

UNIVERSIDAD NACIONAL MAYOR DE SAN MARCOS
(Universidad del Perú, Decana de América)

FACULTAD DE CIENCIAS FÍSICAS

ESCUELA ACADÉMICO PROFESIONAL DE INGENIERÍA MECÁNICA DE FLUIDOS



**“SIMULACIÓN DE LA CIRCULACIÓN ATMOSFÉRICA A NIVEL
SUPERFICIAL PARA LA CUENCA DEL RÍO DEL MANTARO USANDO EL
MODELO ATMOSFÉRICO DE MESOESCALA MM5”**

Tesis para optar el Título Profesional de
INGENIERO MECÁNICA DE FLUIDOS

Mamani Gonzales, Dalma Mercedes

Ing. Jorge Otiniano Rodríguez
Ing. Mecánico de Fluidos, Asesor

Dra. Yamina Silva Vidal
Ph.D Ciencias Físico-Matemáticas, Co-asesor

LIMA – PERÚ
2013

DEDICATORIA

A:

Mi familia, mis padres Ana Gonzales y Genaro Mamani, mi tío Juan Mamani, mis hermanos Melissa, Eder y Anita, mis primas Luisa, Cindy y Stephanie y mis sobrinitas Fernanda y Alessandra, quienes de uno u otro modo me enseñaron a ver que la vida se hace con esfuerzo.

Mis asesores Dra. Yamina Silva, Ing. Jorge Otiniano y al Dr. Ken Takahashi, a quienes les doy las gracias por la paciencia y constancia que me ofrecieron.

Mis compañeros de PETROPERU S.A. Ing. Roberto Camino, Ing. Eduardo Polo y la Borda, Ing. Felix Bayona y a todos, quienes siempre me motivaron para culminar la tesis.

Mis Amigas Mileydi Cabrera, Lidia Enciso, Cristina Zelada, Melisa Medina y a todos, quienes nunca dejaron de confiar en mí y por su grandiosa amistad en las buenas y malas.

INDICE

1	INTRODUCCIÓN	10
1.1	Justificación	10
1.2	Antecedentes	11
1.3	Objetivos	13
1.3.1	Objetivo general	13
1.3.2	Objetivos específicos	13
1.3.3	Hipótesis	13
1.4	Cuenca del río Mantaro: fisiografía y climatología	13
1.4.1	Ubicación	13
1.4.2	Geomorfología	16
1.4.3	Usos del suelo y características socio-económicas	18
1.4.4	Climatología	19
1.4.5	Precipitación	21
1.4.6	Temperatura	22
2	FUNDAMENTOS	24
2.1	Circulación general	24
2.2	Circulación sinóptica Climatológica en Sudamérica	24
2.2.1	Anticiclón del Pacífico Sur (APS)	25
2.2.2	Anticiclón del Atlántico Sur (AAS)	25
2.2.3	Anticiclón migratorio	26
2.2.4	Anticiclón Continental sobre Argentina	26
2.2.5	Baja continental subtropical o baja del chaco	27
2.2.6	Baja térmica amazónica	27
2.2.7	Anticiclón aislado sobre la selva norte del Perú	27
2.2.8	Corriente en Chorro Subtropical (jet)	28
2.3	Circulaciones de Origen térmico	28
2.3.1	Vientos diurnos de montaña y valle	28
2.3.1.1	El sistema de vientos de ladera	30
2.3.1.2	El sistema de vientos de valle	31
2.3.1.3	El sistema de vientos de montaña-llanura	33
2.4	Flujos inducidos por forzamientos orográficos	33
2.4.1.1	Flujos sobre montañas	35
2.4.1.2	Flujos canalizados	37
2.4.1.3	Efecto Venturi	38
2.4.1.4	Relación entre Presión, viento y topografía con accidentes topográficos	38
2.5	Modelo numérico	39
2.6	Modelo meteorológico a mesoescala MM5	40
2.6.1	Descripción del Modelo	40
2.6.2	Modelo No-Hidrostático	42
2.6.3	Ecuaciones primitivas	42
2.6.4	Discretización espacial	45
2.6.5	Base de Datos de Reanálisis NCEP-NCAR	45
2.6.6	Esquemas de parametrizaciones físicas	47

3	DATOS.....	48
3.1	Datos de las Estaciones meteorológicas.....	48
3.2	Datos de entrada al Modelo MM5.....	50
3.2.1	Datos meteorológicos de condiciones iniciales y de frontera.....	50
3.2.2	Datos de topografía y uso de suelo.....	50
3.2.2.1	Para la topografía.....	50
3.2.2.2	Para el uso de suelos.....	51
4	METODOLOGÍA.....	54
4.1	Análisis de los datos registrados de las estaciones meteorológicas.....	54
4.1.1	Ciclo anual y Ciclo diurno estacional multianual.....	54
4.2	Simulación del viento superficial con el modelo mm5.....	55
4.2.1	Configuración del modelo.....	55
4.2.2	Implementación al modelo de la topografía y el uso del suelo.....	57
4.2.2.1	Mapa topográfico IGN: introducción al MM5.....	57
4.2.2.2	Mapa de usos del suelo INRENA: introducción al MM5.....	58
4.2.3	Análisis de sensibilidad.....	60
4.2.4	Validación del modelo MM5.....	60
4.2.5	Análisis de resultados del modelo.....	60
5	RESULTADOS.....	61
5.1	Análisis de los datos registrados.....	61
5.1.1	Estación de la Oroya.....	61
5.1.2	Estación de Jauja.....	65
5.1.3	Estación de Huayao.....	70
5.1.4	Estación de Salcabamba.....	74
5.1.5	Estación de Lircay.....	78
5.1.6	Mapa esquemático.....	84
5.2	Implementación al modelo MM5 las características locales de la zona en Estudio.....	86
5.2.1	Resultados en la topografía (diferencias entre las fuentes).....	86
5.2.2	Resultados en el usos del suelo (diferencias entre las fuentes).....	89
5.3	Análisis de sensibilidad al modelo MM5.....	91
5.3.1	Implementación de la topografía: Mapa de Topografía del USGS (GTOPO 30) vs IGN.....	91
5.3.2	Cambio del uso del Suelo: Mapa de usos de Suelos del USGS vs INRENA.....	92
5.4	Validación.....	94
5.4.1	De Magnitud.....	94
5.4.2	De la dirección.....	94
5.5	Análisis de Resultados del Modelo.....	99
5.5.1	Presión, Temperatura y Viento.....	99
6	CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES.....	108
6.1	Conclusiones.....	108
6.2	Recomendaciones.....	110
7	BIBLIOGRAFÍA.....	112

8	ANEXOS.....	117
8.1	Estadígrafos.....	117
8.2	Scrip en grads para implementación de topografía.....	118
8.3	Scrip en grads para implementación del uso de suelo.....	119
8.4	Routine en fortan para incorporar los datos de topografía y uso del suelo, salida en formato del MM5.....	122
8.5	Promedio del Ciclo diurno	126
8.6	Documentación meteorológica.....	130

INDICE DE CUADROS

CUADRO N°1.1 – ÁREAS DE LAS SUBCUENCAS.....	14
CUADRO N°2.1 – CARACTERÍSTICAS DE LOS DATOS DEL MODELO DE REANÁLISIS NCEP-NCAR.....	46
CUADRO N°3.1 – UBICACIÓN GEOGRÁFICA DE LA ESTACIÓN AUTOMÁTICA Y PERIODO DE REGISTRO	49
CUADRO N°3.2 – UBICACIÓN GEOGRÁFICA DE LAS ESTACIONES CONVENCIONALES Y PERIODO DE REGISTRO.....	49
CUADRO N°3.3 – FUENTE Y CARACTERÍSTICAS PRINCIPALES DE LA TOPOGRAFÍA	51
CUADRO N°3.4 – DESCRIPCIÓN DE LAS 25 CATEGORÍAS DEL USO DEL SUELO (COBERTURA VEGETAL) Y PARÁMETROS FÍSICOS, PARA VERANO H.N. (15 ABR - 15 OCT) E INVIERNO (15 OCT - 15 ABR)	52
CUADRO N°3.5 – FUENTE Y CARACTERÍSTICAS PRINCIPALES DEL USO DEL SUELO (COBERTURA VEGETAL).....	53
CUADRO N°4.1A – CLASIFICACIÓN DE HORAS DE LA ESTACIÓN AUTOMÁTICA	55
CUADRO N°4.1B – CLASIFICACIÓN ESTACIONAL	55
CUADRO N°4.2 – CONFIGURACIÓN DEL MODELO MM5 UTILIZADAS EN LAS SIMULACIONES	57
CUADRO N°4.3 – EQUIVALENCIAS ENTRE EL MAPA DE COBERTURA VEGETAL DEL INRENA CON EL GTOPO30	58
CUADRO N°4.4 – ESCENARIOS A GENERADOS DE LAS IMPLEMENTACIONES AL MODELO MM5	60
CUADRO N°5.1A – VALORES ESTADÍSTICO DEL VIENTO (M/S) MENSUAL PARA LA ESTACIÓN DE LA OROYA PERIODO 2002-2008	61
CUADRO N°5.1B – VALORES ESTADÍSTICO DEL VIENTO (M/S) DIURNO ESTACIONAL PARA LA ESTACIÓN DE LA OROYA - PERIODO 2002-2008	63
CUADRO N°5.2A – VALORES ESTADÍSTICO DEL VIENTO (M/S) MENSUAL PARA LA ESTACIÓN DE JAUJA	66
PERIODO 2002-2008.....	66
CUADRO N°5.2B – VALORES ESTADÍSTICO DEL VIENTO (M/S) DIURNO ESTACIONAL PARA LA ESTACIÓN DE JAUJA.....	67
PERIODO 2002-2008.....	67
CUADRO N°5.3A – VALORES ESTADÍSTICO DEL VIENTO (M/S) MENSUAL PARA LA ESTACIÓN DE HUAYAO	70
PERIODO 2002-2008.....	70
CUADRO N°5.3B – VALORES ESTADÍSTICO DEL VIENTO (M/S) DIURNO ESTACIONAL PARA LA ESTACIÓN DE HUAYAO.....	72
PERIODO 2002-2008.....	72
CUADRO N°5.4A – VALORES ESTADÍSTICO DEL VIENTO (M/S) MENSUAL PARA LA ESTACIÓN DE SALCABAMBA.....	74
PERIODO 2002-2008.....	74
CUADRO N°5.4B - VALORES ESTADÍSTICO DEL VIENTO (M/S) DIURNO ESTACIONAL PARA LA ESTACIÓN DE SALCABAMBA - PERIODO 2002-2008	76
CUADRO N°5.5A - VALORES ESTADÍSTICO DEL VIENTO (M/S) MENSUAL PARA LA ESTACIÓN DE LIRCAY.....	78
PERIODO 2002-2008.....	78
CUADRO N°5.5B - VALORES ESTADÍSTICO DEL VIENTO (M/S) DIURNO ESTACIONAL PARA LA ESTACIÓN DE LIRCAY PERIODO 2002-2008	80
CUADRO N°5.6 – SÍNTESIS DEL VIENTO MÁXIMO EN LA CUENCA DEL RÍO MANTARO.....	84
CUADRO N°5.7 – PRINCIPALES DIFERENCIAS TOPOGRÁFICAS ENTRE LAS FUENTES DEL USGS E IGN CON RESPECTO A LA TOPOGRAFÍA REAL DEL ÁREA DEL ESTUDIO	87
CUADRO N°5.8 – PRINCIPALES DIFERENCIAS DEL USO DE SUELOS ENTRE LAS FUENTES DEL USGS E INRENA CON RESPECTO AL USO DE SUELO REAL DEL ÁREA DEL ESTUDIO.....	89
CUADRO N°5.9 – RESULTADOS DEL ANÁLISIS CON ESTADÍGRAFOS EN LA CUENCA DEL RÍO MANTARO – VELOCIDAD DEL VIENTO SUPERFICIAL A 10 M (M/S).....	94

INDICE DE FIGURAS

FIGURA 1.1 – MAPA DE LA UBICACIÓN ESPACIAL DE LA CUENCA DEL MANTARO. (FUENTE: IGP, 2005A)	15
FIGURA 1.2 – MAPA GEOMORFOLÓGICO DE LA CUENCA DEL RÍO MANTARO (FUENTE: IGP, 2005B).....	17
FIGURA 1.3 – MAPA DEL USO DE SUELOS (COBERTURA VEGETAL) DE LA CUENCA DEL RÍO MANTARO. (FUENTE: IGP, 2005B)	18
FIGURA 1.4 – DENSIDAD POBLACIONAL POR REGIONES. (FUENTES: IGP, 2005B, Y INEI, CENSO 1993).....	19
FIGURA 1.5 – CLIMATOLOGÍA DE LA CIRCULACIÓN ATMOSFÉRICA (PERIODO: 1971-2000) EN SUDAMÉRICA A NIVEL SUPERFICIAL (APROXIMADAMENTE 10 M): A) EN VERANO Y B) EN INVIERNO. (FUENTE: IGP, 2005A)	20
FIGURA 1.6 – MAPA DEL PROMEDIO MULTIANUAL DE LA PRECIPITACIÓN ACUMULADA EN LA CUENCA DEL RÍO MANTARO (FUENTE: IGP, 2005A)	22
FIGURA 1.7 – CLIMATOLOGÍA DE TEMPERATURA MÍNIMA DEL AIRE (PERÍODO: 1960-2002). (FUENTE: IGP, 2005A).....	23
FIGURA 1.8 – CLIMATOLOGÍA DE TEMPERATURA MÁXIMA DEL AIRE (PERÍODO: 1960-2002). (FUENTE: IGP, 2005A)	23
FIGURA 2.1 – CIRCULACIÓN ATMOSFÉRICA DE VERANO (IZQUIERDA) E INVIERNO (DERECHA) SOBRE SUDAMÉRICA EN SUPERFICIE. FLUJOS DE VIENTOS EN 850 hPa (M/S, FLECHAS), ZONA DE CONVERGENCIA INTERTROPICAL (LÍNEA ENTRECORTADA), PRESIÓN REDUCIDA A NIVEL MEDIO DEL MAR (hPa, LÍNEAS AZULES). FUENTE DE DATOS: REANÁLISIS NCEP 1980-2009. ELABORACIÓN: SENAMHI. (FUENTE: QUISPE N.D.).....	28
FIGURA 2.2 – INTERACCIÓN DE LOS CUATRO SISTEMAS DE VIENTOS ENCONTRADOS EN LA TOPOGRAFÍA DE MONTAÑA. (FUENTE: WHITEMAN, 2000)	30
FIGURA 2.3 – PERFILES DEL VIENTO Y DE LA TEMPERATURA EN FUNCIÓN DE LA ALTURA SOBRE LAS LADERAS DURANTE A) EL DÍA B) LA NOCHE. (FUENTE: WHITEMAN, 2000).....	31
FIGURA 2.4 – DIFERENCIA DE PRESIONES DESARROLLADO ENTRE UN VALLE Y UNA LLANURA ADYACENTE CUANDO LA ATMOSFERA SOBRE EL VALLE SE VUELVE FRÍA (DURANTE LA NOCHE) O CALIENTE (DURANTE EL DÍA). ESTA DIFERENCIA DE PRESIÓN PRODUCE EL SISTEMA DE VIENTOS A LO LARGO DEL VALLE. (FUENTE: WHITEMAN, 2000)	32
FIGURA 2.5 – PERTURBACIÓN OROGRÁFICA DE UN FLUJO. (FUENTE: BOUGEALT ET AL., 1990)	34
FIGURA 2.6 – (A) ONDA DE GRAVEDAD Y (B) ONDA DE GRAVEDAD A SOTAVENTO (WHITEMANN, 2000).	35
FIGURA 2.7 – ESQUEMA DE UNA ROTURA DE UNA ONDA DE MONTAÑA CON UN SALTO HIDRÁULICO Y UN ROTOR A SOTAVENTO (WHITEMANN, 2000).	36
FIGURA 2.8 – EFECTO VENTURI IDEAL. (FUENTE: COMET, 2008)	38
FIGURA 2.9 – DIAGRAMA DE FLUJO DEL SISTEMA DE MM5. (FUENTE: MAMD/NCAR, 2009).....	41
FIGURA 2.10 – ESQUEMA DE LA ESTRUCTURA VERTICAL (PARA 15 CAPAS-A) Y HORIZONTAL (GRILLA ARAKAWA B-B)	45
FIGURA 3.1 – UBICACIÓN ESPACIAL DE LAS ESTACIONES METEOROLÓGICAS.....	48
FIGURA 3.2 – ESTACIONES METEOROLÓGICAS DE LIRCAY (A) Y DE HUAYAO (B)	49
FIGURA 4.1 – ESQUEMA ESPACIAL DE LOS 3 DOMINIOS ANIDADOS EMPLEADOS EN EL MODELO.	56
FIGURA 5.1A – BOX PLOT DEL CICLO ANUAL EN LA ESTACIÓN DE LA OROYA. FUENTE DE DATOS: SENAMHI-HUANCAYO.	62
FUENTE DE DATOS: SENAMHI-HUANCAYO.	63
FIGURA 5.1B – CICLO DIURNO ESTACIONAL (PROMEDIOS Y MÁXIMOS) EN LA OROYA. FUENTE DE DATOS: SENAMHI-HUANCAYO.	64
FIGURA 5.1C – DIRECCIÓN DEL VIENTO DIURNO ESTACIONAL (ENTRE LOS AÑOS 2002-2008), A LAS 07 HL (A), A LAS 13 HL (B) Y A LAS 19 HL (C) EN LA OROYA. FUENTE DE DATOS: SENAMHI-HUANCAYO.	65
FIGURA 5.2A – BOX PLOT DEL CICLO ANUAL EN LA ESTACIÓN DE JAUJA. FUENTE DE DATOS: SENAMHI-HUANCAYO.	66
FIGURA 5.2B – CICLOS DIURNO ESTACIONAL (PROMEDIOS Y MÁXIMOS) EN JAUJA. FUENTE: FUENTE DE DATOS: SENAMHI-HUANCAYO.	68
FIGURA 5.2C – DIRECCIÓN DEL VIENTO DIURNO ESTACIONAL (ENTRE LOS AÑOS 2002-2008), A LAS 7 HL (A), A LAS 13 HL (B) Y A LAS 19 HL (C) EN JAUJA. FUENTE DE DATOS: SENAMHI-HUANCAYO	69
FIGURA 5.3A – BOX PLOT DEL CICLO ANUAL EN LA ESTACIÓN DE HUAYAO. FUENTE DE DATOS: IGP-HUANCAYO.....	71
FIGURA 5.3B – CICLO DIURNO ESTACIONAL (PROMEDIOS Y MÁXIMOS) EN HUAYAO. FUENTE DE DATOS: IGP-HUANCAYO.....	72
FIGURA 5.3C – DIRECCIÓN DEL VIENTO DIURNO ESTACIONAL (ENTRE LOS AÑOS 2003-20010), A LAS 7 HORAS (A), A LAS 13 HORAS (B) Y A LAS 19 HORAS (C), EN HUAYAO. FUENTE DE DATOS: IGP-HUANCAYO	74
FIGURA 5.4A – BOX PLOT DEL CICLO ANUAL EN LA ESTACIÓN DE LA OROYA. FUENTE DE DATOS: SENAMHI-HUANCAYO.	75
FIGURA 5.4B – CICLO DIURNO ESTACIONAL (PROMEDIOS Y MÁXIMOS) EN SALCABAMBA. FUENTE DE DATOS: SENAMHI-HUANCAYO	76
FIGURA 5.4C – DIRECCIÓN DEL VIENTO DIURNO ESTACIONAL (ENTRE LOS AÑOS 2002-2008), A LAS 7 HORAS (A), A LAS 13 HORAS (B) Y A LAS 19 HORAS (C) EN SALCABAMBA. FUENTE DE DATOS: SENAMHI-HUANCAYO.....	78
FIGURA 5.5A – BOX PLOT DEL CICLO ANUAL EN LA ESTACIÓN DE LIRCAY. FUENTE DE DATOS: SENAMHI-HUANCAYO.	79

FIGURA 5.5b – CICLO DIURNO ESTACIONAL (PROMEDIOS Y MÁXIMOS) EN LIRCAY. FUENTE DE DATOS: IGP-HUANCAYO	82
FIGURA 5.5c – DIRECCIÓN DEL VIENTO DIURNO ESTACIONAL (ENTRE LOS AÑOS 2002-2008), DE LAS 0-7 HORAS (A), DE LAS 8-12 HORAS (B), DE LAS 13-18 HORAS (C) Y DESDE LAS 19-23 HORAS, EN LIRCAY. FUENTE DE DATOS: IGP HUANCAYO.....	83
FIGURA 5.6 – MAPA SÍNTESIS DE LA DIRECCIÓN DEL VIENTO SUPERFICIAL PREDOMINANTE EN LA CUENCA DEL MANTARO. FUENTE: ELABORACIÓN PROPIA A PARTIR DE DATOS IGP Y SENAMHI – HUANCAYO.....	85
FIGURA 5.7 – COMPARACIÓN DE TOPOGRAFÍA DE LA CUENCA DEL RIO MANTARO (3DOMINIO) SEGÚN B) USGS (GTOPO30) Y EL C) MAPA GENERADO (IGN) CON EL (A) REAL OBTENIDO DE IGP (2005A). VALLE DEL MANTARO (CIRCULO AZUL).....	88
FIGURA 5.8 – COMPARACIÓN DE LOS MAPAS DE USO DE SUELOS DE LA CUENCA DEL RIO MANTARO (3DOMINIO) SEGÚN B) USGS Y EL C) MAPA GENERADO (INRENA) CON EL (A) REAL OBTENIDO DE IGP (2005A)	90
FIGURA 5.9 – EVOLUCIÓN DEL RMSE (LÍNEAS AZULES) Y EL BIAS (LÍNEAS ROJAS) PARA LA TEMPERATURA (° C) A 2M CON LAS BASES DE DATOS DEL GTOPO 30 (A-LÍNEAS CONTINUAS) Y EL IGN (B-LÍNEAS DISCONTINUAS)- ESTACIÓN DE LIRCAY.....	91
FIGURA 5.10 – EVOLUCIÓN DEL RMSE (LÍNEAS AZULES) Y EL BIAS (LÍNEAS ROJAS) PARA LA VELOCIDAD DEL VIENTO SUPERFICIAL (M/S) CON LAS BASES DE DATOS DEL GTOPO 30 (LÍNEAS CONTINUAS) Y EL IGN (LÍNEAS DISCONTINUAS) - ESTACIÓN DE LIRCAY.	92
FIGURA 5.11 – EVOLUCIÓN DEL RMSE (LÍNEAS VERDES) Y EL BIAS (LÍNEAS NARANJAS) PARA LA TEMPERATURA (° C) A 2M CON DATOS DEL USGS (A-LÍNEAS CONTINUAS) Y EL INRENA (B-LÍNEAS DISCONTINUAS) - ESTACIÓN DE LIRCAY.....	92
FIGURA 5.12 – EVOLUCIÓN DEL RMSE (LÍNEAS VERDES) Y EL BIAS (LÍNEAS NARANJAS) PARA LA VELOCIDAD DEL VIENTO SUPERFICIAL (M/S) CON DATOS DEL USGS (LÍNEAS CONTINUAS) Y EL INRENA (LÍNEAS DISCONTINUAS) - ESTACIÓN DE LIRCAY.	93
FIGURA 5.13 – COMPARACIÓN DE LOS MAPAS DE DIRECCIÓN DEL VIENTO PREDOMINANTE (OBTENIDO DE LOS DATOS OBSERVADOS) VERSUS VIENTO PROMEDIO DEL MODELO MM5 (EN FEBRERO A LAS 13HL).....	95
FIGURA 5.14 – DIRECCIÓN DEL VIENTO (EN GRADOS SEXAGESIMALES) ROSAS SIMULADAS (LADO DERECHO) Y OBSERVADAS (LADO IZQUIERDO).....	97
FIGURA 5.15 –CAMPO DE VIENTO PROMEDIO CIRCUNDANTE A LAS ESTACIONES DE (A)LA OROYA, (B) JAUJA Y (C) LIRCAY A LAS 7 HL Y CÍRCULO ROJO DIRECCIÓN DEL VIENTO CARACTERÍSTICO DE LA HORA (LADO DERECHO) Y ROSA OBSERVADA MENSUAL OBSERVADA (LADO IZQUIERDO). DATOS: FEBRERO 2007.....	98
FIGURA 5.16 –PROMEDIO DEL CAMPO DE PRESIONES EN HPA (CONTORNOS), DE VIENTOS EN M/S (VECTOR) Y TEMPERATURA EN °C (SOMBREADO) A NIVEL SIGMA 1, PARA LA CRM, EN LOS MESES DE FEBRERO (VERANO) (A) Y JULIO (INVIERNO) (B) DEL 2007, SALIDA DEL MODELO MM5 (3x3KM).....	101
FIGURA 5.17 – PROMEDIO DE LA ANOMALÍA DE PRESIÓN LAS 18Z, PARA LA CRM EN EN LOS MESES DE FEBRERO (VERANO) (A) Y JULIO (INVIERNO) (B) DEL 2007, SALIDA DEL MODELO MM5 (3x3KM).	102
FIGURA 5.18 – PATRÓN DE LA CIRCULACIÓN A NIVEL SUPERFICIAL (FECHAS ROJAS), TOPOGRAFÍA EN M (SOMBREADO), PROMEDIO DE VIENTOS (LÍNEAS DE CORRIENTE) A NIVEL SIGMA 1, PARA LA CRM EN VERANO-FEB (A) E INVIERNO-JUL (B), SALIDA DEL MODELO MM5 (3x3KM).	104
FIGURA 5.19 – PROMEDIO DEL CAMPO DE PRESIONES EN HPA (CONTORNOS), CAMPO DE VIENTOS EN M/S (VECTOR) Y TEMPERATURA EN °C (SOMBREADO) EN EL PRIMER NIVEL SIGMA PARA EL VERANO E INVIERNO, 07 HL VERANO (A) INVIERNO (B), 13 HL VERANO (C) INVIERNO (D), 19 HL VERANO (E) INVIERNO (F).	106
FIGURA 5.20 – CORTE VERTICAL DE LOS VIENTOS, TEMPERATURA Y RELACIÓN DE MEZCLA A LAS 00 UTC DEL DÍA 19 DE FEBRERO DEL 2007.	107
FIGURA 8.1 –PROMEDIO DEL CAMPO DE PRESIONES EN HPA (CONTORNOS), DE VIENTOS EN M/S (VECTOR) Y TEMPERATURA EN °C (SOMBREADO) A NIVEL SIGMA 1, EN LA CRM EN VERANO, SALIDA DEL MODELO MM5 (3x3KM).	127
FIGURA 8.2 –PROMEDIO DEL CAMPO DE PRESIONES EN HPA (CONTORNOS), DE VIENTOS EN M/S (VECTOR) Y TEMPERATURA EN °C (SOMBREADO) A NIVEL SIGMA 1, EN LA CRM EN INVIERNO, SALIDA DEL MODELO MM5 (3x3KM).	129

INDICE DE ACRÓNIMOS

CDAS: CLIMATE DATA ASSIMILATION SYSTEM

HL: HORA LOCAL

IGP: INSTITUTO GEOFÍSICO DEL PERÚ

INRENA: INSTITUTO NACIONAL DE RECURSOS NATURALES

IGN: INSTITUTO GEOGRAFICO NACIONAL

MM5: MESOSCALE MODEL VERSIÓN 5

NCEP: NACIONAL CENTERS FOR ENVIRONMENTAL PREDICTION (CENTRO NACIONAL DE PREDICCIÓN AMBIENTAL)

NCAR: NACIONAL CENTER FOR ATMOSPHERIC RESEARCH (CENTRO NACIONAL DE INVESTIGACIONES DE LA ATMÓSFERA).

SENAMHI: SERVICIO NACIONAL DE METEOROLOGÍA E HIDROLOGÍA DEL PERÚ

USGS: UNITED STATES GEOLOGICAL SURVEY

CRM: CUENCA DEL RIO DEL MANTARO

1 INTRODUCCIÓN

1.1 Justificación

La cuenca del Mantaro fue escogida como zona de estudio de la tesis porque es de suma importancia dentro del desarrollo de la actividad económica nacional; en ella se ubican las grandes obras en ingeniería (Central Hidroeléctrica Santiago Antúnez de Mayolo), y en agricultura es uno de los principales productores de cultivos de panllevar, los cuales abastecen a importantes departamentos como el de Lima. Estas dos grandes actividades están sujetas al periodo de duración de las lluvias que progresivamente están disminuyendo (retraso del inicio y adelanto del termino de lluvias) y que en el futuro afectarían grandemente a las producciones de estas actividades.

Además la cuenca del Mantaro ha sido considerada por el Centro Tyndall de Gran Bretaña¹ como una zona altamente vulnerable a los efectos de cambio climático. Sin dejar de mencionar, que parte de la cuenca es afectada por la contaminación atmosférica generada principalmente por las empresas minero metalúrgicos.

Es por ello, que el presente trabajo de tesis servirá como plataforma base para futuros proyectos o estudios que planteen soluciones de los mencionados problemas de la siguiente manera:

- Para el problema de lluvias: El modelo adaptado (para la zona de estudio) al estar validado (la circulación) tendría resultados más creíbles de lluvias ya que esta variable depende directamente del viento y la humedad.
- Para el cambio climático: Con los resultados de las características de la circulación del viento serviría para entender el sistema y con ello claro se podría realizar futuras

¹ Risk Levels Indicators, Tyndall Centre, UK, N. Brooks y N.Adger, 2003

simulaciones de mayores períodos de modo que se estudiaría problemas posibles escenarios de calentamiento global en la zona de estudio.

- Para contaminación del aire: Con los resultados de las características de la circulación del viento serviría para futuros proyectos de simulación de contaminantes, debido a que se utilizarían como datos de entrada a modelos de dispersión, los cuales identificarían las áreas afectadas por los focos contaminantes.

1.2 Antecedentes

La simulación atmosférica en el Perú no es un tema nuevo, en IGP se viene ejecutando el modelo MM5 desde el año 1998 y SENAMHI el modelo ETA desde el año 2000. Sin embargo estas simulaciones, en la mayoría de los casos, son a escala regional que requieren como datos iniciales información proveniente de modelos globales y no representan correctamente áreas de gran variabilidad topográfica como es la cuenca del río Mantaro.

En otros países en cambio, la modelación atmosférica a pequeña escala está más desarrollada, es así que se tomó como antecedentes publicaciones de autores de diversos países, que se describen a continuación:

- **Case Study of a Coastal Jet at Spitsbergen—Comparison of SAR- and Model-Estimated Wind.** Sandvik y Furevik (2002) estudiaron los flujos canalizados que se producen a través del estrecho de Hinlopen el 14 de agosto de 1996, bajo regímenes provenientes del sur. En su estudio utilizaron imágenes del radar de apertura sintética (SAR), que muestra los vientos de superficie, y simulaciones del modelo MM5 de alta resolución. Mostrando que los resultados de las simulaciones identificaban los patrones de flujo (estancamiento del viento aguas arriba, la división del flujo y el chorro aguas abajo), siendo confirmados por los vientos estimados del SAR.
- **Simulación numérica de la circulación atmosférica local en el valle de México.** Zitácuaro y Caetano (2004) realizaron simulaciones numéricas de los campos de viento con el modelo MM5 para el valle de México, para ello se implementó un sistema de asimilación de datos

dentro de los modelos, siendo los resultados comparados con los observados durante el experimento CAM-MIT (Comisión Ambiental Metropolitana del Gobierno del Distrito Federal, México - Massachusetts Institute of Technology); mostrando mejorías significativas en la construcción de campos de viento sobre el área del Valle de México y sus alrededores.

- **Validación de un modelo de predicción Meteorológica en terreno complejo: Caracterización de procesos.** Pérez, Palau, Millán y Ciais (n.d.) realizaron la validación tanto operacional como científica de la simulación meteorológica llevada a cabo mediante el modelo de mesoescala RAMS (Regional Atmospheric Modeling System) en la región de Valencia bajo condiciones de verano.

La simulación tuvo como objeto reproducir las condiciones de transporte de dos días seleccionados como representativos de la campaña intensiva de medidas de dos semanas del verano de 2001 que se llevó a cabo en esta área, en el marco del Proyecto Europeo RECAB (Regional Assessment and Modelling of the Carbon Balance in Europe), obteniéndose que la validación tanto Operacional como Científica indican un buen comportamiento de este modelo en términos estadísticos y en términos de realismo y consistencia de los procesos meteorológicos simulados.

- **Acoplamiento de la atmósfera libre con el campo de vientos locales en una región tropical de topografía compleja. Caso de estudio: valle de Aburrá, Antioquia, Colombia.** Correa, Zuluaga, Palacio, Pérez y Jiménez (2008) utilizaron la información proveniente de estaciones meteorológicas, globos libres y globos cautivos instrumentados dentro y fuera del Valle de Aburrá, Antioquia – Colombia, para analizar la interacción y el acoplamiento de los vientos en la atmósfera libre con patrones de circulación al interior del valle el día 24 de febrero de 2007.

Los resultados obtenidos durante la campaña de medición sugieren que la canalización del viento inducida por presión y el transporte descendente de momento pueden actuar en ciertas ocasiones como mecanismos responsables de la circulación al interior de este valle.

1.3 Objetivos

1.3.1 Objetivo general

El objetivo principal del presente estudio es la caracterización temporal y espacial del viento en la cuenca del río Mantaro usando el modelo atmosférico de meso escala MM5.

1.3.2 Objetivos específicos

Los objetivos específicos son los siguientes:

- a) Analizar los datos de vientos registrados en las estaciones meteorológicas que se ubican en la cuenca del río Mantaro para el período 2002-2008.
- b) Realizar simulaciones del viento con el modelo atmosférico de meso escala MM5, utilizando 3 dominios anidados con resoluciones de 27 km, 9 km y 3 km, previa implementación de la topografía y el uso de suelo en el dominio de alta resolución (3 km) para la cuenca del río del Mantaro.
- c) Validar las simulaciones del modelo con datos de vientos observados, a fin de establecer el grado de confiabilidad del modelo.

1.3.3 Hipótesis

El modelo MM5 es capaz de simular de manera adecuada la circulación local a lo largo de toda la cuenca del río Mantaro.

1.4 Cuenca del río Mantaro: fisiografía y climatología

1.4.1 Ubicación

La Cuenca del río Mantaro ubicada en los Andes centrales de Perú, entre los paralelos 10°34'30" y 13°35'30" de latitud sur, cuenta con área de 34 550.08 Km².

Política y administrativamente, la cuenca abarca parcialmente territorios de las regiones Junín, Pasco, Huancavelica y Ayacucho (figura 1.2), y limita al norte con otros territorios de la región Pasco, al este con otros territorios de las regiones Pasco, Junín y Ayacucho, al sur con otros territorios de las regiones Ayacucho y Huancavelica, y al Oeste con otros territorios de la región

Huancavelica y con la región Lima, Esta cuenta con 23 subcuencas definidas en la Cuadro 1. (IGP. Vol. II)

La gran variabilidad espacial de la topográfica de la cuenca se debe a su ubicación geográfica asociada con la cordillera de los Andes con un rango de altitudes que va aproximadamente desde los 500 hasta altitudes de 5,000 msnm.

Cuadro N°1.1 – Áreas de las Subcuencas

N°	Subcuenca	Área en Km ²
1	Atoc Huarco	307.102
2	chinchaycocha	1 692.579
3	Colorado	261.838
4	Conocancha	714.027
5	Huari	493.448
6	Pachacayo	821.771
7	Quisualcancha	335.271
8	Santa Ana	600.191
9	San Juan	924.281
10	Yauli	688.460
11	Achamayo	305.052
12	Cunas	1701.648
13	Shullcas	180.978
14	Yacus	367.677
15	Huanchuy	705.787
16	Huarpa	6813.838
17	Ichu	1381.941
18	Paraíso	392.312
19	Pariahuanca	988.785
20	San Fernando	1205.173
21	Upamaya	265.049
22	Vilca Moya	3048.927
23	Vizcatán	539.100
	microcuencas	9813.797

Fuente de datos: IGP a.

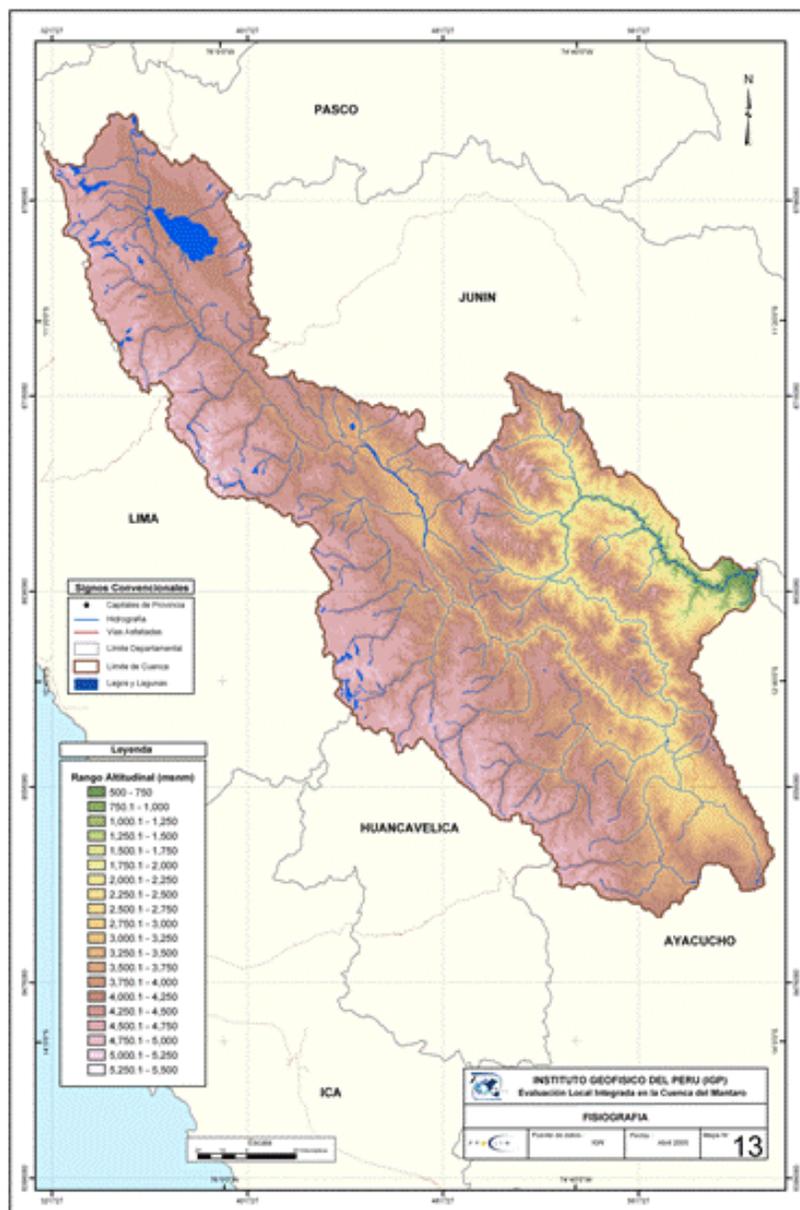


Figura 1.1 – Mapa de la ubicación espacial de la cuenca del Mantaro. (Fuente: IGP, 2005a)

1.4.2 Geomorfología

La morfología de la cuenca del río Mantaro tiene como principales unidades geomorfológicas a la Cordillera Occidental, Cordillera Oriental, Superficie Puna, Depresiones, y zona de valles interandinos (figura 1.3).

Estas describen con mayor detalle a continuación (IGP Vol. II):

- Depresión laguna Junín o Chinchaycocha, ubicada entre las Cordilleras Occidental y Oriental.
- Altas Cumbres Occidentales, corresponde a la parte más alta de la Cordillera Occidental. y alcanzan altitudes que varían entre los 4.800 a 5.400 msnm.
- Contrafuertes orientales de la Cordillera Occidental, ubicada en las inmediaciones de Ayacucho (13° 9' 30S, 74° 13' 26W), la cual presenta una morfología abrupta con picos que sobrepasan los 4.200 msnm y las geoformas glaciares.
- Altas Mesetas Occidentales: Se observan al suroeste de Concepción (11° 55' 0S, 75° 16' 60W), que se encuentra entre los 3,800 a 4,400 msnm. Se caracteriza por que prevalecen los restos de la Superficie Puna.
- Depresión de Jauja: es la continuación de la depresión que viene desde de Huancayo.
- Cordillera Oriental: es un sistema montañoso de cumbres nevadas que sobrepasan los 5.500 msnm (Nevados Huaytapallana y Marairazo) al Este de Concepción.
- Zona de Altas Mesetas Centrales (Superficie Puna): que en su extremo norte consiste una superficie pobremente desarrollada. En la parte media (Huancayo), conforma un conjunto de colinas de cimas truncadas por erosión entre los 4.000 y 4.400 msnm.
- Depresión de Huancayo: es alargada en dirección NW-SE, abarca la ciudad de Huancayo y sus alrededores hasta Jauja por el Norte, tiene una longitud aproximada de 70 km con un ancho variable entre 3 y 15 km.
- El río Mantaro atraviesa esta depresión siguiendo su eje.
- Depresión Ingahuasi: esta unidad representa una extensa planicie rodeada de cerros que forman parte de las Altas Mesetas. Tiene 35 km de largo y un ancho que varía entre 1.5 a 8 km tiene una notable horizontalidad desarrollada entre los 3,800 y 3,900 m de altitud (Mégard, 1968).

- Depresión de Huanta: se caracteriza por una morfología muy suave, con colinas no muy pronunciadas. Tiene un ancho promedio de 7 km y una longitud de más de 30 km. Tiene altitudes que varían entre los 2.200 y 2.700 m.
- Valles del sistema de drenaje del Mantaro: incluye la zona de valles interandinos que conforman la Cuenca del río Mantaro. Se desarrollan entre las altitudes de 2,800 a 900 msnm. Cruza toda la zona de la Cuenca en dirección NW-SE.

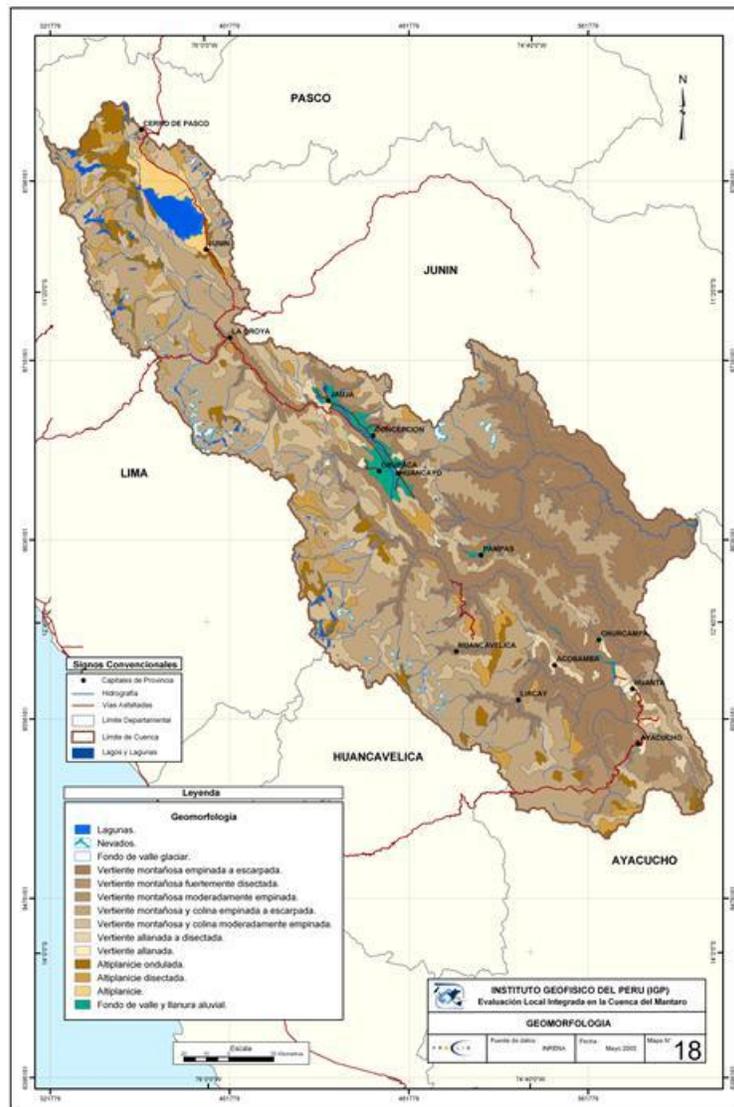


Figura 1.2 – Mapa geomorfológico de la cuenca del río Mantaro (Fuente: IGP, 2005b)

1.4.3 Usos del suelo y características socio-económicas

El uso del suelo en la cuenca es altamente variable, pero se distinguen 3 categorías principalmente: tundra que cubre los andes occidentales y orientales, el pajonal alto-andino que abarca la zona norte y parte de la zona Sur de la cuenca y el de Actividad agropecuaria en la zona central de la cuenca (valle del Mantaro).

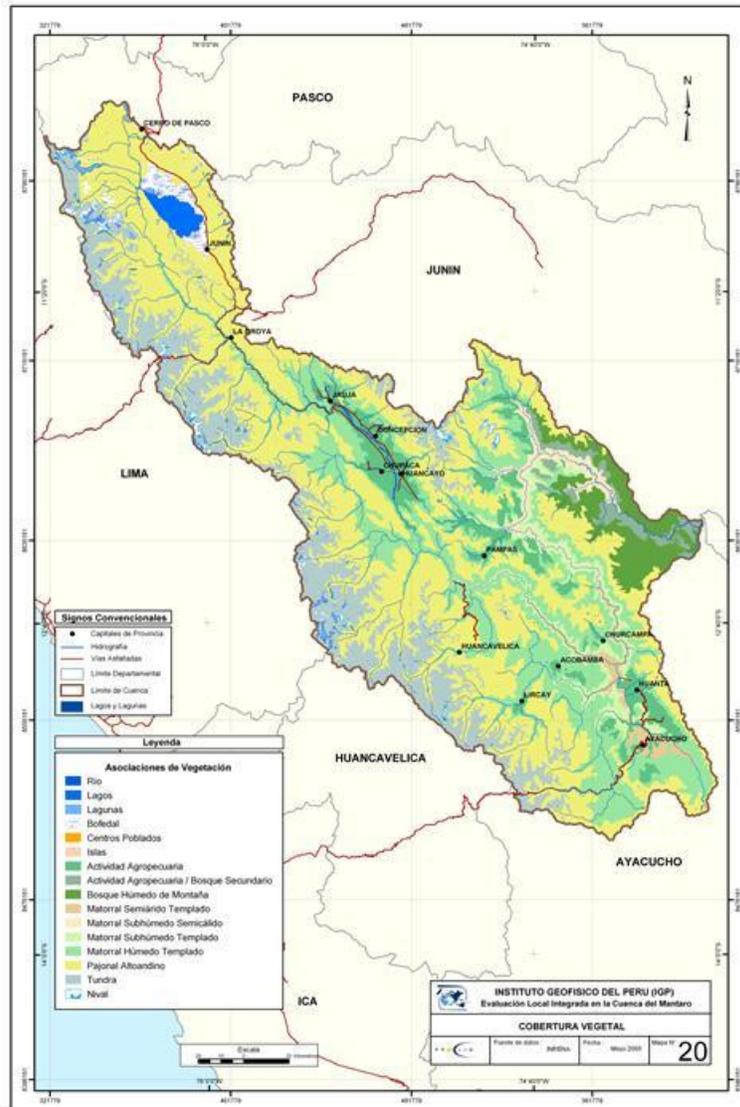


Figura 1.3 – Mapa del uso de suelos (cobertura vegetal) de la cuenca del río Mantaro. (Fuente: IGP, 2005b)

Las principales características socioeconómicas de la cuenca son: las actividades agropecuarias y agrícolas, siendo esta última la más importante con una PEAO (población económicamente activa ocupada) del 54.6% de una muestra de 339 065 Habitantes (Fuente: INEI 2003).

La cuenca actualmente tiene una población aproximada de más de 700 000 habitantes, siendo el departamento de Junín el de mayor densidad poblacional con 25 hab/Km², seguido por el departamento de Huancavelica con 18 hab/Km². (figura 1.5)

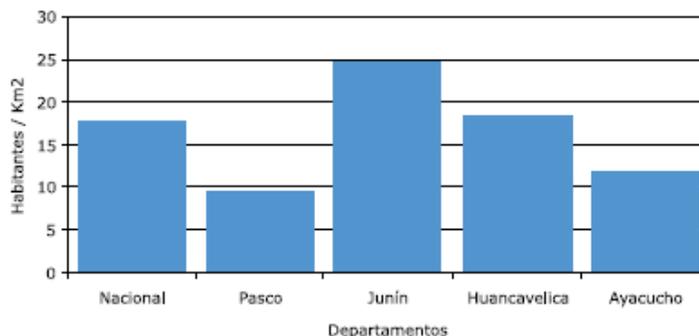


Figura 1.4 – Densidad poblacional por regiones. (Fuentes: IGP, 2005b, y INEI, Censo 1993)

1.4.4 Climatología

En el IGP (2005), se presentó la climatología de la circulación atmosférica en Sudamérica a nivel superficial (periodo 1971- 2000) para las estaciones de verano e invierno.

Mostrando que el verano (Figura 1.5a), se caracteriza por presentar temperaturas en promedio entre 24°C y 27°C, en las zonas bajas del continente hasta los 30°S, estableciéndose un núcleo de máximas temperaturas, y por ende un centro de bajas presiones conocido como Baja de Chaco (BC), que se ubica entre el noroeste de Argentina y Paraguay (alrededor de 62°O y 24°S). Este centro de bajas presiones favorece la inestabilidad atmosférica y el desarrollo de convección y lluvias en la región, particularmente, en la zona de ceja de selva. También, genera perturbaciones y lluvias en los Andes centrales y sur, incluyendo el Altiplano peruano-boliviano. Otros sistemas atmosféricos importantes, que afectan al continente en este nivel, son los centros casi permanentes de alta presión subtropical: el Anticiclón del Pacífico Sur oriental (APS) y el Anticiclón del Atlántico Sur (AAS), que generan una constante circulación desde la

zona subtropical hacia la zona ecuatorial, conocida como vientos alisios, y la Zona de Convergencia Intertropical (ZCIT), donde confluyen los vientos alisios del hemisferio norte y del sur, cuya contribución más importante está en el desarrollo de lluvias en el sector norte del continente (incluyendo el norte del Perú). Para el verano, la intensidad promedio del APS está entre 1020 hPa y 1023 hPa, y su centro se ubica aproximadamente entre los 20° y 40° S y los 80° y 120° O. El AAS presenta una intensidad promedio similar, ubicado entre los 27 y 33° S y entre los 10° O y 3° E, en tanto que la ZCIT se ubica sobre el océano Pacífico entre los 5° y 7° N y en el Atlántico entre 0 y 3° N.

En invierno (Figura 1.5b) las temperaturas del aire disminuyen significativamente en el centro y sur de Sudamérica, se fortalecen los sistemas de alta presión subtropicales APS y AAS (con intensidades en promedio de 1023 hPa y 1024 hPa, respectivamente) desplazándose más al norte y cerca al continente (centros ubicados en 20°S-35°S/78°O-112°O y 27°S-32°S/20°O-10°E respectivamente) junto con la ZCIT (que ocupa su posición norte más extrema, alrededor de 10°N en el Pacífico y 5°N en el Atlántico aproximadamente), en tanto que al centro y sur del continente, incluyendo el territorio peruano, se observan altas presiones y alta estabilidad atmosférica.

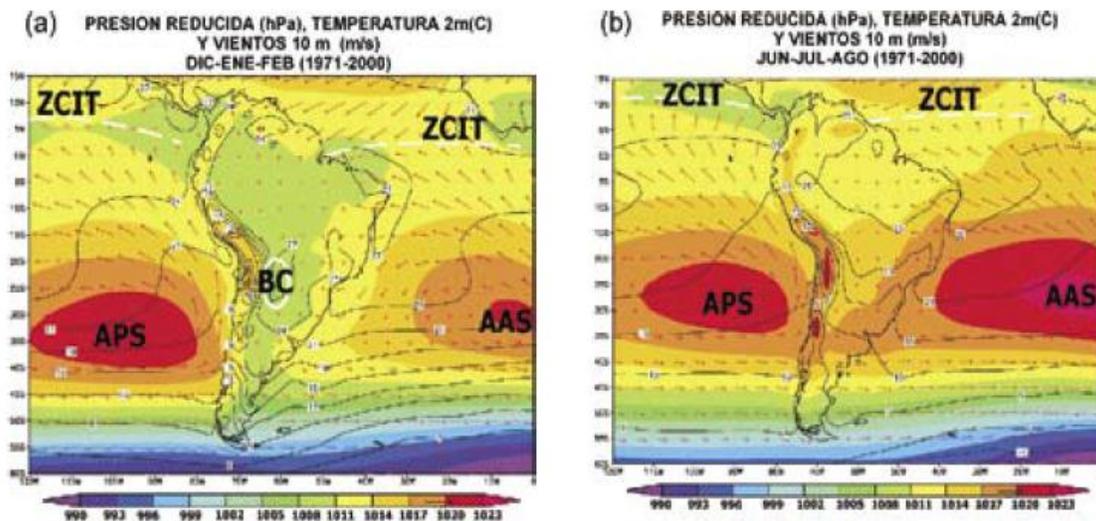


Figura 1.5 – Climatología de la circulación atmosférica (periodo: 1971-2000) en Sudamérica a nivel superficial (aproximadamente 10 m): a) en verano y b) en invierno. (Fuente: IGP, 2005a)

1.4.5 Precipitación

La precipitación en la cuenca se inicia en el mes de julio y se incrementan gradualmente en los meses de agosto y setiembre, haciéndose más significativas a partir de octubre hasta alcanzar valores máximos en febrero, mientras los valores mínimos se registran en el mes de junio.

A nivel espacial el promedio histórico de la suma anual de la precipitación presenta (figura 1.6) en los sectores occidental, norte (partes altas de las subcuencas de San Juan, Colorado, Conocancha y Santa Ana) y sur (parte alta de la subcuenca del Huarpa) precipitaciones con valores que superan ligeramente los 1 000 mm/año.

En la zona centro-occidental de la cuenca (parte alta de las subcuencas de Yauli, Pachacayo, Cunas y Vilca-Moya), las precipitaciones son ligeramente inferiores, del orden de 700-800 mm/año. A medida que se desciende hacia el valle, las precipitaciones disminuyen, observándose tres núcleos importantes de mínimas precipitaciones, un núcleo bastante amplio (con precipitaciones de 700 mm/año) que se extiende desde el lago Junín, en la provincia de Pasco hacia el sureste, hasta la provincia de Jauja donde la precipitación anual es inferior a 650 mm/año. Otro núcleo importante, con precipitaciones inferiores a 600 mm/año, se extiende desde la provincia de Tayacaja hasta la provincia de Angaraes en el departamento de Huancavelica.

Sobre la subcuenca del Upamayu, en el distrito de Pampas (provincia de Tayacaja) y la provincia de Huanta, las precipitaciones alcanzan solo los 550 mm/año. En el extremo más oriental de la cuenca, en la selva de los departamentos de Junín y Huancavelica), la suma anual de la precipitación llega hasta los 1 600 mm/año. (IGP, 2005a).

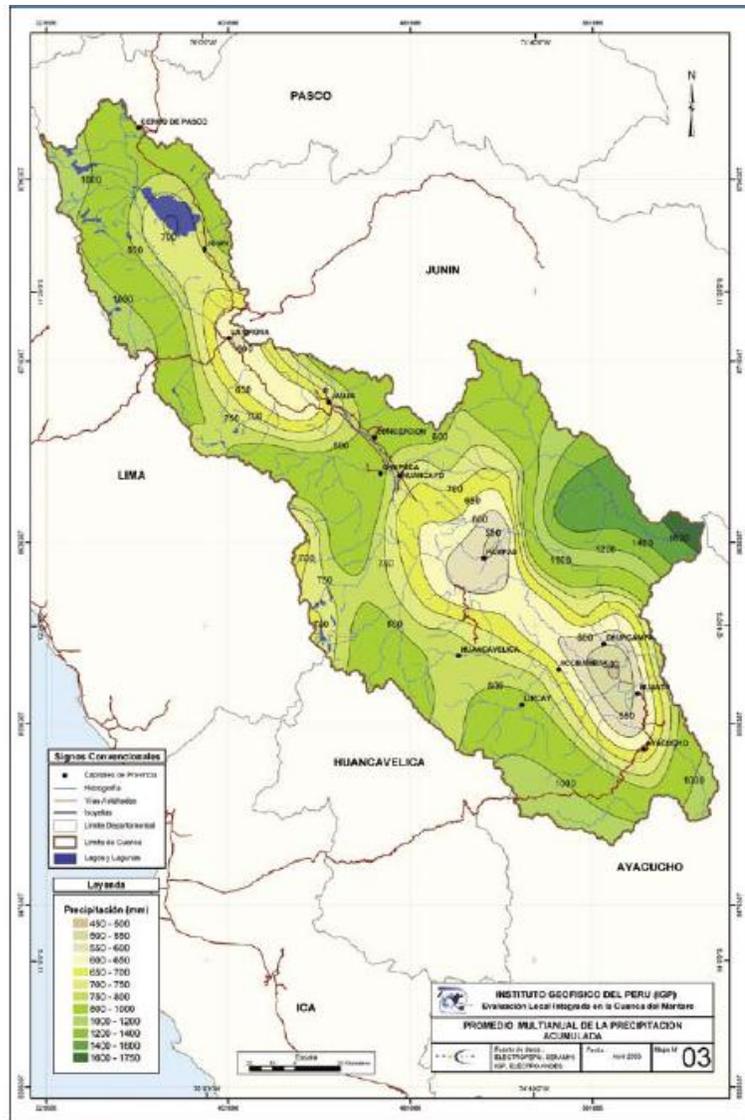


Figura 1.6 – Mapa del Promedio multianual de la precipitación acumulada en la cuenca del río Mantaro (Fuente: IGP, 2005a)

1.4.6 Temperatura

La climatología de la temperatura mínima del aire (figura 1.7) tiene un ciclo anual bien definido, principalmente en las zonas con mayor altitud. En toda la cuenca, los mínimos valores se registran en los meses de junio y julio, y los máximos en los meses de enero a marzo. Según la distribución espacial del promedio multianual de la temperatura mínima del aire, muestran que las temperaturas más bajas se presentan en el extremo occidental de la cuenca, con valores alrededor de los -2°C , llegando en algunas partes hasta -4°C . En el extremo Nor-oriental de la cuenca, alrededor del lago Junín, se encuentran entre -2°C y 0°C . La zona del

valle del Mantaro (al sur de Jauja, concepción, Chupaca y Huancayo) alrededor de 4°C. En el extremo sur de la cuenca (Ayacucho y Huanta) llegan hasta los 8°C y en el extremo más oriental de la cuenca, hacia la desembocadura del río Mantaro, el promedio anual de la temperatura mínima llega a tener valores de hasta 16°C.

En cambio el promedio multianual de la temperatura máxima del aire (figura 1.8) muestra que en el extremo occidental, así como en las partes altas del extremo oriental de la cuenca, el promedio anual de la temperatura máxima del aire esta alrededor de 12°C. A medida que se desciende de la montaña hacia el valle del Mantaro va aumentando, presentando valores entre 16°C y 18°C. En la zona sur-oriental de la cuenca, en las partes más bajas, las temperaturas máximas alcanzan valores de hasta 22°C, y en la parte oriental de la cuenca hacia la desembocadura del río Mantaro, éstas llegan hasta 28°C.

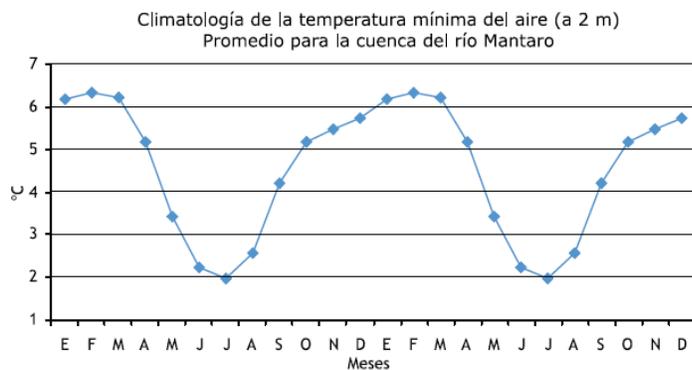
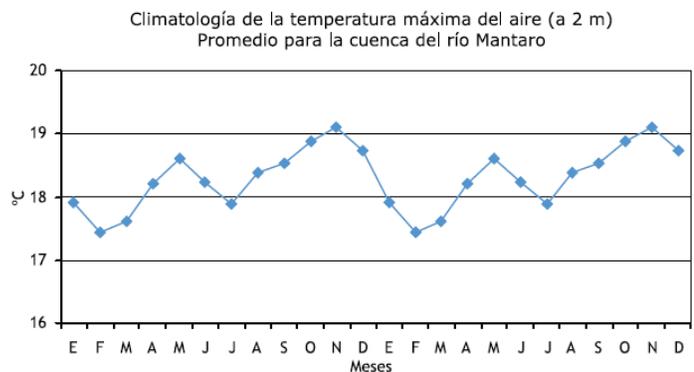


Figura 1.7 – Climatología de temperatura mínima del aire (período: 1960-2002).
(Fuente: IGP, 2005a)

Figura 1.8 – Climatología de temperatura máxima del aire (período: 1960-2002).
(Fuente: IGP, 2005a)



2 FUNDAMENTOS

2.1 Circulación general

La circulación general de la atmósfera generalmente considera incluir todos los movimientos que caracteriza al flujo atmosférico de escala global. Específicamente, el estudio de la circulación general es el promedio temporal de los campos de viento, temperatura, humedad, precipitación y otras variables meteorológicas. Por lo tanto se puede considerar que la circulación general consiste en el promedio del flujo durante un período suficientemente largo para eliminar las variaciones aleatorias asociadas a sistemas meteorológicos locales, pero lo suficientemente corto como para conservar las variaciones mensuales y estacionales. (Holton, 2004).

La circulación general de la atmósfera es una respuesta del sistema atmosférico no uniforme de radiación solar que recibe la superficie terrestre. La energía solar es convertida a energía cinética, representada por los vientos alisios convergentes en la región ecuatorial; conforme el aire ascendente transporta calor y humedad a los niveles superiores, la energía cinética se transforma en energía potencial, representada por los conglomerados de cumulo nimbos, asociados a la zona intertropical de convergencia. Posteriormente, inmerso en los contralisios se presenta un transporte de calor, energía y masa, en forma de perturbaciones de menor escala, tales como las tormentas tropicales y huracanes; de tal manera que el exceso de calor, masa y energía observado en los trópicos es redistribuido en latitudes medias y altas, tendiendo a un balance en todo el sistema. En escala planetaria, las características de la atmósfera varían marcadamente de estación a estación y para distintas regiones en la tierra.

2.2 Circulación sinóptica Climatológica en Sudamérica

La circulación en América del Sur y sus océanos adyacentes, está gobernado por los siguientes sistemas atmosféricos:

2.2.1 Anticiclón del Pacífico Sur (APS)

Es un centro de alta presión semipermanente localizado sobre la cuenca sur oriental del océano Pacífico Sur (APSO); su masa de aire marítimo tropical y su posición es semifija, con lentos desplazamientos estacionales. El núcleo en la época de invierno se localiza en 25°S y 100°W aproximadamente, su periferia bordea la costa chilena y peruana desde los 40° hasta los 10° a 5° S desviándose gradualmente hacia el oeste. Durante los meses de verano migra hacia el sur y hacia el oeste alcanzando frecuentemente el paralelo 60°S.

La intensificación del APSO ocasiona el incremento de la subsidencia y estabilidad atmosférica en la tropósfera baja, acentuada inversión térmica, persistente divergencia y en consecuencia aumento en la intensidad de los vientos alisios; y el debilitamiento (desplazamiento hacia el Oeste/Suroeste) produce la tendencia a aumentar la temperatura superficial del mar, permitiendo el ingreso de oleajes de fuerte intensidad que pudieran generarse en el océano Pacífico Norte, “transvase” de humedad desde la cuenca amazónica y generación de nubosidad media y alta hacia a costa del Pacífico con lluvias aisladas. La persistencia en el debilitamiento del APSO está relacionada con el advenimiento del “Fenómeno El Niño”. (Otiniano 2001)

2.2.2 Anticiclón del Atlántico Sur (AAS)

Su acción es muy similar al APSO, su ubicación y penetración hacia el continente regula el límite de la baja presión continental y las trayectorias de las depresiones que cruzan los Andes chilenos (Figura 2.1). La interacción de la cuña anticiclónica sobre la baja presión superficial del norte argentino/paraguayo (“Baja del Chaco”) ocasiona el ahondamiento (decrecimiento bórico) y la intensificación de los movimientos ascendentes sobre territorio boliviano y divergencia por “escape” del flujo en el “techo” de la tropósfera (“Alta de Bolivia”). La “Baja del Chaco” y “Alta de Bolivia” es un sistema termodinámico acoplado. El elongamiento de la cuña anticiclónica sobre el continente extendido hacia el sector oriental del Perú ocasiona el transporte de humedad desde el océano Atlántico y de la cuenca amazónica, que al interactuar con la Zona de Convergencia Intertropical (ZCIT), el ahondamiento de la “Baja del Chaco” y la intensificación “Alta de Bolivia” ocasiona la formación generalizada de nubosidad convectiva y

lluvias asociadas a tormentas eléctricas sobre la selva y sierra del Perú. Este escenario se presenta principalmente y con mayor frecuencia durante el verano. (Otiniano, 2001)

2.2.3 Anticiclón migratorio

Sistema dinámico con presiones predominantemente altas, de estructura térmica fría, con vientos divergentes que circulan en sentido opuesto a las agujas del reloj (opuesto a una baja presión o ciclón), distinto a los estables y estacionarios anticiclones o centros de alta presión cálidos. Se forman en el invierno austral durante episodios particulares en La Patagonia, al sur de Sudamérica, cuando sobre el continente sudamericano predominan anticiclones que apoyan el avance de masas de aire frío y seco hacia latitudes de 30° sur. Constituyendo la situación previa para la formación de un anticiclón migratorio, la existencia de un anticiclón frío y la presencia de grandes centros de baja presión sobre el océano Atlántico y al norte de las islas Malvinas; coexistiendo simultáneamente un gran sistema de alta presión al sur del océano Pacífico y frente a la costa sur de Chile. Asociándose además la presencia de una vaguada y cuña de alta presión en altos niveles de la atmósfera al sur de Chile y este Brasileño respectivamente, que favorecen el encauzamiento de aire frío hacia el ecuador, tal como una corriente de aire hacia el ecuador canalizada entre la meseta Brasileña y los andes, además de una vaguada en la troposfera media al este de las montañas y el respectivo anticiclón de núcleo frío en bajos niveles cerca de la región fría: configurándose así el Anticiclón migratorio en los posteriores días, cuando la cuña empuja al sistema de baja presión y desprende a dicha Alta migratoria, generando un área de escasa nubosidad sobre la llanura Argentina y su correspondiente desplazamiento hacia el norte del continente generando en su trayectoria intensos descensos de temperaturas también conocidos como “Friajes”. (Senamhi n.d.)

2.2.4 Anticiclón Continental sobre Argentina

El Anticiclón Continental generalmente se localiza sobre la zona central de la Argentina que se forma debido a la incursión del APSO sobre la cordillera chilena. Este sistema frecuentemente y durante el invierno alcanza valores en su núcleo entre 1030 a 1036 hpa., y en otros casos extremos hasta 1044 hpa.

2.2.5 Baja continental subtropical o baja del chaco

Superficie inestable de baja presión sobre el noroeste de Argentina y el Chaco Paraguayo. Se genera por un exceso térmico en la baja tropósfera y decae con la altura perdiéndose a nivel de 500 hPa. Su fuerza depende de la situación sinóptica, siendo máxima en masas de aire tropical poco antes del pasaje de una vaguada de onda corta del oeste. Es notoria la persistencia de esta Baja en el verano, evidenciándose en las cartas medias de presión. La razón fundamental de su génesis es la topografía, el efecto de "muralla" creado por los andes deshace la componente zonal del viento en bajos niveles, al norte de los 38° sur, como resultado la advección cálida desde el noroeste (efecto de chimenea) coadyuva en el desarrollo e intensificación de la depresión. El viento Foehn, "zonda" en la re plana lugareña, causado por las Vaguadas sobre los andes, puede provocar su fortalecimiento. Esta depresión generalmente aparece todos los meses del año y no se vincula a la activación ciclónica sobre la cuenca del río de La Plata. (Otiniano, 2001)

2.2.6 Baja térmica amazónica

Es un sistema de bajas presiones de núcleo cálido en bajos niveles de la cuenca amazónica, que apoya significativamente la circulación atmosférica de la amazonía y el centro de Sudamérica. Contribuyendo esta Baja en intensificar la convección y por ende la nubosidad, que junto con la gran humedad producida en la selva amazónica incide directamente en los procesos de evaporación y evapotranspiración continental; siendo también responsable de los aportes de aire cálido húmedos desde el centro continental hacia las inmediaciones del continente Sudamericano, penetrando incluso hacia el norte del territorio argentino. (Otiniano, 2001)

2.2.7 Anticiclón aislado sobre la selva norte del Perú

Se presenta sobre la zona entre Manaus e Iquitos y sobre Iquitos a Tarapoto. Estos sistemas aislados se originan por la ruptura de la cuña anticiclónica del AAS, debido a las pulsaciones no permanentes del sistema AAS en su conjunto. Cuando se asocia con la cuña de la circulación anticiclónica de la atmósfera media (500 hpa.) ocasiona la sostenida circulación de la masa de aire cálido y la advección de la humedad atmosférica sobre la selva norte y cordillera central del Perú entre la superficie y los 500 hpa. (Otiniano, 2001)

2.2.8 Corriente en Chorro Subtropical (jet)

El Jet es una zona de vientos máximos. La generación de máximos de viento en altura, depende directamente del gradiente horizontal de temperatura. La presencia del mismo, es señal de la existencia de dos masas de aire con una frontera que las separa. Es definido como un área donde las isotacas son mayores de 70 nudos (Kt.), y con un núcleo o centro donde los vientos son iguales o mayores que 90 Kt. Aunque típicamente se evalúa el Jet en los 250-300 hPa, el máximo de viento en realidad puede variar entre los 100-500 hPa, con algunos Jets estratosféricos definidos en los 70 hPa.

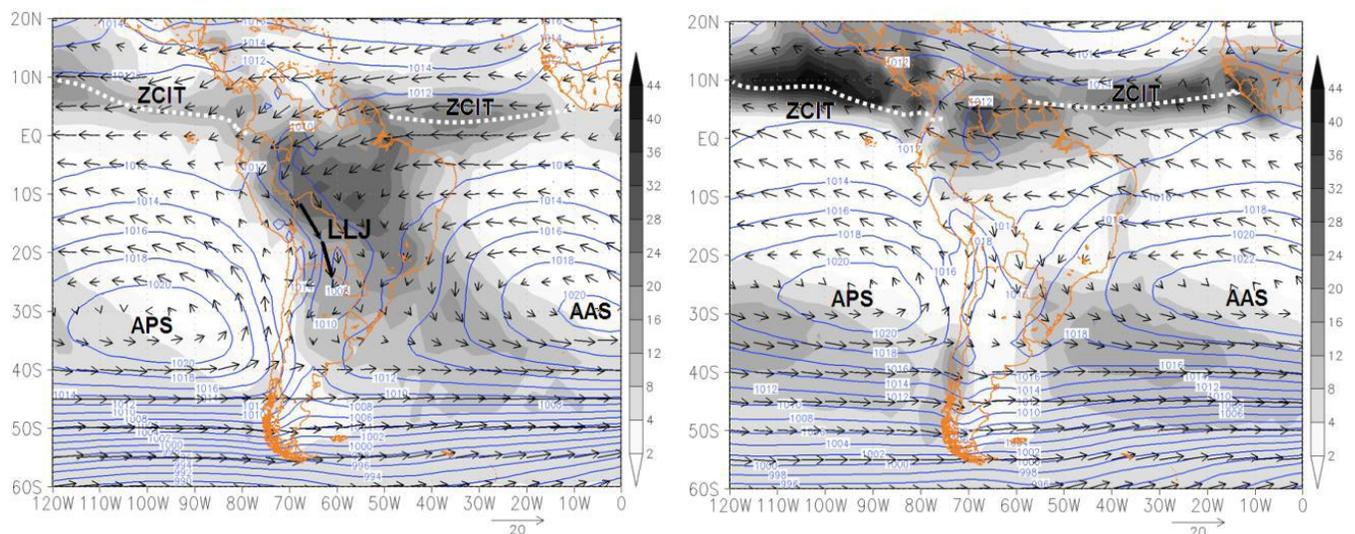


Figura 2.1 - Circulación atmosférica de verano (izquierda) e invierno (derecha) sobre Sudamérica en superficie. Flujos de vientos en 850 hPa (m/s, flechas), Zona de Convergencia Intertropical (línea entrecortada), presión reducida a nivel medio del mar (hPa, líneas azules). Fuente de datos: Reanálisis NCEP 1980-2009. Elaboración: SENAMHI. (Fuente: Quispe n.d.)

2.3 Circulaciones de Origen térmico

2.3.1 Vientos diurnos de montaña y valle

Los vientos diurnos de montaña, que se desarrollan sobre regiones de terreno complejo de escalas diversas, desde pequeñas colinas hasta complejas cordilleras montañosas. Estos flujos se caracterizan por un ciclo diurno que cambia de dirección dos veces por día. Durante el día, en situaciones con forzamiento sinóptico débil los vientos soplan ladera arriba “anabáticos”, valle arriba, y desde las llanuras hasta las cordilleras. Durante la noche el régimen cambia y se

imponen los vientos que soplan ladera abajo “catabáticos”, valle abajo, y desde las cordilleras hacia las llanuras. Estos flujos son más intensos en días despejados con vientos en altitud débiles.

El desarrollo de los vientos de montaña se produce principalmente por las diferencias horizontales de la temperatura del aire que desarrollan circulaciones complejas. Las diferencias de la resultante de presión horizontal causan que los vientos cerca de la superficie se dirijan de zonas con temperaturas más bajas y mayores presiones hacia las zonas de mayores temperaturas y presiones más bajas.

Cuatro esquemas de circulación (Figura 2.2) son los que conforman el sistema de vientos de montaña, los cuales transportan el aire desde las montañas hacia niveles más bajos durante el día y el caso contrario durante la noche (Whitemann, 2000).

Los vientos de montaña se pueden agrupar en cuatro sistemas:

- **Vientos de ladera** (slope wind system – Figura 2.3): se puede describir como una circulación cerrada que evoluciona por los contrastes horizontales de temperatura entre el aire sobre la ladera y el aire que se encuentra a una misma altitud en el valle. Los contrastes de temperatura se producen por el calentamiento o enfriamiento de la capa límite inclinada sobre la ladera (figura 2.3).
- **Vientos a lo largo de un valle** (along-valley wind system – Figura 2.4): son los vientos de valle y de montaña que se desarrollan por las diferencias de temperatura horizontal a lo largo del eje axial de un valle o entre el aire del interior de un valle y el aire que se encuentra sobre el llano adyacente al valle.
- **Vientos a través de un valle** (cross-valley wind system): se desarrollan por las diferencias horizontales de temperatura entre las dos laderas que conforman el valle, el flujo que se desarrolla sopla perpendicular al valle hacia la ladera más calentada.
- **Vientos de montaña-llanura** (mountain-plain wind system): se desarrollan por las diferencias horizontales de temperatura entre el aire sobre las montañas y el que se

encuentra en las llanuras, estableciéndose una circulación de gran escala con vientos que soplan hacia o desde las montañas. Estos flujos no están confinados por la orografía, sino que se transportan sobre profundas capas de la atmósfera por encima de las laderas de la montaña.

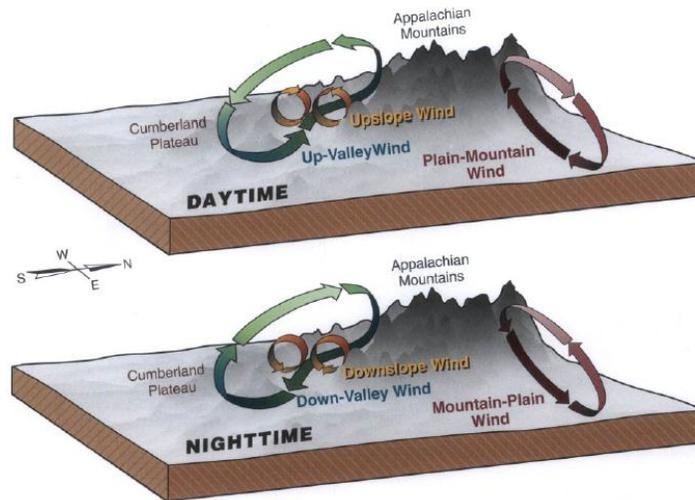


Figura 2.2 - Interacción de los cuatro sistemas de vientos encontrados en la topografía de montaña. (Fuente: Whiteman, 2000)

2.3.1.1 El sistema de vientos de ladera

El sistema de vientos de ladera se puede describir como una celda de circulación cerrada que evoluciona por los contrastes horizontales de temperatura entre el aire encima de la ladera y el aire que se encuentra a una misma altitud encima del centro del valle. Los contrastes de temperatura se producen por el calentamiento o enfriamiento de la ABL inclinada sobre la ladera.

Los vientos de ladera presentan intensidades entre 1 a 5 m/s. Aunque las temperaturas diurnas más elevadas, y las nocturnas más frías se producen en superficie, se observa un máximo en la intensidad de los vientos de ladera algunos metros por encima de la superficie debido a la fricción del suelo. La Figura 2.3 muestra el perfil típico de los vientos de ladera.

Los flujos de vientos catabáticos más intensos se presentan justo después de la puesta del Sol. Para los vientos anabáticos, el máximo en intensidad se produce hacia la media mañana,

cuando el contraste de temperaturas entre el aire en la ladera y en el centro del valle es superior.

Otro aspecto a resaltar es la variación del espesor del flujo de vientos de ladera. Éste varía a lo largo del tiempo y el espacio. Los flujos catabáticos son más estrechos que los anabáticos. El espesor de un viento catabático aumenta con la distancia, y se puede estimar en un 5% de la pérdida de altitud desde la cima. El espesor del flujo tiende a disminuir durante la noche, a medida que se forma la inversión térmica dentro del valle.

Por otro lado, los vientos anabáticos aumentan su espesor con la distancia y con el tiempo, normalmente presentando espesores de 50-150 m durante las primeras horas después de la salida del Sol.

El espesor de los vientos de ladera está influenciado por la estabilidad atmosférica en el centro del valle. Con una estabilidad superior los flujos de ladera presentan espesores menores.

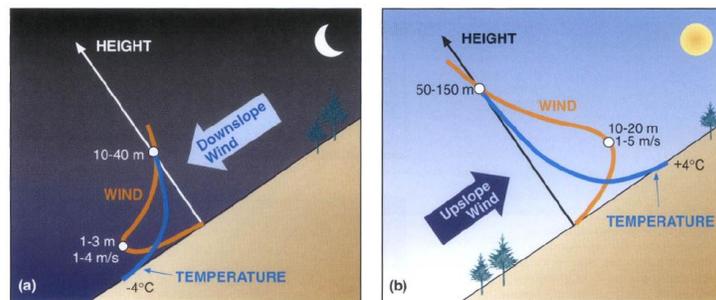


Figura 2.3 – Perfiles del viento y de la temperatura en función de la altura sobre las laderas durante a) el día b) la noche. (Fuente: Whiteman, 2000)

2.3.1.2 El sistema de vientos de valle

Los vientos de valle representan la parte inferior de la circulación cerrada que modera las diferencias de temperatura del aire horizontalmente que se forma dentro los valles o entre un valle y una planicie adjunta por la advección de aire más frío dentro del área con aire más cálido. Son el resultado del gradiente de presión entre la columna de aire sobre el valle y la situada sobre una zona fuera de éste. En la Figura 2.4 se observa la dirección del gradiente en función del ciclo diurno.

Durante el día, la columna de aire situada sobre el valle se calienta más que la situada en la llanura, entendiéndose por llanura la zona llana donde va a desembocar el valle. Esta diferencia de temperatura se puede explicar debido al menor volumen de aire que presenta la zona del valle respecto al de la meseta. Así, siendo el flujo radiativo el mismo en los dos casos, al ser menor el volumen en el valle, la atmósfera en éste presenta una temperatura superior, produciéndose un flujo de aire de la meseta al valle a causa del gradiente de presión que se produce. Estos vientos son los vientos valle-arriba o vientos de valle (up-valley winds).

Consecuentemente, los vientos valle-abajo o vientos de montaña (down-valley winds) se producen durante la noche por el mayor enfriamiento del aire de los valles. El gradiente de presión en este caso se dirige hacia la meseta produciéndose la circulación valle abajo.

Un flujo de retorno se forma encima de la circulación superficial del valle, y retorna las masas de aire otra vez a la cabecera del valle. El desarrollo de esta circulación cerrada requiere movimientos ascendientes (y enfriamiento) encima la columna cálida, y movimientos descendientes (y calentamiento) encima la columna fría. Estos movimientos verticales juegan un papel de equilibrio horizontal de las diferencias de temperatura dentro del valle.

El flujo de retorno encima del valle es difícil de observar directamente al no estar confinado dentro de la canalización del valle. Es más débil que la rama inferior de la circulación y usualmente se ve superpuesta por los vientos sinópticos. Cuando estas circulaciones se encuentran confinadas dentro del valle se denominan antivientos debido a que soplan en dirección opuesta a los flujos dominantes en las primeras capas superficiales del valle.

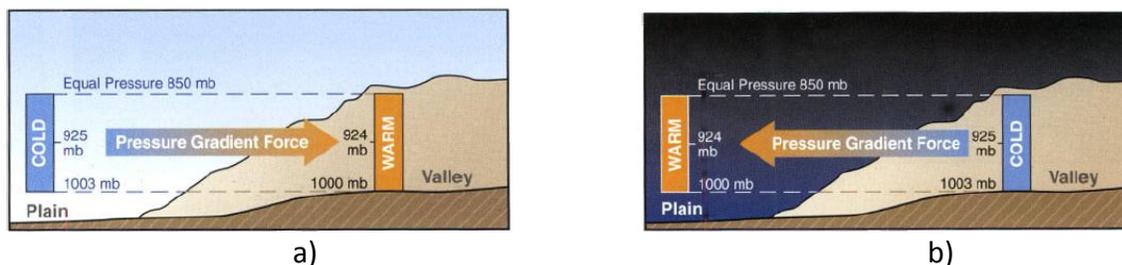


Figura 2.4 – Diferencia de presiones desarrollado entre un valle y una llanura adyacente cuando la atmosfera sobre el valle se vuelve fría (durante la noche) o caliente (durante el día). Esta diferencia de presión produce el sistema de vientos a lo largo del valle. (Fuente: Whiteman, 2000)

2.3.1.3 El sistema de vientos de montaña-llanura

El sistema de vientos de montaña-llanura es una circulación cerrada que se desarrolla encima de un macizo como el resultado de las diferencias de temperatura producidas entre el aire encima de las montañas y el aire de las llanuras. La diferencia de temperatura produce una diferencia horizontal de presión entre el aire de las llanuras y el aire de la ABL (capa límite atmosférica) que se desarrolla sobre las regiones montañosas. Durante la noche, el aire sobre las montañas es más frío que el de las llanuras, produciéndose un área de altas presiones relativas encima las montañas causando que el aire fluya desde las montañas hacia las llanuras. Por otra parte, durante el día el comportamiento es inverso, desarrollándose un área de baja presión relativa sobre las montañas y los vientos soplan desde el plano hacia las montañas.

A parte de las variaciones diurnas de presión descritas, también se producen variaciones estacionales en las diferencias de presión que se desarrollan entre las montañas y los llanos. En invierno, las altas presiones se desarrollan sobre las montañas, y en verano, bajas presiones. El sistema montaña-llanura es más intenso en verano y otoño, cuando coinciden los fuertes gradientes térmicos con los débiles flujos sinópticos.

Los flujos son generalmente muy débiles, por debajo de 2 m/s, y fácilmente se ven enmascarados por los flujos sinópticos. Sin embargo, son importantes al contribuir a la formación de nubes y tormentas a partir del mediodía sobre las montañas debido a la convergencia de los vientos diurnos. Los flujos descendentes nocturnos producen un despeje a partir del atardecer.

2.4 Flujos inducidos por forzamientos orográficos

Los forzamientos orográficos pueden provocar distintas alteraciones sobre un flujo que incide sobre una barrera orográfica. Por una parte, el flujo se puede ver forzado a superar el obstáculo por encima, rodeándolo, canalizándose por pasos existentes en la barrera, o incluso se puede quedar bloqueado a barlovento. Los factores que determinan el comportamiento del flujo frente a un accidente orográfico son:

- La estabilidad del flujo incidente sobre la barrera orográfica.
- La velocidad del flujo incidente.
- Las características topográficas del terreno.

Un flujo que presente una estratificación inestable o neutra puede superar con facilidad una barrera orográfica; sin embargo, un flujo con una estratificación estable presenta mayor dificultad. En este caso, la capacidad de superar el obstáculo por encima depende de la velocidad del aire y las características del terreno.

La Figura 2.5, se esquematiza los distintos procesos que puede sufrir un flujo al interactuar con una barrera orográfica. Por una parte se produce la acumulación, con elevación de la presión y disminución del viento a barlovento y un escalamiento relativo con baja presión a sotavento y por otra, el flujo incidente se desvía por encima del obstáculo orográfico y genera ondas de montaña que transmiten cierta cantidad de movimiento verticalmente, lo que provoca la producción de turbulencia.

También se pueden observar fuertes vientos sobre las vertientes de sotavento, y la deformación de la tropopausa sobre el obstáculo. A barlovento, el flujo en niveles bajos se desvía en dos ramas. Éste rodea el obstáculo con perfiles abruptos de la velocidad, que generan una elevada turbulencia. Entre la barrera orográfica y la desviación del flujo superficial a barlovento se puede producir un bloqueo de parte del flujo, que provoque un estancamiento de masas de aire en la falda de la montaña. El flujo a niveles bajos puede experimentar aceleraciones típicas de los vientos regionales en caso de una estratificación estable una vez rodeado el obstáculo orográfico.

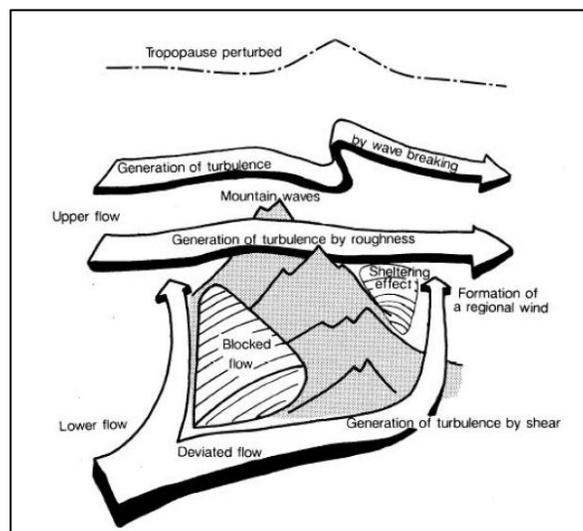


Figura 2.5 - Perturbación orográfica de un flujo. (Fuente: Bougeault et al., 1990)

2.4.1.1 Flujos sobre montañas

Ondas de montaña

Un flujo tiende a superar una barrera orográfica por encima en lugar de rodearla cuando la longitud del accidente orográfico es importante, la velocidad normal a la barrera del flujo es elevada, y el flujo presenta una estratificación inestable, neutra o débilmente estable. Cuando el flujo supera la barrera por encima produce el desarrollo de ondas de montaña en la atmósfera.

Se distinguen dos tipos de ondas de montaña: las ondas de gravedad y las ondas a sotavento. Las ondas de gravedad se forman encima de las montañas, y se propagan verticalmente pudiéndose extender por toda la troposfera, e incluso por la estratosfera, Figura 2.6a. La presencia de nubes lenticulares en altitud usualmente es un indicador de la formación de la onda de gravedad.

Cuando se producen ondulaciones en el flujo a sotavento de la montaña se habla de desarrollo de ondas a sotavento, Figura 2.6b. Normalmente, las ondas a sotavento se encuentran confinadas en la vertiente de sotavento del obstáculo orográfico por un flujo horizontal suavizado encima. En este caso, la presencia de nubes lenticulares de bajas altitud espaciadas regularmente es un indicador claro de la formación de ondas a sotavento confinadas. Los dos tipos de ondas de montaña se pueden producir simultáneamente, observándose un solapamiento de ambos fenómenos.

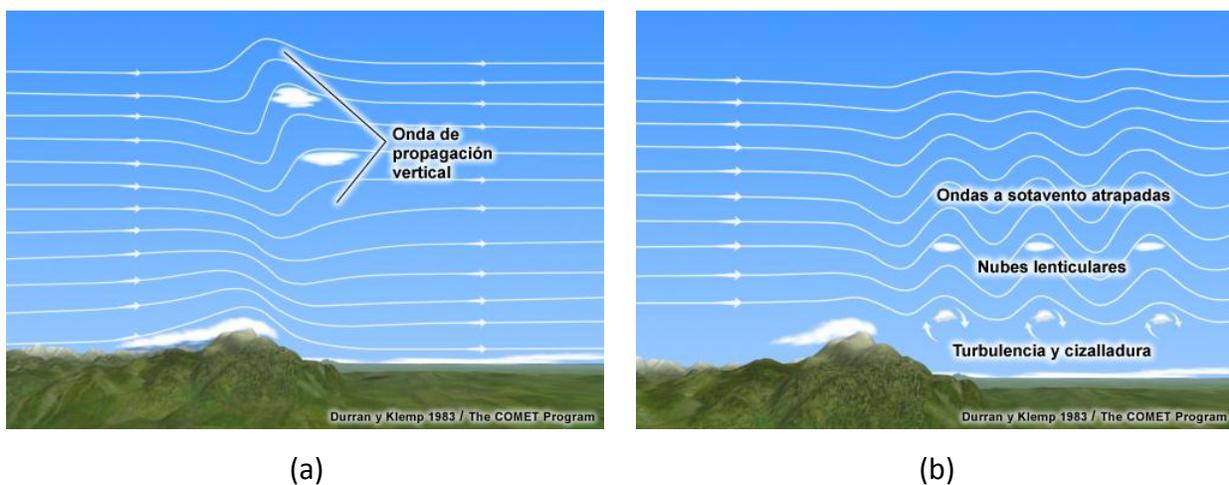


Figura 2.6 - (a) Onda de gravedad y (b) onda de gravedad a sotavento (Whitemann, 2000).

Las características físicas de la onda de montaña dependen de las variaciones en la velocidad y la estabilidad del flujo incidente. Cuando un flujo estable se ve forzado a superar un obstáculo orográfico se pueden producir tres patrones distintos en función de las características del perfil de vientos:

- Vientos débiles y constantes en altitud: Formación de ondas a sotavento poco desarrolladas y estrechas.
- Vientos más intensos y con un incremento moderado de la velocidad en altitud: Se forma un remolino a sotavento que no se propaga con su eje paralelo al obstáculo orográfico.
- Vientos fuertes y con incremento en altitud: Formación de ondas a sotavento con elevada amplitud e importante propagación a sotavento.

En determinadas situaciones de estabilidad, velocidad del flujo y características del flujo se puede producir una transformación de la onda de montaña formándose un flujo hidráulico (Figura 2.7). En esta situación, el flujo se comporta como un fluido como indica el nombre. El flujo presenta velocidades elevadas a sotavento en los niveles más bajos, mientras que en altitud se forma una región donde se rompe la onda de montaña con elevada turbulencia, y un repentino salto en las líneas de corriente asociado a un salto hidráulico. Se puede formar un rotor de turbulencia justo a sotavento del salto hidráulico durante un evento de flujo hidráulico.

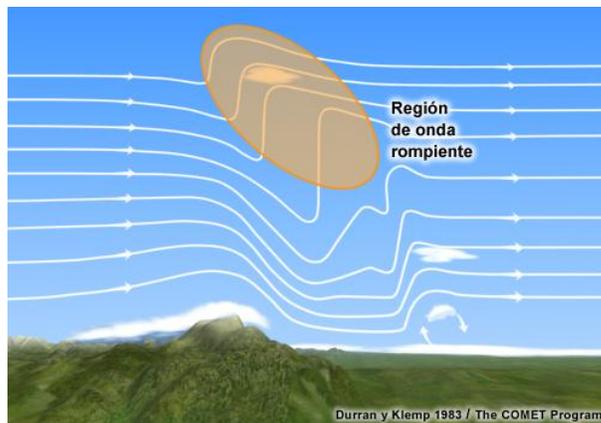


Figura 2.7 - Esquema de una rotura de una onda de montaña con un salto hidráulico y un rotor a sotavento (Whitemann, 2000).

Efecto Föhn

En determinados valles, a sotavento de grandes sistemas montañosos es frecuente que se produzca un fenómeno conocido como efecto Föhn. Éste se produce después que un flujo de aire húmedo atraviese una cordillera condensando su humedad a barlovento y provocando en la vertiente opuesta una elevación anormal de la temperatura, una disminución de la humedad relativa y un incremento considerable de la velocidad y las rachas de viento.

La explicación se basa en los procesos termodinámicos que experimenta la masa de aire al remontar la cordillera. Así, una masa de aire húmedo al topar con una cordillera se ve obligada a ascender. En el ascenso se enfría según una adiabática seca por razón de 1°C cada 100 m. Si la cordillera es suficientemente elevada, llegará un momento que el aire empezará a condensar, con lo cual el enfriamiento no será tan rápido al desprenderse calor latente de condensación. Este calor es absorbido por el aire que sigue en ascenso con lo cual el enfriamiento será de 0.5°C cada 100 m, siguiendo una adiabática húmeda.

Al llegar a la cima de la cordillera, el aire será más cálido y seco de lo que se esperaría, al perder parte de su humedad en la condensación por precipitación o por el contacto con el suelo. Suponiendo que cuando se llega a la cima de la cordillera ya no se produce condensación, al descender la masa de aire se calentará por razón de 1°C cada 100 m.

Con esto, cuando se llegue a la misma altura que con la que se empezó el ascenso, el aire será más cálido y seco que antes de atravesar la cordillera. Éste es el conocido efecto Föhn.

Uno de los efectos más importantes que se asocia a este fenómeno es el de sombra pluviométrica. Determinadas regiones, según la orografía y orientación de las advecciones de aire, son propensas a este efecto. En la vertiente de sotavento al ser el aire más seco la cantidad de precipitación producida es menor que en la vertiente de barlovento.

2.4.1.2 Flujos canalizados

Los vientos canalizados son vientos en niveles bajos asociados con canalizaciones o depresiones en el terreno. Pueden tener una extensión entre cientos de metros y más de 150 km de ancho y en circunstancias particulares pueden estar relacionados con vientos fuertes superiores a 25 m/s.

Normalmente son poco profundos y se extienden entre cientos ó unos pocos miles de metros arriba de la superficie, pero presentan fuertes cambios de intensidad, o cizalladura, en sus límites superior y laterales.

2.4.1.3 Efecto Venturi

Es cuando un valle u otro canal tienen un gradiente de presión importante a lo largo de su longitud y un estrangulamiento topográfico a lo largo de su eje, el aire es acelerado a través del estrangulamiento por la caída de presión a través del mismo (figura 2.8). La aceleración a través del estrangulamiento del terreno se llama el efecto Venturi o de Bernoulli. La velocidad de flujo puede estimarse de forma aproximada suponiendo que la masa del flujo se conserva a través del canal, de modo que la velocidad aumenta cuando la sección transversal disminuye y se reduce cuando la sección transversal se amplía. Cuando el gradiente de presión a través del estrangulamiento es débil o la constricción proporciona un bloqueo casi total, el aire puede acumularse detrás del estrangulamiento en lugar de acelerar a través de él.



Figura 2.8 – Efecto Venturi ideal. (Fuente: COMET, 2008)

2.4.1.4 Relación entre Presión, viento y topografía con accidentes topográficos

Cerca de la superficie, otra fuerza suele ser importante: el arrastre, rozamiento o fricción superficial. Esto significa que en la atmósfera inferior se debe establecer un equilibrio entre tres factores: la fricción, la fuerza de Coriolis y la fuerza del gradiente de presión. El resultado es la reducción de la velocidad del viento debajo del valor geostrófico, de modo que el viento sopla en un ángulo que atraviesa las isobaras hacia la zona de presión más baja.

El efecto del arrastre de superficie depende de la rugosidad y de la estabilidad vertical del aire en la atmósfera inferior. Las superficies más rugosas, como las colinas, las zonas arboladas y los edificios altos, producen un mayor grado de arrastre, vientos menos intensos y ángulos más inclinados hacia las isobaras. Sobre las superficies más lisas, como el océano u otros cuerpos de agua, los vientos se aproximan más al estado geostrófico.

La estabilidad vertical puede ser otro factor importante. Por ejemplo, en situaciones inestables o poco estables, como cuando una masa de aire frío pasa sobre aguas calientes, hay suficiente mezcla vertical de aire nuevo, arriba en la atmósfera, que no ha desacelerado e induce a que los vientos de superficie sean más geostróficos. A la inversa, en situaciones estables la falta de mezcla produce la concentración de los efectos de arrastre en una capa poco profunda cerca de la superficie, lo cual causa un mayor grado de desaceleración del aire cerca de la superficie.

2.5 Modelo numérico

Un modelo numérico es una representación teórica de un fenómeno natural, típicamente expresado en forma matemática, que permite una mejor comprensión y estudio de su comportamiento.

En el caso de la atmósfera y océano, el comportamiento está regido por las ecuaciones asociadas a la dinámica de fluidos y otros procesos físicos como la interacción entre la materia y radiación, la microfísica de nubes, etc. En general, estas ecuaciones se expresan como ecuaciones diferenciales parciales, las cuales describen la evolución futura de las diferentes variables relevantes en función de los valores de las distintas variables en el presente. El modelo matemático consiste en estas ecuaciones junto con los valores de parámetros y condiciones de frontera (por ejemplo, las características topográficas de la Tierra, la cantidad de energía emitida por el Sol, etc.).

Si se conociera el estado de la atmósfera y/o océano en un momento dado, se podría en principio resolver las ecuaciones del modelo matemático, para determinar los estados futuros de la atmósfera (salvo por limitaciones en predictibilidad). Sin embargo, en la práctica, las ecuaciones son tan complejas que es imposible hacerlo en forma "analítica" (o sea, con papel y

lápiz) por lo cual es necesario resolver las ecuaciones en forma aproximada con métodos numéricos y usando computadoras. Los programas computacionales que resuelven estas ecuaciones aproximadas son comúnmente conocidos como "modelos numéricos". (Takahashi, nd).

2.6 Modelo meteorológico a mesoescala MM5

MM5 (Dudhia, 1993; Grell et al., 1995) es la quinta generación del modelo de mesoescala desarrollado en *Pennsylvania State University* junto con el NCAR, teniendo su origen a principios de los años 1970s.

El modelo ha sufrido varias modificaciones y mejoras, éstas incluyen la capacidad de trabajar con anidamientos múltiples, se ha convertido en un modelo no-hidrostático, posee la capacidad de asimilar datos de observaciones meteorológicas, e incorpora los últimos avances en las parametrizaciones físicas.

Algunos de los centros que trabajan con MM5 son: *Pennsylvania State University*, *University of California*, *NASA/MSFC Global Hydrology and Climate Center*, *Instituto Geofísico del Perú*, *Universidad de Ciencia y Tecnología de Hong Kong*, *Meso Inc.*, *Institut d'Estudis Espacials de Catalunya*, *Universidad Politécnica de Madrid*, *Observatorio Nacional de Atenas*, *Universitat Politècnica de Catalunya* (Oriol, 2005).

2.6.1 Descripción del Modelo

El modelo MM5 trabaja en el rango de la escala meso- β (20 - 200 km) a la meso- γ (2 - 20 km). Resuelve las ecuaciones primitivas de la física de la atmósfera. Puede configurarse como modelo hidrostático o no-hidrostático, trabaja con coordenadas sigmas verticales que siguen el terreno, resolviendo las ecuaciones primitivas con diferencias finitas. Posee la capacidad de trabajar con anidamientos, pudiéndose usar dos técnicas distintas, *one way nesting* o *two way nesting*. MM5 está considerado como un modelo que incluye todos los avances realizados hasta el momento en modelización meteorológica (*state of the art model*).

Cuenta con 5 módulos básicos (Figura 2.9):

TERRAIN.- *Routine* donde se crean las grillas anidadas de los dominios, donde se especifica la topografía y el tipo de suelo de cada celda de la rejilla (a niveles de presión).

REGRID.- *Routine* donde los datos de entrada (u, v, t, h, tsm, etc.) se interpolan desde su grilla original a las creadas por el *TERRAIN* (a niveles de presión).

Dependiendo si se quiere hacer asimilación de datos o no, el siguiente paso será RAWINS/LITTLE_R o directamente INTERPF.

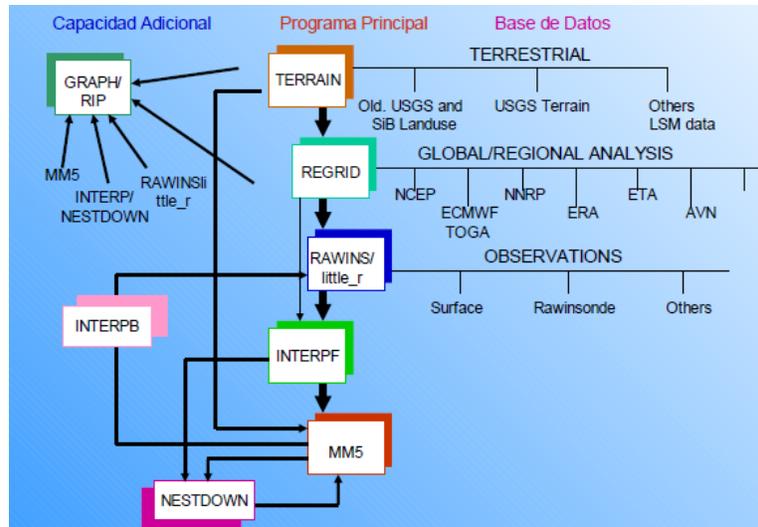


Figura 2.9 – Diagrama de Flujo del Sistema de MM5. (Fuente: MMMD/NCAR, 2009).

INTERPF.- *Routine* donde se transforma (las salidas del REGRID) desde niveles de presión a niveles sigma.

MM5.- Este paquete contiene un programa que ha de ser compilado previamente eligiendo una cierta configuración de parametrizaciones físicas (Dudhia, 2001, Grell 1993). Este programa interpola horizontalmente datos en coordenadas “sigma” al dominio anidado previamente generado en TERRAIN. Los pasos que ejecuta son los siguientes: a partir de la salida de MM5 y del terreno interpola horizontalmente datos de un dominio mayor al otro con una resolución más fina; calcula el estado base del dominio mayor y del menor; ajusta tridimensionalmente la temperatura a partir de las diferencias de estados base; recalcula la razón de mezcla con la nueva temperatura de mayor resolución; ajusta los vientos a la nueva distribución; guarda la salida de las medias diarias para el fichero de condiciones de suelo y finalmente genera los ficheros de salidas del MM5.

Postprocesamiento.- Paquetes se han adaptado para poder estudiar las salidas del modelo. La importancia de estos es que no solamente son capaces de transformar las salidas de MM5 a distintos formatos sino que además están preparados para obtener variables de diagnóstico, a partir de las variables de pronóstico que proporciona el modelo. Por ejemplo: el *GRADS*, *VIS5D*, *NCAR Graphics library*, etc.

2.6.2 Modelo No-Hidrostático

Los modelos no hidrostáticos resuelven la ecuación de movimiento vertical completa para dar una solución directa del movimiento vertical. Aunque este cálculo aumenta la cantidad de tiempo necesaria para ejecutar el modelo, esto es necesario para obtener la respuesta correcta cuando la magnitud de las aceleraciones verticales es grande en comparación con las aceleraciones horizontales, como ocurre en las células convectivas profundas.

2.6.3 Ecuaciones primitivas

Para los modelos no-hidrostáticos, se definen las variables con una constante de referencia (calculada) más su perturbación, por ejemplo:

$$p(x, y, z, t) = p_0(z) + p'(x, y, z, t)$$

$$T(x, y, z, t) = T_0(z) + T'(x, y, z, t)$$

$$\rho(x, y, z, t) = \rho_0(z) + \rho'(x, y, z, t)$$

Para el perfil de la temperatura para el estado de referencia se podría considerar como una función analítica que se ajuste al promedio de perfil de la temperatura troposférica.

Por otro lado, la coordenada vertical σ es definida en términos de la presión:

$$\sigma = \frac{p_0 - p_t}{p_s - p_t}$$

Donde:

p_s : presión de superficie

p_t : presión del tope

Siendo estas variables independientes del tiempo. De modo que la presión total en un punto de

grilla esta dado por:

$$p = p^* \sigma + p_t + p'$$

Si:

$$p^* = p_s - p_t$$

p' : presión de perturbación

Las ecuaciones del modelo están dadas de la siguiente manera:

Momentum Horizontal

$$\underbrace{\frac{\partial p^* u}{\partial t}}_{\text{I}} = -m^2 \underbrace{\left[\frac{\partial p^* uu}{\partial x} + \frac{\partial p^* vu}{\partial y} \right]}_{\text{II}} - \frac{\partial p^* u \dot{\sigma}}{\partial \sigma} + u \text{DIV} - \underbrace{\frac{mp^*}{\rho} \left[\frac{\partial p'}{\partial x} - \frac{\sigma}{p^*} \frac{\partial p^*}{\partial x} \frac{\partial p'}{\partial \sigma} \right]}_{\text{III}} + \underbrace{p^* f v - p^* e w \cos \theta}_{\text{IV}} + \underbrace{D_u}_{\text{V}}$$

$$\underbrace{\frac{\partial p^* v}{\partial t}}_{\text{I}'} = -m^2 \underbrace{\left[\frac{\partial p^* uv}{\partial x} + \frac{\partial p^* vv}{\partial y} \right]}_{\text{II}'} - \frac{\partial p^* v \dot{\sigma}}{\partial \sigma} + v \text{DIV} - \underbrace{\frac{mp^*}{\rho} \left[\frac{\partial p'}{\partial y} - \frac{\sigma}{p^*} \frac{\partial p^*}{\partial y} \frac{\partial p'}{\partial \sigma} \right]}_{\text{III}'} - \underbrace{p^* f u + p^* e w \sin \theta}_{\text{IV}'} + \underbrace{D_v}_{\text{V}'}$$

I: Aceleración en la component zonal del viento.

I': Aceleración en la component meridional del viento.

II: Advección Zonal.

II': Advección Meridional.

III: Gradiente de presión zonal.

III': Gradiente de presión meridional.

IV: Fuerza de coriolis de la component zonal del viento.

IV': Fuerza de coriolis de la component meridional del viento.

V: Residuo zonal, difusión o mezcla turbulenta debido a la capa límite.

V': Residuo meridional.

Momentum Vertical

$$\frac{\partial p^* w}{\partial t} = -m^2 \left[\frac{\partial p^* uw}{\partial x} + \frac{\partial p^* vw}{\partial y} \right] - \frac{\partial p^* w \dot{\sigma}}{\partial \sigma} + w \text{DIV} + \frac{p^* g \rho_0}{\rho} \left[\frac{1}{p^*} \frac{\partial p'}{\partial \sigma} + \frac{T'_v}{T} - \frac{T_0 p'}{T p_0} \right] - p^* g (q_c + q_r) + p^* e (u \cos \theta - v \sin \theta) + D_w$$

Sí:

$$e = 2\omega \cos \phi$$

$$\tan \theta = -\cos \phi \frac{\partial \lambda / \partial y}{\partial \phi / \partial y}$$

Dónde:

ω : Velocidad angular del planeta

ϕ : Latitud

λ : Longitud

Presión:

$$\frac{\partial p^* p'}{\partial t} = -m^2 \left[\frac{\partial p^* u p'}{\partial x} + \frac{\partial p^* v p'}{\partial y} \right] - \frac{\partial p^* p' \dot{\sigma}}{\partial \sigma} + p' DIV$$

$$- m^2 p^* \gamma p \left[\frac{\partial u/m}{\partial x} - \frac{\sigma}{m p^*} \frac{\partial p^*}{\partial x} \frac{\partial u}{\partial \sigma} + \frac{\partial v/m}{\partial y} - \frac{\sigma}{m p^*} \frac{\partial p^*}{\partial y} \frac{\partial v}{\partial \sigma} \right] + \rho_0 g \gamma p \frac{\partial w}{\partial \sigma} + p^* \rho_0 g w$$

Temperatura:

$$\frac{\partial p^* T}{\partial t} = -m^2 \left[\frac{\partial p^* u T}{\partial x} + \frac{\partial p^* v T}{\partial y} \right] - \frac{\partial p^* T \dot{\sigma}}{\partial \sigma} + T DIV + \frac{1}{\rho c_p} \left[p^* \frac{D p'}{D t} - p^* \rho_0 g w - D_{p'} \right] + p^* \frac{\dot{Q}}{c_p} + D_T$$

Dónde:

El operador "DIV" es el término de divergencia del flujo, determinado por:

$$DIV = m^2 \left[\frac{\partial p^* u}{\partial x} + \frac{\partial p^* v}{\partial y} \right] + \frac{\partial p^* \dot{\sigma}}{\partial \sigma}$$

El operador $\dot{\sigma}$ es la velocidad vertical en coordenadas sigma, determinado por:

$$\dot{\sigma} = -\frac{\rho_0 g}{p^*} w - \frac{m \sigma}{p^*} \frac{\partial p^*}{\partial x} u - \frac{m \sigma}{p^*} \frac{\partial p^*}{\partial y} v$$

2.6.4 Discretización espacial

El MM5 utiliza para la discretización horizontal las celdas de tipo Arakawa- Lamb B (Mesinger y Arakawa, 1976) alternando las variables de la velocidad del viento respecto a las variables escalares. Esta disposición particular se muestra en la Figura 2.10b, donde se observa como las variables escalares (T , q , p , w) se definen en el centro de las celdas (indicadas con cruces), mientras que las componentes horizontales del viento (u , v) se definen en los vértices de las celdas (indicadas con puntos). En la Figura 2.10a, todas las variables excepto la componente vertical del viento se definen en la mitad de cada capa vertical, o sea, en los niveles sigma medios (representados con una línea discontinua), la velocidad vertical se define en los niveles sigma (en línea sólida). La definición de los niveles sigma se refiere a los niveles sólidos, así el número de capas verticales del modelo es siempre el número de niveles sigma menos uno. (Grell et al., 1994)

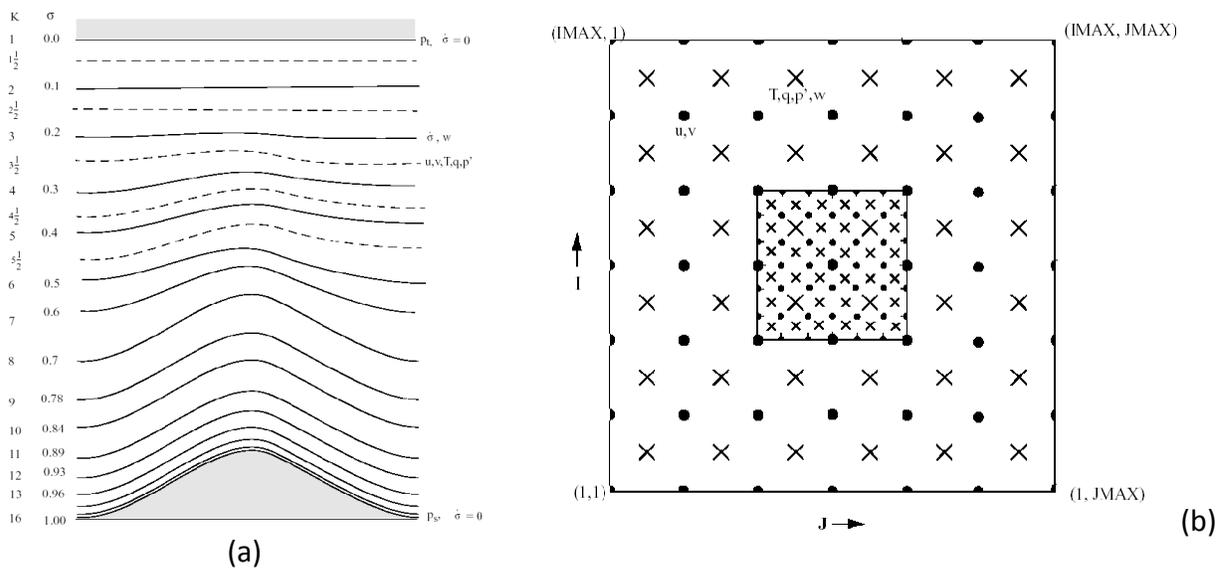


Figura 2.10 – Esquema de la estructura vertical (para 15 capas-a) y horizontal (grilla Arakawa B-b)

2.6.5 Base de Datos de Reanálisis NCEP-NCAR

El Reanálisis NCEP-NCAR es un proyecto conjunto entre el NCEP y el NCAR, el objetivo de este proyecto fue realizar nuevos análisis en base a datos históricos y así mismo, análisis sobre el estado actual de la atmósfera (CDAS).

Los datos climáticos están representados por áreas geográficas con una resolución de $2,5^\circ \times 2,5^\circ$ de latitud y longitud geográfica (aproximadamente 277 km x 277 km) que representan el

estado de la atmósfera como resultado de una combinación de datos de observación, junto al análisis en control de calidad de los datos y un ajuste de mayor resolución vertical en la estratósfera (CPC, 2002; Kalnay et al., 1996).

Que tiene por características las siguientes:

- Cobertura temporal: 4 horas (por día), diarios y mensuales desde 1948/01 hasta el presente.
- Cobertura espacial: Maneja una malla global de (144x73) de 90N – 90S, 0E-357.5E, resolución de 2.5 grados de latitud por 2.5 grados de longitud.
- Niveles verticales: 17 niveles de presión (mb): 1000, 925, 850, 700, 600, 500, 400, 300, 250, 200, 150, 100, 70, 50, 30, 20, 10. Solo algunas variables tienen menos: omega (hasta 100 mb) y humedad (hasta 300mb).

Los datos disponibles se observan en el siguiente cuadro N°2.1:

Cuadro N°2.1 – Características de los datos del modelo de Reanálisis NCEP-NCAR

Variable	Periodo	Niveles
Temperatura del aire	4-veces al día	Pressure
	Diario	
	Promedio Mensual	
Altura geopotencial	4-veces al día	
	Diario	
	Promedio Mensual	
Humedad relativa	4-veces al día	
	Diario	
	Promedio Mensual	
Humedad específica	4-veces al día	
	Diario	
	Promedio Mensual	
Omega (velocidad vertical)	4-veces al día	
	Diario	
	Promedio Mensual	
U – Viento	4-veces al día	
	Diario	
	Promedio Mensual	
V – Viento	4-veces al día	
	Diario	
	Promedio Mensual	

Fuente: [<http://www.esrl.noaa.gov/psd/data/gridded/data.ncep.reanalysis.pressure.html>]

2.6.6 Esquemas de parametrizaciones físicas

La parametrización es una aproximación de un término desconocido a partir de uno o más factores conocidos. En algunos casos, la física del aire no está suficientemente desarrollada para describir ciertos procesos físicos con exactitud, sin embargo, el efecto neto de estos procesos, al poder ser observados, se pueden parametrizar.

Las parametrizaciones acostumbran a realizar suposiciones, y se basan en relaciones empíricas que permiten evaluar procesos complejos eficientemente a partir de las variables resueltas con las ecuaciones físicas conocidas (Oriol, 2005).

Así que las parametrizaciones disponibles en el modelo MM5 son:

- Esquema de Cúmulos (ICUPA); presentan entre 7 tipos de posibilidades de cúmulos además de no necesitar ningún tipo de parametrización cuando se trabaja con resoluciones inferiores a 5km.
- Esquema de capa límite (IBLTYP). En este caso hay de nuevo 7 posibilidades, tiene como característica que interactúa con los flujos del esquema de superficie, además de proporcionar los efectos de fricción en la ecuación de *Momentum*.
- Esquemas de humedad explícita (IMPHYS). MM5 posee 8 posibilidades de distinta complejidad para el tratamiento de cambios de estado del agua.
- Esquemas de radiación (IFRAD); representa los efectos radiativos en la atmósfera y en la superficie, Puede interactuar con los modelos de nubes. Existen 4 posibilidades

Para una descripción más detallada de los diferentes esquemas planteados véase Dudhia et al (2005). A priori esto es una gran ventaja, pues permite escoger distintas combinaciones con modelos de distinta complejidad para resolver el mismo problema. Pero el número de posibilidades, aunque no todas las parametrizaciones son posibles, es muy alto, del orden de cientos. Esta combinación puede depender desde la rapidez con la que uno quiera obtener el resultado, como de la zona geográfica o incluso de la situación meteorológica.

3 DATOS

3.1 Datos de las Estaciones meteorológicas

Para el análisis se usó la información suministrada por el IGP y por el SENAMHI, contando de esta manera con cinco estaciones meteorológicas, escogidas por que poseían similares longitudes de registros y mejor grado de confiabilidad (ver cuadros 3.1 y 3.2, figura 3.1), siendo estas de dos tipos:

- Estación automática, cuyos datos son registrados cada 10 min, promediados horariamente.
- Estación convencional, cuyas mediciones se realizan tres veces al día (7, 13, 19 horas), siendo estos promedios de una serie de datos tomados por un observador por un periodo de 2 minutos, posteriormente estos son digitalizados en planillas meteorológicas.

Las variables extraídas fueron la magnitud y la dirección del viento a 10m de altura, por un periodo de 7 años (2002-2008) aproximadamente.

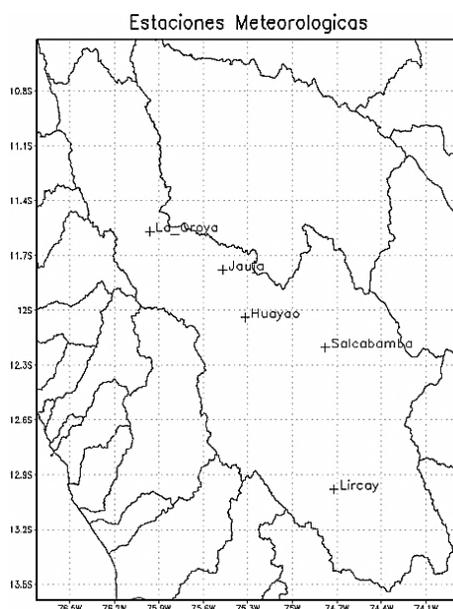


Figura 3.1 – Ubicación espacial de las estaciones meteorológicas

Cuadro N°3.1 – Ubicación geográfica de la estación Automática y periodo de registro

Departamento	Provincia	Distrito	Estación	Latitud (°S)	Longitud (°W)	Elevación (msnm)	Longitud de Registro
Huancavelica	Angaraes	Lircay	Lircay	12°58'55.3"	74°43'5.9"	3372	22/01/2002-31/08/2008

Fuente de datos: SENAMHI-HUANCAYO.

Cuadro N°3.2 – Ubicación geográfica de las estaciones Convencionales y periodo de registro

Departamento	Provincia	Distrito	Estación	Latitud (°S)	Longitud (°W)	Elevación (msnm)	Longitud de Registro
Junín	Jauja	Jauja	Jauja	11°47'	75° 28'	3322	01/01/2002-31/12/2008
Junín	Huancayo	Chupaca	Huayao	12°02'18"	75°19'22"	3350	01/01/2003-31/12/2010
Junín	Yauli	Oroya	Oroya	11°34'18.9"	75°57'27.3"	3873	01/01/2002-31/12/2008
Huancavelica	Tayacaja	Salcabamba	Salcabamba	12°12'14"	74°46'45"	2900	01/01/2002-31/12/2008

Fuente de datos: IGP y SENAMHI-HUANCAYO.



(a)



(b)

Figura 3.2 – Estaciones meteorológicas de Lircay (a) y de Huayao (b)

3.2 Datos de entrada al Modelo MM5

3.2.1 Datos meteorológicos de condiciones iniciales y de frontera

Para la ejecución de un modelo, fue necesario contar con información de condiciones iniciales y de frontera, debido a que el área a simular es pequeña.

Esta información obtuvo a partir de los resultados del modelo de reanálisis NCEP/NCAR (Kalnay et al., 1996), cuyas características se especifican en el apartado 2.6.5.

Las variables fueron extraídas para la región de Sudamérica (entre los 30°N hasta 50°S y entre los 130°W hasta 20°W), para los periodos de febrero y julio del 2007 con una frecuencia de 6 horas, siendo estas la temperatura del aire, la altura geopotencial, la Humedad relativa, Presión reducida, viento zonal y viento meridional.

Además se ingresó datos de temperatura superficial del mar, los cuales fueron del Optimum Interpolation Sea Surface Temperature OISST, cuyas características son las siguientes:

- Resolución: 1 grado (aproximadamente 100 km)
- Área: cubre todo el globo entre los 0.0E hasta 357.5E, 90.0N hasta 90.0S
- Nivel: superficial
- Periodos y frecuencia: febrero y julio del 2007 con una frecuencia de 1 semana

3.2.2 Datos de topografía y uso de suelo

Estos datos fueron extraídos de diversas bases siempre en busca del que mejor se aproxime a la realidad.

3.2.2.1 Para la topografía

Se escogieron dos fuentes de datos: El USGS y la Carta Geológica Nacional del IGN.

El **USGS** (United States Geological Survey) con el producto GTOPO 30; el cual es un modelo digital de elevaciones (MDE) matricial que cubre la superficie terrestre (no marina), con un espaciamiento de grilla de 30 s de lado (1 km aproximadamente, aunque varía con la latitud). GTOPO30 se ha construido a partir de fuentes diversas de información raster y vectorial. Para facilitar su distribución, el modelo se ha dividido en partes rectangulares que pueden ser elegidas independientemente en la ubicación original. La información detallada de las

características del GTOPO30 incluyendo el formato de distribución de datos, las fuentes de información originales, los métodos de construcción, precisión y sugerencias a los usuarios están disponibles en la página web² (USGS, 2009).

La Carta Geográfica Nacional del **IGN**, está conformada por 501 mapas a escala 1:100,000 que cubren todo el territorio. Cada mapa geológico o grupo de mapas, vienen acompañados de un estudio geológico, en el que se describe la geomorfología, estratigrafía, tectónica, geología económica, geología histórica de la región estudiada, ilustrada con fotografías de campo a todo color, secciones estratigráficas, resultados de análisis de laboratorio y la bibliografía de referencia, para darle al producto la solidez científica y técnica. Las cartas empleadas en el estudio son las siguientes: Hojas 22j, 22k, 22l, 23k, 23l, 24k, 24l, 24m, 24n, 25l, 25m, 25n, 25ñ, 26m, 26n, 26ñ, 27n, 27ñ; obtenidas por IGP en el marco del subproyecto "Vulnerabilidad y Adaptación al Cambio Climático en la Cuenca del río Mantaro" en el año 2005, que tiene por resolución (dx, dy) 200m.

En el cuadro 3.3 se muestra el resumen de las fuentes que se utilizaron para la implementación del uso del suelo.

Cuadro N°3.3 – Fuente y características principales de la topografía

Fuente	Resolución	Topografía
USGS ³	30 s ~ 1 km	30°N-50°S 130°W-20°W
IGN	200 m	10.5192 S - 13.5885S 76.7183 W - 73.8704 W

3.2.2.2 Para el uso de suelos

El USGS, que también tiene como producto el mapa del uso de suelo a nivel global, este fue realizado a partir de los datos del satélite AVHRR y están disponibles en la base de datos del NDVI (Normalized Difference Vegetation Index) con una resolución espacial de 1.1 km. El mapa trabaja con 25 categorías distintas de usos del suelo, las cuales poseen cinco parámetros para caracterizar las propiedades geofísicas del suelo. Éstas son el albedo, la emisividad a 9 μm, la

² http://eros.usgs.gov/#/Find_Data/Products_and_Data_Available/gtopo30/README

³ Fuente de Topografía: ftp://ftp.ucar.edu/mesouser/MM5V3/TERRAIN_DATA/

inercia térmica, la disponibilidad de humedad y la longitud de rugosidad (Anderson et al., 1976 y Oriol, 2005), además estas características dependen de la estación en la que se encuentra, de esta manera en la Cuadro 3.4 se muestran las diversas categorías y las descripciones de cada una de ellas.

Cuadro N°3.4 – Descripción de las 25 categorías del uso del suelo (cobertura vegetal) y parámetros físicos, para verano H.N. (15 abr - 15 oct) e invierno (15 oct - 15 abr)

ID	Descripción Vegetación	Albedo (%)		Humedad (%)		Emisividad (% at 9 μ m)		Rugosidad (cm)		Inercia térmica (cal cm-2 k-1 s-1/2)	
		Ver	Inv	Ver	Inv	Ver	Inv	Ver	Inv	Ver	Inv
1	Urban	15	15	10	10	88	88	80	80	0.03	0.03
2	DryInd Crop. Past.	17	23	30	60	98.5	92	15	5	0.04	0.04
3	Irrg. Crop. Past.	18	23	50	50	98.5	92	15	5	0.04	0.04
4	Mix. Dry/Irrg.C.P.	18	23	25	50	98.5	92	15	5	0.04	0.04
5	Crop./Grs. Mosaic	18	23	25	40	99	92	14	5	0.04	0.04
6	Crop./Wood Mosc	16	20	35	60	98.5	93	20	20	0.04	0.04
7	Grassland	19	23	15	30	98.5	92	12	10	0.03	0.04
8	Shrubland	22	25	10	20	88	88	10	10	0.03	0.04
9	Mix Shrb./Grs.	20	24	15	25	90	90	11	10	0.03	0.04
10	Savanna	20	20	15	15	92	92	15	15	0.03	0.03
11	Decids. Broadlf.	16	17	30	60	93	93	50	50	0.04	0.05
12	Decids. Needlf.	14	15	30	60	94	93	50	50	0.04	0.05
13	Evergrn. Braodlf.	12	12	50	50	95	95	50	50	0.05	0.05
14	Evergrn. Needlf.	12	12	30	60	95	95	50	50	0.04	0.05
15	Mixed Forest	13	14	30	60	94	94	50	50	0.04	0.06
16	Water Bodies	8	8	100	100	98	98	.01	.01	0.06	0.06
17	Herb. Wetland	14	14	60	75	95	95	20	20	0.06	0.06
18	Wooded wetland	14	14	35	70	95	95	40	40	0.05	0.06
19	Bar. Sparse Veg.	25	25	2	5	85	85	10	10	0.02	0.02
20	Herb. Tundra	15	60	50	90	92	92	10	10	0.05	0.05
21	Wooden Tundra	15	50	50	90	93	93	30	30	0.05	0.05
22	Mixed Tundra	15	55	50	90	92	92	15	15	0.05	0.05
23	Bare Grnd. Tundra	25	70	2	95	85	95	10	5	0.02	0.05
24	Snow or Ice	55	70	95	95	95	95	5	5	0.05	0.05
25	No data										

Fuente: [http://www.mmm.ucar.edu/mm5/documents/MM5_tut_Web_notes/TERRAIN/terrain.htm]

El segundo de INRENA, del mapa de cobertura vegetal de la cuenca del Mantaro (INRENA, 1995) procesado por IGP en el marco del subproyecto "Vulnerabilidad y Adaptación al Cambio Climático en la Cuenca del río Mantaro" en el año 2005 y tiene por resolución (dx, dy) 1 km.

Entre sus principales categorías y definiciones (FAO, 2005) tenemos:

- Ríos, lagos, lagunas
- Centros poblados
- Bofedal, En áreas donde se acumula una cantidad excesiva de humedad, se mantiene la vegetación tierna y verde casi todo el año.
- Actividad agropecuaria, casi la totalidad de los terrenos de mayor calidad y extensión para la agricultura en limpio se ubican en las planicies de los valles interandinos.
- Actividad agropecuaria y bosque secundario, Comprende tanto tierras actualmente ocupadas como tierras abandonadas por la actividad agropecuaria, en proceso de regeneración natural. El bosque original, clímax ha sido talado y quemado, imaginando que el verde y magnífico bosque selvático es un buen indicador de suelos fértiles y apropiados para la agricultura y ganadería.
- Bosque húmedo de montaña, se ubica en la cima o crestas de estas montañas es característica la presencia de una cubierta casi permanente de nubes, que provoca una frecuente garúa o llovizna, por lo que son denominados "bosques de neblina". Los bosques de montaña, que se caracterizan por su gran complejidad florística en sus diferentes formas de vida (epifitas, hierbas, lianas, arbustos y árboles), disminuyen a medida que se asciende a mayores altitudes
- Matorral húmedo, se caracteriza por la presencia de comunidades arbustivas que mantienen su follaje siempre verde durante el año, con una morfología especial que le permite contrarrestar la baja temperaturas y alta humedad del medio. Generalmente alcanzan alturas hasta de 4 m. y se encuentran en forma dispersa y formando bosquetes, especialmente en sitios inaccesibles y con escasa influencia antrópica.
- pajonal, es una formación vegetal compuesta de comunidades de herbáceas alto andinas, que se distribuyen formando densas agrupaciones o matas mayormente de gramíneas hojas duras, en algunos casos punzantes, conocidas con el nombre de ichu o paja, de ahí el nombre de pajonal.
- Tundra, se caracteriza por su subsuelo helado, falta de vegetación arbórea, o en todo caso de árboles naturales, por lo que es debido a la poca heliofanía y al estrés del frío glacial

En el cuadro 3.5 se muestra el resumen de las fuentes que se utilizaron para la implementación del uso del suelo.

Cuadro N°3.5 – Fuente y características principales del uso del suelo (cobertura vegetal)

Fuente	Resolución	Cobertura espacial
^a USGS ⁴	30 s ~ 1 km	30°N-50°S 130°W-20°W
INRENA	1 km	Delimitado por la cuenca del Mantaro

⁴ Fuente de uso del suelo: ftp://ftp.ucar.edu/mesouser/MM5V3/TERRAIN_DATA/

4 METODOLOGÍA

4.1 Análisis de los datos registrados de las estaciones meteorológicas

El objetivo en esta sección fue el de realizar la descripción del viento observado en la cuenca del río Mantaro a partir de los datos extraídos de las instituciones como IGP y SENAMHI descritos en el capítulo 3. Para esto se calcularon los principales ciclos del viento superficial tales como: el ciclo anual; ciclo diurno estacional multianual para la magnitud y la dirección del viento. A su vez, estos fueron divididos en dos etapas: primero la variabilidad de los vientos promedios y posteriormente de los vientos extremos. Los resultados de estos análisis se plasmaron en un mapa síntesis del viento superficial.

4.1.1 Ciclo anual y Ciclo diurno estacional multianual

Para estos se análisis, se utilizaron los principales estadígrafos, como son:

Media, se define como la suma de todos los valores observados, dividido por el número total de observaciones. Esta medida es muy usada aunque su principal desventaja radica en su sensibilidad al cambio de uno de sus valores o a los valores extremos demasiado grandes o pequeños.

Mediana, indica que la mitad de los datos se encuentran por debajo de este valor y la otra mitad por encima del mismo.

Moda, indica el valor que más veces se repite en el conjunto de datos.

Desviación estándar ó desviación típica, permite determinar el promedio aritmético de fluctuación de los datos respecto a su punto central o media.

Diagrama de caja, también llamados gráficos de caja y bigotes, permiten identificar la distribución y la dispersión de los datos de una variable de escala. Con este tipo de gráfico se

representa la mediana, los Cuartiles (1 y 3), los valores atípicos y los valores extremos. La estructura de este tipo de gráfico está basada en una caja, donde el límite superior corresponde al valor del tercer cuartil (75% de los datos) y el límite inferior al primer cuartil (25%); a su vez dentro de la caja se incluye una línea representando el valor de la mediana.

Los datos fueron agrupados según:

Cuadro N°4.1a – Clasificación de horas de la estación automática

Clasificación	Horas
madrugada	0-7
mañana	8-12
tarde	13-18
noche	19-23

Cuadro N°4.1b – Clasificación estacional

Clasificación	Meses
Verano	Diciembre a Febrero
Otoño	Marzo a Mayo
Invierno	Junio a Agosto
Primavera	Setiembre a Noviembre

4.2 Simulación del viento superficial con el modelo mm5

Para caracterizar el viento superficial se hizo uso del modelo MM5, implementando de antemano la topografía y el uso del suelo, debido a que estas variables presentan gran variabilidad por su ubicación.

De modo que en función de estas modificaciones se hicieron los futuros análisis.

4.2.1 Configuración del modelo

Los dominios de trabajo que se definió fue el de generar tres dominios anidados. El dominio externo que engloba buena parte de América del Sur (D1) y dentro del mismo se definió un segundo dominio que comprende el Perú (D2) y dentro de él un tercer dominio que abarca el área de la cuenca del Mantaro (D3 - zona de estudio) (figura 4.1).

- D1: 95x140 celdas, resolución de 27 km
- D2: 124x124 celdas, resolución de 9 km
- D3: 124x112 celdas, resolución de 3 km

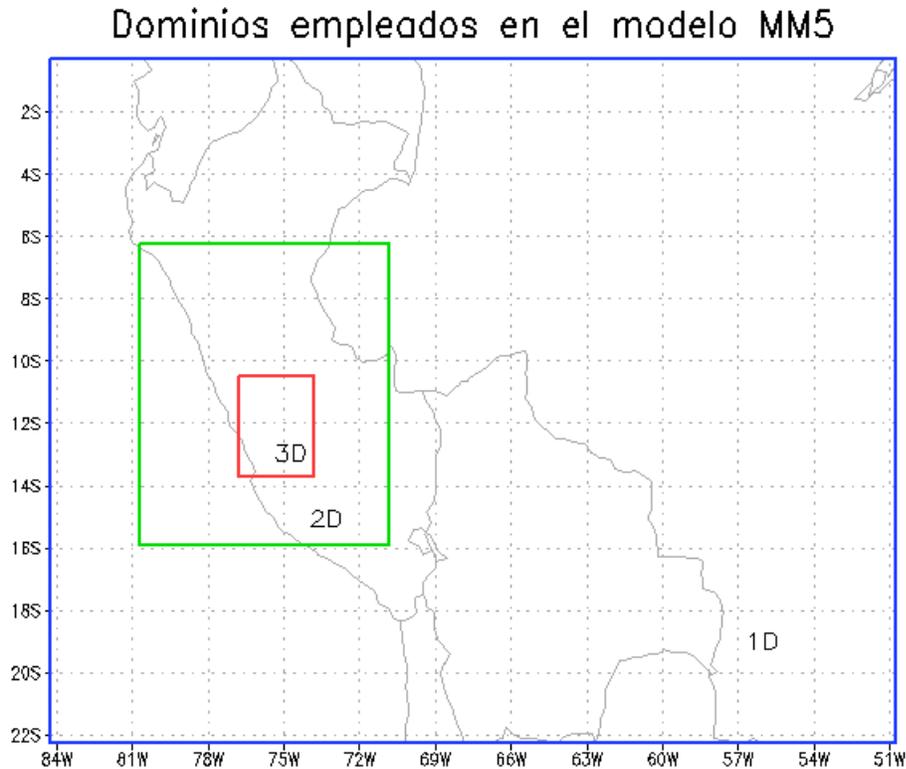


Figura 4.1 - Esquema espacial de los 3 dominios anidados empleados en el modelo.

Para la simulación en si del modelo, las parametrizaciones que se usaron fueron las que se sugerían en la bibliografía estudiada donde se mencionaba principalmente lo siguiente:

Dudhia (1989), desarrollo un esquema de humedad explícita (IMPHYS) para un sistema más complejo que incluye la física del cambio de fase entre agua y hielo

Grell (1993) y Kain y Fritsch (1990, 1993), desarrollaron esquemas de convección (ICUPA) para resoluciones más finas que incluyen los movimientos descendientes, y son más aconsejables para simular el desarrollo de mesoaltas, mesobajas y las tormentas asociadas.

Hernández n.d., menciona que para una alta resolución en la capa límite planetaria, la mejor opción es MRF también conocido como Hong y Pan PBL (IBLTYP = 5)

De acuerdo a lo anterior se escogió la siguiente configuración del modelo (cuadro N°4.2), en él se observa los dominios y sus respectivas parametrizaciones a simular.

Cuadro N°4.2 – Configuración del modelo MM5 utilizadas en las simulaciones

DOMINIOS			PARAMETRIZACIONES FÍSICAS			
			Esquema convectivo (ICUPA)	Esquema de capa límite (IBLTYP)	Esquema de humedad explícita (IMPHYS)	Esquema de radiación (IFRAD)
D1	27 km (95x140)	23 niveles sigma	(6) Kain-Fritsch	(5) MRF	(4) Simple Ice (Dudhia)	(4) RRTM
D2	09 km (124x124)		(6) Kain-Fritsch	(5) MRF	(4) Simple Ice (Dudhia)	(4) RRTM
D3	03 km (124x112)		(1) None	(5) MRF	(4) Simple Ice (Dudhia)	(4) RRTM

4.2.2 Implementación al modelo de la topografía y el uso del suelo

Las implementaciones mencionadas solo se realizaron para el tercer dominio - CRM, siendo estas significativas para la caracterización del viento superficial.

4.2.2.1 Mapa topográfico IGN: introducción al MM5

Para la implementación del mapa del IGN el procedimiento fue dividido en tres puntos:

- El primero, fue el de digitalizar las cartas topográficas en *Arcgis*⁵, el cual generó un *raster*⁶ en binario con el cual se empezó a trabajar.
- El segundo, fue el de realizar script (Anexo 8.2) en *Grads*, que nos permita leer el archivo binario y que realice una interpolación lineal, para que valla de una resolución de 200m a una de 3km y que luego de ello genere un nuevo archivo con esa última resolución.
- El tercero y por último, realizar un *routine* en fortran (Anexo 8.4), que permita generar archivos en el formato del MM5 a partir de los nuevos archivos generados.

⁵ Arcgis, es el nombre de un conjunto de productos de software en el campo de los Sistemas de Información Geográfica o SIG

⁶ Raster, es un fichero de datos que representa una rejilla rectangular de píxeles o puntos de color

4.2.2.2 Mapa de usos del suelo INRENA: introducción al MM5

Con el objetivo de contar con un mapa más detallado del uso de suelo para la cuenca del Mantaro, se incorporó el mapa de “cobertura vegetal” del INRENA, la cual cuenta con 16 categorías características de la zona de estudio (figura 1.4).

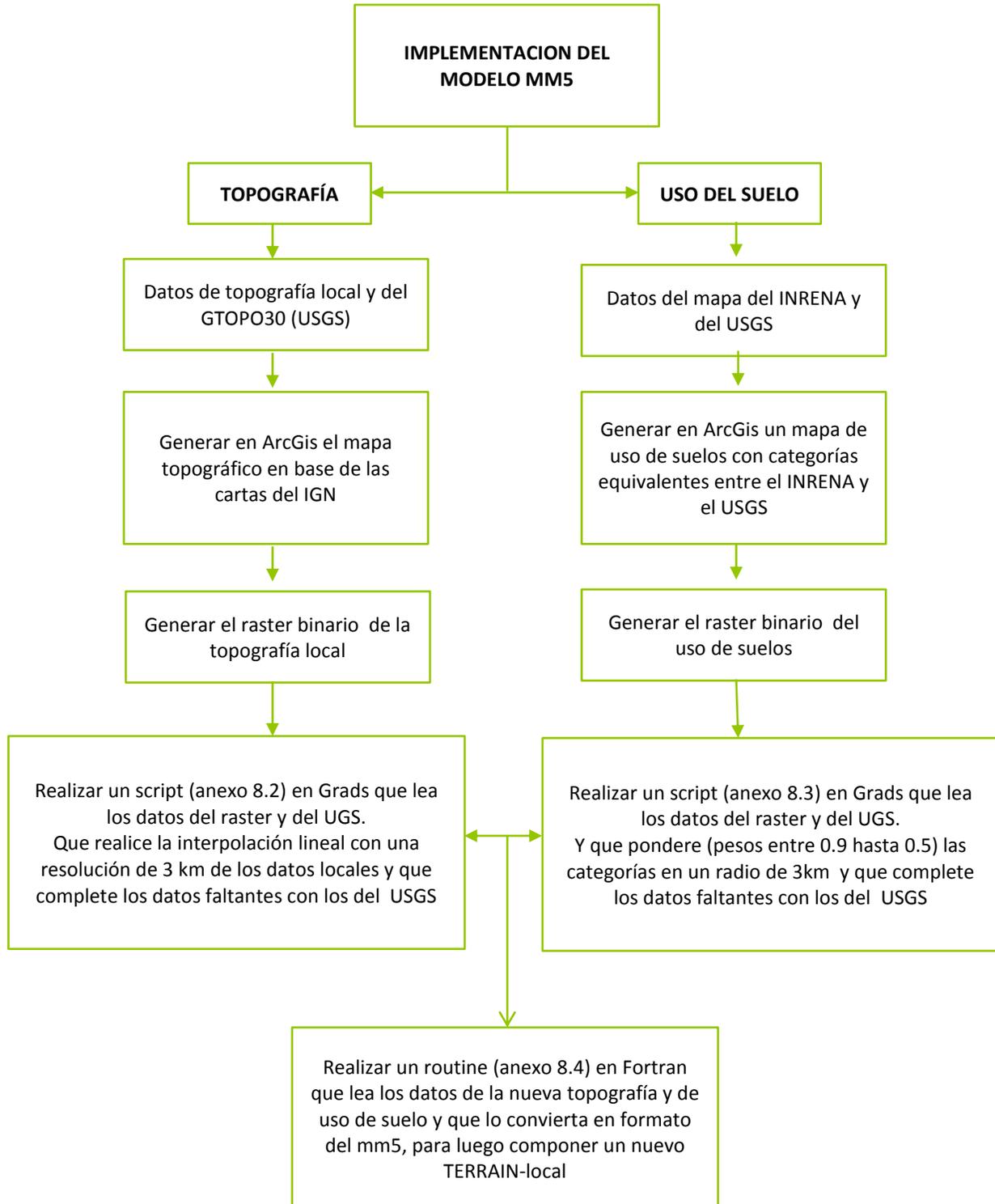
Pero para poder incorporarlas al modelo se tuvieron que hacer equivalencias entre las categorías del INRENA y del USGS (cuadro 4.3); porque aunque en el modelo se ingresan las categorías lo que en realidad se ingresan son cinco parámetros que caracterizan las propiedades geofísicas del suelo (apartado 3.2.2.2).

Cuadro N°4.3 – Equivalencias entre el mapa de cobertura vegetal del INRENA con el GTOPO30

ID	USGS	INRENA
	DESCRIPCIÓN VEGETACIÓN	
1	Urban	Centro poblados
5	Crop./Grs. Mosaic	Actividad agropecuaria
6	Crop./Wood Mosaic	Actividad agropecuaria/Bosque secundaria
7	Grassland	Pajonal altoandino
8	Shrubland	Matorral semiárido templado Matorral semihumedo semicalido Matorral sebhumedo templado Matorral humedo templado
15	Mixed Forest	Bosque húmedo de montaña
16	Water Bodies	Ríos, Lagos, Lagunas
17	Herb. Wetland	Bofedal
22	Mixed Tundra	Tundra
24	Snow or Ice	Nival

El procedimiento que se siguió fue similar al de la topografía solo cambia el segundo punto, el cual consistió en realizar una ponderación de los datos de 1km en un radio de 3 km, y que además genere un archivo binario a 3 km de resolución mediante el script del anexo 8.3.

Esquema del Procedimiento empleado para la implementación de las variables de Topografía y Uso del Suelo en el presente estudio



4.2.3 Análisis de sensibilidad

El análisis de sensibilidad se hizo con el fin de mostrar, si cada vez que se implementaba las nuevas características ya mencionadas, los resultados del modelo se aproximaban más a lo real.

Para ello se tomó como periodo y estación de muestreo al de febrero del 2007 en la estación meteorológica de Lircay, debido a que se contó con mejor calidad de datos.

El procedimiento, consistió en el uso de los estadígrafos (Anexo 8.1) como el error cuadrático medio (RMSE) y el sesgo (BIAS) para las variables de velocidad del viento y temperatura superficial ($\sigma=1$) del aire.

Nota: Todas las simulaciones usaron la misma configuración del apartado 4.2.1.

Los escenarios simulados fueron dos para la topografía y dos para el uso de suelo, mostrados en el cuadro 4.4.

Cuadro N°4.4 – Escenarios a generados de las implementaciones al modelo MM5

Variables	Escenario 1		Escenario 2	
	1a	1b	2a ⁷	2b
Topografía	GTOPO 30 (USGS)	IGN	IGN	IGN
Uso de suelo	USGS (24)	USGS (24)	USGS(24)	INRENA

4.2.4 Validación del modelo MM5

Como resultado del análisis de sensibilidad (ítem 4.2.3) se determinó la mejor configuración del modelo para el área de estudio. Con ello se realizó una comparación entre en los puntos de grilla que coincidían con las estaciones meteorológicas (ítem 3.1). Para la magnitud se hizo uso de los estadígrafos RMSE y el BIAS y para la dirección del viento se graficarán rosas, a fin de compararlos y obtener el grado de precisión de los resultados del modelo.

4.2.5 Análisis de resultados del modelo

Con los resultados del modelo validados, se analizarán los patrones de flujo a nivel estacional (asociados a su topografía variable y a los fenómenos sinópticos) que se presentan en la cuenca a nivel superficial, basando nuestro análisis en las variables de viento, presión y temperatura.

⁷ La denominación “2a” posee la misma configuración que el “1b”

5 RESULTADOS

5.1 Análisis de los datos registrados

En este sub-capítulo se presenta el análisis del ciclo anual y diurno estacional del viento superficial para cada estación (descritas en el capítulo 3.1); además se presenta un mapa esquemático, que muestra las direcciones predominantes del viento en la cuenca, obtenidas del análisis que se hizo, respondiendo de esta manera algunas preguntas tales como:

¿En qué mes del año se muestran los vientos más intensos?

¿A qué hora del día se presentan la mayor ocurrencia de vientos más intensos y si varían a nivel estacional?

¿Cuál es la dirección predominante y si varía a nivel horario estacional?

5.1.1 Estación de la Oroya

Ciclo anual

El ciclo anual (figura 5.1a, Cuadro 5.1a), evidencia que entre los meses de Julio a Setiembre hay mayor ocurrencia de vientos más intensos ubicándose el 50% del total de datos por encima de la mediana (q_2); en cambio para el mes de marzo mostro vientos débiles (0-2m/s). De los datos promedios se observó que oscilan alrededor de 2m/s. De los datos máximos históricos se encontró que el mayor valor atípico fue de 15m/s en el mes de Diciembre.

Cuadro N°5.1a – Valores estadístico del viento (m/s) mensual para la estación de La Oroya
Periodo 2002-2008

Meses	Promedio	Mediana	Moda	Máximo	Mínimo	Desv. Estándar
1	2.166	2.00	2.00	10.00	0.00	1.857
2	2.133	2.00	2.00	10.00	0.00	1.707
3	2.028	2.00	2.00	12.00	0.00	1.743
4	2.152	2.00	2.00	12.00	0.00	1.790
5	2.261	2.00	2.00	10.00	0.00	1.577
6	2.210	2.00	2.00	12.00	0.00	1.497
7	2.241	2.00	2.00	10.00	0.00	1.646
8	2.485	2.00	2.00	10.00	0.00	1.922

Meses	Promedio	Mediana	Moda	Máximo	Mínimo	Desv. Estándar
9	2.449	2.00	2.00	10.00	0.00	1.897
10	2.284	2.00	2.00	12.00	0.00	1.963
11	2.078	2.00	2.00	14.00	0.00	2.027
12	2.137	2.00	2.00	15.00	0.00	2.264

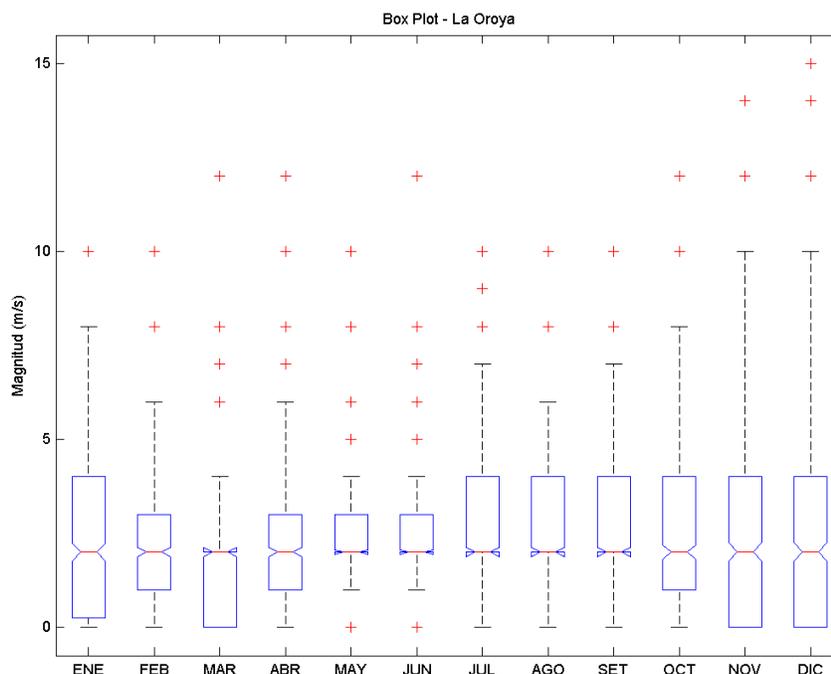


Figura 5.1a – Box Plot del ciclo anual en la estación de La Oroya. Fuente de datos: SENAMHI-Huancayo.

Ciclo diurno

Para el ciclo diurno se analizan los perfiles de los datos promedios y máximos (Figura 5.1b, tabla 5.1b), ambos muestran que en su mayoría los datos mantuvieron una tendencia similar, observándose que a las 13 HL los vientos fueron más intensos que a las otras horas registradas.

Para las 3 horas sinópticas del día, los vientos presentaron las siguientes características:

- A las 07 HL, los vientos tanto promedio como máximo, se mostraron más débiles que a las otras horas, con valores que oscilaron alrededor de 1 m/s (del análisis de promedios) y 6 m/s (del análisis de máximo). A nivel estacional mantuvieron las mismas características.

- A las 13 HL, en promedio las magnitudes alcanzaron valores de 3.65 m/s en primavera y un mínimo de 3.13 m/s en verano; del análisis de datos máximos alcanzaron valores mayores de 14 m/s en primavera y mínimo de 10m/s en otoño.
- A las 19 HL, las magnitudes en promedio oscilaron alrededor de 2 m/s; del análisis de datos máximos se obtuvo que los más intensos se presentaron en primavera - verano con una magnitud atípica de 15 m/s y ligeramente más débiles en las estaciones de otoño - invierno con magnitudes entre 10 y 12 m/s.

En la siguiente Cuadro se muestran los principales estadígrafos del viento.

Cuadro N°5.1b – Valores estadístico del viento (m/s) diurno estacional para la estación de La Oroya - Periodo 2002-2008

Estación de Verano							Estación de Otoño						
Hora Local	Prome-dio	Media-na	Mo-da	Máxi-mo	Míni-mo	Desv. Estandar	Hora Local	Prome-dio	Media-na	Mo-da	Máxi-mo	Míni-mo	Desv. Estandar
7	0.97	0.00	0.00	6.00	0.00	1.16	7	1.09	1.00	0.00	6.00	0.00	1.19
13	3.13	3.00	4.00	14.00	0.00	1.82	13	3.22	3.00	4.00	10.00	0.00	1.62
19	2.33	2.00	2.00	15.00	0.00	2.12	19	2.14	2.00	2.00	12.00	0.00	1.56
Estación de Invierno							Estación de Primavera						
Hora Local	Prome-dio	Media-na	Mo-da	Máxi-mo	Míni-mo	Desv. Estandar	Hora Local	Prome-dio	Media-na	Mo-da	Máxi-mo	Míni-mo	Desv. Estandar
7	1.39	2.00	2.00	6.00	0.00	1.30	7	1.06	0.00	0.00	6.00	0.00	1.22
13	3.47	4.00	4.00	12.00	0.00	1.86	13	3.65	4.00	4.00	14.00	0.00	2.01
19	2.09	2.00	2.00	10.00	0.00	1.15	19	2.11	2.00	2.00	14.00	0.00	1.65

Fuente de datos: SENAMHI-Huancayo.

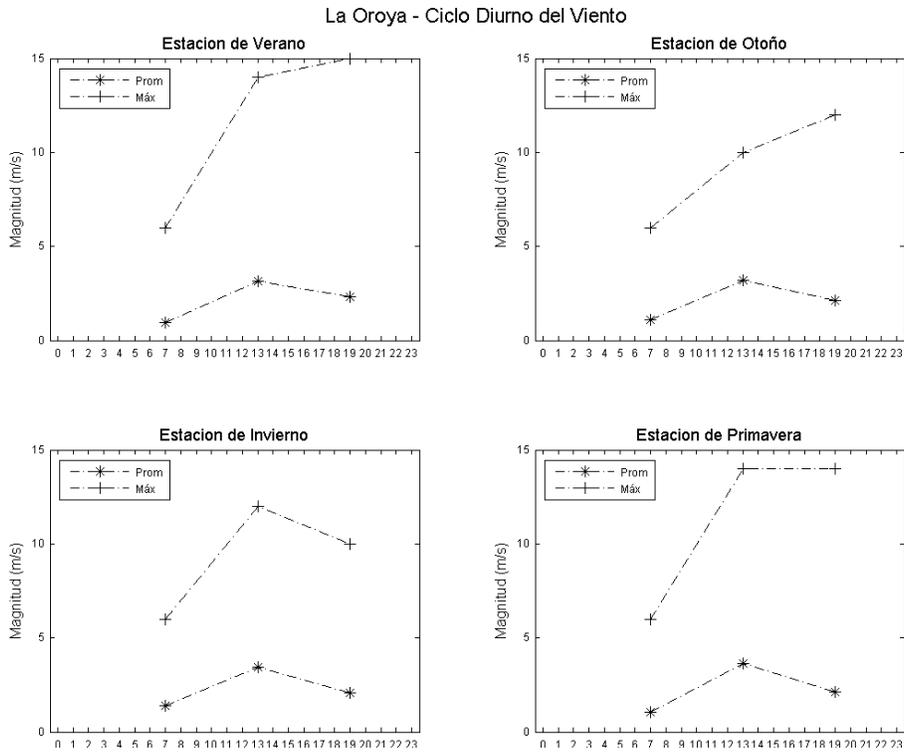
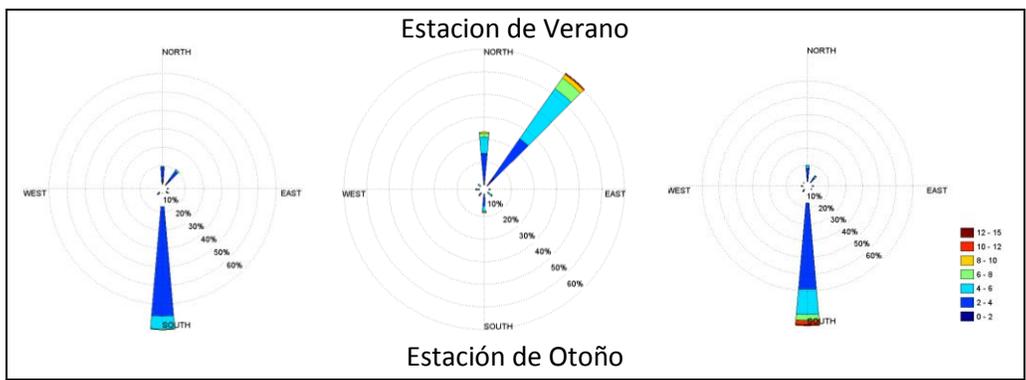


Figura 5.1b – Ciclo diurno estacional (promedios y máximos) en la Oroya. Fuente de datos: SENAMHI-Huancayo.

Dirección diurna

Los resultados de la dirección diurna estacional (figura 5.1c), mostraron que las direcciones predominantes a las 07 HL los vientos fueron del Sur (S) en más de 60% del total de datos, al medio día (13 HL) dirección Nor-Este (NE) con un porcentaje ligeramente mayor de 60%, y por último a las 19 HL dirección Sur (S) con un total de casi el 100%.

La misma predominancia se mantuvo a lo largo de todas las estaciones del año.



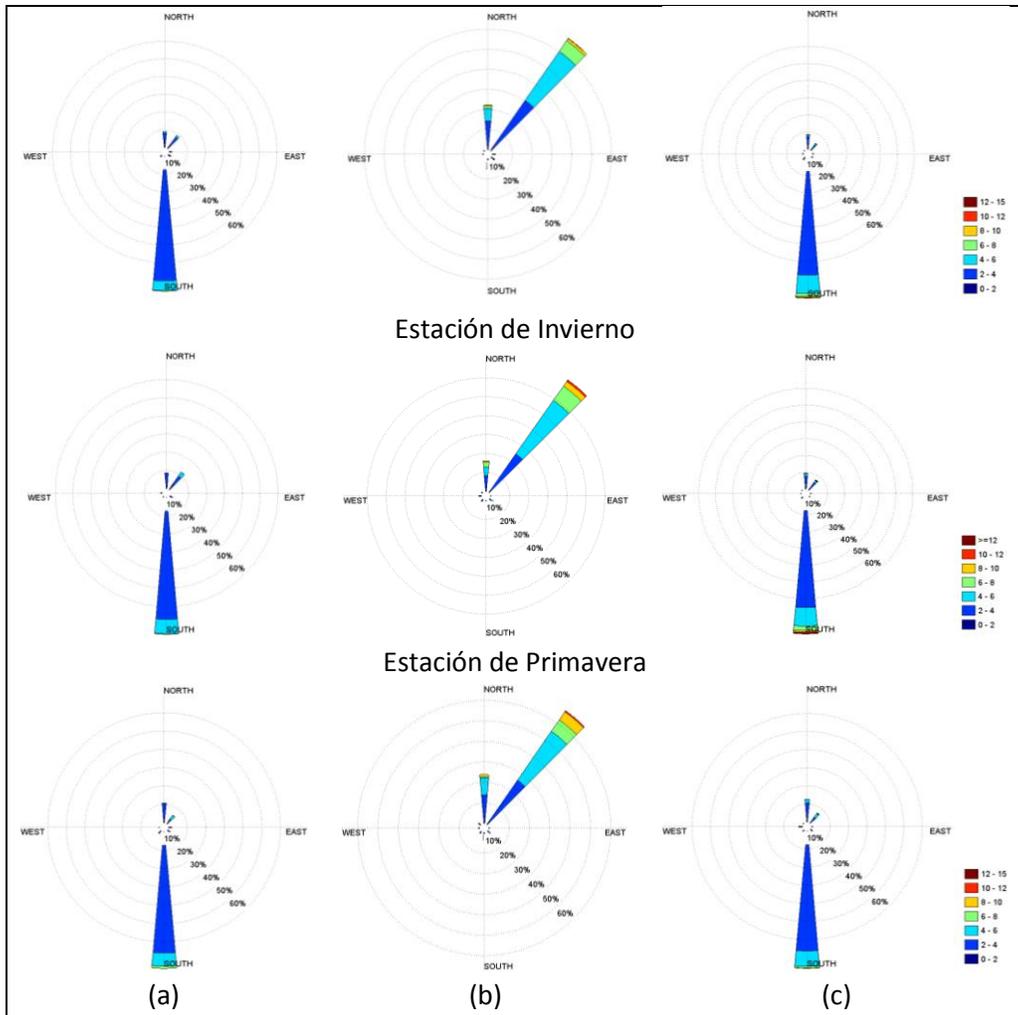


Figura 5.1c – Dirección del viento diurno estacional (entre los años 2002-2008), a las 07 HL (a), a las 13 HL (b) y a las 19 HL (c) en la Oroya. Fuente de datos: SENAMHI-Huancayo.

5.1.2 Estación de Jauja

Ciclo anual

El ciclo anual (figura 5.2a, Cuadro 5.2a), muestra que la distribución de los datos es similar en la mayoría de los meses, con valores que varían entre 0 y 4 m/s (q1-q3), sin embargo los meses de agosto, setiembre y diciembre un 25% de sus datos llegan a 10 m/s; por otro lado, los meses de marzo y abril muestra los vientos más débiles con valores hasta 2 m/s. De los datos promedios se observó que varía entre 1.54 y 2.51 m/s, en los meses de abril y setiembre, respectivamente. De los datos máximos históricos se obtuvo como valor atípico 10 m/s en los meses de agosto y setiembre.

Cuadro N°5.2a – Valores estadístico del viento (m/s) mensual para la estación de Jauja
 Periodo 2002-2008

Meses	Promedio	Mediana	Moda	Máximo	Mínimo	Desv. Estándar
1	1.95	2.00	0.00	8.00	0.00	1.89
2	1.76	2.00	0.00	8.00	0.00	1.84
3	1.62	2.00	0.00	8.00	0.00	1.82
4	1.54	2.00	0.00	8.00	0.00	1.66
5	1.92	2.00	2.00	8.00	0.00	1.66
6	2.11	2.00	2.00	8.00	0.00	1.71
7	2.36	2.00	2.00	8.00	0.00	1.96
8	2.43	2.00	2.00	10.00	0.00	1.85
9	2.51	2.00	2.00	10.00	0.00	2.02
10	2.36	2.00	2.00	8.00	0.00	2.17
11	2.31	2.00	0.00	8.00	0.00	2.02
12	2.18	2.00	0.00	10.00	0.00	2.05

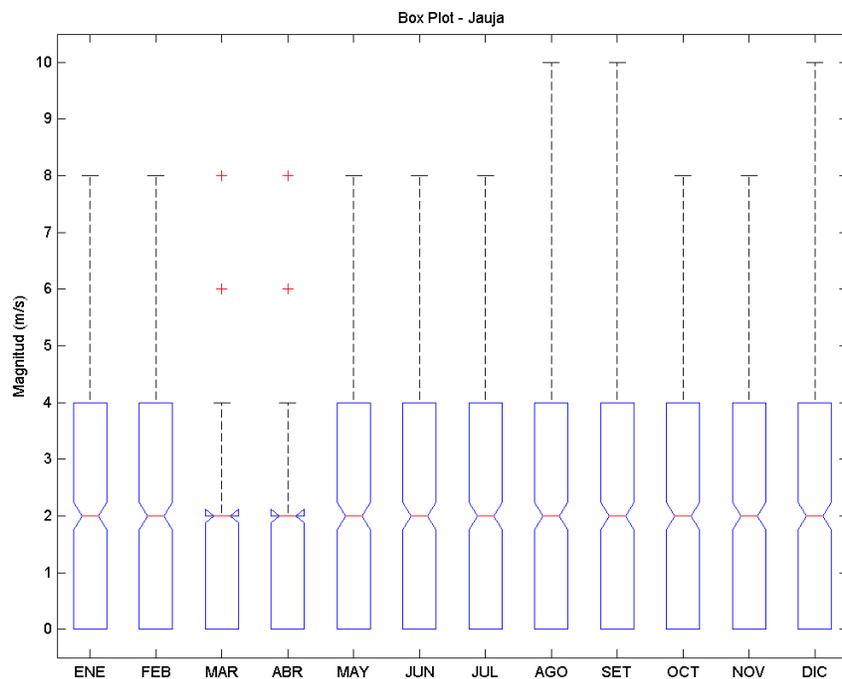


Figura 5.2a – Box Plot del ciclo anual en la estación de Jauja. Fuente de datos: SENAMHI-Huancayo.

Ciclo diurno

Para el ciclo diurno se analizan los perfiles de los datos promedios y máximos (Figura 5.2b- Cuadro 2b), en ambos se muestran que mantuvieron una tendencia similar, observándose que a las 13 HL los vientos fueron más intensos que a las otras horas registradas, sin embargo, a las 19 HL también presento valores moderados.

Para las 3 horas sinópticas del día, los vientos presentaron las siguientes características:

- A las 07 HL, los vientos tanto promedio como máximo, se mostraron débiles con valores que oscilaron entre 0.36 – 0.74m/s (del análisis promedio) y 4 m/s (del análisis máximo). A nivel estacional mantiene las mismas características.
- A las 13 HL, en promedio las magnitudes alcanzaron valores de 3.58 m/s en primavera con un mínimo de 2.65 m/s en otoño; del análisis máximo se encontró que los mayores valores se presentaron en las estaciones de invierno y primavera con 10 m/s (valor atípico de la estación de verano) y el mínimo en la estación de otoño con 8m/s.
- A las 19 HL, en promedio los valores oscilaron entre 2.07-3.20 m/s; del análisis máximo, los más intensos alcanzaron valores de 8m/s en todas las estaciones del año.

En la siguiente Cuadro se muestran los principales estadígrafos del viento.

Cuadro N°5.2b – Valores estadístico del viento (m/s) diurno estacional para la estación de Jauja
Periodo 2002-2008

Estación de Verano							Estación de Otoño						
Hora Local	Prome-dio	Media-na	Mo-da	Máxi-mo	Míni-mo	Desv. Estandar	Hora Local	Prome-dio	Media-na	Mo-da	Máxi-mo	Míni-mo	Desv. Estandar
7	0.47	0.00	0.00	4.00	0.00	0.92	7	0.36	0.00	0.00	4.00	0.00	0.78
13	3.03	4.00	4.00	10.00	0.00	1.76	13	2.65	2.00	2.00	8.00	0.00	1.58
19	2.41	2.00	2.00	8.00	0.00	1.93	19	2.07	2.00	2.00	8.00	0.00	1.72
Estación de Invierno							Estación de Primavera						
Hora Local	Prome-dio	Media-na	Mo-da	Máxi-mo	Míni-mo	Desv. Estandar	Hora Local	Prome-dio	Media-na	Mo-da	Máxi-mo	Míni-mo	Desv. Estandar
7	0.74	0.00	0.00	4.00	0.00	1.03	7	0.71	0.00	0.00	4.00	0.00	1.01
13	2.98	2.00	2.00	10.00	0.00	1.59	13	3.58	4.00	4.00	10.00	0.00	1.85
19	3.20	4.00	4.00	8.00	0.00	1.71	19	2.90	2.00	4.00	8.00	0.00	1.98

Jauja - Ciclo Diurno del Viento

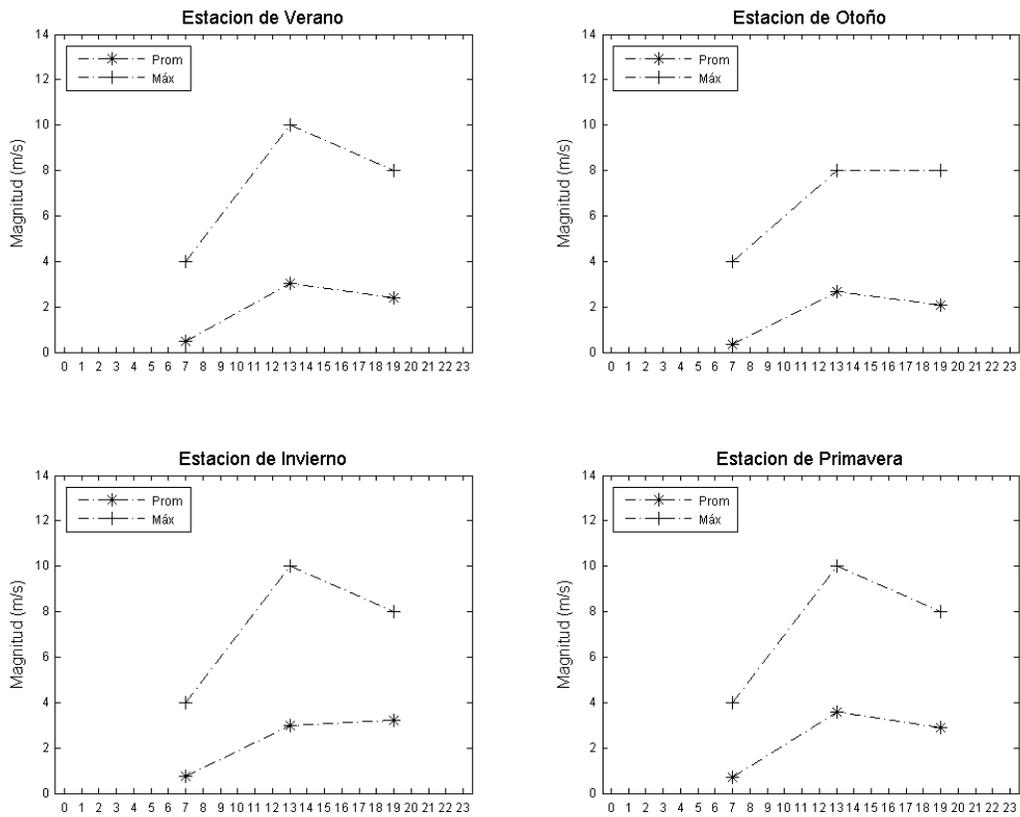


Figura 5.2b – Ciclos diurno estacional (promedios y máximos) en Jauja. Fuente: Fuente de datos: SENAMHI-Huancayo.

Dirección diurna

Los resultados de la dirección diurna estacional (figura 5.2c), mostraron que a las 07 HL la dirección predominante fue del Nor-Oeste (NO) en más de un 50%, sin embargo en verano se mostró además la existencia de la dirección del Sur-Este (SE) con casi 30%; a las 13 HL las direcciones se muestran altamente variables, centrándose en la componentes Norte (NO-N-NE) con más de 50% y dirección Sur-Este (SE) con un 20%; a las 19 HL la dirección predominante se mantuvo entre las componentes del Oeste (O) con más de 50% y del Nor-Oeste (NO) con un 30%.

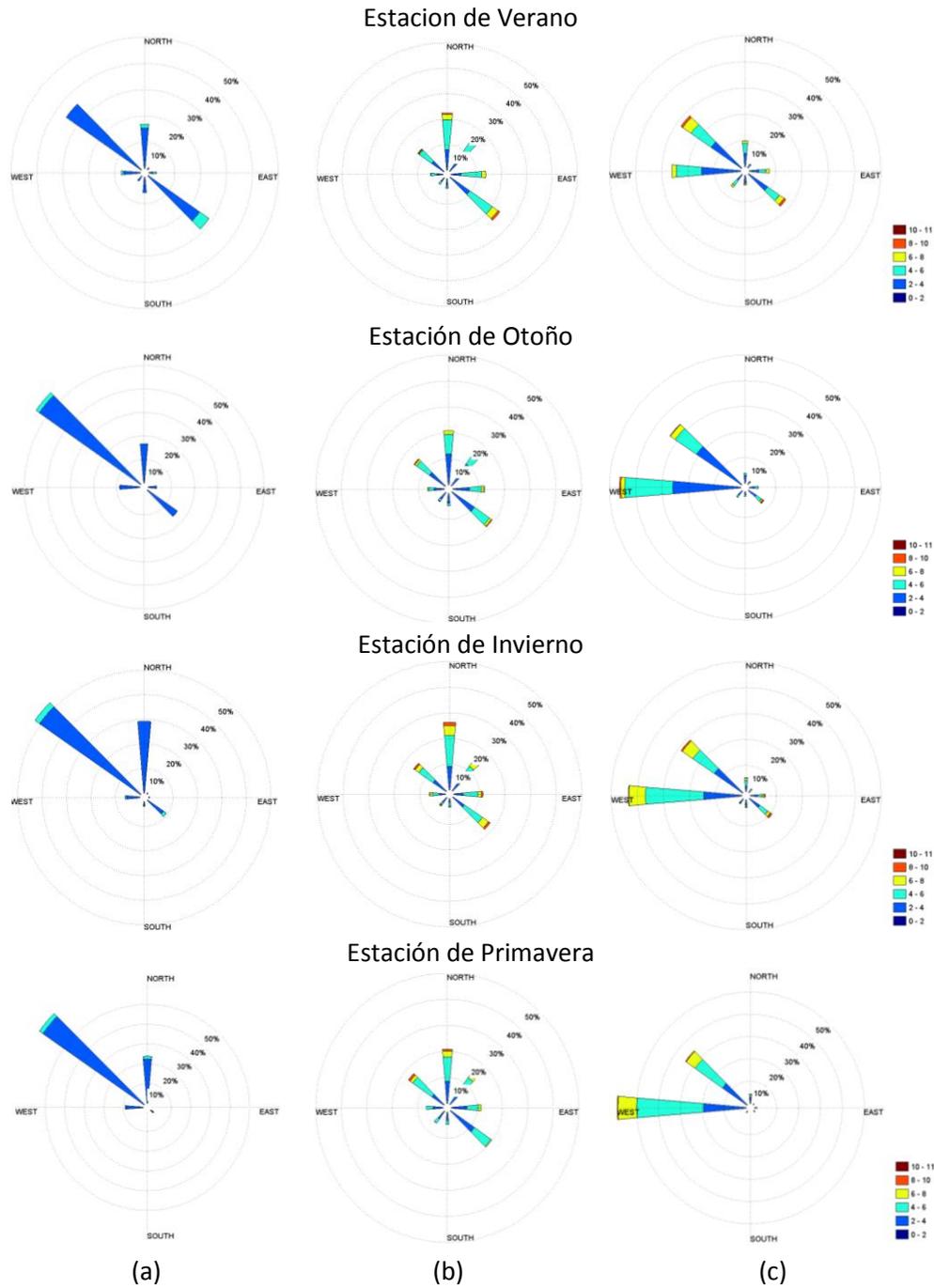


Figura 5.2c – Dirección del viento diurno estacional (entre los años 2002-2008), a las 7 HL (a), a las 13 HL (b) y a las 19 HL (c) en Jauja. Fuente de datos: SENAMHI-Huancayo

5.1.3 Estación de Huayao

Ciclo anual

El ciclo anual (figura 5.3a, Cuadro 5.3a), muestra que la distribución de los datos en su mayoría se ubican entre 1 y 3 m/s con una mediana constante de 2 m/s, sin embargo para el mes de setiembre, la distribución se presenta más dispersa con valores que llegan a 4 m/s, además se observa que los meses con vientos más débiles fueron mayo y junio con 50% de datos por debajo de 2m/s. De los datos promedios, se observó que varían entre 2.05 y 2.76 m/s en los meses de junio y octubre, respectivamente. De los datos máximos históricos se observó que llegó a 15 m/s en el mes de octubre.

Cuadro N°5.3a – Valores estadístico del viento (m/s) mensual para la estación de Huayao
Periodo 2002-2008

Meses	Promedio	Mediana	Moda	Máximo	Mínimo	Desv. Estándar
1	2.53	2.00	1.00	8.00	1.00	1.60
2	2.47	2.00	1.00	8.00	1.00	1.46
3	2.42	2.00	1.00	8.00	1.00	1.42
4	2.32	2.00	1.00	8.00	1.00	1.36
5	2.09	2.00	2.00	8.00	1.00	1.09
6	2.05	2.00	2.00	10.00	0.00	1.14
7	2.35	2.00	2.00	8.00	0.00	1.41
8	2.45	2.00	2.00	8.00	1.00	1.47
9	2.72	2.00	1.00	10.00	1.00	1.66
10	2.76	2.00	1.00	15.00	1.00	1.83
11	2.65	2.00	1.00	9.00	1.00	1.65
12	2.55	2.00	1.00	9.00	1.00	1.62

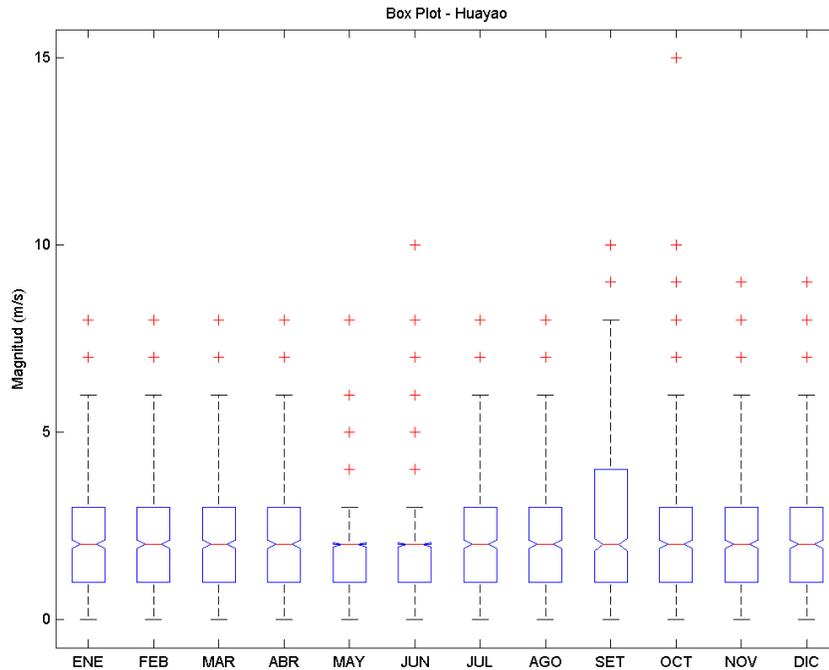


Figura 5.3a – Box Plot del ciclo anual en la estación de Huayao. Fuente de datos: IGP-Huancayo.

Ciclo diurno

Para el ciclo diurno se analizan los perfiles de los datos promedios y máximos (Figura 5.3b, Cuadro 5.3b), en ambos se muestran que mantuvieron una tendencia similar, observándose que a las 13 HL los vientos fueron más intensos que a las otras horas registradas, sin embargo, a las 19 HL también presento valores moderados.

Para las 3 horas sinópticas del día, los vientos presentaron las siguientes características:

- A las 07 HL, los vientos tanto promedio como máximo, se mostraron débiles con valores que oscilaron entre 1.28 - 1.5 m/s (del análisis promedio) y 4 m/s (del análisis máximo). A nivel estacional mantiene las mismas características.
- A las 13 HL, en promedio las magnitudes alcanzaron valores de 3.09 m/s en primavera con un mínimo de 2.33 m/s en otoño; del análisis máximo se encontró que los mayores valores se presentaron en la estación de primavera con 15 m/s y el mínimo en las estaciones de otoño e invierno con 8m/s.
- A las 19 HL, en promedio oscilaron entre 2.43 – 3.08 m/s; del análisis máximo se obtuvo que los más intensos alcanzaron valores de 10m/s en invierno y primavera.

En la siguiente Cuadro se muestran los principales estadígrafos del viento.

Cuadro N°5.3b – Valores estadístico del viento (m/s) diurno estacional para la estación de Huayao
Periodo 2002-2008

Estación de Verano							Estación de Otoño						
Hora Local	Prome-dio	Media-na	Mo-da	Máxi-mo	Míni-mo	Dev. Estandar	Hora Local	Prome-dio	Media-na	Mo-da	Máxi-mo	Míni-mo	Dev. Estandar
7	1.26	1.00	1.00	4.00	1.00	0.54	7	1.39	1.00	1.00	4.00	1.00	0.62
13	2.95	3.00	2.00	9.00	1.00	1.54	13	2.63	2.00	2.00	8.00	1.00	1.28
19	2.80	2.00	2.00	8.00	1.00	1.59	19	2.43	2.00	2.00	8.00	1.00	1.39
Estación de Invierno							Estación de Primavera						
Hora Local	Prome-dio	Media-na	Mo-da	Máxi-mo	Míni-mo	Dev. Estandar	Hora Local	Prome-dio	Media-na	Mo-da	Máxi-mo	Míni-mo	Dev. Estandar
7	1.50	1.00	1.00	4.00	0.00	0.59	7	1.38	1.00	1.00	5.00	1.00	0.66
13	2.33	2.00	2.00	8.00	1.00	1.23	13	3.09	3.00	3.00	15.00	1.00	1.70
19	2.85	2.00	2.00	10.00	0.00	1.59	19	3.08	3.00	2.00	10.00	1.00	1.78

Huayao - Ciclo Diurno del Viento

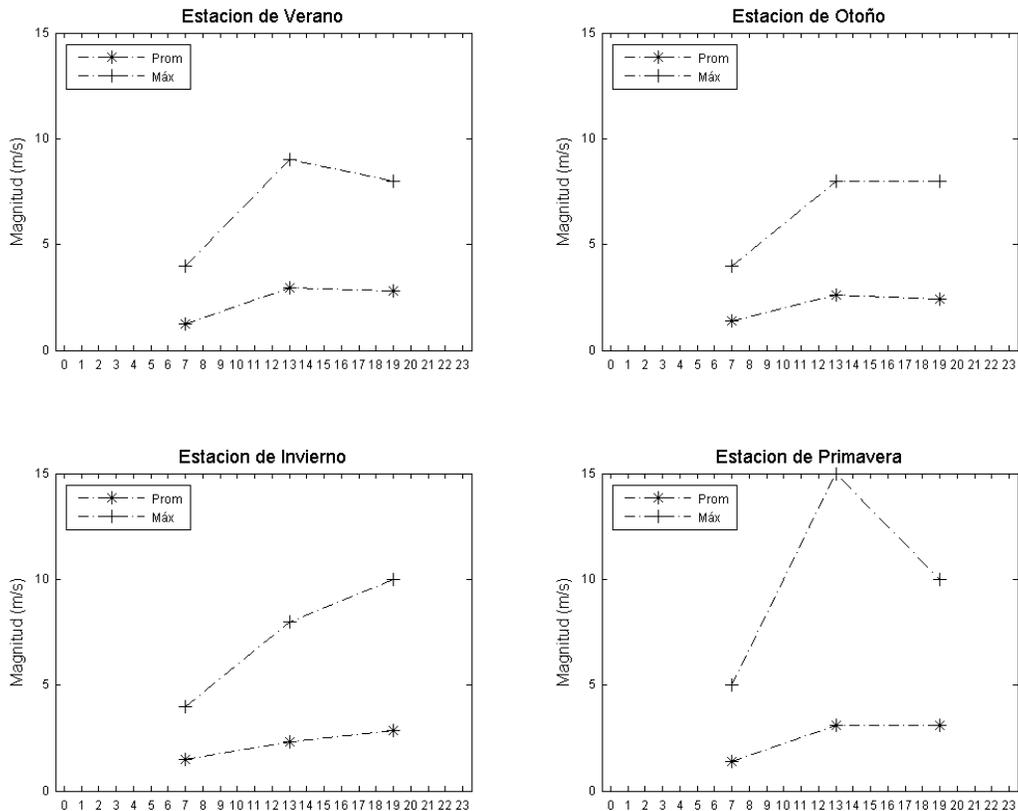
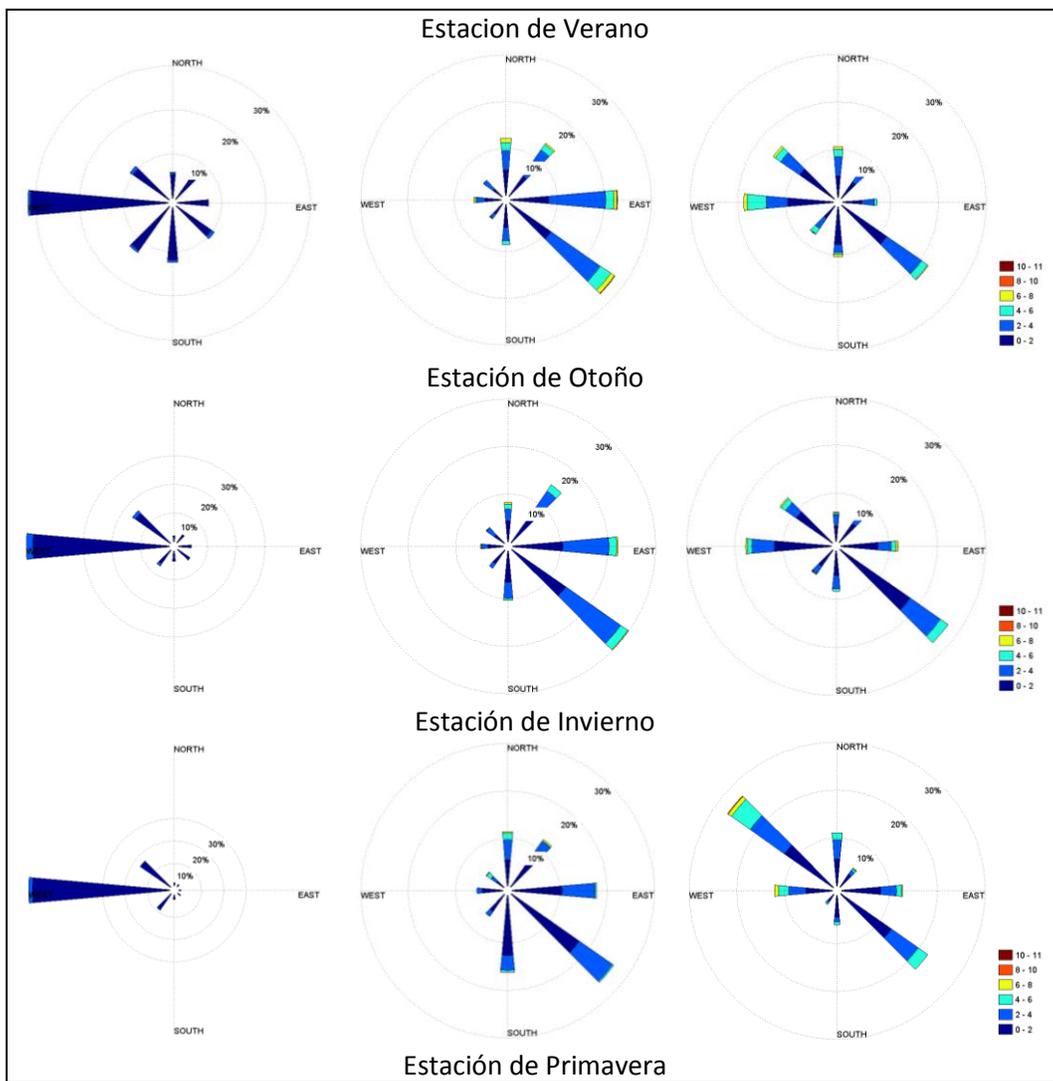


Figura 5.3b – Ciclo diurno estacional (promedios y máximos) en Huayao. Fuente de datos: IGP-Huancayo

Dirección diurna

Los resultados de la dirección diurna estacional (figura 5.3c), mostraron que existe una gran variabilidad, manteniendo esta singularidad a nivel estacional.

Así que, a las 07 HL la dirección predominante fue del Oeste (O) con más de 30%, sin embargo en primavera se mostró además la existencia de la dirección del Sur Oeste (SO) con casi 20%; a las 13 HL las dirección predominante se ubicó en componente Este (SE-E-NE) con 80% del total de datos; a las 19 HL muestra gran variabilidad, en todas las estaciones del año), se puede identificar sin embargo cierta predominancia de las direcciones Sur Este (SE) con 20% y Nor Oeste (NO) con más de 20% en invierno y primavera.



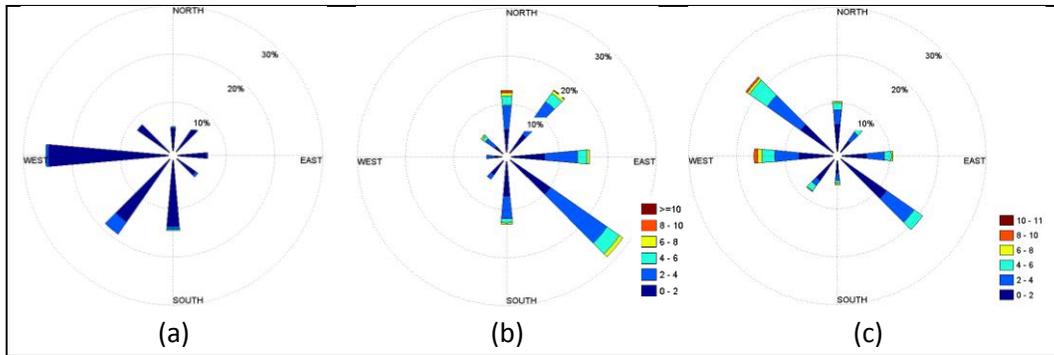


Figura 5.3c – Dirección del viento diurno estacional (entre los años 2003-20010), a las 7 horas (a), a las 13 horas (b) y a las 19 horas (c), en Huayao. Fuente de datos: IGP-Huancayo

5.1.4 Estación de Salcabamba

Ciclo anual

El ciclo anual (figura 5.4a, Cuadro 5.4a), muestra que la distribución de los datos más intensos se ubican entre los meses de junio a agosto con valores que varían desde 2 a 4 m/s; los meses de mayor variabilidad se presentan desde setiembre hasta noviembre con valores que van desde 0 a 4m/s, pese a ello en setiembre muestra que un 25% de sus datos llegan a 10 m/s; por ultimo durante los meses de diciembre a abril los valores se ubican por debajo de la mediana, identificando vientos débiles (0 -2 m/s) durante ese periodo último. De los datos promedios se observó que estos varían entre 1.50 y 2.47 m/s en los de marzo y junio respectivamente. De los valores máximos históricos se observó que llegó a 10 m/s en los meses de setiembre y octubre.

Cuadro N°5.4a – Valores estadístico del viento (m/s) mensual para la estación de Salcabamba Periodo 2002-2008

Meses	Promedio	Mediana	Moda	Máximo	Mínimo	Desv. Estándar
1	1.76	2.00	0.00	8.00	0.00	1.69
2	1.72	2.00	0.00	6.00	0.00	1.65
3	1.50	2.00	0.00	6.00	0.00	1.58
4	1.91	2.00	2.00	8.00	0.00	1.55
5	2.17	2.00	2.00	8.00	0.00	1.40
6	2.47	2.00	2.00	6.00	0.00	1.46
7	2.39	2.00	2.00	8.00	0.00	1.48
8	2.35	2.00	2.00	8.00	0.00	1.64
9	2.21	2.00	2.00	10.00	0.00	1.85
10	2.10	2.00	2.00	10.00	0.00	1.83
11	2.00	2.00	2.00	8.00	0.00	1.73
12	1.59	2.00	0.00	6.00	0.00	1.56

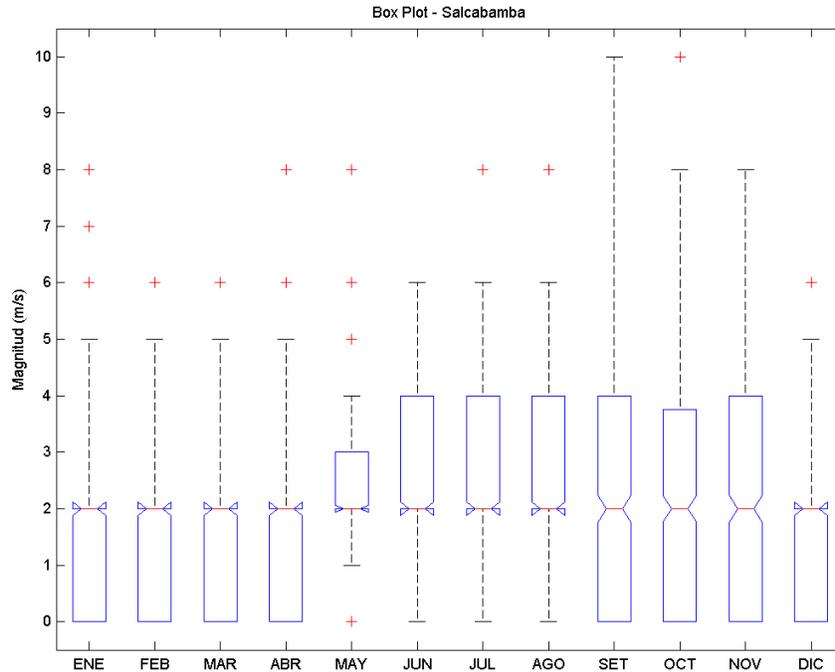


Figura 5.4a – Box Plot del ciclo anual en la estación de La Oroya. Fuente de datos: SENAMHI-Huancayo.

Ciclo diurno

Para el ciclo diurno se analizan los perfiles de los datos promedios y máximos (Figura 5.4b, Cuadro 5.4b), en ambos se muestran que mantuvieron una tendencia similar, observándose que a las 13 HL los vientos fueron más intensos que a las otras horas registradas, sin embargo, a las 19 HL también presento valores moderados.

Para las 3 horas sinópticas del día, los vientos presentaron las siguientes características:

- A las 07 HL, los vientos tanto promedios como máximo, se mostraron débiles con valores que oscilaron entre 0.88 y 1.87 m/s (del análisis promedio) y entre 4 y 8 m/s (del análisis máximo).
- A las 13 HL, en promedio las magnitudes alcanzaron valores de 3.21 m/s en primavera con un mínimo de 2.71 m/s en otoño; del análisis máximo se encontró que los mayores valores se presentaron en primavera con 10 m/s y el mínimo en las demás estaciones con 8m/s.

- A las 19 HL, en promedio oscilaron entre 1.38 y 2.51 m/s; del análisis máximo se obtuvo que los más intensos alcanzaron valores de 10m/s en primavera.

Cuadro N°5.4b - Valores estadístico del viento (m/s) diurno estacional para la estación de Salcabamba - Periodo 2002-2008

Estación de Verano							Estación de Otoño						
Hora Local	Prome-dio	Media-na	Mo-da	Máxi-mo	Míni-mo	Desv. Estandar	Hora Local	Prome-dio	Media-na	Mo-da	Máxi-mo	Míni-mo	Desv. Estandar
7	0.88	0.00	0.00	4.00	0.00	1.21	7	1.11	0.00	0.00	6.00	0.00	1.30
13	2.81	2.00	2.00	8.00	0.00	1.43	13	2.71	2.00	2.00	8.00	0.00	1.41
19	1.38	1.00	0.00	6.00	0.00	1.57	19	1.76	2.00	2.00	8.00	0.00	1.46
Estación de Invierno							Estación de Primavera						
Hora Local	Prome-dio	Media-na	Mo-da	Máxi-mo	Míni-mo	Desv. Estandar	Hora Local	Prome-dio	Media-na	Mo-da	Máxi-mo	Míni-mo	Desv. Estandar
7	1.87	2.00	2.00	8.00	0.00	1.45	7	1.07	1.00	0.00	6.00	0.00	1.18
13	2.83	2.00	2.00	8.00	0.00	1.32	13	3.21	4.00	4.00	10.00	0.00	1.68
19	2.51	2.00	2.00	8.00	0.00	1.64	19	2.04	2.00	2.00	10.00	0.00	1.81

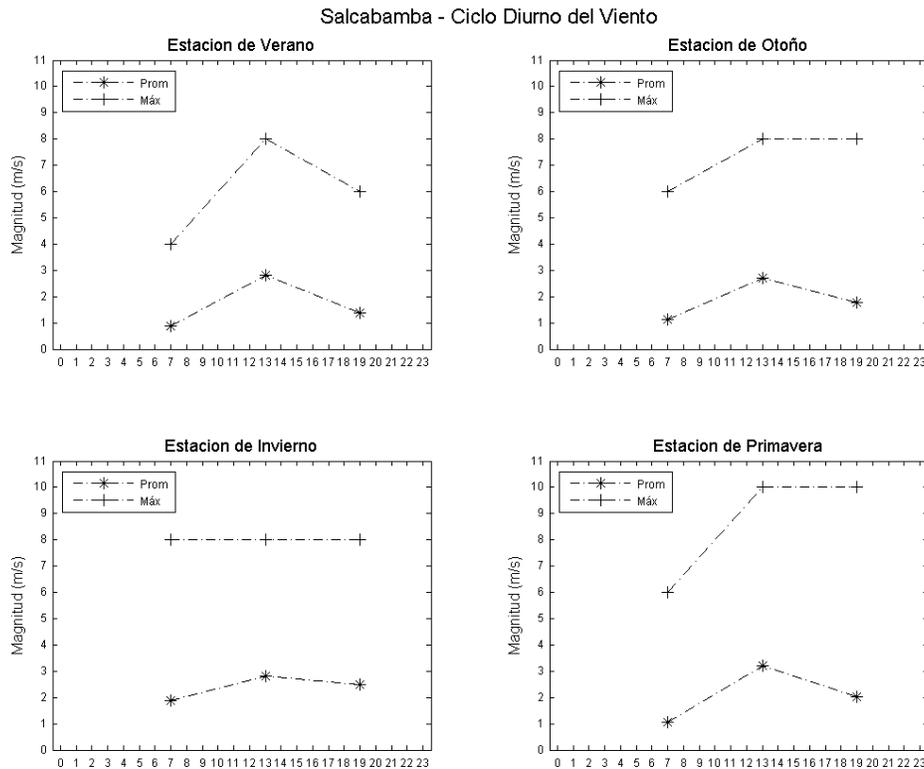
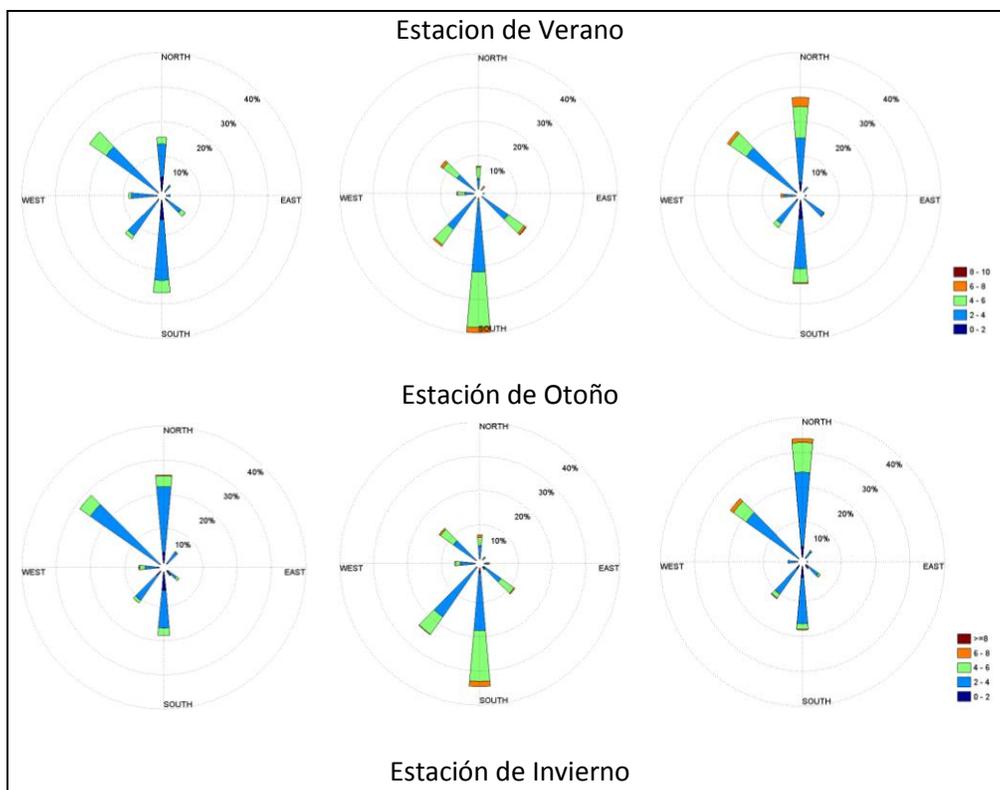


Figura 5.4b – Ciclo diurno estacional (promedios y máximos) en Salcabamba. Fuente de datos: SENAMHI-Huancayo

Dirección diurna

Los resultados de la dirección diurna estacional (figura 5.4c), no mostraron la existencia de dirección predominante para c/hora.

Así que, a las 07 HL la dirección predominante es Norte y Nor Oeste (N-NO) con más de 50% entre ambos, como también del Sur (S) con más de 20% en verano pero va disminuyendo progresivamente hasta no apreciarse en primavera; a las 13 HL las direcciones se concentran tanto en la componente Sur (SO-S-SE) con más de 80% en la mayoría de estaciones del año, excepto invierno que muestra además dirección Nor-Oeste (NO) con más de 20%; a las 19 HL la dirección predominante se concentra en las direcciones Norte (N) y Nor Oeste (NO) con más de 50%, excepto en verano, ya que se muestra además dirección Sur (S) con más de 20%.



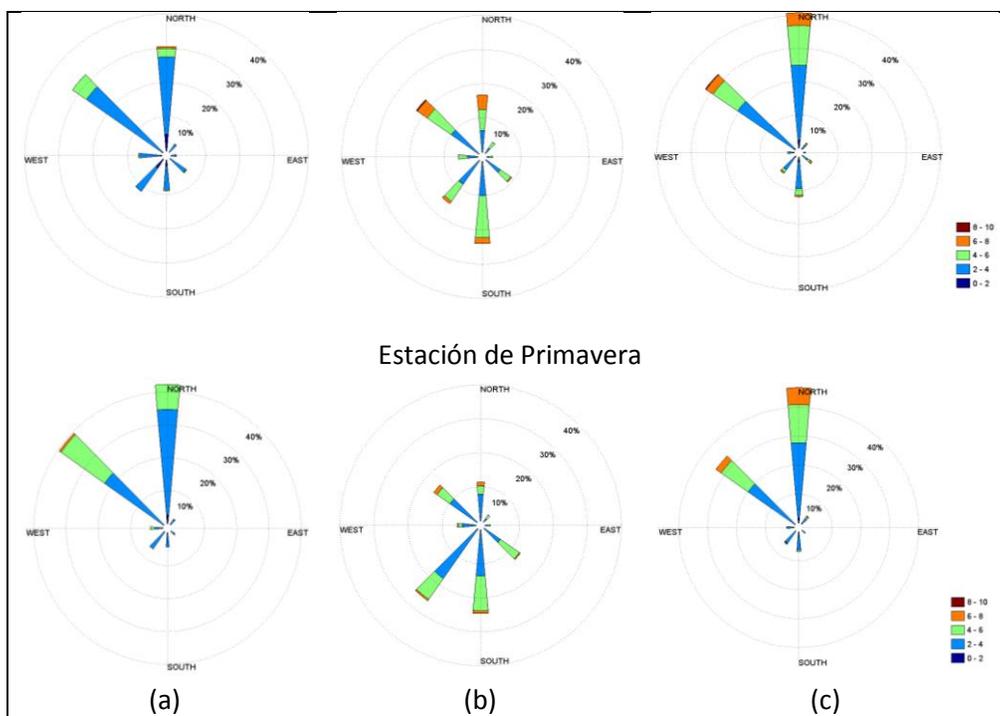


Figura 5.4c – Dirección del viento diurno estacional (entre los años 2002-2008), a las 7 horas (a), a las 13 horas (b) y a las 19 horas (c) en Salcabamba. Fuente de datos: SENAMHI-Huancayo.

5.1.5 Estación de Lircay

Ciclo anual

El ciclo anual (figura 5.5a, Cuadro 5.5a), muestra que la distribución de datos más intensos se ubican entre los meses de agosto y setiembre con valores que varían desde 1.5 a 5 m/s; los valores más débiles se muestran en los meses de marzo y abril, que varían entre 1.0 a 4 m/s. De los datos promedios se observó que oscilan alrededor de 1.6 m/s. De los datos máximos históricos se encontró que el mayor valor atípico fue de 10.2 m/s en el mes de octubre.

Cuadro N°5.5a - Valores estadístico del viento (m/s) mensual para la estación de Lircay
Periodo 2002-2008

Meses	Promedio	Mediana	Moda	Máximo	Mínimo	Desv. Estándar
1	1.64	1.08	0.46	9.16	0.00	1.53
2	1.58	1.03	0.41	8.54	0.00	1.47
3	1.48	0.98	0.51	9.16	0.00	1.40
4	1.50	1.03	0.87	8.74	0.00	1.33
5	1.57	1.18	0.93	8.23	0.00	1.20
6	1.68	1.29	1.23	7.46	0.00	1.25

Meses	Promedio	Mediana	Moda	Máximo	Mínimo	Desv. Estándar
7	1.72	1.23	0.93	8.69	0.00	1.37
8	1.83	1.23	0.87	9.93	0.00	1.54
9	1.81	1.18	0.93	9.77	0.00	1.57
10	1.75	1.18	0.57	10.19	0.00	1.50
11	1.80	1.23	1.08	9.57	0.00	1.49
12	1.74	1.18	0.93	9.36	0.00	1.53

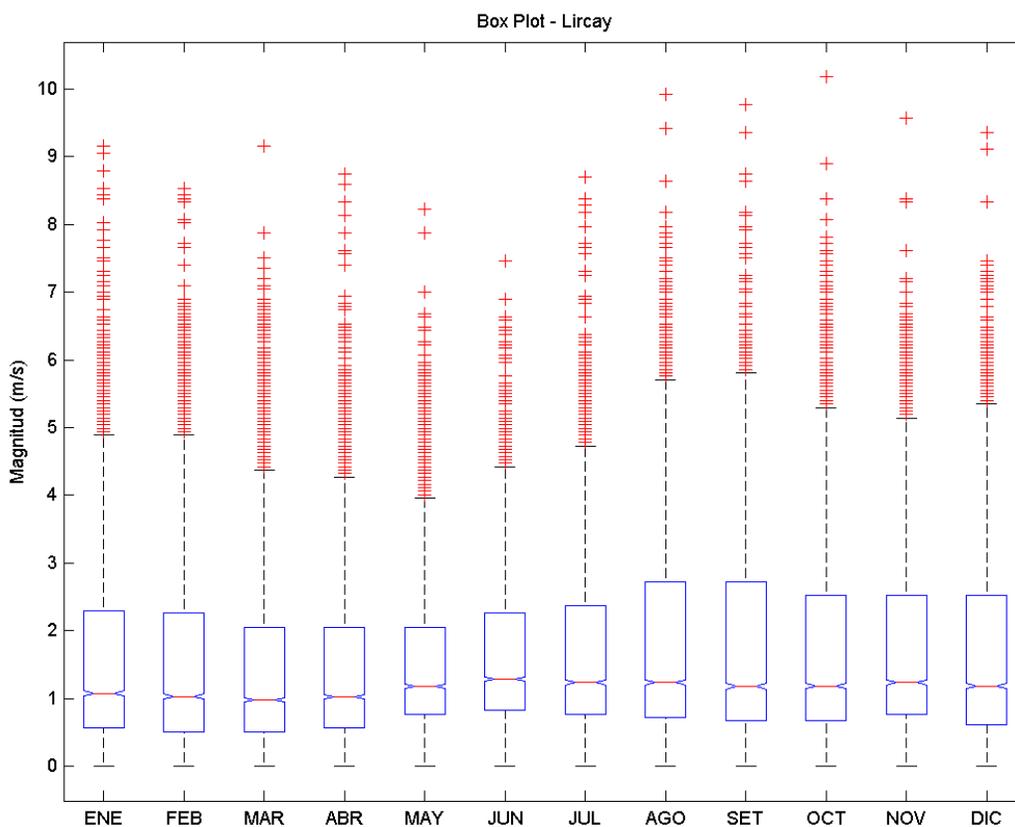


Figura 5.5a – Box Plot del ciclo anual en la estación de Lircay. Fuente de datos: SENAMHI-Huancayo.

Ciclo diurno

Para el ciclo diurno se analizan los perfiles de los datos promedios y máximos (Figura 5.5b, tabla 5.5b), en ambos se muestran que mantuvieron una tendencia similar, observándose que entre las 13 y 15 HL los vientos fueron más intensos que a las otras horas registradas.

Para las diferentes horas del día, los vientos presentaron las siguientes características:

- Entre las 00 y 07 HL, los vientos tanto promedios como máximo, se muestran débiles con valores que oscilan alrededor de 0.9 m/s (del análisis promedios), siendo ligeramente más fuertes en la estaciones de invierno y primavera; del análisis máximo, los valores se encuentran entre 2.52 m/s (0 horas) hasta 6.7 m/s (6 horas), en invierno y primavera respectivamente.
- Entre las 8 y 12 HL, los vientos comienzan a incrementarse progresivamente, presentando promedios que van desde 0.69 m/s (08 HL) a 3.42 m/s (12 HL) en otoño y primavera respectivamente; del análisis máximo, los valores van desde 3.76 m/s (8HL) a 9.16 m/s (12 HL), ambos en otoño.
- Entre las 13 y 18 HL, en promedio alcanzaron valores de hasta 3.66 m/s (14 HL) en invierno y un mínimo de 1.42 m/s (18 HL) en otoño; del análisis máximo, el mayor valor fue de 10.19 m/s (14 HL) en primavera y el mínimo de 6.64 m/s (17 HL) en otoño.
- Entre las 19 y 23 HL, en promedio los datos oscilan alrededor de 1.2 m/s, siendo ligeramente más fuertes en la estaciones de invierno y primavera; del análisis máximos se encontró que el rango estuvo entre 4.37 m/s (23 HL) y 9.16 m/s (20 HL), en las estaciones de verano y otoño respectivamente.

Cuadro N°5.5b - Valores estadístico del viento (m/s) diurno estacional para la estación de Lircay Periodo 2002-2008

Estación de Verano							Estación de Otoño						
Hora Local	Prome-dio	Media -na	Mo-da	Máxi-mo	Míni-mo	Desv. Estandar	Hora Local	Prome-dio	Media -na	Mo-da	Máxi-mo	Míni-mo	Desv. Estandar
0	0.83	0.72	0.31	4.12	0.00	0.65	0	0.86	0.87	0.87	4.78	0.00	0.52
1	0.78	0.67	0.41	4.58	0.00	0.64	1	0.83	0.82	0.41	5.20	0.00	0.50
2	0.84	0.72	0.15	5.56	0.00	0.69	2	0.83	0.80	1.13	3.86	0.00	0.52
3	0.74	0.67	0.98	3.96	0.00	0.56	3	0.90	0.93	0.93	4.48	0.00	0.51
4	0.74	0.67	0.36	4.73	0.00	0.55	4	0.86	0.87	0.93	4.22	0.00	0.54
5	0.74	0.67	0.51	4.89	0.00	0.52	5	0.88	0.82	0.67	4.53	0.00	0.56
6	0.74	0.67	0.10	3.24	0.00	0.53	6	0.87	0.87	0.98	3.60	0.00	0.57
7	0.70	0.62	0.05	3.45	0.00	0.52	7	0.84	0.82	0.57	2.83	0.00	0.56
8	0.89	0.72	0.21	5.04	0.00	0.72	8	0.69	0.62	0.62	3.76	0.00	0.48
9	1.36	1.13	0.41	6.43	0.00	0.99	9	0.91	0.72	0.57	5.56	0.00	0.76

10	2.25	2.16	1.70	6.74	0.05	1.35	10	1.70	1.59	0.72	6.43	0.00	1.13
11	2.75	2.73	1.80	7.66	0.15	1.47	11	2.46	2.50	2.73	6.38	0.00	1.24
12	3.23	3.29	3.70	8.02	0.05	1.62	12	2.84	2.83	2.11	9.16	0.05	1.41
13	3.57	3.70	3.50	9.05	0.05	1.76	13	3.05	3.09	3.86	8.59	0.05	1.46
14	3.32	3.40	2.37	9.36	0.05	1.76	14	3.20	3.24	4.22	8.74	0.05	1.50
15	3.04	3.06	3.40	8.08	0.05	1.69	15	3.12	3.09	2.62	8.33	0.00	1.52
16	2.69	2.37	0.77	8.54	0.00	1.75	16	2.81	2.83	2.21	8.13	0.00	1.45
17	2.28	2.01	1.70	8.38	0.00	1.54	17	2.13	2.01	0.98	6.64	0.00	1.33
18	1.89	1.59	0.57	6.74	0.00	1.37	18	1.38	1.13	0.87	7.56	0.00	1.07
19	1.44	1.18	1.13	7.30	0.05	1.06	19	1.13	0.93	0.98	7.00	0.00	0.88
20	1.27	0.98	0.82	9.16	0.00	1.05	20	1.09	0.93	0.77	5.09	0.00	0.82
21	1.14	0.93	0.41	5.71	0.00	0.94	21	1.03	0.93	0.93	6.53	0.00	0.76
22	1.00	0.77	0.67	5.35	0.00	0.83	22	0.95	0.87	0.98	5.66	0.00	0.71
23	0.91	0.77	0.51	4.37	0.00	0.77	23	0.84	0.82	0.87	4.94	0.00	0.56
Estación de Invierno							Estación de Primavera						
Hora Local	Prome-dio	Media-na	Mo-da	Máxi-mo	Míni-mo	Desv. Estandar	Hora Local	Prome-dio	Media-na	Mo-da	Máxi-mo	Míni-mo	Desv. Estandar
0	0.94	0.93	0.93	2.52	0.00	0.42	0	0.97	0.87	1.08	4.58	0.00	0.67
1	0.96	0.98	0.98	3.81	0.00	0.44	1	0.91	0.82	0.87	3.96	0.00	0.62
2	0.99	1.03	1.08	3.09	0.00	0.46	2	0.89	0.82	0.82	5.66	0.00	0.59
3	1.04	1.08	1.13	3.14	0.00	0.47	3	0.88	0.87	0.87	3.65	0.00	0.54
4	1.07	1.13	1.44	2.88	0.00	0.47	4	0.84	0.87	0.87	3.19	0.00	0.48
5	1.11	1.13	1.29	5.25	0.00	0.51	5	0.87	0.87	1.08	2.16	0.00	0.45
6	1.13	1.13	1.23	3.14	0.00	0.50	6	0.90	0.93	1.13	6.17	0.00	0.54
7	1.15	1.18	1.39	2.52	0.00	0.53	7	0.84	0.82	1.08	4.12	0.00	0.54
8	0.74	0.72	0.67	4.22	0.00	0.49	8	0.88	0.77	0.67	4.01	0.00	0.64
9	0.72	0.62	0.51	5.45	0.00	0.58	9	1.46	1.18	0.82	5.61	0.05	1.03
10	1.64	1.54	0.72	5.30	0.00	1.02	10	2.60	2.67	2.88	6.69	0.00	1.33
11	2.75	2.83	3.65	6.74	0.15	1.10	11	3.21	3.29	3.76	7.20	0.00	1.46
12	3.24	3.24	3.70	7.72	0.15	1.24	12	3.43	3.60	3.76	7.72	0.15	1.52
13	3.50	3.55	3.86	8.64	0.15	1.25	13	3.45	3.50	4.32	9.77	0.15	1.69
14	3.71	3.76	4.22	8.18	0.10	1.34	14	3.38	3.50	3.86	10.19	0.00	1.75
15	3.67	3.70	3.81	9.41	0.10	1.38	15	3.13	3.14	3.03	9.36	0.05	1.72
16	3.53	3.55	3.24	9.93	0.15	1.42	16	2.88	2.83	0.98	8.64	0.10	1.69
17	2.73	2.57	1.54	7.97	0.21	1.52	17	2.60	2.29	2.21	7.72	0.00	1.64
18	1.78	1.39	1.29	7.30	0.05	1.34	18	2.05	1.75	0.57	6.64	0.00	1.42
19	1.44	1.11	0.62	7.15	0.00	1.19	19	1.66	1.23	0.93	6.79	0.00	1.31
20	1.24	0.98	0.77	7.30	0.00	1.08	20	1.38	1.08	0.62	6.33	0.00	1.08
21	1.17	0.93	0.77	7.15	0.00	0.94	21	1.21	1.01	0.46	6.79	0.00	0.98
22	1.13	0.98	0.82	7.15	0.00	0.89	22	1.08	0.93	0.98	5.25	0.00	0.84
23	1.10	0.93	0.87	7.15	0.00	0.86	23	1.01	0.87	1.08	4.89	0.00	0.80

Lircay - Ciclo Diurno del Viento

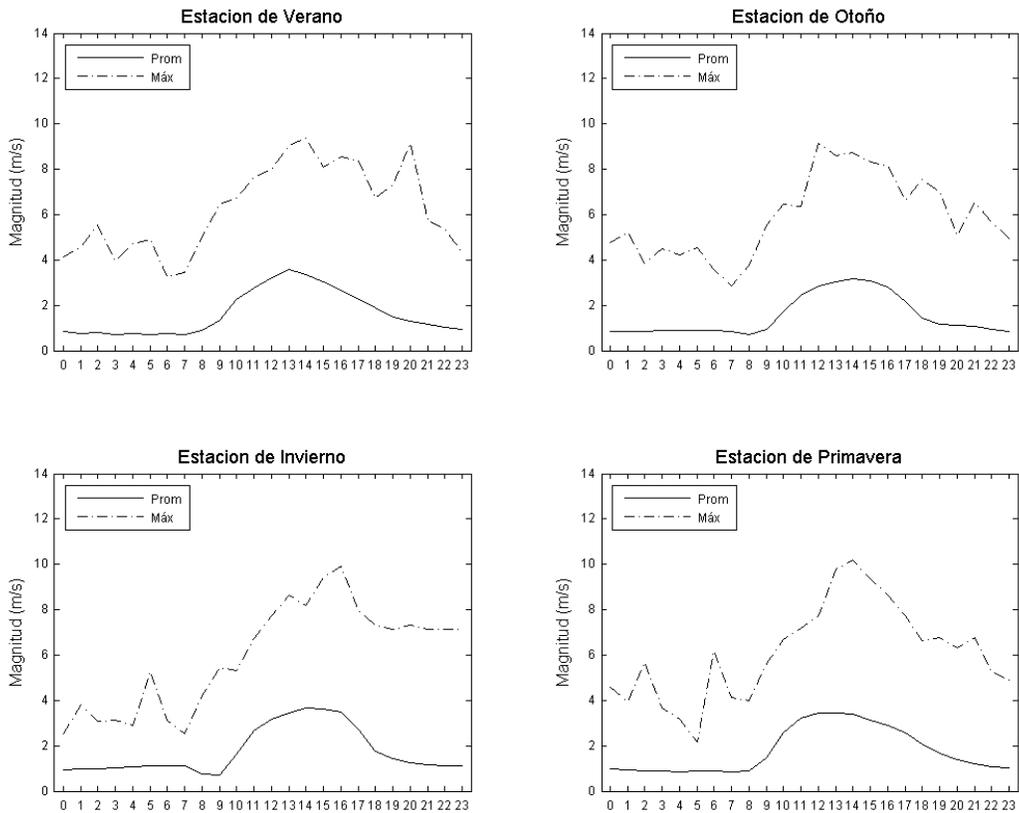


Figura 5.5b – Ciclo diurno estacional (promedios y máximos) en Lircay. Fuente de datos: IGP-Huancayo

Dirección diurna

Los resultados de la dirección diurna estacional (figura 5.5c), no mostraron la existencia de dirección predominante para c/hora.

Así que, entre las 00 y 07 HL los vientos tienen dirección predominante del Sur (S) y Sur-Este (SE), con más de 90% entre ambos; entre 08 y 12 HL, las direcciones se concentran en la componente Norte (N) con casi 100%; entre las 13 y 18 HL, dirección predominante es del Norte (N) con casi 100%, concentrando en este periodo las mayores magnitudes; por último entre las 19 y 23 HL, la dirección predominante al igual que entre las 00 y 07 HL, centra en la componente Sur (S) y Sur-Este (SE) con más de 90%.

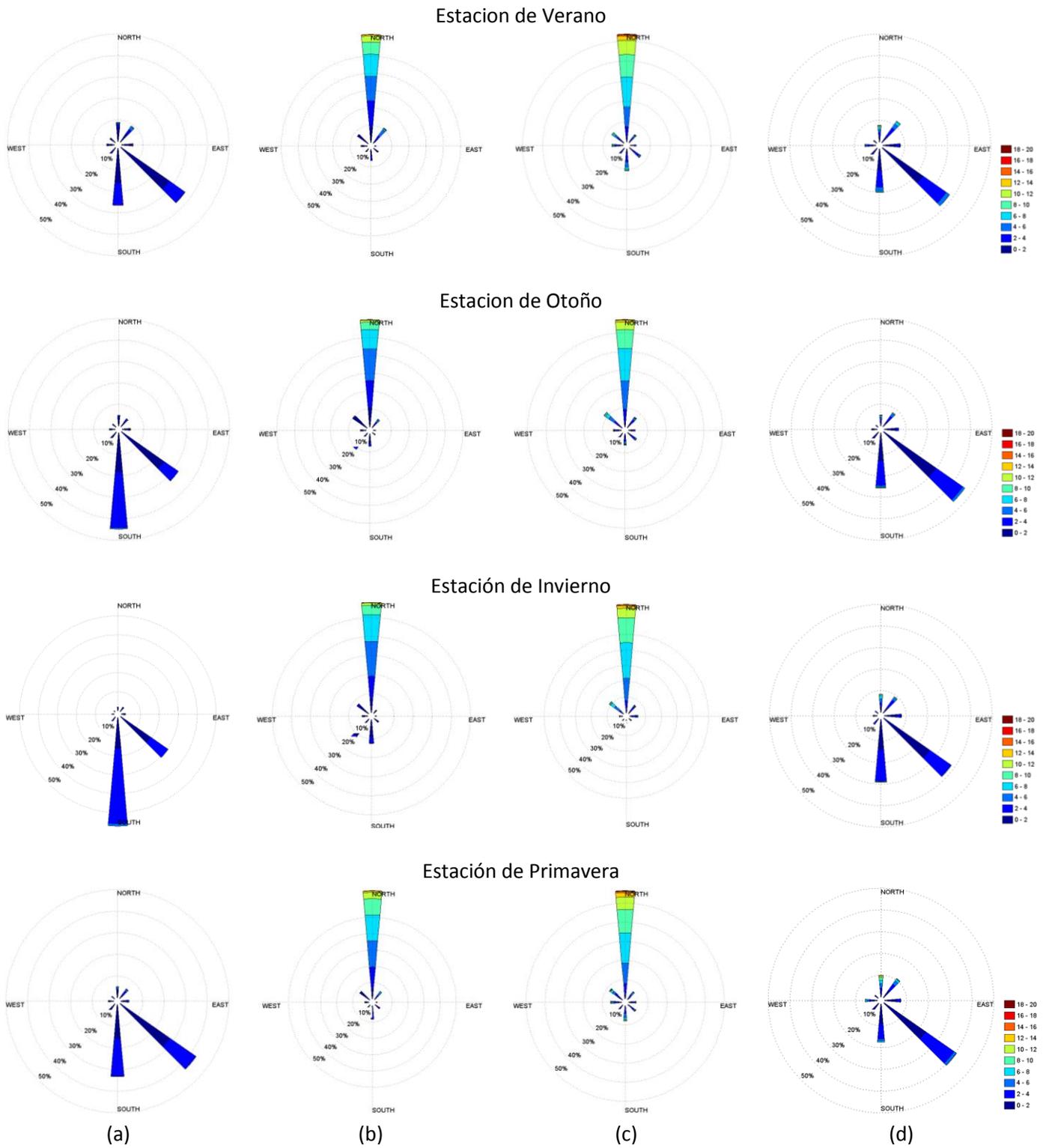


Figura 5.5c – Dirección del viento diurno estacional (entre los años 2002-2008), de las 0-7 horas (a), de las 8-12 horas (b), de las 13-18 horas (c) y desde las 19-23 horas, en Lircay. Fuente de datos: IGP Huancayo

5.1.6 Mapa esquemático

El cuadro N°5.6, muestra el resumen del análisis anterior en c/estación meteorológica, en él se observa: el rango en que varían los datos, los valores máximo atípico, la dirección predominante y los meses en que se presentan los vientos más intensos.

En el análisis, se observó que las direcciones predominantes no varían significativamente a nivel estacional, más si su magnitud.

En el mapa esquemático, se observa que las estaciones ubicadas en el valle tienen la dirección más variable con respecto a las demás, debido suponemos al ancho del valle.

Cuadro N°5.6 – Síntesis del viento máximo en la cuenca del río Mantaro

Estación Meteorológica	Periodo (hrs)	Magnitud (m/s)		Dirección (°)	Mes del año
		Rango	Máximo Atípico	Predominante	
La Oroya	13	0.0-4.0	15	NE	Julio, Agosto y Setiembre
Jauja	13	0.0-4.0	10	N-SE	Agosto, Setiembre y Diciembre
Huayao	13	1.0-3.0	15	SE-E	Setiembre
Salcabamba	13	0.0-4.0	10	S	Setiembre
Lircay	13-15	0.5-2.5	10	N	Agosto y Setiembre

Fuente: Elaboración propia a partir de datos IGP y SENAMHI - Huancayo

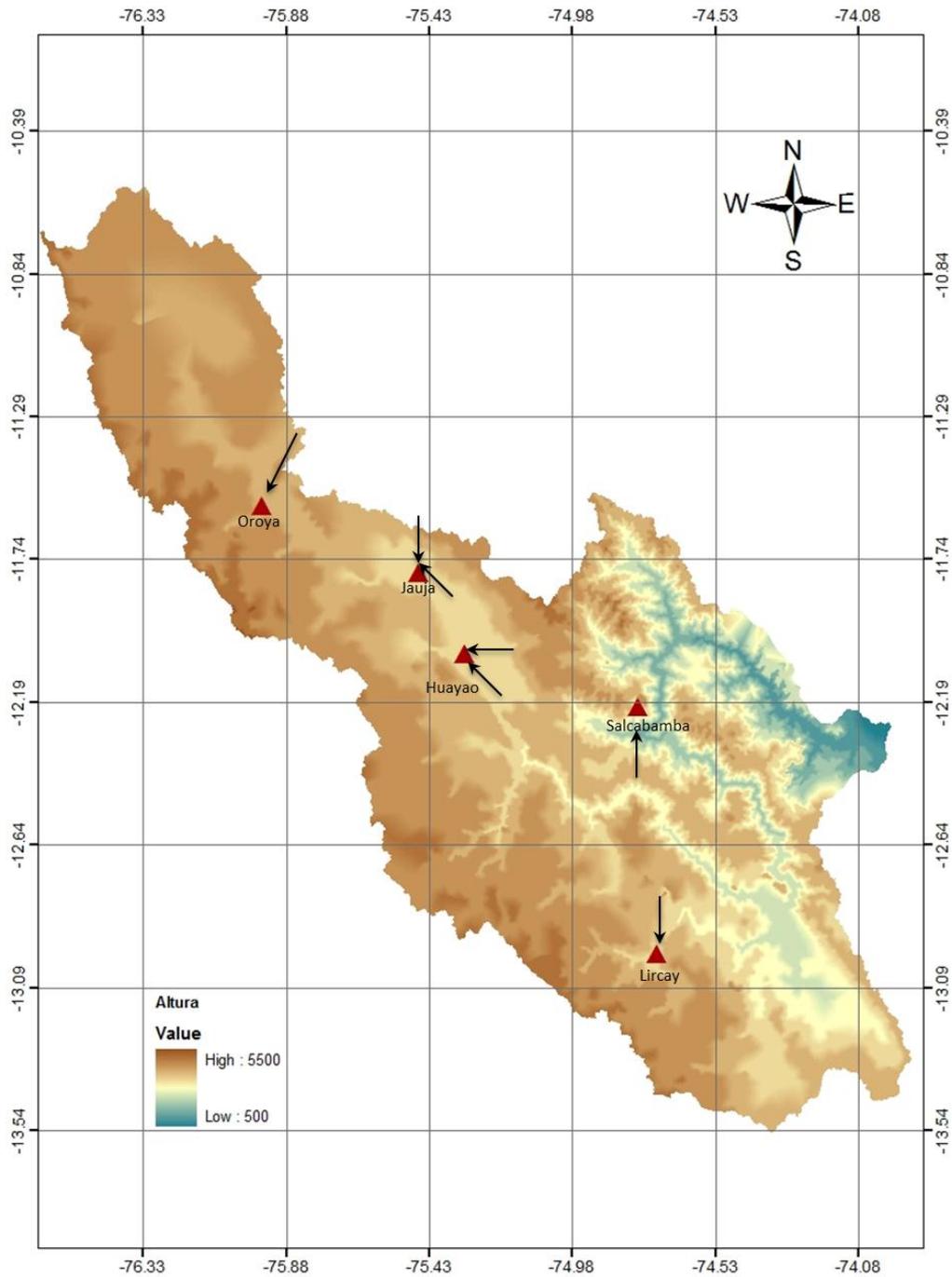


Figura 5.6 – Mapa síntesis de la dirección del viento superficial predominante en la cuenca del Mantaro.
 Fuente: Elaboración propia a partir de datos IGP y SENAMHI – Huancayo

5.2 Implementación al modelo MM5 las características locales de la zona en Estudio

Chen y Dudhia (2001) citado por Jorba O. (2005), mencionaron que la tendencia actual en los modelos meteorológicos de ir aumentando la resolución espacial de trabajo impone una mejora en la caracterización del territorio de estudio. Un tratamiento detallado de las propiedades del suelo es cada vez más importante para poder capturar las circulaciones mesoscalares locales inducidas por los forzamientos térmicos del suelo.

Varios estudios se han centrado en analizar los efectos de las variaciones en las propiedades del suelo sobre la dinámica atmosférica. Éstos muestran como las variaciones de las propiedades del suelo, causadas por inhomogeneidades naturales o antropogénicas en el tipo de suelo y la cobertura vegetal, pueden producir gradientes térmicos y de humedad significativa en la atmósfera, comparable a los producidos en forzamientos de brisas marinas o vientos de montaña. Estos gradientes, a su vez, inducen circulaciones térmicas directas (Ulrickson, 1992). La idea que los contrastes térmicos en la superficie terrestre pueden provocar circulaciones similares a las brisas marinas fue sugerida ya por Anthes (1978).

Estos fueron algunos antecedentes que motivaron esta sección, ya que como se sugirió era necesario primero hacer un tratamiento más detallado de las propiedades del suelo, más cuando se simulan vientos superficiales en un área de tan compleja topografía.

5.2.1 Resultados en la topografía (diferencias entre las fuentes)

Los resultados de la salida del TERRAIN de las dos fuentes topográficas (USGS e IGN) se muestran en la figura 5.7 y las principales diferencias de ambas con respecto al dato real se presentan en el cuadro N°5.7.

El análisis, mostró que la topografía implementada en el modelo (obtenida de las cartas del IGN), pudo representar adecuadamente la topografía real de la cuenca a pesar de que cuenta con solo 3 km de resolución para un área de topografía tan compleja.

Cuadro N°5.7 – Principales diferencias topográficas entre las fuentes del USGS e IGN con respecto a la topografía real del área del estudio

CARACTERÍSTICA	Fuente de datos del USGS	Fuente de datos del IGN
Cadena occidental de la cordillera de los Andes	Subestima la topografía hasta en 1500 m, topografía que normalmente alcanza altitudes que varían entre los 4.800 a 5.400 msnm	Si lo represento
Valle	Lo caracteriza con una gran elevación de 4000 msnm al centro del mismo. Sin embargo, el valle solo posee una topografía que varía entre 3100 hasta 3400 msnm	Si lo represento
Cadena oriental de la cordillera de los Andes	Sobreestima hasta en 2000 m la zona que comprende el nevado del Huaytapallana.	Si lo represento

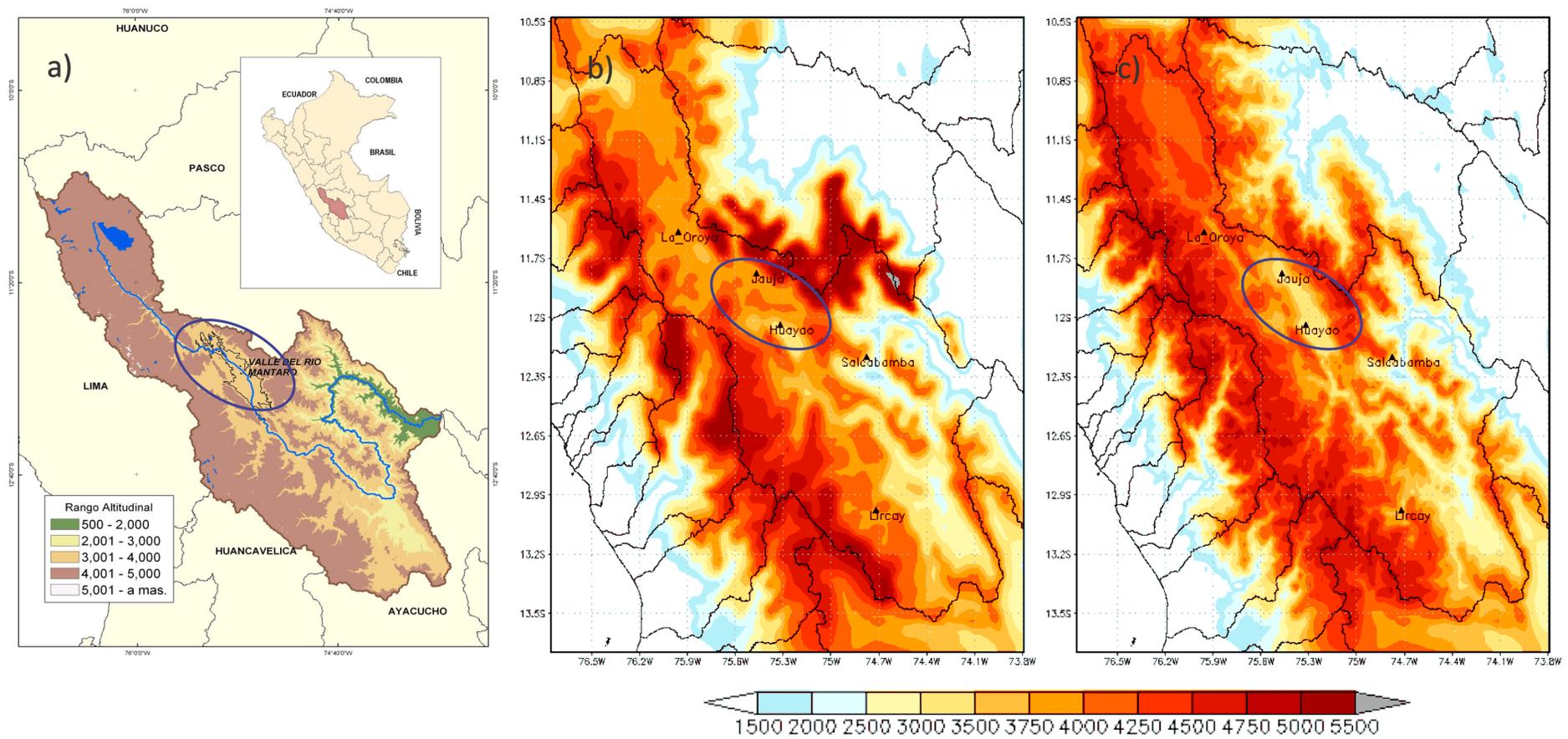


Figura 5.7 – Comparación de topografía de la cuenca del río Mantaro (3Dominio) según b) USGS (GTOPO30) y el c) mapa generado (IGN) con el (a) real obtenido de IGP (2005a). Valle del Mantaro (circulo azul)

5.2.2 Resultados en el usos del suelo (diferencias entre las fuentes)

Los resultados del uso del suelo de las dos fuentes (USGS e INRENA) se muestran en la figura 5.8 y las principales diferencias de ambas con respecto al dato real se presentan en el cuadro 5.8.

El análisis, mostró que el uso del suelo implementado al modelo (obtenido del INRENA), representó adecuadamente las características del suelo de la cuenca, caracterizando en su totalidad la cobertura vegetal de la cuenca.

Cuadro N°5.8 – Principales diferencias del uso de suelos entre las fuentes del USGS e INRENA con respecto al uso de suelo real del área del estudio

CARACTERÍSTICA	Fuente de datos USGS	Fuente de datos INRENA
ZONA DE TUNDRA (Categoría 22 – achurado de plomo)	No lo represento, en cambio para este solo existen si bien:	Si lo represento
ZONA DE BOSQUE HÚMEDO DE MONTAÑA O SELVA BAJA (Categoría 15 – achurado de verde oscuro)	- Pajonal Altoandino. (7 – achurado de amarillo)	Si lo represento
ZONA DE BOFEDALES (Categoría 17– achurado de azul)	- Actividad Agropecuaria/Bosque Secundario. (6 – achurado de verde claro)	Si lo represento

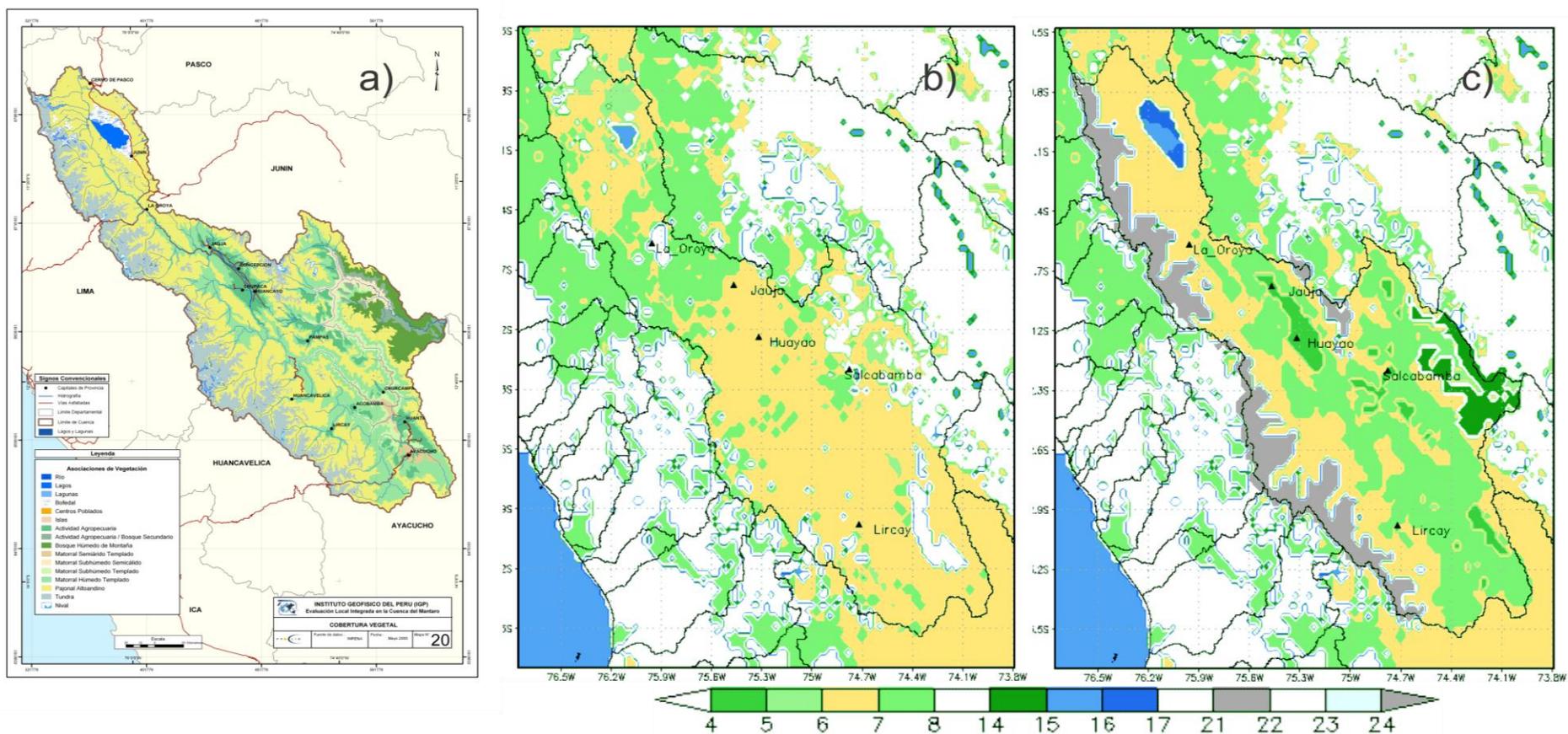


Figura 5.8 – Comparación de los mapas de uso de suelos de la cuenca del río Mantaro (3Dominio) según b) USGS y el c) mapa generado (INRENA) con el (a) real obtenido de IGP (2005a)

5.3 Análisis de sensibilidad al modelo MM5

En este sub-capítulo se presentan los resultados de los análisis de sensibilidad sujetos a la implementación de la topografía y al uso del suelo. Las variables que se analizaron fueron la temperatura del aire y el viento superficial ($\sigma=1$). El procedimiento que se siguió fue descrito en el ítem 4.2.3.a.

5.3.1 Implementación de la topografía: Mapa de Topografía del USGS (GTOPO 30) vs IGN

En la figura 5.9, se muestra los resultados de la evolución del ciclo diurno promedio del BIAS Y RSME. Del BIAS se observó que para ambos casos (BIAS 1a y 1b) subestima la temperatura del aire superficial en todas horas, obteniéndose el máximo error entre las 13 hasta 16 horas debido que el modelo no es capaz de reproducir la amplitud térmica del día.

Sin embargo, para el caso 1b (**el implementado**) el perfil del RMSE fue menor en 2°C a todas horas, aproximándose al dato real de la estación automática.

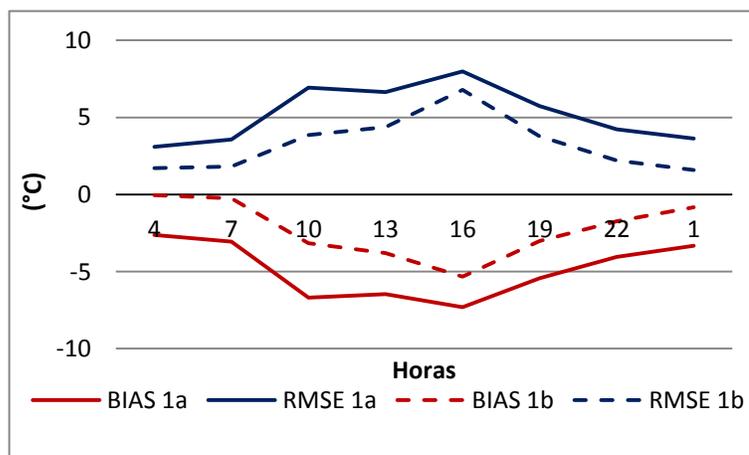


Figura 5.9 – Evolución del RMSE (líneas azules) y el BIAS (líneas rojas) para la temperatura (° C) a 2m con las bases de datos del GTOPO 30 (a-líneas continuas) y el IGN (b-líneas discontinuas)- Estación de Lircay.

De la velocidad del viento (figura 5.10), se obtuvo que el modelo para los dos casos simulados sobreestiman al dato real (BIAS 1a y 1b) a todas horas, alcanzando un valor máximos de 3.05 m/s a las 16 horas. Sin embargo, se observó que el caso 1b (**el implementado**) fue el que mejor se aproximó a lo observado.

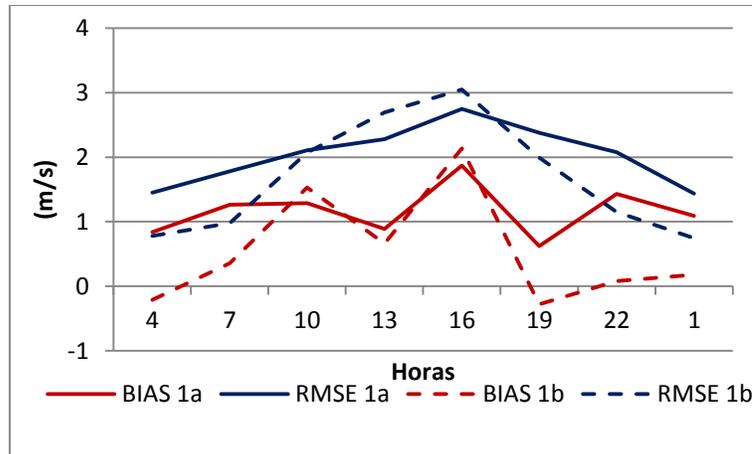


Figura 5.10 – Evolución del RMSE (líneas azules) y el BIAS (líneas rojas) para la velocidad del viento superficial (m/s) con las bases de datos del GTOPO 30 (líneas continuas) y el IGN (líneas discontinuas) - Estación de Lircay.

5.3.2 Cambio del uso del Suelo: Mapa de usos de Suelos del USGS vs INRENA

La figura 5.11, se presenta la evolución del RMSE y del BIAS de la temperatura del aire para los casos 2a y 2b. El perfil del error se mantuvo (RMSE 2a-2b) similar que al ítem 5.3.1, no se observó mayores diferencias entre ambos resultados; ambos mostraron que el modelo subestima (BIAS 2a-2b) la “Ta” (temperatura del aire) como máximo en 6°C a las 16 HL.

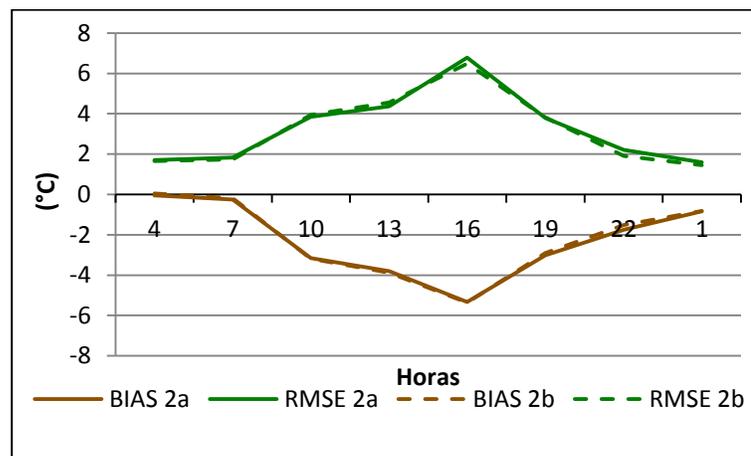


Figura 5.11 – Evolución del RMSE (líneas verdes) y el BIAS (líneas naranjas) para la temperatura (° C) a 2m con datos del USGS (a-líneas continuas) y el INRENA (b-líneas discontinuas) - Estación de Lircay.

De los resultados del viento (figura 5.12), en el caso 2b (el **implementado**) se obtuvo una reducción del RSME de 0.2 m-1s en promedio, pese a ello el modelo aun sobreestima (BIAS 2b) en 2.9 m-1s (RMSE -2b) como máximo a las 16 HL. Sin embargo, en este último caso los resultados se mostraron más acorde con los datos de la estación automática.

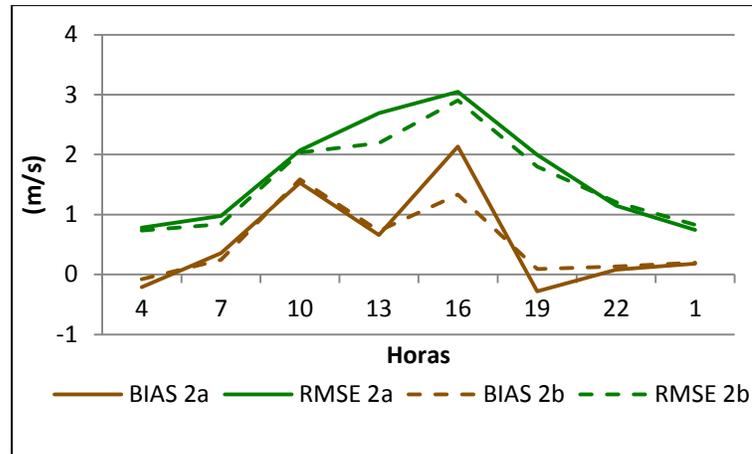


Figura 5.12 – Evolución del RMSE (líneas verdes) y el BIAS (líneas naranjas) para la velocidad del viento superficial (m/s) con datos del USGS (líneas continuas) y el INRENA (líneas discontinuas) - Estación de Lircay.

El análisis que se realizó a las variables de temperatura y viento luego de la implementación del uso del suelo y de la topografía, confirmo que los resultados que se obtuvieron mostraron mejor aproximación con los datos de las estaciones.

5.4 Validación

5.4.1 De Magnitud

Para evaluar los resultados de la simulación se hicieron uso de estadígrafos (Anexo 8.1).

El Cuadro N°5.9, presenta la evolución del RMSE y el BIAS en todas las estaciones meteorológicas. El modelo en general presenta una tendencia a sobreestimar, siendo mayor durante las horas centrales del día (10 – 16 horas) con un sesgo (BIAS) que oscila entre 0.0898 m/s (Lircay) – 3.277 m/s (Salcabamba) y con un RMSE entre 1.7996 m/s (Lircay) – 3.684 m/s (Salcabamba); a otras horas del día los valores son inferiores.

Cuadro N°5.9 – Resultados del análisis con Estadígrafos en la cuenca del río Mantaro – velocidad del viento superficial a 10 m (m/s)

horas	La Oroya		Jauja		Salcabamba		Lircay	
	BIAS	RMSE	BIAS	RMSE	BIAS	RMSE	BIAS	RMSE
1							-0.067	0.7215
4							0.2385	0.8249
7	0.3019	1.2439	0.2991	0.999	0.6244	1.663	1.5746	2.0064
10							0.7383	2.156
13	1.3267	2.4124	0.5853	2.4547	3.2777	3.684	1.3981	2.9039
16							0.0898	1.7996
19	1.8001	2.3467	-0.2306	2.3054	0.4959	2.4098	0.0828	1.1988
22							0.2097	0.8152

Fuente: Elaboración propia a partir de la simulación con el MM5

5.4.2 De la dirección

En la figura 5.13, muestra la comparación cualitativa entre el mapa de dirección predominante (datos observados) versus el de promedio del viento superficial a las 13HL. En esta se observa que el modelo represento la dirección superficial las estaciones meteorológicas. Tanto en las estaciones que mantenían una sola dirección predominante (La Oroya con dirección noreste (NE) y Lircay con dirección norte (N)), como las tienen dirección variable (Jauja con dirección SE y NE, Huayao con componente este (SE-E-NE)); excepto en Salcabamba que el modelo represento lo opuesto, identificando las limitaciones del modelo en simular zonas de selva.

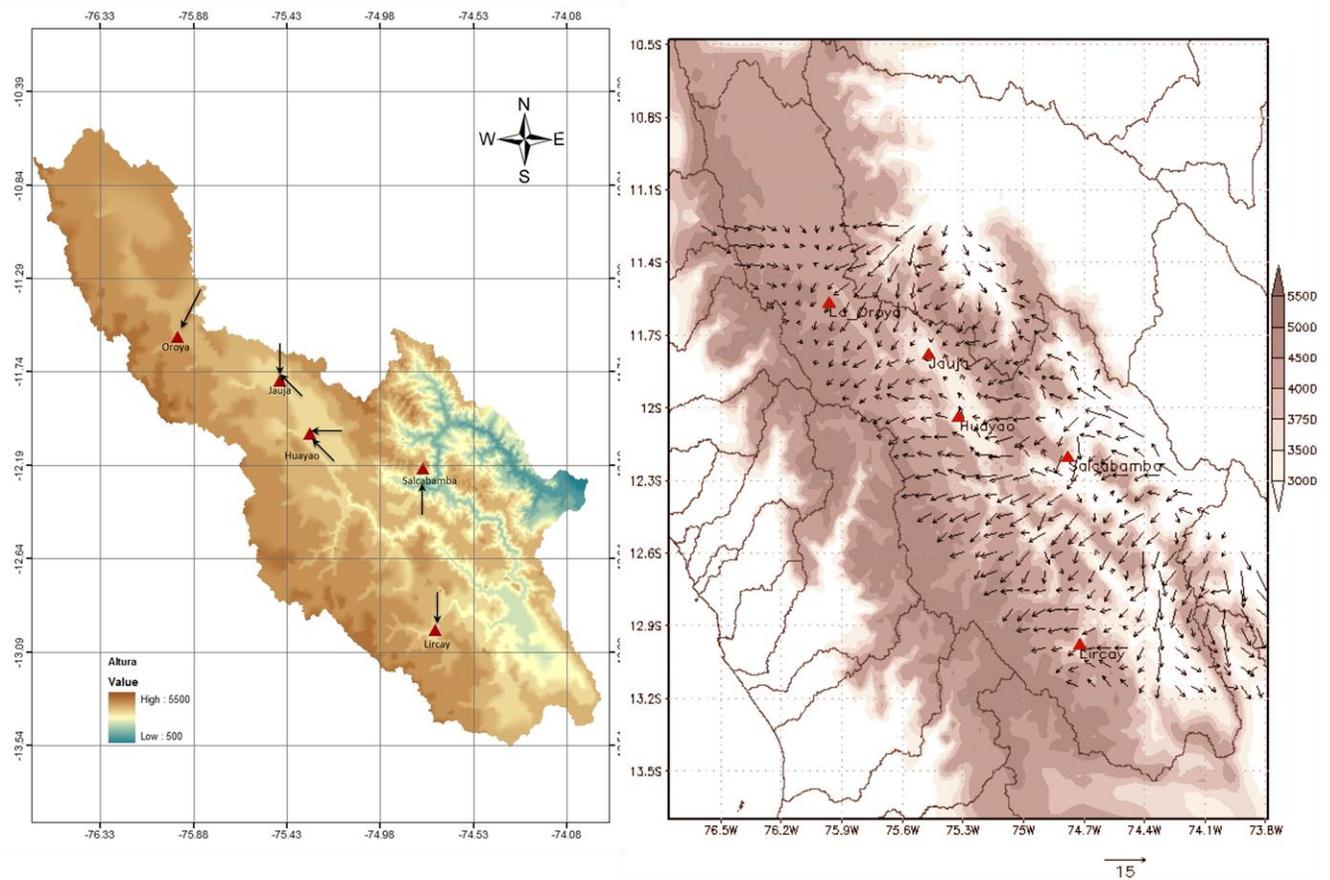
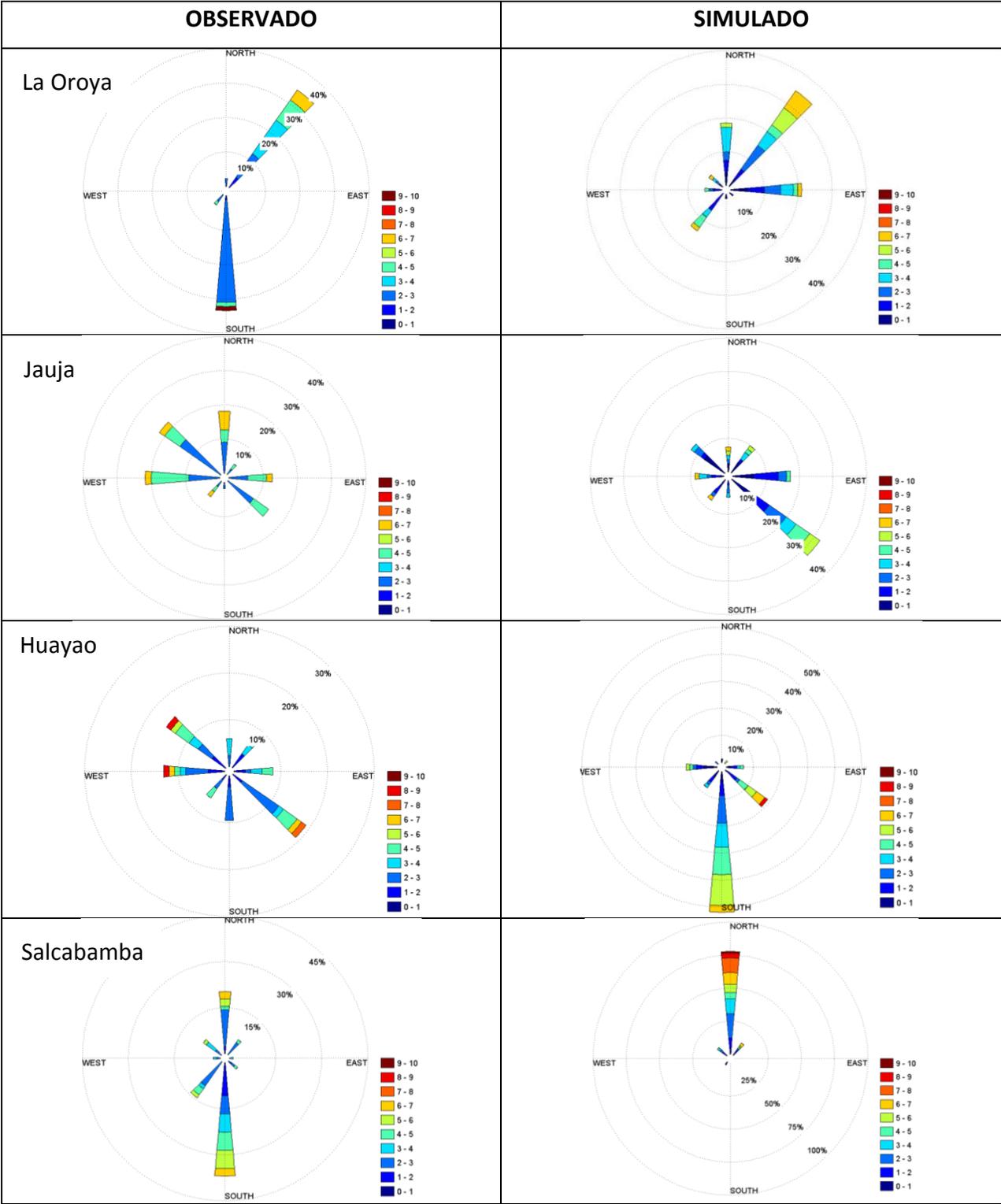


Figura 5.13 – Comparación de los mapas de dirección del viento predominante (obtenido de los datos observados) versus viento promedio del modelo MM5 (en febrero a las 13HL)

En la figura 5.14, muestra la comparación cualitativa de las rosas de viento del modelo (punto de grilla que coincidan con estaciones meteorológicas) versus las rosas (datos observados).

Así se obtuvo, para la Oroya que el modelo identificó que más de 30% de sus datos tenían dirección noreste (NE) coincidiendo con lo observado; para Jauja el modelo lo simuló con dirección variable, pero con dirección predominante del sureste (SE); para Huayao lo simuló con componente sur (SO-S-SE) en más de un 50%, lo que coincide con lo observado en su componente sur más no en la norte; para Salcabamba, como se mencionó anteriormente el modelo no lo simuló; para Lircay, lo simuló en su componente norte (N) pero con dirección noreste (NE).



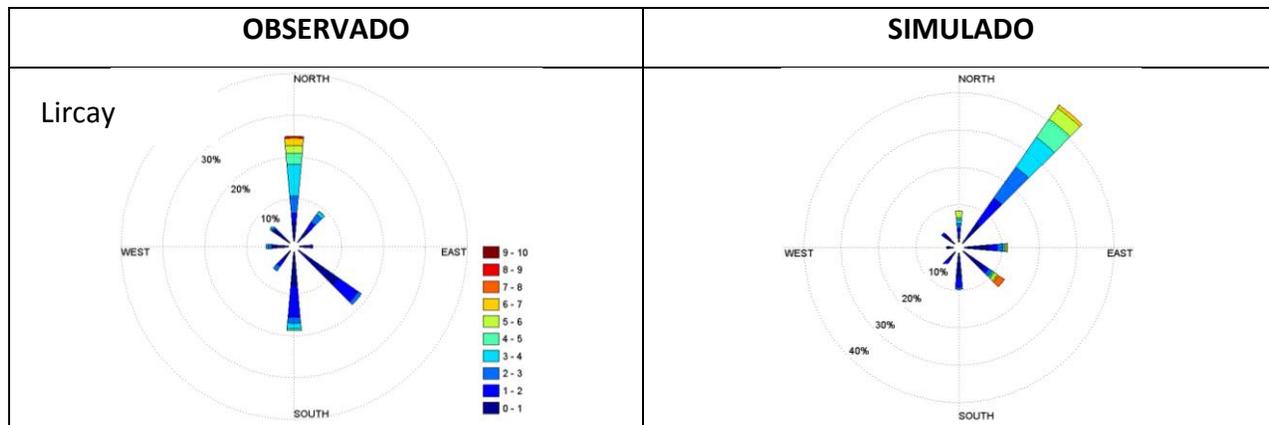
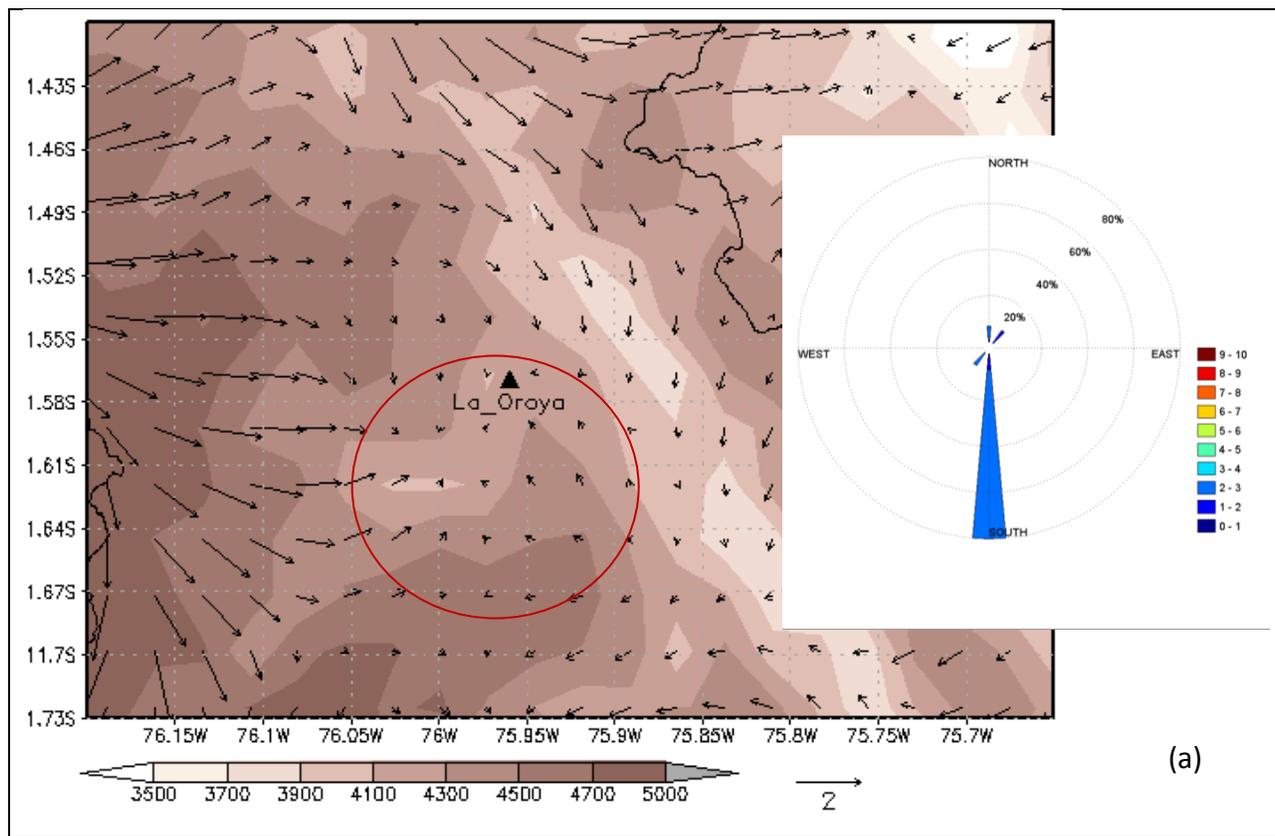


Figura 5.14 – Dirección del Viento (en grados sexagesimales) rosas simuladas (lado derecho) y observadas (lado izquierdo)

Sin embargo, se verificó que el modelo si simula los vientos débiles como el de las 7 HL (Figura 5.15), para incrementar la credibilidad de lo mencionado, se hicieron campos de vientos promedios circundantes en cada estación meteorológica para las 7 HL y se hizo una comparación con la rosa de viento de la misma hora, observando lo siguiente:



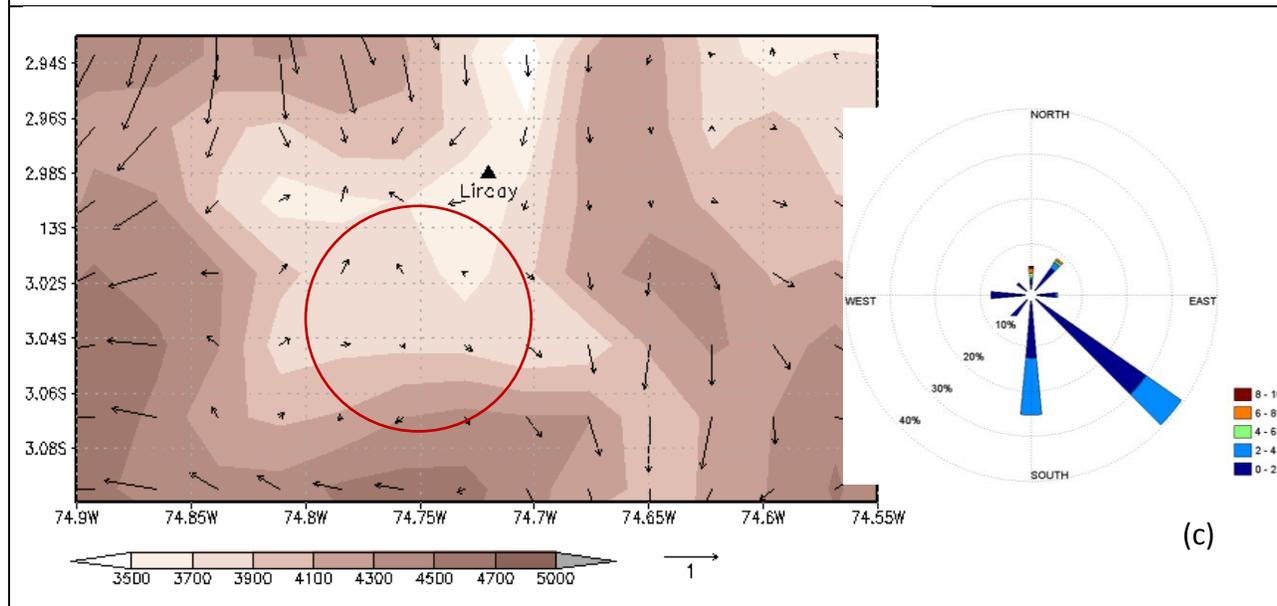
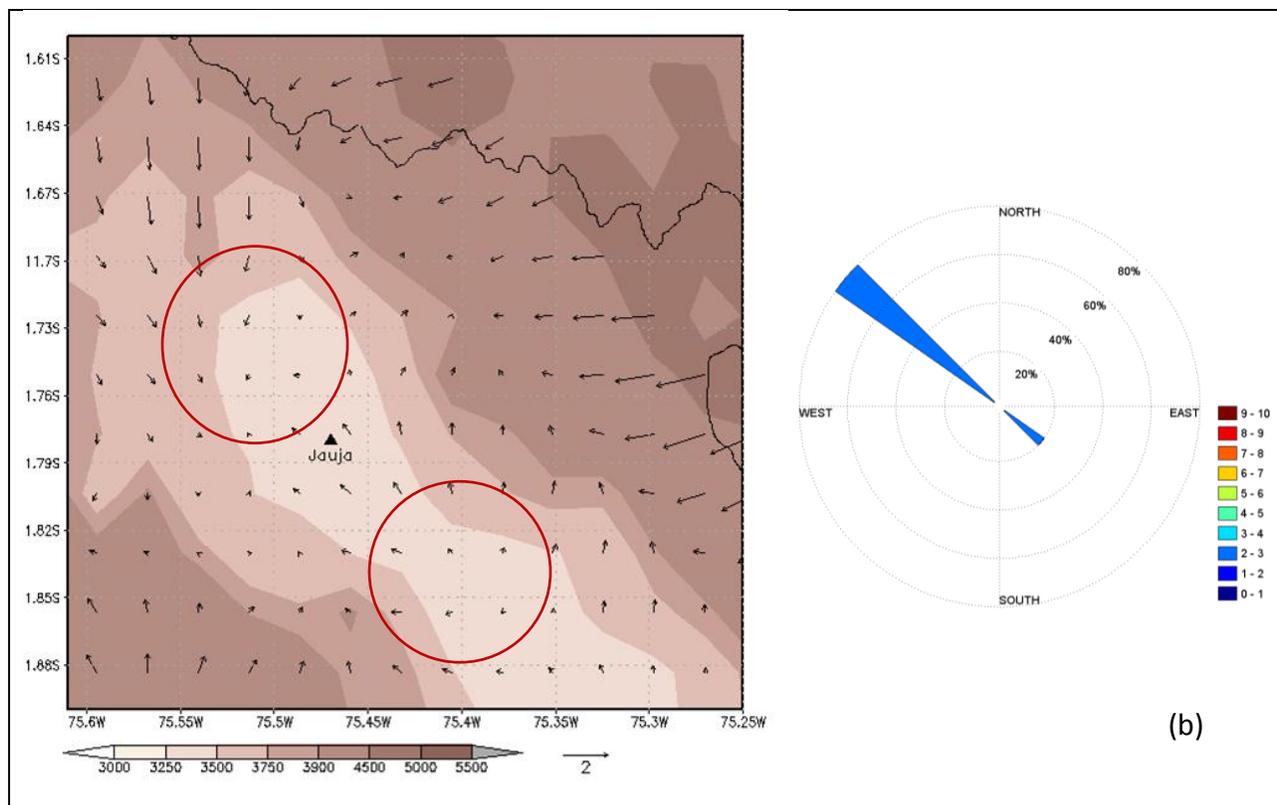


Figura 5.15 –Campo de viento promedio circundante a las estaciones de (a)La Oroya, (b) Jauja y (c) Lircay a las 7 HL y círculo rojo dirección del viento característico de la hora (lado derecho) y rosa observada mensual observada (lado izquierdo). Datos: Febrero 2007

5.5 Análisis de Resultados del Modelo

El dominio de la situación climatológica sinóptica (ítem 2.2) advectiva el Jet de bajos niveles se presentan con flujos de viento con componente E y SE. La cadena oriental de los andes actúa como una barrera orográfica de este flujo que incide perpendicularmente, produciéndose distintos procesos (ítem 2.4), uno de ellos es el dipolo orográfico que se forma con un alta a barlovento y baja a sotavento como se observa en la figura 5.18.

A Barlovento, los flujos se desvían en dos ramas canalizándose a través de dos grandes pasos (por el norte de Jauja y al Sur de la cuenca en la zona de selva baja) asociados con las direcciones del SE y NE que posteriormente se canalizan a través del valle.

A Sotavento, los flujos que pueden atravesar la barrera orográfica (vientos del Este – intensos flujos de ladera descendente), lo pueden hacer debido a los pequeños estrechos a través de la cordillera o porque presenta una estratificación inestable o neutra, generándose ondas de montaña y/o ondas a sotavento.

5.5.1 Presión, Temperatura y Viento

La presión atmosférica (Hpa), los vientos (m/s) y temperatura (°C) en promedio para los meses de febrero (verano) y julio (invierno), se presentan en la Figura 5.16 y el Anexo 8.5.

La **presión atmosférica** promedio a nivel sigma 1, presenta una distribución semejante tanto en febrero (verano) como en Julio (invierno). Al interior de la cuenca del Mantaro la presión oscila entre 640 – 680 Hpa, en los andes occidentales y orientales muestra valores menores a 600 Hpa; en la parte exterior de la cuenca presenta valores superiores a 800 HPa. Sin embargo al realizar la anomalía del promedio de la presión a las 18z, se observa que los valores promedios de la presión a las 18 z son superiores en julio (invierno) que en febrero (verano), para sustentar ello realizó un análisis de la figura 5.17, como se muestra:

Considerando que la anomalía de la presión promedio en i es:

$$\bar{P}_i - \bar{P}_{total} = \overline{AP}_i$$

Ahora haciendo un análisis espacial general:

Al interior de la cuenca (sotavento):

$$\bar{P}_{i-18z} - \bar{P}_{i-total} = -\bar{AP}_{i-18z} \dots\dots\dots (a)$$

Al exterior de la cuenca (barlovento):

$$\bar{P}_{e-18z} - \bar{P}_{e-total} = +\bar{AP}_{e-18z} \dots\dots\dots (b)$$

Ahora analizando la figura 5.17 se había obtenido el valor absoluto de la anomalías de presión a sotavento es superior en febrero (verano) que en julio (invierno), a barlovento ocurre todo lo contrario el valor absoluto es mayor en julio (invierno) que en febrero (verano), como se muestra en las siguientes ecuaciones.

$$\begin{aligned} |-\bar{AP}_{i-18z-feb}| &> |-\bar{AP}_{i-18z-jul}| \\ |+\bar{AP}_{e-18z-feb}| &< |+\bar{AP}_{e-18z-jul}| \end{aligned}$$

De modo que esto solo se explica sí el promedio de la presión a las 18z tanto a sotavento como a barlovento es mayor en julio (invierno) que en febrero (verano), demostrándose lo planteado anteriormente.

$$\begin{aligned} \bar{P}_{i-18z-feb} &< \bar{P}_{i-18z-jul} \\ \bar{P}_{e-18z-feb} &< \bar{P}_{e-18z-jul} \end{aligned}$$

La **temperatura**, considerando que la evolución de las temperaturas está modulada por el calentamiento superficial diurno, la topografía variable y los fenómenos sinópticos. Se obtuvo que para las zonas montañosas (Cadenas de los andes orientales y occidentales) presentan los valores térmicos más rigurosos (fríos) debido al efecto de la altitud y a un mayor enfriamiento por su uso de suelos característico. Donde los valores para el mes de febrero (verano) fluctúan entre 2° y 4°C y para el mes de julio (invierno) entre 0° y 2°C (julio); en el valle del Mantaro al contrario destaca un clima templado, en el verano valores superiores a 16°C y en el invierno valores fluctuantes entre 12° y 16°C.

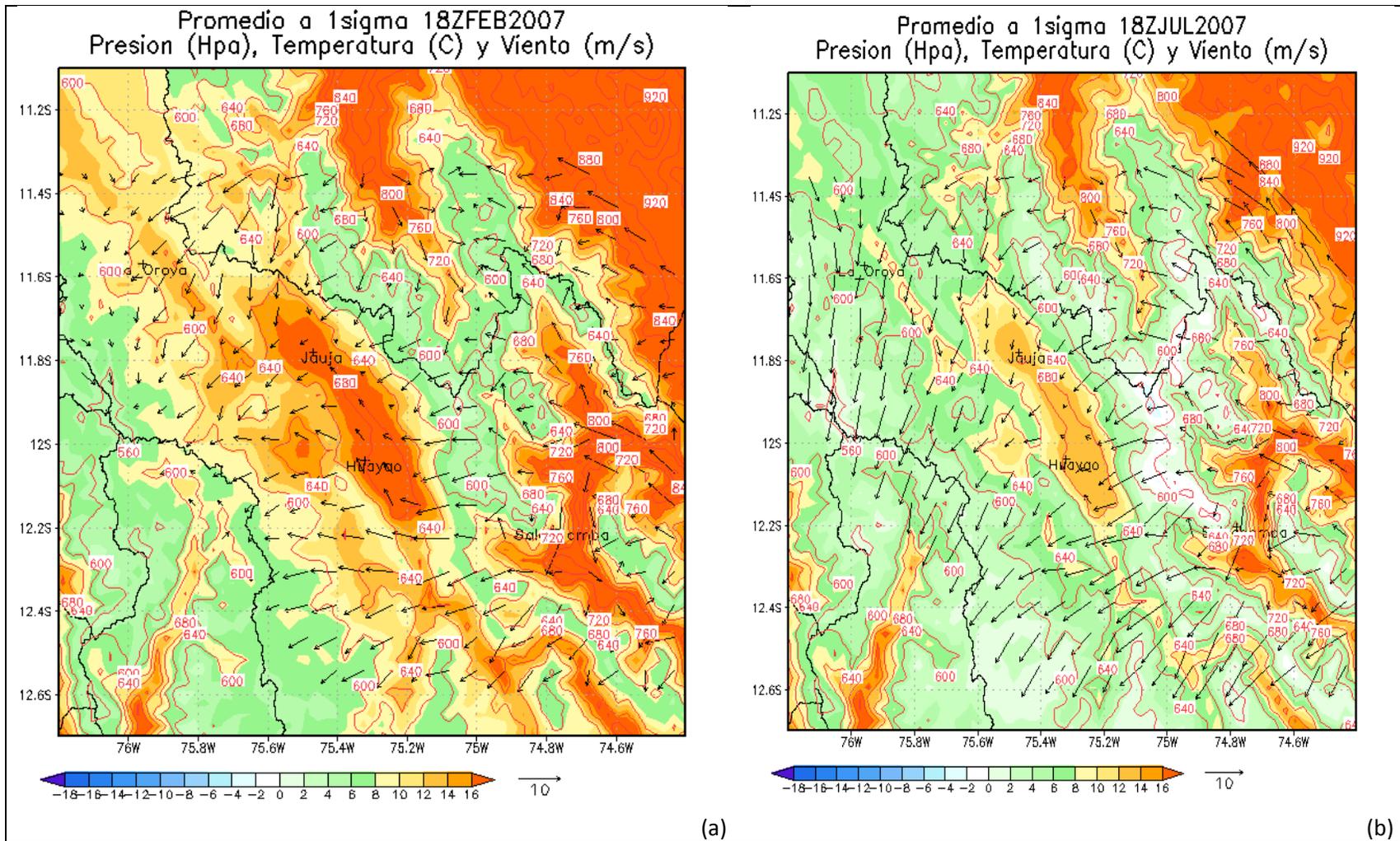


Figura 5.16 –Promedio del campo de presiones en Hpa (contornos), de vientos en m/s (vector) y temperatura en °C (sombreado) a nivel sigma 1, para la CRM, en los meses de febrero (verano) (a) y julio (invierno) (b) del 2007, salida del modelo MM5 (3x3km).

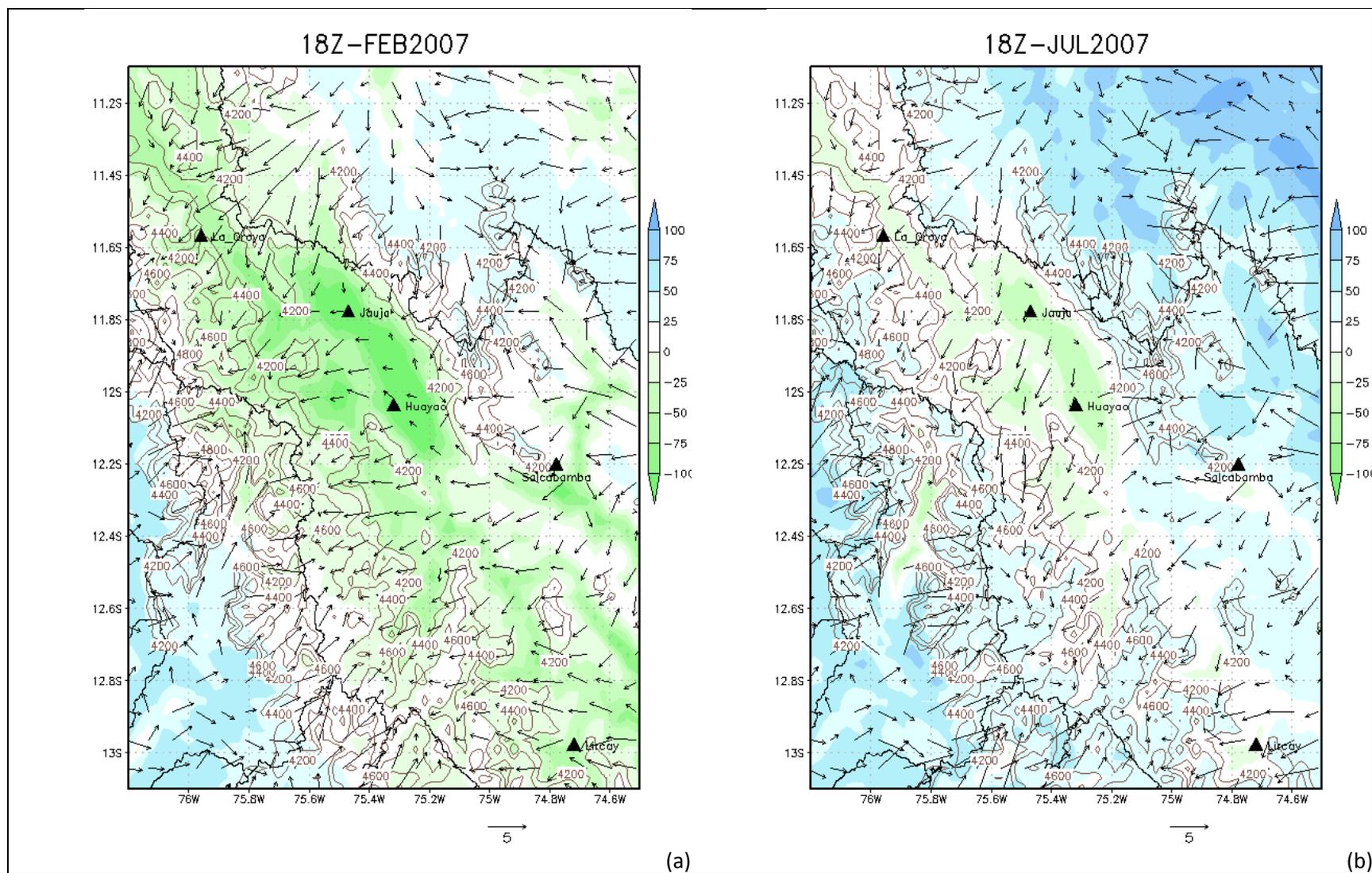


Figura 5.17 – Promedio de la anomalía de presión las 18Z, para la CRM en los meses de febrero (verano) (a) y julio (invierno) (b) del 2007, salida del modelo MM5 (3x3km).

El **viento**, se muestra fuertemente influenciado por la compleja orografía de la zona de estudio, obteniéndose valores de dirección y velocidad del viento muy variable, sin embargo el modelo pudo identificar el patrón de la circulación a nivel superficial de la cuenca tal como se describe a continuación (figura 5.18):

En la sección norte, los vientos muestran direcciones oscilantes entre el NW y NE, siendo en verano (febrero) la dirección predominante del NE, mientras que en invierno (julio) vientos del N. Estos ingresan por estrechos que se presentan en la cordillera oriental y se canalizan simulando el efecto Venturi (acelerándose a través del mismo), un ejemplo claro se observa al norte de Jauja (Yauli) donde el flujo con dirección del NE se acelera caracterizando este efecto.

En la sección sureste, el viento es aún más variable ingresa a la cuenca canalizándose a través de la desembocadura del río Mantaro (zona de la selva baja) y entra al valle con dirección E, para que luego se continúe canalizándose a través del valle con dirección del SE y disminuyendo su intensidad debido a la fricción hasta llegar al sur de Jauja.

En Jauja se observó que ambos flujos descritos anteriormente (dirección NE y SE) confluyen (tal característica también se observó en el análisis de sus datos observados con rosas de vientos con dirección predominante del SE y del NE) para que posteriormente viren hacia el E y NE. En verano (febrero), tal confluencia se observó más al norte de Jauja con dirección predominante del NE., caso contrario ocurrió en invierno (julio) que se observó más al sur con dirección predominante del N.

En los andes orientales y occidentales los vientos son de componente Este. En la cordillera oriental el viento ingresa al valle a través de los estrechos o pasos que presenta su topografía variable, estos vientos catabáticos se muestran más intensos en invierno (julio) que en verano (febrero). En la cordillera occidental los vientos predominantemente del este pueden ingresar hacia la costa, eso está en función de la estratificación y de su intensidad.

En la sección sur, el viento se canaliza a través de su topografía con dirección predominante del NE en verano (febrero) y del N en invierno (julio).

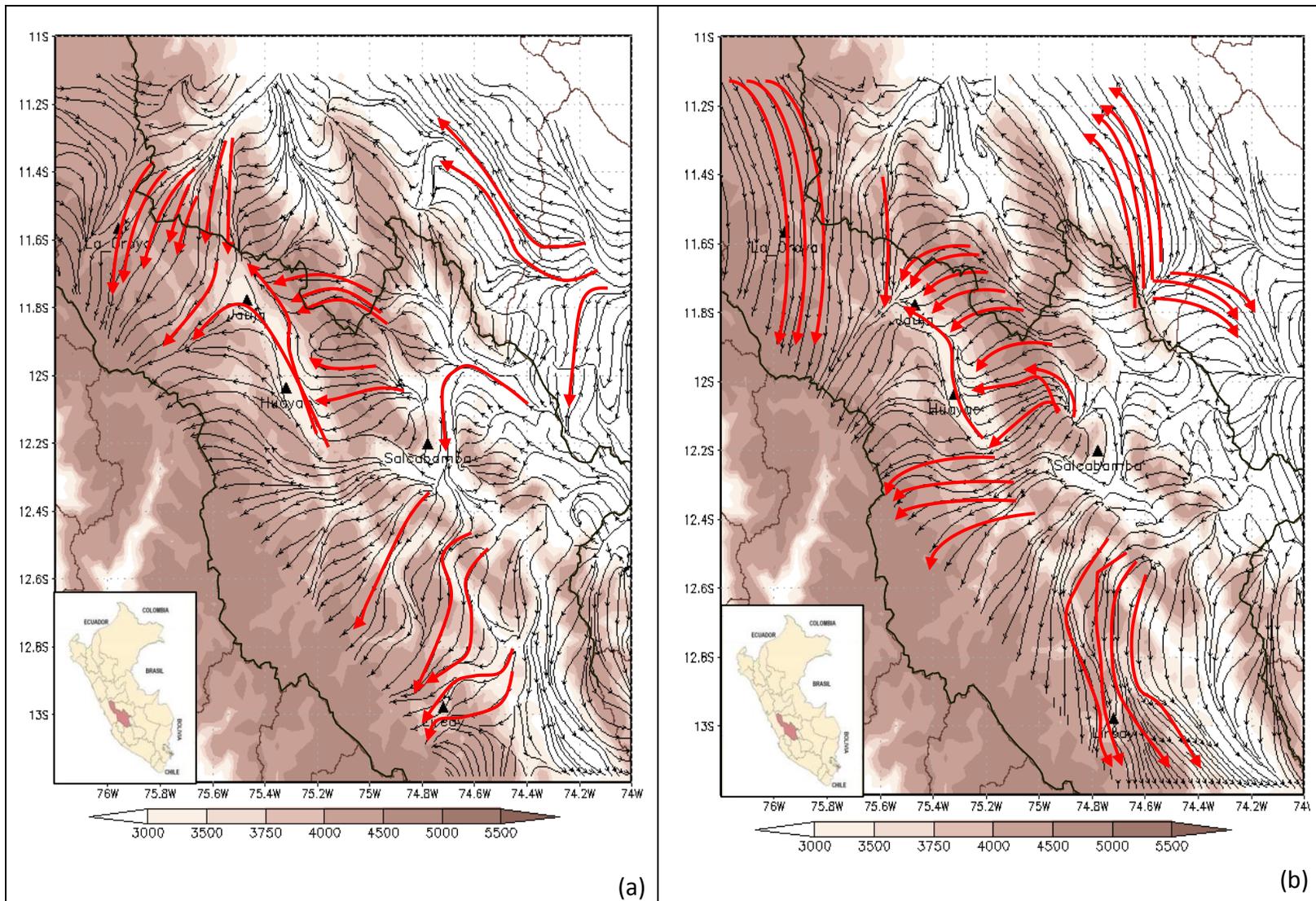
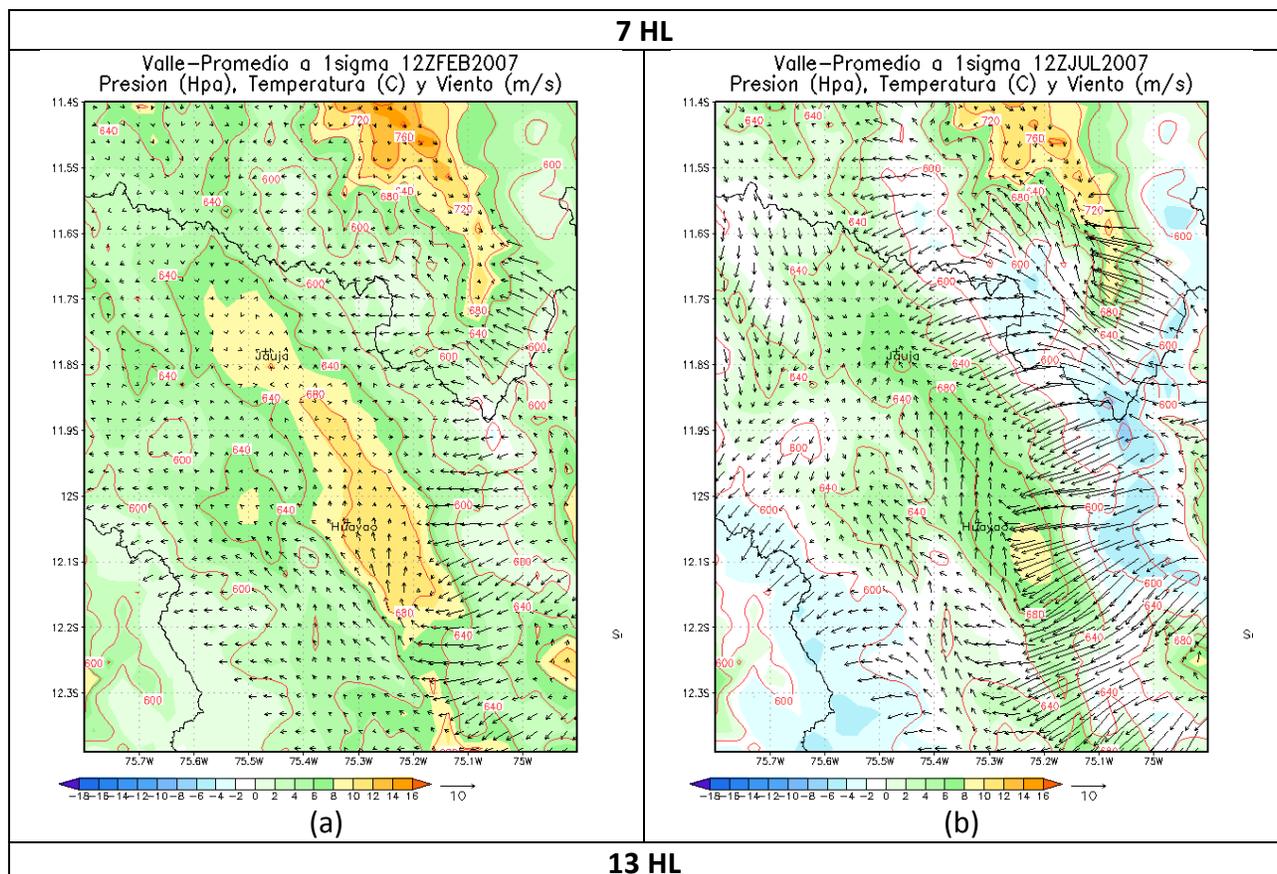
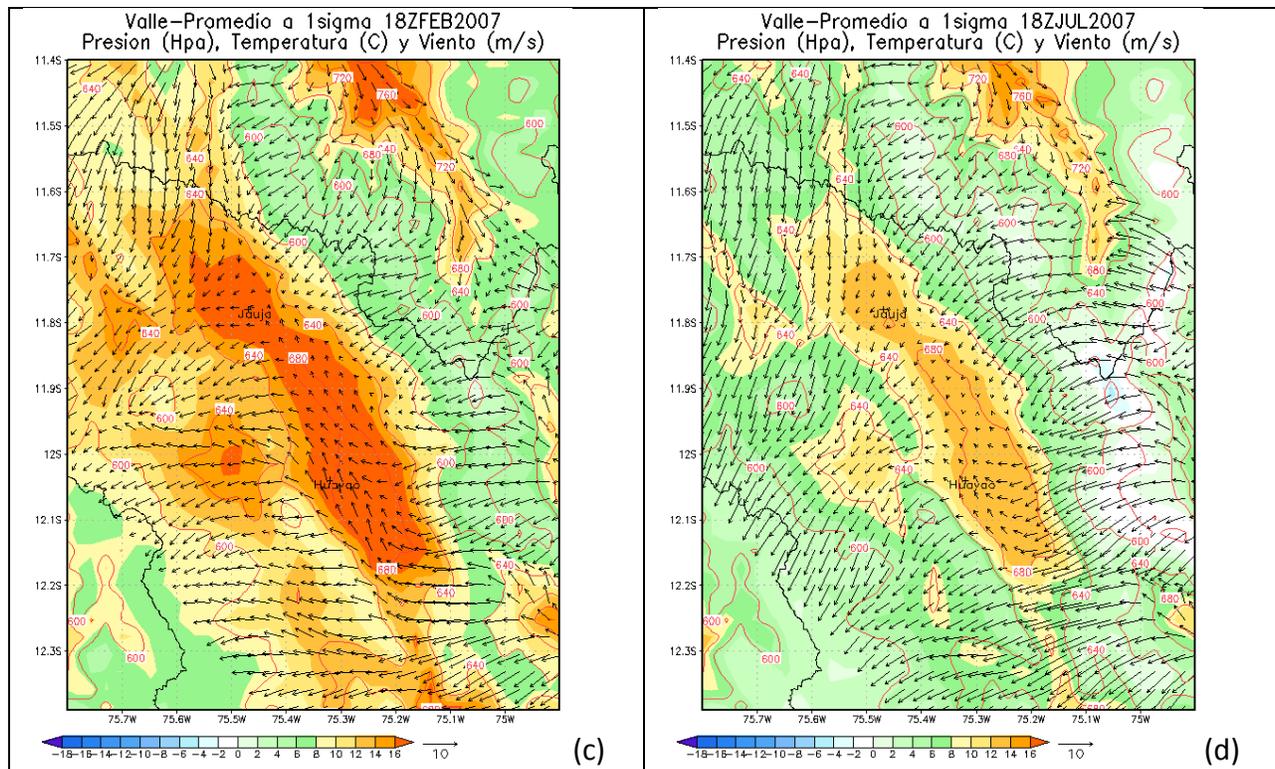


Figura 5.18 – Patrón de la circulación a nivel superficial (fechas rojas), topografía en m (sombreado), Promedio de vientos (líneas de corriente) a nivel sigma 1, para la CRM en verano-feb (a) e invierno-jul (b), salida del modelo MM5 (3x3km).

El régimen diurno (Figura 5.19 y Anexo 8.5), presenta el mismo patrón de la circulación descrito anteriormente; sin embargo es aún más variable debido a que está fuertemente influenciado por su gradiente térmica que incide en su topografía circundante y con ello a todos sus efectos (ítem 2.3).

Así durante las primeras horas (Figura 5.19. a-b), el viento muestra una intensidad débil o en calma con dirección influenciada por los vientos de ladera descendentes (catabáticos); posteriormente aumenta de manera progresiva hasta las 16HL (21Z) que llega a un máximo, las direcciones en ese periodo se ven influenciadas por los vientos de ladera ascendentes (anabáticos) y los vientos generados por la gradiente térmica a lo largo del eje axial del valle y a través del mismo. A las 19 HL (Figura 5.19. e-f) el comportamiento del viento superficial, muestra un tránsito regresando nuevamente al régimen nocturno descrito, sin embargo cada resaltar que los vientos de régimen nocturno son más intensos en invierno (julio) que en verano (febrero), caso contrario ocurre con el régimen diurno, donde los vientos se muestran más intensos en verano que en invierno (Figura 5.19. c-d).





19 HL

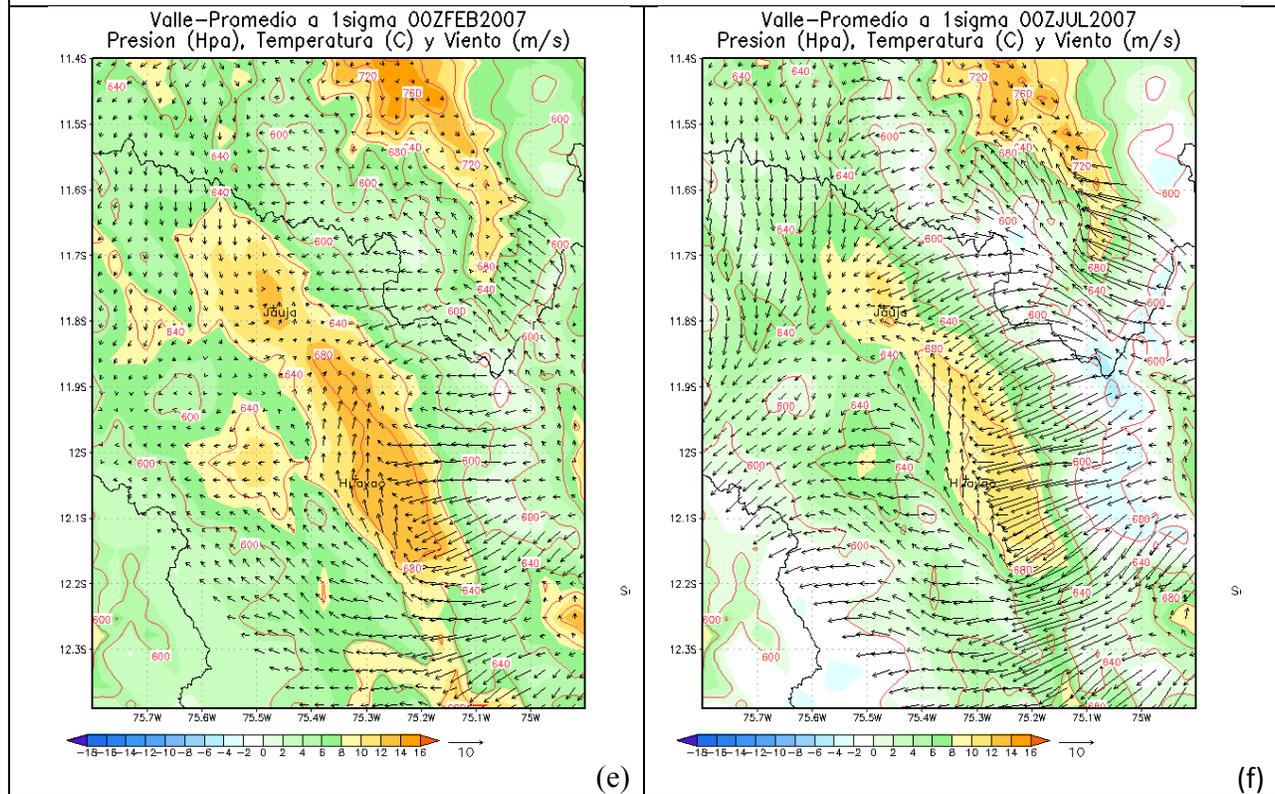


Figura 5.19 – Promedio del campo de presiones en hpa (contornos), campo de vientos en m/s (vector) y temperatura en °C (sombreado) en el primer nivel sigma para el verano e invierno, 07 HL verano (a) invierno (b), 13 HL verano (c) invierno (d), 19 HL verano (e) invierno (f).

Anteriormente, se observó que en la zona de Jauja los vientos convergen, así que se realizó un corte vertical en el eje axial del valle (Figura 5.20), donde se observó que en ese punto los vientos no solo viran hacia el E sino que ascienden alcanzando velocidades superiores a los 1 m/s, además de generar una mayor concentración de vapor de agua (entre las isothermas de $\pm 2^\circ\text{C}$) con valores de relación de mezcla superiores a 0.375 g kg^{-1} a menos de 5 km.

Este esquema de circulación fuerza la convectividad del flujo, durante la época del verano (febrero) están asociadas a generaciones de nubosidad local tipo cúmulos y su persistencia con frecuencia ocasiona precipitaciones desde ligeras a fuerte intensidad y en muchos de los casos acompañado de tormenta eléctrica; mientras que, en la época de invierno (julio), con la disminución de la fuente de humedad, los movimientos ascendentes generalmente conducen a presencia de turbulencia en aire claro.

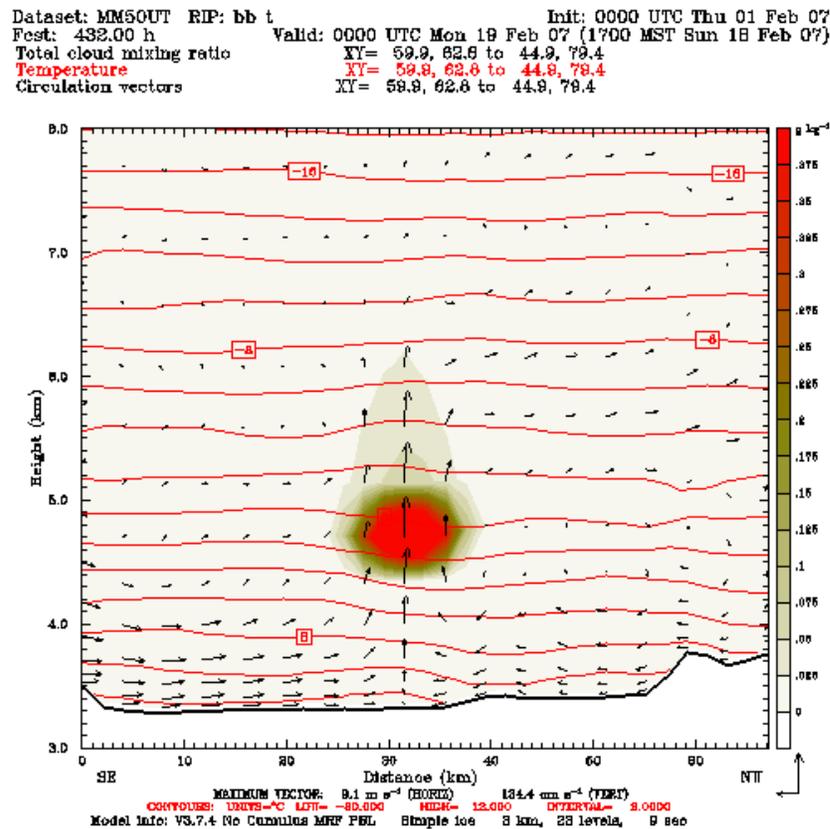


Figura 5.20 – Corte Vertical de los vientos, temperatura y relación de mezcla a las 00 UTC del día 19 de febrero del 2007.

6 CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES

6.1 Conclusiones

- Se logró cumplir con el objetivo principal, puesto que a través del modelo atmosférico MM5 ya implementado con las características locales (Topografía y Uso de Suelos) de la zona de estudio, se simuló la circulación a nivel superficial de las variables meteorológicas, obteniéndose que la dirección del viento más intenso es representado por el modelo, sin embargo aún este lo sobreestima ($BIAS > 0$) con un RMSE de +2 m/s aproximadamente.
- Respecto a la hipótesis planteada, el modelo MM5 fue capaz de simular adecuadamente la circulación local en la cuenca del río del Mantaro, representando principalmente los patrones de flujo predominante (ítem 5.5), a pesar de su complejidad topográfica y dinámica.
- Con relación al objetivo específico (a), del análisis de los datos registrados, se concluye que los vientos más intensos en las estaciones de Jauja, Salcabamba, Lircay y La Oroya y Huayao, se presentan entre agosto y setiembre con valores atípicos entre 10 y 15 m/s. Además se obtuvo que en las estaciones de La Oroya y Lircay presentan circulaciones más marcadas que son efectos de su circulación de origen térmico (vientos de ladera y viento de valle) y los efectos inducidos por su propia orografía (canalizaciones); en cambio, en las estaciones de Jauja y Huayao (ubicadas en el valle) por estar ubicadas en secciones más amplias y extensas se ven más influenciada por los flujos sinópticos además de los efectos antes mencionados.
- Con relación al objetivo específico b, fue desarrollada considerando el siguiente enunciado: “Los experimentos científicos con elevada resolución imponen un mejor detalle de las características geomorfológicas del dominio de estudio. Se han realizado distintos trabajos analizando la mejora en la caracterización tanto en los usos del suelo de los dominios de trabajo como en la caracterización de las propiedades geofísicas del suelo” (Oriol, 2005).

Por esta razón, en el presente tema de tesis se ha estudiado el comportamiento y la habilidad del MM5 para trabajar con una elevada resolución horizontal de 3 km sometiéndolo a cambios

en el uso de suelo y topografía, generando 4 escenarios (ítem 5.2). Los resultados del análisis de sensibilidad (ítem 5.3) mostraron que la influencia de estas modificaciones en el comportamiento del modelo fue significativa a escala local, variando considerablemente las variables estudiadas.

- Con respecto al objetivo (c), considerando el enunciado anterior, se puede precisar que el comportamiento general del modelo (implementado) comparándolo con las medidas en superficie mostraron buenos resultados, que se evidenciaron en el análisis estadístico y en el análisis cualitativo (ítem 5.4).
- De los resultados obtenidos por el modelo, se verifica la capacidad del mismo para trabajar con elevada resolución, el detalle que se consigue permite analizar las posibles circulaciones que se pueden producir en la región de estudio a nivel local, influenciadas en algunos casos por el desarrollo de vientos regionales, y en otros por el efecto de su localización respecto a los grandes accidentes geográficos de la zona, apreciándose los siguientes patrones (ítem 5.5):
 - En el sector norte de la cuenca, se presenta un mayor dominio del flujo sinóptico en niveles bajos con componente Norte, esto se puede explicar por su orografía menos intrincada (más uniforme).
 - A lo largo de la cadena de los andes orientales se aprecia el desarrollo de drenajes hacia el valle (con componente Este) y la formación de ondas de gravedad.
 - En el valle del Mantaro también se presentan modificaciones del flujo sinóptico importantes que se muestran canalizadas a través del mismo con direcciones del SE y NO, sin embargo cuando se presenta un bajo gradiente bórico y un fuerte gradiente térmico se desarrolla los vientos diurnales de montaña y valle.
- De la simulación se ha obtenido que en los periodos febrero (verano) y julio (invierno) presentan el mismo patrón general de las circulaciones, sin embargo se observó que en febrero (verano) los vientos presentan mayor influencia de los efectos sinópticos; mientras que, en julio (invierno) la mayor influencia fue por efecto de la circulación de origen térmico (debido a que en este periodo se presenta mayor gradiente térmico), tales resultados se evidenciaron en las salidas de régimen nocturno (7HL y 19HL).

- El trabajo desarrollado ha puesto de manifiesto como las situaciones sinópticas que afectan a la región de estudio junto con un elevado número de episodios definidos por un bajo gradiente bórico en superficie contribuyen a una compleja estructura en los campos de vientos a estudiar.
- Estudiar los diferentes mecanismos responsables de la dinámica atmosférica en terrenos complejos es de particular importancia para el entendimiento de los transportes de calor, humedad, momento y contaminantes del aire, entre otros.
- El presente trabajo constituye un antecedente de estudio regional en meteorología de topografía variable, además de ser un aporte científico debido a la adaptación de las características locales de la zona de estudio que se realizó al modelo MM5. A su vez, estos resultados son el punto de partida para el desarrollo de futuras investigaciones acerca de los procesos atmosféricos locales, sobre terrenos complejos.

6.2 Recomendaciones

- En la modelación de las variables meteorológicas sólo se evaluaron 5 estaciones meteorológicas. Se recomienda incorporar la mayor cantidad de estaciones con información real, que presenten una ubicación que pueda representar de mejor manera la interacción de las variables meteorológicas.
- Se recomienda realizar una validación a nivel de la vertical, para ello se debería realizar campañas a nivel estacional con lanzamientos de globos cautivos para obtener datos de perfiles de viento, presión y temperatura, con ello poder verificar el desarrollo de los mecánicos que se generan en la interacción del flujo sinóptico versus la topografía variable y el gradiente térmico.
- Para estudios en regiones de compleja topografía, se debe de trabajar con elevada resolución, de modo que se debe obtener la mayor cantidad y mejor calidad de datos a la escala más fina en lo que se refiere a topografía y propiedades físicas del suelo, con el objetivo de una mejor caracterización del suelo en los modelos a ser implementados.
- Se recomienda que los datos antes mencionados posean un dominio superior al dominio más fino y que sea implementado en todos los dominios, así se evitaban los posibles errores en las fronteras del dominio de tránsito.

- Se recomienda, seguir realizando simulaciones con el modelo MM5, experimentando cambios en su configuración, como la modificación de las parametrizaciones físicas de los esquemas de Cúmulos, de Capa Límite, Humedad Explícita, de Radiación, con el fin de seguir mejorando la adaptación de la zona de estudio y con ello los resultados.
- Se recomienda seguir profundizando el efecto que causa la convergencia de los vientos en la zona central del valle.

7 BIBLIOGRAFÍA

- Amador, J. (2008). The Intra Americas Seas Low-Level Jet (IALJ): Overview and Future Research. In Gimeno L.; García R. and Trigo R. (eds.) Trends and directions of climate research, Annals of the New York Academy of Sciences, October.
- Anthes, R. y Warner, T. (1978). Development of hydrodynamic models suitable for air pollution and other meteorological studies. *Monthly Weather Review*, 106, 1045-1078.
- Anderson, J.R., Hardy, E., Roach, J. y Witmer R. (1976). A land use and land cover classification system for use with remote sensor data. *U.S. Geological Survey Professional Paper* 964.
- Bougeault, P., Jansá Clar, A., Benech, B., Carissimo, B., Pelon, J., y Richard E. (1990). Momentum budget over the Pyrenees: The PYREX experiment. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 71, 806-818.
- Chen, F., y Dudhia J. (2001). Coupling an Advanced land surface-hydrology model with the Penn State-NCAR MM5 modelling system. Part I: Model implementation and sensitivity. *Monthly Weather Review*, 129, 569-585.
- COMET, 2008, Mountain/Valley Breezes. Print Version Consultado en febrero del 2011: <http://www.meted.ucar.edu/mesoprim/mtnval/print.htm>
- Correa M., Zuluaga C., Palacio C., Pérez J. y Jiménez J. 2008. Acoplamiento de la atmósfera libre con el campo de vientos locales en una región tropical de topografía compleja. Caso de estudio: valle de Aburrá, Antioquia, Colombia.
- Dudhia, J., (1989). Numerical study of convection observed during the Winter Monsoon Experiment using a mesoscale two-dimensional model. *Journal Atmosphere Scientist*, 46, 3077-3107.

- Dudhia, J. (1993). A nonhydrostatic version of the Penn State/NCAR mesoscale model: Validation tests and simulation of an Atlantic cyclone and cold front. *Monthly Weather Review* 121, pp 1493-1513.
- Fao (2005), El Programa de Evaluación de los Recursos Forestales-Perú-informe nacional Consultado en diciembre del 2010:
[<http://www.fao.org/forestry/9953-0ef406b1c0f524dbedd8e59979dd904da.pdf>]
- Figueroa, S.N., Lagos P., Fernandez J.P. y Takahashi K., 1998: Aplicación Operacional del Modelo MM5 para el Pronóstico del Tiempo y la Modernización de la Meteorología en el Perú. Presented at el "VIII Congreso Latino-americano e Ibérico de Meteorología y X Congresso Brasileiro de Meteorología".
- Haltiner, G.J. y Williams, R.T. (1980). Numerical prediction and dynamic meteorology. Wiley, New York, USA, 477 pp.
- Holton, J.R. (2004). An Introduction to Dynamic Meteorology, fourth edition. Academic Press, 535pp.
- INEI (2003). Instituto Nacional de Estadística e Informática Compendio Estadístico 2003
- IGN-Instituto Geográfico Nacional (2005). Carta Geológica Nacional: Hojas 22j, 22k, 22l, 23k, 23l, 24k, 24l, 24m, 24n, 25l, 25m, 25n, 25ñ, 26m, 26n, 26ñ, 27n, 27ñ. República de Perú, Lima.
- Jiménez, P., González F., Montávez, J. Navarro, J. y Valero, F. (2002). Regionalización del campo de viento en superficie en terreno complejo. Consultado en diciembre del 2009:
[<http://www.ame-web.org/JORNADAS/C3-trabajo%20Jimenez%20et%20al.pdf>]
- Grell, G. (1993). Prognostic evaluation of assumptions used by cumulus parameterizations. *Monthly Weather Review* 121, 764-787.
- Haltiner, G.J. y Williams, R.T. 1980. Numerical prediction and dynamic meteorology. Wiley, New York, USA, 477 pp.

- Hernandez, J., Erickson, D., Pérez, C., Oblesby, B. (n.d.) Estudios de sensibilidad: Rendimiento de MM5 a Bajas resoluciones. Consultado en Diciembre del 2011: [http://www.csm.ornl.gov/~fj7/MM5_hires_exp_2y3.pdf]
- Instituto Geofísico del Perú (2005a). Atlas Climático de precipitación y temperatura del aire en la cuenca del río Mantaro. *Volumen I. Fondo Editorial del CONAM.*
- Instituto Geofísico Del Perú (2005b). Diagnóstico de la Cuenca del Mantaro. *Volumen II. Fondo Editorial del CONAM.*
- INRENA, (1995). Dirección General Forestal Guía Explicativa del Mapa Forestal 1995. MINAG. 1996.
- Oriol J. (2005). Simulación de los campos de viento de la Península Ibérica y el área geográfica de Catalunya con alta resolución espacial para distintas situaciones meteorológicas típicas. Tesis doctoral, Universidad Politécnica de Catalunya, España. Consultado en agosto del 2009: [<Http://www.tesisenxarxa.net/TDX-0317105-174201/index.html>]
- Kain, J. S., y Fritsch J. M. (1990). A one-dimensional entraining/detraining plume model and its application in convective parameterization. *Journal Atmosphere Scientist*, 47, 2784-2802.
- Kain, J. S., y Fritsch J. M. (1993). Convective parameterization for mesoscale models: The Kain-Fritsch scheme. The representation of cumulus convection in numerical models, K. A. Emanuel and D. J. Raymond, Eds., *American Meteorological Society*, 246.
- Kalnay,E., Kanamitsu,M., Kistler, R., Collins,W., et al. (1996). The NCEPINCAR 40-year reanalysis project. *American Meteorological Society*, 77, 437-471.
- OGATEIRN – INRENA (2000). Mapa de Cobertura Vegetal y Uso de la Tierra, 2000, escala 1: 250 000.

- Otiniano J. (2000). Aspectos físicos y dinámicos de los sistemas atmosféricos en el hemisferio sur. Presentado en el III Ciclo de Actualización Profesional para Bachilleres en Ingeniería Mecánica de Fluidos, Universidad Nacional Mayor de San Marcos, Lima.
- Paegle, J. y Zhang, C. (1987). Atmospheric response to tropical thermal forcing in real data integrations. *Mon. Wea. Rev.*
- Pérez G., Palau J., Millán M. y Ciais P. (n.d.). Validación de un modelo de predicción meteorológica en terreno complejo: caracterización de procesos.
Consultado en enero del 2010:
[<http://www.ame-web.org/JORNADAS/P10-trabajo%20Perez-Landa%20et%20al.pdf>]
- Pielke, R.A., (1984): *Mesoscale Meteorological Modeling*. Orlando, Academic Press, 611 pp.
- Quispe, N., Cubas, F., Avalos, G (n.d.). Circulación atmosférica de verano e invierno sobre Sudamérica. Consultado en mayo del 2013.
[http://sania.comunidadandina.org/Upload/Contenido/9/22/02_analisis%20de%20la%20circulacion%20regional.pdf]
- Ulrickson, B.L. (1992). Effects of surface property variations on simulated daytime airflow over coastal southern California. *Monthly Weather Review*, 120, 2264-2279.
- Reynolds, R.W., N.A. Rayner, T.M. Smith, D.C. Stokes, y W. Wang. (2002). An improved in situ and satellite SST analysis for climate. *J. Climate*, 15, 1609-1625.
- Sandvik, A. D. y B. G. Furevik. (2002). Case study of a coastal jet at Spitsbergen-comparison of SAR- and model-estimated wind. *Monthly Weather Review* 130, págs. 1040-1051
- Sakai R., Fitzjarrald D., Czikowsky M. y Freedman J. 2003. Mechanisms of wind channeling in the Hudson valley, NY.
- Seluchi, M. y Marengo, J. (2000). Tropical-mid latitude exchange of air masses during summer and Winter in South America: Climatic aspects and extreme events. *International journal of climatology*, vol. 20, pp. 1167-1190.

- Senamhi (n.d). Boletín regional del Senamhi – Dirección Regional de Lambayeque 2011. Consultado mayo del 2013:
[<http://www.cclam.org.pe/boleh.pdf>]
- Stensrud, D. (1996). Importance of Low-Level Jets to Climate. *J. Climate*, vol. 9, pp. 1698-1711.
- Takahashi, K. (n.d). Que son modelos numéricos.
- USGS-United States Geological Survey. (2009). GTOPO30. Consultado en Octubre del 2009:
[http://eros.usgs.gov/#/Find_Data/Products_and_Data_Available/gtopo30_info]
- Virji, H. (1981). A preliminary study of summertime tropospheric circulation patterns over South America estimated from clouds winds. *Mon. Wea. Rev.*, vol. 109, pp. 599-610.
- Whiteman, C.D. y Doran J.C. (1993). The relationship between overlying synoptic-scale flows and winds within a Valley. *J. App. Meteo.*, 32, 1669-1682.
- C. David Whiteman, C.D., *Mountain Meteorology (2000): Fundamentals and Applications*. Oxford University Press, 2000, 355 págs.
- Zitácuaro C. A. y Caetano N. E. (2004). Simulación numérica de la circulación atmosférica local en el valle de México.

8 ANEXOS

8.1 Estadígrafos

Para la validación se ha optado por el uso del error medio cuadrático (RMSE) y el sesgo (BIAS) definidos por Pielke (1984). Estos estadígrafos permitieron medir la precisión de la simulación. Por precisión se entendió el promedio del grado de correspondencia entre pares individuales de valores pronosticados y valores observados. Por valores observados se entendió por aquellos obtenidos de estaciones de medidas meteorológicas

Para el cálculo de la precisión se utilizó el error medio cuadrático (RMSE) definido por Pielke (1984).

Finalmente, el sesgo (BIAS) proporcionó información sobre la tendencia del modelo a sobreestimar o subestimar una variable, cuantificando el error sistemático del modelo definido por Pielke (1984).

$$RMSE = \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^N (\phi_i - \phi_{obs})^2}{N}}$$

$$BIAS = \frac{1}{N} \sum_{i=1}^N (\phi_i - \phi_{obs})$$

Donde,

ϕ_i , es el valor pronosticado para la celda i

ϕ_{obs} , es el valor observado en la celda i

N , es el número de valores analizados

8.2 Scrip en grads para implementación de topografía

* script que te permite interpolar los datos de escala local (200m) a la escala requerida en la simulación del dominio objeto (3km).

```
xmax=111
ymax=123
'reinit'
*DIR1= PONER LA DIRECCIÓN DEL TERRENO GLOBAL CON EL QUE SE CUENTA
*DIR2= PONER LA DIRECCIÓN DEL TERRENO LOCAL CON EL QUE SE CUENTA
'open DIR1/TERRAIN_DOMAIN3.ct1'
'open DIR2/manta_com.ct1'
'set x 1 'xmax
'set y 1 'ymax
'z1=ter(t=1)'
'set dfile 2'
'set t 1'
'set z 1'
'z2=linterp(maskout(topo.2,topo.2-100),z1)'
a=0.3
'z2=(1-'a')*z2+'a'*smth9(z2)'
'set dfile 1'
'z2=maskout(maskout(maskout(z2,lon+76.65),lat+13.45),-73.9-lon)'
'mask=const(const(z2,1),0,-u)'
'mask2=const(maskout(const(lat,1),abs(smth9(0.5-mask))-0.5),0,-u)'
'z3=mask*const(z2,0,-u)+(1-mask)*z1'
'z2=z3'
n=1
while n<=1
'z3=mask2*const(z2,0,-u)+(1-mask2)*smth9(z3)'
n=n+1
endwhile
'set display color white'
'c'
'set grads off'
'set gxout grfill'
'd z3'
'set gxout fwrite'
'set fwrite -be nuevatopo_dom3.bin '
*ESTA GRABANDO LA NUEVA TOPOGRAFIA EN FORMATO BINARIO
j=1
while (j<=ymax)
i=1
while (i<=xmax)
'set x 'i
'set y 'j
'd z3'
i=i+1
endwhile
j=j+1
endwhile
'disable fwrite'
```

8.3 Scrip en grads para implementación del uso de suelo

*Script que te permite leer los datos del raster y del UGS.
*que pondere (pesos entre 0.9 hasta 0.5) las categorías en un radio
*de 3km y que complete los datos faltantes con los del USGS

```
dmax=0.03  
prommin=10
```

```
'reinit'  
xmax=111  
ymax=123  
xmaxl=480  
ymaxl=359
```

```
*DIR1= PONER LA DIRECCIÓN DEL USO DE SUELO GLOBAL CON EL QUE SE  
CUENTA.
```

```
*DIR2= PONER LA DIRECCIÓN DEL USO DE SUELO CON EL QUE SE CUENTA
```

```
'open DIR1/TERRAIN_DOMAIN3.ctl'  
'open DIR2/land_use.ctl'
```

```
'set display color white'  
'c'  
'set dfile 1'  
'set x 1 'xmaxl  
'set y 1 'ymaxl  
'lu1=maskout(lu1,lu1-0.5)'  
'set dfile 2'  
'set x 1 'xmax  
'set y 1 'ymax  
'set t 1'  
'set z 1'  
'lunew=lu.2'
```

```
j=1  
while (j<=ymax)  
i=1  
while (i<=xmax)  
'set dfile 2'  
'set x 'i  
'set y 'j  
'set t 1'  
'set z 1'  
'q dims'  
fex=sublin(result,2)  
fey=sublin(result,3)  
xx= subwrđ(fex,6)  
yy= subwrđ(fey,6)
```

```
'set dfile 1'
```

```

'set x 1 'xmax1
'set y 1 'ymax1
'set t 1'
'set z 1'
'd=sqrt(pow(lon-'xx',2)+pow(lat-'yy',2))'
'set clevs 0.03'
'w=maskout(exp(-pow(d/'dmax',2)), 'dmax'-d)'
prommax=0
catmax=0
n=1
while n<=25
*CALCULO DE LA PONDERACIÓN
'd asum(maskout(w,0.1-abs(lu1-
'n')),x=1,x='xmax1',y=1,y='ymax1')/asum(w,x=1,x='xmax1',y=1,y='ymax1')
*100'
*'d asum(maskout(w,0.1-abs(lu1-'n')),lon=-75.5,lon=-75.36,lat=-
12.48,lat=-12.36)/asum(w,lon=-75.5,lon=-75.36,lat=-12.48,lat=-
12.36)*100'
prom.n=subwrd(result,4)
if (prom.n<0)
prom.n=0
endif
if (prom.n>prommax)
prommax=prom.n
catmax=n
endif
*say n' 'prom.n
n=n+1
endwhile
say '====='
say i' 'j' 'catmax' 'prommax

'set dfile 2'
'set x 'i
'set y 'j
'set t 1'
'set z 1'
if (prommax>prommin)
'set defval lunew 'i' 'j' 'catmax
endif
i=i+1
endwhile
j=j+1
endwhile

'reset'
'set gxout grfill'
'd lunew'

'set dfile 2'
'set x 1 'xmax

```

```
'set y 1 'ymax  
'set t 1'  
'set z 1'  
'set gxout fwrite'  
'set fwrite -be lunew2.bin'  
*ESTA GRABANDO EL USO DEL SUELO EN FORMATO BINARIO
```

```
j=1  
while (j<=ymax)  
i=1  
while (i<=xmax)  
'set x 'i  
'set y 'j  
'd lunew'  
i=i+1  
endwhile  
j=j+1  
endwhile  
'disable fwrite'
```

8.4 Routine en fortran para incorporar los datos de topografía y uso del suelo, salida en formato del MM5.

```
program readv3
! This utility program is written in free-format Fortran 90.
! It requires a Fortran 90 compiler to compile. On a DEC_Alpha
! machine, type the following to compile:
!
! f90 -free -convert big_endian edit_terrain.f90 -o edit_terrain
!
implicit none
integer, dimension(50,20) :: bhi
real, dimension(20,20) :: bhr
character(len=80), dimension(50,20) :: bhic
character(len=80), dimension(20,20) :: bhrc
character(len=120) :: flnm
integer :: iunit = 10
integer :: flag
integer :: ndim
real :: time, sample
integer, dimension(4) :: start_index, end_index
character (len= 4) :: staggering
character (len= 4) :: ordering
character (len=24) :: start_date
character (len=24) :: current_date
character (len= 9) :: name
character (len=25) :: units
character (len=46) :: description
integer :: l
real, allocatable, dimension(:,:,:,:) :: data
integer :: ierr, ier
logical :: newtime = .TRUE.
logical :: lmore
! KEN !!!!
real, allocatable, dimension(:,:) :: ternew
integer :: i,j
!!!!!!!!!!
call arguments(flnm, lmore)
print*, 'flnm = ', trim(flnm)

open(iunit, file=flnm, form='unformatted', status='old',
action='read')
open(13, form='unformatted')
! open(13, form='unformatted',recordtype='stream')
read(iunit, iostat=ierr) flag
write(13) flag
do while (ierr == 0)
if (flag == 0) then
read(iunit,iostat=ier) bhi, bhr, bhic, bhrc
write(13) bhi, bhr, bhic, bhrc
```

```

if(ier/=0) then
write(*,('Error reading big header'))
call abort()
endif
call printout_big_header(bhi, bhr, bhic, bhrc)
elseif (flag == 1) then
READ (iunit,iostat=ier) ndim, start_index, end_index, time, &
staggering, ordering, current_date, &
name, units, description
WRITE (13) ndim, start_index, end_index, time, &
staggering, ordering, current_date, &
name, units, description
if(ier/=0) then
write(*,('Error reading subheader'))
call abort()
endif
if (lmore) then
print*, 'ndim: ', ndim
print*, 'start_index: ', start_index
print*, 'end_index: ', end_index
print*, 'time: ', time
print*, 'staggering: #'//staggering//'#'
print*, 'ordering: #'//ordering//'#'
print*, 'date/time: #'//current_date//'#'
print*, 'name: #'//name//'#'
print*, 'units: #'//units//'#'
print*, 'description: #'//description//'#'
endif
if (newtime) then
write(*,('(/,A,2x, F15.5," Hours"/))') current_date, time/60.
newtime = .FALSE.
endif
if (ndim == 1) then
allocate(data(end_index(1), 1, 1, 1))
elseif (ndim == 2) then
allocate(data(end_index(1), end_index(2), 1, 1))
elseif (ndim == 3) then
allocate(data(end_index(1), end_index(2), end_index(3), 1))
endif
read(iunit) data

! KEN: Modify terrain

if (name(1:8) == 'TERRAIN ') then
allocate(ternew(end_index(2)-1, end_index(1)-1))
open(14,form='unformatted', recordtype='stream',status='old',
action='read')
read(14)ternew
close(14)
do j=1,end_index(2)-1
do i=1,end_index(1)-1
data(i,j,1,1)=ternew(j,i)

```

```

        end do
    end do
elseif (name(1:8) == 'LAND USE') then
endif
write(13) data

if (ndim == 3) then
sample = &
data(end_index(1)/2,end_index(2)/2,end_index(3)/2,1 )
else if (ndim == 2) then
sample = data( end_index(1)/2,end_index(2)/2,1,1)
else if (ndim == 1) then
sample = data( end_index(1)/2,1,1,1)
end if
write(*,'(A8,1x,I1,4(1x,I3),1x,A,1x,A," : ", F20.8,1x,A)')&
name, ndim, end_index(1), end_index(2), end_index(3), &
end_index(4),staggering, ordering, sample, trim(units)
deallocate(data)
elseif (flag == 2) then
newtime = .TRUE.
else
stop
endif
read(iunit, iostat=ierr) flag
write(13) flag
enddo
write(*,'(//,"Hit the end of file of unit ", I3)') iunit
end program readv3

subroutine printout_big_header(bhi, bhr, bhic, bhrc)
implicit none
integer, dimension(50,20) :: bhi
real, dimension(20,20) :: bhr
character(len=80), dimension(50,20) :: bhic
character(len=80), dimension(20,20) :: bhrc
integer :: i, j, v3j
write(*,'(//)')
v3j = bhi(1,1)
if (bhi(1,1) == 11) v3j = v3j+5
do j = 1, v3j
if (j < 8 .or. j>10) then
if (j == 1) write(*, '("TERRAIN Portion of big header:")')
if (j == 2) write(*, '(//,"REGRID Portion of big header:")')
if (j == 3) write(*, '(//,"RAWINS Portion of big header:")')
if (j == 4) write(*, '(//,"SFC RAWINS Portion of big header:")')
if (j == 5) write(*, '(//,"INTERP Portion of big header:")')
if (j == 11) write(*, '(//,"MM5 Portion of big header:")')
if (j == 6) write(*, '(//,"MM5 Substrate Temp File big header:")')
if (j == 7) write(*, '(//,"MM5 Boundary File big header:")')
if (j == 8) write(*, '(//,"Interpolated MM5 Portion of big
header:")')
write(*, '(//,"***Integers:"//)')

```

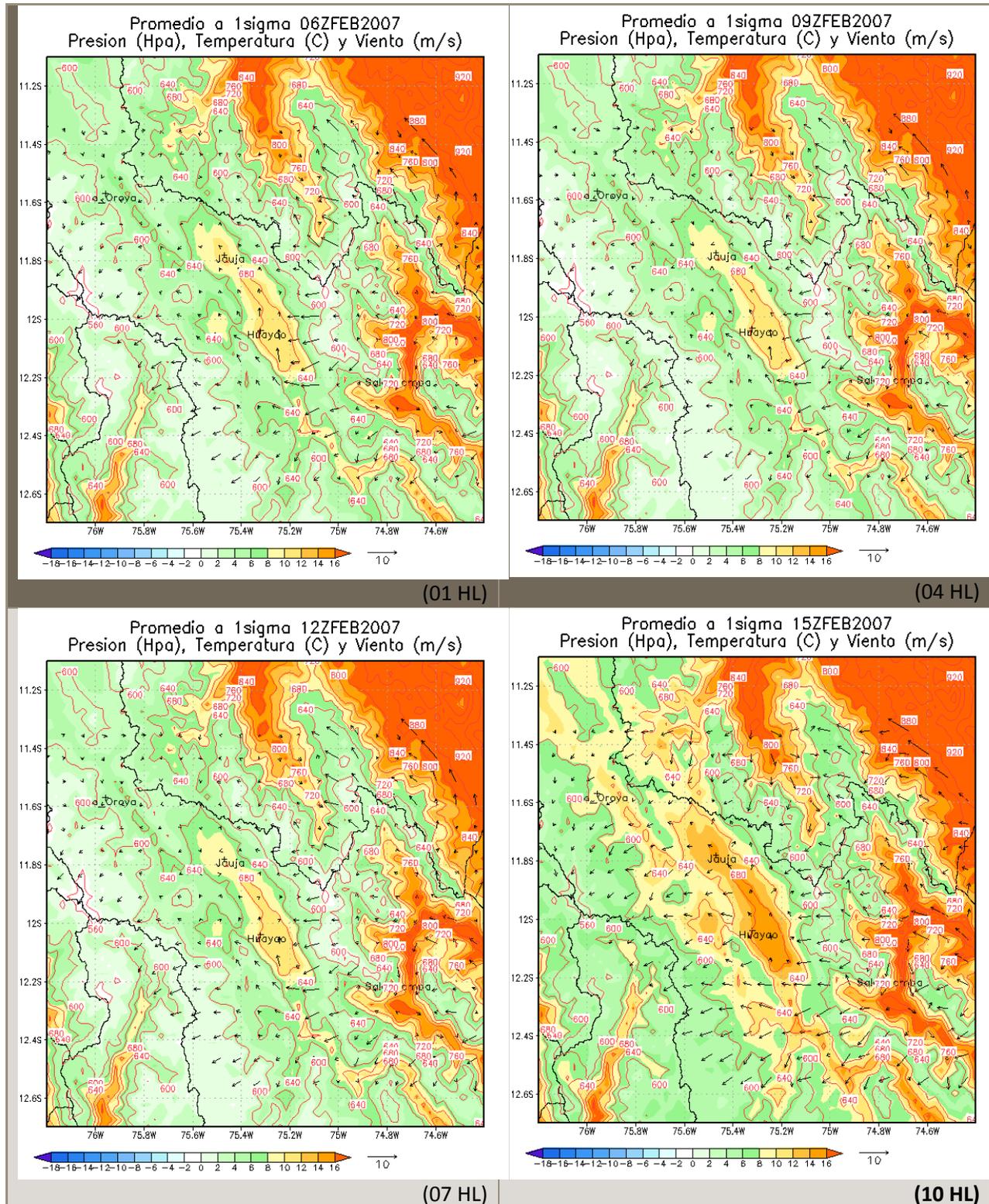
```

do i = 1, size(bhi,1)
if (bhi(i,j) /= -999) then
write(*,'("BHI(",I3,"",I2,"):",I8," : ",A)')&
i, j, bhi(i,j),trim(bhic(i,j))
endif
enddo
write(*,'(/"***Floats:"/)')
do i = 1, size(bhr,1)
if (bhr(i,j) /= -999.) then
write(*,'("BHR(",I3,"",I2,"):",F9.2," : ",A)')&
i, j, bhr(i,j),trim(bhrc(i,j))
endif
enddo
write(*,'(/)')
endif
enddo
end subroutine printout_big_header
subroutine arguments(v2file, lmore)
implicit none
character(len=*) :: v2file
character(len=120) :: harg
logical :: lmore
integer :: ierr, i, numarg
integer, external :: iargc
numarg = iargc()
i = 1
lmore = .false.
do while ( i < numarg)
call getarg(i, harg)
print*, 'harg = ', trim(harg)
if (harg == "-v") then
i = i + 1
lmore = .true.
elseif (harg == "-h") then
call help
endif
enddo
call getarg(i,harg)
v2file = harg
end subroutine arguments
subroutine help
implicit none
character(len=120) :: cmd
call getarg(0, cmd)
write(*,'(/"Usage: ", A, " [-v] v2file ")') trim(cmd)
write(*,'(8x, "-v : Print extra info"')
write(*,'(8x, "v3file : MM5v3 file name to read."')
write(*,'(8x, "-h : print this help message and exit.",/)')
stop
end subroutine help

```

8.5 Promedio del Ciclo diario

VERANO



Continúa

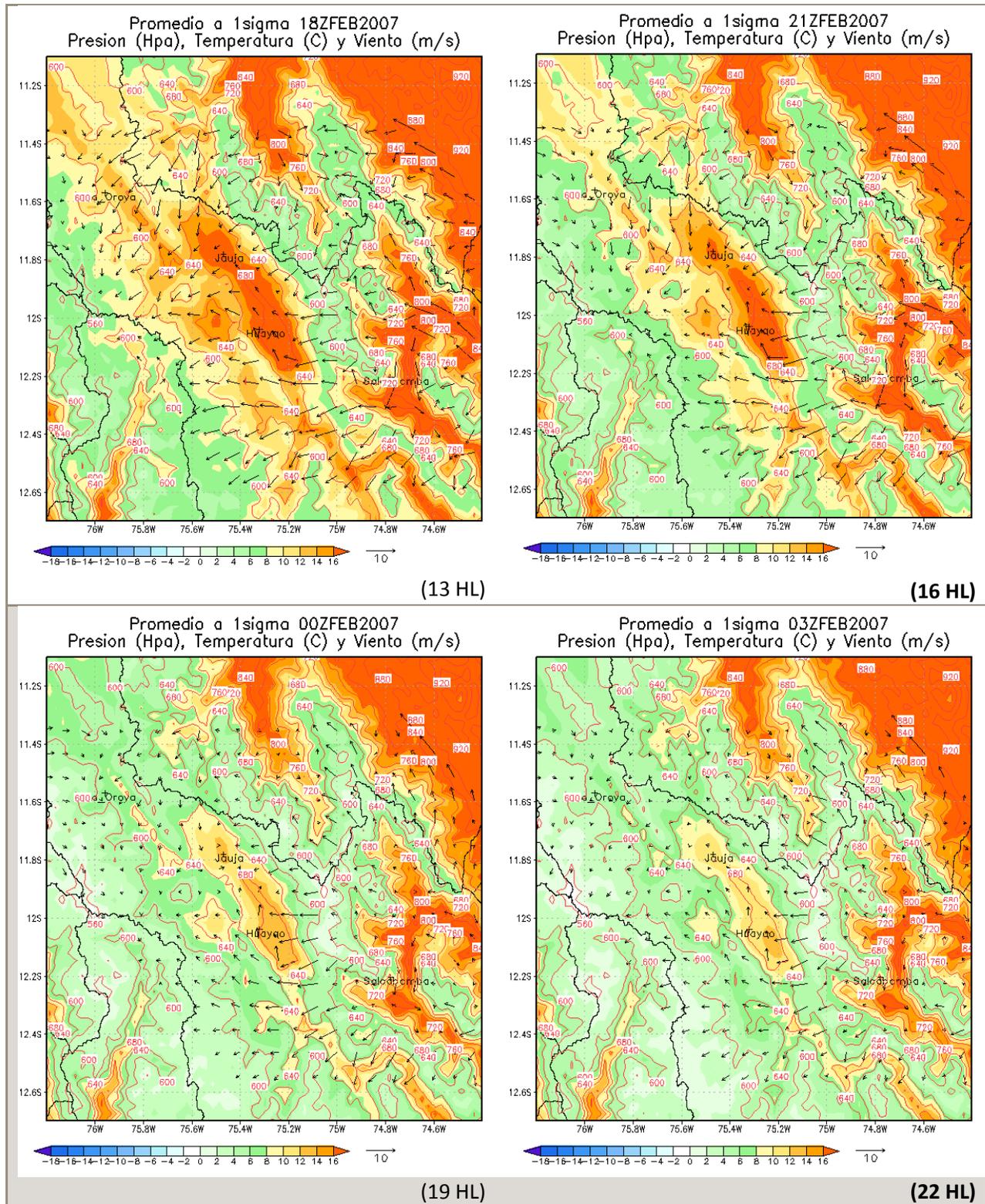
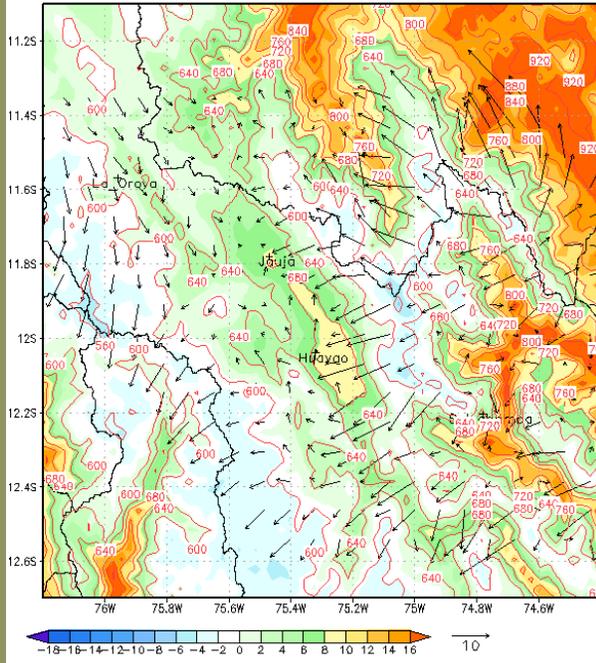


Figura 8.1—Promedio del campo de presiones en Hpa (contornos), de vientos en m/s (vector) y temperatura en °C (sombreado) a nivel sigma 1, en la CRM en Verano, salida del modelo MM5 (3x3km).

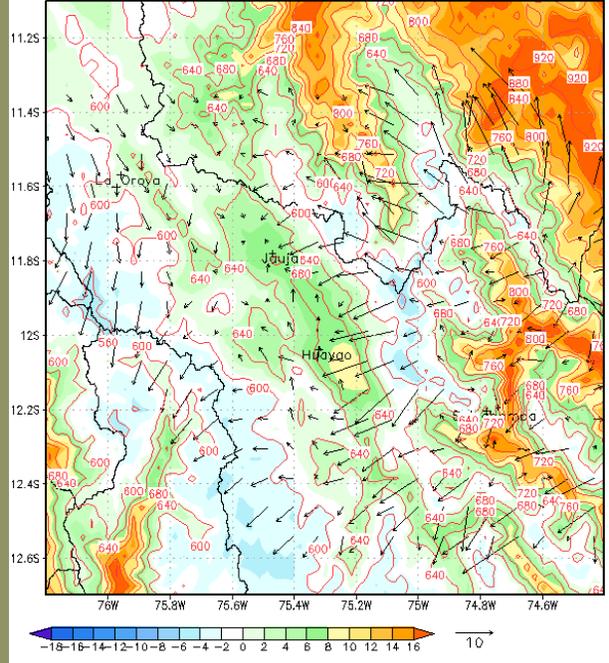
INVIERNO

Promedio a 1sigma 06ZJUL2007
Presion (Hpa), Temperatura (C) y Viento (m/s)



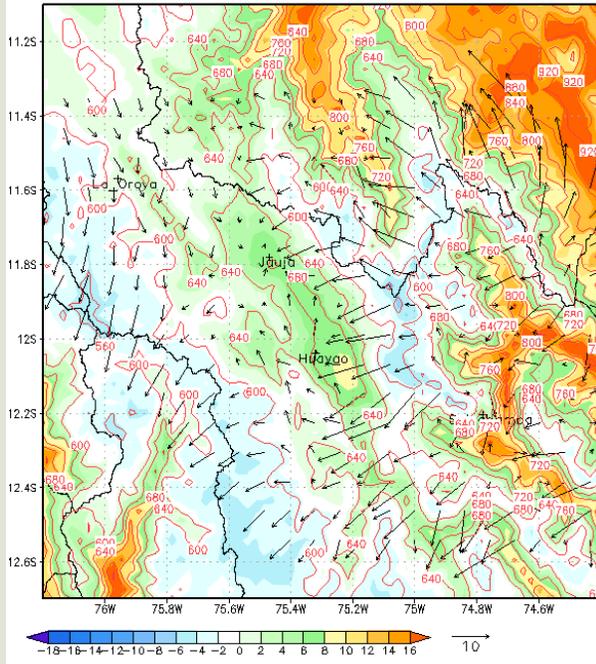
(01 HL)

Promedio a 1sigma 09ZJUL2007
Presion (Hpa), Temperatura (C) y Viento (m/s)



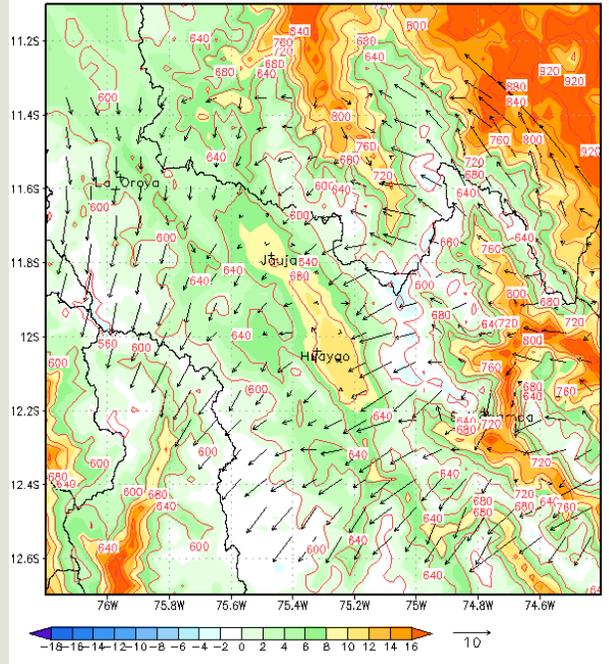
(04 HL)

Promedio a 1sigma 12ZJUL2007
Presion (Hpa), Temperatura (C) y Viento (m/s)



(07 HL)

Promedio a 1sigma 15ZJUL2007
Presion (Hpa), Temperatura (C) y Viento (m/s)



(10 HL)

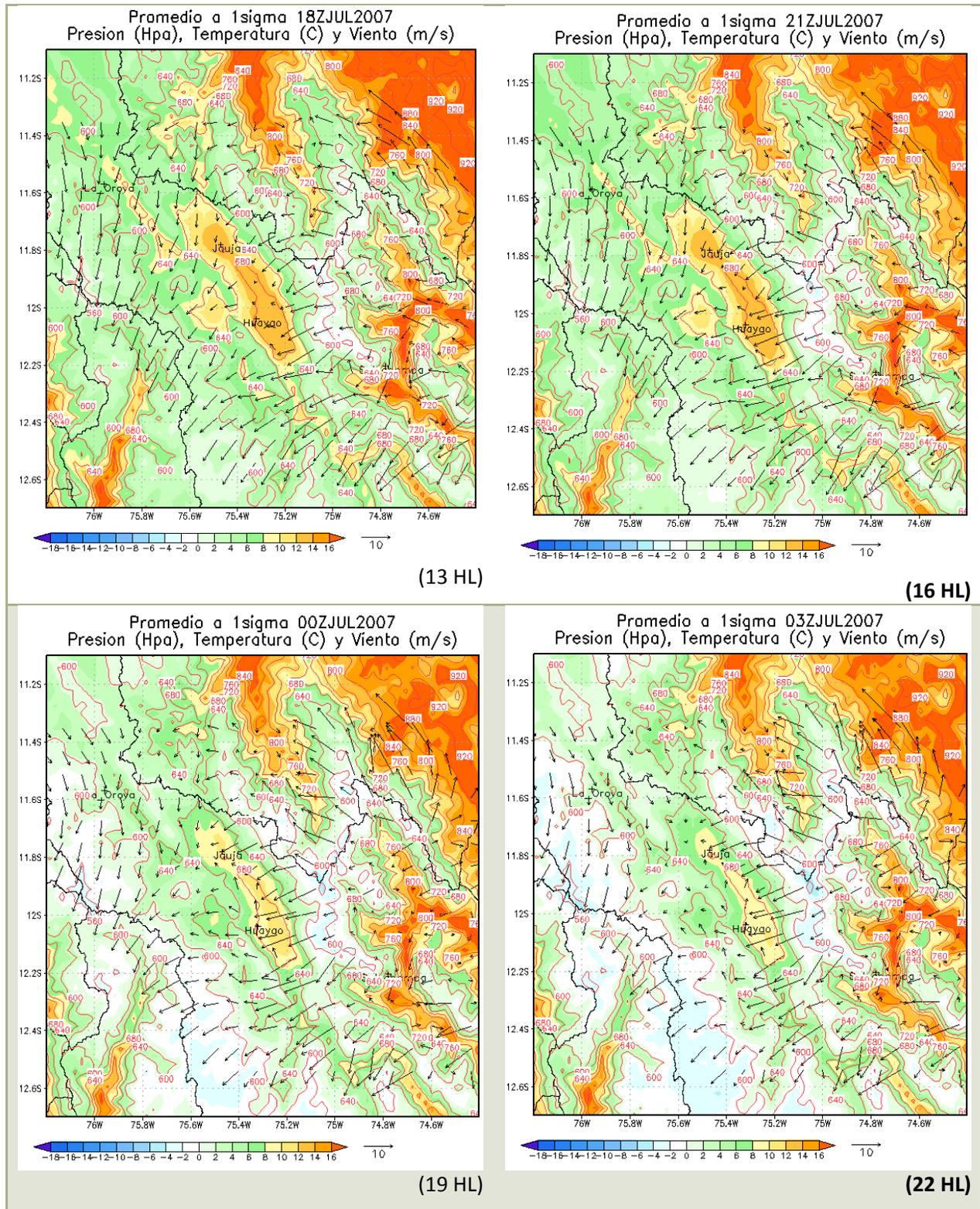


Figura 8.2–Promedio del campo de presiones en Hpa (contornos), de vientos en m/s (vector) y temperatura en °C (sombreado) a nivel sigma 1, en la CRM en Invierno, salida del modelo MM5 (3x3km).

8.6 Documentación meteorológica

- **Datos de Estaciones meteorológicas**

(Formato Digital)

- **Datos de Entrada al modelo**

Como síntesis, se muestra la siguiente tabla con las fuentes de datos empleados para la ejecución del modelo

Variables	Fuente
U, V, HG, T, P, HR (ítem 3.2.1)	http://www.esrl.noaa.gov/psd/data/gridded/data.nc_ep.reanalysis.pressure.html
Topografía (ítem 3.2.2)	ftp://ftp.ucar.edu/mesouser/MM5V3/TERRAIN_DATA/
Uso de Suelo (ítem 3.2.2)	http://www.mmm.ucar.edu/mm5/documents/MM5_tut_Web_notes/TERRAIN/terrain.htm