produce un aumento en la cobertura vegetal de parte importante del territorio. Este fenómeno se conoce como desierto florido (ver Capítulo 15). El cambio del grado de cobertura vegetal y el contenido de agua de la región modifica el albedo superficial, lo que influye en el balance de energía, trayendo consigo cambios en el comportamiento de las variables meteorológicas como temperatura, viento y humedad.



**Fig. 7.** Topografía (izquierda) y uso del suelo (derecha) en la Región de Atacama. El uso del suelo adaptado de CONAF (1999).

Con el objeto de entender la influencia de las oscilaciones climáticas en la Región de Atacama, se simularon las condiciones atmosféricas típicas de un mes de noviembre. Debido a la falta de información, el modelo fue inicializado con perfiles atmosféricos tomados de radiosondeos efectuados el día 24 de noviembre, 2004 en la zona de Vicuña (Valle del Elqui, Región de Coquimbo). Debido a la frecuencia de nubes en la zona costera, se asumió una cobertura de nubes en la parte costera, hasta los 800 m de altura. La atenuación de la

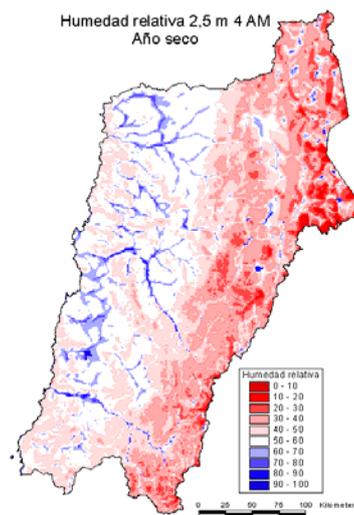


**Fig. 8.** Distribución de la temperatura a 2,5 m de altura del suelo. Izquierda: temperatura mínima año seco; centro: temperatura máxima año seco; derecha: temperatura máxima año lluvioso.

radiación por efecto de las nubes se calculó usando datos experimentales de la red CEAZA-MET. Se simularon las condiciones atmosféricas correspondientes a un año seco y un año húmedo. Los parámetros de vegetación (p.ej., conductancia estomática, índice de área foliar, cobertura vegetal) y contenido de agua fueron proporcionados por Squeo y Tracol (comunicación personal).

Las simulaciones numéricas muestran que, en los momentos de mayor insolación (13 hr local) existe un gradiente vertical de temperatura bastante alto, alcanzando los 2°C/m, especialmente en las zonas desprovistas de vegetación, lo que indica una gran inestabilidad atmosférica con intensos movimientos convectivos. La temperatura disminuye hacia el este, tanto a las 6 hr como a las 13 hr, debido principalmente al cambio de altitud (Fig. 8). Las temperaturas máximas varían entre los 20° y 25°C en el sector costero hasta valores por debajo de 0°C en la alta cordillera. Por otro lado, las temperaturas mínimas fluctúan entre los 5° y 10°C en el sector costero y valores inferiores de -10°C en la alta cordillera (Fig. 8).

En un año lluvioso, la distribución de temperatura es modificada (Fig. 8). En efecto, debido al aumento de la humedad del suelo, parte de la radiación neta es invertida en evaporación, disminuyendo los movimientos convectivos y con ello la temperatura del aire cercano a la superficie. Los mayores cambios se producen en las zonas desprovistas de vegetación durante los años secos, lo que reafirma la dependencia de las condiciones meteorológicas respecto a la cobertura vegetal y la humedad del suelo.



**Fig. 9.** Humedad relativa a las 4 AM hrs de un mes de noviembre, para un año seco en la Región de Atacama (a 2,5 m de altura del suelo).

Los máximos valores de humedad relativa se alcanzan en las primeras horas de la madrugada y en el atardecer. En los lugares cerca de la costa y en la zona intermedia, la HR a las 4 AM hrs no supera el 40 - 50%, excepto en los valles donde alcanza valores cercanos a la saturación (Fig. 9). Esto explica la

formación de neblinas matinales, lo cual es consistente con las condiciones observadas en la zona.

## **CAMBIO CLIMÁTICO**

Según un estudio realizado por el Departamento de Geofísica de la Universidad de Chile (CONAMA 2006), durante el siglo XX se ha observado una disminución de las precipitaciones en la región subtropical de Chile y un aumento de éstas en el sector noreste, especialmente en la segunda mitad del siglo XX. Por otro lado a partir de la década 1940 ó 1950, la temperatura se ha mantenido de manera estacionaria, situación que permanece hasta mediados de la década 1970, donde la temperatura media experimentó un marcado aumento que se asocia a un cambio de fase de la Oscilación Decadal del Pacífico (PDO).

Respecto a las proyecciones futuras, en el estudio se estimaron cambios en la temperatura y las precipitaciones en distintos escenarios, según se definen en el informe del Intergovernmental Panel on Climate Change (IPCC 2000, <http://www.ipcc.ch>). Estos escenarios se refieren a distintas tasas de desarrollo económico, lo que se refleja en distintas tasas de emisiones de gases con efecto invernadero, especialmente dióxido de carbono (CO<sub>2</sub>). En general, bajo distintos escenarios domina una tendencia al aumento de la temperatura en todo Chile, aumento que depende de la estación del año y que es más acentuada en los sectores de la alta cordillera. El aumento de la temperatura depende de la zona climática y de la estación del año. En particular en la Región de Atacama se esperaría al año 2065, en el verano, un aumento de la temperatura de alrededor de 2° a 3°C en todas las zonas climáticas y de hasta 5°C en los sectores altos de la cordillera de Los Andes. En el resto del año el incremento de la temperatura es de 4° a 5°C en toda la región. Por otro lado para fines del siglo XXI se espera un aumento de la temperatura de 3° a 4°C en toda la región salvo en la alta cordillera donde el aumento esperado de la temperatura promedio es también de 4° a 5°C. El aumento en la temperatura implica una elevación de la isoterma 0°C, lo que trae como consecuencia mayor precipitación líquida, un derretimiento de las nieves y reducción de la superficie de los glaciares remanentes y, consecuentemente, un aumento temporal y estacional en los caudales de los ríos.

El aumento en las temperaturas máximas es similar a la temperatura promedio, salvo en otoño, donde el aumento de la temperatura máxima en la alta cordillera es similar a los sectores más al oeste. Con respecto a las temperaturas mínimas, a fines del siglo XXI se incrementarán en verano de manera similar a las temperaturas medias. En el resto del año se incrementará en 4° a 5°C en todas partes salvo en el sector costero donde el aumento será entre 2° a 3°C.

No se espera un cambio significativo en las precipitaciones durante la primera mitad del siglo XXI, salvo en invierno donde se predice un aumento de las precipitaciones en el sector andino sur de alrededor de 155 mm/año, en el escenario B2. Para fines del siglo XXI las precipitaciones no sufrirán cambios en la mayor parte de la región, salvo en los sectores altos. En el verano se espera una disminución de las precipitaciones de un 50% bajo el escenario A2, En el resto del año las precipitaciones en el sector cordillerano aumentarán en

150% a 200%, alcanzando en el invierno a los sectores de la precordillera, del sector climático de tundra de alta montaña (EB).

Como se explicó en la sección anterior, los cambios en la temperatura y las precipitaciones afectarán la cobertura vegetal, por lo que se esperaría también cambios importantes en las características ambientales de la Región de Atacama. Arroyo et al. (1993) proponen que frente los nuevos escenarios de calentamiento climático global, la vegetación del desierto costero sería la menos preparada para responder al rápido cambio climático proyectado. Estas especies tienen altos requerimientos de precipitación para establecerse y muchas son endémicas con estrechos rangos de distribución y poblaciones separadas. Baja resiliencia también se espera en la vegetación andina, donde hay una gran diferenciación altitudinal. La topografía montañosa de la Región de Atacama resultaría en barreras para la migración, por lo que se esperan extinciones locales. Las especies con mecanismo de dispersión a larga distancia podrían salvar estas barreras, mientras que las con baja capacidad de dispersión sólo tendrían la opción de refugiarse en microclimas locales. La protección de los paleo-refugios, es decir, los hábitats que ocuparon las especies durante las condiciones climáticas extremas en el pasado, son de alta importancia con fines de conservación de la biodiversidad. Una forma de localizar estos paleo-refugios es mediante la modelación de nichos (ver Letelier et al., Capítulo 7), la que es posible con buenos datos de la biología y distribución de las especies, así como modelos climáticos y otras variables biofísicas de buena resolución. Arroyo et al. (1993) también plantea que el cambio en el uso del suelo y la destrucción de hábitat producidas por el hombre, son barreras nuevas a las que no se han enfrentado las plantas nativas en pasados cambios climáticos.

#### **AGRADECIMIENTOS**

Nuestros mas sinceros agradecimientos al Dr. Francisco A. Squeo por hacernos partícipes de este gran proyecto, y a Karina Martínez-Tillería por su colaboración en las correcciones de este capítulo. Al Meteorólogo Omar Cuevas Ahumada por su apoyo profesional. Este estudio forma parte de la investigación desarrollada por el Centro de Estudios Avanzados en Zonas áridas (CEAZA).

#### **REFERENCIAS**

- ACEITUNO P (1990) Anomalías Climáticas en la Región Sudamericana durante los extremos de la Oscilación Austral. *Revista Geofísica* 32: 65-78.
- ACEITUNO P & R GARREAUD (1995) Impacto de los Fenómenos El Niño y La Niña en regímenes pluviométricos Andinos. *Revista de la Sociedad Chilena de Ingeniería Hidráulica* 10: 33-43.
- ADRIAN G & F FIEDLER (1991) Simulation of unstationary wind and temperature fields over com-plex terrain and comparison with observations. *Contr. Atmos. Phys.* 64: 27-48.
- AGUADO E & JE BURT (2004) *Understanding Weather & Climate*. New Jersey, Pearson Education Inc.
- ALMEYDA E (1948) *Pluviometría de las Zonas del Desierto y las Estepas Cálidas de Chile (1899-1947)*. Editorial Universitaria, Santiago.

- ALMEYDA E & F SAEZ (1958) Recopilación de Datos Climáticos de Chile y Mapas Sinópticos Respectivos. Santiago, Chile, Ministerio de Agricultura.
- ANTONIOLETTI R, H SCHNEIDER, JL BORCOSQUE & E ZARATE (1972) Características climáticas del Norte Chico (26° a 33° latitud sur). Instituto de Investigación de Recursos Naturales, Santiago, 102 pp.
- ARROYO MTK, JJ ARMESTO, FA SQUEO & JR GUTIÉRREZ (1993) Global change: Flora and vegetation of Chile. En: ( Money HA, ER Fuentes & BI Kronberg, eds) Earth System Responses to Global Change: Contrasts between North and South America: 239-263. Academia Press, Inc. San Diego.
- BISCHOFF-GAUSS I, N KALTHOFF & M FIEBIG-WITTMACK (2006) The influence of a storage lake in the arid Elqui Valley in Chile on local climate. *Theoretical Applied Climatology* 85: 227-241.
- CONAF (1999) Catastro y Evaluación de Recursos Vegetacionales Nativos de Chile: Informe Primera a Cuarta Región. CONAF - CONAMA, Santiago. 234 pp.
- CONAMA (2006) Estudio de la Variabilidad Climática en Chile para el Siglo XXI. Informe Final, Realizado por el Departamento de Geofísica, Universidad de Chile.
- FALVEY M & RD GARREAU (2005) Moisture variability over the South American Altiplano during the South American Low Level Jet Experiment (SALLJEX) observing season. *Journal of Geophysical Research* 110: 1-12.
- FUENZALIDA P (1950) Clima: En: Geografía Económica de Chile: 188-254. CORFO, Editorial Universitaria, Tomo I, Santiago.
- FUENZALIDA P (1965) Biogeografía. Geografía Económica de Chile. CORFO. Santiago, Chile, Editorial Universitaria S.A.
- GARREAU R & D BATTISTI (1999) Interannual (ENSO) and Intedecadal (ENSO-like) Variability in the Southern Hemisphere Tropospheric Circulation. *J. of Climate* 12: 2113-2123.
- GARREAU RD & RC MUÑOZ (2004) The low-Level Jet off the West Coast of Subtropical South America: Structure and Variability. *Monthly Weather Review* 133: 2246-2261.
- GARREAU R, J RUTLLANT & H FUENZALIDA (2002) Coastal lows along the subtropical west coast of South America: Mean structure and evolution. *Mon. Wea. Rev.* 130: 75-88.
- GARREAU RD, M VUILLE & A CLEMENTS (2003) The climate of the Altiplano: observed current conditions and mechanisms of past changes. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 3054: 1-18.
- GARREAU RD, M VUILLE, R COMPAGNUCCI & J MARENGO (2007) Present-day South American Climate. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 3: 1-10
- HAJEK ER & F DI CASTRI (1975) Bioclimatografía de Chile. Santiago, Dirección de Investigación Universidad Católica de Chile.
- HOUSTON J & AJ HARTLEY (2003) The central andean west-slope rainshadow and its potential contribution to the origin of HYPER-ARIDITY in the Atacama desert. *International Journal of Climatology* 23: 1453-1464.
- HUNEUS N, L GALLARDO & JA RUTLLANT (2006) Offshore transport episodes of anthropogenic sulphur in northern Chile: Potential impact on the stratocumulus cloud deck. *Geophysical Research Letters* 33, L119819, doi:10.1029/2006GL026921.

- KALTHOFF N, U CORSMEIER, K SCHMIDT, CH KOTTMEIER, F FIEDLER, M HABRAM & F SLEMR (2002) Emissions of the city of Augsburg determined using the mass balance method. *Atmospheric Environment* 36: S19-S31.
- KÖPPEN W (1948) *Climatología*. Fondo de Cultura Económica, México. Primera Ed. en español. 478 pp.
- LLIBOUTRY L (1956) *Nieves y Glaciares de Chile*. Fundamentos de Glaciología. Ediciones de la Universidad de Chile, Santiago. 471 pp.
- MILLER A (1976) *The Climate of Chile*. *Climates of Central and South America*. W. Schwerdtfeger. Amsterdam, Elsevier Scientific Publishing Company: 113-145.
- PIZARRO JG & A MONTECINOS (2000) Cutoff cyclones off the subtropical coast of Chile. Sixth International Conference on Southern Hemisphere. Meteorology and Oceanography, Santiago, Chile, American Meteorological Society.
- RUTLLANT J & H FUENZALIDA (1991) Synoptic aspects of the central Chile rainfall variability associated with the southern Oscillation. *International Journal of Climatology* 11: 63-76.
- STRAHLER AN & AH STRAHLER (1986) *Geografía Física*. Barcelona, Ediciones Omega S.A.
- SQUEO FA, JR GUTIÉRREZ & IR HERNÁNDEZ (2004) *Historia Natural del Parque Nacional Bosque Fray Jorge*. Ediciones Universidad de La Serena, La Serena. xii + 319 pp.
- TRENBERTH KE (1976) Spatial and temporal variations of the Southern Oscillation. *Quart. J. R. Met. Soc.* 102: 639-653.
- VUILLE M & C AMMANN (1997) Regional Snowfall Patterns in the High, Arid Andes. *Climatic Change* 36: 413-423.
- VUILLE M & F KEIMIG (2005) Interannual Variability of Summertime Convective Cloudiness and Precipitation in the Central Andes Derived from ISCCP-B3 Data. *Journal of Climate* 17: 3334-3348.
- VUILLE M & JP MILANA (2008) High-latitude forcing of regional aridification along the subtropical west coast of South America. *Geophysical Research Letters* 34: 1-6.