



**UNIVERSIDAD DE CHILE
FACULTAD DE CIENCIAS FÍSICAS Y MATEMÁTICAS
DEPARTAMENTO DE GEOFÍSICA**

**TEMPERATURAS MÍNIMAS EN EL VALLE DE CASABLANCA: DESCRIPCIÓN
DE SU VARIABILIDAD Y COMPARACIÓN CON RESULTADOS DEL MODELO
WRF**

**PROYECTO DE GRADO PARA OPTAR AL GRADO DE MAGÍSTER EN
METEOROLOGÍA Y CLIMATOLOGÍA**

CARLO CÉSAR MONTES VERDUGO

**PROFESOR GUÍA:
RICARDO MUÑOZ MAGNINO**

**PROFESOR CO-GUÍA
JORGE PÉREZ QUEZADA**

**MIEMBROS DE LA COMISIÓN:
JOSÉ RUTLLANT COSTA
FRANCISCO MEZA DABANCENS**

**SANTIAGO DE CHILE
AGOSTO 2010**

RESUMEN

El Valle de Casablanca corresponde a uno de los valles vitivinícolas más importantes de Chile. Su posición geográfica, en relación a otras zonas vitivinícolas del país, y su compleja topografía, han sido reportados como unos de sus factores diferenciadores. Una de las variables más importantes en vitivinicultura corresponde a la temperatura del aire, siendo la temperatura mínima de importancia primaria, dada su influencia en la calidad de las uvas y como factor de riesgo. En el presente trabajo se estudió la variabilidad de las temperaturas mínimas en el Valle de Casablanca utilizando datos de estaciones meteorológicas distribuidas dentro del valle y fuera de éste, en zonas aledañas de Chile central. En el primer caso, se analizó la variabilidad local para un periodo de 9 meses, y en el segundo, para 7 años. Junto a lo anterior, se evaluó la influencia de la configuración sinóptica y el desempeño del modelo meteorológico de mesoescala WRF en la representación de las temperaturas mínimas en el valle.

La comparación entre las temperaturas mínimas del Valle de Casablanca y las zonas aledañas muestra que el valle posee condiciones de temperaturas mínimas significativamente menores, las cuales se acentúan en los meses de primavera-verano, mientras que en invierno éstas no se diferencian. La comparación local muestra que las diferencias temporales dentro del valle son muy bajas, con un control sinóptico importante para las temperaturas mínimas extremas del valle, y con estaciones más costeras con menores temperaturas mínimas. El análisis muestra que el enfriamiento radiativo superficial posee gran importancia como mecanismo que determina la temperatura mínima en cada punto, unido igualmente a la topografía. La temperatura superficial del mar observada muestra que durante el periodo nocturno ésta es superior a la continental, por lo que su potencial efecto de advección de temperatura en tal periodo debiera ser de calentamiento.

Se evidenció una influencia importante de la configuración sinóptica sobre la magnitud de las temperaturas mínimas, con patrones de presión en superficie que difieren estadísticamente unos con otros, pero que no generan necesariamente temperaturas mínimas diferentes. Así, se encontró que los patrones de presión que presentan las menores anomalías de temperatura mínima (ATm) asociadas se caracterizan por un

reforzamiento de la condición anticiclónica promedio, mientras las de mayores ATm presentan un debilitamiento de la presión en superficie.

Los resultados de la modelación de mesoescala reproducen de buena forma la variabilidad temporal y espacial de las temperaturas mínimas en el Valle de Casablanca, con una variabilidad de escala sinóptica bien representada. No obstante lo anterior, el modelo sobreestimó la magnitud de las temperaturas durante todo el periodo de simulación. El modelo reproduce de manera distinta el enfriamiento superficial diario descrito con las observaciones, con diferencias en la magnitud de éste como en su duración, lo cual se traduce en una sobreestimación de las temperaturas mínimas mayor que para las máximas.

AGRADECIMIENTOS

Dedico este trabajo a todos los que estuvieron conmigo en este tiempo. A mi familia por su ayuda siempre, y en especial a mi madre y a Rocío. Este trabajo fue testigo de cambios importantes, al igual que mis compañeros de Magíster, los que prontamente se transformaron en amigos.

Doy gracias a los profesores del Departamento de Geofísica, y en especial al profesor Ricardo Muñoz por apoyarme en este trabajo y durante todo el programa.

Agradezco especialmente a Fidel Gonzalez-Rouco y Pedro Jiménez, y a todo el grupo del Laboratorio de Física del Aire de la U. Complutense de Madrid, por toda su ayuda y tiempo dedicado.

También agradezco especialmente a los profesores Álvaro Peña y Jorge Pérez, quienes apoyaron la realización de este Magíster.

Por último, gracias al Consorcio Tecnológico Tecnovid S.A. y el proyecto 05CTE02-12 por el financiamiento otorgado.

ÍNDICE

1. INTRODUCCIÓN.....	5
1.1 Introducción general	5
1.1.1 Importancia de la temperatura en la vitivinicultura.....	6
1.1.2 Ciclo diario de la temperatura del aire	8
1.1.3 Dinámica de la temperatura del aire en terreno complejo.....	12
1.2 Hipótesis y objetivos	14
2. ÁREA DE ESTUDIO, DATOS Y METODOLOGÍA.....	16
2.1 Área de estudio	16
2.2 Datos	17
2.2.1 Información meteorológica.....	17
2.2.2 Modelo WRF.....	20
2.3 Metodología.....	22
2.3.1 Análisis exploratorio.....	22
2.3.2 Análisis de periodicidades.....	23
2.3.3 Clasificación sinóptica.....	24
3. ANÁLISIS EXPLORATORIO: COMPORTAMIENTO DE LAS TEMPERATURAS MÍNIMAS	26
3.1 Comparación regional.....	26
3.2 Comparación local.....	39
4. CICLO DIARIO DE LA TEMPERATURA Y ENFRIAMIENTO DIARIO.....	52
4.1 Ciclo diario de la temperatura	52
4.2. Enfriamiento neto diario.....	65
5. CLASIFICACIÓN SINÓPTICA	75
6. EVALUACIÓN DE LA REPRESENTATIVIDAD DE LAS TEMPERATURAS MÍNIMAS DEL MODELO WRF	82
7. CONCLUSIONES	94
BIBLIOGRAFÍA.....	98
APÉNDICES.....	103

1. INTRODUCCIÓN

1.1 Introducción general

El Valle de Casablanca corresponde a una de las principales zonas de producción de uvas para vinos de variedades blancas en Chile. Su condición de clima frío, en relación a otros valles vitivinícolas, permite una buena adaptación de dichas variedades. A partir de 1982, momento en el cual comienza la vitivinicultura en el valle, la superficie plantada con uva vinífera comenzó a aumentar hasta convertirse en su principal rubro, llegando actualmente a un total de 3.852 hectáreas (Wines of Chile, 2010). A pesar de que el valle es reconocido como de características particulares que permiten su diferenciación como zona productora de vino, los estudios existentes para Chile central han considerado al valle únicamente bajo una perspectiva macroclimática regional (Montes, 2006; Santibáñez *et al.*, 1989), no existiendo estudios realizados para el valle en particular.

Para un comportamiento fisiológico óptimo de una variedad de uva son necesarias ciertas condiciones de clima, entre las cuales la temperatura es considerada la principal variable, con una alta importancia como indicador de potencial climático de una región, dada su capacidad de discriminación entre sitios (Happ, 1999). La temperatura posee una relevancia distinta desde el punto de vista vitivinícola para diferentes épocas del año o según el ciclo diario de ésta. Es así como, por ejemplo, durante el período primavera-verano es importante la acumulación térmica adecuada que permita el cumplimiento de las etapas fenológicas de la planta, mientras en invierno es necesario cierto período de exposición a temperaturas bajo un umbral para que las plantas puedan salir de su receso invernal (Carbonneau *et al.*, 2007). A escala diaria, las temperaturas diurnas son de gran importancia para procesos como el metabolismo primario (e.g. crecimiento, acumulación de azúcares en bayas) o la fotosíntesis, los cuales son fuertemente dependientes de la temperatura. Por otro lado, las temperaturas nocturnas son importantes tanto como un factor de riesgo (heladas), o por su conocida influencia en procesos como la repartición de azúcares en la planta o el metabolismo secundario, siendo este último el responsable de la síntesis de los principales compuestos asociados a la calidad del vino (e.g. antocianos, taninos) (Zamora, 2003).

Diversos estudios se han realizado para describir climáticamente las regiones vitivinícolas utilizando observaciones (Tonietto y Carbonneau, 2004; Bois, 2007). Los estudios realizados para la región de clima Mediterráneo en Chile indican que ésta posee

una alta variabilidad espacial en cuanto a condiciones térmicas diurnas, pero con temperaturas nocturnas espacialmente menos variables y bajas en relación a la variabilidad encontrada a escala mundial (Tonietto, 1999; Montes *et al.*, 2010). Estos estudios también indican que un factor regional muy importante que determina el potencial de cultivo de una variedad de uva en Chile es la cercanía al mar, dado el fuerte gradiente térmico longitudinal existente en la zona central de Chile, donde las regiones costeras son significativamente más frías que aquellas interiores (Montes *et al.*, 2010; Santibáñez *et al.*, 1989).

1.1.1 Importancia de la temperatura en la vitivinicultura

La temperatura del aire es una de las variables atmosféricas más importantes para la vitivinicultura, debido a que no sólo posee un rol relevante en el crecimiento y desarrollo del viñedo, ya que procesos como la tasa de maduración y fecha de cosecha de la uva dependen directamente de la temperatura (Bonnardot, 1997), sino que también afecta la composición de las uvas, lo que a su vez determina las características del vino y su calidad (Jackson y Lombard, 1993). La temperatura afecta el equilibrio de acidez en las bayas, la concentración de iones potasio, el pH, la síntesis de antocianos, entre otros (Gladstones, 1992). Es por eso que la posición geográfica debe ser considerada para asegurar que los viñedos sean plantados en lugares que sean apropiados para una variedad y un tipo de producto a obtener.

En vitivinicultura, el conocimiento del comportamiento espacio-temporal de las temperaturas mínimas no sólo es de importancia en cuanto a la probabilidad de ocurrencia de eventos meteorológicos adversos como las heladas, sino también desde el punto de vista de la calidad de los vinos, ya que las temperaturas poseen una influencia directa sobre la composición y calidad de las bayas (Coombe, 1987). Es sabido que durante el período de maduración de las bayas la temperatura del aire juega un rol determinante, influyendo en el nivel de aromas y coloración alcanzado por éstas, por lo que su efecto se traduce en las características sensoriales del vino (Jackson y Lombard, 1993). Las temperaturas diurnas poseen una influencia importante en la coloración, pero el efecto de condiciones de noches de bajas temperaturas es aún mayor (Kliewer y Torres, 1972; Kliewer, 1973; Tomana *et al.*, 1979; Fregoni y Pezzutto, 2000).

Si bien cada vez es más común encontrar en la literatura estudios de climatología y/o meteorología en regiones vitivinícolas, en Chile éstos continúan siendo muy escasos. Entre los factores más importantes que han sido descritos para la zona central de Chile se encuentran la cercanía al mar y la topografía (Montes 2006; Santibáñez *et al.*, 1989). Según lo reportado empíricamente, estos factores serían de gran importancia en la diferenciación del clima del Valle de Casablanca, el que se vería afectado de manera marcada por la influencia marina y su topografía compleja, manifestándose en diferencias climáticas importantes en relación a otros valles productores de vino de Chile (Montes, 2006). Tales diferencias pueden resumirse en: menores temperaturas durante la época estival; mayor ocurrencia de heladas, tanto invernales como primaverales; mayor ocurrencia de precipitaciones en primavera; alta nubosidad, lo que a su vez incide en una menor radiación solar incidente durante la época de crecimiento de las plantas.

Los estudios climáticos en zonas vitivinícolas se han centrado en la utilización de observaciones. La utilización de modelos meteorológicos de mesoescala para estudios de diagnóstico en zonas vitivinícolas sigue siendo muy escasa. Carey y Bonnardot (2004) realizaron un estudio pionero en la región de Stellenboch en Sudáfrica, donde utilizando el modelo RAMS (Regional Atmospheric Modelling System, Pielke *et al.*, 1992) estudiaron el grado de ingreso de las brisas marinas en la región y las características climáticas resultantes, para así poder comprender los mecanismos locales del clima que estarían influyendo en el comportamiento de los viñedos. Utilizando nuevamente el modelo RAMS, Bonnardot y Cautenet (2008) realizaron simulaciones a muy alta resolución espacial para la misma región sudafricana, estudiando las circulaciones locales existentes durante el período de maduración de las uvas, cuyos resultados enfatizaron la importancia de la resolución utilizada en la representación de la topografía y la cubierta vegetal. La modelación atmosférica con fines de pronóstico es igualmente escasa. Prabha y Hoogenboom (2008) realizaron una evaluación del modelo WRF (Weather Research and Forecasting model, Skamarock *et al.*, 2005) para dos eventos de heladas en Georgia, Estados Unidos, concluyendo que la elección de las parametrizaciones físicas apropiadas y la utilización de una topografía de resolución adecuada son de gran importancia en la capacidad de pronóstico del modelo, mostrando a su vez la alta aplicabilidad de éste como herramienta de mitigación del potencial daño de las heladas en agricultura.

1.1.2 Ciclo diario de la temperatura del aire

Según Hughes *et al.* (2007), la idea más simple acerca del comportamiento del ciclo diario de la temperatura del aire en superficie es que dicho comportamiento es el resultado del balance local entre la energía proveniente de la radiación solar incidente y los flujos netos de calor sensible, calor latente y radiación de onda larga en la superficie. Así, conceptualmente, cuando el día comienza, la radiación solar excede a dichos flujos y la superficie comienza a calentarse y a almacenar energía. El calor continúa almacenándose y la temperatura aumenta hasta la tarde, momento en que los flujos de energía desde la superficie comienzan a ser superiores en magnitud que la radiación solar. Cuando el sol se oculta, los flujos de energía ascendentes enfrían la superficie y la temperatura del aire disminuye continuamente alcanzando un mínimo al amanecer.

Bajo este contexto, la variabilidad espacial en el ciclo diario de la temperatura del aire podría surgir de las diferencias en el tipo de superficie. En regiones secas, dada la restricción en los flujos de calor latente, ocurre un menor efecto regulador sobre los flujos ascendentes de calor sensible, por lo que la temperatura del aire en superficie podría ser más sensible al forzamiento solar que en regiones de superficie húmeda. De hecho, en zonas de relativa mayor humedad del suelo, como aquellas con presencia de vegetación, se observan amplitudes térmicas diarias moderadas, producto de la mayor disponibilidad de agua para evaporación, mientras que en zonas áridas esta amplitud es superior (Aires *et al.*, 2004; Dai *et al.*, 2004). Otros factores importantes relacionados con el tipo de superficie son la reflectividad o absortividad y la capacidad calorífica efectiva de la superficie, lo cual puede ejemplificarse en el contraste entre la tierra y el agua, donde sobre los océanos la amplitud térmica diaria puede ser despreciable en relación a los continentes (Hughes *et al.*, 2007). Según Arya (2001), las zonas que experimentan mayores variaciones diarias en la temperatura del aire son aquellas regiones desérticas donde la fuerte subsidencia de la atmósfera limita el crecimiento de la capa límite atmosférica, por lo que el aire se calienta rápidamente durante el día y se enfría rápidamente durante la noche.

La presencia de vegetación en una superficie, en contraste a un suelo desnudo, genera modificaciones físicas que influyen directa o indirectamente en el comportamiento local de las temperaturas. Estas modificaciones están asociadas a cambios en el balance radiativo, el almacenamiento de energía y agua por las plantas y el suelo, la fotosíntesis e intercambio de CO₂, o la arquitectura de las plantas y su impacto en la transferencia

radiativa y/o en los intercambios turbulentos de masa y energía entre la superficie y la atmósfera, entre otros efectos que varían según el tipo de vegetación. Las superficies con especies cultivadas, como los viñedos, se caracterizan por poseer una alta homogeneidad espacial en relación a la vegetación natural, lo que genera una arquitectura de la canopia vegetal muy demarcada y reconocible (Oke, 1987).

La amplitud térmica decrece rápidamente con la altura en la capa límite, y virtualmente es cero a la altura de la base de la inversión térmica o altura máxima de la capa límite. Los intercambios verticales de calor y vapor de agua ocurren principalmente debido a los movimientos turbulentos en la capa límite, donde la turbulencia es generada mecánicamente (debido a la fricción con la superficie y al cizalle del viento) y/o convectivamente (debido al calentamiento superficial). La convergencia o divergencia de los flujos de calor sensible conlleva al calentamiento o enfriamiento del aire, y, de manera similar, debido a la convergencia o divergencia de los flujos radiativos. En términos del flujo vertical de calor sensible, la tasa de calentamiento es igual al gradiente vertical de dicho flujo, de la forma:

$$\frac{\partial T}{\partial t} = -\frac{(\partial H / \partial z)}{\rho c_p}$$

donde H representa el flujo de calor sensible, ρ la densidad del aire, c_p el calor específico del aire, T la temperatura, t el tiempo, y z la altura. Así, por ejemplo, un gradiente de 1 W m^{-3} en el flujo de calor sensible producirá un cambio en la temperatura del aire a una tasa cercana a los $3 \text{ }^\circ\text{C h}^{-1}$ (Arya, 2001).

Varios mecanismos son capaces de generar cambios en la temperatura del aire en un punto dado. Una manera de explorar dichos mecanismos es analizando la ecuación que describe el cambio temporal de temperatura en un punto, conocida como ecuación termodinámica (Holton, 2004):

$$\frac{\partial T}{\partial t} = \underbrace{-\vec{V} \cdot \nabla_p T}_{(1)} + \underbrace{S_p w}_{(2)} + \underbrace{\frac{J}{c_p}}_{(3)} = -\left(u \frac{\partial T}{\partial x} + v \frac{\partial T}{\partial y} \right)_{(2)} + S_p w + \frac{J}{c_p}$$

Esta ecuación indica que los mecanismos involucrados en la variación local de la temperatura en el tiempo en un punto (término 1) son la advección de temperatura en un

campo isobárico, que se expresa como el producto escalar entre los vectores viento y gradiente de temperatura (término 2, con u y v las componentes zonal y meridional del viento), la advección vertical de temperatura y calentamiento adiabático (término 3, con S_p parámetro de estabilidad estática y w la componente vertical del viento), y el calentamiento diabático y liberación de calor latente (término 4, con C_p el calor específico del aire).

Las advecciones horizontales de calor y humedad pueden ser importantes cuando ocurren cambios abruptos en las características de la superficie (e.g. durante el paso de un frente) en la horizontal. Los movimientos verticales forzados por cambios en la topografía a menudo llevan a cambios rápidos en la temperatura y humedad del aire, así como también a la formación local de nubes y procesos de precipitación, debido al ascenso del aire húmedo sobre la pendiente de una montaña. Igualmente ocurren cambios abruptos en el lado de sotavento de las montañas. Incluso sobre un terreno relativamente plano, los movimientos de subsidencia con frecuencia llevan a un considerable calentamiento y secamiento del aire en la capa límite (Arya, 2001).

La Figura 1.1 muestra una conceptualización de la evolución temporal de la estructura vertical de la temperatura del aire en superficie (Oke, 1987). Durante la noche (perfil 1), el balance radiativo superficial es negativo debido a la emisión de radiación de onda larga, por lo que la superficie se enfría a una temperatura más baja que las capas de aire superiores, produciendo una inversión térmica radiativa. El gradiente térmico resultante genera que cualquier movimiento de aire resulte en un flujo de calor sensible descendente, y la divergencia en el flujo de calor sensible aumenta el enfriamiento hasta antes de la salida del sol. Durante esta condición de capa límite estable, y con vientos débiles, no existe una capa de mezcla (h) cercana a la superficie.

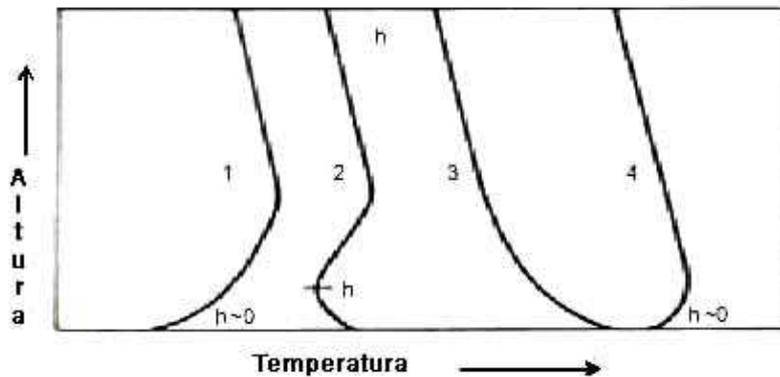


Figura 1.1. Perfil conceptual de la temperatura del aire en los primeros 150 m de la atmósfera en diferentes momentos de un día despejado. Perfil 1: antes de la salida del sol; 2: luego de la salida del sol; 3: mediodía; 4: al atardecer. La altura de la capa de mezcla está representada por h . Fuente: adaptado de Oke (1987).

Luego de la salida del sol el balance radiativo se vuelve positivo y la temperatura aumenta (perfil 2), lo que genera un flujo ascendente de calor sensible que converge en capas más superficiales de la atmósfera debido a que la actividad convectiva es suprimida por la presencia de la capa de inversión superior. Dado que la convergencia de los flujos de calor sensible continúa en las capas inferiores de la atmósfera, ésta es capaz de erosionar la capa de inversión hasta que desaparece cercano al mediodía, momento en el cual la capa de mezcla generada convectivamente puede desarrollarse fácilmente por sobre las capas superiores. Durante el mediodía el perfil térmico inestable o neutro se extiende por toda la capa límite (perfil 3). Antes de la puesta del sol (perfil 4) el balance radiativo se vuelve negativo y el enfriamiento superficial restablece la inversión térmica en la capa superficial.

Este comportamiento térmico puede ser fuertemente modificado por diferentes factores, especialmente por la presencia de nubosidad y por la velocidad del viento mediante su impacto sobre la radiación y la turbulencia, respectivamente, además de la advección térmica. En general, el aumento en la nubosidad y velocidad del viento causan una reducción en la amplitud diaria de la temperatura (menor máxima y mayor mínima) y reducen la condición de estabilidad extrema (condición más neutra) (Munn, 1966).

1.1.3 Dinámica de la temperatura del aire en terreno complejo

Es sabido que durante la ocurrencia de una helada, cualquiera sea su origen, la topografía juega un papel importante como agente atenuador o intensificador de ésta. El fenómeno de acumulación de aire frío en los valles durante noches calmas y claras ha sido ampliamente estudiado. También lo ha sido el hecho de que tal fenómeno conlleva a una importante variabilidad espacial en la temperatura en terrenos complejos. Dado que las diferencias espaciales de temperatura pueden determinar el ciclo diario del viento en superficie, la evolución de este último en un valle está fuertemente relacionada a la estructura térmica de la capa límite atmosférica dentro de un valle, la cual se caracteriza por un ciclo diario de formación y rompimiento de una inversión térmica (Whiteman, 2000). Varios autores han tratado de simular el flujo de drenaje y temperaturas mínimas durante el enfriamiento utilizando diferentes modelos, considerando distintos parámetros (Gustavsson *et al.*, 1998). Estos flujos nocturnos son causados por el rápido enfriamiento del aire en contacto con las pendientes más elevadas luego de la puesta del sol. Este aire es negativamente boyante, y el flujo es acelerado pendiente abajo hacia el fondo de los valles, lo que se conoce también como flujo catabático (Whiteman, 2000). En cuencas complejas, dichos flujos generados sobre una pendiente individual pueden converger para formar flujos más profundos (Vosper y Brown, 2008).

Una acumulación de aire frío corresponde a una capa de aire estancada y confinada topográficamente, la que es más fría que el aire superior. Estas acumulaciones se pueden caracterizar tanto como de escala diaria, formadas durante la tarde o noche y que decaen al amanecer del día siguiente, o como persistentes, con una duración superior a la de una inversión térmica nocturna (Whiteman *et al.*, 2001). Las acumulaciones de aire frío de escala diaria corresponden a capas superficiales estables cuyo espesor y persistencia dependen ampliamente de las características del terreno circundante y de la situación sinóptica. Las acumulaciones persistentes de aire frío corresponden a inversiones que ocurren principalmente en invierno cuando el ciclo diario de calor sensible y de convección es insuficiente para destruir la capa estable a escala diaria, ya sea debido a nubosidad o reducción estacional de flujo de calor sensible (Whiteman *et al.*, 2001). De esta manera, la acumulación de aire frío tiende a ser particularmente de mayor duración en valles y cuencas donde la topografía reduce el intercambio advectivo de masas de aire con el ambiente (Zängl, 2005a), debido a que la acumulación de aire frío en dichas zonas es favorecida por el efecto de “aislamiento” de

los vientos, lo cual reduce la efectividad de los mecanismos de destrucción dinámicos (Zängl, 2005b).

Teóricamente, según Gustavsson *et al.* (1998), el aire frío debiera formarse en contacto con la superficie enfriada por radiación, y si este proceso toma lugar en terrenos con pendientes, el flujo de aire frío debiera desarrollarse en algún momento del atardecer. Sin embargo, los mismos autores observaron cómo en el Suroeste de Suecia volúmenes localizados de aire relativamente frío eran capaces de formarse durante noches calmas y despejadas en ausencia de flujo de drenaje, en zonas en las que, debido a las ondulaciones del terreno o la presencia de árboles, ocurría un efecto local de protección. Resultados similares fueron encontrados por Thompson (1986), argumentando que el efecto de protección de la topografía es un factor muy importante para el desarrollo de variaciones en la temperatura en terrenos complejos. El encajonamiento del aire en un valle estrecho y escarpado impediría la mezcla turbulenta del aire de la superficie fría con el aire superior más cálido, generando una tasa de enfriamiento mayor cerca de la superficie. Gustavsson *et al.* (1998) también indican que la influencia del factor “protección del viento” sería dependiente de la dirección dominante del viento, y las mayores diferencias se encontrarían durante noches claras con velocidades bajas del viento regional cuando la estabilización del aire superficial enfriado fuera impedida en lugares abiertos.

Los vientos a lo largo de un valle afectan de manera importante la estructura atmosférica durante las noches despejadas y poco perturbadas. A medida que el aire en el valle se enfría hasta alcanzar temperaturas inferiores a las del aire a una misma elevación pero lejano al valle o sobre el plano adyacente, comienza a generarse un viento valle abajo. El aire que es enfriado dentro de un valle y transportado a cotas inferiores por tal sistema de vientos debe ser reemplazado por aire potencialmente más cálido que desciende hacia el valle, el que reduce el enfriamiento nocturno. En contraste, en cuencas encerradas, la falta de un sistema de vientos a lo largo del valle con el aire cálido descendiente asociado permite que el aire se enfríe más rápidamente, encontrándose aquí temperaturas mínimas inferiores que aquellas encontradas en zonas cercanas (Clements *et al.*, 2003).

En un estudio de modelación numérica realizado por Zhong *et al.* (2001), analizando los mecanismos meteorológicos que afectan la evolución de un evento de

acumulación de aire frío en la cuenca de Columbia (EEUU), se concluyó que su evolución puede estar afectada por procesos atmosféricos que ocurren en múltiples escalas, como por ejemplo, la subsidencia de gran escala y la advección de temperatura, el calentamiento sufrido por el flujo pendiente abajo en la mesoescala, el paso de frentes cálidos o fríos, el enfriamiento o calentamiento radiativo superficial, la formación de nubes con la liberación de calor latente asociada y el enfriamiento radiativo al tope de las nubes, la erosión turbulenta, y el desarrollo de la capa límite convectiva.

Las circulaciones de escala diaria en un valle pueden ser modificadas por los flujos de la gran escala, ya que éstos casi siempre influyen en la pequeña escala. Esta influencia depende de la estabilidad atmosférica y de la magnitud y dirección del viento sobre el valle en relación a su eje dominante. La atmósfera del valle se encuentra completamente desacoplada del flujo sinóptico únicamente cuando los vientos de mayor altura son débiles o cuando una fuerte inversión térmica en el valle limita el intercambio vertical entre la atmósfera del valle y la superior. La canalización del flujo sinóptico en un valle, producto de diferencias de presión, puede interrumpir el ciclo regular diario de los vientos en el valle, y por consiguiente, su estructura térmica. Esta canalización ocurre con mayor frecuencia bajo condiciones atmosféricas neutras o inestables, cuando la dirección del viento coincide con el eje del valle. Debido a que la atmósfera tiende a ser estable en la noche y neutra o inestable en el día, esto ocurre comúnmente durante el periodo diurno. Estos flujos interrumpen el flujo local cuando el gradiente de presión de escala sinóptica es de mayor magnitud que el local, conduciendo el viento desde la alta a la baja presión. Así, en este caso la dirección del viento no depende del momento del día, como el sistema de vientos de montaña, sino que de la posición de la alta y baja presión sinóptica en relación al valle. Este fenómeno ocurre comúnmente en valles poco profundos, o en condiciones de alta humedad y nubosidad, donde el ciclo diurno de los flujos locales es débil (Whiteman, 2000).

1.2 Hipótesis y objetivos

Las hipótesis de trabajo bajo las cuales se desarrolla el presente estudio son:

- a) La variabilidad espacial y temporal de las temperaturas mínimas en el Valle de Casablanca está controlada por factores regionales como la cercanía al mar y las condiciones sinópticas.

- b) La variabilidad espacial y temporal de las temperaturas mínimas en el Valle de Casablanca está controlada por factores locales como el enfriamiento radiativo y por las acumulaciones de aire frío asociadas a flujos catabáticos.

El objetivo general del presente estudio es:

Caracterizar la variabilidad de las temperaturas mínimas en el Valle de Casablanca y los posibles factores que determinan su variabilidad espacial y temporal a escala diaria.

Los objetivos específicos del presente estudio son:

- a) Caracterizar espacial y temporalmente la variabilidad de las temperaturas mínimas en el Valle de Casablanca utilizando datos de superficie.
- b) Analizar los posibles mecanismos físicos que controlan las temperaturas mínimas en el Valle de Casablanca.
- c) Evaluar el modelo de mesoescala WRF en la representación de la variabilidad de las temperaturas mínimas en el Valle de Casablanca.

2. ÁREA DE ESTUDIO, DATOS Y METODOLOGÍA

2.1 Área de estudio

El área de estudio corresponde al Valle de Casablanca, el que se encuentra en la Región de Valparaíso de Chile. Corresponde a un valle de superficie pequeña, rodeado por la Cordillera de la Costa y cercano al Océano Pacífico (Figura 2.1), con una topografía que se caracteriza por ser montañosa, con altitudes relativamente altas que alcanzan cerca de los 1000 metros, y zonas bajas de unos 100 metros de altitud en msnm. Su extensión es cercana a los 20 km N-S y los 25 km E-W.

Actualmente, la principal actividad del valle es la producción de uvas para vinos, siendo ésta la primera zona productora del país que ha sido clasificada como de clima frío en relación a otros valles vitivinícolas de Chile (Montes, 2006). Actualmente se cultivan 3.852 hectáreas con uva vinífera, de las cuales 1.845 son de la variedad Chardonnay, 1.085 Sauvignon Blanc, 430 Merlot, 426 Pinot Noir y 66 Carménère (Wines of Chile, 2010).

La condición fría del valle determina que se cultiven variedades de uva preferentemente blancas, las que se caracterizan por su adaptación a zonas de clima frío, dado que el potencial aromático y de acidez de dichas variedades se expresa de mejor manera bajo condiciones de relativamente bajas temperaturas (Jackson y Lombard, 1993). Esta condición fría del valle trae a su vez como consecuencia una mayor ocurrencia de heladas, lo que obliga a los productores a contar con sistemas de control de heladas (hélices, sistemas de aspersion de agua, entre otros) para lograr producciones de calidad.

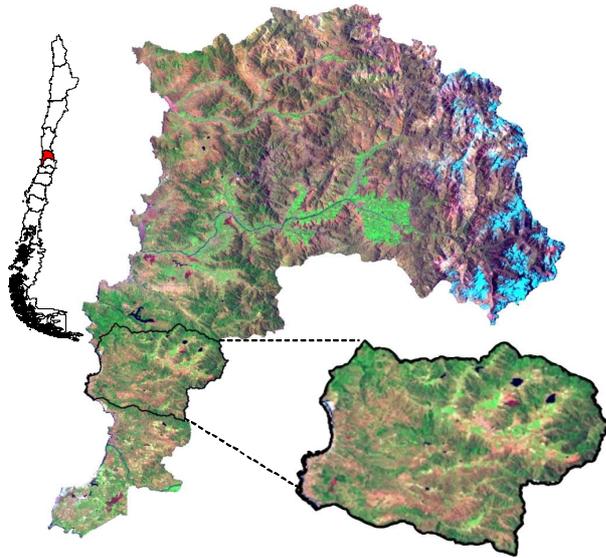


Figura 2.1. Imagen del satélite Landsat 7 (ETM+, 2001) de la ubicación del Valle de Casablanca.

2.2 Datos

2.2.1 Información meteorológica

Para el estudio se utilizaron datos de temperatura provenientes de dos fuentes. En primer lugar se obtuvieron valores de temperatura mínima diaria para el período comprendido entre enero de 2001 y diciembre de 2007 de cuatro estaciones meteorológicas, una de ellas ubicada en el Valle de Casablanca y tres fuera de éste, en localidades aledañas en la cuenca del Río Maipo. Estas estaciones son: Casablanca (33,32S 71,44W), Santiago (Quinta Normal, 33,43S 70,68W), La Platina (Santiago Sur, 33,52S 70,62W) y Codigua (33,76S 71,32W), estaciones pertenecientes a la Dirección Meteorológica de Chile y al Centro Nacional del Medio Ambiente de la Universidad de Chile. La Figura 2.2 muestra la ubicación de las estaciones.

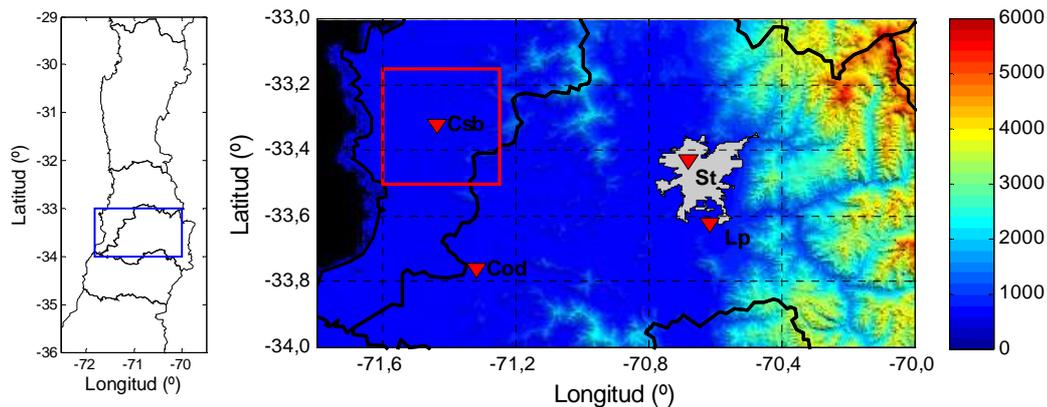


Figura 2.2. Posición de las estaciones Casablanca (Csb), Codigua (Cod), Santiago (St) y La Platina (Lp). El rectángulo en rojo muestra la ubicación del Valle de Casablanca. Contorno gris corresponde a la ciudad de Santiago. Barra de colores en msnm.

También se utilizaron los datos provenientes de la red de estaciones agrometeorológicas pertenecientes a la Asociación de Empresarios Vitivinícolas del Valle de Casablanca. Se utilizó un total de 10 estaciones, las cuales se ubican según lo muestra la Figura 2.3.

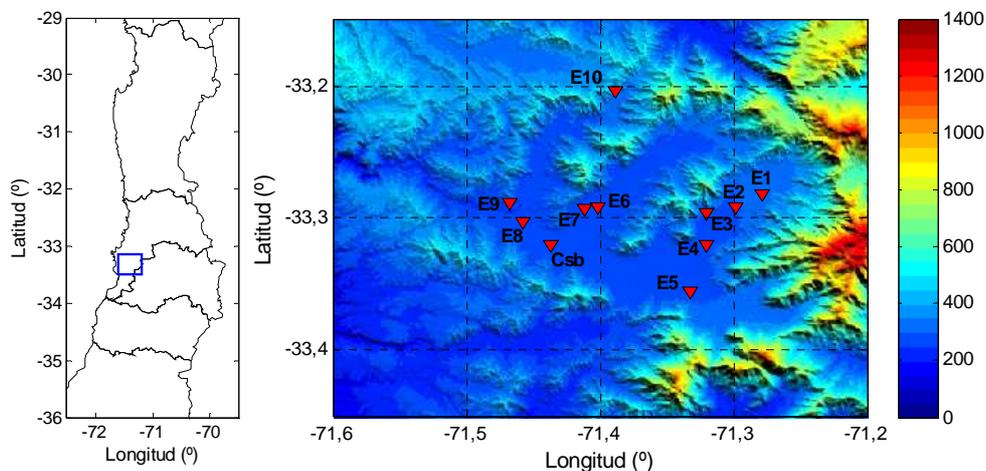


Figura 2.3. Posición de las 10 estaciones agrometeorológicas del Valle de Casablanca utilizadas. También se incluye la estación Casablanca (Csb) indicada anteriormente. Barra de colores en msnm.

Los datos de la red de Casablanca poseen una resolución temporal de una hora, lo que permitió el análisis del ciclo diario de la temperatura, y las variables consideradas

son: temperatura del aire, velocidad del viento y humedad relativa. Se utilizaron los datos para el período comprendido entre el mes de julio de 2007 y marzo de 2008. Estas series se dividieron en trimestres según la estación del año, considerando la siguiente división mensual:

- Invierno: julio, agosto, septiembre de 2007
- Primavera: octubre, noviembre y diciembre de 2007
- Verano: enero, febrero y marzo de 2008

Esta división trimestral posee interés desde el punto de vista vitivinícola, ya que corresponde a un período sensible para las plantas; en invierno por la importancia para las estructuras vegetativas que originarán el crecimiento aéreo en primavera y verano (acumulación de frío y riesgo de heladas), y luego por la importancia de las temperaturas mínimas tanto como factor de riesgo, como por ser reconocido como uno de los factores responsables de la síntesis de compuestos involucrados en la calidad de los vinos, lo que se acentúa en los meses de febrero y marzo, cuando ocurre la maduración de las uvas (Tonietto, 1999). En el Cuadro 2.1 se muestra el total de estaciones meteorológicas utilizadas como parte del estudio.

Para los análisis de tipo sinóptico se utilizaron datos provenientes de reanálisis del European Center for Medium-Range Weather Forecast* (ECMWF), proyecto ERA-40 (Simmons y Gibson, 2000), correspondientes a presión atmosférica a nivel del mar y componentes zonal y meridional del viento en superficie, a una resolución espacial de 1° de latitud x 1° de longitud.

* <http://www.ecmwf.int>

Cuadro 2.1. Estaciones meteorológicas utilizadas en el estudio.

Nombre	Latitud (°)	Longitud (°)	Altitud (msnm)
Casablanca (Csb)	-33,321	-71,437	277
Codigua (Cod)	-33,757	-71,317	119
Santiago (St)	-33,430	-70,680	520
La Platina (Lp)	-33,619	-70,617	624
E1	-33,282	-71,278	345
E2	-33,292	-71,298	310
E3	-33,296	-71,321	300
E4	-33,320	-71,320	297
E5	-33,355	-71,333	295
E6	-33,292	-71,401	265
E7	-33,293	-71,412	266
E8	-33,303	-71,458	257
E9	-33,288	-71,467	256
E10	-33,203	-71,389	335

2.2.2 Modelo WRF

El modelo WRF (Weather Research and Forecasting model, Skamarock *et al.*, 2005) corresponde a un modelo atmosférico tridimensional basado en las ecuaciones de movimiento. El modelo utiliza diferentes parametrizaciones para los procesos físicos, tales como la microfísica de nubes, la precipitación, la radiación de onda larga, procesos de superficie y suelo, flujos de calor, momentum y humedad, y el intercambio turbulento entre la superficie y la atmósfera. El modelo integra las ecuaciones de movimiento del aire y utiliza las parametrizaciones físicas para resolver procesos no lineales complejos para poder predecir la temperatura, presión, velocidad del viento, vapor de agua (razón de mezcla, lluvia y otras formas de precipitación como nieve, hielo, etc.) para dominios tridimensionales (desde 1,5 m bajo la superficie hasta 20 km sobre ésta). El modelo también predice los componentes del balance de energía superficial (flujo de calor en superficie, flujo de calor latente, flujos de onda corta y onda larga), y la temperatura superficial.

Se evaluó la versión 2.1.2. del modelo WRF en su desempeño para representar las temperaturas mínimas en el Valle de Casablanca. Fueron utilizados cuatro dominios

espaciales, con una resolución espacial de 2 km para el dominio más interior, el cual fue centrado en el valle (d04), los que se muestran en la Figura 2.4. El período completo de simulación abarca desde el 1 de septiembre de 2006 al 31 de julio de 2008. Los datos topográficos y de uso de suelo fueron obtenidos de la base de datos USGS GTOPO30, los cuales poseen un espaciado de 30" (Bliss y Olsen, 1996). En la dirección vertical fueron considerados 31 niveles sigma, dejando fijo el nivel más alto en 50 hPa, con el primer nivel a 1013 hPa, y con un total de 19 niveles bajo 500 hPa.

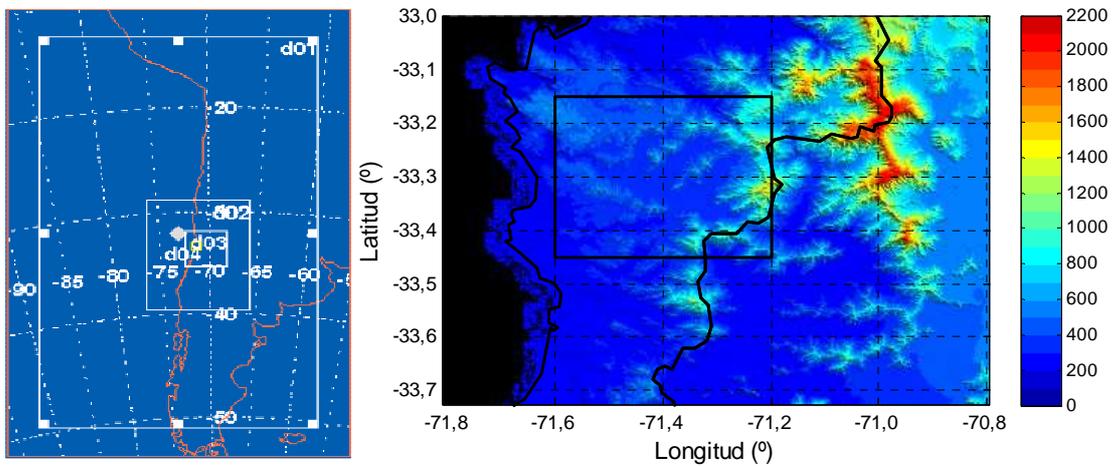


Figura 2.4. Dominios utilizados en la simulación con WRF. Izquierda: cuatro dominios de la simulación; derecha: topografía del dominio interior d04 (rectángulo negro muestra ubicación del Valle de Casablanca; barra de colores en msnm).

El modelo WRF posee numerosas opciones de parametrización de los procesos físicos. Para la simulación, se emplearon las siguientes opciones: para la radiación de onda larga se utilizó el Rapid Radiative Transfer Model (Mlawer *et al.*, 1997); mientras que el esquema de radiación de onda corta se basó en el esquema de Dudhia (1989). Se empleó una versión modificada del esquema de Kain y Fritsch (1990, 1993) para la parametrización de cúmulos en los tres dominios más externos, no siendo utilizada en el dominio interior. El esquema de capa límite planetaria utilizado corresponde al YSU (Hong *et al.*, 2006) para los cuatro dominios. Con respecto a la microfísica, se utilizó el esquema WRF Single-Moment 6-class. Finalmente, se utilizó el modelo de superficie simple basado en MM5 de 5 capas de suelo (Dudhia 1996; Dudhia *et al.*, 2004). Para determinar las propiedades físicas de la superficie se empleó el sistema de uso y cubierta de suelo del

USGS (Anderson *et al.*, 1976), el cual posee una resolución de 2 km. Para detalles más específicos acerca de las parametrizaciones se recomienda consultar a Skamarock *et al.* (2005). Las condiciones iniciales y de contorno fueron obtenidas del reanálisis del European Center of Medium-Range Weather Forecast (Simmons y Gibson, 2000).

2.3 Metodología

2.3.1 Análisis exploratorio

En una primera instancia se realizó una comparación entre las temperaturas mínimas de la estación Casablanca (Csb) y las tres estaciones de zonas aledañas. Para el análisis se obtuvieron las anomalías de temperatura mínima, extrayendo el ciclo anual de éstas, lo cual se realizó ajustando series de Fourier, las que se definen de la manera siguiente:

$$x(t) = a_0 + \sum_{n=1}^{\infty} a_n \cos(2\pi f t n) + \sum_{n=1}^{\infty} b_n \text{sen}(2\pi f t n)$$

donde n es el número de términos de la serie, relacionado al número de ciclos regulares de la serie a ajustar, a_0 representa el valor promedio de la serie temporal $x(t)$ en un período fundamental, $f = 1/T_0$, donde T_0 el período fundamental, y a_n , b_n son coeficientes a ajustar (Bloomfield, 2000). Las series fueron comparadas utilizando estadística descriptiva, y mediante la utilización de la prueba paramétrica t -test y la prueba no paramétrica de Wilcoxon-Mann-Whitney (Wilks, 2006).

Las series provenientes de la red de estaciones agrometeorológicas del Valle de Casablanca fueron analizadas mediante estadística descriptiva y un Análisis de Componentes Principales (ACP) y de Funciones Empíricas Ortogonales (conocido como EOF, por su sigla en inglés), con la finalidad de analizar la variabilidad temporal y espacial de las series de temperatura mínima (Wilks, 2006). Igualmente, se analizó la relación entre las temperaturas mínimas y otras variables físicamente relacionadas, como la humedad atmosférica y el viento. Para cada estación se obtuvo la serie de enfriamiento superficial, la que se obtuvo calculando la diferencia entre la temperatura promedio entre las 13:00-16:00 y las 04:00-07:00 horas.

2.3.2 Análisis de periodicidades

Para el análisis de las posibles periodicidades existentes en las series de temperatura mínima diaria de las estaciones, tanto en su dominio temporal como de frecuencia, se utilizó la Transformación Continua de Wavelets (CWT) (Grinsted *et al.*, 2004), método que permite determinar tanto los modos de variabilidad dominantes y cómo estos modos varían en el tiempo. Existen varias funciones que pueden ser utilizadas para la transformación de wavelets, y su elección depende de los objetivos de su aplicación. Para el presente estudio se utilizó como wavelet “madre” el algoritmo de Morlet, el cual, producto de su forma básica, ha sido descrito como apropiado para ser utilizado en series de temperatura del aire y de suelo, entregando una definición más precisa en el espacio espectral que otros algoritmos (Ancil *et al.*, 2008). La forma de la parte real del algoritmo de Morlet se presenta en la Figura 2.5.

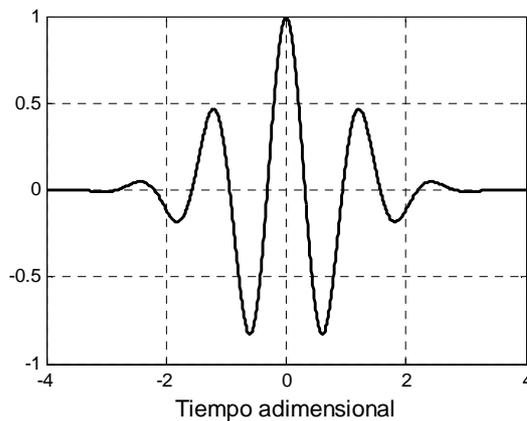


Figura 2.5. Parte real del algoritmo wavelet de Morlet.

El análisis de series de tiempo utilizando transformación de wavelets es relativamente nuevo, y se reconoce como una herramienta que permite la descripción de procesos de multiescala, no estacionarios y que ocurren en un dominio espacial y temporal finito (Lau y Weng, 1995). Se indica que el proceso de análisis de wavelets es similar al de la transformada de Fourier, con la cual es posible descomponer una señal en una serie de ondas diferente frecuencia, pero esta última permite únicamente identificar las componentes espectrales (frecuencia) que existen en la señal, mientras que el análisis de wavelets provee una presentación de la señal según las diferentes escalas de tiempo y de frecuencia. Con el análisis de wavelets es posible obtener una representación gráfica de las amplitudes y la frecuencia (escala) y cómo éstas varían en el tiempo, razones que

permiten identificar ciertas propiedades estadísticas de las series de tiempo tales como tendencias, cambios de fase, quiebres y discontinuidades (Kang y Lin, 2007; Beecham y Chowdhury, 2009).

Como complemento al análisis anterior se utilizó el análisis de semejanza basado en wavelets, descrito por Cooper y Cowan (2008). Este análisis es similar al de wavelets previamente utilizado, permite la comparación de dos series de tiempo en el dominio del tiempo y la frecuencia, y la representación gráfica obtenida se interpreta de la misma manera que el coeficiente de correlación de Pearson.

2.3.3 Clasificación sinóptica

Para explorar las posibles diferencias en la temperatura mínima en el Valle de Casablanca que pueden estar inducidas por los diferentes campos sinópticos, se procedió a realizar una clasificación estadística de las estructuras sinópticas de presión a nivel del mar y posteriormente se analizaron las temperaturas mínimas de cada patrón espacial identificado. La metodología utilizada se basó en lo realizado por Jiménez *et al.* (2008) para la identificación de los diferentes patrones de viento en superficie asociados a las principales estructuras sinópticas descritas para la región de Navarra en España.

Para la obtención de los diferentes campos sinópticos, lo primero fue realizar un Análisis de Componentes Principales a la matriz de covarianzas de presión a nivel del mar, para luego seleccionar los principales modos de variación utilizando el criterio de Cattell (1966) denominado "scree" o de sedimentación. Posteriormente, para generar los patrones de presión, se realizó un análisis de clusters (AC) de dos pasos a los modos de variación seleccionados previamente. Para la primera etapa del AC se utilizó la distancia euclidiana como coeficiente de distancia, y así medir la similitud entre cada componente principal, y se utilizó el algoritmo de Ward como método de agrupamiento. El segundo paso corresponde a la realización de un AC utilizando el algoritmo de k-medias para el número de clusters previamente definidos. Como una manera de asegurar que los análisis realizados para la clasificación sean objetivos y se centren en el Valle de Casablanca, se seleccionó una ventana espacial centrada en el valle a la cual se le realizó la clasificación sinóptica. Posteriormente se amplió la ventana para observar las estructuras sinópticas descritas. Finalmente se obtuvieron los principales patrones de presión a nivel del mar y se analizó su influencia en las temperaturas mínimas en superficie. Para este análisis se

utilizaron los datos provenientes de la estación Casablanca, dada la mayor extensión temporal de dicha serie.

3. ANÁLISIS EXPLORATORIO: COMPORTAMIENTO DE LAS TEMPERATURAS MÍNIMAS

A continuación se describe el comportamiento de las temperaturas mínimas del Valle de Casablanca a escala diaria y horaria. Los análisis se realizaron utilizando la información proveniente de las estaciones meteorológicas ubicadas tanto en el valle como en zonas geográficamente adyacentes. Para analizar la variabilidad temporal de las temperaturas mínimas y su comportamiento comparativo con zonas exteriores al valle se utilizaron los datos de la estación Casablanca (Csb) y de tres estaciones ubicadas fuera del valle (ver Figura 2.2, Cuadro 2.1), para el período comprendido entre el 1 de enero de 2001 y el 31 de diciembre de 2007. Para el análisis exploratorio del ciclo diario de la temperatura y otras variables relacionadas se utilizaron los datos de la red de estaciones agrometeorológicas del Valle de Casablanca (Figura 2.3, Cuadro 2.1), los que poseen una resolución temporal de una hora.

3.1 Comparación regional

A continuación se presentan los resultados del análisis efectuado a la serie de temperatura mínima del Valle de Casablanca y tres estaciones meteorológicas ubicadas en la cuenca de Santiago: Codigua, Santiago (Quinta Normal) y La Platina (Santiago-Sur). La Figura 3.1 muestra las series de temperatura mínima de las cuatro estaciones meteorológicas. Al observar las curvas es posible apreciar que, para todo el período, la serie de Casablanca es la que registra los menores valores de temperatura mínima, además de una menor amplitud en el ciclo anual promedio. Dichas diferencias se aprecian más acentuadas con las estaciones Santiago y La Platina, las que se encuentran en una posición de mayor continentalidad, producto de su mayor lejanía del océano y de su influencia. Para las series de las cuatro estaciones, se tomó el valor máximo, mínimo y promedio de las temperaturas mínimas de cada uno de los siete años, los cuales se presentan en el Cuadro 3.1

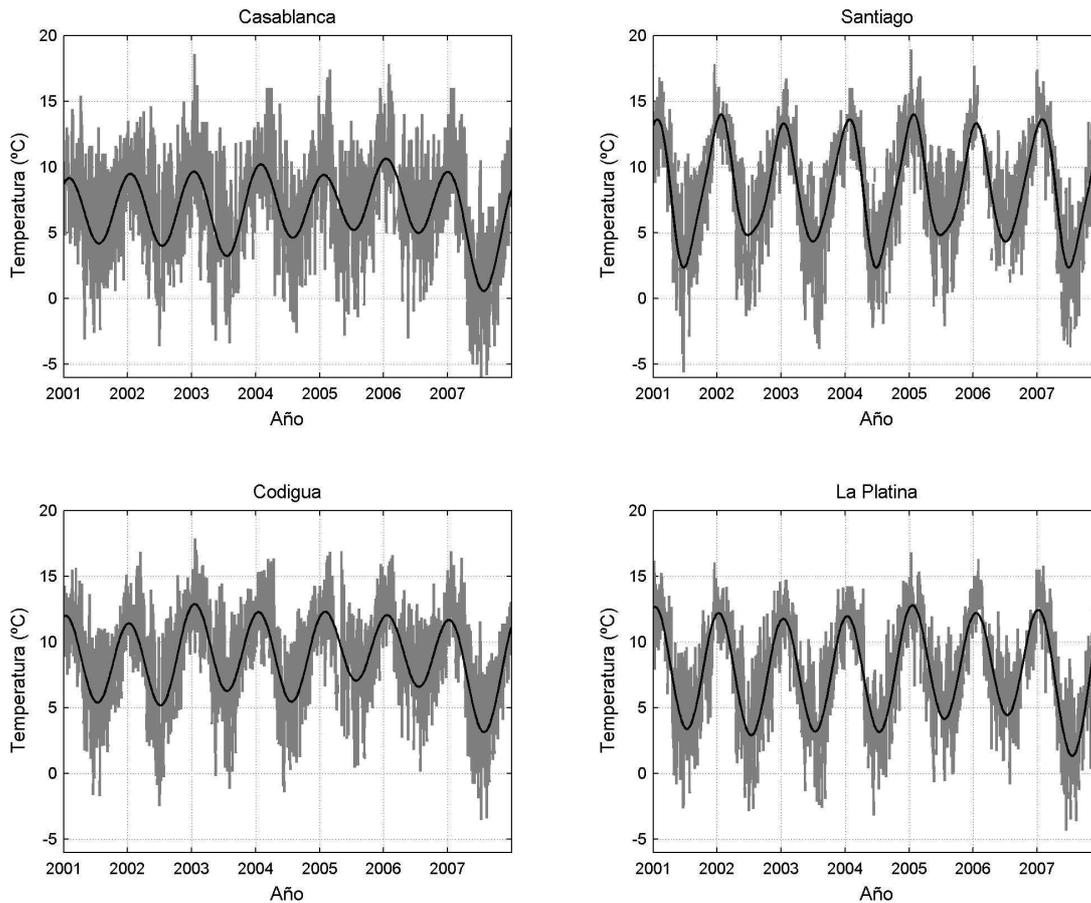


Figura 3.1. Series de temperatura mínima (curva gris) para las estaciones Casablanca, Codigua, Santiago y La Platina. La curva negra representa el ciclo anual de la temperatura mínima, obtenido mediante el ajuste de series de Fourier.

Cuadro 3.1. Promedio y desviación estándar del valor máximo, promedio y mínimo de las temperaturas mínimas de cada año para las siete estaciones.

	Media	Mínima	Máxima
Casablanca	6,7 ±1,0	-3,5 ±1,2	16,6 ±1,3
Codigua	8,4 ±0,4	-2,5 ±2,2	17,2 ±1,0
Santiago	8,8 ±0,8	-1,4 ±1,4	16,7 ±0,7
La Platina	7,7 ±0,6	-2,4 ±1,3	15,6 ±0,9

Tomando las diferencias entre la serie de temperatura mínima de cada estación y su respectiva serie de Fourier ajustada, se obtuvieron las anomalías de temperatura mínima (ATm), las que se muestran en la Figura 3.2.

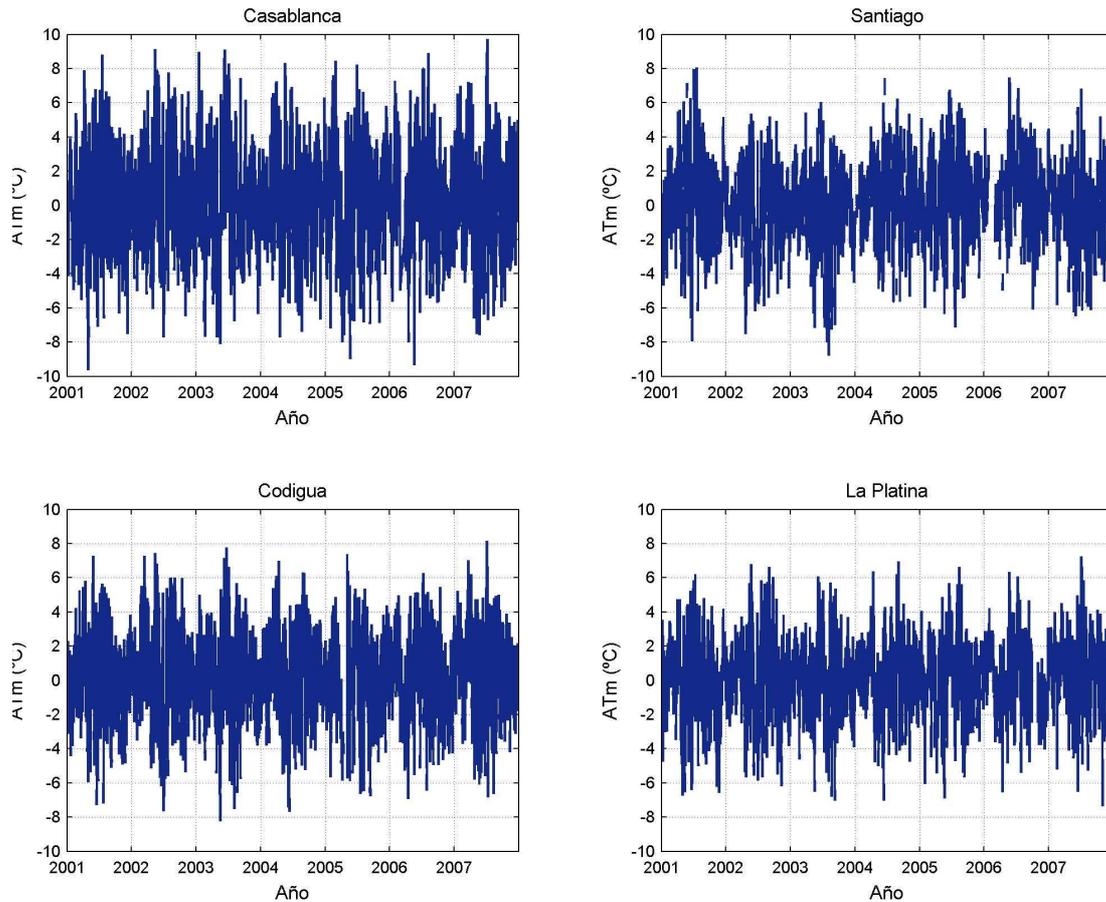


Figura 3.2. Series de anomalías de temperatura mínima (ATm) para las estaciones Casablanca, Codigua, Santiago y La Platina.

Una vez removido el ciclo anual de la temperatura mínima es posible realizar una correlación entre ellas. El Cuadro 3.2 muestra la matriz de correlaciones entre las ATm de las cuatro estaciones meteorológicas. Como se observa, la correlación entre las ATm de Casablanca y las estaciones Santiago y La Platina es prácticamente igual (0,57 y 0,55 respectivamente), lo que puede estar asociado a la regulación sinóptica de las temperaturas en la cuenca de Santiago y su consecuente similitud en la correlación, además de la proximidad geográfica entre Santiago y La Platina, observable también en la alta correlación entre Santiago y La Platina (0,81). La correlación entre Casablanca y Codigua se presenta superior que el caso anterior, asociado probablemente a la condición de mayor cercanía entre ambas estaciones, las que se encuentran a su vez fuera de la cuenca de Santiago. Todo lo anterior permitiría inferir un patrón espacial y temporal de ATm que responde a la influencia tanto de las condiciones sinópticas, reflejado en la

relativamente alta correlación entre las ATm de las cuatro estaciones, como también a la influencia de los factores locales como de la cercanía al océano o topografía de cada zona. Lo anterior también es posible observarlo al analizar la correlación entre las ATm de Santiago y La Platina (0,81), la que corresponde a la mayor de todas, y la similitud entre tales estaciones y Codigua.

Cuadro 3.2. Matriz de correlaciones para las series de anomalías de temperatura mínima.

	Casablanca	Santiago	Codigua	La Platina
Casablanca	1,0			
Santiago	0,57	1,0		
Codigua	0,76	0,70	1,0	
La Platina	0,55	0,81	0,71	1,0

Al analizar la relación existente entre las temperaturas mínimas de las cuatro estaciones, es posible ver que para la mayor parte de los días comparados, en Casablanca las temperaturas son significativamente menores. La Figura 3.3a muestra un gráfico de dispersión entre las temperaturas mínimas de los cuatro puntos, donde se observa que Casablanca posee en general las menores temperaturas, lo que se acentúa para las temperaturas mínimas más bajas. Según el ajuste lineal efectuado a cada serie, la relación entre las temperaturas mínimas tiende a invertir el sentido a medida que éstas son superiores. Estas comparaciones muestran una relación diferente entre las bajas y altas temperaturas mínimas de Casablanca y las zonas aledañas al valle, relacionado a diferencias entre el período invernal y estival del año. Desde el punto de vista de la actividad vitivinícola, estas diferencias poseen repercusiones que pueden ser importantes, como se discute más adelante. La relación entre las temperaturas mínimas de la Figura 3.3a está influenciada por la presencia del ciclo anual de la temperatura en las series. Para analizar la relación entre las temperaturas sin considerar la influencia de este ciclo anual se realizó el gráfico de dispersión para las anomalías de temperatura mínima de Casablanca y los otros puntos de la zona central, lo cual se muestra en la Figura 3.3b. Al igual que con las temperaturas mínimas, las ATm de Casablanca muestran una relación lineal directa con las otras estaciones, la que cambia según la magnitud de la ATm, ya que cuando éstas son menores, Casablanca presenta los valores inferiores, lo que se invierte de manera más acentuada para las ATm superiores, donde Casablanca aparece

menos frío. También se observa que la relación lineal entre Casablanca y las estaciones más interiores (Santiago y La Platina) es menos directa que con Codigua, ya que con esta última la relación se acerca más a la curva 1:1, lo que implica una mayor similitud entre las ATm.

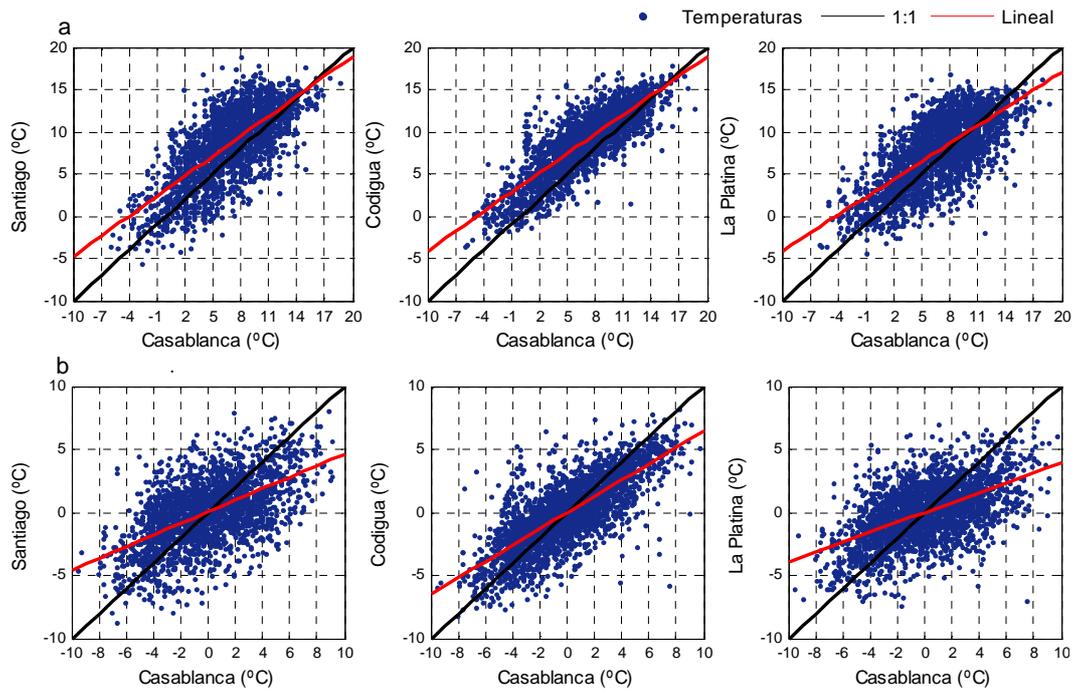


Figura 3.3. Dispersión entre las series de (a) temperatura mínima y (b) de anomalías de temperatura mínima de las estaciones Casablanca y Santiago, Codigua y La Platina. La línea roja representa el ajuste lineal y la línea negra la relación 1:1.

Para explorar la posible ocurrencia de temperaturas mínimas inferiores en Casablanca, lo cual ha sido reportado previamente de manera empírica, se procedió a promediar las cuatro series completas para obtener la serie promedio (T_{min}), a la cual se calculó el valor del percentil 10%, correspondiente a 2,5°C. Así, para cada una de las cuatro estaciones se seleccionaron los días con temperaturas mínimas inferiores a dicho umbral, consideradas como temperaturas frías. Para el período en análisis, el número total de días bajo 2,5°C en Casablanca es de 407, en Santiago 253, Codigua 189 y La Platina 312. El histograma de frecuencia de días bajo el umbral considerado se grafica en la Figura 3.4. Como fue posible inferir en la Figura 3.3, las temperaturas mínimas en

Casablanca bajo un umbral posible de considerar como “frío” son más frecuentes que en el resto de las estaciones analizadas. Se observa además una alta frecuencia de días con temperaturas bajo los 0°C, lo cual es muy importante desde el punto de vista vitivinícola.

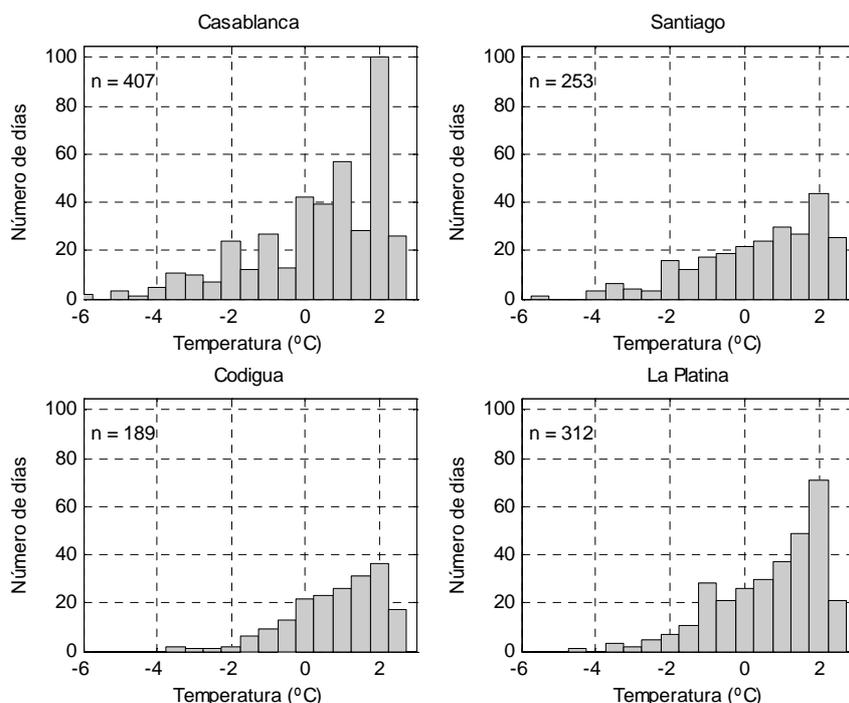


Figura 3.4. Histograma de frecuencia de días con temperatura mínima menos a 2,5°C.

Como ya se ha comentado, la influencia de las temperaturas mínimas en vitivinicultura posee importancia durante todo el ciclo anual, la cual varía según la estación del año considerada. Para analizar la variabilidad de las series durante el ciclo anual completo, se procedió a calcular la serie promedio anual de temperaturas mínimas de 2001 a 2007 para cada estación meteorológica, como una forma de obtener una climatología de dichos años. Estas series son presentadas en la Figura 3.5, además del ajuste de Fourier para cada una de ellas. En los análisis anteriores la estación de Casablanca aparecía como la de menores temperaturas mínimas en relación a las otras, pero al considerar el ciclo anual completo, como serie promedio, se observa que con las estaciones más interiores (Santiago y La Platina) tales diferencias se cumplen para algunos meses en primavera y verano principalmente, mientras que con la estación Codigua esto ocurre durante todo el año. Entre Casablanca y Codigua se observa una diferencia promedio cercana a los 2,5°C prácticamente durante todo el año, mientras que

entre Casablanca y La Platina-Santiago las diferencias se amplían para la estación cálida, y durante los meses fríos es posible observar una inversión en la condición promedio.

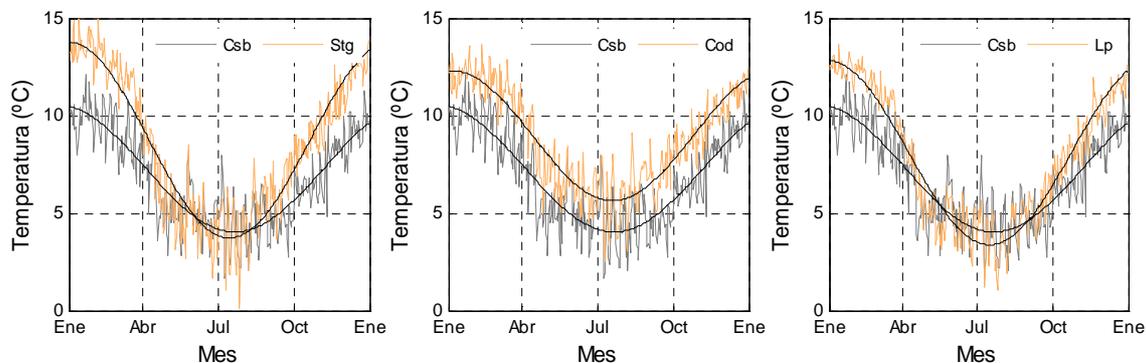


Figura 3.5. Series promedio anual de temperatura mínima y ajustes de Fourier. Csb: Casablanca; Stg: Santiago; Cod: Codigua; Lp: La Platina.

Estas diferencias en las temperaturas mínimas que se acentúan en los meses más cálidos indican, desde el punto de vista de la producción de vinos en el valle, que las condiciones en las cuales las uvas se producen en el Valle de Casablanca permiten llevar un proceso de maduración bajo un régimen de temperaturas nocturnas que alcanza valores que han sido descritos favorables para una expresión óptima de los factores que definen la calidad de las uvas (Carbonneau *et al.*, 2007). Lo anterior muestra la existencia de diferencias importantes en el régimen de temperaturas mínimas en el Valle de Casablanca en relación a otras zonas como el valle central, y también indica que durante los meses de invierno la acumulación del frío necesaria para la salida del período de receso de las plantas podría cumplirse de manera similar en ambas zonas. Es probable que la posición geográfica de la estación Codigua, la que se encuentra cercana a la desembocadura del río Maipo, reciba de manera más directa la influencia del aire proveniente del Océano Pacífico, lo que se traduciría en temperaturas mínimas superiores.

Se realizó un Análisis de Varianza (ANDEVA), considerando una división en estaciones del año: verano (enero-febrero-marzo), otoño (abril-mayo-junio), invierno (julio-agosto-septiembre) y primavera (octubre-noviembre-diciembre). En la Figura 3.6 se muestra el test de comparación múltiple realizado posterior a los resultados del ANDEVA, observándose las diferencias antes mencionadas. Las series de temperatura mínima entre Casablanca y las estaciones Santiago y La Platina son estadísticamente diferentes

($p \leq 0,05$) en invierno, primavera y verano, con diferencias de similar magnitud que se maximizan en primavera y verano. Entre Casablanca y Codigua se observa que existe un ciclo anual de las temperaturas mínimas con una evolución similar, con mayores valores en Codigua durante todo el año.

Como fue mencionado, las diferencias antes descritas son claras para los meses de primavera-verano, pero durante los meses de otoño-invierno éstas tienden a ser menores. Como una estimación de la evolución de las diferencias entre las series, realizando una comparación en el tiempo, se realizó el test no paramétrico de Wilcoxon-Mann-Whitney para la serie móvil comparativa de 30 días de cada estación con Casablanca. Así, se comparó sucesivamente el período 1 al 30 de enero, 2 al 31 de enero, 3 de enero al 1 de febrero, etc. La utilización un test no paramétrico se basa en que las series de 30 días no cumplen con la condición de normalidad, por lo que una prueba paramétrica, como la prueba t , resulta poco confiable. En la Figura 3.7 se muestra el cambio temporal del valor p , el que indica la significancia estadística de las diferencias entre las series de 30 días comparadas, además del límite $p=0,05$ usado como criterio de significancia estadística.

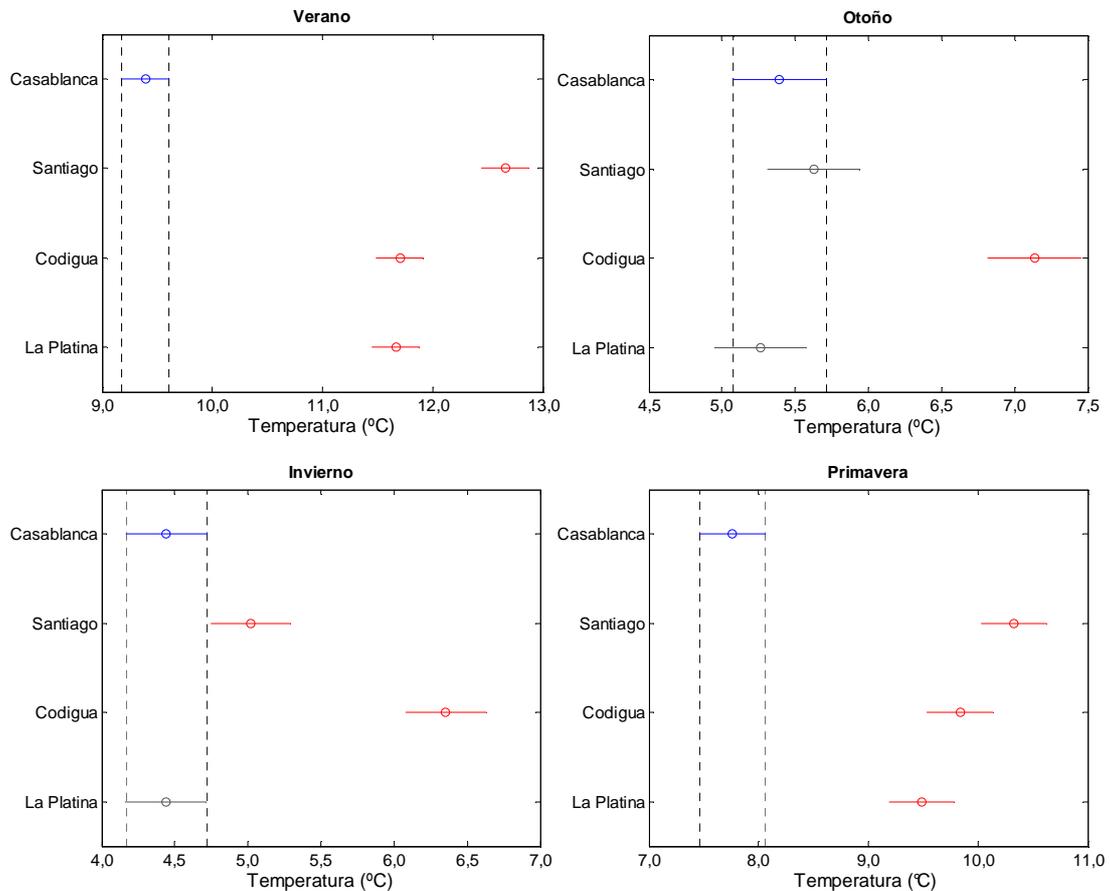


Figura 3.6. Resultados del análisis de varianza. La barra de cada punto indica el intervalo de confianza; las líneas punteadas indican el límite de 0,05 bajo el cual las diferencias son estadísticamente significativas.

En la Figura 3.7 se observa claramente la diferencia entre las series de temperatura mínima. Entre Casablanca y Codigua las temperaturas mínimas son estadísticamente diferentes durante todo el año, salvo para un corto período en otoño en el que el valor p supera el 5%. Las temperaturas mínimas entre Casablanca y las estaciones Santiago y La Platina se mantienen estadísticamente diferentes durante los meses de primavera y verano, para luego presentar una intermitencia entre periodos en que las series son diferentes e iguales en los meses de otoño e invierno. Esta ocurrencia de períodos de iguales y diferentes temperaturas mínimas podría responder a la mayor variabilidad de tipo sinóptica durante dicho periodo del año inducida por el debilitamiento de la actividad anticiclónica en el Pacífico Sur, lo que permite, por ejemplo, el paso de

sistemas frontales en la zona central de Chile, los cuales presentan mayor actividad durante los meses de invierno.

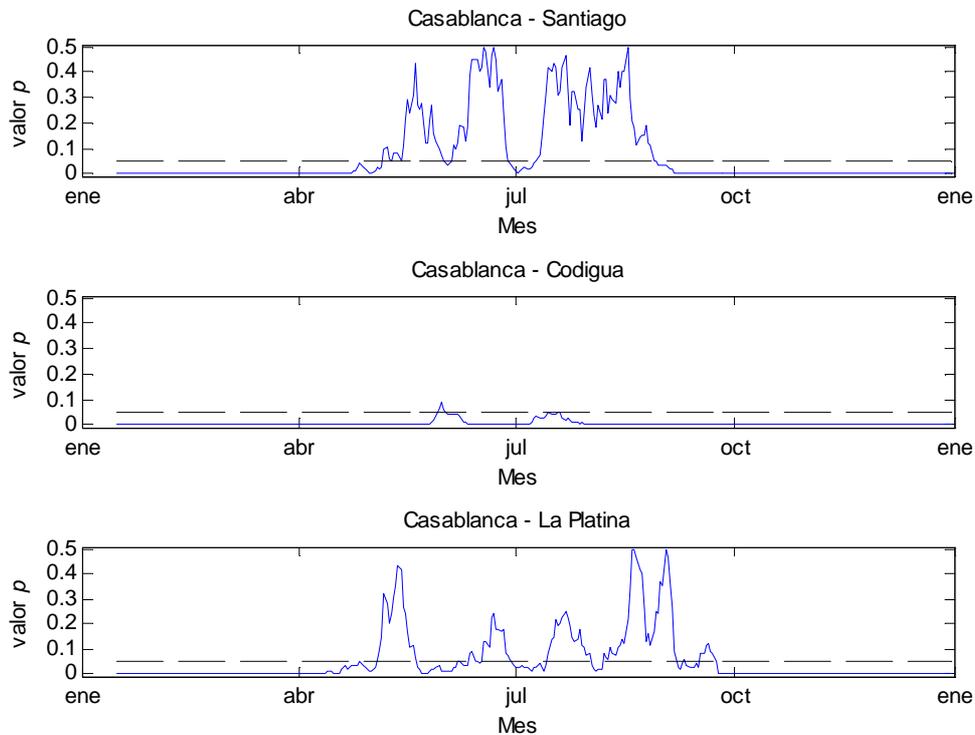


Figura 3.7. Cambio temporal del valor p del test de Wilcoxon-Mann-Whitney. La línea punteada muestra el límite de $p=0,05$ sobre el cual las diferencias dejan de ser estadísticamente significativas.

Para el análisis de las periodicidades en las series de anomalía de temperatura mínima se utilizó inicialmente la Transformación Continua de Wavelet (CWT) (Grinsted *et al.*, 2004), con la cual es posible analizar una serie en función del tiempo y la frecuencia, y así explorar las eventuales periodicidades existentes en diferentes escalas. Posteriormente, para la comparación de las series en el dominio tiempo-frecuencia, se realizó un análisis Wavelet de Coherencia (WTC), con el cual es posible identificar periodos de poder espectral común entre dos series temporales (Grinsted *et al.*, 2004). La significancia estadística de cada espectro de frecuencia fue evaluada utilizando métodos de Monte Carlo (Torrence y Compo, 1998). La Figura 3.8 muestra el espectro de poder wavelet de las cuatro series de ATm diarias para el periodo 2001 a 2007, en la cual los diferentes colores representan un espectro de poder específico, y las líneas negras el

intervalo de confianza de 95%. Como el ciclo anual ha sido removido, éste no es posible de observar. Para las cuatro series se observa una variabilidad dominante asociada al ciclo semianual de la temperatura (contornos rojos de periodo $\sim 1/4$ a $\sim 1/2$ años) cuya significancia se presenta de manera intermitente entre años. El poder espectral de las series y su significancia estadística revela que las oscilaciones más importantes ocurren durante los meses de invierno, momento en el cual aparecen también oscilaciones significativas de periodos de escala sinóptica (~ 2 a 11 días), siendo esta periodicidad menos acentuada para la estación Casablanca, en la cual es posible observarlas con mayor frecuencia durante todo el año. Estas últimas oscilaciones más frecuentes durante los meses de invierno pueden estar asociadas, al igual que en la comparación realizada anteriormente, a la mayor variabilidad de escala sinóptica en dicho periodo del año, como el paso de sistemas frontales por sobre la zona central de Chile (Montecinos *et al.*, 2000), lo cual también es posible de apreciar para los ciclos semianual de las series.

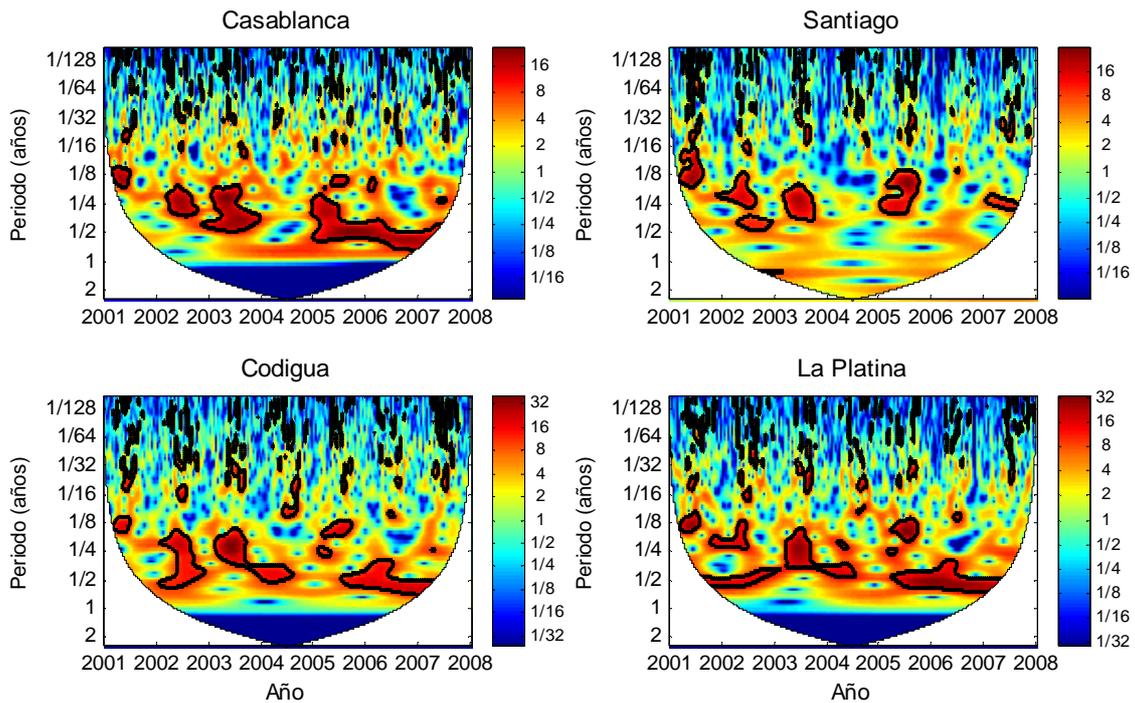


Figura 3.8. Espectro de poder de la Transformación Continua de Wavelet (CWT) para las series de anomalías de temperatura mínima de Casablanca, Santiago, Codigua y La Platina. Las líneas negras indican las regiones con significancia estadística de 5%.

Los resultados del análisis Wavelet de Coherencia (WTC) para las series Casablanca y Santiago, con el cual pueden observarse las áreas con un alto poder espectral común, y que son presentados en la Figura 3.9, muestran una relación entre ambas cuya significancia estadística se observa durante todo el año para aquellas periodicidades asociadas al ciclo semianual o estacional, las cuales en su totalidad se presentan en fase. Las oscilaciones significativas de menor periodo, asociadas a la variabilidad de escala sinóptica invernal igualmente se presentan en fase entre ambas series. Para las series Casablanca y La Platina la coherencia se presenta muy similar a Santiago, con los valores más altos concentrados en los meses de invierno, en el caso de la variabilidad de escala sinóptica, y cuyas periodicidades se presentan en fase. Los resultados del Wavelet de Coherencia entre Casablanca y Codigua muestran una superficie muy amplia en las cuales existe coherencia, la cual en algunos años se extiende hasta los meses de verano y en todas las frecuencias. Lo anterior da cuenta de la similitud existente en el comportamiento de estas dos series de ATm, las cuales se encuentran en una posición geográfica contrastante a las de Santiago y La Platina. Así, es posible observar una variabilidad temporal entre las cuatro estaciones en estudio que varía según la posición geográfica y la época del año.

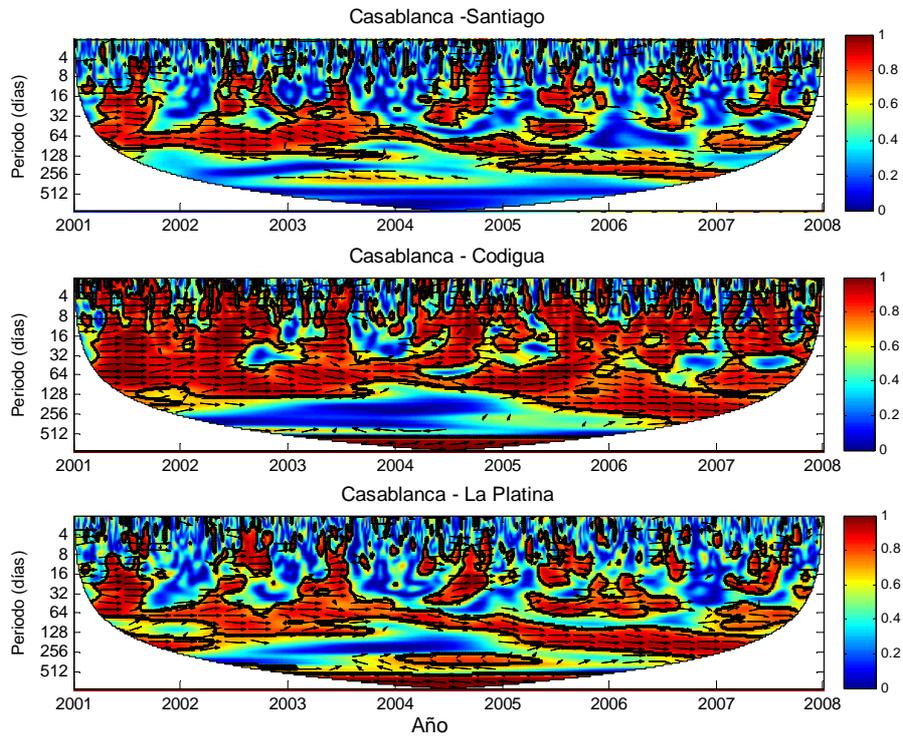


Figura 3.9. Coherencia de Wavelets y diferencias de fase entre las series de anomalías de temperatura mínima de Casablanca, Santiago, Codigua y La Platina. Contornos de color corresponden al cuadrado de la coherencia. Los vectores indican la diferencia de fase (la flecha horizontal con sentido izquierda-derecha significa 'en fase' y la flecha vertical hacia arriba significa que la segunda serie desfasa a la primera en 90°).

3.2 Comparación local

A continuación se presentan los resultados obtenidos del análisis efectuado utilizando únicamente la información proveniente de la red de estaciones agrometeorológicas del Valle de Casablanca (ver Figura 2.3). En una primera parte se evaluó la variabilidad espacial y temporal de las temperaturas mínimas, considerando el periodo entre octubre de 2006 y julio de 2008. Para el presente análisis fue excluida la estación E8, debido a que su serie temporal de datos no cumplía con la extensión necesaria para el análisis estadístico realizado. Por lo tanto, en el presente punto se utilizó un total de 9 estaciones meteorológicas. La primera etapa del trabajo consistió en ajustar series de Fourier (2 términos) a las series de temperatura mínima de cada estación, para así extraer el ciclo anual y obtener las anomalías de temperatura mínima (ATm) (Figura 3.10), tal como se realizó en el análisis anterior. Posteriormente, a las ATm obtenidas se les efectuó un Análisis de Componentes Principales.

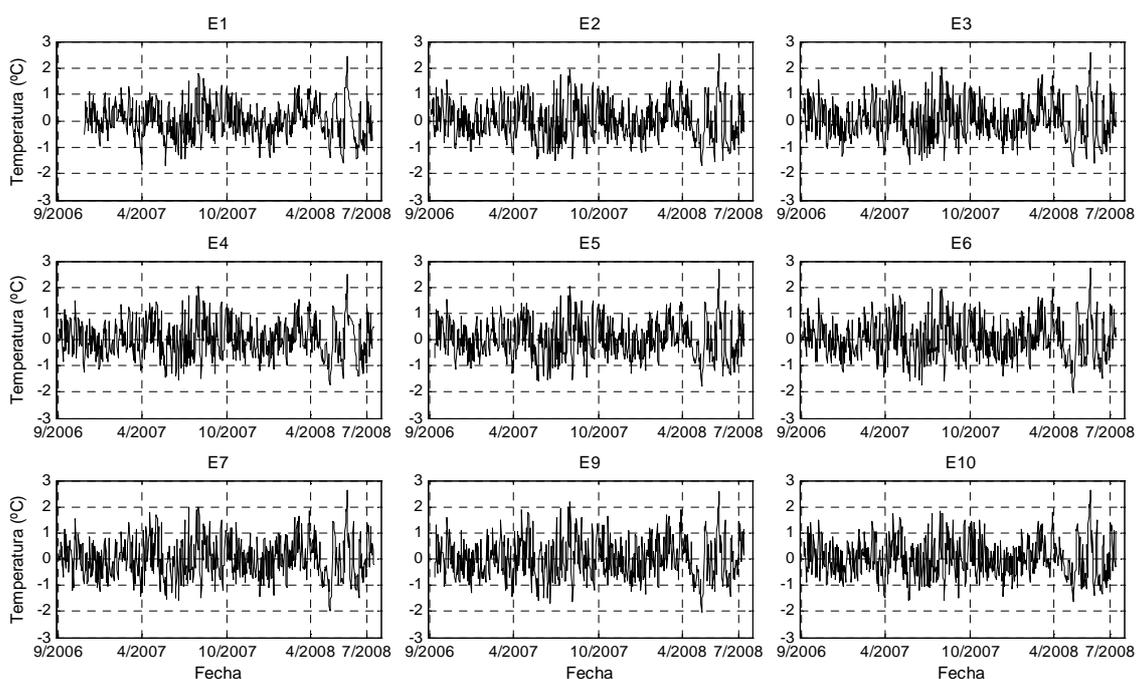


Figura 3.10. Series de anomalías de temperatura mínima de las estaciones agrometeorológicas del Valle de Casablanca.

Luego de haber extraído el ciclo anual de las series de temperatura mínima se realizó un análisis de correlación. En la Figura 3.11 se muestra un diagrama de la matriz de correlaciones entre las anomalías de temperatura mínima de las 9 estaciones. En

dicha figura se observa que en general las series se encuentran altamente correlacionadas, con valores que van desde 0,73, entre estaciones ubicadas en los extremos del valle como E1 y E9, hasta valores superiores entre estaciones cercanas como E2 y E3 ($r = 0,98$) o E6 y E7 ($r = 0,99$). Se aprecia que las ATm de la estación E1 poseen una baja correlación con el resto de las estaciones (tonos más oscuros). Excluyendo la estación E1, la cual se aleja del resto, como se señaló, es posible distinguir una asociación entre las estaciones E2 a E5 y E6 a E10, lo cual podría indicar la posible existencia de una mayor covariabilidad entre las estaciones más continentales y entre las más cercanas al mar.

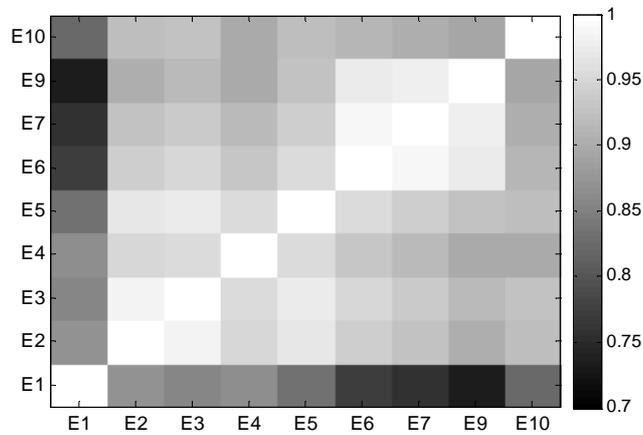


Figura 3.11. Matriz de correlaciones de las anomalías de temperatura mínima de las 9 estaciones.

La variabilidad temporal y espacial de las series anteriores de anomalías fue estudiada mediante el Análisis de Componentes Principales (ACP) y sus respectivas Funciones Empíricas Ortogonales (EOF). En la Figura 3.12 se muestran las series de las 3 primeras componentes principales, las que explican, respectivamente, un 93,4%, 3,7% y 1,1% de la varianza total.

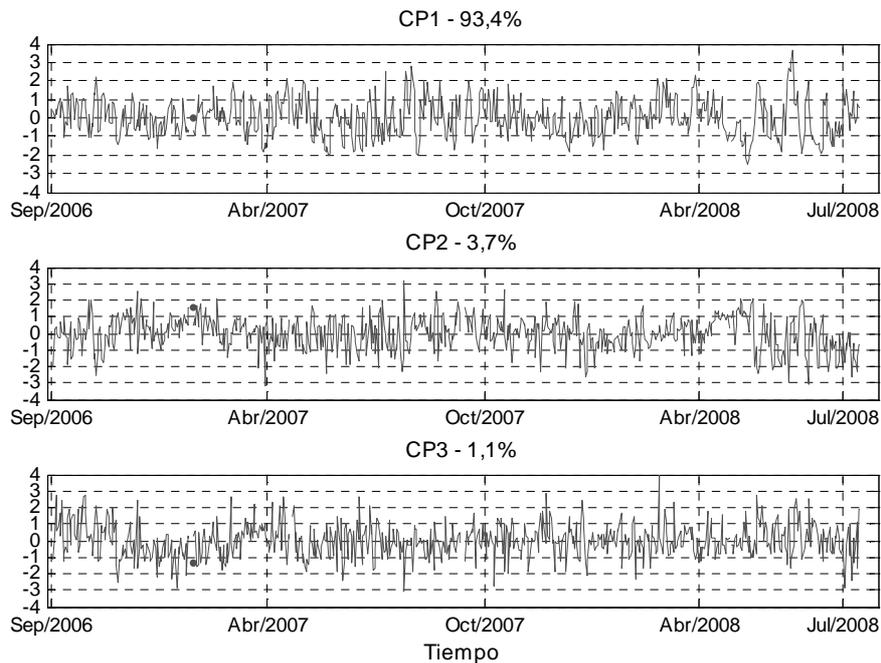


Figura 3.12. Componentes principales (CP) 1, 2 y 3.

La primera componente principal (CP) explica un gran porcentaje de la varianza temporal de las 9 series de ATm, con una alta disminución para los otros modos de variación. La alta varianza explicada por una única serie temporal podría estar relacionada con la proximidad geográfica de cada estación meteorológica, además de la configuración topográfica y la superficie relativamente reducida del valle, lo cual permitiría que, por ejemplo, el control sinóptico diario de las temperaturas pudiera influir de manera muy homogénea a nivel de valle completo, reflejado también en las altas correlaciones entre las ATm de las estaciones (Figura 3.11).

La Figura 3.13 muestra las EOF's asociadas a las dos primeras componentes principales (sus valores se presentan en el Apéndice I). La primera CP explica una gran proporción de la varianza total (93,4%), y como se observa en la figura, los valores de la EOF1 de las estaciones fluctúan entre 0,9-1,0. Lo anterior indica una alta homogeneidad espacial en las anomalías de temperatura mínima (ATm) del valle. Para la EOF2 se observan menores valores, dada la baja varianza explicada por la segunda CP (3,7%), los que para algunas estaciones son positivos y para otras negativos, siendo estas últimas las estaciones ubicadas más cercanas al mar y en las partes más bajas del valle. Los bajos

valores de la EOF2 se deben al gran dominio de la CP1 por sobre la 2 y 3. No obstante, éstas pueden tener alguna contribución específica en eventos extremos como se analiza más adelante. Tanto para la EOF1 como para la EOF2 es posible identificar cierto patrón espacial que separa las estaciones ubicadas más cercanas a la costa y el resto, excepto la estación E1. Esta estructura representa diferencias en el comportamiento espacial de las temperaturas mínimas.

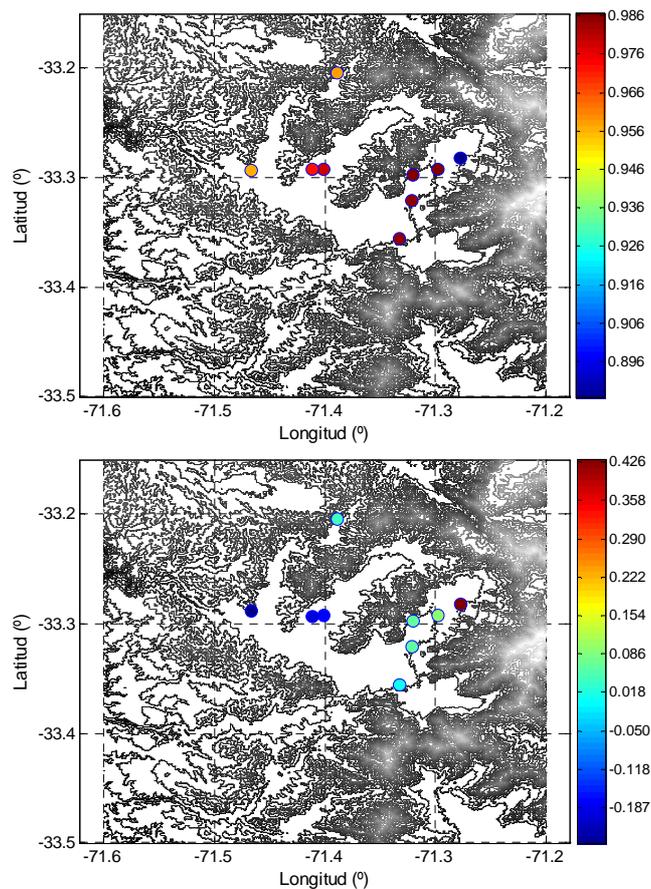


Figura 3.13. Funciones Empíricas Ortogonales asociadas a las componentes principales 1 (arriba) y 2 (abajo).

El Análisis de Componentes Principales muestra que existe una variabilidad espacial y temporal de las temperaturas mínimas que no difiere significativamente entre cada punto del Valle de Casablanca. Si se analizan las temperaturas mínimas asociadas a las dos primeras componentes, las que explican un 98,1% de la varianza total, para la CP1, los días correspondientes a los valores sobre cero se asocian en promedio a ATm

positivas, mientras que los días de CP1 menor a cero se asocian a ATm negativas (Figura 3.14). Lo anterior no se observa para la CP2, donde tanto los días por sobre o bajo cero las ATm pueden ser negativas o positivas. La alta correspondencia entre los valores de ATm y la CP1 representa la baja variabilidad discutida anteriormente. Al asociar las ATm correspondientes a cada día con la CP2 no es posible observar lo anterior.. Se analizó la posible existencia de alguna estructura espacial para las ATm asociadas a cada componente principal, y la correspondiente configuración sinóptica de cada día. Se tomaron las ATm de aquellos días asociados a los valores extremos de las dos primeras CP, $\pm 1,8$ en la CP1 y $\pm 2,0$ en la CP2, como se muestra en la Figura 3.15. Con esto fue posible obtener compuestos de ATm asociados a los extremos de cada componente principal. Con el criterio anterior, para los valores de CP1 superiores al umbral se analizó un total de 29 días, mientras que para los días del umbral inferior un total de 17. Para la CP2, se analizaron 11 días sobre umbral superior y 25 días de ATm bajo el umbral inferior.

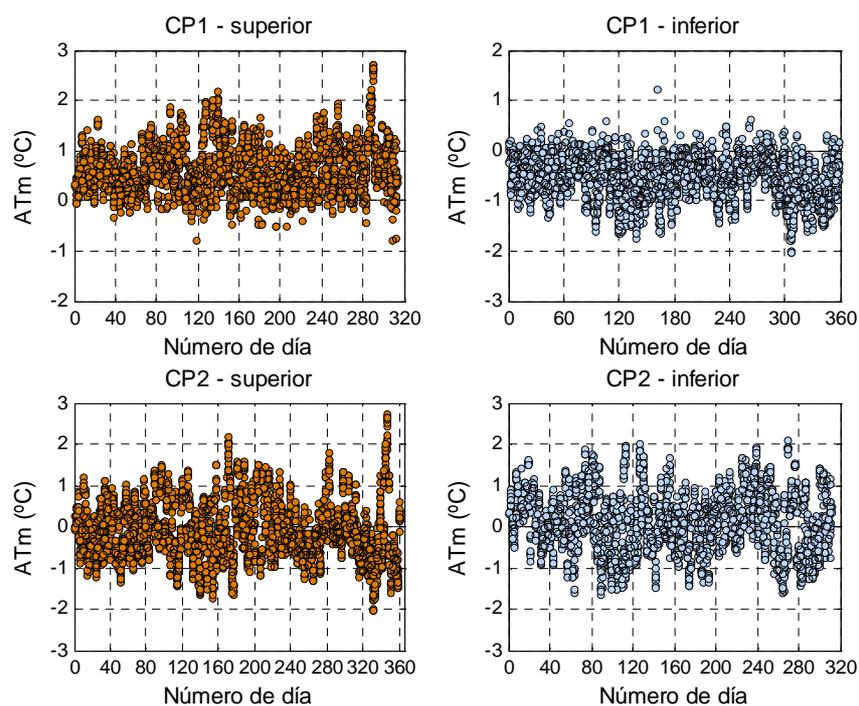


Figura 3.14. Anomalías de temperatura mínima (ATm) promedio para los días por sobre y bajo el valor 0 de las CP 1 y 2 para las 9 estaciones.

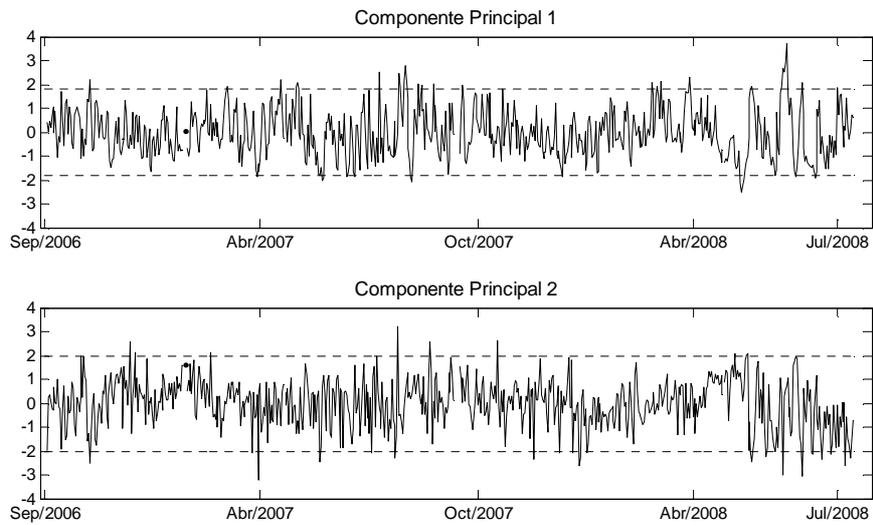


Figura 3.15. Componente principal 1 y 2. La línea punteada muestra el umbral para la selección de días a analizar.

En la Figura 3.16 se muestran los gráficos de caja para las anomalías de temperatura mínima de los días por sobre y bajo el umbral considerado en la componente principal 1. Se observa que para los días del extremo superior las 9 estaciones presentan un rango de ATm en promedio entre 1°C y 2°C , con algunos días por bajo y sobre dicho rango. Para los días bajo $-1,8$ en la CP1 (panel inferior) los días presentan un rango de ATm entre -2°C y -1°C , con algunos días fuera de tal rango. Estos valores muestran la ocurrencia de ATm positivas en todo el valle en los días de máximos en la CP1, mientras que para los días asociados a los mínimos en la CP2 son las ATm negativas las que se observan en todas las estaciones.

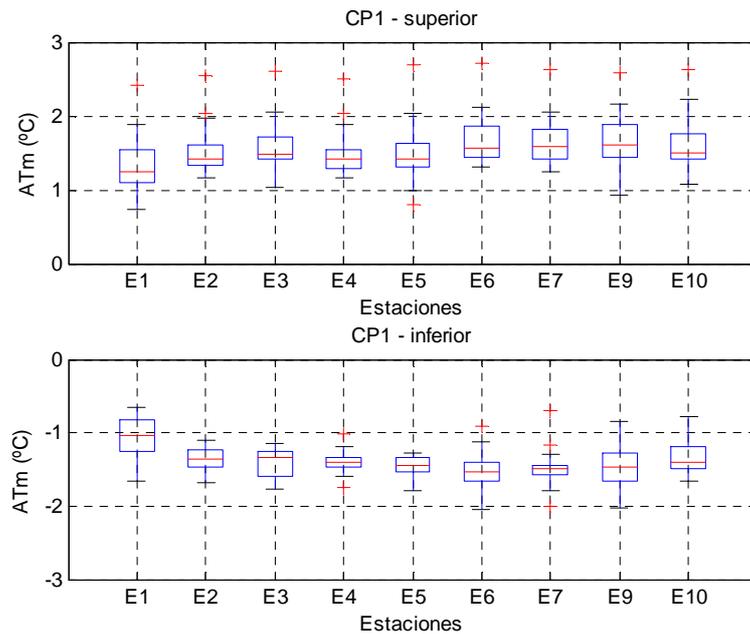


Figura 3.16. Anomalías de temperatura mínima las 9 estaciones en los días seleccionados de la CP1.

En la Figura 3.17 se presentan los gráficos de caja para los días por sobre y bajo el umbral considerado de $\pm 2,0$ en la componente principal 2. A diferencia de lo observado para la CP1, tanto para los días del extremo superior como para los del inferior, las anomalías de temperatura mínima asociadas a cada CP pueden ser tanto positivas como negativas dependiendo de la estación y el día. Se observa también que el patrón de ATm de cada una de las estaciones sufre una inversión en sus valores medios al momento de ser comparadas. Así, por ejemplo, en el extremo superior de CP2 la estación E1 es la de mayores ATm, mientras en el extremo inferior es la de menores ATm. No obstante los valores bajos de las respectivas ATm y la baja varianza explicada por la CP2, la diferencia anteriormente mencionada representa la existencia de variabilidad espacial en el valle en cuanto al comportamiento de las ATm y que está representada en dicha CP.

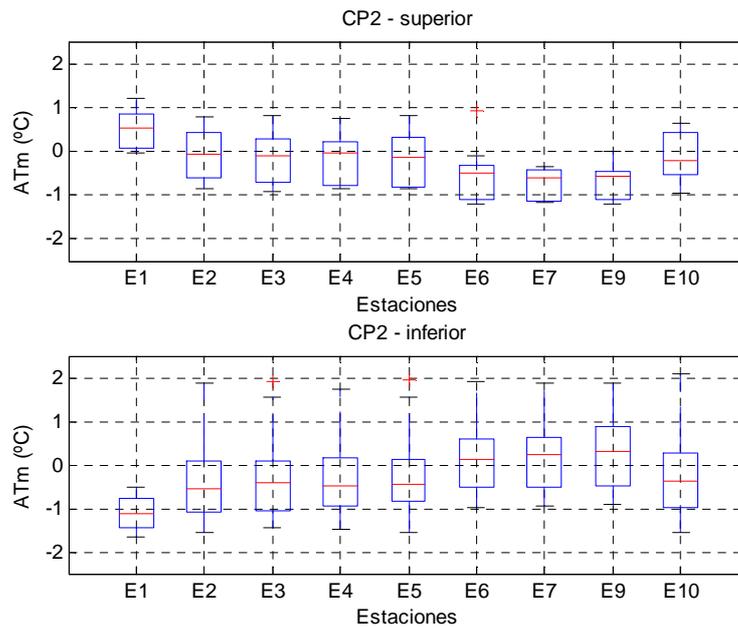


Figura 3.17. Anomalías de temperatura mínima las 9 estaciones en los días seleccionados de la CP2.

Se analizó la relación de las ATm y la cercanía al mar, esta última considerada indirectamente como la longitud geográfica de cada estación, lo cual se presenta en la Figura 3.18. Para los días asociados al extremo superior de la CP1, los cuales se caracterizan por ATm positivas, se observa que existe un aumento de las anomalías en las estaciones más cercanas a la costa, lo que podría estar asociado a las mayores temperaturas del mar en relación a la superficie continental en el periodo nocturno o a la mayor humedad atmosférica en las zonas más costeras, lo que se refleja en un menor enfriamiento radiativo superficial. Para los días asociados a los mínimos en la CP1, el patrón espacial se invierte en relación a los máximos, con ATm inferiores para las estaciones más cercanas a la costa, lo cual podría mostrar el comportamiento diferente de estaciones de diferente altitud. Es posible observar que para ambos extremos del primer modo de variación son las estaciones más costeras las que muestran una mayor variabilidad, presentando una mayor amplitud en las temperaturas mínimas, mientras las estaciones interiores muestran una variabilidad menor.

Para los días asociados a los máximos en la CP2, se observa un patrón de ATm similar al presentado en los mínimos de CP1, mientras que para los días del extremo inferior en la CP2 es similar a los días de máximo en CP1. Así, para el caso de la CP2,

cuyas ATm pueden ser positivas o negativas, las estaciones más cercanas a la costa se presentan más frías que aquellas más interiores para los máximos, lo que se invierte para los mínimos. Para esta componente se observa que las estaciones como E1 muestran una mayor amplitud, al igual que E6, E7 y E9.

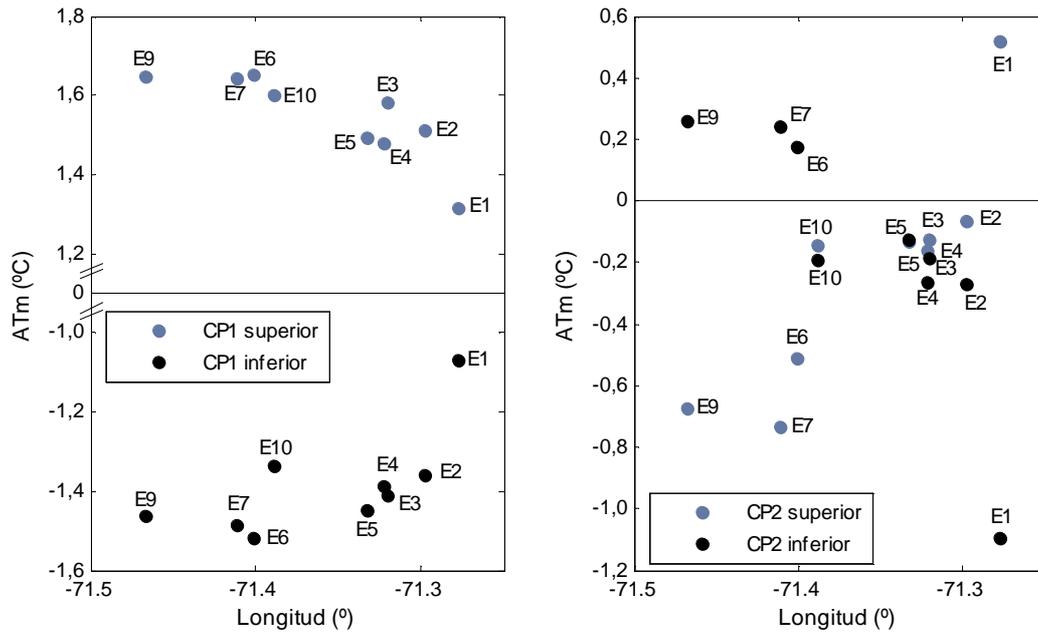


Figura 3.18. Anomalías de temperatura mínima para las 9 estaciones en los días seleccionados de la CP1 y 2 y longitud geográfica.

Considerando la asociación entre los extremos de las dos primeras CP y anomalías de temperatura mínima, y el comportamiento identificado a nivel de valle, se procedió a analizar el campo de presión a nivel del mar y de viento en superficie para el promedio de los días asociados a los extremos de cada CP. Se compararon tanto los promedios como las anomalías de presión y vientos, extrayendo el campo promedio de todo el período, el que se presenta en la Figura 3.19. La condición sinóptica promedio para el periodo en análisis se caracteriza por el dominio anticiclónico en el Océano Pacífico adyacente al territorio continental, y los vientos en superficie desde el sur cercano a la costa. Este campo promedio se acerca muy bien a lo descrito como climatología actual de Sudamérica (Garreaud *et al.*, 2008; Garreaud, 2009).

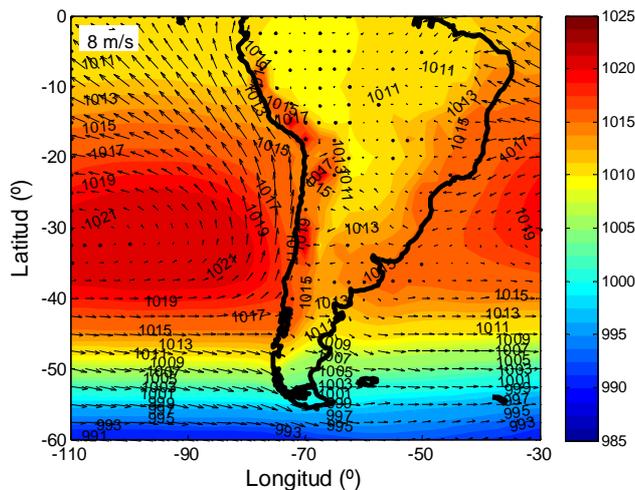


Figura 3.19. Campo promedio de presión atmosférica a nivel del mar (hPa) y de vientos en superficie (m s^{-1}) para el período de análisis (octubre de 2006 a julio de 2008).

En la Figura 3.20 se muestra la configuración sinóptica de la presión a nivel del mar y viento para los días de máximos y mínimos en la CP1, presentados como valores promedio, desviación estándar y anomalías. En los días de máximos de CP1 se observa un debilitamiento de la condición anticiclónica dominante observada en la Figura 3.19, con presiones bajas en relación a la condición promedio (máximo contorno de 1015 hPa). En la Figura 3.20c se observa la ocurrencia de anomalías negativas de presión en el océano adyacente, con vientos con una importante componente meridional negativa. Esta configuración sinóptica promedio observada puede estar asociada a un menor enfriamiento superficial, y a la advección de aire cálido, lo cual puede explicar el comportamiento de las ATm para tales días. El compuesto de presión y vientos en superficie correspondiente a los días de CP1 negativos muestra una intensificación de la actividad anticiclónica, con una leve desplazamiento hacia el Sur del Anticiclón del Pacífico Sur (Figura 3.20d), con máximos de presión similares a la condición promedio (máximo contorno de 1026 hPa). El patrón sinóptico de anomalías (Figura 3.20f) muestra la presencia de un campo de anomalías positivas de presión en el lado del Océano Pacífico, y un campo de anomalías negativas en el Atlántico. Este campo de presión favorece el flujo de viento desde mayores latitudes como respuesta geostrófica, lo cual ha sido descrito previamente como mecanismo capaz de generar la llegada de aire frío polar en Sudamérica (Garreaud, 2000). Junto a lo anterior, las altas presiones asociadas favorecen la ocurrencia de días sin nubosidad, con el consecuente mayor enfriamiento

superficial. Los campos de desviación estándar de presión atmosférica se presentan similares en ambos casos, con una variabilidad creciente hacia el Sur, asociado a la presencia del “Cinturón de los Oestes” de latitudes medias, al Sur de Chile. La estructura de escala sinóptica observada para ambos casos indica una posible relación entre los máximos de ATm y el debilitamiento de la presión a nivel del mar, y de su intensificación para los mínimos de ATm, con sus respectivos campos de viento que favorecen la advección de aire cálido y frío respectivamente.

En la Figura 3.21 se muestra el campo promedio de presión a nivel del mar para los días asociados a los máximos y mínimos en la CP2, además de su desviación estándar. El campo promedio de los días de CP2 positivos (Figura 3.21a), los cuales se caracterizan por presentar ATm negativas en las estaciones más cercanas a la costa y positivas en las interiores, se caracteriza por la presencia de actividad anticiclónica debilitada en relación a la condición promedio del periodo completo (Figura 3.19). En el caso de los días de CP2 inferior, el campo de presión no varía mucho en cuanto a su configuración, pero sí lo hace en cuanto a la magnitud de la presión, las que son menores y menos marcadas. Estos campos de presión no muestran una configuración capaz de explicar lo observado en cuanto a temperaturas mínimas, por lo que es probable que sean otros factores de menor escala los que expliquen las ATm asociadas a la CP2.

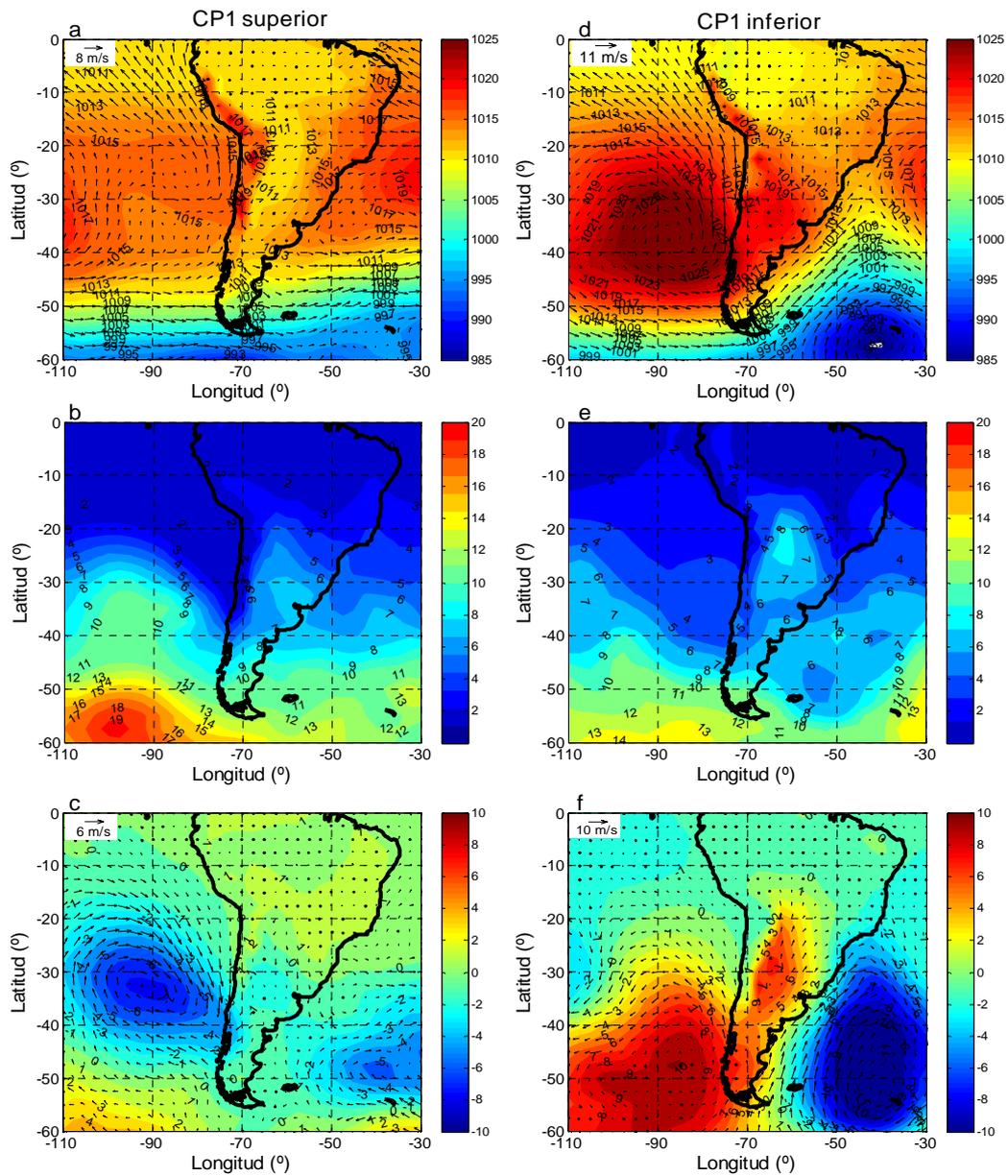


Figura 3.20. Compuestos de presión a nivel del mar (hPa) y viento superficial para CP1: (a) promedio de días de CP1 superior; (b) desviación estándar de la presión en (a); (c) anomalías de presión para CP1 superior; (d) promedio de días de CP1 inferior; (e) desviación estándar de la presión en (d); (f) anomalías de presión para CP1 inferior.

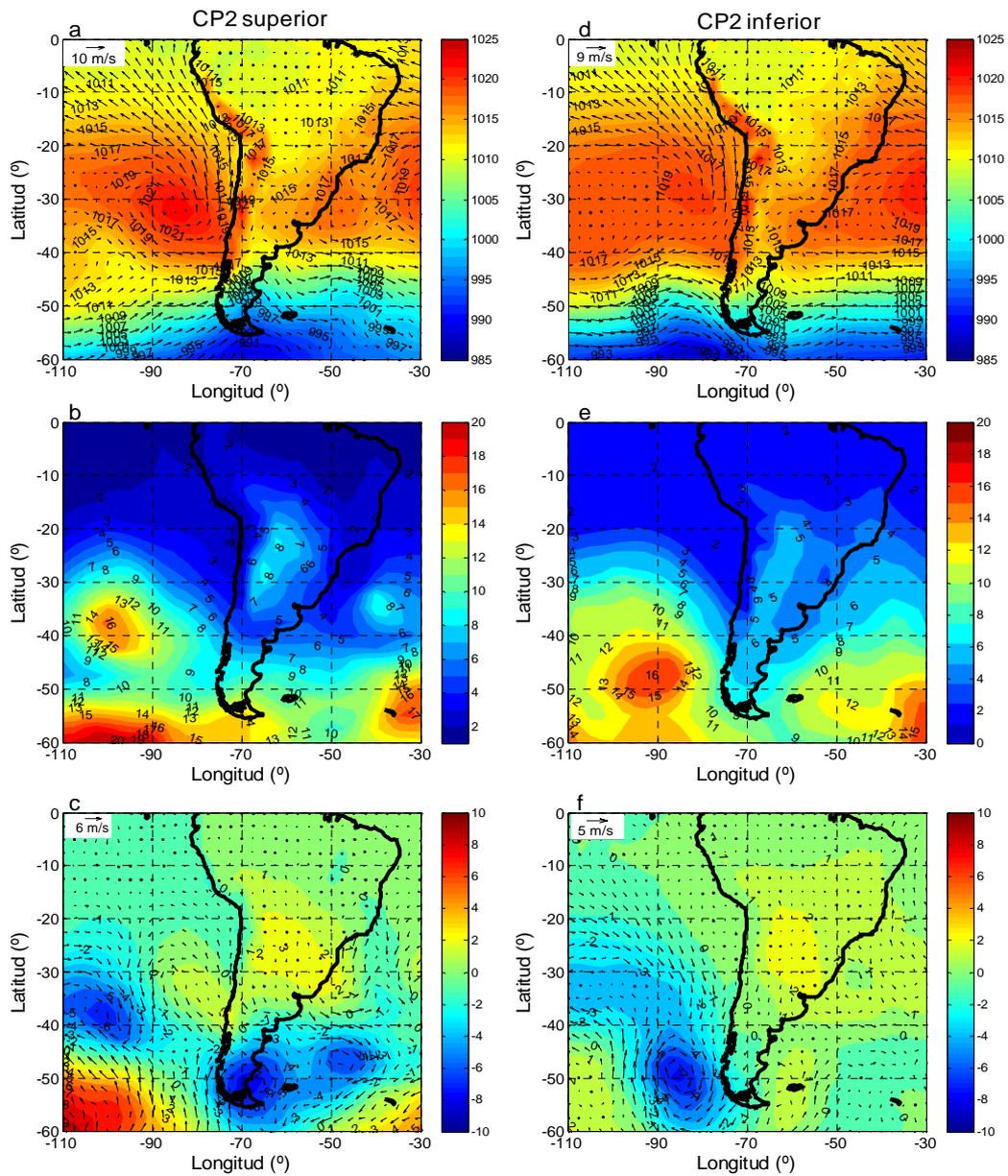


Figura 3.21. Compuestos de presión a nivel del mar (hPa) y viento superficial para CP2: (a) promedio de días de CP2 superior; (b) desviación estándar de la presión en (a); (c) anomalías de presión para CP2 superior; (d) promedio de días de CP2 inferior; (e) desviación estándar de la presión en (d); (f) anomalías de presión para CP2 inferior.

4. CICLO DIARIO DE LA TEMPERATURA Y ENFRIAMIENTO DIARIO

4.1 Ciclo diario de la temperatura

A continuación se presentan los resultados del análisis realizado utilizando como información los datos horarios provenientes de la red de estaciones agrometeorológicas del Valle de Casablanca, con datos cada 1 hora. El análisis se centró en el ciclo diario de la temperatura y de otras variables (humedad atmosférica, velocidad del viento), para el período comprendido entre el mes de julio de 2007 y marzo de 2008, en el cual existe una mayor disponibilidad de datos. Se han dividido las series meteorológicas en trimestres según la estación del año, considerando la siguiente división:

- Invierno: julio, agosto, septiembre de 2007
- Primavera: octubre, noviembre y diciembre de 2007
- Verano: enero, febrero y marzo de 2008

Esta división trimestral es de interés desde el punto de vista vitivinícola, y por ende para el Valle de Casablanca, ya que corresponde a un período en el que las plantas se encuentran particularmente sensibles a la temperatura ambiental. Durante el invierno, el régimen de temperaturas mínimas adquiere importancia dada su influencia sobre las estructuras vegetativas que originarán el crecimiento aéreo en primavera y verano, para lo cual es necesaria la exposición de algunos órganos a cierto periodo de bajas temperaturas. Posteriormente, en primavera-verano, las temperaturas mínimas corresponden a un factor de riesgo en agricultura (riesgo de heladas), y son reconocidas como uno de los factores responsables de la síntesis de compuestos involucrados en la calidad de los vinos, lo cual se acentúa, como condición promedio para Chile Central, entre los meses de febrero y marzo, meses en los que usualmente ocurre la maduración de las uvas (Tonietto, 1999).

El análisis exploratorio inicial de las temperaturas mínimas, en cuanto a los valores registrados y promediados a nivel de valle, se presenta en el Cuadro 4.1, para los trimestres considerados anteriormente.

Cuadro 4.1. Valores mínimos, máximos, promedio y desviación estándar (DS) de la serie promediada de temperaturas mínimas (°C).

Invierno				Primavera				Verano			
Mín.	Med.	Máx.	DS	Mín.	Med.	Máx.	DS	Mín.	Med.	Máx.	DS
-5,9	1,4	8,2	3,2	0,5	5,5	12,8	2,7	2,4	8,9	14,9	2,7

Los valores del Cuadro 4.1 muestran temperaturas mínimas que pueden considerarse bajas en relación a otras zonas productoras de uvas para vino, tanto de Chile como de otros países (Montes, 2006; Tonietto y Carbonneau, 2004). Como se aprecia en la Figura 4.1, es evidente que la variabilidad de las temperaturas mínimas promedio a escala diaria en el valle es compleja, las que fluctúan entre -5,9°C (11 de julio de 2007) hasta 14,9°C (29 de enero de 2008), con un rango de 20,8°C para el período completo. En dicha figura las barras representan la diferencia de temperatura mínima diaria respecto al día anterior, lo que permite observar la ocurrencia de un aumento o disminución relativa de la temperatura respecto a cada día. Para el invierno, en promedio, la diferencia absoluta de temperatura mínima es de 2,4°C ($DS^2 = 1,8°C$), mientras que para primavera es de 1,9°C ($DS = 1,5°C$) y de 1,7°C ($DS = 1,2°C$) en verano. En la serie se observan cambios abruptos de temperatura (aumentos o descensos) de hasta 9,2°C, durante los meses de invierno. Considerando el cambio absoluto de temperatura del 10% superior para cada período, en invierno es de 5,0°C, en primavera de 4,0°C, y en verano de 3,4°C. El panel derecho de cada serie de la Figura 4.1 corresponde al gráfico de caja de la serie de diferencias de temperatura mínima, donde se observa que el patrón es similar en cuanto a su distribución para los tres períodos de la temporada, pero con una mayor amplitud en los meses de invierno, donde los valores son levemente más extremos.

² DS = desviación estándar

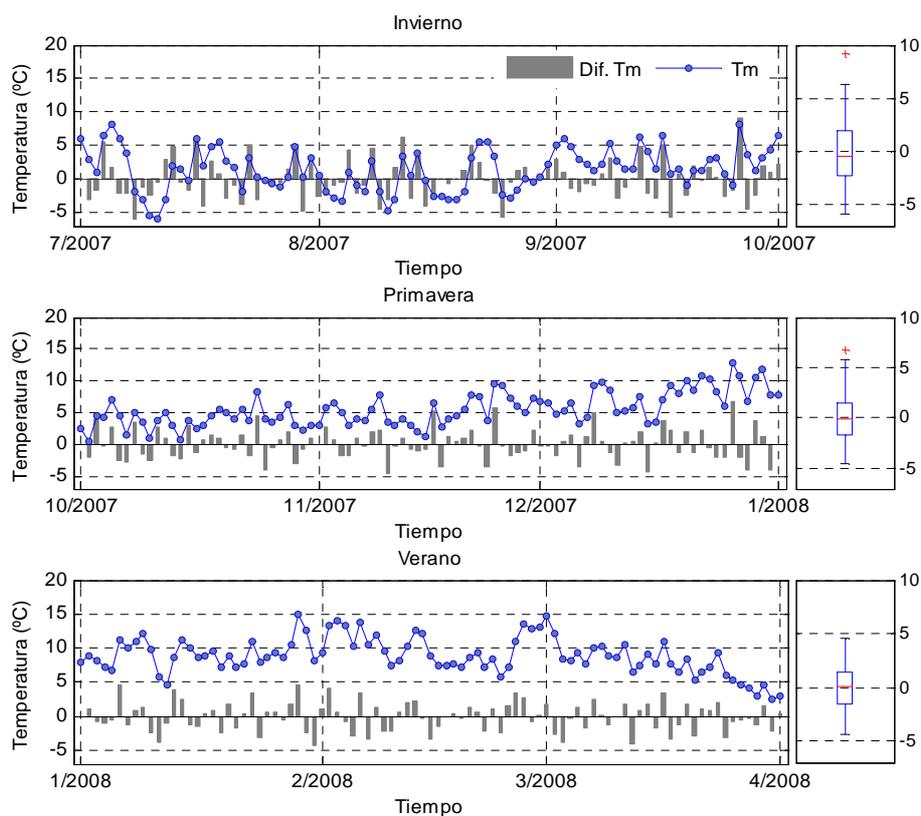


Figura 4.1. Serie de tiempo de temperaturas mínimas promedio en Casablanca (T_m), diferencia de 1 día en temperatura mínima (Dif. T_m), y gráficos de caja de diferencias de temperatura mínima.

Las series de temperatura mínima promedio de las 10 estaciones de Casablanca para invierno, primavera y verano, se presentan en la Figura 4.2, junto con las curvas promedio de temperatura máxima y amplitud térmica, esta última calculada como la diferencia entre las dos primeras. En la figura se observan días en que ocurren aumentos de temperatura máxima acompañados de disminuciones en la temperatura mínima, lo que por consiguiente hace aumentar la amplitud térmica. La relación entre estas curvas puede servir para apreciar los factores que determinan los mínimos de temperatura en el valle, como por ejemplo, la llegada de un frente frío, fenómeno de tipo sinóptico que por su estructura regional podría afectar tanto las mínimas como las máximas registradas, o bien la intensificación del enfriamiento radiativo superficial reforzado por alguna condición sinóptica, como la presencia de altas presiones y días despejados. En el primer caso, es de esperar que tanto las temperaturas máximas como las mínimas alcancen valores bajos relativos, mientras en el segundo podría esperarse un aumento en las máximas y una

disminución en las mínimas. Como se observa en la Figura 4.2, es posible apreciar la ocurrencia de ambos casos. Como una manera de cuantificar la importancia relativa de ambos fenómenos, se calculó el coeficiente de correlación de Pearson entre las series de temperatura mínima y máxima con la amplitud térmica; así, una alta correlación de ambas series de temperatura con la amplitud térmica, pero con signo contrario, podría indicar que el aumento en esta última estaría asociado a mayores máximas (correlación positiva) y menores mínimas (correlación negativa), con una importancia relativa similar para ambos fenómenos. El Cuadro 4.2 muestra las correlaciones obtenidas entre las series, las cuales son todas estadísticamente significativas con un intervalo de confianza de 95%. Considerando el período completo, se observa que existe una correlación negativa entre las series de temperatura mínima y la amplitud térmica, la cual es positiva para las series de temperatura máxima. Se observa que en invierno la amplitud térmica posee una mayor correlación con la temperatura máxima y en verano con la temperatura mínima.

Cuadro 4.2. Correlación entre las series de temperatura mínima, máxima y amplitud térmica para invierno, primavera y verano.

	Amplitud térmica		
	Invierno	Primavera	Verano
T. Mínima - invierno	-0,67		
T. Máxima - invierno	0,8		
T. Mínima - primavera		-0,53	
T. Máxima - primavera		0,78	
T. Mínima - verano			-0,8
T. Máxima - verano			0,59

En la Figura 4.2 se observa que en gran parte de los casos los máximos en amplitud térmica están asociados tanto a los máximos en temperatura máxima como a los mínimos de temperatura mínima. Esta covarianza sería un indicador de que, a nivel promedio en el valle, existe una asociación entre los mínimos y los máximos de temperatura, lo que a su vez estaría asociado a la ocurrencia de un enfriamiento superficial intenso en dichos casos, lo que llevaría a un enfriamiento general del valle. Este fenómeno estaría jugando un rol importante en el enfriamiento diario experimentado en el Valle de Casablanca, lo que ocurriría probablemente bajo condiciones de baja

humedad atmosférica o escasa turbulencia y/o advección térmica, aspectos analizados en los puntos siguientes. Es posible igualmente observar en la serie que para el período de invierno y primavera, las temperaturas máximas tienen una mayor correlación con la amplitud térmica, la que se reduce levemente en verano.

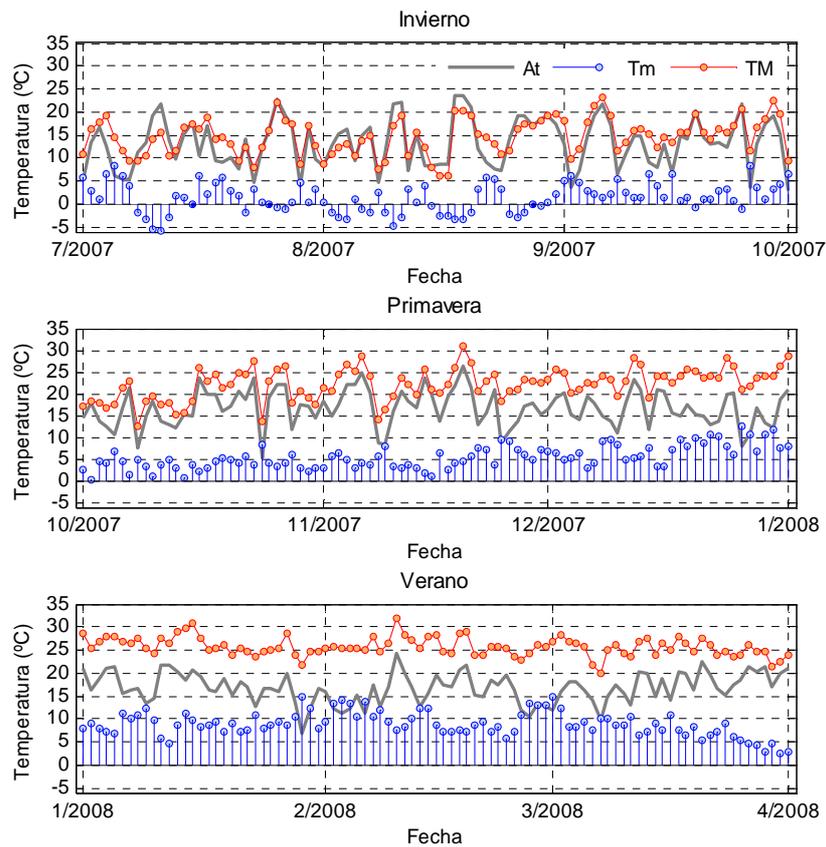


Figura 4.2. Evolución temporal de la temperatura mínima, máxima y amplitud térmica promedio para el valle. At: amplitud térmica; Tm: temperatura mínima; TM: temperatura máxima.

Como se indicó anteriormente, y como lo muestra la Figura 4.2, la ocurrencia de heladas, definidas como las temperaturas mínimas menores o iguales a 0°C (helada meteorológica) (WMO, 1981), en la serie se caracteriza por ser un fenómeno de entre 3 y 4 días de duración en promedio. Para dichos casos, se observa también que las temperaturas máximas se mantienen anormalmente altas, lo que también ocurre con la amplitud térmica, indicadores de condiciones post frontales o del dominio de altas presiones a las cuales se asocian días despejados con un enfriamiento nocturno intenso.

La variabilidad en el ciclo diario de las distintas variables fue analizada centrando dicho período a las 0:00 horas, con la finalidad de poder apreciar de mejor manera la evolución de cada variable durante la ocurrencia del enfriamiento superficial nocturno en cada estación. En la Figura 4.3 se presenta tanto el ciclo diario promedio mensual de la temperatura diaria como los valores diarios, todos calculados de la serie de temperatura promedio de las 10 estaciones. A escala diaria se observa que el ciclo de la temperatura experimenta una gran variación durante la temporada. Para el promedio mensual, se observa un período frío entre los meses de julio y agosto cercano a las 06:00 horas, con temperaturas que alcanzan su máximo en el mes de enero en las horas de la tarde, el que corresponde al período de mayores temperaturas nocturnas. En los contornos que muestra la variabilidad en los valores promedios, se observa un marcado ciclo diario que varía para los distintos meses del año. Se observa la ocurrencia de períodos de mayor y menor temperatura nocturna cada cierto número de días, cuya variabilidad se aprecia más acentuada en invierno. Esta variabilidad diaria podría relacionarse, tal como en los análisis realizados en el Capítulo 3, a la mayor variabilidad sinóptica invernal inducida por el debilitamiento de la condición anticiclónica en la región, lo que genera una mayor ocurrencia de fenómenos como las bajas costeras o el ingreso de sistemas frontales a la zona.

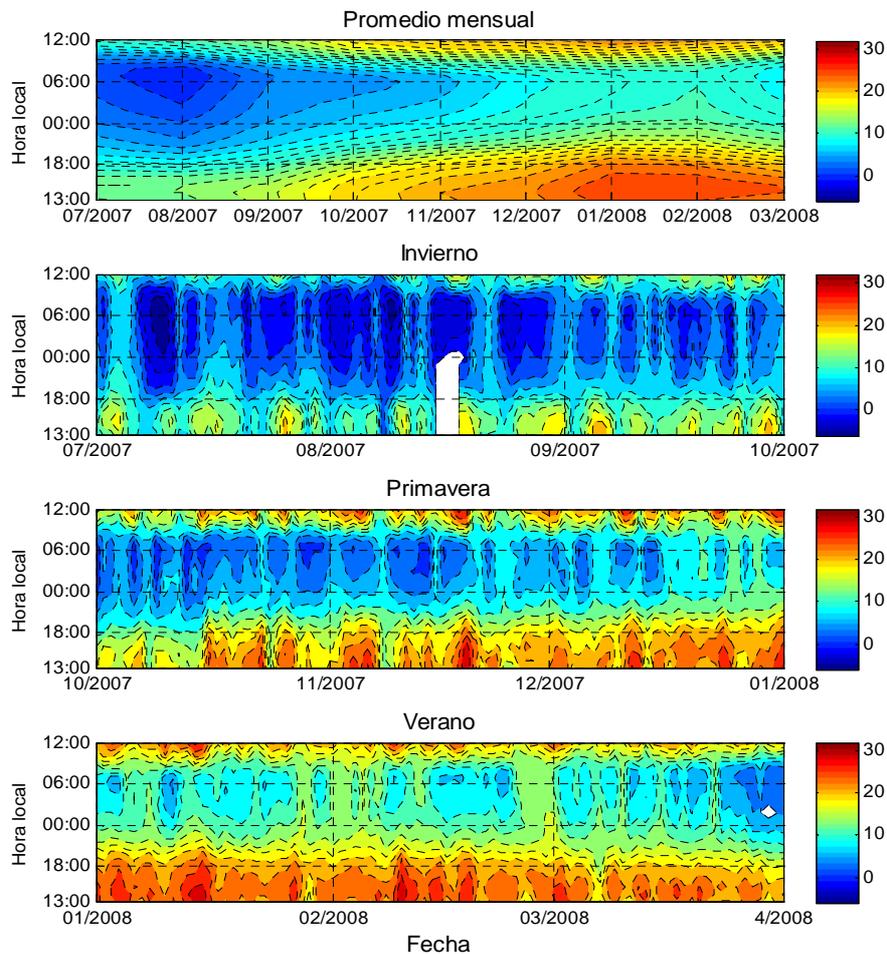


Figura 4.3. Ciclo promedio mensual y diario de la temperatura en el Valle de Casablanca. Barra de colores en °C. Contornos cada 2°C.

En la Figura 4.3 se observa una clara periodicidad para aquellos días en que las temperaturas mínimas alcanzan valores bajos o altos relativos. Se aprecia que los períodos más fríos se concentran entre las 00:00 horas, momento en el que se observa una estabilización en el enfriamiento superficial, y las 06:00 horas, donde ocurre un aumento gradual de la temperatura. Durante el periodo de invierno, las menores temperaturas mínimas ocurren cerca de las 06:00 horas, con una mayor frecuencia que en primavera y verano. Para caracterizar los eventuales ciclos temporales en los mínimos de temperatura, se realizó un análisis espectral de la serie promedio de temperatura mínima. Para dejar esta serie estacionaria, se filtró con el ajuste de una serie de Fourier de 2 términos (Figura 4.4a). Para describir el/los período(s) relevantes de los ciclos

observados en la Figura 4.3, se realizó un análisis espectral a la serie de temperaturas previamente filtrada.

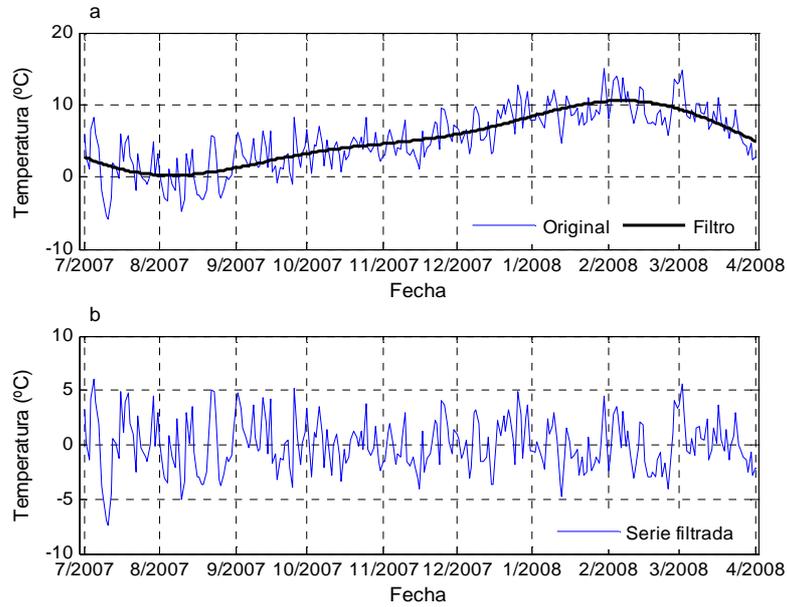


Figura 4.4. a: Serie de temperatura mínima y serie de Fourier ajustada; b: serie de anomalías.

En el periodograma obtenido, mostrado en la Figura 4.5, se observa que existe un período dominante de 12 días para la serie completa, pero igualmente se distingue la dominancia de periodos de entre 7 y 20 días, lo cual sugiere la existencia de un control sinóptico en la variabilidad temporal de las temperaturas mínimas.

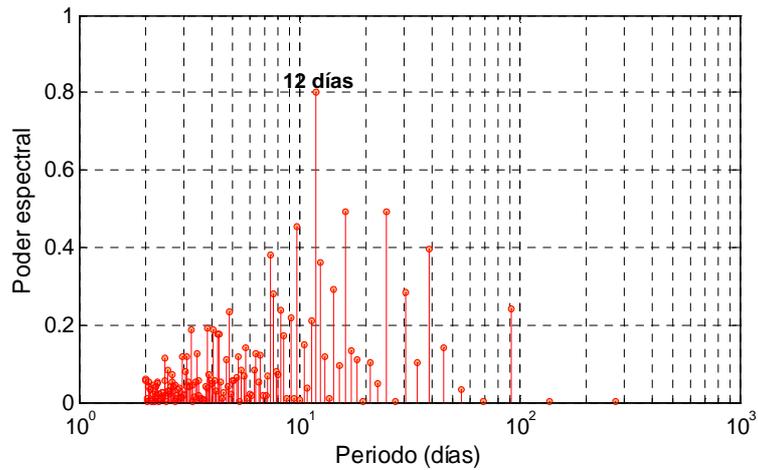


Figura 4.5. Análisis espectral de serie de temperatura mínima diaria promedio del valle.

En el Cuadro 4.3 se presentan los valores de la temperatura máxima media y mínima para las 10 estaciones del Valle de Casablanca. Si bien la mayoría de las estaciones posee temperaturas que se encuentran cercanas a la condición promedio del valle para cada trimestre, en algunas estaciones las temperaturas mínimas se alejan de dicha condición, como lo son las estaciones E1 y E9, lo que se observa en los valores medios de temperaturas. Las estaciones E1 y E9 probablemente poseen valores un poco más alejados de la curva promedio producto de su posición geográfica, ya que éstas se encuentran en puntos extremos del valle. En cuanto a las temperaturas máximas, se observa que la estación E5 posee los mayores valores, además que durante primavera-verano las estaciones más costeras son más frías.

Cuadro 4.3. Valores promedio y desviación estándar de temperatura máxima y mínima de las estaciones meteorológicas en invierno, primavera y verano.

Estación	Temperatura máxima media (°C)			Temperatura mínima media (°C)		
	Invierno	Primavera	Verano	Invierno	Primavera	Verano
E1	14,9 ± 3,9	23,1 ± 3,6	26,0 ± 2,2	2,7 ± 2,8	6,8 ± 2,4	10,1 ± 2,1
E2	15,6 ± 3,8	23,8 ± 3,4	26,5 ± 2,0	1,9 ± 3,6	6,1 ± 2,9	9,3 ± 2,9
E3	15,4 ± 3,9	23,7 ± 3,5	26,6 ± 2,1	1,9 ± 3,7	5,8 ± 2,8	9,0 ± 3,4
E4	15,0 ± 3,9	23,4 ± 3,5	26,6 ± 2,0	1,5 ± 4,0	5,4 ± 3,3	8,0 ± 3,6
E5	16,2 ± 3,9	24,0 ± 3,4	26,8 ± 2,0	1,7 ± 3,8	5,8 ± 3,0	8,9 ± 2,9
E6	14,8 ± 3,6	22,5 ± 3,3	25,4 ± 2,0	1,8 ± 3,8	5,6 ± 3,2	8,3 ± 3,3
E7	15,3 ± 3,6	23,0 ± 3,2	25,8 ± 1,9	2,1 ± 3,8	6,0 ± 3,2	8,9 ± 3,3
E8	15,1 ± 3,4	22,0 ± 3,1	25,0 ± 1,8	2,1 ± 3,8	6,0 ± 2,9	9,0 ± 3,0
E9	15,0 ± 3,6	22,3 ± 3,2	24,9 ± 2,0	1,3 ± 4,0	5,1 ± 3,4	8,2 ± 3,3
E10	15,3 ± 3,9	23,1 ± 3,5	25,8 ± 2,2	1,5 ± 3,7	5,3 ± 2,9	8,5 ± 2,8

Como una manera de analizar las posibles diferencias en el ciclo diario de la temperatura para las 10 estaciones del valle, se procedió a calcular la desviación del ciclo diario promedio de cada estación respecto al ciclo diario promedio del valle, series que se muestran en la Figura 4.6, centrados a las 00:00 horas. En general, se observa que las desviaciones más importantes ocurren durante el periodo diurno, con diferencias de magnitud relativamente baja entre estaciones. Llama la atención la estación E1, la que más se aleja de la condición promedio, presentando anomalías positivas durante la mayor parte del día, a excepción de unas horas de la mañana donde éstas son negativas. Es posible observar en las series que existe una diferencia entre las anomalías del ciclo diario de las estaciones ubicadas en zonas más interiores del valle respecto a aquellas más costeras. Así, por ejemplo, las estaciones E1-E2-E3-E4 muestran una mayor ocurrencia de anomalías positivas del ciclo diario, mientras que para las estaciones E6-E7-E8-E9 son las anomalías negativas las características. Para todas las estaciones del valle es posible distinguir la ocurrencia de un periodo durante la mañana en que el comportamiento de la temperatura difiere del resto del día, lo cual podría estar asociado al ingreso de nubosidad baja al valle, fenómeno descrito como característico de la zona.

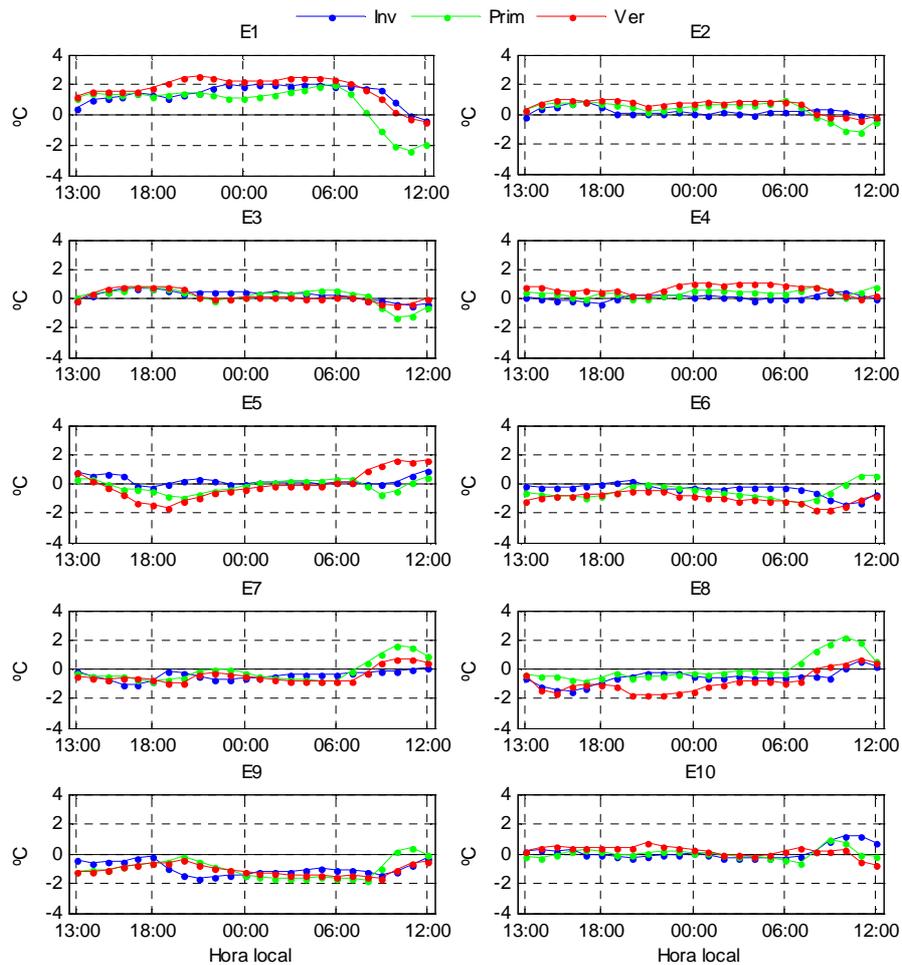


Figura 4.6. Anomalías en el ciclo diario de la temperatura para todo el período.

Se estudió la relación existente entre las temperaturas mínimas y la posición geográfica de cada estación, con el fin de ver la influencia de los factores asociados. En la Figura 4.7 se presenta la relación entre la temperatura mínima promedio del valle y la posición de cada estación en cuanto a longitud, latitud y altitud. Se observa que existe una relación entre la cercanía al mar (longitud) y la temperatura mínima promedio, las cuales se presentan más frías para las estaciones más costeras. Para la altitud es posible observar una estratificación de la temperatura mínima, diferenciándose las estaciones que se encuentran en los puntos más extremos del valle (E1 y E10), y los grupos E2, E3, E4 y E5, y E6, E7, E8 y E9, las que representan dos grupos separados geográficamente en sentido Este-Oeste, siendo el segundo levemente más frío en su promedio. Ambos factores muestran una influencia similar sobre la temperatura mínima, con estaciones

costeras, y a su vez de menor altitud, que poseen menores temperaturas mínimas promedio. La relación entre la temperatura mínima promedio y la altitud indicaría la ocurrencia de eventos de acumulación de aire frío nocturno en dichas zonas, generando menores temperaturas mínimas. Cabe señalar que la posición de las estaciones meteorológicas en el fondo del valle, bajo un mismo uso de suelo, podría impedir la identificación de dicho fenómeno. No es posible identificar una influencia generada por la latitud de cada estación, factor que es considerado de importancia en el régimen térmico, pero dada la escasa extensión geográfica del valle no es posible de distinguir en las temperaturas mínimas.

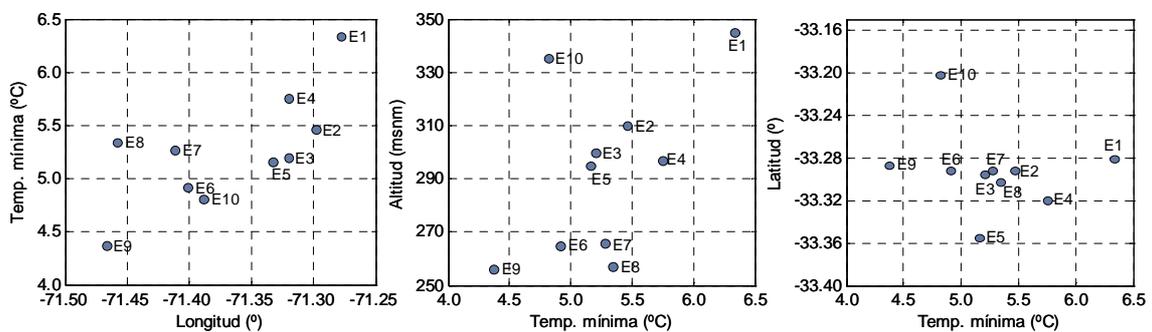


Figura 4.7. Relación entre la temperatura mínima promedio y la longitud ($r = 0,71$), altitud ($r = 0,54$) y latitud ($r = -0,22$).

Las estaciones más cercanas a la costa son aquellas que presentan la mayor humedad relativa (Figura 4.8), lo cual podría estar asociado a la mayor advección de humedad en dicha zona del valle, y a sus menores temperaturas, lo que también ocurre para las estaciones de menor altitud, que son a su vez las más costeras. Si bien se observa una relación directa entre la cercanía al mar y la temperatura y humedad relativa, el valor promedio de esta última incluye el periodo diurno en su cálculo, lo que podría influir en la relación encontrada, considerando la eventual mayor llegada de aire húmedo en las horas del día.

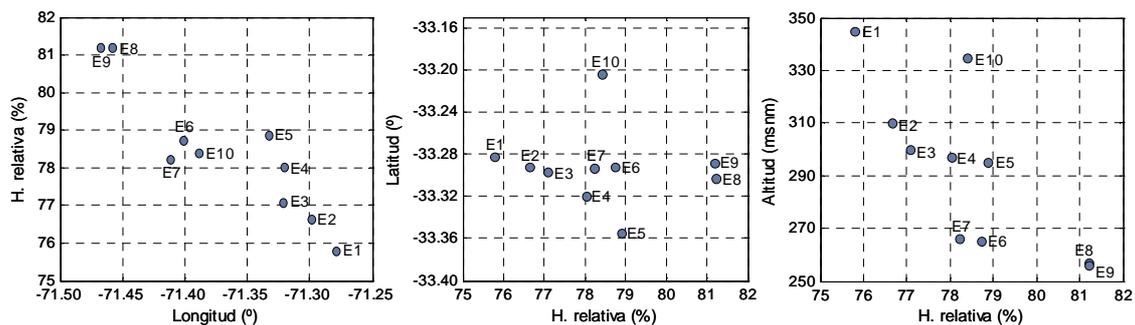


Figura 4.8. Relación ente la humedad relativa promedio y la longitud ($r = -0,9$), latitud ($r = -0,1$) y altitud ($r = -0,77$).

Junto con lo anterior, el ciclo diario de la temperatura superficial del mar (TSM) está determinado directamente por el ciclo diario de la radiación solar, generando una curva con un máximo y un mínimo desfasado en relación a la temperatura del aire, producto de la mayor inercia térmica del agua. En la Figura 4.9 se muestra el ciclo diario promedio de la TSM en la estación hidrográfica de Valparaíso (Servicio Hidrográfico de la Armada de Chile – SHOA⁺) (33°02'S – 71°38'W) para los meses noviembre de 2007 a abril de 2008, para el cual se disponía de un mayor número de datos. Se observa un ciclo diario de la TSM con un máximo cercano a las 17:00 horas y un mínimo cercano al mediodía. El ciclo diario promedio de la TSM muestra una amplitud térmica muy inferior a la observada en el valle, con un máximo de 15,2°C y un mínimo de 14,5°C. Dado que ambas curvas se intersectan cercano a las 21:00 horas, la influencia térmica de la cercanía al mar puede ser de enfriamiento o calentamiento, en relación a la superficie continental. Así, durante el periodo diurno, periodo en el que la TSM es inferior, el flujo zonal hacia el continente podría tener un efecto de enfriamiento, lo cual es coincidente con los estudios que indican que las zonas costeras poseen condiciones de menores temperaturas durante el periodo de crecimiento de las vides (Montes y Peña, 2010; Santibáñez *et al.* 1989), sumado al hecho de que durante tal periodo es la componente zonal positiva la dominante. Durante el periodo nocturno y temprano en la mañana, la TSM es significativamente superior a la del valle, por lo que una eventual advección debiera tener un efecto de calentamiento. Lo anterior permite inferir que la mayor o menor influencia marina en el valle tendría mayor relevancia durante el periodo diurno y también

⁺ <http://www.shoa.cl>

a las circulaciones locales forzadas por la topografía (flujos catabáticos), ya que las estaciones de menores temperaturas mínimas son a su vez las de menor altitud.

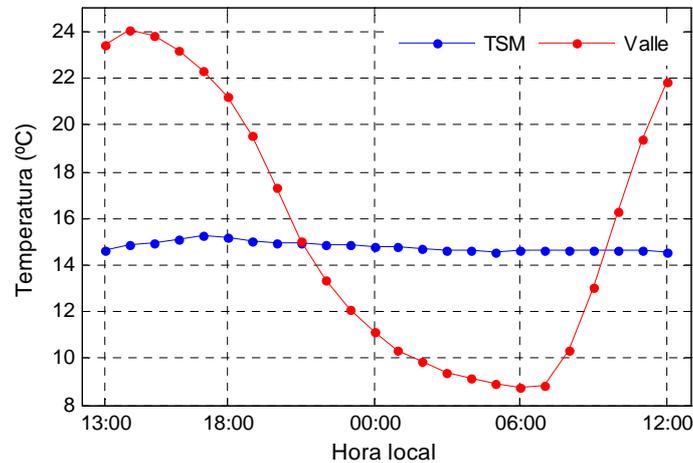


Figura 4.9. Ciclo diario promedio de (a) la temperatura superficial del mar y (b) del aire en el Valle de Casablanca para el periodo noviembre de 2007 a abril de 2008.

4.2. Enfriamiento neto diario

Para analizar de mejor manera el enfriamiento superficial experimentado en cada sitio, considerando el ciclo diario de la temperatura centrado a las 00:00 horas, se promedió la temperatura entre las 13:00 y las 16:00 horas, y entre las 04:00 y las 07:00 horas del día siguiente, para posteriormente calcular la diferencia entre ambos promedios, lo que se consideró como el enfriamiento diario. En la Figura 4.10 se presentan los gráficos de caja para el enfriamiento neto definido anteriormente para el promedio de las 10 estaciones y cada mes, el cual presenta una distribución muy cercana a normal para todos los meses. Se observa que para los meses de invierno el enfriamiento neto diario es inferior al resto del periodo, con un promedio de 9,2°C para julio y de 10,7°C en agosto. Desde octubre a marzo, el enfriamiento promedio del valle no difiere en sus valores medios, con un promedio de 14,2°C, pero sí existe variabilidad en su amplitud. Se observa que los meses más fríos poseen un mayor rango de enfriamiento diario, lo que es posible de apreciar con los valores extremos. Las mayores diferencias se observan en los valores de bajo enfriamiento, y no tanto en aquellos de mayor magnitud. Así, en los meses de julio, agosto y septiembre existe un mayor número de días con escaso enfriamiento superficial, con un extremo inferior de 2°C, diferencias que no se expresan los extremos

superiores; esta tendencia se observa también a nivel de cuartiles (25% superior e inferior ilustrado en los bordes de cada caja en la Figura 4.10). Durante el periodo considerado existe una menor variabilidad temporal en la magnitud de los extremos superiores de enfriamiento y una mayor para los inferiores, los cuales muestran una tendencia a aumentar en el verano. El enfriamiento superficial promedio del valle tiende a ser más alto a medida que aumentan las temperaturas medias, siguiendo el ciclo anual de ésta. Así, el enfriamiento superficial varía en cuanto a los valores alcanzados, el cual en promedio presenta un crecimiento en la primavera, alcanzando un máximo en el mes de noviembre, para luego presentar una estabilización.

Dado que los valores máximos de enfriamiento nocturno ocurren en el periodo de verano, y el hecho de que los enfriamientos máximos no varíen de manera considerable a lo largo del año, hacen que en aquellos días de invierno e inicios de primavera donde este enfriamiento sea importante, las temperaturas mínimas puedan alcanzar valores considerados como heladas, lo cual es relevante desde el punto de vista vitivinícola.

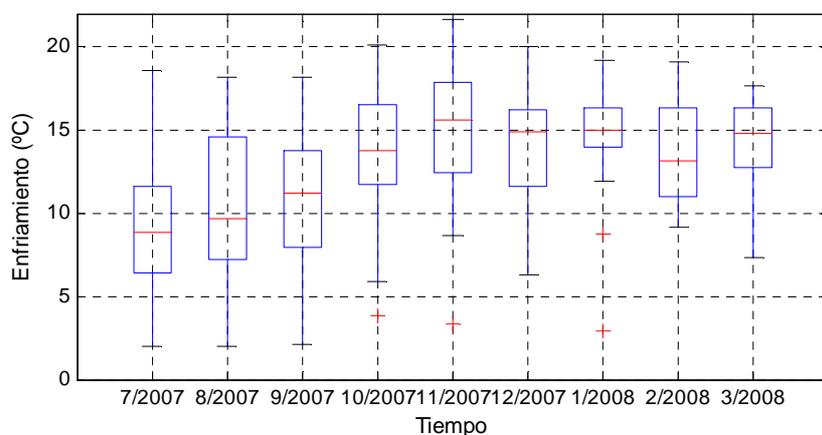


Figura 4.10. Gráficos de caja del enfriamiento promedio del valle para el periodo julio 2007 a marzo 2008.

Considerando el enfriamiento de cada estación para el período completo de análisis, lo que se presenta en la Figura 4.11, en promedio todas las estaciones experimentan un enfriamiento del orden de 13°C a 15°C, y con días extremos que no varían considerablemente entre cada estación, con un enfriamiento promedio mínimo de 2°C y un máximo de 24°C. Lo anterior sugiere que, en promedio, el valle presenta un

enfriamiento diario neto relativamente uniforme en toda su superficie, tanto para los días de menor como para los de mayor enfriamiento.

Como se analizó anteriormente, las temperaturas mínimas son inferiores en las estaciones más costeras (Figura 4.7), y dado que el enfriamiento es muy homogéneo en todas las estaciones, esa misma relación espacial debiera existir para las temperaturas máximas. Dado el ciclo diario de la TSM y la temperatura del valle, el efecto de advección de aire marino hacia el valle generaría menores temperaturas en las estaciones más costeras durante el periodo diurno, durante el cual la TSM es menor, y durante la noche, tal efecto, dada la mayor TSM, debiera ser de calentamiento continental. En vista de que las temperaturas mínimas son inferiores en las estaciones más cercanas al mar y de la mayor TSM en el periodo nocturno, debiera ser el enfriamiento superficial el que posee mayor relevancia como mecanismo que determina su variabilidad espacial en el valle. Así, para un enfriamiento superficial dado, si las temperaturas máximas alcanzadas durante el día varían de un punto a otro, tal enfriamiento debiera generar temperaturas mínimas diferentes de similar magnitud, como producto de las diferencias en temperatura máxima.

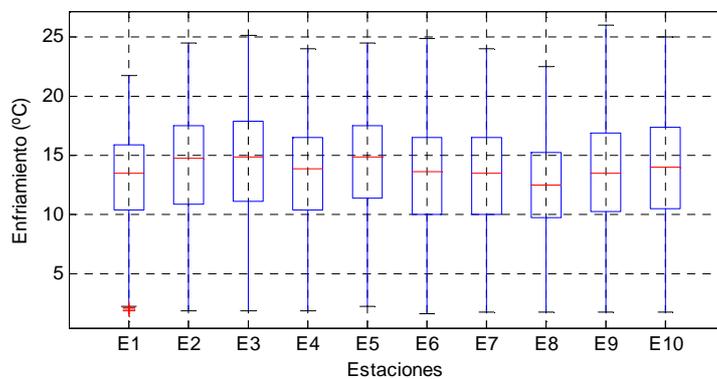


Figura 4.11. Gráficos de caja para el enfriamiento superficial de las 10 estaciones meteorológicas.

Se realizó el análisis de los días que presentaron el mayor enfriamiento diario, para lo cual se dividió la serie promedio en sus respectivos cuartiles de su distribución, considerando el cuartil superior de enfriamiento (25%) y el 75% inferior. En la Figura 4.12 se muestra el ciclo diario promedio del valle del 25% superior y 75% inferior obtenido para la serie, durante invierno, primavera y verano. Como es posible esperar, los días que presentan el mayor enfriamiento son los que alcanzan las mayores temperaturas diurnas

(máximas) y las menores temperaturas nocturnas (mínimas). Esta diferencia se acentúa más en el período de invierno, siendo levemente menos marcada en verano. En la estación fría la diferencia entre las curvas se observa claramente en el día y en la noche, mientras en verano la diferencia es mayor en el período nocturno, con cerca de 4°C menor en los días del cuartil superior de enfriamiento. En invierno se observan temperaturas nocturnas inferiores que se acentúan desde la puesta del sol, cercano a las 19:00 horas, para continuar hasta cerca de las 10:00 horas del día siguiente, de manera más profunda que en primavera y verano.

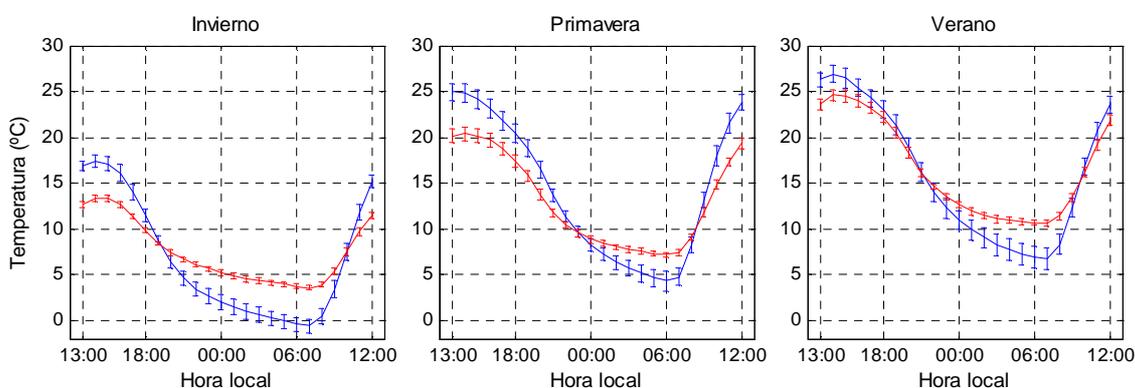


Figura 4.12. Ciclo diario promedio de la temperatura para las 10 estaciones meteorológicas. Azul: 25% enfriamiento superior, rojo: 75% enfriamiento inferior. Las barras representan la desviación estándar de la temperatura.

Se analizó el ciclo diario de otras variables físicamente relacionadas con la temperatura para los días del 25% superior y 75% de enfriamiento superficial. En la Figura 4.13 se muestra el ciclo diario de la humedad relativa donde se observa claramente que los días asociados a un mayor enfriamiento superficial son también aquellos donde la humedad del aire se presenta significativamente inferior, condición que favorece el enfriamiento radiativo de la superficie. También es posible observar que las diferencias más marcadas entre ambas series se producen para el periodo diurno, diferencias que a su vez se reducen en los meses más cálidos. En invierno las máximas diferencias en humedad relativa llegan a cerca de un 25%, en primavera es de 17% y en verano de 10%. Durante el periodo nocturno, tanto para el 25% superior de enfriamiento como para el 75% inferior, la humedad relativa en invierno es en promedio cercana al 100% en su valor máximo, mientras que para los otros meses ésta es cercana al 95%, además de presentar un aumento durante la noche que no se observa marcado en invierno. Para analizar la

diferencia en contenido absoluto de humedad en el aire se calculó la humedad específica para los casos anteriormente analizados (Figura 4.14), con lo cual fue posible observar que los días de mayor enfriamiento superficial corresponden a los días de menor contenido de agua en el aire, independiente de la época del año, lo cual no es posible observar con la humedad relativa. Las curvas de los tres periodos muestran la mayor humedad existente en el aire durante los meses más cálidos, lo cual puede resultar de la mayor energía disponible para evaporar agua, tanto del océano como del continente, o la mayor actividad de las plantas, las que ayudan a extraer agua desde el suelo. En la curva de humedad específica para el 25% superior de enfriamiento se observa un mínimo secundario en la humedad en la tarde, cerca de las 13:00 horas, cuyo origen comúnmente se atribuye al mayor espesor alcanzado por la capa de mezcla luego de que la evapotranspiración ha alcanzado su máximo, lo que genera una disminución en el contenido de agua en la capa límite (Arya, 2001); mínimo que se observa mucho más acentuado en los meses de invierno.

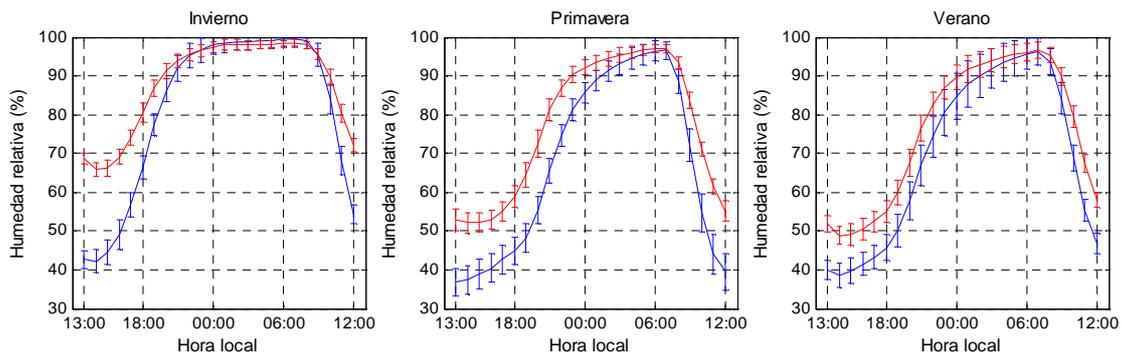


Figura 4.13. Ciclo diario promedio de la humedad relativa para las 10 estaciones meteorológicas. Azul: 25% enfriamiento superior, rojo: 75% enfriamiento inferior. Las barras representan la desviación estándar de la humedad relativa.

La relación entre enfriamiento superficial y humedad atmosférica hace suponer que dicha variable corresponde a un factor físico que regula de manera importante el enfriamiento experimentado a escala diaria. Este factor es de reconocida importancia como mecanismo que influye directamente en el balance de energía en superficie, principalmente en el balance radiativo, debido a la interacción entre el vapor de agua y la radiación de onda larga (Arya, 2001).

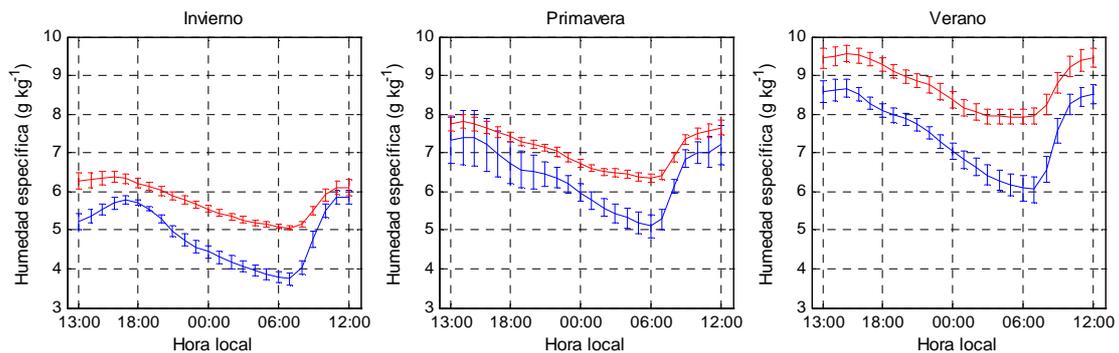


Figura 4.14. Ciclo diario promedio de la humedad específica para las 10 estaciones meteorológicas. Azul: 25% enfriamiento superior, rojo: 75% enfriamiento inferior. Las barras representan la desviación estándar de la humedad específica.

En la Figura 4.15 se presenta el ciclo diario de la velocidad del viento para los días de enfriamiento superior e inferior. Se observa que las diferencias se presentan durante el periodo diurno mientras que durante la noche éstas son muy inferiores. No obstante las diferencias durante el día, éstas corresponden a la condición promedio, pero se observa una amplia variabilidad para los dos grupos de enfriamiento.

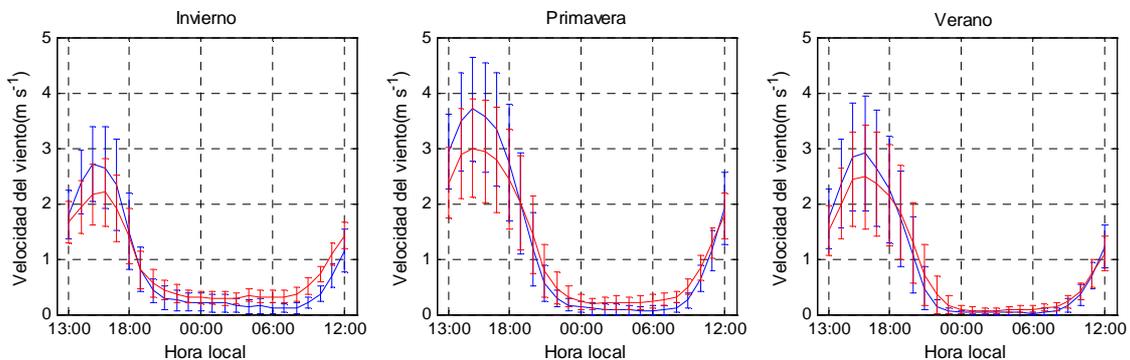


Figura 4.15. Ciclo diario promedio de la velocidad del viento para las 10 estaciones meteorológicas. Azul: 25% enfriamiento superior, rojo: 75% enfriamiento inferior. Las barras representan la desviación estándar de la velocidad del viento.

Para analizar la relación temporal y de frecuencia entre el enfriamiento superficial y la temperatura mínima, humedad relativa y velocidad del viento, se efectuó un análisis de semejanza basado en wavelets (Cooper y Cowan, 2008) para las series promedio del valle. Como se presentó en la Figura 4.13, la relación entre el enfriamiento diario y la humedad relativa se acentúa en el período diurno, por lo cual, se obtuvo la serie de

humedad relativa promedio entre las 14:00 y 20:00 horas. Igualmente para la velocidad del viento, se promediaron los valores entre las 14:00 y 18:00 horas, periodo en el cual se aprecian mayores diferencias. Las series anteriormente mencionadas se muestran en la Figura 4.16.

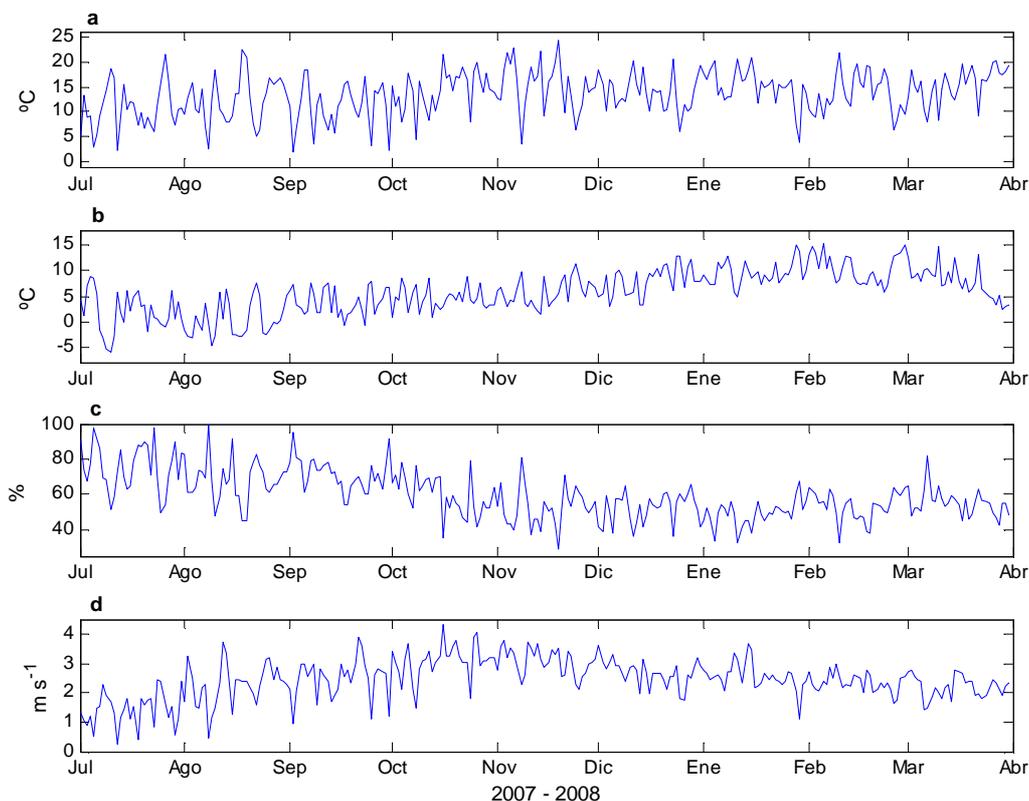


Figura 4.16. a: enfriamiento superficial diario; b: temperatura mínima; c: humedad relativa promedio 14:00-20:00 horas; d: velocidad del viento promedio 14:00-18:00 horas.

Tanto la serie de enfriamiento superficial como la de temperatura mínima presentan una tendencia al aumento de invierno a verano, con una disminución en la magnitud de la variabilidad entre días. La humedad relativa tiene una clara tendencia a disminuir hacia el verano, con un mínimo promedio en el mes de enero, mientras que la velocidad del viento muestra un aumento entre invierno y primavera, para comenzar a disminuir su magnitud hacia el verano (Figura 4.16).

El análisis de semejanza realizado para comparar la serie de enfriamiento con la temperatura mínima, humedad relativa y velocidad del viento, se presenta en la Figura 4.17. Para la relación entre el enfriamiento y la temperatura mínima se observa una

relación que indica correlaciones positivas y negativas según el periodo del año y longitud de onda considerados. Las correlaciones positivas (en rojo) se presentan para los periodos relacionados con el ciclo anual y semianual de la temperatura, lo que representa la covarianza positiva entre ambas series (ambas en aumento) en el periodo completo (Figura 4.16a y 4.16b). Físicamente, según el análisis de los cuartiles de enfriamiento, se señaló que aquellos días de mayor enfriamiento corresponden a aquellos de menores temperaturas mínimas. Esta relación se observa en las correlaciones negativas entre ambas series (en azul), las cuales se acentúan de manera dominante en los periodos que representan la escala diaria para los meses de invierno a verano. Lo anterior indica una fuerte relación entre enfriamiento diario con las temperaturas mínimas, con temperaturas inferiores en aquellos días de gran enfriamiento, con una relación directa y positiva en la escala anual.

La relación entre el enfriamiento superficial y la humedad relativa promedio diurna, analizada anteriormente, muestra un dominio de las correlaciones negativas entre ambas, en todas las escalas de frecuencia, indicando un aumento del enfriamiento superficial en aquellos días de baja humedad atmosférica. La relación a escala diaria fue evidenciada anteriormente, pero con el análisis de semejanza es posible igualmente observar cómo la relación entre enfriamiento y humedad atmosférica se comporta de igual manera en el ciclo anual y diario. En la figura se observa un periodo en los meses de agosto y septiembre donde existe una correlación positiva entre ambas series a una escala cercana a los 50 días, la cual es posible de observar como un pequeño aumento en el enfriamiento y humedad relativa en dicha escala de tiempo en la Figura 4.16c. Para el periodo asociado a la escala diaria, se observan días en que las correlaciones son positivas, asociado a aquellos días en que igualmente ocurre un enfriamiento pero con una humedad relativamente alta para la serie, pero igualmente las correlaciones negativas son las que poseen mayor ocurrencia.

Las correlaciones entre el enfriamiento y la velocidad del viento se presentan similares a la humedad relativa pero con signo opuesto. Físicamente, el mayor enfriamiento superficial ocurre con días de mayor velocidad del viento diurno en todas las escalas.

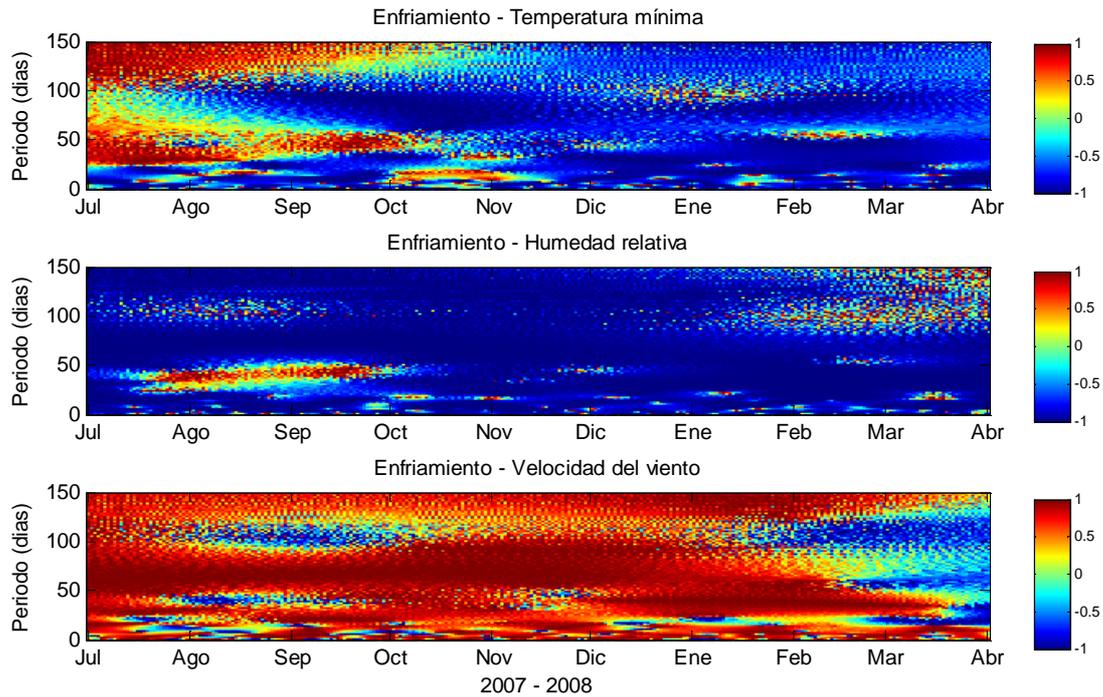


Figura 4.17. Análisis de semejanza entre la serie de enfriamiento y la temperatura mínima, humedad relativa y velocidad del viento. El rojo corresponde a una semejanza de +1, verde a semejanza cero, y azul a semejanza -1.

Los resultados obtenidos del análisis de las temperaturas horarias en el Valle de Casablanca muestran que, a dicha escala temporal, existe una covariabilidad importante entre temperaturas mínimas y máximas, la que a su vez se encuentra muy determinada por la variabilidad de escala sinóptica. La variabilidad en las temperaturas varía de un extremo del valle a otro, presentando las estaciones más costeras condiciones más frías durante el periodo analizado. La humedad atmosférica exhibe un comportamiento espacial similar al descrito para la temperatura, siendo las estaciones más frías las de mayor humedad relativa. Si bien es probable que la variabilidad espacial se encuentre determinada en parte por la temperatura superficial del mar y la advección de aire marino, las diferencias en el ciclo diario de la temperatura del mar y del continente sugieren que dicha influencia debiera acentuarse en el periodo diurno, cuando la TSM es inferior. Durante el periodo nocturno, el enfriamiento superficial y las circulaciones locales asociadas a la topografía podrían tener una mayor relevancia como mecanismos asociados, dado que la TSM es superior a la registrada en el valle. El enfriamiento superficial diario muestra una variabilidad espacial poco importante, pero exhibe una

variación temporal importante durante el año. El análisis de los mayores valores de enfriamiento muestra que dicha condición ocurre en aquellos días de menor humedad del aire, y su evolución temporal sigue la tendencia del ciclo anual de las temperaturas, por lo que el mayor enfriamiento superficial ocurre en la estación de verano.

5. CLASIFICACIÓN SINÓPTICA

La circulación atmosférica posee una influencia importante sobre las variables meteorológicas de superficie, como lo es la temperatura del aire (Jones y Lister, 2009), resultante de su influencia en fenómenos como las circulaciones locales en terreno complejo o en el nivel y tipo de nubosidad. Para evaluar la influencia de las condiciones atmosféricas de escala sinóptica sobre las temperaturas en el Valle de Casablanca, se realizó una clasificación estadística de la presión atmosférica a nivel del mar y se analizaron las temperaturas mínimas del valle asociadas a los patrones de presión encontrados. Se utilizaron los datos de presión provenientes del ECMWF y de temperatura mínima de la estación Casablanca de la DMC (ver capítulo 2), para el periodo enero de 2001 a diciembre de 2007. Como se mencionó en la metodología, lo primero fue seleccionar una ventana geográfica para realizar el procedimiento de clasificación, la que cubre la superficie entre los 20°S y 45°S de latitud, y los 90°W y 60°W de longitud. El dominio completo del estudio ocupa una gran extensión (Sudamérica), por lo que el efecto de las circulaciones de gran escala, no asociadas al área de interés (Valle de Casablanca) podría influir en la clasificación, lo que afectaría los resultados en cuanto a los patrones de presión y las temperaturas mínimas asociadas, efecto que ha sido evidenciado en estudios de viento en superficie (Jiménez *et al.*, 2008; Conil y Hall, 2006), razón por la cual el análisis fue realizado seleccionando una ventana geográfica.

El primer paso consistió en realizar un Análisis de Componentes Principales a la matriz de covarianzas de la presión a nivel del mar para reducir así su dimensionalidad y retener los modos de variación dominantes. La varianza explicada por los modos de variación dominantes se presenta en la Figura 5.1a. La fuerte disminución en la proporción de la varianza explicada luego de los primeros modos de variación sugiere un número adecuado de 3 componentes principales a retener para la clasificación basada en análisis de clusters (AC), las cuales en su conjunto explican un 83,8% de la varianza total. Posteriormente, para evitar los problemas generados por la condición de ortogonalidad que debe cumplir cada componente principal respecto a la otra y la interpretación física de cada campo (Wilks, 2006), se rotaron los ejes coordenados de los modos seleccionados previamente, utilizando el criterio de “Varimax” (Kaiser, 1958).

En la Figura 5.1b se presenta el gráfico de sedimentación que permite inferir un número apropiado de clusters y, por ende, de patrones de presión (PP) atmosférica. Luego de realizar la clasificación jerárquica, primer paso de la clasificación, se observa que un número de 6 clusters a retener es adecuado, dado el aumento en la distancia en dicha etapa del análisis.

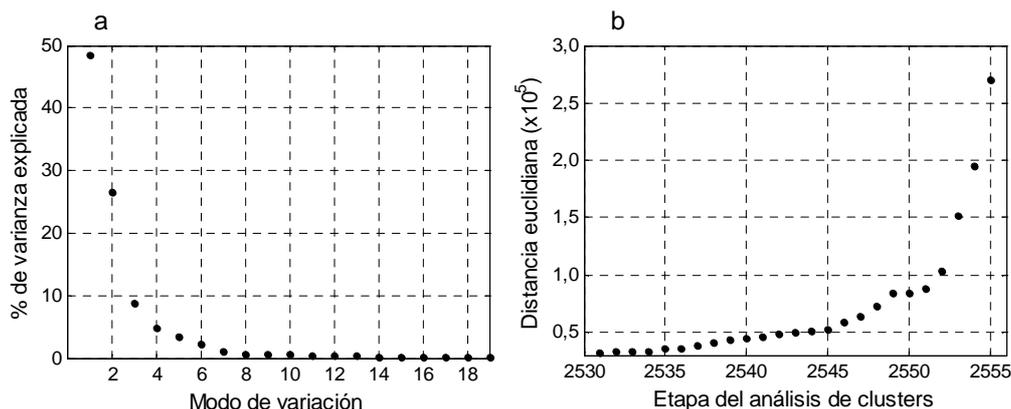


Figura 5.1. a: Varianza explicada por los principales modos de variación de los datos de presión (primeros 19). b: distancia entre clusters en función de la etapa de la clasificación (se muestran las etapas de mayor distancia euclidiana).

Los campos de anomalías promedio de presión a nivel del mar se presentan en la Figura 5.2, a los cuales se les extrajo el campo promedio presentado anteriormente en la Figura 3.19. El procedimiento de clasificación fue realizado para la ventana geográfica que se muestra en negro, la que cubre una región que puede ser considerada como de influencia sinóptica directa sobre el Valle de Casablanca. Los PP han sido desplegados en una ventana más grande, para una mejor representación de las características sinópticas. Se observa para los diferentes PP la ocurrencia de campos con anomalías de presión positivas y negativas, que varían significativamente unos con otro. Tres de los seis patrones identificados (PP 1, 2, y 5) muestran un reforzamiento de la actividad anticiclónica en el lado del Pacífico Sur, con intensidades y configuraciones que varían unos con otros. El PP1 muestra un centro de alta presión cercano al continente y uno de bajas presiones en el sur que podría representar un reforzamiento de la condición promedio. Para el PP2 la configuración es similar a la del PP1, con un reforzamiento anticiclónico de mayor magnitud, que presenta un desplazamiento hacia el sur, centrado cerca de los 45° de latitud, sin observarse una anomalía negativa. Tanto el PP1 como el PP2 presentan una estructura que podría favorecer una circulación geostrofica con

vientos desde el sur y sur-este. Los patrones 3 y 4 muestran un debilitamiento de la actividad anticiclónica, con anomalías negativas de presión que varían en su extensión y magnitud. El PP3 presenta una estructura de debilitamiento de las altas presiones en el Pacífico sur adyacente al continente, mientras que el PP4 exhibe una prolongación hacia el continente y su centro se posiciona más hacia el sur y el este. En la configuración sinóptica del PP5 se observa una actividad anticiclónica prolongada hacia el continente por el sur de Chile, que podría corresponder al paso de un anticiclón migratorio de latitudes medias. En el PP6 la estructura sinóptica muestra una zona de anomalías negativas en el lado oeste del continente, sobre el océano, y de anomalías positivas de presión en superficie en el lado de Argentina.

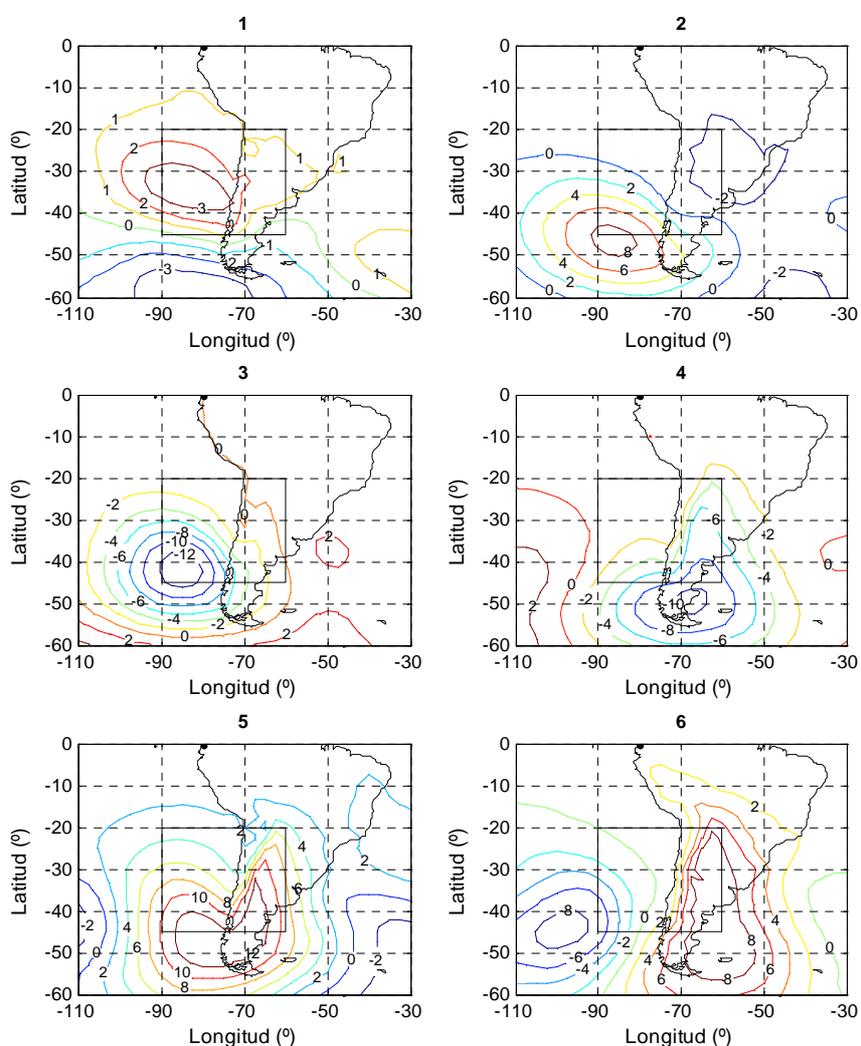


Figura 5.2. Anomalías de presión atmosférica a nivel del mar de los seis patrones de presión identificados.

Las temperaturas mínimas asociadas a cada patrón sinóptico, así como sus anomalías (ATm), se presentan en la Figura 5.3, como gráficos de caja. Los diferentes PP muestran una amplitud variable en cuanto a sus temperaturas mínimas asociadas. Se observa que las menores temperaturas mínimas se asocian al PP5, el cual se caracteriza por presentar anomalías de presión positivas sobre el continente. Esta estructura sinóptica ha sido descrita como responsable del fenómeno de bajas costeras en Chile central, el cual se caracteriza por el paso de un anticiclón superficial de latitudes medias por el sur de Chile, el que favorece el flujo geostrofico desde el este (Garreaud *et al.*, 2002). Este fenómeno se caracteriza por asociarse a días despejados, baja humedad atmosférica y anomalías positivas de temperatura máxima. Es probable que las condiciones de días despejados y baja humedad permitan un mayor enfriamiento superficial nocturno en el Valle de Casablanca. Según Garreaud *et al.* (2002), cuando el fenómeno de bajas costeras culmina, la capa límite marina se reestablece, y se genera una importante advección de aire marino hacia el continente. Estos dos fenómenos podrían ser los causantes de las menores temperaturas mínimas asociadas a tales días. En la Figura 5.4 se muestra la frecuencia mensual de ocurrencia de los diferentes PP. El PP5 se presenta más frecuente durante los meses de abril a septiembre. Desde el punto de vista vitivinícola, la ocurrencia de dicho patrón podría asociarse a ocurrencia de heladas, las que de ocurrir en primavera pueden causar daños importantes a las plantas.

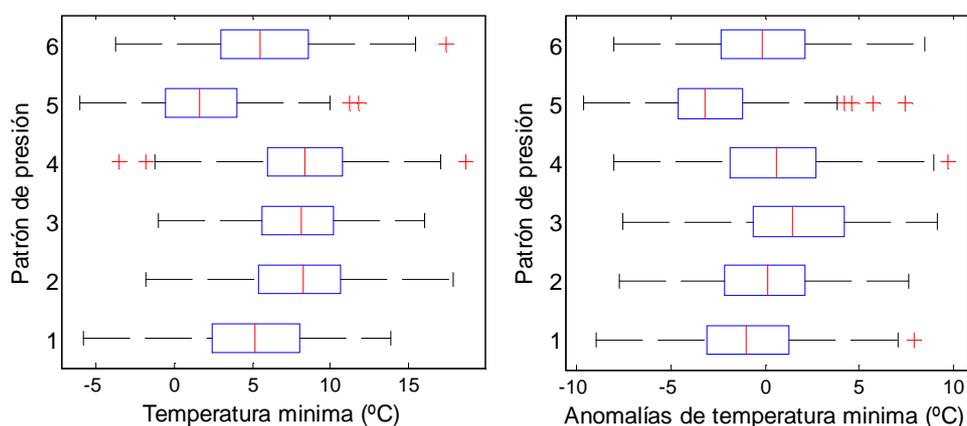


Figura 5.3. Gráficos de caja de temperaturas mínimas (izquierda) y anomalías de temperatura mínima (derecha), asociadas a cada patrón de presión.

Los PP 1 y 6, a pesar de ser muy diferentes, presentan temperaturas mínimas muy similares (Figura 5.3). Si bien ambos PP ocurren durante casi todo el año, muestran una

mayor concentración durante abril a octubre. La configuración sinóptica del PP1 podría caracterizarse por generar condiciones de días despejados que favorecerían el enfriamiento superficial, dadas las anomalías de presión positivas que no favorecen la formación de nubosidad. Las anomalías negativas de presión del PP6 podrían generar una mayor nubosidad, producto de la menor presión atmosférica. Ambos patrones de presión no se traducen en diferencias significativas entre las temperaturas mínimas asociadas.

Las temperaturas mínimas asociadas a los patrones 2, 3 y 4 se presentan muy similares en sus valores medios, siendo las del PP3, en cuanto a anomalías, mayores. Las temperaturas mínimas de estos tres PP corresponden a las más altas entre los seis PP descritos. En cuanto a presión atmosférica, en el PP2 se observan anomalías positivas de presión desplazadas hacia el sur, las que pueden representar un reforzamiento de la condición promedio, lo cual puede corroborarse en la Figura 5.4, ya que este PP posee una mayor ocurrencia en los meses de noviembre a marzo, meses en los que el anticiclón del Pacífico sur-oriental muestra un reforzamiento y desplazamiento hacia el sur. Al igual que el PP2, el PP4 muestra una mayor frecuencia en los meses más cálidos, pero su estructura sugiere un posible debilitamiento de la condición promedio, favoreciendo el flujo geostrófico desde el suroeste. El PP3, que posee las mayores ATm, se presenta como una anomalía negativa de presión a nivel del mar, cuya estructura podría representar una menor advección de temperatura por los vientos desde el sur, producto del debilitamiento anticiclónico, o bien una advección de aire cálido desde el norte, para aquellos días de bajas presiones. Su frecuencia es mayor para los meses más fríos, periodo en el que ocurre una mayor variabilidad sinóptica producto del debilitamiento de la condición anticiclónica, lo que permite, por ejemplo, el mayor paso de sistemas frontales en Chile central.

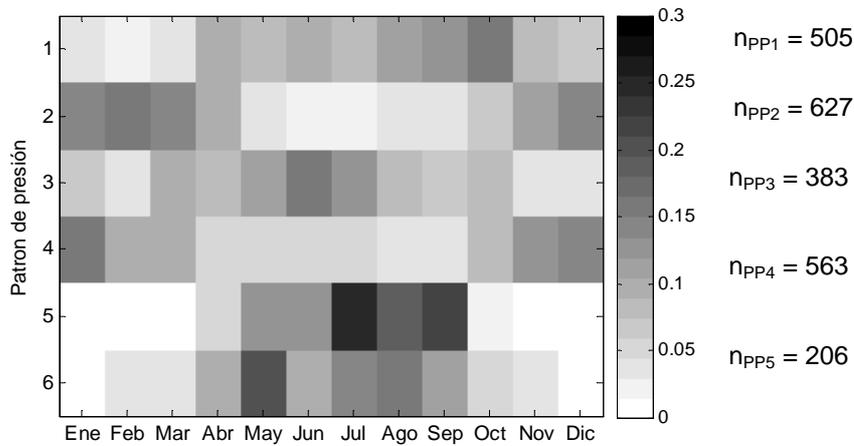


Figura 5.4. Frecuencia relativa mensual de los 6 patrones de presión en superficie. Al costado derecho se muestra el número de días (n_{pp_i}) que componen cada patrón.

Los patrones de presión en superficie encontrados con el procedimiento estadístico muestran estructuras sinópticas con diferentes configuraciones que inducen variabilidad en las temperaturas mínimas en superficie. Dada la actividad vitivinícola del Valle de Casablanca, las diferencias en las temperaturas mínimas de los diferentes PP posee distinta relevancia en función de la frecuencia mensual de ocurrencia de cada patrón de presión. Estadísticamente, los patrones que poseen anomalías de temperatura mínima negativas (PP1 y PP5) se presentan más frecuentes en los meses de invierno, con menor ocurrencia en los meses de primavera y otoño. Esto último puede ser relevante cuando las plantas se encuentren con tejidos verdes activos, ya que corresponden a días de temperaturas mínimas bajas que eventualmente podrían causar algún daño. Para los PP que poseen asociadas ATm positivas es posible observar una mayor ocurrencia en los meses más cálidos (PP2 y PP4) y en los más fríos (PP3), lo cual puede representar una disminución en la probabilidad de ocurrencia de heladas o bien una disminución de la calidad de las uvas, dependiendo de la magnitud de las temperaturas mínimas. La configuración del PP1, su frecuencia mensual de ocurrencia y sus ATm asociadas indican que podría corresponder al reforzamiento anticiclónico del periodo estival en Chile central en relación a la condición promedio.

Si bien la configuración de la presión a nivel del mar permite identificar estructuras asociadas a diferentes comportamientos de las variables de superficie, un análisis ampliado observando las estructuras en altura que actúan como forzantes de la presión a nivel del mar, como la altura geopotencial de 500 hPa, ayudaría a inferir de mejor manera la temperatura mínima observada en cada grupo. El análisis de la influencia sobre las temperaturas mínimas del paso de perturbaciones extratropicales como vaguadas, dorsales o bajas segregadas en altura, las cuales, por ejemplo, pueden modificar el patrón de nubosidad, queda propuesto para trabajos futuros.

6. EVALUACIÓN DE LA REPRESENTATIVIDAD DE LAS TEMPERATURAS MÍNIMAS DEL MODELO WRF

A continuación se presentan los resultados de la simulación numérica realizada con el modelo WRF y el análisis de la representatividad de las series de temperatura en el Valle de Casablanca. Inicialmente fueron comparadas las series promedio de temperatura de las 9 estaciones meteorológicas del Valle de Casablanca y los 9 puntos de grilla más cercanos de la simulación con WRF. Como se mencionó, se tomaron los puntos del modelo más cercanos a las 9 estaciones consideradas en el análisis de EOF's realizado anteriormente (Capítulo 3). Dado que las series de temperatura de cada estación no iniciaban en el mismo día, para la evaluación del modelo se tomaron los valores desde el día 01-noviembre-2006 hasta 31-marzo-2008, período en el cual coincidían las 9 estaciones. Lo primero fue comparar la serie promedio del valle con el promedio de los 9 puntos WRF, lo que se presentan en la Figura 6.1. En el panel superior se muestra la serie de temperaturas cada 1 hora, y en el inferior un promedio móvil. Se observa en general que el modelo reproduce el ciclo anual, con periodos asociados a variabilidad sinóptica en general bien representados, aunque para toda la serie se observa una sobreestimación de las temperaturas por parte del modelo, principalmente en cuanto a las temperaturas mínimas (Cuadro 6.1).

Como se indicó, en la Figura 6.1 se incluye un promedio móvil de 7 días para las series horarias de temperatura. Se observa que el modelo reproduce de buena manera la variabilidad sinóptica, posible de evaluar en las oscilaciones de ambas series a tal escala temporal. Ambas series muestran cierta diferencia en cuanto a la representación de las temperaturas para las diferentes épocas del año. Durante los meses más cálidos el modelo representa bien la variabilidad pero con una sobreestimación de la temperatura mayor que en los meses más fríos.

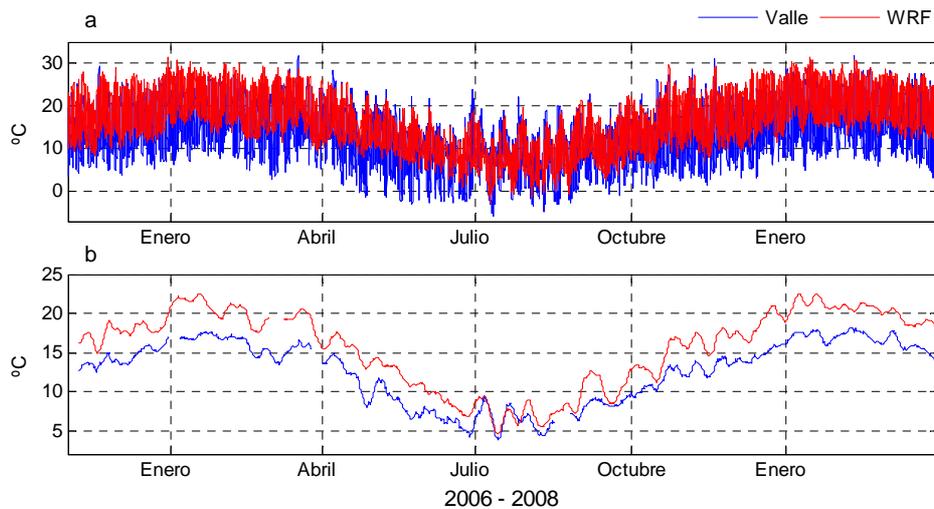


Figura 6.1. a: Series de temperatura promedio del valle y de los puntos WRF más cercanos a cada estación. b: Promedio móvil de 7 días, se observa variabilidad sinóptica captada por el modelo.

En el Cuadro 6.1 se muestran algunos estadísticos que permiten igualmente evaluar el desempeño del modelo. La temperatura media para WRF para todo el período es superior a la media del valle en $3,2^{\circ}\text{C}$, la máxima en $1,4^{\circ}\text{C}$, mientras las mínimas lo son en 5°C . La sobreestimación de las temperaturas obtenidas con el modelo puede responder a la diferencia en la topografía que el modelo considera para cada uno de sus puntos de grilla y la existente en los puntos de cada estación meteorológica. Así, es probable que los fenómenos de acumulación de aire frío no puedan ser captados por la simulación por posibles diferencias de, por ejemplo, altitud entre los puntos evaluados, o bien la diferente pendiente del terreno y su exposición, lo cual puede ser importante en terreno complejo como el Valle de Casablanca, influyendo en las circulaciones locales o el balance de energía en superficie y en la mayor o menor incidencia de la radiación solar. Otros factores que pueden generar diferencias entre las series observadas y simuladas son aquellos asociados al uso de suelo. La base de datos de uso de suelo del modelo considera diferentes clases de uso que poseen propiedades físicas asociadas. Considerando que las estaciones de la red utilizada se encuentran bajo un mismo uso de suelo (viñedos), para una buena representación del ciclo diario de la temperatura pueden ser importantes las variables que influyen directamente en el balance de energía superficial y que varían con los diferentes usos de suelo, tales como la emisividad de la

superficie, la mayor o menor humedad disponible, factores termodinámicos como el calor específico, o dinámicos como la rugosidad superficial (Arya, 2001).

Cuadro 6.1. Temperaturas medias, medias máximas y medias mínimas y sus desviaciones estándar para la serie promedio del valle y de WRF.

Temperatura	Valle (°C)	WRF (°C)
Media (°C)	12,5 ± 6,9	15,7 ± 6,5
Media mínima (°C)	5,9 ± 5,9	10,9 ± 4,7
Media máxima (°C)	20,9 ± 5,2	22,3 ± 5,7

Todos los factores antes mencionados influyen en factores importantes que determinan la temperatura del aire en superficie, como la partición de la energía solar en calor sensible o latente. Los gradientes verticales de energía en la capa superficial y la convergencia o divergencia de los flujos asociados están igualmente influenciados por el uso de suelo, tanto en su influencia en el balance de energía como en la mayor o menor turbulencia. Factores como la rugosidad superficial o la disponibilidad de humedad pueden tener un impacto importante en la magnitud de los flujos de agua desde la superficie (Arya, 2001). Para evaluar cuál(es) de estos factores pueden ser de mayor relevancia en la representación de las temperaturas mínimas, un análisis de sensibilidad para diferentes parametrizaciones físicas y resoluciones espaciales sería adecuado.

La Figura 6.2 muestra el ciclo diario promedio de la serie completa de temperatura del valle y WRF, centrado a las 00:00 horas, como una manera de evaluar el enfriamiento experimentado en el valle. Se observa la sobreestimación obtenida con el modelo, la que se acentúa en el período nocturno. El enfriamiento nocturno posee dos fases, una inicial de mayor intensidad que se inicia después del máximo de temperatura, y que se encuentra asociada a la rápida caída en la energía cinética turbulenta y en la mezcla asociada. La segunda fase, de menor intensidad, ocurre en las horas de la noche, junto con el desarrollo de la capa superficial estable (Acevedo y Fitzjarrald, 2001). Las curvas de la Figura 6.2 poseen diferencias en las magnitudes y en su forma, las que se acentúan para el segundo periodo de enfriamiento. Las temperaturas máximas de ambas difieren en cerca de 2°C, mientras que las mínimas en cerca de 5°C. Se observa que durante las primeras horas del enfriamiento superficial las curvas muestran una tasa similar en la caída de la temperatura de la primera fase del enfriamiento, llegando a ser muy similares.

La primera etapa de enfriamiento se observa más pronunciada para la curva del modelo, acortándose la diferencia en las temperaturas. En cuanto a la segunda etapa del enfriamiento, se observa que las diferencias son tanto en su momento de inicio como en su magnitud. Así, el modelo muestra un inicio más temprano de dicha etapa en relación a las observaciones, además de una tasa de enfriamiento inferior a la del valle. Dado que la primera fase del enfriamiento es la que muestra las mayores disminuciones de la temperatura, la mayor duración de ésta en la curva de observaciones puede explicar gran parte de la sobreestimación de las temperaturas mínimas por parte del modelo. En el periodo de enfriamiento de menor magnitud, la curva de observaciones muestra igualmente una disminución mayor de la temperatura en relación al modelo. Ambas curvas muestran un aumento en un momento similar del día, con una tasa de calentamiento levemente superior en las observaciones, lo cual genera una diferencia menor en las temperaturas máximas.

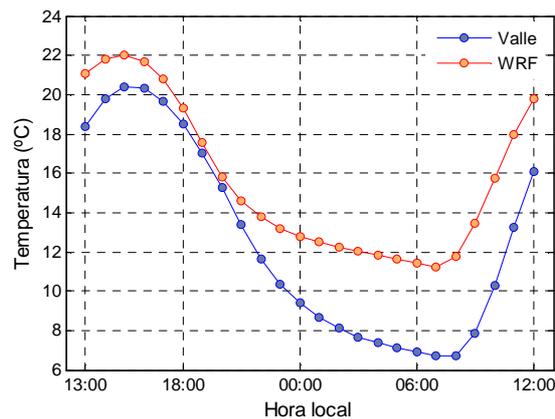


Figura 6.2. Ciclo diario promedio de la temperatura para el valle y WRF.

Dado que en el periodo diurno la radiación incidente de onda corta es la que posee la mayor importancia, es probable que el aumento similar de la temperatura en tal periodo indique una representación adecuada del modelo de dicho término. Entre los diferentes factores involucrados en la forma de la curva de la Figura 6.2, aquellos que intervienen en el balance de energía superficial son de gran relevancia. Según Whiteman *et al.* (2004), el flujo de radiación de onda larga desde la atmósfera y la conducción de calor desde capas profundas del suelo hacia la superficie son los procesos importantes que contrarrestan el enfriamiento radiativo de onda larga de la superficie. En estos procesos son de gran importancia factores como el contenido de humedad que el suelo considere y el número

de capas, lo cual modifica la transferencia de calor y el agua evaporada desde la superficie.

A continuación se evalúa el desempeño del modelo en cuanto a la temperatura mínima promedio. En el panel superior de la Figura 6.3 se muestran las series temporales de temperatura mínima promedio del valle y las obtenidas con el modelo. Se observa claramente los mayores valores obtenidos por la simulación con WRF, sobreestimación que es mayor durante la estación cálida. Al observar el gráfico de dispersión de las temperaturas mínimas (Figura 6,4) se observa de manera global los mayores valores de temperatura mínima obtenidos con el modelo. Al analizar las series de manera individual se observa algo muy similar a la serie promedio. No obstante la buena representación de las temperaturas por parte del modelo observada anteriormente en cuanto al ciclo anual y la variabilidad de escala sinóptica (Figura 6,1), las diferencias encontradas en las series de temperatura mínima indican que el modelo es capaz de reproducir sólo parcialmente las anomalías diarias de temperatura mínima, lo cual puede estar igualmente asociado a las diferencias mencionadas anteriormente.

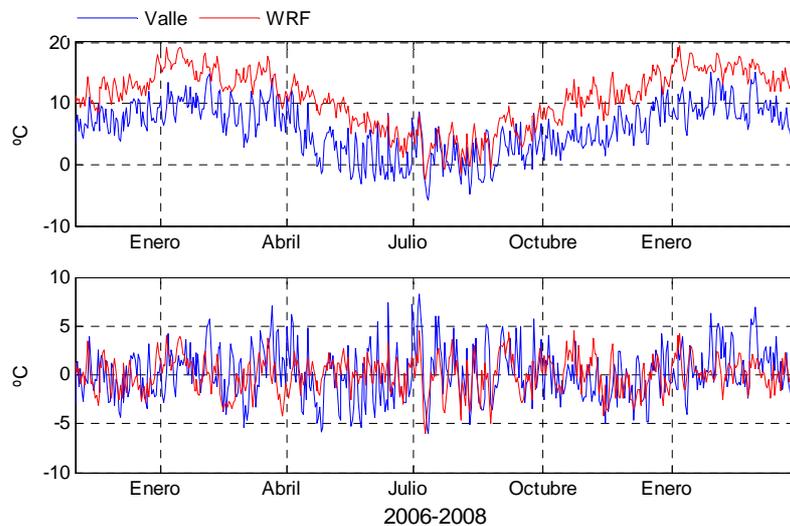


Figura 6.3. Series de temperatura mínima (panel superior) y anomalías de temperatura mínima (panel inferior) promedio del valle y de los 9 puntos WRF más cercanos a cada estación.

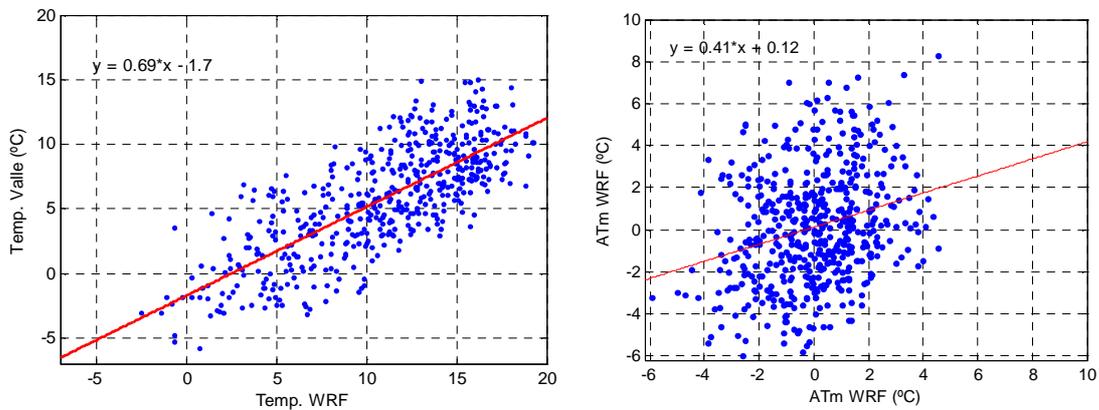


Figura 6.4. Gráfico de dispersión de las temperaturas mínimas (panel izquierdo) y ATm (panel derecho) entre la serie promedio del valle y WRF.

Mediante el análisis de Wavelets fue posible obtener información complementaria para evaluar la capacidad de las simulaciones en reproducir la variabilidad de las temperaturas a nivel de valle. Los espectros wavelet para los promedios de las anomalías de temperatura mínima de las observaciones y simulaciones pueden observarse en la Figura 6.5. Los wavelets calculados muestran densidades espectrales significativas para ambas series en la alta frecuencia, la cual se encuentra concentrada en otoño-invierno para las observaciones, y en invierno-primavera para los resultados del modelo. En la baja frecuencia se observa una zona de poder espectral significativo cercano a los meses de enero y febrero de 2007, siendo éste más intenso en la serie de observaciones.

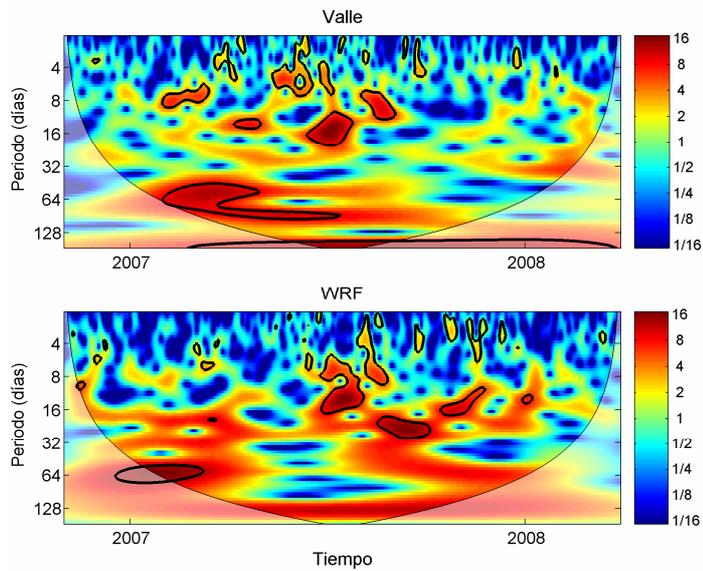


Figura 6.5. Densidades espectrales del análisis wavelets de la serie promedio de temperaturas mínimas las observaciones (Valle) y del modelo (WF).

Como se comentó, la sobreestimación de las temperaturas mínimas por parte del modelo ocurre para todas las estaciones del valle. En la Figura 6.6 se muestran los gráficos de caja de las 9 series de temperatura mínima del modelo y de los puntos WRF más cercanos. Se observa la homogeneidad de la distribución de las temperaturas mínimas de las series simuladas y de las estaciones, las que igualmente son más variables para estas últimas. La sobreestimación de las temperaturas por parte del modelo ocurre para todos los percentiles, indicando un desempeño similar durante todo el periodo de simulación.

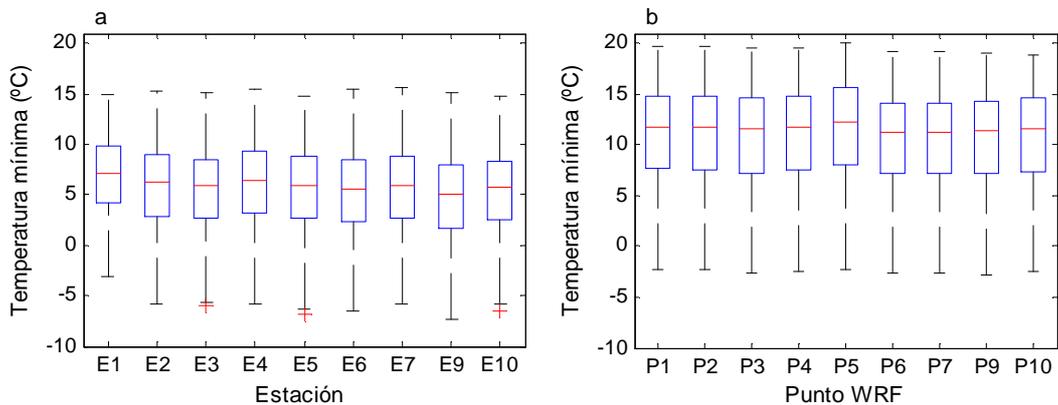


Figura 6.6. Gráficos de caja de las temperaturas mínimas de las estaciones del valle (a) y de los puntos de WRF más cercanos (b).

A las series de anomalías de temperatura mínima de los puntos más cercanos a las estaciones se les realizó un Análisis de Componentes Principales, de manera análoga a lo hecho con las observaciones en la sección 3.2. Las tres primeras componentes obtenidas con el modelo explican un 95,2%, 2,15 y un 1,2% de la varianza, respectivamente. En la Figura 6.7 se muestran las series de la primera componente principal para el valle y el modelo, las cuales, tanto para las observaciones como para la simulación explican una muy alta proporción de la varianza. Ambas series poseen un coeficiente de correlación de 0,43, mayor a las anomalías de temperatura mínima, pero igualmente no muy alto. Se observa en las series que existen periodos de valores extremos que son representados por ambas componentes principales, es decir, el modelo es capaz de reproducirlas, lo que probablemente está relacionado a la buena representación de la variabilidad temporal de la escala sinóptica por parte del modelo.

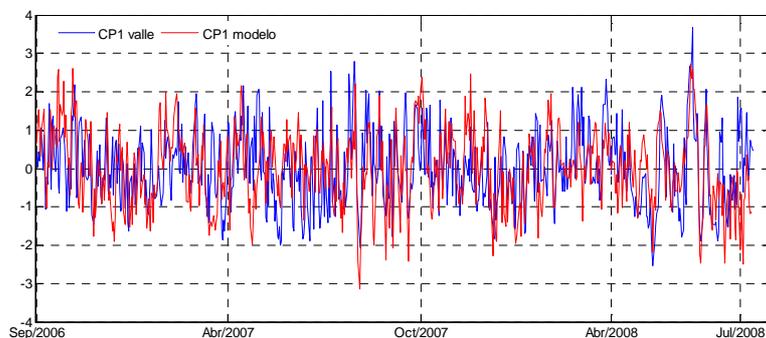


Figura 6.7. Primera componente principal de las anomalías de temperatura mínima del valle y de WRF.

En la Figura 6.8 se muestran las EOF's asociadas a las dos primeras componentes principales y el Apéndice sus valores, incluida la EOF3. La primera componente principal, al igual que en el análisis de las observaciones, explica una gran proporción de la varianza total (95,2%). La EOF1 muestra una estructura espacial similar a la descrita para el análisis de las observaciones, con un comportamiento diferente entre las estaciones más continentales y aquellas más cercanas al mar. Las diferencias observadas en relación a las observaciones, como el valor inferior del punto E5 comparado con los puntos cercanos, pueden estar relacionadas con la topografía utilizada para las simulaciones y la posición de la estación meteorológica. Para la EOF2 se observan menores valores, dada la baja varianza explicada por la CP2 (2,1%), pero a diferencia del análisis realizado a las estaciones (Figura 3,18), no se observa un patrón claro en su distribución espacial, ya que en este caso los puntos cercanos a las estaciones E2 y E3 muestran valores negativos, al igual que los puntos E6, E7 y E9, más cercanos al mar.

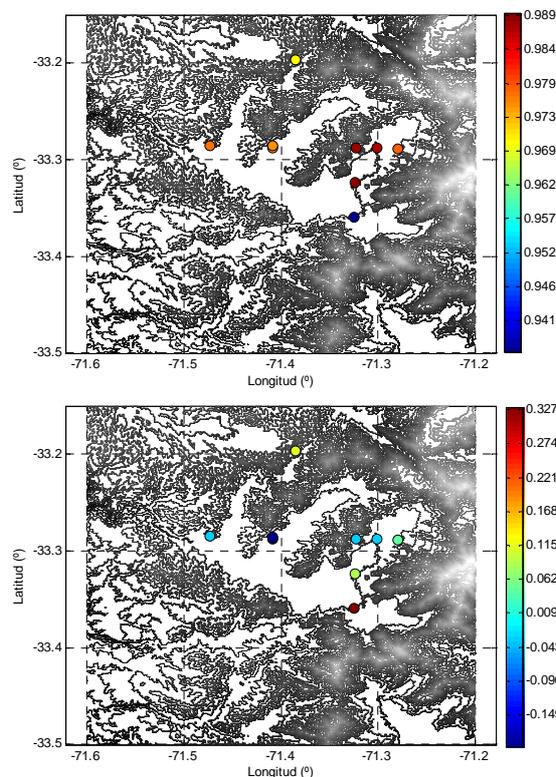


Figura 6.8. EOF's asociadas a las componentes principales 1 y 2 para WRF.

Se procedió a promediar el campo de temperatura diaria a las 06:00 horas obtenido por el modelo, momento en el cual usualmente ocurre la temperatura mínima. Se graficaron los campos de temperatura promedio para verano, otoño, invierno y primavera, para observar así la variabilidad espacial obtenida, los cuales se muestran en la Figura 6.9. Para el periodo de verano, el modelo muestra en el Valle de Casablanca un campo de temperatura promedio cercano a los 16°C, con una estructura espacial que presenta mayores variaciones entre los puntos más extremos. Así, las partes más altas de los puntos cercanos a la costa presentan valores cercanos a los 15°C, mientras que para aquellos más continentales ésta es superior, con valores que bordean los 17°C. Se observan mayores temperaturas para los puntos más altos, como aquellos en rojo, de temperatura cercana a los 18°C. Para el periodo de otoño se observa una estructura similar al verano, con una variabilidad espacial similar, y con temperaturas menores cercanas a los 10°C. Para el periodo de invierno las temperaturas mostradas por el modelo se observan más homogéneas en el valle completo, con valores cercanos a los 6,5°C, lo cual tiende a cambiar en primavera, donde la estructura espacial se asemeja a la descrita en verano y otoño.

En cuanto a los campos de temperatura del dominio interior completo de la simulación, presentados en la Figura 6.10 como promedios de verano-otoño-invierno-primavera, el modelo muestra resultados similares a los descritos con las observaciones, en cuanto a las diferencias entre el Valle de Casablanca y las zonas aledañas de la región. Para los meses de verano la temperatura en promedio se observa menor en el Valle de Casablanca que en las zonas aledañas más continentales y superior en relación a zonas montañosas y más cercanas al mar. Para las cuatro figuras, se observa que es en invierno cuando las diferencias térmicas son inferiores, mientras que durante el verano tales diferencias son máximas, como se evidenció en el análisis de las observaciones (Capítulo 3).

Al observar la temperatura del continente y la superficial del mar, se observa que esta última es superior a las zonas continentales aledañas. Es probable que, dado que la velocidad y dirección del viento en el periodo nocturno son considerablemente menores que en el periodo diurno, las advecciones de aire marino no sean relevantes durante la noche, ya que lo esperable sería un aumento de la temperatura en el continente. Dado igualmente que la advección de temperatura corresponde a sólo uno de los factores que

determinan la temperatura en un punto, es probable que los términos como el enfriamiento radiativo sean de mayor relevancia.

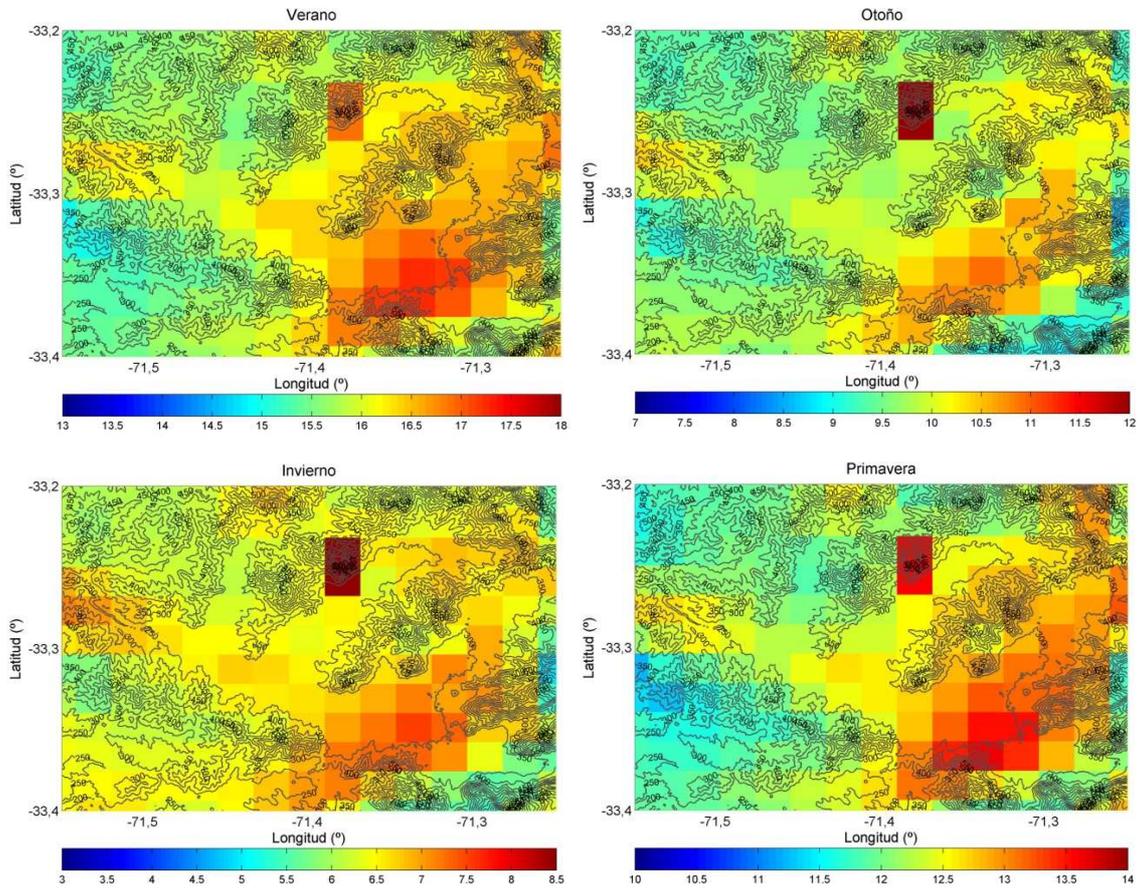


Figura 6.9. Campos de temperatura promedio del aire (2 m) a las 06:00 AM para verano, otoño, invierno y primavera en el Valle de Casablanca. Barra de colores (temperatura en °C) en diferente escala para observar mejor las diferencias dentro del valle para cada estación del año.

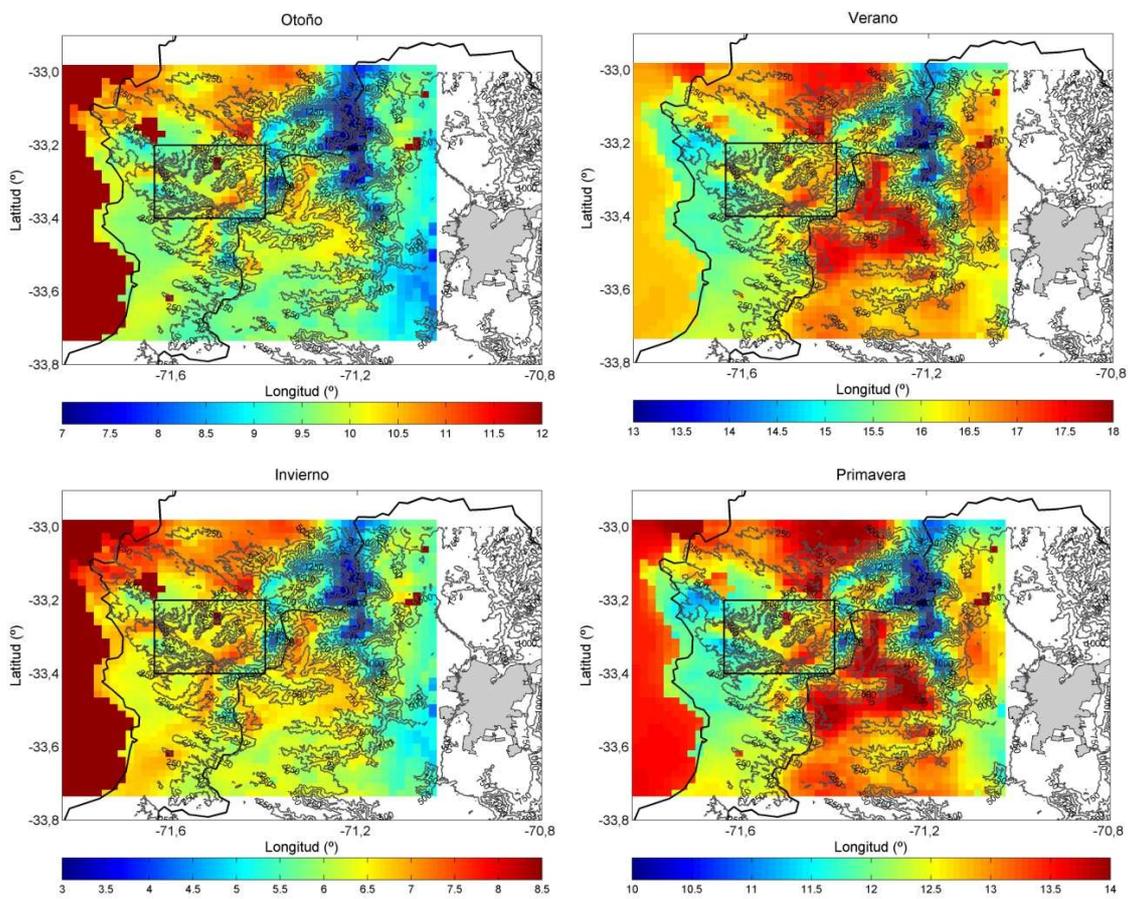


Figura 6.9. Campos de temperatura promedio del aire (2 m) a las 06:00 AM para verano, otoño, invierno y primavera del dominio completo de simulación. Barra de colores (temperatura en °C) en diferente escala para observar mejor las diferencias dentro del valle para cada estación del año.

7. CONCLUSIONES

Se realizó una comparación entre series de temperatura mínima del Valle de Casablanca y estaciones ubicadas en otras zonas productoras de uvas para vino en Chile central, lo cual permitió dar cuenta de importantes diferencias entre las zonas comparadas, diferencias que no se presentan significativas durante todo el año. Como se analizó, las diferencias se maximizan en los meses de septiembre a abril, mientras que entre mayo y agosto las temperaturas mínimas son estadísticamente iguales. Esto último indicaría una mayor probabilidad de heladas en Casablanca durante parte del periodo de actividad de las plantas, principalmente en la transición invierno-primavera e inicios de otoño. Desde el punto de vista vitivinícola, las diferencias descritas pueden ser relevantes, dada la mayor probabilidad de ocurrencia de temperaturas bajo cero cuando las plantas poseen una alta sensibilidad. La mayor cercanía al mar que posee el valle no se traduce en mayores temperaturas mínimas en relación a las zonas más interiores, como podría esperarse dada la menor continentalidad; esto podría deberse a factores locales del valle, como su posición geográfica en la Cordillera de la Costa, o a menores temperaturas durante el periodo diurno asociadas a la advección de aire frío marino, lo que para un mismo nivel de enfriamiento radiativo superficial podría generar menores temperaturas mínimas. Es recomendable la realización de estudios que consideren otras variables como la radiación solar diurna o de onda larga nocturna, o el ciclo diario del viento, para poder así estudiar los diferentes factores que determinan las diferencias en la temperatura del aire entre las zonas costeras e interiores.

El análisis realizado a las series de temperatura mínima de la red del Valle de Casablanca muestra que existen pocas diferencias en cuanto a su variabilidad temporal en los diferentes puntos del valle. Es así como un 93,4% de la varianza total de las 9 series de temperatura mínima fue explicada con una componente principal. La reducida superficie que posee el valle, en relación a los factores de escala regional que modifican la temperatura en superficie, podría permitir que, por ejemplo, el control sinóptico de las temperaturas mínimas actúe de manera homogénea en los diferentes puntos del valle. Esto último podría permitir, por ejemplo, la realización de estudios de tendencias

utilizando la estación Casablanca (Csb) del presente trabajo de manera confiable, la que posee series de mayor extensión temporal.

El análisis realizado a los días de mayores y menores temperaturas mínimas mostró que, para el primer caso, es el dominio de las anomalías negativas de presión, correspondiente a un debilitamiento de la condición anticiclónica promedio, lo que domina en la región. Esta estructura podría asociarse a días de mayor nubosidad y/o debilitamiento del flujo de aire desde el sur. Para los días de menores temperaturas mínimas, de manera contraria, es el dominio de las anomalías positivas de presión, reforzando la condición anticiclónica. En este último caso, la ocurrencia de días despejados y de mayor llegada de aire desde latitudes mayores podría generar menores temperaturas. Para los días de mayores temperaturas mínimas se observó que las estaciones más interiores son más frías, y lo inverso para los días de menores temperaturas mínimas. Igualmente, se observó que existe una mayor amplitud de las temperatura mínima de las estaciones más costeras, para los días de mayores y menores temperaturas. Las menores temperaturas mínimas de las estaciones más costeras, junto con la estructura sinóptica asociada, permite inferir que son esos puntos donde la probabilidad de ocurrencia de heladas sería mayor. Un estudio en particular de dichos eventos debiera considerar otras variables importantes, como los flujos radiativos, lo cual permitiría generar un mayor conocimiento de las zonas de mayor riesgo.

Espacialmente se observó que existen diferencias en las temperaturas asociadas a la mayor o menor cercanía al mar de cada estación, siendo las más cercanas las más frías. Dado que estas estaciones corresponden igualmente a las de menor altitud, ambos factores podrían actuar de manera combinada. Como durante el periodo nocturno la temperatura superficial del mar es superior a la continental, por lo que los vientos debieran generar advecciones de temperatura mayor a la del valle, serían otros factores los que poseen mayor importancia sobre la variabilidad térmica espacial, como el enfriamiento radiativo y la topografía. Como el análisis del enfriamiento diario muestra que éste es similar en todas las estaciones, las diferencias en temperatura mínima pueden responder igualmente a menores temperaturas durante el periodo diurno y a la menor altitud de dichos puntos, lo cual favorecería la ocurrencia de flujos catabáticos. Para poder

profundizar en el estudio de dichos factores, el análisis de los vientos en superficie es de gran importancia. Para esto, es recomendable que los proyectos de redes meteorológicas incluyan no sólo sensores de rapidez del viento para sus mediciones, sino también de su dirección, lo cual no existe actualmente en el Valle de Casablanca, por lo que no es posible realizar estudios de circulaciones locales. Junto con lo anterior, sería igualmente de alto valor la realización de estudios de, por ejemplo, el balance de energía en superficie para analizar el enfriamiento superficial.

El procedimiento estadístico realizado a los campos de presión a nivel del mar permitió analizar la importancia de la escala sinóptica sobre la temperatura mínima en el valle. Así, los diferentes patrones de presión descritos pueden llevar a diferentes temperaturas mínimas en el Valle de Casablanca. El análisis conjunto entre magnitud de las temperaturas mínimas y la frecuencia mensual de ocurrencia de cada patrón de presión indica que aquellas condiciones sinópticas que generan menores anomalías de temperatura mínima ocurren con mayor frecuencia en los meses de otoño a primavera. Según lo anterior, dichas configuraciones sinópticas pueden ser causantes de heladas en periodos de primavera o en otoño, algo muy importante desde el punto de vista vitivinícola. El conocimiento de las estructuras sinópticas que pueden generar diferentes temperaturas mínimas podría eventualmente ser útil para apoyar algún sistema de pronóstico en el valle, ya que los diferentes patrones sinópticos poseen diferentes probabilidades de ocurrencia de heladas, lo que es de alto interés en vitivinicultura. Igualmente, este tipo de trabajos debiera profundizarse con estudios del tipo sinóptico de diferentes escalas y variables.

Los resultados obtenidos con el modelo WRF indican que, para la configuración utilizada, las temperaturas son sobreestimadas por la simulación, lo cual se acentúa para las temperaturas mínimas. El modelo es capaz de reproducir de buena manera el ciclo anual de la temperatura y la variabilidad temporal de escala sinóptica. Para el ciclo diario de la temperatura, el modelo subestima la duración de la fase de fuerte enfriamiento (primera etapa), observándose una estabilización de la temperatura en un momento previo a las observaciones. La mayor duración de la etapa de enfriamiento más estable durante la noche, además de su menor tasa, generan una mayor temperatura mínima

obtenida con la simulación. Es probable que los factores involucrados en el balance de energía superficial sean los responsables de las diferencias encontradas. Queda propuesto la realización de simulaciones que consideren diferentes resoluciones espaciales, además de sensibilidades a diferentes parametrizaciones físicas, que permitan obtener mejores representaciones de las temperaturas en superficie. Esto permitiría estudiar de forma más detallada la estructura espacial de las temperaturas mínimas, además de generar un avance en la capacidad de pronóstico de las temperaturas mínimas y de otras variables.

BIBLIOGRAFÍA

- Aires, F., C. Prigent, W.B. Rossow. 2004. Temporal interpolation of global surface skin temperature diurnal cycle over land under clear and cloudy conditions. *J. Geophys. Res.* 109:doi:10.1029/2003JD003527.
- Acevedo, O, C. Fitzjarrald. 2001. The early evening surface-layer transition: temporal and spatial variability. *J. Atm. Sci.* 58, 2650-2667.
- Anctil, F., A. Pratte, L.E. Parent, M.A Bolinder. 2008. Non-stationary temporal characterization of the temperature profile of a soil exposed to frost in south-eastern Canada. *Nonl. Proc. Geophys.* 15, 409-416.
- Anderson, J.R., E.E. Hardy, J.T. Roach, R.E. Witmer. 1976. A land use and land cover classification system for use with remote sensor data. U.S. Geological Survey Professional Paper 964.
- Arya, S.P. 2001. Introduction to micrometeorology. Academic press. 420p.
- Beecham, S., R.K. Chowdhury. 2009. Temporal characteristics and variability of point rainfall: a statistical and wavelet analysis. *Int. J. Climatol.* 30, 458-473.
- Bliss, N.B., L.M. Olsen. 1996. Development of a 30-arc-second digital elevation model of South America. In: Pecora Thirteen, Human interactions with the Environment-Perspectives from Space. Sioux Falls, South Dakota, August 20-22.
- Bloomfield, P. 2000. Fourier analysis of time series: an introduction. Second edition. Wiley & Sons. 261p.
- Bois, B. 2007. Cartographie agroclimatique a meso-échelle: méthodologie et application à la variabilité spatiale du climat en Gironde viticole. Conséquences pour le développement de la vigne et la maturation du raisin. Thèse doctoral, Université de Bordeaux I. France. 210p.
- Bonnardot, V. 1997. Some climatic indices for Pinot noir maturation at a meteorological station in Burgundy. *S. Afr. J. Enol. Vitic.* 18 (1), 19-23.
- Bonnardot, V., S. Cautenet. 2008. Mesoscale atmospheric modeling using a high horizontal grid resolution over a complex coastal terrain and a wine region of South Africa. *J. Appl. Met. Clim.* 48, 330-348.
- Carbonneau, A., A. Deloir, B. Jaillard. 2007. La vigne: physiologie, terroir, culture. Dunod. 442p.
- Carey, V.A, V.M.F. Bonnardot. 2004. A viticultural perspective of meso-scale atmospheric modelling in the Bottelaryberg-Simonsberg-elderberg wine growing area (South Africa). *Bull. OIV.* 77, 875-876, 20-46.
- Cattell, R.B. 1966. The scree test for the number of factors. *Multiv. Behav. Res.* 1, 245-278.
- Clements C.B., C.D. Whiteman, J. Horel. 2003. Cold-air-pool structure and evolution in a mountain basin: Peter Sinks, Utah. *J. Appl. Met.* 42: 752-768.
- Conil, S., A. Hall. 2006. Local regimes of atmospheric variability: a case study of Southern California. *J. Climate.* 19, 4308-4325.

- Coombe, B.G. 1987. Influence of temperature on composition and quality of grapes. In: Proceedings of the Symposium on Grapevine Canopy and Vigour Management. *Acta Hortic.* 206, 23–35.
- Cooper, G.R.J., D.R. Cowan. 2008. Comparing time series using wavelet-based semblance analysis. *Comp. Geosc.* 34: 95-102.
- Dai, A., K.E. Trenberth, T.R. Karl. 2004. Effects of clouds, soil moisture, precipitation, and water vapor on diurnal temperature range. *J. Clim.* 12:2451–2473.
- Dudhia, J. 1996. A multilayer soil temperature model for MM5. Preprints, Sixth PSU/NCAR Mesoscale Model Users' Workshop, Boulder, CO 80307, 49–50.
- Dudhia, J., D. Gill, K. Manning, W. Wang, C. Bruyere. 2004. PSU/NCAR Mesoscale Modeling System Tutorial Class Notes and User's Guide. MM5 Modelling System Version 3.
- Fregoni, C., S. Pezzutto. 2000. Principes et premières approches de l'indice bioclimatique de qualité de Fregoni. *Progr. Agric. Vitic.* 18, 390–396.
- Garreaud, R. 2000. Cold air incursions over Subtropical South America: mean structure and dynamics. *Mon. Wea. Rev.* 128, 2544-2559.
- Garreaud, R. 2009. The Andes climate and weather. *Adv. Geosci.* 7, 1-9.
- Garreaud, R.D., J.A. Rutllant, H. Fuenzalida. 2002. Coastal lows along the subtropical west coast of South America: mean structure and evolution. *Mon. Wea. Rev.* 131, 891-908.
- Garreaud, R., M. Vuille, R. Compagnucci, J. Marengo. 2008. Present-day South American climate. PALAEO3 Special Issue (LOTRED South America). 281, 180-195, doi:10.1016/j.paleo.2007.10.032
- Gladstone, J. 1992. Viticulture and environment. Winetitles, Adelaide. 310p.
- Grinsted, A., J.C. Moore, S. Jevrejeva. 2004. Application of the cross wavelet transform and wavelet coherence to geophysical time series. *Nonl. Proc. Geophys.* 11: 561-566.
- Gustavsson, T., M. Karlsson, J. Bogren, S. Lindqvist. 1998. Development of temperature patterns during clear nights. *J. Appl. Met.* 37: 559-571.
- Happ, E. 1999. Indices for exploring the relationship between temperature and grape and wine flavour. *Aust. New Zeal. Wine Ind. J.* 14, 4, 1:6.
- Holton, J.R. 2004. An introduction to dynamic meteorology. 4th Ed. Elsevier, 535p.
- Hong, S.Y., Y. Noh, J. Dudhia. 2006. A new vertical diffusion package with an explicit treatment of entrainment processes. *Mon. Wea. Rev.* 134, 2318–2341.
- Hughes M., A. Hall, R. Fovell. 2007. Dynamical controls on the diurnal cycle of temperature in complex topography. *Clim. Dynam.* 29, 2-3.
- Jackson, D.I., P.B. Lombard. 1993. Environmental and management practices affecting grape composition and wine quality: a review. *Am. J. Enol. Vitic.* 4, 409–430.
- Jiménez, P.A., J.F. González-Rouco, J.P. Montavéz, E. García-Bustamante, J. Navarro. 2008. Climatology of wind patterns in the northeast of the Iberian Peninsula. *Int. J. Climat.* 29, 501-525.

- Jones, P.D., D.H. Lister. 2009. The influence of the circulation on the surface temperature and precipitation patterns over Europe. *Clim. Past.* 5: 259-267.
- Kain, J.S., J.M. Fritsch. 1990. A one-dimensional entraining/detraining plume model and its application in convective parameterization. *J. Atmos. Sci.* 47, 2784–2802.
- Kain, J.S., J.M. Fritsch. 1993: Convective parameterization for mesoscale models: The Kain-Fritsch scheme. The representation of cumulus convection in numerical models. Meteor. Monogr N° 24. Amer. Meteor. 165-170.
- Kaiser, H.F. 1958. The varimax criterion for analytic rotation in factor analysis. *Psychometrika.* 23, 187-200.
- Kang, S., H. Lin. 2007. Wavelet analysis of hydrological and water quality signals in an agricultural watershed. *J. Hydrology* 338: 1–14.
- Kliewer, W.M. 1973. Berry composition of *Vitis vinifera* cultivars as influenced by photo and nycto-temperatures during maturation. *J. Am. Soc. Hort. Sci.* 2, 153–159.
- Kliewer, W.M., R.E. Torres. 1972. Effect of controlled day and night temperatures on grape coloration. *Am. J. Enol. Vitic.* 2, 71–77.
- Lau, KM, H. Weng. 1995. Climate signal detection using wavelet transform: how to make a time series sing. *Bull. Amer. Met. Soc.* 76(12): 2391–2402.
- Mahrt, L., D. Vickers, R. Nakamura, M.R. Soler, J. Sun., S. Burns, D.H. Lenschow. 2001. Shallow drainage flows. *Bound. Lay. Met.* 101: 243-260.
- Mlawer, E.J., S.J. Taubman, P.D. Brown, M.J. Iacono, S.A. Clough. 1997. Radiative transfer for inhomogeneous atmospheres: RRTM, a validated correlated-k model for the longwave. *J. Geophys. Res.* 102, 16663–16682.
- Montecinos, A., A. Diaz, P. Aceituno. 2000. Seasonal diagnostics and predictability of rainfall in subtropical South America based on Tropical Pacific SST. *J. Climate.* 13, 746-758.
- Montes, C. 2006. Caracterización de la aptitud climática para el cultivo de la vid vinífera de las regiones V, VI, VII y Metropolitana de Chile. Memoria Ingeniero Agrónomo. Universidad de Chile, Facultad de Ciencias Agronómicas. Santiago, Chile. 50p.
- Montes, C., A. Peña, J. Tonietto. 2010. El clima vitícola de las regiones productoras de uvas para vino de Chile. En: Tonietto. J. y V. Sotés (Ed). Caracterização climática de regiões vitivinícolas ibero-americanas. Bento Gonçalves: Embrapa Uva e Vinho. EN PRENSA.
- Munn, R.E. 1966. Descriptive micrometeorology. Academic Press. 245p.
- Oke, T.R. 1987. Boundary layer climates. 2nd Edition. New York, Routledge. 464p.
- Pielke, R.A, W.R. Cotton, R.L Walko, C.J. Tremback, W.A Lyons, L.D. Grasso, M.E. Nicholls, M.D. Moran, D.A. Wesley, T.J. Lee, J.H. Copeland. 1992. A comprehensive meteorological modelling system - RAMS. *Meteorol. Atmos. Phys.* 49, 69-91.
- Prabha, T., G. Hoogemboom. 2008. Evaluation of the weather research and forecasting model for two frost events. *Comp. Elec. Agric.* 64, 234-247.
- Santibáñez, F. 2005. Influencia del clima en la producción vitivinícola. *Revista Enología*, 6. 11-16.

- Santibáñez, F., F. Díaz, C. Gaete, S. Daneri, D. Daneri. 1989. Agroclimatología de la región vitivinícola chilena: bases para una denominación de origen de los vinos. Santiago, Chile, Universidad de Chile, Facultad de Ciencias Agrarias y Forestales. Boletín Técnico N° 48. 50p.
- Simmons, A., J. Gibson. 2000. The ERA-40 Project Plan. ERA-40 Project Report Series No. 1.
- Skamarock, W.C., J.B. Klemp, J.Dudhia, D.O. Gill, D.M. Barker, W. Wang, J.G. Powers. 2005. A description of the advanced research WRF version 2. Technical Report TN-468+STR, NCAR.
- Snyder, R.L., J.P. de Melo-Abreu. 2005. Frost protection: fundamentals, practice and economics. Volume 1. Environment and Natural Resources Series. Food and Agriculture Organization of the United Nations (FAO), Rome. 223p.
- Snyder, R.L., K.T. Paw U, J.F. Thompson. 1987. Passive frost protection of trees and vines. University of California DANR Leaflet No.21429.
- Thompson, B.W. 1986. Small-scale katabatics and cold hollows. *Weather*, 41: 176-153.
- Tomana, T., Utsonumiya, N., I. Datakoa. 1979. The effect of environmental temperatures on fruit on ripening on the tree. II. The effect of temperatures around whole vines and clusters on the coloration of 'Kyoho' grapes. *J. Jap. Soc. Hort. Sci.* 48, 261–266.
- Tonietto, J. 1999. Les macroclimats viticoles mondiaux et l'influence du mésoclimat sur la typicité de la Syrah et du Muscat de Hambourg dans le Sud de la France: méthodologie de caractérisation. Tesis Doctoral. Ecole Nationale Supérieure Agronomique de Montpellier. Montpellier, France. 233p.
- Tonietto, J., A. Carbonneau. 2004. A multicriteria climatic classification system for the grape-growing regions worldwide. *Agr. For. Met.* 124, 81-97.
- Trenberth, K.E. 1991. Storm tracks in the Southern Hemisphere. *J. Atm. Sci.* 48, 2159-2178.
- Torrence, C., G.P. Compo. 1998. A practical guide to wavelet analysis. *Bull. Amer. Met. Soc.* 79: 61-78.
- Vosper S.B., A.R. Brown. 2008. Numerical simulations of sheltering in valleys: the formation of nighttime cold-air pools. *Bound. Lay. Met.* 127: 429-448.
- Whiteman, C.D. 2000. Mountain meteorology: principles and applications. Oxford University Press. 355p.
- Whiteman, C.D., S. Zhong, W.J. Shaw, J.M. Hubbe, X. Bian, J. Mitteldstat. 2001. Cold pools in the Columbia Basin. *Wea. Forec.* 16: 432-447.
- Whiteman, C.D., T. Haiden, B. Pospichal, S. Eisenbach, R. Steinacker. 2004. Minimum temperatures, diurnal temperature ranges, and temperature inversions in limestone sinkholes of different sizes and shapes. *J. Appl. Met.* 43: 1224-1236.
- Wilks, D. 2006. Statistical methods in the atmospheric sciences. Second edition. International Geophysics Series, Vol. 59. Academic Press. 627p.
- Wines of Chile. 2010. Disponible en línea: <http://www.winesofchile.com>. Consultado 10 de enero de 2010.

- World Meteorological Organization (WMO). 1981. Guide to agricultural meteorological practices. Nº134.
- Zamora, F. 2003. Elaboración y crianza del vino tinto: aspectos científicos y prácticos. Antonio Madrid Vicente. 225p.
- Zängl, G. 2005a. Wintertime cold-air pools in the Bavarian Danube Valley basin: data analysis and idealized numerical simulations. *J. Appl. Met.* 44: 1950-1971.
- Zängl, G. 2005b. Dynamical aspects of wintertime cold-air pools in an alpine valley system. *Mon. Wea. Rev.* 133: 2721-2740.
- Zhong, S., D. Whiteman, X. Bian, W.J. Shaw, J.M. Hubbe. 2001. Meteorological processes affecting the evolution of wintertime cold air pool in the Columbia Basin. *Mon. Wea. Rev.* 129: 2600-2613.

APÉNDICES

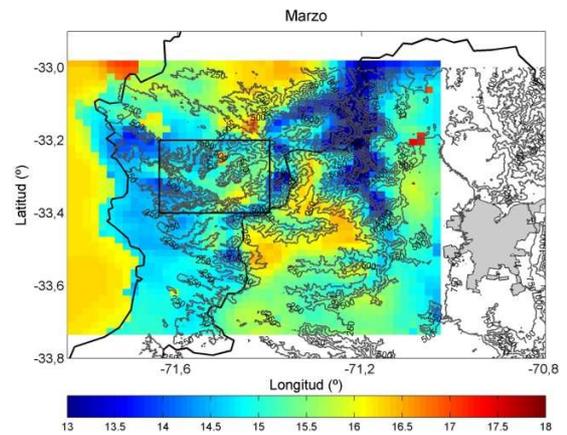
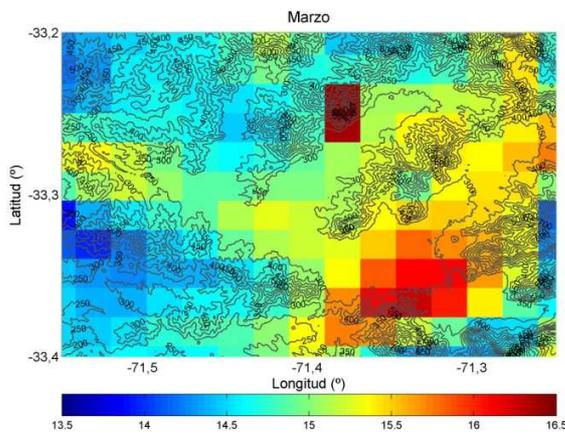
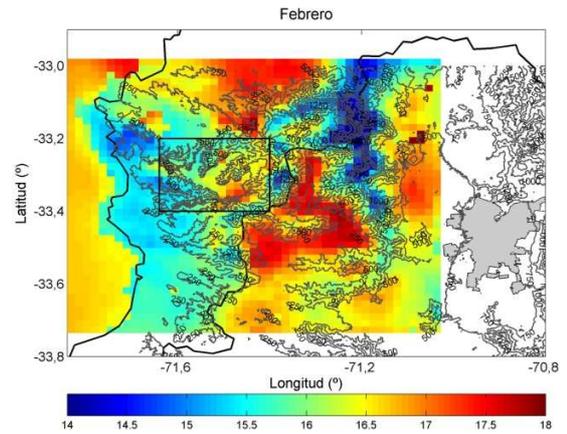
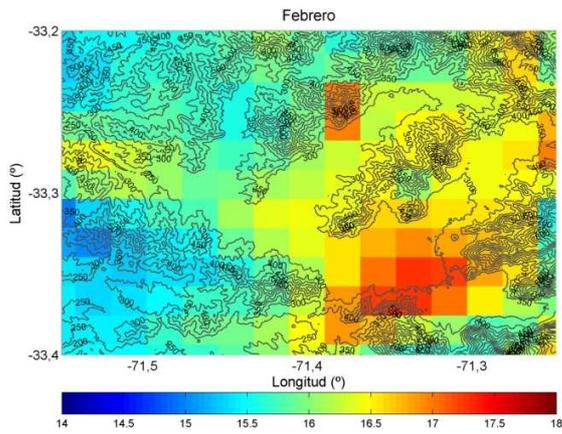
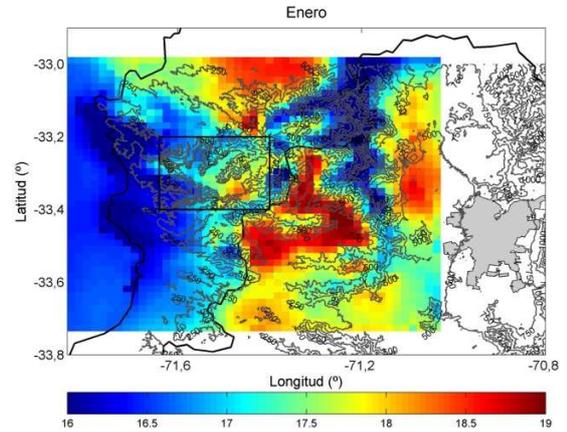
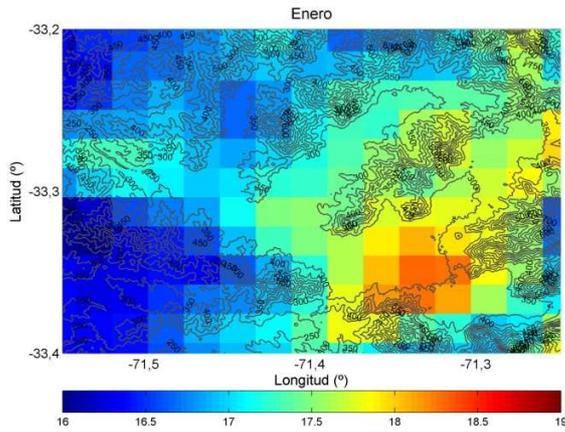
Apéndice I: Valores de las Funciones Empíricas Ortogonales asociadas a las componentes principales 1 y 2.

Estaciones	EOF 1	EOF 2
E1	0,886	0,426
E2	0,985	0,089
E3	0,986	0,055
E4	0,985	0,054
E5	0,984	0,002
E6	0,978	-0,175
E7	0,972	-0,204
E9	0,956	-0,255
E10	0,957	0,040

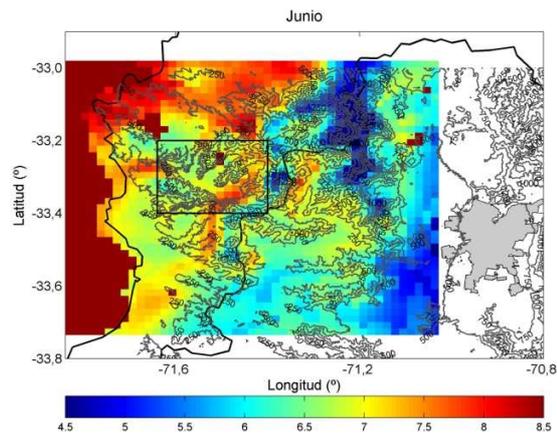
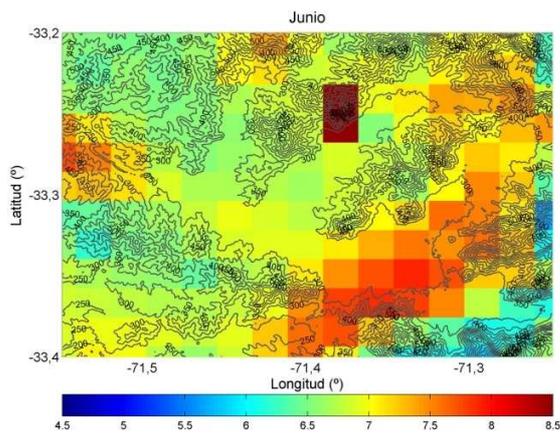
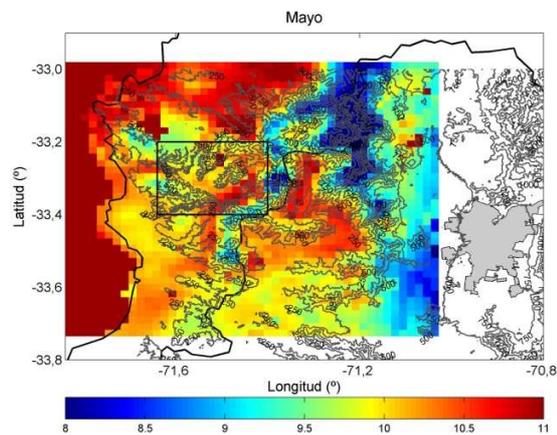
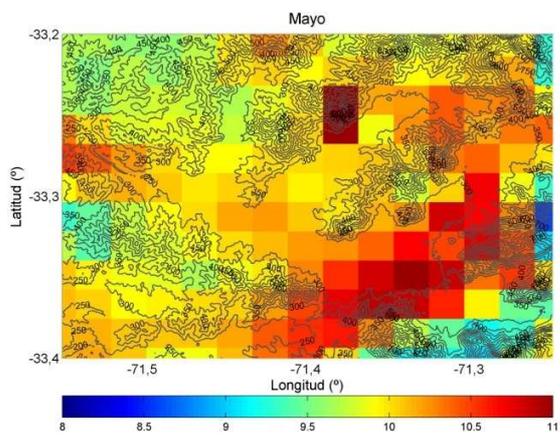
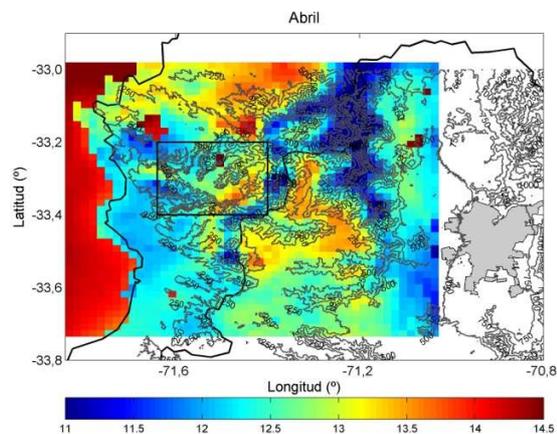
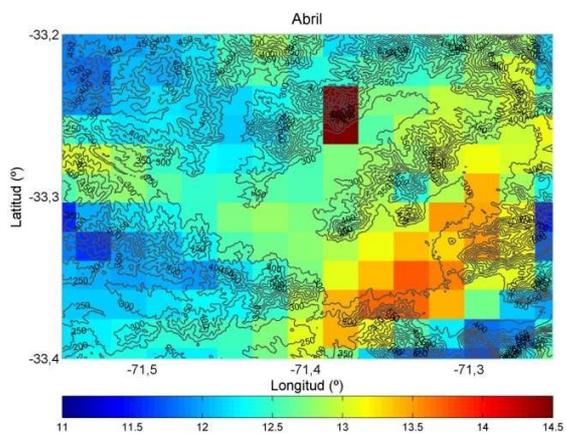
Apéndice II: Valores de la Funciones Empíricas Ortogonales (EOF) asociadas a las componentes principales 1, 2 y 3 de las series WRF.

Puntos WRF	EOF 1	EOF 2	EOF 3
E1	0,977	0,04	-0,17
E2	0,987	-0,03	-0,12
E3	0,989	-0,03	-0,05
E4	0,988	0,08	-0,01
E5	0,935	0,33	0,05
E6	0,975	-0,20	-0,01
E7	0,975	-0,20	-0,01
E9	0,977	-0,04	0,19
E10	0,969	0,11	-0,03

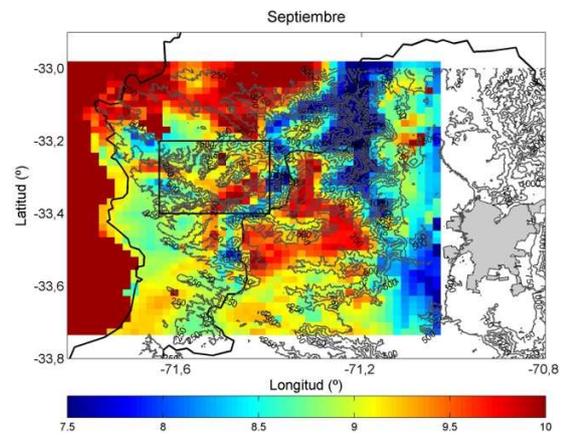
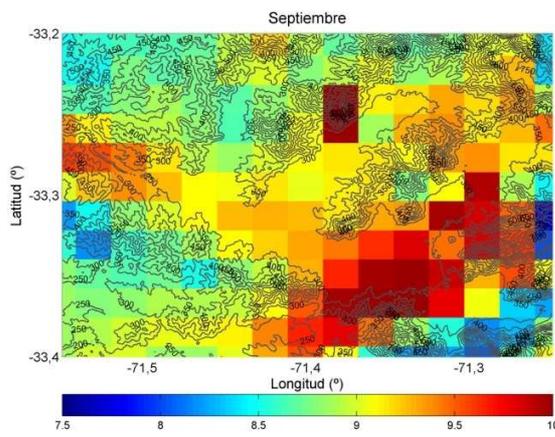
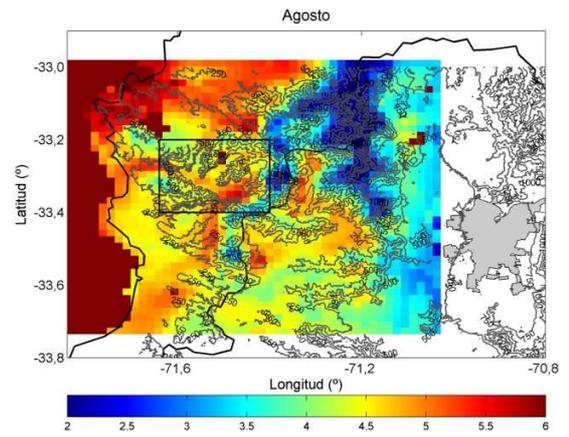
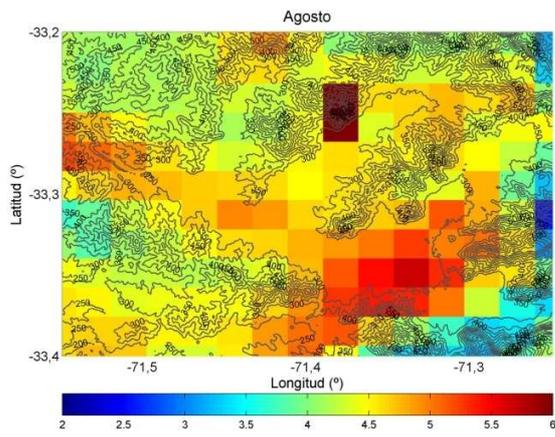
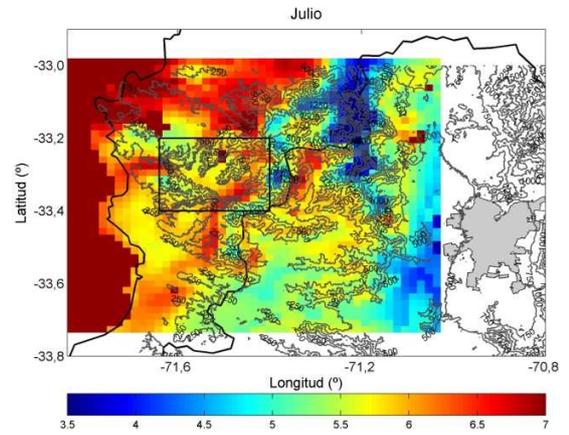
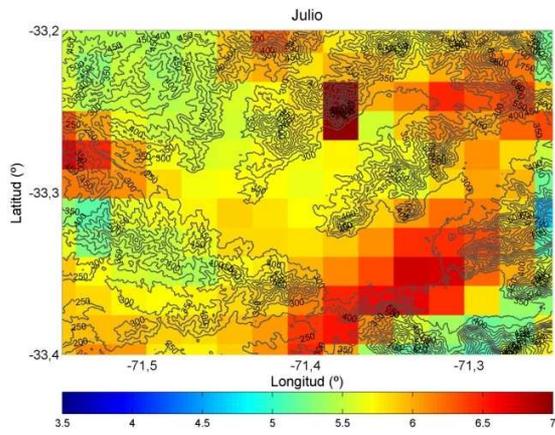
Apéndice III: Campos de temperatura promedio mensual a las 06:00 AM obtenidos con el modelo WRF. Izquierda: Valle de Casablanca, derecha: dominio interior completo (rectángulo negro muestra la posición del Valle de Casablanca).



Continuación.



Continuación.



Continuación.

