



PERÚ

Ministerio
del Ambiente

Instituto
Geofísico del Perú

EVENTOS METEOROLÓGICOS EXTREMOS (SEQUÍAS, HELADAS Y LLUVIAS INTENSAS) EN EL VALLE DEL MANTARO



Tomó



Y con el financiamiento del
International Development
Research Centre



Eventos meteorológicos extremos (sequías, heladas y lluvias intensas) en el valle del Mantaro

Resultados del proyecto “Manejo de riesgos de desastres ante eventos meteorológicos extremos (sequías, heladas y lluvias intensas) como medida de adaptación ante el cambio climático en el valle del Mantaro-Maremex



PERÚ

Ministerio del Ambiente

Instituto Geofísico del Perú



Y con el financiamiento del
International Development
Research Centre





Fotografía de la carátula: Evento extremo ocurrido en el río Achamayo, Junín.

Para descargar éste y otros documentos relacionados:
<http://www.met.igp.gob.pe/proyectos/maremex>

Título: “Eventos meteorológicos extremos (sequías, heladas y lluvias intensas) en el valle del Mantaro”

Autor: Instituto Geofísico del Perú

Editor: María Villaverde Calderón

Editado por
© Instituto Geofísico del Perú
Calle Badajoz 216, Urb. Mayorazgo IV Etapa, Ate, Lima, Perú
Central Telefónica: (511) 317 2300
<http://www.igp.gob.pe>

ISBN: 978-612-45795-6-1

Hecho el Depósito Legal en la Biblioteca Nacional del Perú: Nro.

Primera edición: abril 2012

Tiraje de la edición impresa: 200 ejemplares

Diseñado por: Dante Guerra y Juan Carlos Pereyra.

Impreso por: Lettera Gráfica SAC
Jr. Emilio Althaus 460 Lince
Teléfono 471 0700

Agradecimientos

La ejecución del proyecto “Manejo de riesgos de desastres ante eventos meteorológicos extremos (sequías, heladas y lluvias intensas) como medida de adaptación ante el cambio climático en el valle del Mantaro MAREMEX” fue posible gracias al apoyo de numerosas instituciones y personas que nos acompañaron en sus diferentes fases de desarrollo.

Ante todo, queremos agradecer a las instituciones que, formal o informalmente, se convirtieron en miembros de una alianza estratégica que permitió al IGP enriquecer y viabilizar las investigaciones y actividades desarrolladas. Estas instituciones son: Gobierno Regional de Junín, Municipalidad Provincial de Concepción, Instituto Nacional de Defensa Civil, Grupo Yanapai, REDES, CARE, y la Technische Universität Dresden. Asimismo, al Servicio Nacional de Meteorología e Hidrología (SENAMHI) que nos brindó los datos meteorológicos utilizados en las investigaciones.

Agradecemos la apertura y generosidad de los pobladores del valle del Mantaro, y en especial a las comunidades campesinas de las subcuencas de los ríos Achamayo, Cunas y Shullcas que nos brindaron su tiempo, apoyo y conocimientos: Comunidad Campesina de Quilcas, Comunidad Campesina de San Juan de Jarpa y a la Comunidad Campesina de Acopalca.

También dirigimos nuestra gratitud a los asesores de tesis de los estudiantes del proyecto: Dra. Alicia Huamantínco Araujo, Facultad de Geografía de la Universidad Nacional Mayor de San Marcos; Dr. César Arguedas Madrid, Facultad de Ingeniería Geográfica, Ambiental y Ecoturismo de la Universidad Nacional Federico Villareal; Dr. Pablo Lagos Enríquez, Facultad de Física de la Universidad Nacional Mayor de San Marcos; Dra. Nieves Sandoval, Facultad de Medicina Veterinaria de la Universidad Nacional Mayor de San Marcos.

Asimismo, a las siguientes personas e instituciones: Ing. Santos de los Reyes Maza Ysilipú, Director General de Información Agraria del Ministerio de Agricultura; Ing. Aldo Antonio Capcha Párraga, Director de la Agencia Agraria de Chupaca– Huancayo; Ing. Francisco Flores Arzapalo, Director de la Dirección de Información Agraria – Junín; Téc. Moisés Flores Capcha, Técnico de Campo de la Agencia Agraria de Chupaca; Dr. Próspero Najarro Torre y al Dr. Marco Bartolo Marchena de la Dirección Regional de Salud de Junín; Dr. Cesar Augusto Reyes Luján de la Gerencia Regional de Salud del Gobierno Regional Junín; Ing. Ulises Panez, Gerente de Recursos Naturales y Medio Ambiente del Gobierno Regional Junín; Dr. Fidel Villena Lara, especialista en Gestión en Salud y Gestión del Riesgo de Desastres, Oficina General de Defensa Nacional (OGDN) del Ministerio de Salud (MINSA), al Dr. Aldo Montecinos de la Universidad de Concepción (Chile), y a los responsables de los centros y postas de salud de los distritos de: Matahuasi, Quichuay, Quilcas, Nueve de Julio e Ingenio.

Finalmente, al Centro Internacional de Investigaciones para el Desarrollo de Canadá (IDRC, por sus siglas en inglés), por su apoyo financiero para la realización de este proyecto.

Índice

Acrónimos	09
Relación de elementos gráficos	12
Prefacio	21
Terminología	23
Capítulo 1 Caracterización biofísica del valle del Mantaro	25
Introducción Capítulo 1	26
<i>Recursos agua y suelo</i>	29
Recurso agua y zonas de vida en el valle del Mantaro Ricardo Zubieta	30
Evaluación hidrogeológica preliminar del acuífero de Huancayo Franklin Blanco	36
Características del recurso suelo en el valle del Mantaro Ricardo Zubieta	41
Bibliografía Capítulo 1 Recursos agua y suelo	50
<i>Clima</i>	51
Climatología de lluvias y temperaturas Yamina Silva y Grace Trasmonte	52
Bibliografía Capítulo 1 Clima	56
Capítulo 2 Tendencias climáticas	57
Introducción Capítulo 2	58
<i>Tendencias climáticas</i>	59
Tendencias en las lluvias y temperaturas del valle del Mantaro Yamina Silva y Grace Trasmonte	60

Tendencias en los extremos climáticos del valle del Mantaro Yamina Silva y Grace Trasmonte	63
Inicio de temporada de lluvias en el valle del Mantaro Yamina Silva y Kobi Mosquera	72
Bibliografía Capítulo 2: Tendencias climáticas	76
Escenarios climáticos y variaciones de la cordillera Huaytapallana	78
Escenarios climáticos en la cuenca del río Mantaro Ken Takahashi	79
Estudio espacio-temporal de cobertura glaciar de la cordillera Huaytapallana mediante percepción remota Ricardo Zubieta y Percy Guillermo	84
Bibliografía Capítulo 2: Escenarios climáticos y variaciones de la cordillera Huaytapallana	89
Capítulo 3 Caracterización de eventos extremos	91
Introducción Capítulo 3	92
Caracterización de heladas	93
Antecedentes generales sobre heladas en el valle del Mantaro Grace Trasmonte y Lidia Enciso	94
Caracterización física de heladas radiativas en el valle del del Mantaro Miguel Saavedra y Ken Takahashi	100
Circulación atmosférica asociada a bajas temperaturas Juan Sulca, Grace Trasmonte, Yamina Silva, Ken Takahashi y Kobi Mosquera	105
Bibliografía Capítulo 3 Caracterización de heladas	114
Caracterización de sequías	116
Antecedentes generales sobre sequías y sus características Ken Takahashi	117
Circulación atmosférica asociada a veranillos Juan Sulca, Yamina Silva, Ken Takahashi y Kobi Mosquera	120
Bibliografía Capítulo 3 Caracterización de sequías	127

Caracterización de lluvias intensas	129
Lluvias intensas en el valle del Mantaro Marco Moreno	130
Caracterización de tormentas intensas mediante sensoramiento remoto Steven Chávez y Ken Takahashi	135
Circulación atmosférica asociada a lluvias intensas Juan Sulca, Yamina Silva, Ken Takahashi y Kobi Mosquera	140
Bibliografía Capítulo 3 Caracterización de lluvias intensas	146
Eventos extremos no meteorológicos	148
Sismotectónica de la falla del Huatapallana Hernando Tavera y Edmundo Norabuena	149
Bibliografía Capítulo 3 Eventos extremos no meteorológicos	154
Capítulo 4 Redes pluviométricas y eventos extremos de precipitación	155
Capítulo 4 Introducción	156
Redes pluviométricas y eventos extremos de precipitación en el valle del Mantaro Ken Takahashi, Miguel Saavedra, Franklin Blanco, Luis Miguel Ocampo, Alejandra Martínez, Raquel Orozco, Steven Chávez, Marco Moreno y Juan Carlos Sulca	157
Sensibilización y capacitación sobre clima y eventos extremos: Mini red meteorológica en el valle del Mantaro Alejandra Martínez, Miguel Saavedra, Franklin Blanco, Luis Miguel Ocampo, Luis Céspedes, Raquel Orozco y Ken Takahashi	165
Bibliografía Capítulo 4 Redes pluviométricas y eventos extremos de precipitación	168

Acrónimos

AMS	Sociedad Americana de Meteorología
ANA	Autoridad Nacional del Agua
ASTER	Radiómetro de Emisión y Reflección Termal Avanzado
bh-MT	Bosque húmedo montano tropical
bs-MBT	Bosque seco montano bajo tropical
CDD	Días secos consecutivos
CENAPRED	Centro Nacional de Prevención de Desastres (México)
CENEPRED	Centro Nacional de Estimación, Prevención Y Reducción del Riesgo de Desastres
CLIMDEX	Climate Extremes Index
CM2	Modelo climático acoplado versión 2
CMAP	Patrón robusto de anomalías negativas centrada sobre los Andes Centrales Peruanos
CONAM	Consejo Nacional del Ambiente
CSDI	Indicador de la duración de periodos fríos
CWD	Días húmedos consecutivos
DEFM	Diciembre, enero, febrero y marzo
DSD	Distribución de tamaño de gotas
DTR	Rango diurno de temperatura
Dv	Deformación vertical
EEA	Estación Experimental Agraria
ERDAS	Sistema de análisis de los recursos de la tierra
ETCCMDI	Índices extremos climáticos para monitorear y detectar el cambio climático
ETM	Mapeador intensificador temático
FAO	Organización para la Agricultura y la Alimentación
FD0	Días helados
GCP	Puntos de control en tierra (fotogrametría)
GFDL	Laboratorio de Geofísica Dinámica
GNSS	Sistema Satelital de Navegacion Global
GLONAS	Sistema Satelital de Navegacion Global (Ruso)
GOES	Satélite Geoestacionario Operacional para el Medio Ambiente

HadCM3	Modelo climático Versión 3 del Centro Hadley
HadRM3P	Modelo climático Regional del Centro Hadley
IDF	Curvas de Duración Intensidad y Frecuencia
IGN	Instituto Geográfico Nacional
IGP	Instituto Geofísico del Perú
INGEMMET	Instituto Geológico Minero y Metalúrgico
INIA	Instituto Nacional de Innovación Agraria
INRENA	Instituto Nacional de Recursos Naturales
IPCC	Grupo Intergubernamental de Expertos sobre el Cambio Climático
IPE	Índice de Precipitación Estandarizado
IRAs	Infecciones Respiratorias Agudas
JASO	Valores de precipitación acumulada para los meses de julio, agosto, septiembre, octubre
JAXA	Agencia Japonesa de Exploración Aeroespacial
JJA	Junio, Julio y Agosto
hPa	Hecto Pascal
LPS	Conjunto de software fotogrametría Leica
LW Ø	Radiación Forzante IR hacia abajo
MAREMEX	Manejo de desastres ante eventos meteorológicos extremos (sequías, heladas y lluvias intensas) como medida de adaptación ante el cambio climático en el valle del Mantaro
MINAG	Ministerio de Agricultura
MINAM	Ministerio de Ambiente
msnm	Metros sobre el nivel del mar
MW	Mega Vatio
NASA	Administración Nacional de Aeronáutica y del Espacio
NCAR	Centro Nacional de Investigación Atmosférica
NCEP	Centros Nacionales para la Predicción del Medio Ambiente Análisis Combinado de Precipitaciones
NOAA	Administración Nacional de Océanos y Atmósferas
NT	Nivel tropical
OGATEIRN	Oficina de Gestión Ambiental Transectorial, Evaluación e Información de Recursos Naturales
pmh-SaT	Páramo muy húmedo subalpino tropical
PNUD	Programa de las Naciones Unidas para el Desarrollo
PROCLIM	Programa del Cambio Climático y la Contaminación del Aire
PRONAMACHS	Programa Nacional de Manejo de Cuencas Hidrográficas y Conservación de Suelos
ROL	Radiación de Onda Larga (saliente)
RPC	Coeficientes Polinómicos Racionales (fotogrametría)
SDII	Índice simple de precipitación diaria
SEDAM HUANCAYO SA	Empresa de Servicios de Agua Potable y Alcantarillado Municipal de Huancayo

SEIN	Sistema Eléctrico Interconectado Nacional
SENAMHI	Servicio Nacional de Meteorología e Hidrología
SENAPA	Sistema Nacional de Agua Potable y Alcantarillado
SIG	Sistema Geográfico de Información
TM	Mapeador temático
TNn	Temperatura_Mínima_Fría_Mensual
TNx	Temperatura_Máxima_Fría_Mensual
tp - AT	Tundra pluvial alpino tropical (tp - AT)
TXn	Temperatura_Mínima_Caliente_Mensual
TXx	Temperatura_Máxima_Caliente_Mensual
UKMO	Oficina de Meteorología en el Reino Unido
UTC	Tiempo Universal Coordinado

Relación de elementos gráficos

Capítulo 1 Caracterización biofísica del valle del Mantaro

Tabla 1.1	Área de las subcuencas de los ríos Shullcas, Cunas y Achamayo (IGP, 2005).
Mapa 1.1	Áreas de intervención del proyecto.
Mapa 1.2	Mapa político administrativo.
Mapa 1.3	Hidrografía.
Foto 1.1	Laguna Lasuntay, mayo 2010. Crédito R. Zubieta.
Foto 1.2	Laguna Chuspicocha, mayo 2010. Crédito R. Zubieta.
Tabla 1.2	Resumen de los padrones de usuarios de las comisiones de regantes de las márgenes derecha e izquierda del río Shullcas.
Tabla 1.3	Centrales hidroeléctricas localizadas en la zona de estudio del proyecto MAREMEX-Mantaro.
Mapa 1.4	Centrales generadoras de energía.
Tabla 1.4	Características técnicas de los pozos según información del año 2002 ANA.
Mapa 1.5	Zonas de vida.
Mapa 1.6	Hidroisohipsas.
Tabla 1.2	Características técnicas de los pozos según información del año 2002 del ANA.
Tabla 1.5	Secuencia estratigráfica del acuífero de Huancayo.
Tabla 1.6	Valores de las características hidrogeológicas del acuífero de Huancayo.
Figura 1.1	Abatimiento del acuífero de Huancayo en función al tiempo.
Figura 1.2	Hundimientos del subsuelo en el tiempo para diferentes distancias.
Mapa 1.7	Fisiografía.
Mapa 1.8	Geología.
Mapa 1.9	Geomorfología.
Figura 1.3	Comparación de las temperaturas mínimas para las diferentes estaciones del valle, promedio para el periodo 1981-2010 . Fuente: IGP y SENAMHI.
Figura 1.4	Comparación de las temperaturas máximas para las diferentes estaciones del valle, promedio para el periodo 1981-2010 . Fuente: IGP y SENAMHI.
Figura 1.5	Promedio multianual de las precipitaciones para las estaciones del valle del Mantaro. Periodo 1971-2000, excepto para Santa Ana (1992-2010). Fuentes: IGP y SENAMHI.
Figura 1.6	Acumulado anual de las precipitaciones para diferentes estaciones del valle, promedio para el periodo 1971-2000, excepto para Santa Ana (1992-2010). Fuente: IGP y SENAMHI.

Capítulo 2 Tendencias climáticas

Figura 2.1	Promedio anual de la temperatura máxima en Huayao. La línea negra indica tendencia para el periodo 1922-2010, la roja para 1922-1975 y la verde para 1976-2010. Fuente: IGP.
Tabla 2.1	Tendencias en la temperatura máxima y mínima, y precipitación en Huayao para diferentes periodos.
Figura 2.2	Promedio anual de la temperatura mínima en Huayao. La línea negra indica tendencia para el periodo 1922-2010, la roja para 1922-1975 y la verde para 1976-2010. Fuente: IGP.
Figura 2.3	Acumulado anual de precipitación en Huayao. La línea negra indica tendencia para el periodo 1922-2010, la roja para 1922-1975 y la verde para 1976-2010. Fuente: IGP.
Tabla 2.2	Indicadores de extremos de temperaturas y lluvias, según el ETCCDM.
Figura 2.4	Tendencia (m) del número de días cálidos (TX 90p) por cada 10 años (días/ década) en Huayao. (+) Indica incremento (-) Indica disminución. Fuente de datos: IGP.
Figura 2.5	Evolución de la frecuencia de heladas por año calendario (total anual, de enero a diciembre), periodo húmedo (total de setiembre a abril), periodo seco (total de mayo a agosto) y durante el pico de la estación de lluvias (enero a marzo).
Figura 2.6	Tendencia (m) en el inicio de la temporada de heladas de intensidad $< 0^{\circ}\text{C}$ en Huayao por cada diez años. (+) Indica incremento, (-) Indica disminución. Fuente de datos: IGP.
Figura 2.7	Variación del número de días con heladas $< 0^{\circ}\text{C}$ por año, con duraciones de 2 a 3 días (línea ploma punteada), de 4 a 6 días (línea ploma continua), 7 a 9 días (línea negra punteada) y 10 a 12 días (línea negra continua) consecutivos en Huayao. Fuente de datos: IGP.
Figura 2.8	Variación del número de días cálidos (mínimo seis días consecutivos) en Huayao. Periodo: 1922- 2010. Fuente: IGP.
Figura 2.9	Variabilidad interanual y tendencias en el rango térmico diurno en Huayao. Periodo 1922-2010. Fuente: IGP.
Figura 2.10	Valores máximos de precipitación acumulada (mm) en 1 día (barras azul) y 5 días (barras rojo) para Huayao, periodo 1922-2010. Fuente IGP.
Figura 2.11	Índice simple de intensidad de precipitación diaria a nivel anual (mm/ día) en Huayao y su tendencia, periodo 1922-2010 y 1976-2010. Fuente: IGP.
Figura 2.12	Número de eventos con precipitación intensa ($>p95$) para Huayao, periodo 1922-2010. Fuente IGP.
Tabla 2.3	Promedio por décadas del número de eventos con precipitación intensa ($>P95$ R95p) y muy intensa ($>P99$ R99p) para Huayao, periodo 1922-2010.
Figura 2.13	Número de días húmedos consecutivos para Huayao, periodo 1922-2010.
Tabla 2.4	Tendencias en los principales extremos en temperaturas y lluvias de Huayao. Periodo 1922-2010.
Tabla 2.5	Relación de estaciones y periodo de datos utilizados.
Tabla 2.6	Fechas en las cuales se removió la tierra antes de sembrar la semilla del tarwi en la Estación Experimental de Santa Ana, INIA.
Figura 2.14	Precipitación acumulada desde el 01 de julio de cada año hasta la fecha en la que se removió la tierra para sembrar las semillas del tarwi. La línea negra horizontal de 127.3 indica el promedio de la precipitación acumulada de todos los años de nuestro gráfico y la línea roja 78 mm, valor mínimo que se requirió para la remoción de la tierra (Mosquera, 2010).
Tabla 2.7	Valores de la precipitación acumulada (mm) para los meses de julio a octubre (JASO) y sus percentiles para diferentes periodos.
Tabla 2.8	Valores de la precipitación acumulada (mm) para los meses de julio a octubre (JASO) y sus percentiles para el periodo común 1992-2010.

Tabla 2.9	Fecha en que las precipitaciones acumulan los valores umbrales para el periodo común 1992-2010.
Figura 2.15	Cambio en la temperatura superficial (C) promedio entre 1980-1999 y 2080-2099 según varios modelos globales bajo el escenario A1B y el promedio de todos ellos ("Mean") (IPCC 2007).
Figura 2.16	Cambio en la precipitación promedio entre 1980-1999 y 2080-2099 según varios modelos globales bajo el escenario A1B y el promedio de todos ellos ("Mean") (IPCC 2007).
Figura 2.17	Cambio en la precipitación (izquierda, %) y el viento en 200 hPa (derecha) promedio de verano regionalizada con tres modelos climáticos regionales: Eta (arriba), HadRM3P (ó PRECIS, medio) y RegCM3 (abajo) (Marengo et al., 2009b).
Figura 2.18	Estimación del cambio porcentual en la lluvia de verano (diciembre-febrero) del periodo 1970-99 al 2070-99 por encima de 3000 m, utilizando como predictor el cambio en viento zonal a 200 hPa sobre el Altiplano de modelos climáticos globales bajo el escenario A2 y un modelo de regresión basado en observaciones de estaciones pluviométricas (Minvielle y Garreaud, 2011).
Figura 2.19	Tendencia en lluvias extremas (R95p) en datos observacionales 1965-2006 (SENAMHI 2009; izquierda) y en la regionalización del modelo HadCM3 bajo el escenario A2 usando el modelo PRECIS entre los periodos 1961-1990 al 2071-2100 (Marengo et al. 2010a).
Figura 2.20	Ubicación de la cordillera Huaytapallana.
Figura 2.21	Perfil longitudinal tramo nevado Huaytapallana y nevado Talves.
Figura 2.22	Comportamiento de la superficie glaciar en los últimos 5 años.
Figura 2.23	Tendencia de la superficie glaciar de la cordillera Huaytapallana. Modificado de Zubieta y Lagos (2010), con datos adicionales 1961 y 1983 (fotos aéreas) y 2007-2011 (Imágenes LandSat).
Figura 2.24	Glaciares de montaña que se desintegran debido al retroceso de su zona inferior, las imágenes corresponden a 1961 y 1983 (fotografías aéreas), 2002, 2010 (Landsat multiespectral) (11.84°S, 75.08°W). En las imágenes abcd Glaciares - sector de cordillera - nevado Putcacocha, se resalta la desaparición y separación de glaciares principalmente en la parte oriental. Las imágenes efgh corresponden a Glaciares – sectores nevados Pacaco y Tello, en ellas se destaca el retroceso acelerado, junto a la aparición de una pequeña laguna y la separación en tres glaciares. En ambas imágenes los afloramientos rocosos crecientes son comunes junto con la separación de glaciares.
Figura 2.25	Imágenes multiespectrales Landsat 1985-2002-2010, en abc) se observa los glaciares sector-nevados Puyhuan (Superior), Ventanilla (inferior), se destaca la separación en 2 glaciares y su posible desaparición en los próximos años. En def) las más grandes y principales lagunas, Chuspicocha en la parte superior (Año1985 antes del Alud de 1991 y cuyo evento ocasionó pérdida de lamina de agua), y la laguna Lasuntay en la parte inferior). En ghi) se muestra la aparición de la laguna portachuelo (circulo) y otra en la parte inferior, así también el alejamiento del glaciar de la laguna Cochagrande, en ambos casos debido al retroceso glaciar.
Figura 2.26	Retroceso glaciar en las lagunas Chuspicocha y Lasuntay.

Capítulo 3 Caracterización de eventos extremos

Tabla 3.1	Clasificación de las heladas. Fuente: SENAMHI, 2005.
Figura 3.1	Mecanismos de advección y radiación para la formación de heladas en valles interandinos. Fuente: Modificado de SENAMHI, 2005.
Tabla 3.2	Algunos factores que influyen en la formación y distribución de las heladas. Fuente: FAO (2005), CENAPRED (2001), SENAMHI (2055).
Figura 3.2	Distribución mensual de número de días con heladas (columna de la izquierda) y porcentajes respecto al total anual (columna de izquierda) de las heladas en el valle del Mantaro.
Figura 3.3	Variación horaria de las heladas en Huayao entre setiembre y abril. Periodo 1990- 2007. El promedio se colocó con línea roja intensa. Fuente: Elaboración propia.
Mapa 3.1	Mapa de peligro de heladas en distritos de la provincia de Concepción, elaborado con participación de la comunidad. Fuente: Trasmonte (2009).
Figura 3.4	Disminución de la temperatura durante una helada radiativa. Adaptado de Ahrens, 2007.
Figura 3.5	Datos registrados durante la campaña observacional en el Observatorio de Huayao. Temperatura del subsuelo y de la superficie (izquierda), radiación infrarroja y solar (derecha).
Figura 3.6	Datos de temperatura y de la humedad específica del aire en caseta meteorológica en el Observatorio de Huayao, durante los días del 15 al 18 de julio.
Figura 3.7	Esquema para la estimación de las temperaturas mínimas usando un modelo numérico de difusión.
Tabla 3.3	Variables y parámetros de control para el análisis de sensibilidad de la temperatura mínima.
Figura 3.8	Sensibilidad de la temperatura mínima estimada por el modelo a variación de la radiación infrarroja.
Figura 3.9	Variaciones de la temperatura mínima con el cambio de la emisividad del suelo. Se realizaron experimentos para diferentes valores de forzante.
Figura 3.10	Sensibilidad de la temperatura mínima a variaciones de contenido de agua en el suelo.
Figura 3.11	Comparación entre datos observados y simulados mediante el modelo numérico de difusión. Gráfico de dispersión de las temperaturas mínimas observadas y temperaturas mínimas estimadas por el modelo numérico.
Figura 3.12	Anomalías de ROL (W/m^2), con información de la NOAA_NCAR durante un evento de baja temperatura en el valle del río Mantaro para los meses de DEFM a las 12UTC para el periodo 1958-2002. Para a) 3 días antes, b) un día antes, c) el día central y d) 2 días después. Las anomalías de ROL que pasan la prueba-t Student de dos colas al 95% de nivel de confianza son sombreadas en colores. La ubicación del valle del río Mantaro es indicada con un punto negro.

- Figura 3.13 Anomalías de vientos (m/s) y temperatura (°C), con información del reanálisis NCEP- NCAR, durante un evento de baja temperatura en el valle del río Mantaro para la estación de verano (DEFM) a las 12UTC, periodo 1958-2002 a 850 hPa. Para: a) 3 días antes, b) 1 día antes, c) día central y d) 2 días después. Las anomalías de vientos (temperatura) que pasan la prueba-t Student de dos colas al 95% de nivel de confianza son remarcadas en negrita (sombreadas en colores). La ubicación del valle del río Mantaro es indicada con un punto negro. La elevación topográfica de los Andes es mostrada en sombras grises.
- Figura 3.14 Anomalías de vientos (m/s) y temperatura (°C), con información del Reanálisis ERA 40, durante un evento de baja temperatura en el valle del río Mantaro para la estación de verano (DEFM) a las 12UTC, periodo 1958-2002 a 850 hPa. Para: a) 3 días antes, b) 1 día antes, c) día central y d) 2 días después. Las anomalías de vientos (temperatura) que pasan la prueba -t Student de dos colas al 95% de nivel de confianza son remarcadas en negrita (sombreadas en colores). La ubicación del valle del río Mantaro es indicada con un punto negro. La elevación topográfica de los Andes es mostrada en sombras grises.
- Figura 3.15 Anomalías de vientos (m/s) y temperatura (°C) a 500 hPa, con información del Reanálisis NCEP-NCAR, durante un evento de baja temperatura en el valle del río Mantaro para el verano (DEFM) a las 12UTC para el periodo 1958-2002. Para a) 3 días antes, b) 1 día antes, c) día cen- tral y d) 2 días después. Las anomalías de vientos (temperatura) que pasan la prueba-t Student de dos colas al 95% de nivel de confianza son remarcadas en negrita (sombreadas en colores). La ubicación del valle del río Mantaro es indicada con un punto negro. La elevación topográfica de los Andes es mostrada en sombras grises.
- Figura 3.16 Anomalías de vientos (m/s) y temperatura (°C) a 500 hPa, con información del reanálisis ERA 40, durante un evento de baja temperatura en el valle del río Mantaro para el verano (DEFM) a las 12UTC para el periodo 1958-2002. Para a) 3 días antes, b) 1 día antes, c) día central y d) 2 días después. Las anomalías de vientos (temperatura) que pasan la prueba- t Student de dos colas al 95% de nivel de confianza son remarcadas en negrita (sombreadas en colores). La ubicación del valle del río Mantaro es indicada con un punto negro. La elevación topográfica de los Andes es mostrada en sombras grises.
- Figura 3.17 Anomalías de vientos (m/s) y temperatura (°C) a 200 hPa, con información del reanálisis NCEP-NCAR, durante una helada en el valle del río Mantaro para el verano (DEFM) a las 12UTC para el periodo 1958-2002. Para a) 3 días antes, b) un día antes, c) día central y d) 2 días después. Las anomalías de vientos que pasan la prueba-t de dos colas al 95% de nivel de confianza son remarcadas en negrita y sombreadas en colores. La ubicación del valle es indicada con un punto negro. La elevación topográfica de los Andes es mostrada en sombras grises.
- Figura 3.18 Anomalías de vientos (m/s) y temperatura (°C) a 200 hPa, con información del reanálisis ERA 40, durante una helada en el valle del río Mantaro para el verano (DEFM) a las 12UTC para el periodo 1958-2002. Para a) 3 días antes, b) un día antes, c) día central y d) 2 días después. Las anomalías de vientos que pasan la prueba-t de dos colas al 95% de nivel de confianza son remarcadas en negrita y sombreadas en colores. La ubicación del valle es indicada con un punto negro. La elevación topográfica de los Andes es mostrada en sombras grises.
- Figura 3.19 Anomalías de vientos (m/s) y temperatura (°C) a 200 hPa, con información del reanálisis ERA 40, durante una helada en el valle del río Mantaro para el verano (DEFM) a las 12UTC para el periodo 1958-2002. Para a) 3 días antes, b) un día antes, c) día central y d) 2 días después. Las anomalías de vientos que pasan la prueba-t de dos colas al 95% de nivel de confianza son remarcadas en negrita y sombreadas en colores. La ubicación del valle es indicada con un punto negro. La elevación topográfica de los Andes es mostrada en sombras grises.
- Figura 3.20 Anomalías de vientos (m/s) y temperatura (°C) a 850 hPa con información del reanálisis NCEP-NCAR durante un evento de baja temperatura en el valle del río Mantaro para invierno (JJA) a las 12UTC para el periodo 1958-2002 Para a) 3 días antes, b) 1 día antes, c) día central y d) 2 días después. Las anomalías de vientos (temperatura) que pasan la prueba-t de dos colas al 95% de nivel de confianza son remarcadas en negrita (sombreadas en colores). La ubicación del valle es indicada con un punto negro. La elevación topográfica de los Andes es mostrada en sombras grises.

- Figura 3.21 Anomalías de vientos (m/s) y temperatura (°C) a 850 hPa con información del reanálisis ERA 40 durante un evento de baja temperatura en el valle del río Mantaro para invierno (JJA) a las 12UTC para el periodo 1958- 2002 Para a) 3 días antes, b) 1 día antes, c) día central y d) 2 días después. Las anomalías de vientos (temperatura) que pasan la prueba-t de dos colas al 95% de nivel de confianza son remarcadas en negrita (sombreadas en colores). La ubicación del valle es indicada con un punto negro. La elevación topográfica de los Andes es mostrada en sombras grises.
- Figura 3.22 Anomalías de vientos (m/s) y temperatura (°C) con información del reanálisis NCEP -NCAR, durante un evento de baja temperatura en el valle del río Mantaro para invierno (JJA) a las 12UTC para el periodo 1958-2002 a 500hPa. Para a) 3 días antes, b) 1 día antes, c) día central y d) 2 días después. Las anomalías de vientos (temperatura) que pasan la prueba-t Student de dos colas al 95% de nivel de confianza son remarcadas en negrita (sombreadas en colores). La ubicación del valle del río Mantaro es indicada con un punto negro. La elevación topográfica de los Andes es mostrada en sombras grises.
- Figura 3.23 Anomalías de vientos (m/s) y temperatura (°C) con información del reanálisis ERA40, durante un evento de baja temperatura en el valle del río Mantaro para invierno (JJA) a las 12UTC para el periodo 1958- 2002 a 500hPa. Para a) 3 días antes, b) 1 día antes, c) día central y d) 2 días después. Las anomalías de vientos (temperatura) que pasan la prueba-t Student de dos colas al 95% de nivel de confianza son remarcadas en negrita (sombreadas en colores). La ubicación del valle del río Mantaro es indicada con un punto negro. La elevación topográfica de los Andes es mostrada en sombras grises.
- Figura 3.24 Dimensiones naturales y sociales de las sequías (adaptado de Wilhite, 2007).
- Figura 3.25 Patrones de anomalías de lluvias (mm/5días) de Sudamérica durante un veranillo en el valle del río Mantaro a las 00UTC para el periodo 1992-2010. La ubicación del valle es remarcada con un punto negro. Fuente; CMAP
- Figura 3.26 Anomalías de ROL (W/m²) durante un veranillo en el valle del río Mantaro a las 00UTC para el periodo 1992-2010. Las anomalías que pasan la prueba-t de dos colas al 95% de nivel de confianza son sombreadas. La ubicación del valle es indicada con un punto negro.
- Figura 3.27 Anomalías de vientos (m/s) durante un veranillo en el valle del río Mantaro a las 00UTC para el periodo 1992-2010 a diferentes niveles de presión: 850 hPa a), 700 hPa b), 500 hPa c) y 200 hPa d). Las anomalías de vientos que pasan la prueba-t de dos colas al 95% de nivel de confianza son remarcadas en negrita. La ubicación del valle es indicada con un punto negro. La elevación topográfica de los Andes es mostrada en sombras grises. Fuente: NCEP-NCAR. (Adaptado de Sulca et al., 2010).
- Figura 3.28 Anomalías de ROL (W/m²) durante un veranillo en el valle del río Mantaro a las 00UTC para el periodo 1958-2002. Las anomalías que pasan la prueba-t de dos colas al 95% de nivel de confianza son sombreadas. La ubicación del valle es indicada con un punto negro.
- Figura 3.29 Anomalías de vientos (m/s) durante un veranillo en el valle del río Mantaro a las 00UTC para el periodo 1958-2002 a diferentes niveles de presión: 850 hPa a), 700 hPa b), 500 hPa c) y 200 hPa d). Las anomalías de vientos que pasan la prueba-t de dos colas al 95% de nivel de confianza son remarcadas en negrita. La ubicación del valle es indicada con un punto negro. La elevación topográfica de los Andes es mostrada en sombras grises. Fuente: NCEP-NCAR.
- Figura 3.30 Anomalías de vientos (m/s) durante un veranillo en el valle del río Mantaro a las 00UTC para el periodo 1958-2002 a diferentes niveles de presión: 850 hPa a), 700 hPa b), 500 hPa c) y 200 hPa d). Las anomalías de vientos que pasan la prueba-t de dos colas al 95% de nivel de confianza son remarcadas en negrita. La ubicación del valle es indicada con un punto negro. La elevación topográfica de los Andes es mostrada en sombras grises. Fuente: ERA40.

- Figura 3.31 Acomodo de las intensidades máximas y selección de un número de orden.
- Figura 3.32 Curva de Intensidad, Duración y Frecuencia (IDF) de la estación San Juan de Jarpa (1964-2011).
- Figura 3.33 Curva de Intensidad, Duración y Frecuencia (IDF) de la estación Huayao (1964-2011).
- Figura 3.34 Curva de Intensidad, Duración y Frecuencia (IDF) de la estación Laive (1965-2011).
- Figura 3.35 Curva de Intensidad, Duración y Frecuencia (IDF) de la estación Ingenio (1964- 2011).
- Figura 3.36 Curva de Intensidad, Duración y Frecuencia (IDF) de la estación Santa Ana (1922-2011).
- Figura 3.37 Curva de Intensidad, Duración y Frecuencia (IDF) de la estación Jauja (1970- 2011).
- Figura 3.38 Curva de Intensidad, Duración y Frecuencia (IDF) de la estación Viques (1965-2011).
- Figura 3.39 Curva de Intensidad, Duración y Frecuencia (IDF) de la estación San Lorenzo (1964-2003).
- Figura 3.40 Curva de Intensidad, Duración y Frecuencia (IDF) de la estación Jauja (1970- 2011).
- Figura 3.41 Características de la precipitación estratiforme. Tomado de Houze, 1981.
- Figura 3.42 Características de precipitación convectiva. hasta que su peso vence a las fuerzas ascendentes y cae a la superficie. Tomado de Houze, 1981.
- Figura 3.46 Gráfico que muestra la temperatura de brillo calculada usando GOES y la lluvia estimada en la superficie según el PR TRMM. Los puntos azules corresponden a lluvia del tipo estratiforme, los puntos negros al tipo estratiforme, los puntos rojos al tipo convectiva, los puntos fucsia al tipo tal vez convectiva. Las lluvias mas intensas son del tipo convectivo, al parecer no hay una relación directa entre la temperatura de brillo y la intensidad de la lluvia para el caso de la lluvia estratiforme.
- Figura 3.47 En la figura se muestran los tipos de lluvia en distintos colores para los eventos de lluvia registrados por el PR TRMM según la clasificación del algoritmo 2A23(a) muestra el porcentaje de pixeles de cada tipo de lluvia y (b) la lluvia asociada a dichos pixeles.
- Tabla 3.4 Ubicación de las estaciones meteorológicas en el valle del Mantaro. Fuente: IGP (Huayao), SENAMHI, (resto de estaciones).
- Tabla 3.5 Fechas de ocurrencia de eventos de lluvias intensas identificadas en el valle del río Mantaro mediante el método de deciles.
- Figura 3.48 Anomalías de ROL (W/m^2) durante un evento de lluvia intensa en el valle del río Mantaro para los meses de diciembre a marzo a las 00UTC en el periodo 1969-2002. Las anomalías que pasan la prueba-t de dos colas al 95% de nivel de confianza son sombreadas en colores. La ubicación del valle es indicada con un punto negro. Fuente: NOAA.
- Figura 3.49 Anomalías de vientos (m/s) y humedad específica (g/kg) durante un evento de lluvia intensa en el valle del río Mantaro a las 00UTC para los meses de diciembre a marzo para el periodo 1958-2002 a diferentes niveles de presión: a) 850 hPa, b) 700 hPa, c) 500 hPa y d) 200 hPa. Las anomalías de vientos (humedad específica) que pasan la prueba-t de dos colas al 95% de nivel de confianza son remarcadas en negrita (sombreadas en colores). La ubicación del valle del río Mantaro es indicada con un punto negro. La elevación topográfica de los Andes es mostrada en sombras grises. Fuente: Reanalysis NCEP-NCAR.
- Figura 3.50 Anomalías de vientos (m/s) y humedad específica (g/kg) durante un evento de lluvia intensa en el valle del río Mantaro a las 00UTC para los meses de diciembre a marzo para el periodo 1958-2002 a diferentes niveles de presión: a) 850 hPa, b) 700 hPa, c) 500 hPa y d) 200 hPa. Las anomalías de vientos (humedad específica) que pasan la prueba-t de dos colas al 95% de nivel de confianza son remarcadas en negrita (sombreadas en colores). La ubicación del valle del río Mantaro es indicada con un punto negro. La elevación topográfica de los Andes es mostrada en sombras grises. Fuente: Reanalysis ERA40.

- Figura 3.51 Diagrama de dispersión de lluvias del valle del río Mantaro versus viento zonal: (a) 850 hPa [en el punto (60oW, 10oS)] y (b) 200 hPa [en el punto (72.5oW, 12.5oS)] para los meses de diciembre a marzo para el periodo 1969-2010 (Figura 5a y Figura 5c, respectivamente). La frecuencia de los datos de viento y lluvia (Figura 5b y 5d, respectivamente) Fuente: Reanalysis NCEP-NCAR.
- Tabla 3.7 Porcentajes de probabilidad de ocurrencia de lluvias en el río Mantaro en base a los vientos zonales a 850 hPa y 200 hPa vs la lluvia media del valle durante los meses de diciembre a marzo (estación pico de lluvias) para el periodo 1969-2010. Fuente: Reanalysis NCEP-NCAR.
- Figura 3.52 Imagen del nevado Huatapallana. La foto inferior muestra la traza de la falla producida por los terremotos de 1969, el bloque del lado derecho se volteó sobre el bloque izquierdo.
- Figura 3.53 Mapa de distribución de intensidades macrosísmicas debidas al sismo del 1 de octubre de 1969.
- Figura 3.54 La prensa nacional e internacional hizo eco de la ocurrencia de los sismos del año 1969 en Huancayo. En la vista, noticia distribuida por EFE el 03 de octubre de ese año, reportando las víctimas fatales del sismo del 01 de octubre.
- Figura 3.55 Mapa de sismicidad local registrada durante el periodo de julio y agosto 1985. b Distribución en profundidad de la sismicidad asociada a la falla del Huaytapallana.
- Figura 3.56 Ubicación del Nevado Huaytapallana, trazas de fallas producidas por los terremotos de 1969 (círculos negros), distribuciones espaciales de la microsismicidad registrada en los años 1980 y 1985. Las flechas en rojo indican la dirección de compresión regional.
- Figura 3.57 Esquema para la cuenca del Mantaro que muestra el proceso de deformación regional (flechas rojas) y local con la presencia de las fallas de Altos del Mantaro y Huaytapallana.
- Figura 3.58 Sistema GNSS (Global Navigation Satellite System) compuesto por constelaciones de satélites (GPS, GLONAS, Galileo, Compass) que orbitan la Tierra en promedio a 20,000Km de altura y proveen de información para estimar las coordenadas geográficas de cualquier punto de la superficie terrestre con precisión de milímetros.
- Figura 3.59 Los terremotos (eventos sísmicos extremos) constituyen el fin de un ciclo compuesto principalmente de tres fases: Acumulación de energía elástica en periodos que varían de unas cuantas décadas a centenas de años [Fase Inter-sísmica]; Liberación súbita de energía en pocos segundos [Fase Cosísmica]; Reajuste de la corteza terrestre a la perturbación ocasionada por el terremoto en periodos que varían de días de decenas de años [Fase Post-sísmica].
- Figura 3.60 Distribución de monumentos de control geodésico en la falla del Huaytapallana. La secuencia de cruces rojas representa la extensión de la falla y los globos de color amarillo los monumentos geodésicos instalados. Elaboración E. Norabuena.
- Fotos 3.3a y 3.3b Estación GPS localizada al pie de la laguna Lasuntay. Foto J. Gómez.
- Foto 4.1 Observador con pluviómetro en la localidad de 9 de Julio, subcuenca del río Achamayo. Crédito M. Saavedra.
- Figura 4.1. Precipitación mensual (mm/día) vs. altitud (m; basada en DEM de 3km) en estaciones de la red de MAREMEX Mantaro (círculos) y de SENAMHI (triángulos) en los meses de a) enero, b) febrero, y c) marzo del 2011. Las líneas son los ajustes lineales considerando todas las estaciones (gruesa) y solo las de SENAMHI (delgada). Solo se consideran estaciones con 3 o menos datos faltantes en cada mes.

- Mapa 4.1 Precipitación de febrero 2011.
- Figura 4.2 a) Coeficiente de correlación de Spearman y b) diferencia cuadrática media (mm/día) entre las lluvias diarias de las estaciones de la red de MAREMEX Mantaro (círculos) y de la red de SENAMHI (triángulos) como función de la distancia (km) entre las estaciones. Las líneas delgada y gruesa son los ajustes lineales respectivos. El periodo considerado es enero-marzo 2011 y solo se consideran estaciones con un máximo de 3 datos faltantes.
- Figura 4.3 Precipitación diaria (mm/día) en las estaciones de a) San Juan de Jarpa y b) c) y d) las adyacentes en la subcuenca del Cunas, para el periodo 1 de diciembre 2010 - 16 de abril 2011. Las altitudes provienen de un DEM con grilla de 200 m.
- Figura 4.4 Función de autocorrelación vs tiempo de retraso de las lluvias diarias de estaciones de las redes de MARE- MEX Mantaro y SENAMHI para el periodo 1/12/2010-16/4/2011.
- Mapa 4.2 Precipitación TRMM PR y minired.
- Figura 4.5 Precipitación diaria (mm) de 18 estaciones en el valle del Mantaro para el periodo 1/12/2010-16/4/2011 (líneas de colores). La mediana de estos datos se muestra con la línea sólida y negra, mientras que los percentiles de 10 y 90 se muestran punteados.
- Figura 4.6 Precipitación mensual de febrero (mm) en la estación de Huayao.
- Figura 4.7 Precipitación del percentil 90 (P90) de febrero (mm) en la estación de Huayao.
- Fotos 4.2 y 4.3 Instalación y prueba de pluviómetro Crédito R. Orozco.
- Foto 4.4 Capacitación para los observadores de la subcuenca del río Cunas, en el local de REDES durante julio 2010. En la vista los observadores localizan los puntos donde se instalaron los pluviómetros con posterioridad.
- Foto 4.5 Vista de una planilla pluviométrica (Comunidad Campesina de Nueve de Julio). Créditos M. Saavedra.

Prefacio

La cuenca del río Mantaro es altamente vulnerable a eventos meteorológicos extremos relacionados con la variabilidad climática, y de acuerdo con proyecciones recientes, esta vulnerabilidad se incrementaría en los próximos años debido al cambio climático (IGP, 2005c). Los eventos meteorológicos extremos constantemente generan desastres “naturales” que afectan a la población del país y a sus principales actividades económicas. A pesar de ello, existe solamente un limitado número de investigaciones en los aspectos físicos de estos eventos y su aplicación para la prevención de desastres.

En este contexto, el valle del Mantaro es particularmente vulnerable: inequidad social, económica y de género, población con escasa educación formal, falta de acceso a la información y a recursos financieros, etc. El principal sector económico de la zona es la agricultura, y además, Huancayo (capital de la región Junín) es una dinámica zona de comercio y de servicios. La agricultura de la zona provee con importantes productos (papa, haba, maíz, kiwicha, etc.) a las principales ciudades de la costa, como la capital del país, Lima. Además, como vía terrestre es una importante zona de tránsito entre la costa y la selva central.

La agricultura se caracteriza porque aproximadamente el 70% se realiza bajo el sistema de secano, es decir, dependiente de las lluvias; y además, existe una gran parcelación de la tierra con cerca de un 80% de parcelas pertenecientes a muy pequeños, pequeños y medianos productores que tiene como característica la diversificación de cultivos, lo que impide su inserción en mercados más grandes, por ejemplo la exportación. Por otro lado, esta diversificación es un mecanismo de protección ante eventos climáticos y meteorológicos extremos (Torres, 2008) y variaciones en el mercado.

La población del valle es de aproximadamente 500,000 habitantes, de los cuales un 70% del total de población se concentra en las principales ciudades: Huancayo, Jauja y Concepción. Sin embargo, estos porcentajes son relativos, dado que existe un continuo proceso de migración entre el campo y la ciudad, en parte debido a la estacionalidad de la agricultura; así, no es inusual que las familias que residen en las ciudades paralelamente cultiven tierras agrícolas en zonas rurales no necesariamente localizadas en el valle.

En el valle coexisten y se complementan dos entornos paralelos: el urbano y el rural, con importantes diferencias como la densidad poblacional, distintas actividades económicas, etc. Sin embargo, el entorno urbano tiene componentes rurales y el entorno rural a su vez tiene componentes urbanos, y las fronteras entre ambos entornos son sumamente difusas, y los enlaces muy fuertes (De la Cadena, 1988).

Tanto la población urbana como la rural son altamente vulnerables a los eventos meteorológicos extremos, que pueden convertirse en desastres de gran magnitud. Estos eventos han sido identificados usando diferentes fuentes de información como: datos meteorológicos, información de periódicos locales, entrevistas y encuestas.

Los eventos meteorológicos identificados fueron: eventos de lluvias intensas, sequías y heladas con impactos físicos bien identificados tanto para los entornos rural y urbano. También los impactos socioeconómicos derivados deben ser considerados como: pérdidas humanas, daños en casas, disminución en la producción, pérdidas en hombres/hora de trabajo, niño/horas de estudio, escasez de alimentos, estrés, etc., que no son fácilmente identificables. La situación puede tornarse más compleja debido a que muchas veces estos eventos se presentan simultáneamente en varias zonas del valle. Así, la capacidad de manejo de riesgo de las comunidades afectadas, de por sí muy escasa, se ve aún más mermada.

Entre las principales causas de esta escasa capacidad de gestión de riesgos se encuentra la poca información sobre el funcionamiento del sistema nacional de gestión de riesgo de desastres, mínima interacción entre la población afectada y las instituciones responsables, poca organización y coordinación de la población, falta de planes de prevención a mediano y largo plazo, etc.

Por otro lado, el sistema de organización comunitaria ante situaciones de inminente peligro y de respuesta que prevalece en zonas más rurales, es más eficiente en comparación a las acciones más personales que prevalecen en zonas también agrícolas, pero más urbanas. Sin embargo, los cambios en los sistemas sociales y económicos subsistentes en las últimas décadas viene menoscabando la capacidad de organización comunal tal como se ha conocido hasta ahora.

Las tendencias del comportamiento actual del clima indican que eventos extremos tales como sequías, heladas y lluvias intensas podrían intensificarse y hacerse más frecuentes (IGP, 2005c). Son estos eventos recurrentes y de pequeña escala los que golpean año a año los medios de vida de las poblaciones del valle del Mantaro. La mejora de la capacidad de responder a este tipo de eventos fortalecería a futuro la capacidad general de adaptación de las poblaciones afectadas a cambios en el clima.

Dada la problemática mencionada, el IGP formuló el proyecto “Manejo de riesgos de desastres ante eventos meteorológicos extremos (sequías, heladas y lluvias intensas) como medida de adaptación ante el cambio climático en el valle del Mantaro - MAREMEX”, el mismo que obtuvo financiamiento del Centro Internacional de Investigaciones para el Desarrollo de Canadá - IDRC (www.idrc.ca), con una duración de tres años.

El objetivo principal del proyecto fue fortalecer la capacidad de manejo del riesgo ante eventos meteorológicos extremos (sequías, heladas y lluvias intensas), a fin de disminuir la vulnerabilidad y mejorar la capacidad de adaptación de la población urbana y rural en el valle del Mantaro frente a cambios del clima, con vistas a que los conocimientos generados sirvan como insumo en la preparación de los planes locales de adaptación. Y al ser éste un proyecto de investigación-acción, las componentes buscaron cubrir tanto los aspectos de investigación científica como los de acción a nivel de autoridades, instituciones y población local.

Este primer volumen incluye los resultados vinculados al análisis físico de los eventos meteorológicos extremos y el clima en el valle del Mantaro.

Lima, febrero de 2012

Terminología*

Adaptación al cambio climático.- Un ajuste en los sistemas naturales —o humanos— como respuesta a los estímulos climáticos reales, o esperados, o sus efectos, los cuales moderan el daño o explotan las oportunidades beneficiosas. Según el Grupo Intergubernamental de Expertos sobre el Cambio Climático (IPCC por sus siglas en inglés) la adaptación al cambio climático se define como al ajuste de los sistemas humanos o naturales frente a entornos nuevos o cambiantes. La adaptación al cambio climático se refiere a los ajustes en sistemas humanos o naturales como respuesta a estímulos climáticos proyectados o reales, o sus efectos, que pueden moderar el daño o aprovechar sus aspectos beneficiosos. Se pueden distinguir varios tipos de adaptación, entre ellas la preventiva y la reactiva, la pública y privada, o la autónoma y la planificada.

Amenaza.- Un fenómeno, sustancia, actividad humana o condición peligrosa que pueden ocasionar la muerte, lesiones u otros impactos a la salud, al igual que daños a la propiedad, la pérdida de medios de sustento y de servicios, trastornos sociales y económicos, o daños ambientales.

Amenaza geológica.- Un proceso o fenómeno geológico que podría ocasionar la muerte, lesiones u otros impactos a la salud, al igual que daños a la propiedad, la pérdida de medios de sustento y de servicios, trastornos sociales y económicos, o daños ambientales.

Amenaza hidrometeorológica.- Un proceso o fenómeno de origen atmosférico, hidrológico u oceanográfico que puede ocasionar la muerte, lesiones u otros impactos a la salud, al igual que daños a la propiedad, la pérdida de medios de sustento y de servicios, trastornos sociales y económicos, o daños ambientales.

Amenaza natural.- Un proceso o fenómeno natural que puede ocasionar la muerte, lesiones u otros impactos a la salud, al igual que daños a la propiedad, la pérdida de medios de sustento y de servicios, trastornos sociales y económicos, o daños ambientales.

Amenaza socio-natural.- El fenómeno de una mayor ocurrencia de eventos relativos a ciertas amenazas geofísicas e hidrometeorológicas, tales como aludes, inundaciones, subsidencia de la tierra y sequías, que surgen de la interacción de las amenazas naturales con los suelos y los recursos ambientales explotados en exceso o degradados.

Cambio climático.- (a) El Grupo Intergubernamental de Expertos sobre el Cambio Climático (IPCC, por sus siglas en inglés) define al cambio climático como un “cambio en el estado del clima que se puede identificar (por ejemplo mediante el uso de pruebas estadísticas) a raíz de un cambio en el valor medio y/o en la variabilidad de sus propiedades, y que persiste durante un período prolongado, generalmente decenios o períodos más largos. El cambio climático puede obedecer a procesos naturales internos o a cambios en los forzantes externos, o bien, a cambios antropogénicos persistentes en la composición de la atmósfera o en el uso del suelo”.

(b) La Convención Marco de las Naciones Unidas sobre el Cambio Climático (CMNUCC) lo define como un “cambio del clima atribuido directa o indirectamente a actividades humanas que alteran la composición de la atmósfera mundial, y que viene a añadirse a la variabilidad natural del clima observada durante períodos de tiempo comparables”.

Capacidad.- La combinación de todas las fortalezas, los atributos y los recursos disponibles dentro de una comunidad, sociedad u organización que pueden utilizarse para la consecución de los objetivos acordados.

*Terminología tomada de: 2009 UNISDR Terminología sobre Reducción del Riesgo de Desastres, NN.UU.

*Terminología tomada de: 2009 UNISDR Terminología sobre Reducción del Riesgo de Desastres, NN.UU.

Capacidad de afrontamiento.- La habilidad de la población, las organizaciones y los sistemas, mediante el uso de los recursos y las destrezas disponibles, de enfrentar y gestionar condiciones adversas, situaciones de emergencia o desastres.

Concientización/sensibilización pública.- El grado de conocimiento común sobre el riesgo de desastres los factores que conducen a éstos y las acciones que pueden tomarse individual y colectivamente para reducir la exposición y la vulnerabilidad frente a las amenazas.

Degradación ambiental.- La disminución de la capacidad del medio ambiente para responder a las necesidades y a los objetivos sociales y ecológicos.

Desarrollo de capacidades.- El proceso mediante el cual la población, las organizaciones y la sociedad estimulan y desarrollan sistemáticamente sus capacidades en el transcurso del tiempo, a fin de lograr sus objetivos sociales y económicos, a través de mejores conocimientos, habilidades, sistemas e instituciones, entre otras cosas.

Desarrollo sostenible.- Desarrollo que satisface las necesidades del presente sin comprometer la capacidad de las generaciones futuras de satisfacer sus propias necesidades.

Desastre.- Una seria interrupción en el funcionamiento de una comunidad o sociedad que ocasiona una gran cantidad de muertes al igual que pérdidas e impactos materiales, económicos y ambientales que exceden la capacidad de la comunidad o la sociedad afectada para hacer frente a la situación mediante el uso de sus propios recursos.

El Niño Oscilación del Sur (ENOS).- Una interacción compleja del Océano Pacífico Tropical y la atmósfera global que da como resultado episodios cíclicos de cambios en los patrones oceánicos y meteorológicos en diversas partes del mundo, frecuentemente con impactos considerables durante varios meses, tales como alteraciones en el hábitat marino, precipitaciones, inundaciones, sequías y cambios en los patrones de las tormentas.

Estudio del impacto ambiental.- Un proceso mediante el que se evalúan las consecuencias ambientales de un proyecto o programa propuesto. El estudio se emprende como parte integral de los procesos de planificación y de toma de decisiones con el propósito de limitar o reducir el impacto negativo del proyecto o del programa en cuestión.

Evaluación del riesgo.- Una metodología para determinar la naturaleza y el grado de riesgo a través del análisis de posibles amenazas y la evaluación de las condiciones existentes de vulnerabilidad que conjuntamente podrían dañar potencialmente a la población, la propiedad, los servicios y los medios de sustento expuestos, al igual que el entorno del cual dependen.

Gases de efecto invernadero.- Componentes gaseosos de la atmósfera, tanto de origen natural como antropogénico, que absorben y emiten la radiación infrarroja de la superficie terrestre, la propia atmósfera y las nubes.

Gases integrantes de la atmósfera, de origen natural y antropogénico, que absorben y emiten radiación en determinadas longitudes de ondas del espectro de radiación infrarroja emitido por la superficie de la Tierra, la atmósfera, y las nubes. Esta propiedad causa el efecto invernadero.

Grado de exposición.- La población, las propiedades, los sistemas u otros elementos presentes en las zonas donde existen amenazas y, por consiguiente, están expuestos a experimentar pérdidas potenciales.

Gestión correctiva del riesgo de desastres.- Actividades de gestión que abordan y buscan corregir o reducir el riesgo de desastres que ya existe.

Gestión de emergencias.- La organización y la gestión de los recursos y las responsabilidades para abordar todos los aspectos de las emergencias, especialmente la preparación, la respuesta y los pasos iniciales de la rehabilitación.

Gestión del riesgo.- El enfoque y la práctica sistemática de gestionar la incertidumbre para minimizar los daños y las pérdidas potenciales.

Gestión del riesgo de desastres.- El proceso sistemático de utilizar directrices administrativas, organizaciones, destrezas y capacidades operativas para ejecutar políticas y fortalecer las capacidades de afrontamiento, con el fin de reducir el impacto adverso de las amenazas naturales y la posibilidad de que ocurra un desastre.

Gestión prospectiva del riesgo de desastres.- Actividades de gestión que abordan y buscan evitar el aumento o el desarrollo de nuevos riesgos de desastres.

Capítulo 1 Caracterización biofísica

Capítulo 1 Introducción

El área de estudio del proyecto MAREMEX – Mantaro abarca una amplia franja central de la cuenca del río Mantaro ubicado entre la cordillera Occidental y en los Andes centrales peruanos, entre los paralelos 11°47'18" y 12°20'46" de latitud sur, y entre los meridianos 75°02'47" y 75°41'52" de longitud oeste.

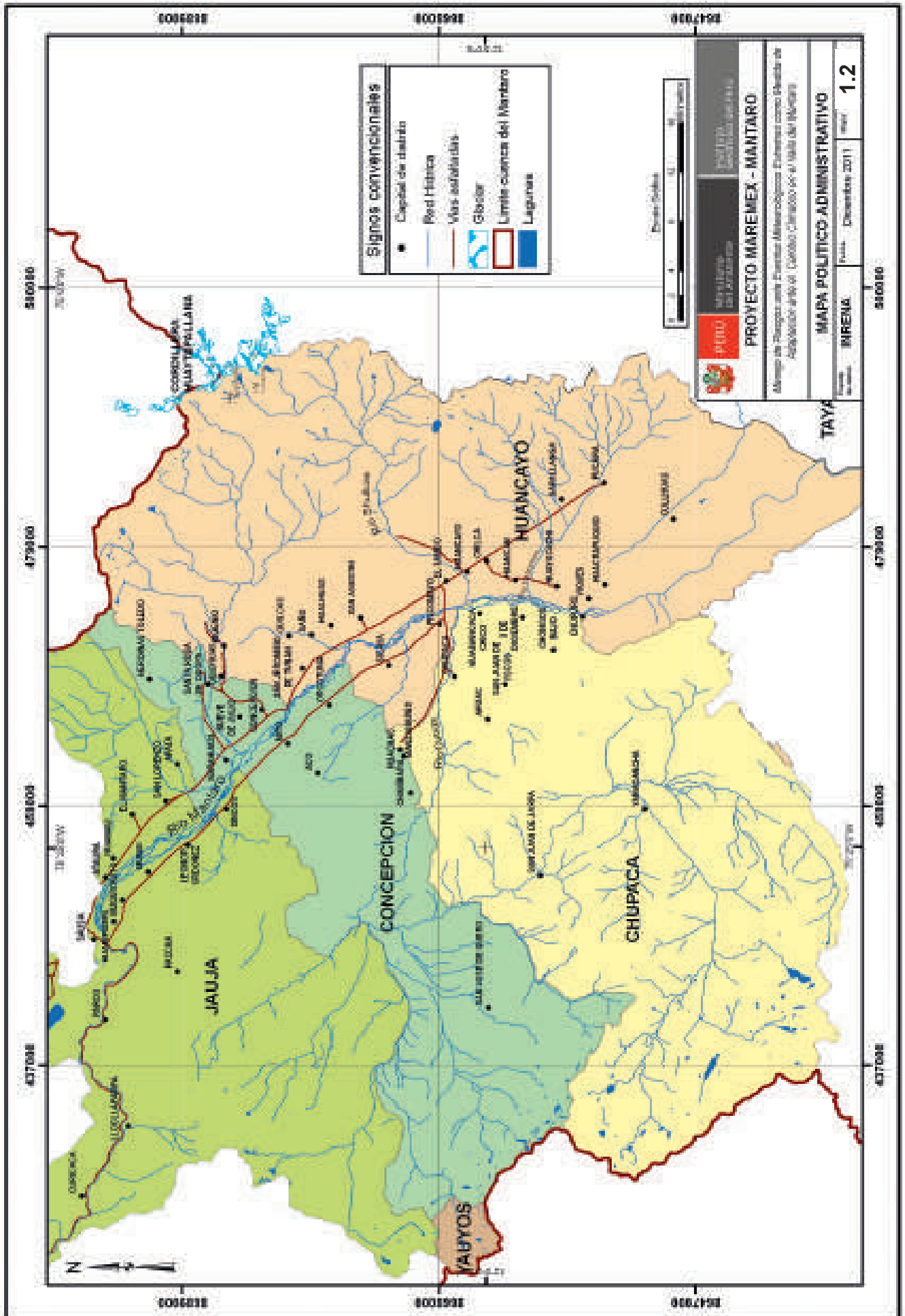
Abarca el territorio del valle del río Mantaro y las subcuencas de los ríos Cunas, Achamayo y Shullcas, que corresponden a los tres principales sistemas hídricos que drenan sus aguas al valle en estudio (Mapa 1.1). Las áreas de cada subcuenca se muestran en la Tabla 1.1.

Política y administrativamente el área de estudio abarca parcialmente las provincias de Chupaca, Jauja, Huancayo y Concepción en la región Junín. Limita al norte con las provincias de Yauli y Tarma en la misma región Junín, al oeste con la provincia de Yauyos en la región Lima, al sur con las provincias de Tayacaja y Huancavelica en la región Huancavelica y al este con la provincia de Satipo en la región Junín. Además, en el área de estudio del proyecto se concentran las cuatro principales capitales de provincia: Jauja, Concepción, Huancayo y Chupaca. El Mapa 1.2 muestra la división política administrativa de la zona en mención.

La primera parte del presente capítulo describe los recursos agua y suelo de la zona de estudio, a través del desarrollo de los artículos “Recurso agua y zonas de vida en el valle del Mantaro” a cargo de Ricardo Zubieta; “Evaluación hidrogeológica preliminar del acuífero de Huancayo” a cargo de Franklin Blanco, y finalmente “Características del recurso suelo en el valle del Mantaro”, también a cargo de Ricardo Zubieta, en donde se describe la fisiografía, geología, geomorfología, suelos y cobertura vegetal de la zona de estudio. La segunda parte incluye el artículo “Climatologías de lluvias y temperaturas”, a cargo de Yamina Silva y Grace Trasmonte, quienes presentan el análisis de las estaciones meteorológicas de Jauja, Ingenio, Santa Ana, Huayao, y Viques.

Tabla 1.1 Área de las subcuencas de los ríos Shullcas, Cunas y Achamayo (IGP, 2005).

Subcuenca	Área en Km2
Shullcas	223,50
Cunas	1701.648,00
Achamayo	306.052,00



Recursos agua y suelo

Recurso agua y zonas de vida en el valle del Mantaro

Ricardo Zubieta

Introducción

El recurso agua constituye uno de los recursos naturales renovables más importante para la vida. El ciclo hidrológico involucra procesos de transporte recirculatorio permanente, debido principalmente al Sol, el cual proporciona energía para elevar el agua mediante evaporación y, la gravedad terrestre que hace que el agua condensada descienda mediante precipitación y escurrimiento. A continuación se presenta una breve descripción de la hidrografía, usos del agua, y zonas de vida del valle del Mantaro.

Hidrografía

El río Mantaro tiene su origen en la laguna Junín o Chinchaycocha y tiene recorrido nor-sureste desde su nacimiento hasta la desembocadura del río Huarpa. Colecta las aguas de las subcuencas de los ríos San Juan, Colorado, Conocancha, Santa Ana, Chinchaycocha, Atoc Huarco, Quisualchancha, Yauli, Huari y Pachacayo. El valle del río Mantaro es el principal colector de los ríos Yacus, Seco, Achamayo, Cunas, Shullcas, Florido, Chilca, Chanchas (Mapa 1.3).

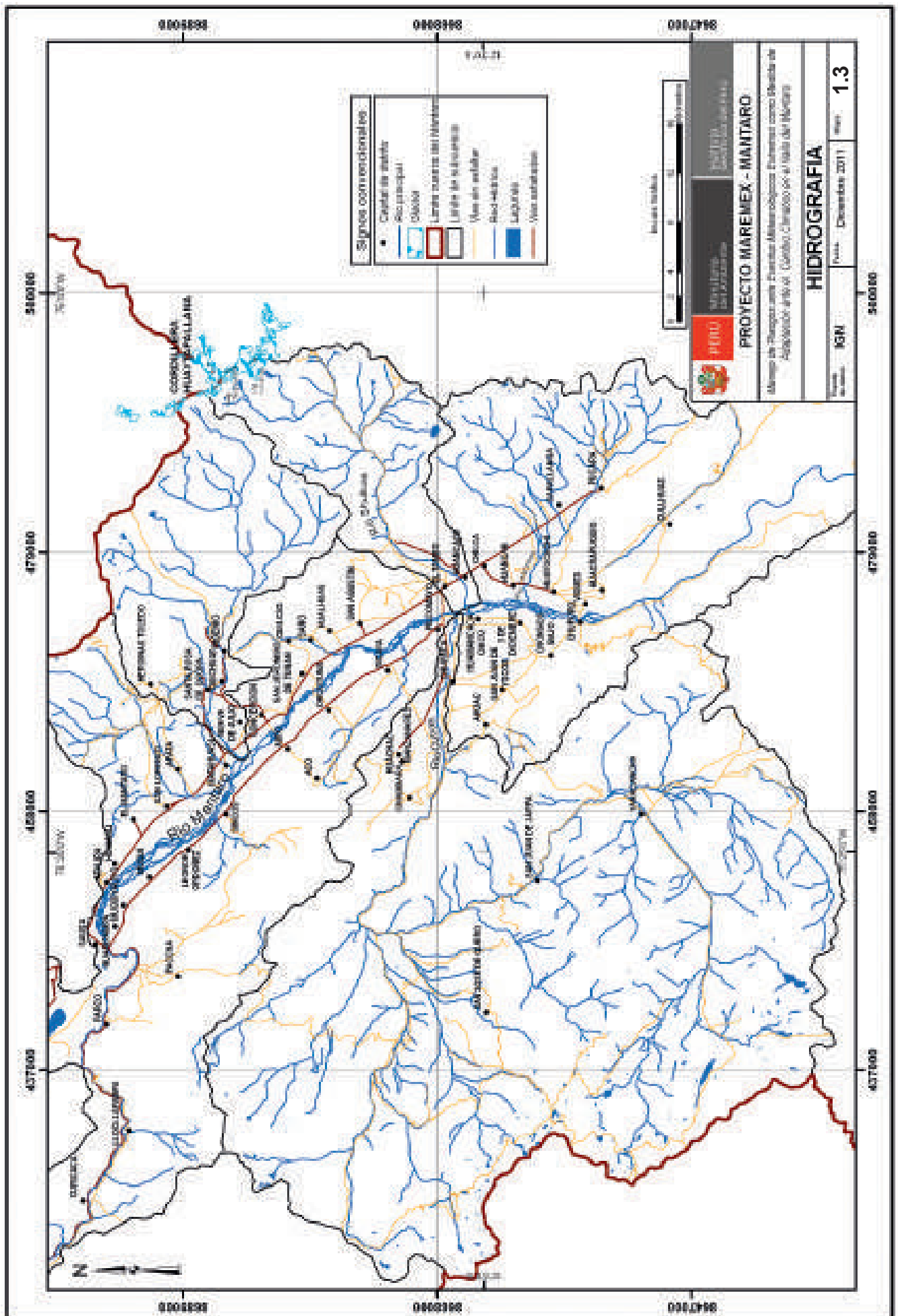
El río Yacus nace en las alturas de los distritos de Apata y Molinos a 4743 msnm, en la provincia de Jauja. Tiene un recorrido nor-suroeste y se origina por la confluencia de los ríos Huala y Puyhuan, dividiendo los distritos de Pancan, Jauja y Huertas, recorriendo 38 km. hasta desembocar al río Mantaro en el distrito de Atura.

El río Seco —al igual que el Yacus— nace en el distrito de Apata (a 4800 msnm) y cuenta con un gran número de pequeñas lagunas, entre las tres principales tenemos a Paccha, Huascacocha y Puricchampa. Este río tiene sentido sur-oeste y recorre 33 km. hasta su confluencia con el río Achamayo, cruzando el distrito de Matahuasi.

El río Achamayo nace del deshielo nevado Putcacocha —en la cordillera Huaytapallana, a 4750 msnm— en las alturas del distrito de Quilcas, provincia de Concepción. Recorre 34 km. y tiene sentido sur-oeste hasta Ingenio, presentándose a partir de ese punto una curva en forma de U invertida. Antes de desembocar al río Mantaro, recorre los distritos de Santa Rosa de Ocopa, Quichuay, Nueve de Julio, Matahuasi, Ingenio y Concepción, de los cuales gran parte de su extensión es dedicado principalmente a la agricultura intensiva.

El río Cunas posee el trayecto más largo y es uno de los más importantes de todos los sistema hídricos que drenan al río Mantaro, recorre 91 km. desde las alturas del distrito de Yanacancha-provincia de Chupaca; está compuesta por un gran número de pequeñas y medianas lagunas, que nacen en las alturas de los distritos de Canchayllo, Tomás (Provincia de Yauyos- Lima), San José de Quero y Yanacancha. Recorre en sentido nor-este en forma de S hasta su desembocadura en el río Mantaro. Gran parte de la extensión de los distritos de Chupaca, Huachac, Pilcomayo, Sicaya y Huamancaca Chico es orientada a la agricultura, precisamente desviando las aguas del río Cunas.

El río Shullcas cruza la ciudad de Huancayo y resulta uno de los más importantes ríos de la cuenca del Mantaro, por ser fuente de agua limpia para abastecimiento urbano y uso agrícola. Este río posee un trayecto de 34 km, nace en las lagunas Lasuntay y Chuspicocha al pie de la cordillera Huaytapallana. Ambas lagunas drenan sus aguas en las quebradas Anlayaco y Chuspe (posteriormente cambia de nombre a Pishcapuquio), respectivamente; y al confluir estas forman una quebrada principal llamada Ucushcancha. Posteriormente la quebrada Ucushcancha confluye con la quebrada Ronda para dar inicio al río Shullcas.



Usos del recurso agua en el valle del Mantaro

El río Shullcas representa la principal fuente de abastecimiento de agua para el consumo humano de la ciudad de Huancayo, así como para la actividad agrícola en parte del valle del río Mantaro, ambos sectores comparten el recurso en partes iguales.

El caudal promedio del río Shullcas, en épocas de avenida, alcanza los 5 m³/s y en estiaje baja hasta 1,5 m³/s. En el ámbito geográfico de esta subcuenca se identifican hasta 43 lagunas, todas por encima de los 4000 msnm, siendo las principales: Lasuntay y Chuspicocha con 33 y 22,5 has, respectivamente —y que tienen sus orígenes en la cordillera

Huaytapallana— sin dejar de lado la laguna Huacracocha la cual tiene el mayor almacenamiento en la subcuenca de 2,2 millones de metros cúbicos (SEDAM, 2006).

En épocas de estiaje la regulación del caudal se realiza con el agua almacenada en 10 lagunas ubicadas en la parte alta de la subcuenca, que en total pueden almacenar hasta 5,8 millones de metros cúbicos. SEDAM HUANCAYO S.A. es la entidad que realiza el control del almacenamiento, así como el mantenimiento de los canales de conducción a las lagunas y el camino de acceso a la zona, y es la empresa encargada del abastecimiento del agua potable para la ciudad de Huancayo.



Foto 1.1 Laguna Lasuntay, mayo 2010. Crédito R. Zubieta.



Foto 1.2 Laguna Chuspicocha, mayo 2010. Crédito R. Zubieta.

En 1990, SEDAM Huancayo fue transferida de la Empresa de Servicio Nacional de Abastecimiento de Agua Potable y Alcantarillado (SENAPA) a su Empresa filial SEDA JUNIN. La Municipalidad Provincial de Huancayo es la única propietaria de las acciones de la empresa. El sistema de abastecimiento de agua para la ciudad de Huancayo es bastante complejo, y se inicia en las dos lagunas de almacenamiento que se encuentran en el nevado Huaytapallana: Chuspicocha y Lazo Huntay, y las cuatro que se encuentran en el Anexo Acopalca: Quellacocha, Quimsacocha, Huacracocha y Yanacocha.

El uso del agua para riego es regulado por dos comisiones de regantes, y el riego es complementado con las lluvias estacionales que se presentan entre noviembre y abril. En la Tabla 1.2 se presentan las principales características de ambas comisiones de regantes: el de la margen derecha del río Shullcas, y el de la margen izquierda.

Como puede apreciarse, existe un alto grado de fraccionamiento de la tierra o existencia de minifundios, con 2.365 predios para una superficie total de 1.641 has y 2.350 usuarios. Esta situación constituye un serio obstáculo para: i) la siembra a escalas competitivas, ii) la organización de productores para estandarizar calidades y tipos de cultivos, iii) la obtención de créditos, y iv) la distribución de recursos como semillas, etc.

Esta situación es agravada porque la planificación de la operación y mantenimiento de la infraestructura de riego y drenaje es escasa y el control de las dotaciones de riego asignadas es deficiente debido a la falta de estructuras de medición. Asimismo, las prácticas agrícolas en el uso del agua de riego son inadecuadas, ya que en toda la subcuenca se utiliza mayoritariamente el riego por gravedad, lo cual genera un enorme desperdicio del recurso, así como constantes conflictos entre los usuarios debido a discrepancias por los turnos de riego diarios. Esta situación se agrava debido a las fuertes sequías que azotan la región periódicamente.

Tabla 1.2 Resumen de los padrones de usuarios de las comisiones de regantes de las márgenes derecha e izquierda del río Shullcas.

Nombre de la Comisión de Regantes	Número de usuarios	Superficie Total (Has)	Área total bajo riego (Has)	Número de predios
Margen derecha del río Shullcas	2.000	1.201	1.200	2.015
Margen izquierda del río Shullcas	350	441	440	350
Total	2.350	1.641	1.640	2.365

Fuente: Junta de usuarios Mantaro.

Los recursos hídricos, ubicados principalmente en el flanco oeste de la Cordillera Oriental, representan la zona de aprovechamiento que pretende garantizar un suministro continuo y adecuado en favor de la ciudad de Huancayo, que es el mayor núcleo de población en el valle del río Mantaro. Por su parte los recursos hídricos de las subcuencas de los

ríos Cunas y Achamayo (las cuales cuentan con 43 y 28 lagunas, respectivamente) son destinados principalmente a la actividad agrícola, y en menor grado al consumo humano por parte de la población del valle.

Energía hidroeléctrica en el valle del Mantaro

El área de estudio de Maremex cuenta cinco centrales hidroeléctricas generadoras de energía (Mapa 1.3), las cuales están a cargo de EDEGEL S.A. y ELECTRO CENTRO S.A., con capacidad instalada entre 0,82 y 3,84 MW en Huancayo, la cual resulta mínima si consideramos la capacidad de 1008 MW instalada en el complejo Hidroeléctrico Mantaro a cargo de ELECTROPERU S.A. Este complejo abastece el 34.3% de la demanda del Sistema Eléctrico Interconectado (SEIN) y cuya generación equivale al 31% de la demanda en todo el Perú. En el Mapa 1.4 se observa la ubicación de dichas centrales hidroeléctricas.

Tabla 1.3 Centrales hidroeléctricas localizadas en la zona de estudio del proyecto MAREMEX-Mantaro.

Central	Empresa	Distrito	Provincia	Sistema	PI (MW)
C.H. Chimay	EDEGEL S.A.A.	Jauja	Jauja	SINAC	149
C.H. Ingenio	ELECTRO CENTRO S.A.	Ingenio	Huancayo	SINAC	1,46
C.H. Concepción	ELECTRO CENTRO S.A.	Concepcion	Concepcion	SINAC	0,7
C.H. Chamisería I-II	ELECTRO CENTRO S.A.	El Tambo	Huancayo	SINAC	0,82
C.H. Sicaya Huarisca	ELECTRO CENTRO S.A.	Sicaya	Huancayo	SINAC	3,84

Fuente: Ministerio de Energía y Minas-Atlas Minería y Energía en el Perú 2001, SINAC: Sistema Interconectado Nacional a partir de 18-07-2001 PI: MW potencia instalada a diciembre de 2000.

Zonas de Vida

Formaciones vegetales y ecológicas pueden ser representadas en una zona a partir de promedios de biotemperatura y precipitaciones anuales, según los pisos y zonas latitudinales. Dada la variedad climática en el área del proyecto, se ha registrado cinco zonas de vida, según el sistema de clasificación desarrollado por Holdridge, el cual viene siendo empleado desde la década de los setenta. Las unidades correspondientes a las zonas de vida son los siguientes (Mapa 1.5):

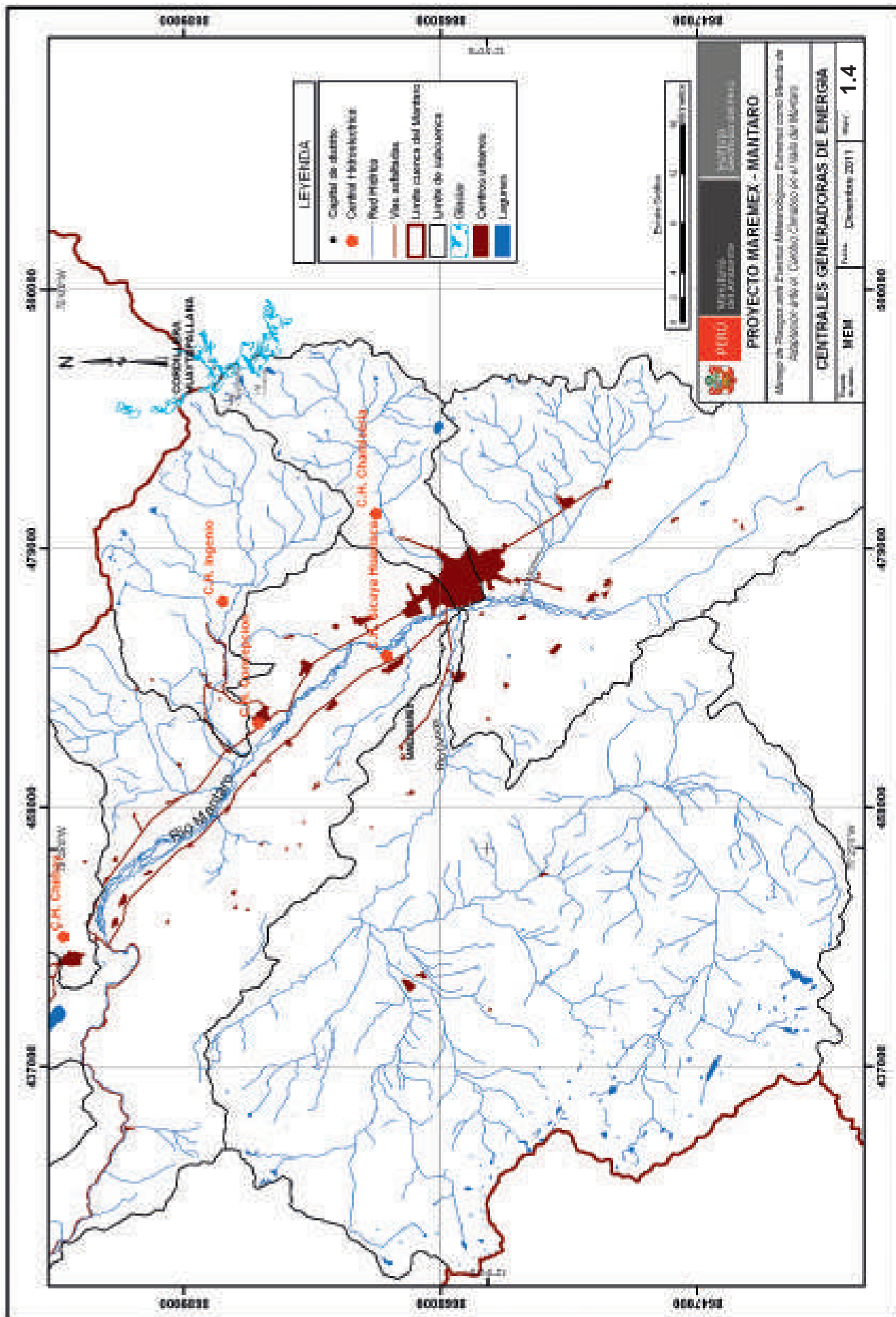
Nival tropical (NT), posee elevaciones superiores a 4900 msnm. y abarca la cordillera Huaytapallana, caracterizándose por tener temperaturas por debajo de 1,5°C en el alto Shullcas. Su topografía es abrupta, casi completamente cubierta por hielos glaciares.

Tundra pluvial alpino tropical (tp – AT), se encuentra fuertemente asociada a la zona Nival Tropical. Está ubicada principalmente en las partes más altas de las subcuencas Shullcas y Cunas, entre 4300 a 4950 msnm, con una biotemperatura promedio de 3,2 °C.

Páramo muy húmedo subalpino tropical (pmh-SaT), se caracteriza por tener una temperatura media anual máxima de 6°C y la media anual mínima de 3,8°C. El uso actual y potencial de la tierra tiene características para la ganadería extensiva, por poseer pastos naturales, emergiendo principalmente en las zonas de mayor altitud de los distritos: San Jose de Quero, Yanacancha, El Tambo, Huancayo, Quilcas, Ingenio, Quichuay, Heroínas Toledo, entre 4000-4300 msnm.

Bosque húmedo montano tropical (bh – MT), ubicado en la parte media de la subcuencas de los ríos Cunas, Shullcas, Achamayo, rodeando el valle del río Mantaro entre 3300 – 4000 msnm, con una biotemperatura entre 6-12°C. Tanto las zonas de vida pmh-SaT y bh-MT son las de mayor superficie en el área del proyecto Maremex.

Bosque seco montano bajo tropical (bs-MBT), el cual abarca el valle del río Mantaro, con una altitud media entre 3100-3000 msnm, desde los distritos de Jauja a Viques, con una biotemperatura media anual entre 11 – 18 °C. El uso actual y potencial de la tierra tiene características para la agricultura.



Evaluación hidrogeológica preliminar del acuífero de Huancayo Franklin Blanco

Introducción

El continuo crecimiento de la población trae la necesidad de buscar nuevas fuentes de agua para el consumo humano, en este sentido las aguas subterráneas se presentan como una opción para satisfacer las necesidades hídricas de una ciudad. Este recurso es extraído a través de pozos, provocando la disminución del nivel de agua subterránea o abatimiento. Asimismo, la composición del agua debe cumplir condiciones mínimas de calidad para el consumo humano.

Objetivos

El principal objetivo de este estudio preliminar fue determinar las condiciones hidrogeológicas del acuífero de Huancayo con la finalidad de estimar el abatimiento del nivel freático en la actualidad y el potencial hundimiento del terreno. Para ello, se desarrollaron las siguientes actividades:

- Definición de las características hidrogeológicas del acuífero: permeabilidad, transmisibilidad, entre otros.
- Inferencia de la sección geológica de la secuencia estratigráfica en base a información existente de sondajes eléctricos. Generación de un mapa de hidroisohipsas (curvas con igual cota del nivel freático) en base al cual aproximar la dirección de flujo del agua subterránea.
- Estimación del nivel de abatimiento generado por la extracción de agua subterránea, así como el potencial hundimiento del terreno.

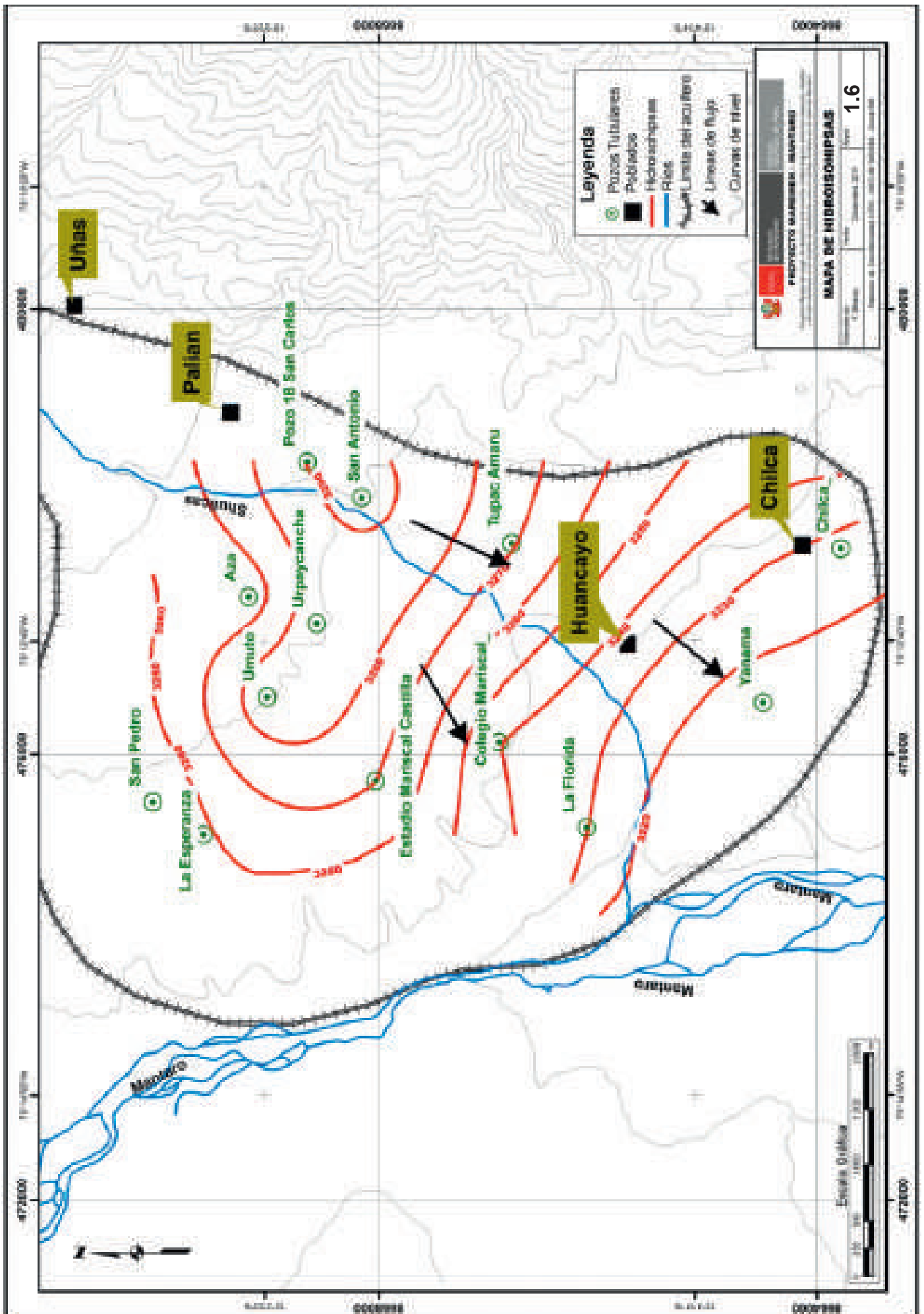
Tabla 1.4 Características técnicas de los pozos según información del año 2002 del ANA.

Pozo	Norte	Este	Caudal de Bombeo (Lt/s)	Nivel Freático (m)
Yanama	8664858	476695	60	62
Túpac Amaru	8667155	478123	50	54
San Antonio	8667155	478534	40	74
Pozo 18	8669020	478853	50	90
La Florida	8666468	475569	65	23
Colegio Mariscal Castilla	8667268	476337	45	44
La Esperanza	8669970	4755052	82	64
Urpaycancha	8668934	477404	45	81
Umuto	8669386	476742	60	52
Estadio Mariscal Castilla	8668398	475989	61	52
Agua de las Vírgenes	8670012	474678	85	2.95
Chilca	8664149	478077	30	12

Fuente: ANA, 2002.

Resultados

Según información recogida a través de la Autoridad Nacional del Agua (ANA), el año 2002 se realizaron mediciones de 12 pozos de extracción de agua, cuyas características técnicas se presentan en la Tabla 1.4, encontrándose como caudal promedio de extracción 56 Lt/s y nivel freático en promedio de 51 m. con una desviación estándar de 26 m.



- Interpolando los valores de cotas del nivel freático de cada pozo se obtienen las líneas de isovalores conocidas como hidroisohipsas (Mapa 1.6), y al considerar la ley de Darcy (el cual indica que el movimiento va desde un punto de mayor columna de agua hacia otro punto de menor columna) se obtiene la dirección del flujo subterráneo de N-E a S-O con gradiente de 1,0° a 1,7°.

En el año 2003 se realizó sondajes eléctricos verticales identificando la secuencia de materiales del subsuelo, a partir del cual se genera la columna estratigráfica (Tabla 1.5) donde se describe cada nivel existente en el acuífero de Huancayo. El subsuelo es caracterizado por presentar tres unidades geológicas y un basamento rocoso. El Horizonte 2 es el posible acuífero desde el cual se extrae el agua subterránea para Huancayo, su espesor varía entre 120 a 190 m.

Tabla 1.5 Secuencia estratigráfica del acuífero de Huancayo.

Unidad geológica hidrogeológica	Espesor (m)	Litología	Carácter hidrogeológico
Horizonte Superficial	3-8	Depósito aluvial con materiales finos y gruesos en una mezcla heterogénea. Presenta cierta humedad.	Permeabilidad moderada a baja.
Horizonte 1	20 - 30	Posible depósito aluvial con materiales gruesos con cierto contenido de finos. Presenta cierta humedad.	Permeabilidad alta.
Horizonte 2	20 - 190	Materiales gruesos con alta humedad, corresponde al acuífero saturado.	Permeabilidad moderada.
Basamento	-	Roca cuya naturaleza es desconocida, se encuentra en profundidades que van desde 160 a 210 m.	Permeabilidad baja a muy baja.

Con pruebas de bombeo, realizadas en el año 2003, se ha evaluado las características hidrogeológicas del material del Horizonte 2, obteniendo los resultados mostrados en la Tabla 1.6.

Tabla 1.6 Valores de las características hidrogeológicas del acuífero de Huancayo.

Parámetro	Valor	Unidades
Transmisibilidad	3 x 10 ⁻²	m ² /s
Permeabilidad	5.35 x 10 ⁻⁴	m/s
Coefficiente de almacenamiento	0.05	Adimensional

Los valores de transmisibilidad y permeabilidad, obtenidas del acuífero, muestran alta capacidad que el agua fluya (Kruseman y Ridder, 1975) siendo favorable para la extracción del recurso. La recarga del acuífero de Huancayo se genera a través de las capas permeables por donde el agua fluye desde las partes altas; además, una de las fuentes importantes es el aporte del río Shullcas porque parte de sus aguas se infiltra y se deposita en los niveles de mayor permeabilidad como el Horizonte 2.

Conociendo las características hidrogeológicas y el nivel de extracción de los pozos existentes se puede evaluar las modificaciones en el nivel del recurso agua como de la estabilidad del subsuelo, porque ante la disminución del nivel de agua subterránea se produce pérdida de la presión interna generando el reacomodo de las partículas y con cierto potencial de hundimientos en el terreno. La disminución del nivel del agua produce un cambio en el esfuerzo efectivo produciendo así los hundimientos (Álvarez et al. 2001).

Cálculo del abatimiento

Para conocer el abatimiento (S) del nivel freático, Theis y Jacob desarrollaron entre 1938 y 1940 un modelo matemático que se encuentra en función de características del subsuelo como: transmisibilidad, coeficiente de almacenamiento, tiempo de bombeo y el caudal de extracción. El modelo se presenta a continuación:

$$S = \left(\frac{Q}{4\pi T} \right) \int_{\phi}^{\infty} \frac{e^{-\psi}}{\psi} d\psi \dots (1)$$

Siendo:
 Q: el caudal de bombeo (Lt/s)
 T: la transmisibilidad (m²/s)

$$\phi = r^2 \left(\frac{S_y}{T} + \frac{1}{C_v^*} \right) \dots (2)$$

Donde:
 r: la distancia del pozo de bombeo al punto de observación (m)
 S_y: capacidad específica (adimensional) = 20
 C_v: coeficiente de consolidación (m²/s) = 57.024
 t: el tiempo de bombeo (días) = 3.000

Resolviendo las fórmulas 1 y 2 se obtiene:

$$s = \left(\frac{Q}{4\pi T}\right)(-0.577162 - \ln(\varphi) + \varphi + \frac{\varphi^2}{2 \times 2!} + \frac{\varphi^3}{3 \times 3!} + \dots) \dots\dots (3)$$

Considerando la fórmula 3 y reemplazando los valores de las características hidrogeológicas obtenidos en el pozo de Yanama (pozo ubicado a 1 km. al S-O de la plaza central de Huancayo como se muestra en la figura N° 1), transmisibilidad de 3×10^{-2} , permeabilidad de 5.35×10^{-4} , coeficiente de almacenamiento de 0.05, caudal de extracción de 60 Lt/s y tiempo de extracción de 8 años; se obtiene los resultados de abatimiento que muestra la Figura 1.1 .

Según los resultados para distintas distancias (20, 50 100, 200 y 400 m.) desde el pozo de extracción, se obtiene un abatimiento máximo de 0,2 m. para una distancia de 400 m. en un tiempo de 8 años de extracción con 60 Lt/s de caudal. En el caso de 20 m. de distancia el abatimiento en 8 años llega a ser de 1,2 m.

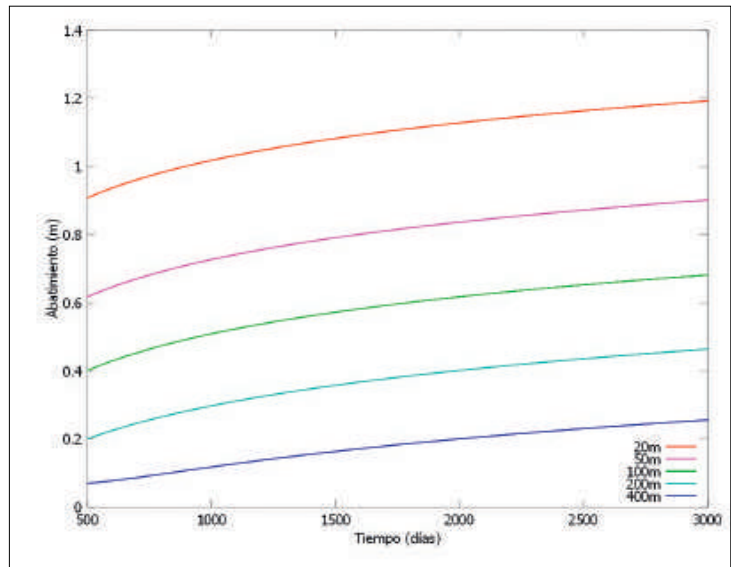


Figura 1.1 Abatimiento del acuífero de Huancayo en función al tiempo.

Cálculo del hundimiento

Aguilar et al. (2006) presentan algunas funciones que permiten conocer el hundimiento o deformación vertical que sufre el terreno, para un acuífero libre se representa de la siguiente manera:

$$Dv = \left(\frac{Q}{4\pi T}\right)(0.29)(-0.577162 - \ln(\varphi) + \varphi + \frac{\varphi^2}{2 \times 2!} + \frac{\varphi^3}{3 \times 3!} + \dots) \dots\dots (4)$$

Dv : Hundimiento del terreno o deformación vertical (m)

Q : Caudal de extracción (Lt/s)

Desde el pozo de extracción, aplicando la fórmula 4 que modela la deformación del subsuelo, se obtiene resultados que se muestran en la Figura 1.2. Se calcula el hundimiento para diferentes distancias (20, 50, 100, 200 y 400 m.). Los resultados muestran que a 400 m. de distancia, desde el pozo, ocurre hundimiento de 0.05 m. para un tiempo de extracción de 3 años con 60 lt/s de caudal, y para una distancia de 20 m. el hundimiento es de 0,1 m. en 3 años de extracción.

En forma similar, a 400 m. de distancia desde el pozo, ocurre hundimiento de 0.06 m. para un tiempo de extracción de 8 años con 60 Lt/s de caudal. Para el mismo intervalo de tiempo y condición de extracción similar, pero a una distancia más corta de 20 m., el hundimiento llega a ser de 0.35 m.

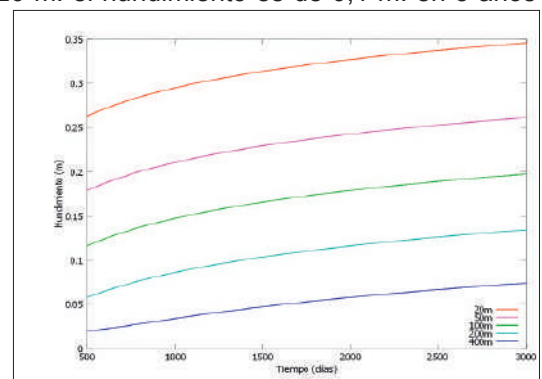


Figura 1.2 Hundimientos del subsuelo en el tiempo, para diferentes distancias.

Resultados y recomendaciones

Entre los principales resultados encontrados se tiene:

- Se ha identificado que el horizonte 2 presenta espesores de 120 a 190 m. y se comporta como acuífero libre. Desde este nivel se extrae el agua para la ciudad de Huancayo.
- El abatimiento llega a 0,2 m. con 8 años de extracción y un caudal de 60 lt/s para la distancia de 400 m. En el mismo punto el hundimiento del subsuelo llega a ser de 0,06 m.
- Los resultados de transmisibilidad y permeabilidad del acuífero muestran alta capacidad para que el agua fluya a través de los poros, esto es favorable para la extracción del recurso.
- Adicionalmente, para el mejor ajuste del modelo es necesario contar con valores del nivel freático actual, con el fin de comparar los resultados.

Características del recurso suelo en el valle del Mantaro

Ricardo Zubieta

Fisiografía

Se pueden encontrar nueve tipos de relieve dentro del área en estudio, tres de los cuales corresponden a la zona de altiplanicie, en las partes altas de las subcuencas de los ríos Shullcas y Achamayo. Un tipo que corresponde a la llanura aluvial —por donde discurre el río Mantaro— y cinco tipos que corresponden a zonas que actúan como vertiente, ocupando la mayor área de las subcuencas en estudio. En el Mapa 1.7 se puede observar las unidades descritas a continuación:

Áreas de altiplanicie con cierto grado de disección, presentan pendientes entre 15 a 25% cuya acción erosiva a disectado la región. Generalmente están cubiertas por materiales morrénicos acumuladas por los procesos de glaciación durante el cuaternario; además, presentan superficies de erosión más reciente y superficies cuyo substrato rocoso fue afectado por tectonismo, formando plegamientos. Abarca la parte alta de los distritos de Ingenio y Quilcas, parte de Paccha, cubre la zona oeste de Yanacancha y gran parte del distrito de Cullhuas.

Zonas de altiplanicie con relieve llano y pendientes entre 4 a 15% con cierto comportamiento ondulado. Está cubierta de material morrénico formada por procesos fluvio-glaciares. Tiene características de frecuente acumulación arcillosa y condiciones de mal drenaje. Ocupa una pequeña parte de la zona este del distrito de Yanacancha.

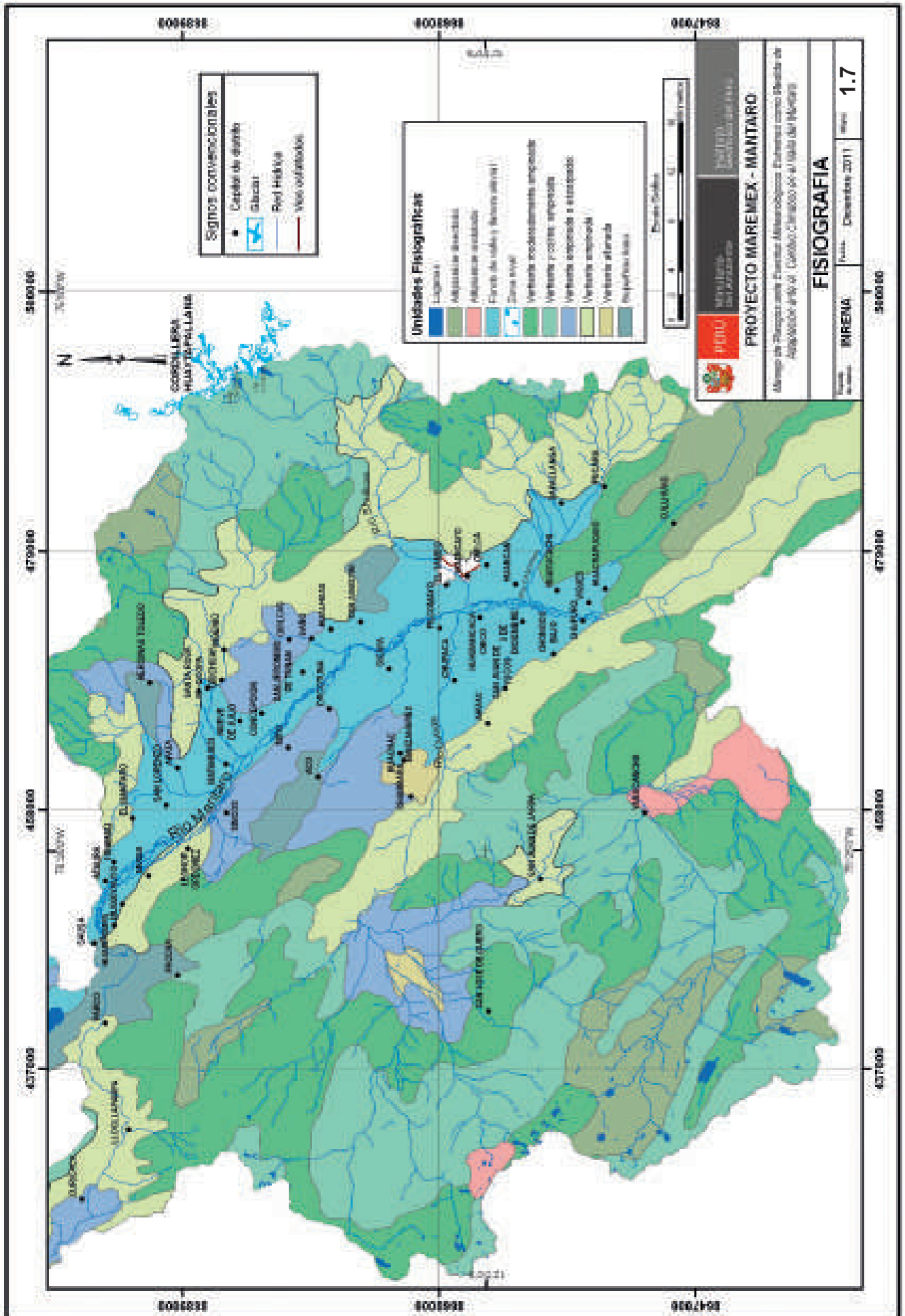
Fondo de valle y las zonas de llanura aluvial cuya acumulación fluvial reciente es de edad holocénica y preholocénica, con formas planas del terreno presentando entre 0 a 4% de pendiente, con niveles de terrazas formadas principalmente en la depresión Jauja-Huancayo. Ocupan las zonas urbanas más pobladas como Huancayo, Concepción, Chupaca, Pilcomayo, Sicaya.

Zonas que actúan como vertiente con algunas áreas de colinas. Son moderadamente empinadas con pendientes que predominan entre 25 a 50%, generalmente cubiertas por una gruesa acumulación glacial y periglacial, con algunas zonas donde afloran material rocoso. Presentan acción fluvial erosiva más reciente y se ubica en la parte media de las subcuencas de los ríos Cunas y Achamayo, en menor medida del Shullcas.

Zonas de vertiente con algunas áreas tipo colina, cuyas pendientes son empinadas y predomina más del 50%. En algunas zonas afloran material rocoso y además de una cubierta discontinua de material glacial y periglacial. Cubre gran parte del Shullcas, la zona alta del Achamayo y la parte media-alta del Cunas

Zonas de vertiente con un relieve empinado moderadamente, cuyas pendientes predominan entre 25 a 50%, con ciertas zonas de afloramiento rocoso y una cubierta discontinua de material coluvial. Ocupa parte del distrito de San José de Quero, Mito, Aco, Orcotuna, Concepción, San Jerónimo de Tunan y Saño.

Superficie que se comporta como vertiente empinada a escarpada cuyas pendientes son mayores a 50%, presentan numerosos escarpes. Se caracteriza por ser una vertiente muy agreste que alterna superficie rocosa y cubierta discontinua de material coluvial. Ocupa la parte media de la subcuenca del Shullcas y Achamayo, así como la parte baja del Cunas.



Vertiente allanada se encuentran afectadas por erosión local. Ubicada en fondo de valle y en algunas partes de la vertiente montañosa, las pendientes que predominan van de 4 a 15%. Está conformada mayormente por acumulación coluvio-aluvial. Ocupa pequeña parte de los distritos de San José de Quero, Huachac y Manzanares.

Superficie llana con pendientes de 15 a 25%, caracterizándose algunas regiones de superficie con erosión local y con cierta acumulación coluvial afectada por intenso proceso de disección reciente. Se comporta como áreas de vertiente con un relieve allanado y disectado. Parte de los distritos de Aco, Paccha, Yauyos, San Agustín y El Tambo.

Geología

La zona de estudio del proyecto Maremex comprende unidades litológicas (Mapa 1.8) con edades desde el Precámbrico hasta el Cuaternario. Estratigráficamente estas rocas se dividen en formaciones (unidad estratigráfica principal) y grupos (conjunto de formaciones), la litología de cada una de estas formaciones es producto de la interacción de procesos tectónicos, sedimentarios y magmáticos que definieron un ambiente de formación para cada periodo. A continuación, se describen cada una de estas unidades litológicas, desde la más antigua hasta la más reciente y según la era cronostratigráficamente en la que se ubica:

Precámbrico (más de 570 m.a.) Las rocas —pertenecientes a esta era— lo compone el complejo metamórfico Huaytapallana que afloran en la cordillera oriental, ubicado al este del área de estudio y la zona topográficamente más elevada. Estas rocas están compuestas por gneis – esquistos y son las que han sufrido la mayor cantidad de acción tectónica.

Paleozoico (265 a 570 m.a.) El paleozoico se inicia con el Grupo Excelsior compuesta por lutitas y pizarras, afloran con dirección NW-SE al oeste de la cordillera Huaytapallana, parte media de la subcuencas de los ríos Shullcas y Achamayo. La secuencia continúa con una unidad indiferenciada que agrupa a sedimentos del Grupo Ambo, Copacabana y Tarma (Megard, 1968) compuesta de conglomerado, areniscas y material calcáreo al tope. Esta secuencia se observa en la quebrada Sillapata, parte media de la subcuenca del Shullcas.

Al final del Paleozoico se depositó una secuencia de areniscas, lutitas y conglomerados con intercalaciones volcánicas denominada como Grupo Mitu. La cual aflora en la parte media superior de las subcuencas de los ríos Shullcas y Achamayo.

Mesozoico (64 a 265 m.a.) El Mesozoico se inicia con el Grupo Pucará compuesta de estratos potentes (hasta 1 m.) de calizas, que se observan en la parte media de la subcuenca del Shullcas, Achamayo y Cunas. Esta secuencia se depositó en un ambiente marino, seguido de la Formación Cercapuquio compuesto de areniscas y la Formación Chaucha compuesto por calizas y limolitas.

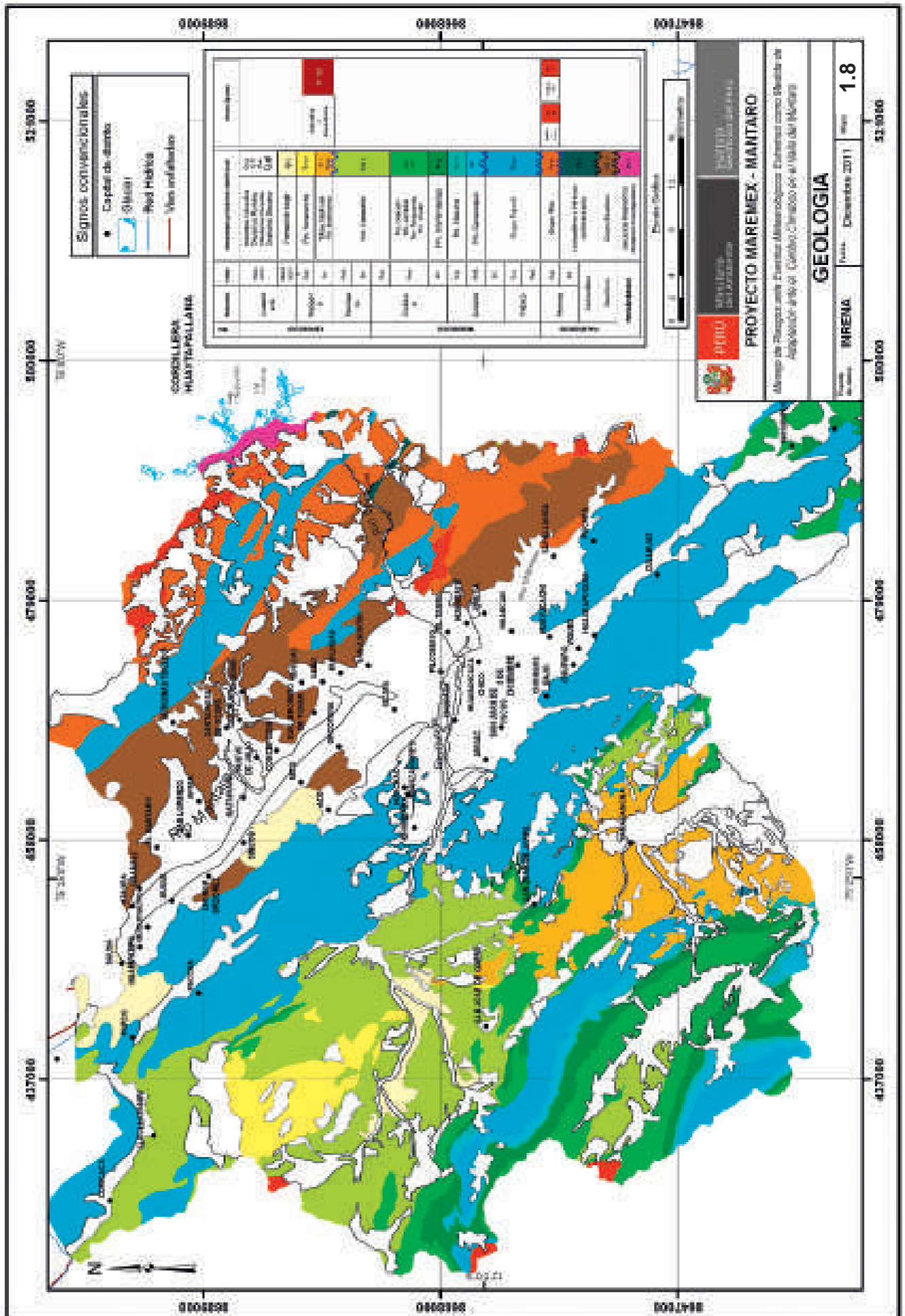
En el Mesozoico medio se deposita la secuencia de la Formación Goyllarisquizga compuesta de areniscas con intercalaciones de limolitas. Seguido de las formaciones Chulec, Pariatambo y Jumasha, en las cuales predomina las facies calcáreas. Este conjunto de formaciones afloran en la parte media-alta de la subcuenca de Cunas. Sobreyace la Formación Celendín con calizas y lutitas.

Fines del mesozoico e inicios del terciario se deposita la Formación Casapalca, compuesta de areniscas, lutitas y conglomerados, esta formación es la que mayor área cubre en la subcuenca del río Cunas, donde se encuentran poblados como San José de Quero, Bellavista y Hacienda Colpa.

Cenozoico (hasta 64 m.a.) Cubriendo a las secuencias de la Formación Casapalca se encuentran los volcánicos Astobamba, los cuales afloran al sur-centro de la subcuenca del río Cunas y las andesitas de la Formación Yanacancha, que afloran en la parte norte de la subcuenca del río Cunas.

A final del Cenozoico —en el periodo denominado Cuaternario— que comprende los últimos 2,58 m. se depositó la depresión Jauja – Huancayo, la cual es una secuencia de gravas y limo-arcillas conocida como la formación Jauja. Las mejores exposiciones de esta formación se tienen en las localidades del distrito de Sincos y en afloramientos aislados que se ubican cerca a la base de la cordillera oriental, por ejemplo camino a Huacracocha en la subcuenca del río Shullcas.

Parte de los depósitos Cuaternarios lo componen materiales aluviales que están distribuidos en tres niveles de terrazas, compuestos por fragmentos de rocas redondeadas a sub redondeadas provenientes de las unidades litológicas preexistentes. La formación de estas terrazas sería contemporánea con tres episodios glaciares ocurridos en la cuenca del río Mantaro (Dollfus, 1965) y cuya importancia se debe a que sobre estas terrazas se asientan los principales centros poblados de la zona de estudio, como Huancayo, Chupaca, Concepción, entre otros.



Geomorfología

La geomorfología es el resultado de los procesos tectónicos y procesos de meteorización que actúan sobre los afloramientos de rocas. Los primeros han originado el levantamiento de la cordillera Huaytapallana debido a los esfuerzos de comprensión (Dorbath et al, 1990) y forman una zona subsidente conocida como la depresión Jauja-Huancayo en donde se encuentra el valle del Mantaro. Los segundos involucran agentes geológicos que actúan en la superficie de la corteza terrestre principalmente la acción erosiva de los glaciares, ríos y movimientos en masa.

La tectónica y la meteorización son los que originan la configuración actual de la zona de estudio, la acción de los agentes geológicos tiende a variar altitudinalmente. Por ejemplo en la zona más elevada sobre los 4000 msnm predominó la acción geológica de los glaciares; en la parte media se caracteriza por la acción erosiva del río y por la ocurrencia de movimientos en masa; mientras que en la depresión Jauja - Huancayo se caracteriza por la acumulación de los materiales debido principalmente a la baja pendiente. Las diferentes geoformas encontradas en el área de estudio se agrupan en las siguientes unidades geomorfológicas (Mapa 1.9):

Cordillera oriental. Su formación se debe al levantamiento generado por las tectónicas ocurridas en el área de estudio. La cordillera oriental se localiza en las partes más altas de las subcuencas de Shullcas y Achamayo. Afloran principalmente rocas precámbricas y paleozoicas. Son zonas cuyas pendientes pueden llegar a ser muy fuertes (mayor a 35°), se ubican en cotas altas donde la vegetación es muy escasa y algunas zonas están cubiertas de nevados. La cordillera occidental actúa como divisorias de las aguas de las cuencas hidrográficas del Atlántico y del Pacífico.

Superficie puna. Es la extensión de terreno con cotas elevadas que se encuentra al pie de la cordillera cuyas pendientes son moderadas a bajas (con frecuencia menor a 35°), se formó principalmente por la acción erosiva de los glaciares que generan la conformación de un relieve relativamente suave, caracterizado por quebradas cuya sección tiende a ser en “U” con cierta acción erosiva fluvial más reciente.

Valle interandino. Estas zonas se han formado por la acción fluvial caracterizada por presentar secciones de las quebradas en forma de “V”, las pendientes llegan a ser fuertes a muy fuertes (llegan a más de 45°). Las aguas de estas zonas aportan al río Mantaro. Son áreas que con mayor frecuencia son afectadas por movimientos en masa en mayor medida que la superficie puna y la depresión Jauja – Huancayo. Es en estas zonas se encuentran algunos poblados como: Chamisería, Ingenio, etc.

La depresión Jauja – Huancayo. Debido al desarrollo tectónico se conforma una depresión en la cual se depositan los materiales acarreados por los ríos, la pendiente de estas zonas corresponde a baja-muy baja (predominan valores menor a 15°). En esta depresión los ríos afluentes como: Shullcas, Achamayo y Cunas se unen al curso principal del Mantaro. Las ciudades más importantes se asientan en estas zonas como Huancayo, Concepción, Chupaca.

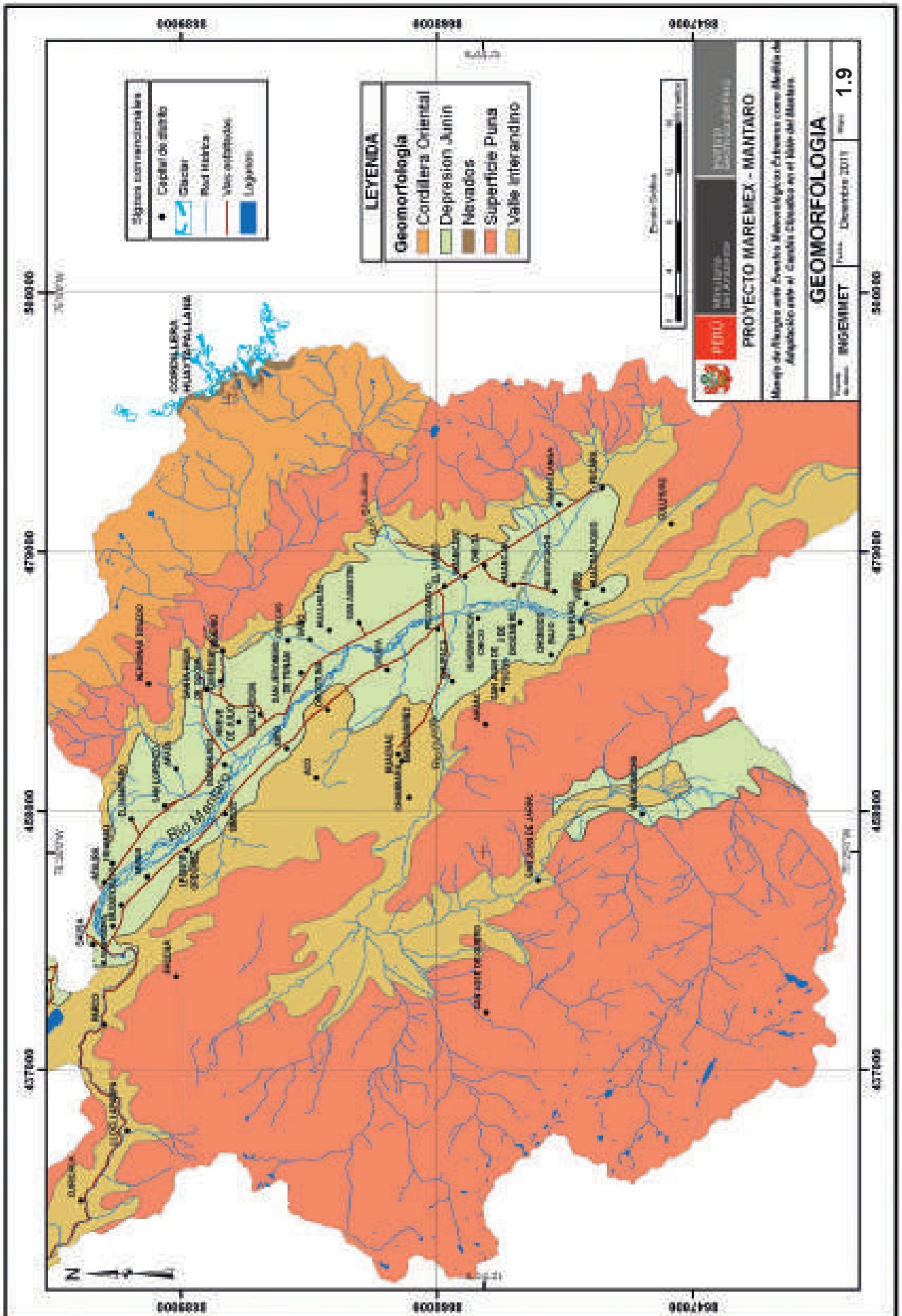
Suelos

El área de estudio presenta dos tipos de asociación de suelos, predominando suelos Leptosoles (Mapa 1.10). Esta asociación identificada es:

Leptosol éútrico - Cambisol éútrico: El primero corresponde a suelos superficiales, generalmente, a partir de rocas sedimentarias (calizas y lutitas) y rocas volcánicas. El segundo a suelos profundos, desarrollados a partir de sedimentos aluviales antiguos, así como materiales residuales de arcillitas, areniscas y lutitas. En menor amplitud se encuentra la asociación de suelos regosoles. El regosol presente es:

Regosol dístrico – Cambisol dístrico: El primero se caracteriza por haber sido desarrollado a partir de depósitos coluvio-aluviales o de sedimentos aluviales antiguos o subrecientes, mayormente arcillitas. El segundo por ser suelos profundos a partir de materiales aluviales subrecientes y antiguos, así como de materiales residuales de arcillitas, areniscas y lutitas, ambas de naturaleza ácida.

El valle del río Mantaro es una zona eminentemente agrícola, la cual ocupa parcialmente las provincias de Jauja, Concepción, Chupaca y Huancayo. Se caracteriza por tener de suelos en donde la mayor parte de su superficie, en cuanto a su textura, muestra tendencia a ser franco-arcillo-arenosos y franco arenosos.



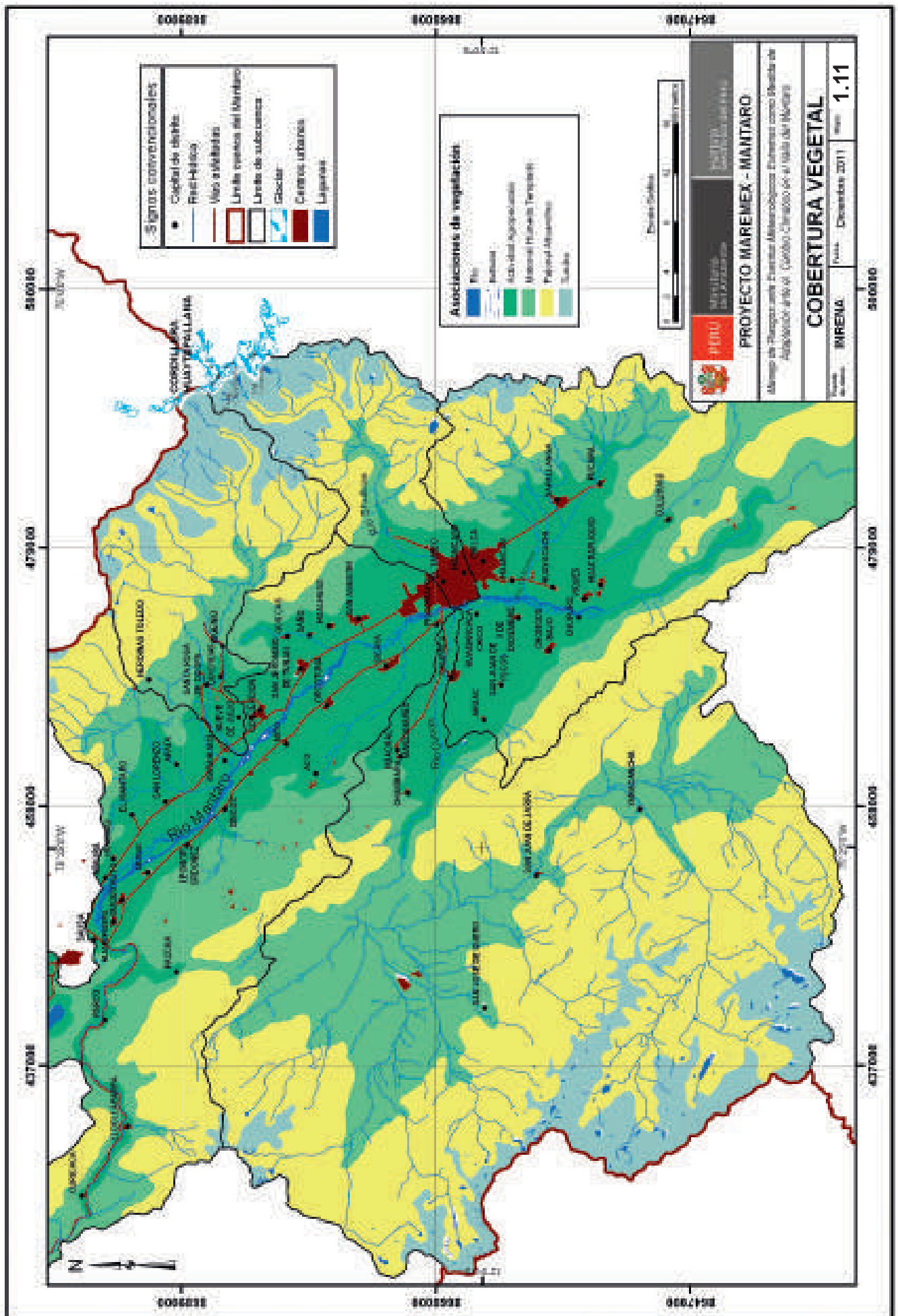
En cuanto a materia orgánica (MO), el valle es bien provisto, resalta no haber sido encontrados suelos pobres o muy pobres en su contenido de MO. El PH o acidez de los suelos, en el valle presenta tendencias a ser ácidos en un rango de 4,5 a 6,5; lo que indica una fácil absorción de nutrientes por la mayoría de cultivos (Garay et al. 2010).

Cobertura vegetal

En la zona de estudio del proyecto Maremex se distinguen cinco unidades de cobertura vegetal (Mapa 1.11):

- El piso andino o puna superior, correspondiente a zonas de tundra, está caracterizado principalmente por presentar suelos sin arbustos y pajonales de reducida talla, rodeando la cordillera Huaytapallana. Estas zonas de tundra también están presentes en el Alto Cunas en los distritos de San José de Quero y Yanacancha.
- El piso altoandino o puna inferior presenta densos pajonales con oconales, césped de puna cuya vegetación está constituida por grandes extensiones de pajonales amacollados y secundariamente por césped de puna y turbera de oconales. Estas zonas de pajonales se encuentran en la cuenca media de los ríos Cunas, Shullcas y Achamayo en los distritos San José de Quero, Yanacancha, El Tambo, Quilcas, Quichuay, etc.
- Las zonas de matorral húmedo templado se ubican alrededor del valle del río Mantaro asociada a la presencia del sistema de drenaje de ríos, ubicada en la parte media baja de las subcuencas de los ríos Achamayo, Shullcas, Cunas en los distritos de: San José de Quero, Yanacancha, El Tambo, Quilcas, Quichuay, San Juan de Jarpa, Chambara, Ingenio, Heroínas Toledo, Apata, Sincos, etc.

El valle del río Mantaro tiene aproximadamente 654 km y se caracteriza por la presencia predominante de actividad agrícola —desde los distritos de Jauja a Viques— donde el 45% de la superficie del valle se dedica a actividad agrícola intensiva, el 32% de superficie se dedica a agricultura por secano —complementada con depósitos aluviales, centros urbanos, bosques— y una fracción menor corresponde a zonas de bofedales cerca a la laguna de Paca. (Zubieta 2010)



Bibliografía Capítulo 1

Recursos agua y suelo

Aguilar, A., Ortega, A., Lugo, J. & Ortiz, D., (2006): Análisis numérico acoplado de los desplazamientos verticales y generación de fracturas por extracción de agua subterránea en las proximidades de la Ciudad de México. Revista Mexicana de Ciencias Geológicas. Vol. 23, N° 3, pág. 247-261.

Álvarez, A. Garnica, P. & Martínez, G., (2001): Metodología para determinar la influencia de la extracción de agua subterránea en la infraestructura del transporte. Instituto Mexicano del Transporte. Publicación N° 172. 70 p.

Dollfus, O., (1965): Les Andes Centrales du Perou et leurs piemonts (entre Lima et Le Perene), Etude Geomorphologique. Travaux de Institut Francais D'Etudes Andines, Tome X. Lima-Perou. 404 p.

Dorbath, C., Dorbath, L., Cisternas, A., Deverchere, J. and Sebrier, M., (1990): Seismicity of the Huancayo Basin (central Peru) and the Huaytapallana Fault. Journal of South American Earth Sciences, Vol 3, N° 1. Pág. 21–29.

Garay O. y Ochoa A., (2010): Primera aproximación para la identificación de los diferentes tipos de suelo agrícola en el valle del río Mantaro- Memoria del Subproyecto “Pronóstico estacional de lluvias y temperaturas en la cuenca del río Mantaro para su aplicación en la agricultura” 2007-2010

Instituto Geofísico del Perú, (2005): Atlas Climático de Precipitación y Temperatura del Aire en la Cuenca del río Mantaro. Lima, Perú.

Instituto Geológico Minero y Metalúrgico INGEMMET, (1980): Estudio Geodinámico de la Cuenca del Río Mantaro, Boletín N° 5, Serie C. Instituto Geológico Minero y Metalúrgico. Perú. 190 p.

Instituto Geológico Minero y Metalúrgico INGEMMET: Cartas Geológicas Nacionales 24I, 24m, 24n, 25I, 25m, 25n

Instituto Geográfico Nacional IGP: Cartas Nacionales 24I, 24m, 24n, 25I, 25m, 25n

Instituto Nacional de Recursos Naturales INRENA (1996): Guía Explicativa del Mapa Forestal. Dirección General Forestal, Ministerio de Agricultura.

Instituto Nacional de Recursos Naturales INRENA - OGATEIRN: Mapas temáticos digitales.

Kruseman, G. Ridder, N., (1975): Análisis y evaluación de los datos de ensayos por bombeo. International Institute for land reclamation and improvement. Holanda. 212 p.

Mégard, F., (1968): Geología del cuadrángulo de Huancayo, Boletín N° 18. Servicio de Geología y Minería. Perú. 123 p.

Ministerio de Energía y Minas, (2001): Atlas Minería y Energía en el Perú.

Zubieta R., (2010): Procesamiento digital de imágenes de satélite y elaboración del mapa de uso de la tierra del valle del Mantaro - Memoria del Subproyecto “Pronóstico estacional de lluvias y temperaturas en la cuenca del río Mantaro para su aplicación en la agricultura 2007-2010”.

Clima

Climatología de lluvias y temperaturas en el valle del Mantaro

Yamina Silva y Grace Trasmonte

Introducción

Estudios previos realizados por el IGP (2005a) sobre la climatología a nivel de la cuenca del río Mantaro, indican que a nivel de esta existen variaciones significativas de la temperatura del aire —principalmente de la temperatura mínima del aire que está relacionada principalmente a la topografía— haciendo que zonas que se encuentran sobre los 4000 msnm sean bastante frías durante todo el año.

Similarmente, la precipitación presenta gran variación a nivel de la cuenca, con valores sobre los 1000 mm en la parte sur oriental de la cuenca hacia la zona de la selva y en el sector occidental de la cuenca, esta última debido a la influencia de la topografía ya que se generan lluvias orográficas (IGP, 2005a). Por otro lado, la climatología de precipitaciones y temperaturas a nivel del valle del Mantaro, han sido abordados por Silva et al., (2010) y Trasmonte et al (2010) en la que se hace una descripción de la climatología para algunas estaciones del valle para las temperaturas usando todo el periodo de datos de cada estación. En el presente trabajo se analizan las climatologías calculadas para el periodo común 1971-2000 para cinco estaciones del valle.

Datos y Metodología

Se utilizaron datos de temperatura máxima y mínima del aire, y precipitación de las estaciones de Huayao, Jauja, Santa Ana, Ingenio y Viques (Mapa 1.12). La climatología promedio para el valle se calcula como la media aritmética, sólo para las estaciones que cuentan con datos para el periodo común 1971-2000. En la Tabla 1.5 se presenta la relación de estaciones utilizadas para el análisis de la climatología. Los datos fueron proporcionados por el SENAMHI.

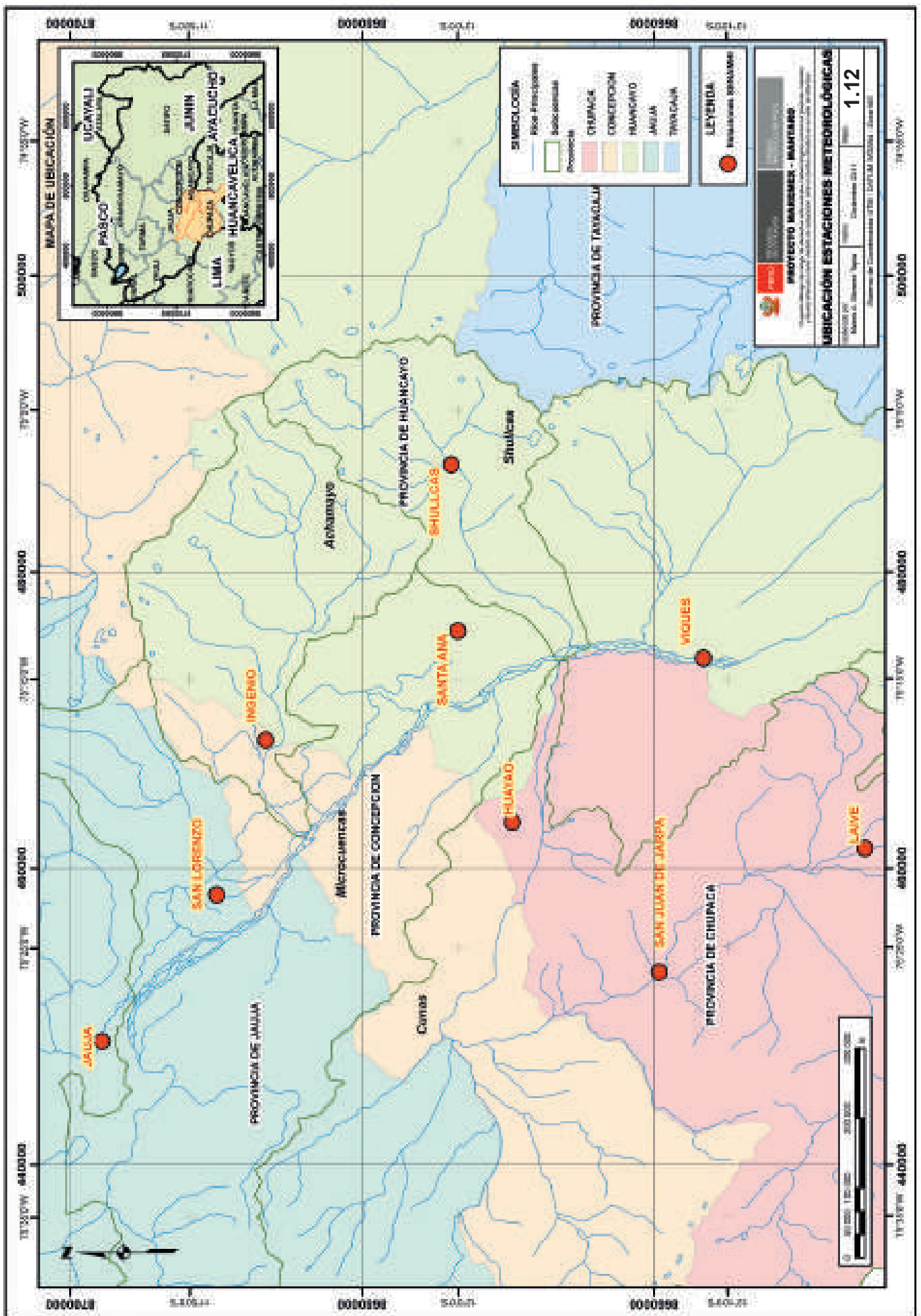
Tabla 1.5 Estaciones meteorológicas utilizadas para el análisis del clima en el valle del Mantaro.

Estación	Latitud (°S)	Longitud (°O)	Altitud (m)	Periodo	Cantidad de años
Jauja	11,78	75,47	3322	1964-2010	47
Ingenio	11,88	75,26	3450	1964-2011	47
Santa Ana	12,00	75,22	3295	1992-2010	19
Huayao	12,04	75,32	3308	1922-2010	89
Viques	12,16	75,23	3186	1964-2010	47

Resultados

Temperatura del aire

En promedio para el periodo 1971- 2000, considerando información de las estaciones meteorológicas de Huayao, Jauja y Santa Ana, las temperaturas mínimas mensuales en el valle del Mantaro pueden variar entre -0,3° y 6,5°C, y las temperaturas máximas entre 18,5° y 20,8°C (Tabla 1.6).



En concordancia a las variaciones estacionales del año, las temperaturas mínimas que normalmente se dan en horas de la madrugada, presentan los valores más altos durante el verano (enero a marzo) y los más bajos durante el invierno (especialmente junio y julio). Por el contrario, las temperaturas máximas, que suelen ocurrir pasado el mediodía, presentan entre enero y marzo los valores más bajos, asociados a la presencia de una mayor nubosidad y humedad que predomina durante dicha época del año, mientras que entre setiembre y noviembre se da los valores más altos, asociados al periodo de mayor ingreso de radiación térmica diurna en la zona.

Tabla 1.6 Climatología de temperaturas máximas y mínimas y precipitación promedio para el valle del Mantaro. Periodo 1971-2000.

	Enero	Febrero	Marzo	Abril	Mayo	Junio	Julio	Agosto	Setiembre	Octubre	Noviembre	Diciembre
TMAX (°C)	18.9	18.5	18.5	19.5	20.2	19.7	19.7	20.1	20.5	20.4	20.7	20.0
TMIN (°C)	6.7	6.8	6.5	4.8	2.0	0.5	-0.1	1.9	4.4	5.4	5.6	6.1
PREC (mm)	121.7	132.1	104.4	46.4	13.7	7.9	4.8	11.0	30.8	58.6	71.6	88.9

Fuente de datos: IGP y SENAMHI.

Comparando las diferentes zonas del valle (Huayao, Jauja, Santa Ana, Ingenio y Viques), para el periodo común 1981-2010, las temperaturas mínimas mensuales son muy similares entre sí, exceptuando la zona de Viques, que es más cálida entre 1° y 2°C en relación al resto de las estaciones; por el contrario, Jauja e Ingenio presentan las temperaturas ligeramente más bajas (Figura 1.3). Similarmente, en las temperaturas máximas, destacan como zonas más frescas Ingenio y Jauja, y la más caliente Viques (Figura 1.4).

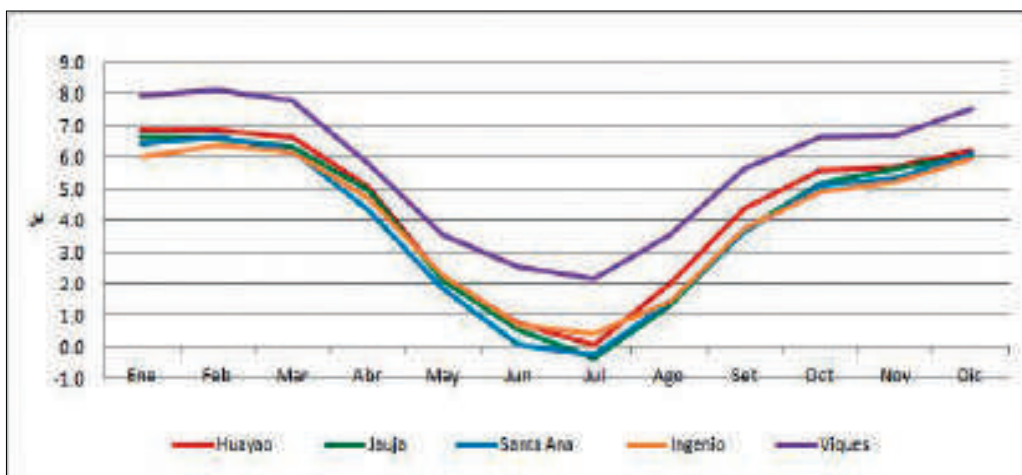


Figura 1.3 Comparación de la temperatura mínima para las diferentes estaciones del valle, promedio para el periodo 1981-2010. Fuente: IGP y SENAMHI.

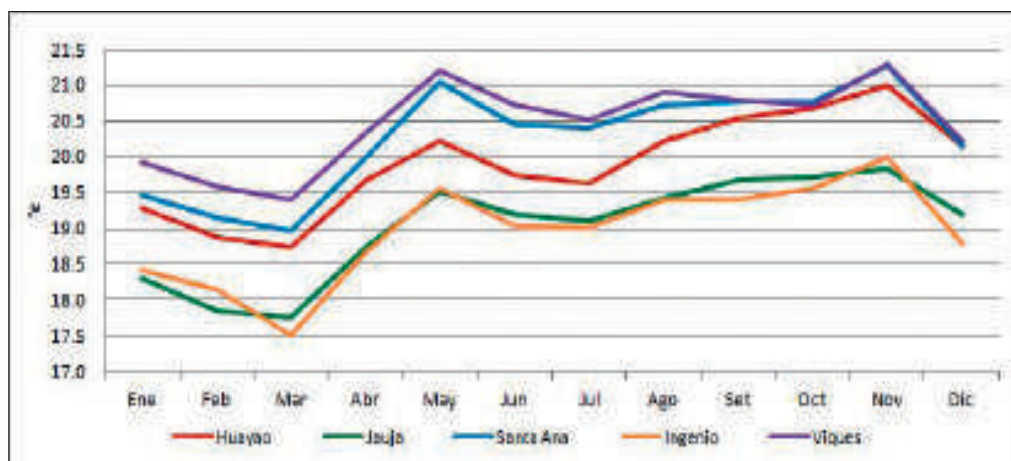


Figura 1.4 Comparación de la temperatura máxima para las diferentes estaciones del valle, promedio para el periodo 1981-2010. Fuente: IGP y SENAMHI.

Precipitación

La precipitación en el valle del Mantaro, presenta sus valores mínimos en los meses de invierno (junio-agosto), siendo julio el mes más seco con solo 4,8 mm por mes, mientras que las máximas lluvias se dan en los meses de enero-marzo, siendo febrero el mes más lluvioso con 132,1 mm (Tabla 1.8).

En general, en todas las estaciones del valle, las máximas lluvias se presentan en los meses de enero-marzo y las mínimas entre junio-agosto, sin embargo existe una importante variabilidad espacial (Figura 1.5).

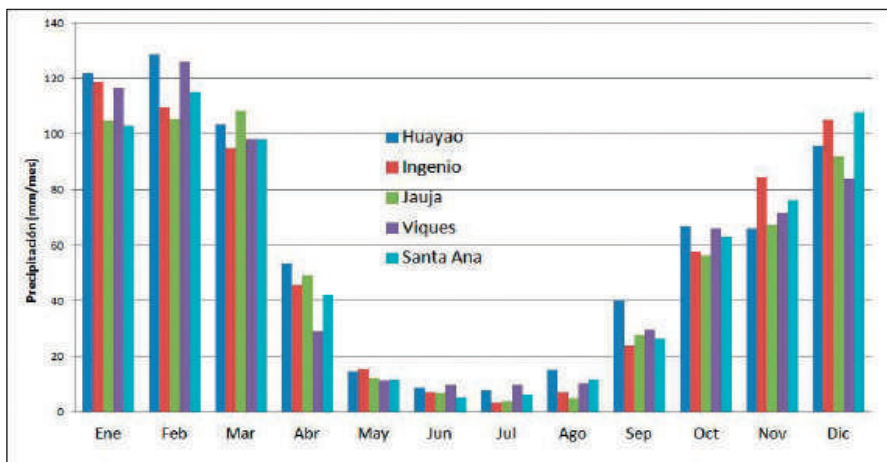


Figura 1.5 Promedio multianual de las precipitaciones para las estaciones del valle del Mantaro. Periodo 1971-2000, excepto para Santa Ana (1992-2010). Fuente: IGP y SENAMHI.

Durante el inicio de las lluvias (agosto-octubre) se observa que Huayao tiene más precipitaciones en comparación a las otras estaciones; durante los meses de noviembre-diciembre es Ingenio la que presenta mayores precipitaciones; mientras que durante el pico de la estación lluviosa (enero-marzo) e incluso hasta abril: Huayao, Ingenio y Viques son las que presentan las mayores precipitaciones.

El acumulado anual de la precipitación en el valle varía entre 558,0 a 755,9 mm por año, siendo la estación de Huayao la que presenta las mayores precipitaciones, seguido de cerca por Ingenio, mientras que Viques es la estación con menores precipitaciones (Figura 1.6).

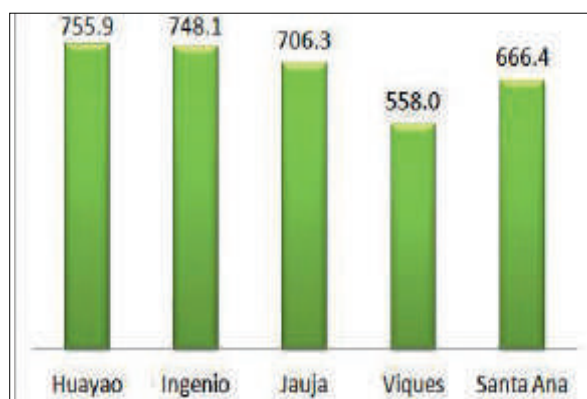


Figura 1.6 Acumulado anual de las precipitaciones para diferentes estaciones del valle, promedio para el periodo 1971-2000, excepto para Santa Ana (1992-2010). Fuente: IGP y SENAMHI.

La estación de Viques está ubicada a la sur del valle a una altitud de 3186 msnm, posiblemente a ello se deba esta diferencia de casi 200 mm en la precipitación anual. La estación de Santa Ana, fue colocada solo como referencia, ya que la serie de datos es de apenas 19 años y no coincide con el periodo de las otras estaciones.

Bibliografía Capítulo 1

Clima

Instituto Geofísico del Perú, (2005a). Atlas climático de precipitaciones y temperatura del aire en la cuenca del río Mantaro. Fondo Editorial del CONAM. Lima.

Instituto Geofísico del Perú, (2005b): Vulnerabilidad actual y futura ante el cambio climático y medidas de adaptación en la cuenca del río Mantaro. Fondo Editorial CONAM. Lima.

Silva, Y., G. Trasmonte y L. Giráldez (2010). Variabilidad de las lluvias en el valle del Mantaro. Memoria del Subproyecto "Pronóstico estacional de lluvias y temperaturas en la cuenca del río Mantaro". IGP, Lima.

Trasmonte, G., Y. Silva, B. Segura y K. Latínez (2010). Variabilidad de las temperaturas Máximas y Mínimas en el Valle del río Mantaro. En: Memoria del Subproyecto "Pronóstico estacional de lluvias y temperaturas en la cuenca del río Mantaro, para su aplicación den la agricultura 2007-2010". IGP, Lima.

Capítulo 2

Tendencias climáticas

Capítulo 2 Introducción

La primera parte de este capítulo analiza el tema de tendencias climáticas en el valle del río Mantaro, empezando con el artículo “Tendencias en las lluvias y temperaturas del valle del Mantaro” a cargo de Yamina Silva y Grace Trasmonte, donde se utilizan los datos de la estación de Huayao debido a que cuenta con una serie muy larga de datos (1922-2012), como estación representativa del valle.

En “Tendencias en los extremos climáticos del valle del Mantaro”, a cargo de las mismas autoras, el tema de temperaturas del aire se desarrolla a través del análisis de la ocurrencia de días cálidos días fríos, noche cálidas, heladas, intensidades máximas de temperaturas y duración de periodos cálidos y fríos, mientras que para el tema de lluvias extremas se analiza: la máxima mensual de precipitación en 1 y 5 días, el número de días de precipitación intensa y muy intensa, los días húmedos consecutivos, etc.

Finalmente, el artículo “Inicio de temporada de lluvias en el valle del Mantaro” a cargo de Yamina Silva y Kobi Mosquera busca identificar las variaciones y tendencias en las fechas de inicio de la temporada de lluvias en el valle del río Mantaro, tomando como referencia la estación de Huayao, teniendo en cuenta que la percepción de la población en general es que existe un corrimiento en la fecha de inicio de las lluvias, siendo las actividades agrícolas las más perjudicadas.

La segunda parte del capítulo se inicia con el artículo “Escenarios climáticos en la cuenca del río Mantaro”, a cargo de Ken Takahashi, y que se focaliza en el análisis de los pocos estudios científicos publicados que permiten contrastar distintos modelos o metodologías, de manera de poder tener una idea de las incertidumbres asociadas a la generación de escenarios. El siguiente artículo “Estudio espacio-temporal de cobertura glaciar de la cordillera Huaytapallana mediante percepción remota de Ricardo Zubieta y Percy Guillermo, determina que la cordillera en mención”; tiene una gran importancia por su aporte tanto para uso agrícola como urbano, y el análisis espacial cuantitativo y cualitativo de imágenes de satélite multiespectral permiten apreciar una clara evidencia de retiro glaciar en las últimas décadas.

Tendencias climáticas

Tendencias en las lluvias y temperaturas del valle del Mantaro

Yamina Silva y Grace Trasmonte

Introducción

Las temperaturas extremas en la cuenca del Mantaro presentan tendencias positivas: temperatura máxima de alrededor de $0,2^{\circ}\text{C}/\text{década}$ para el periodo 1963-2006 (IGP, 2005; SENAMHI, 2007). Tendencias similares se observan también a nivel nacional para la temperatura máxima. Asimismo, la temperatura mínima presenta tendencias positivas con valores de $0,1$ a $0,2^{\circ}\text{C}/\text{década}$, con excepción de algunas estaciones ubicadas al norte del lago Titicaca (MINAM, 2010).

Por otro lado, las precipitaciones a nivel de la cuenca del Mantaro presentan tendencias negativas de alrededor de $3\%/\text{década}$, aproximadamente 15% en 50 años (IGP, 2005). Otros estudios, utilizando datos para el periodo 1951-1998, también muestran tendencias negativas en los Andes centrales (Huayao) y sur (Arequipa y Cuzco), mientras que el norte del Perú la tendencia es positiva (Obregón, 2006); asimismo en la Segunda Comunicación Nacional sobre Cambio Climático (MINAM, 2010), se indica que las precipitaciones presentan incrementos en la costa y sierra norte y disminución en la selva norte, sin mayores patrones definidos en el resto del territorio nacional.

Las tendencias en los estudios mencionados fueron calculados para el periodo 1964-2010, que en el mejor de los casos si bien nos dan una buena aproximación para la validez de una tendencia, se requieren series bastante largas a fin de capturar oscilaciones de baja frecuencia, como la Oscilación Decadal del Pacífico (PDO), por lo que el objetivo del presente trabajo es analizar las tendencias en la temperatura máxima y mínima, y precipitación, utilizando la serie de datos desde el año 1922 al 2010.

Datos y Metodología

Debido a que Huayao cuenta con una serie muy larga de datos, se utiliza esta estación para el análisis de las tendencias como estación representativa del valle. La metodología utilizada para el cálculo de la tendencia lineal es la propuesta por Yue, et al. (2002) —el cual está basado en el test de Mann-Kendall (Mann, 1945; Kendall, 1975)— y para la pendiente el método de Sen (1968), pero considera la auto correlación que pueda existir en una serie de datos y que debido a esto se le pueda dar mayor peso a una tendencia que no es significativa.

Las tendencias se calcularon para i) los promedios anuales y estacionales de la temperatura máxima y mínima y ii) los acumulados anuales y estacionales de la precipitación, considerando los siguientes trimestres: verano (diciembre, enero y febrero), otoño (marzo, abril y mayo), invierno (junio, julio y agosto) y primavera (setiembre, octubre y noviembre). Adicionalmente, para las precipitaciones se calcularon las tendencias para el periodo de lluvias (de setiembre a abril).

Resultados

A continuación se presentan los resultados de tendencias para temperatura máxima y mínima del aire, así como para precipitación, que incluyen un breve análisis considerando dos periodos de análisis: 1922– 1975 y 1976-2010.

Temperatura del aire

Para el periodo 1922-2010 las tendencias de la temperatura máxima anual es de $0,12\text{ }^{\circ}\text{C/década}$ (Figura 2.1), valores similares se observa en el resto de las estaciones del año, con niveles de confianza superior al 95%. Esta tasa de calentamiento es similar a la reportada por Vuille y Bradley (2000) para la temperatura media en los Andes tropicales ($0,11\text{ }^{\circ}\text{C / década}$) con datos desde 1939 a 1998.

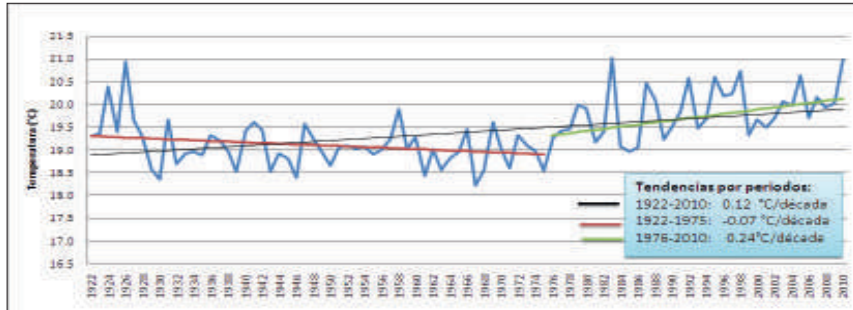


Figura 2.1 Promedio anual de la temperatura máxima en Huayao. La línea negra indica tendencia para el periodo 1922- 2010, la roja para 1922- 1975 y la verde para 1976- 2010. Fuente: IGP.

Para el periodo 1922-1975 las tendencias son negativas y significativas para el promedio anual, verano y otoño, siendo la tendencia mayor en el verano ($-0,16^{\circ}\text{C/década}$).

Para el periodo 1976-2010, se observan tendencias positivas superior a $+0,2^{\circ}\text{C/década}$, con significancia estadística a nivel anual, otoño e invierno, este último es el que presenta la mayor tasa de calentamiento ($+0,28^{\circ}\text{C/década}$), ver Tabla 2.1.

Temperatura mínima del aire

La temperatura mínima en general no presenta una marcada tendencia, pero sí una gran variabilidad (Trasmonte et al, 2010). A nivel anual, la temperatura mínima presenta una ligera tendencia negativa en el periodo 1922-2010, siendo estadísticamente significativa sólo en invierno y primavera con $0,08$ y $0,07^{\circ}\text{C/década}$, respectivamente. Ver Figura 2.2.

Para el periodo 1922-1975, la tendencia es negativa con valores alrededor de $0,1^{\circ}\text{C/ década}$, siendo altamente significativa sólo en invierno ($-0,23^{\circ}\text{C/década}$).

En el periodo 1976-2010, se observan tendencias positivas de hasta $+0,3^{\circ}\text{C/década}$ en otoño, sin embargo éstas no son estadísticamente significativas (Tabla 2.1).

Tabla 2.1 Tendencias en la temperatura máxima y mínima, y precipitación en Huayao para diferentes periodos.

Periodo	Época del año	Temp. Máxima	Temp. Mínima	% Precipitación	
		$^{\circ}\text{C/década}$	$^{\circ}\text{C/década}$	mm/década	%década
1922-2010	Anual	0,12***	-0,04	-2,82	-0,4
	Verano	0,11**	0,00	0,03	0,0
	Otoño	0,12***	-0,01	-4,33*	-2,3*
	Invierno	0,12***	-0,08*	-0,46	-1,3
	Primavera	0,11***	-0,07**	-2,81	-1,6
	Set-abril			0,27	0,0
1922-1975	Anual	-0,07*	-0,12	16,04**	2,1**
	Verano	-0,16*	-0,03	9,83*	2,8*
	Otoño	-0,13**	-0,12	0,29	0,2
	Invierno	-0,02	-0,23***	-0,57	-1,7
	Primavera	-0,06	-0,09	-0,43	-0,2
	Set-abril			13,13	1,9
1976-2010	Anual	0,24*	0,18	-46,46**	-6,1**
	Verano	0,20	0,17	-18,10	-5,1
	Otoño	0,24**	0,30	-19,58**	-10,3**
	Invierno	0,28**	0,21	2,00	5,8
	Primavera	0,19	0,00	-13,54*	-7,6*
	Set-abril			-46,25***	-6,6***

*** Sig. al 99%, ** al 95% y * al 90%

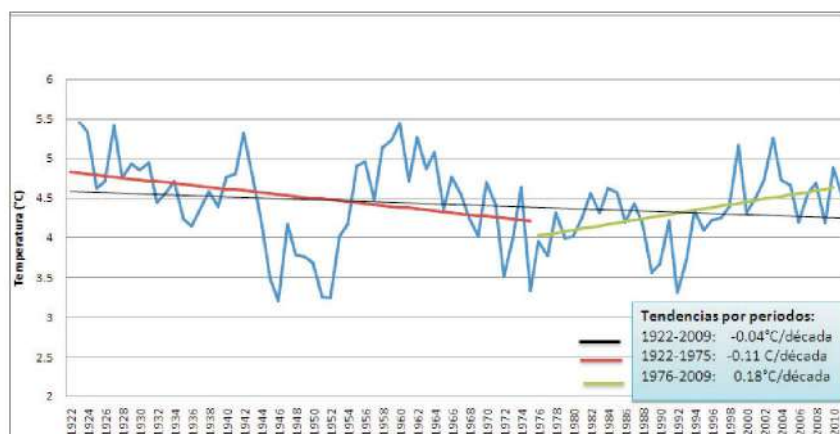


Figura 2.2 Promedio anual de la temperatura mínima en Huayao. La línea negra indica tendencia para el periodo 1922- 2010, la roja para 1922-1975 y la verde para 1976-2010. Fuente: IGP.

Precipitación

Para el periodo 1922-2010, las precipitaciones presentan tendencias negativas en las lluvias de hasta 4,33 mm/ década (-2,3 %/década) en otoño, seguido por -2,81 mm/década en primavera y a nivel anual de -2,82 mm/ década (Figura 2.3); durante este periodo las tendencias no son estadísticamente significativas, excepto para el otoño que indica una reducción de la precipitación del 2,3%/década (Tabla 2.1).

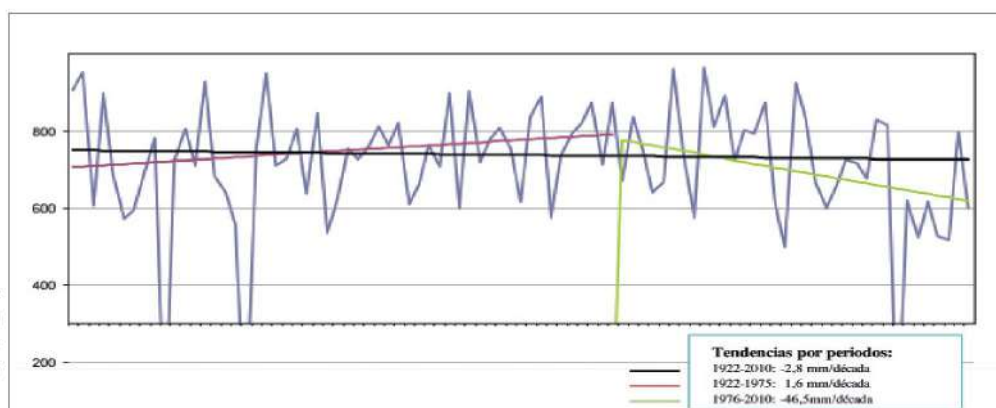


Figura 2.3 Acumulado anual de precipitación en Huayao. La línea negra indica tendencia para el periodo 1922-2010, la roja para 1922-1975 y la verde para 1976-2010. Fuente: IGP.

Para el periodo 1922-1975, las tendencias son positivas tanto a nivel anual (16,04 mm/década o 2,1 %/década) como en verano (2,8 %/década) con una significancia al 95 y 90% respectivamente. Para la temporada de lluvias (setiembre-abril) la tendencia es 13,13 mm/década, pero sin significancia estadística.

Las precipitaciones presentan tendencias negativas más dramáticas para el periodo 1976-2010, como se puede apreciar en la Tabla 2.1; a nivel anual la tendencia es de -46,46 mm/década, lo que representa una reducción de las precipitaciones de 6,1%/década con respecto al periodo base 1971-2000. Asimismo, para la temporada de lluvias, las tendencias son de -46,25 mm/década, es decir -6,6%/década (Tabla 2.1).

Conclusiones

El promedio anual de la temperatura máxima del aire presenta una tendencia positiva de 0,12°C/década para el periodo 1922-2010, valores similares se presentan también en todas las estaciones del año, siendo estas estadísticamente significativas. Las tendencias positivas se han incrementado notablemente después de 1976, observándose hasta +0,28°C/década en invierno y 0,24°C/década a nivel anual y en el otoño.

Las temperaturas mínimas del aire presenta una ligera tendencia negativa significativa en invierno y primavera (0,08 y 0,07°C/década) para el periodo 1922-2010, sin embargo al igual que la temperatura máxima, para el periodo 1976-2010 presenta tendencias positivas de hasta 0,30°C/década en otoño, pero sin significancia estadística.

La precipitación para el periodo 1922-2010, presenta ligeras tendencias negativas a nivel anual, sin embargo para el otoño la tendencia es de 2,3 %/década. Para el periodo 1976-2010 la tendencia es de hasta -10,3% en el otoño, -7,6%/década en primavera y de -5,1 %/década en el verano y -6,6% para el periodo de lluvias (setiembre-abril).

Este artículo puede ser citado como: Silva, Y., y G. Trasmonte (2012): "Tendencias en las lluvias y temperaturas del valle del Mantaro", en Eventos meteorológicos extremos en el valle del Mantaro, Instituto Geofísico del Perú.

Tendencias en los extremos climáticos del valle del Mantaro

Yamina Silva y Grace Trasmonte

Introducción

El IPCC (2001, 2007) ha definido como extremo meteorológico aquel valor (de cualquier variable meteorológica) que raramente ocurre en un lugar y en un tiempo. El término “raro” puede tener diversas concepciones, sin embargo normalmente se consideran valores extremos si son iguales o están por debajo del percentil 10, o si son iguales o están por encima del percentil 90 de su distribución acumulada de probabilidades, es decir, los valores extremos se encuentran entre el 10% de los valores más bajos o más altos del total de valores que puedan ocurrir.

Los extremos meteorológicos son importantes para ser estudiados porque están asociados a los mayores impactos adversos a la sociedad (PNUD, 2010). Ya desde el tercer informe del IPCC (2001) se expresó que “donde aumente la intensidad y/o frecuencia de los fenómenos meteorológicos extremos, aumentará el costo económico y social de estos fenómenos, y estos aumentos serán sustanciales en las zonas afectadas directamente.”

Existe por lo tanto interés en uniformizar los métodos de evaluación de este tipo de eventos. Con este motivo, se formó un equipo de expertos del CCI/CLIVAR/JCOMM sobre “Índices de extremos climáticos para monitorear y detectar el cambio climático “ (ETCCDMI, por sus siglas en inglés), que recomienda el cálculo de índices básicos. Para ello se han desarrollado algunos programas, como el CLIMDEX, realizado por el equipo de investigación climática del Servicio Meteorológico de Canadá.

En este trabajo, se utilizan los principales índices propuestos en el CLIMDEX (y otros adicionales considerados de importancia para la zona) para analizar las variaciones en los extremos climáticos en el valle del Mantaro, utilizando como fuente básica casi noventa años de datos diarios de la estación de Huayao.

Datos y Metodología

Se utilizan datos diarios de lluvias y temperaturas máximas y mínimas de Huayao, desde el 1 enero de 1922 al 31 diciembre del 2010. Se considera como periodo base (climatología) 1971-2000. La totalización de número de casos fue por lo general en año calendario.

Se calcularon en total 14 índices para las temperaturas y 7 para la precipitación, de los cuales 19 (12 de temperaturas y 7 de lluvias) han sido los recomendados por el ETCCDMI, ver Tabla 2.2. Los otros índices incorporados fueron: inicio de temporadas de heladas y la duración de días consecutivos de heladas. El inicio de la temporada de helada corresponde a la fecha en la cual se da la primera helada durante el año calendario, y la duración de días consecutivos se refiere al número de casos por año, en las que se han presentado heladas (0°C) con duraciones variables (de 2 a 3 días, de 4 a 6 días, de 7 a 9 días y de 10 a 12 días).

Para el cálculo de los índices del ETCCDMI, se usó el software RCLIMDEX en R (software libre), dado que los índices propuestos son estándares. Adicionalmente, se utilizaron otros programas como: el SPSS versión 13 para el cálculo de frecuencias anuales de intensidades de temperaturas, y otro desarrollado en MATLAB, proporcionado por Aldo Montecinos (Comunicación personal), que permite calcular el número de eventos por año para cualquier fenómeno dado un umbral determinado, además la duración del evento. Este programa es versátil y fácilmente modificable, que permitió entre otras cosas, analizar los eventos no por año calendario sino por año hidrológico. El CLIMDEX permite realizar un control de calidad y homogenización de los datos. Una versión del mismo se puede obtener en el portal web: <http://ccma.seos.uvic.ca/ETCCDMI/software.shtml>.

Tabla 2.2 Indicadores de extremos de temperaturas y lluvias, según el ETCCDM.

ID	Nombre del Indicador	Definición	Unidad
FDO	Frost days (Días de heladas).	Número de días en un año cuando TN (mínimo diario) < 0°C.	Días
TXx	Max Tmax.	Valor mensual máximo de temperatura máxima diaria.	°C
TNx	Max Tmin.	Valor mensual máximo de temperatura mínima diaria.	°C
TXn	Min Tmax.	Valor mensual mínimo de temperatura máxima diaria.	°C
TNn	Min Tmin.	Valor mensual mínimo de temperatura mínima diaria.	°C
TN10p	Cool nights (Noches frías).	Porcentaje de días cuando TN es menor que el percentil 10.	Días
TX10p	Cool days (Días fríos).	Porcentaje de días cuando TX es menor que el percentil 10.	Días
TN90p	Warm nights (Noches calientes).	Porcentaje de días cuando TN es mayor que el percentil 90.	Días
TX90p	Warm days (Días calientes).	Contaje anual de días con por lo menos 6 días consecutivos en que TX es mayor que el percentil 90.	Días
WSDI	Warm spell duration indicator (Indicador de la duración de periodos calientes).	Contaje anual de días con por lo menos 6 días consecutivos en que TX es mayor que el percentil 90.	Días
CSDI	Cold spell duration indicator (Indicador de la duración de periodos fríos).	Contaje anual de días con por lo menos 6 días consecutivos en que TN es menor que el percentil 10.	Días
DTR	Diurnal temperature range (Rango diario de temperatura).	Diferencia media mensual entre TX y TN.	°C
RX1day	Max 1-day precipitation amount (Cantidad Máxima de precipitación en un día).	Máximo mensual de precipitación en 1 día.	mm
Rx5day	Max 5-day precipitation amount (Cantidad Máxima de precipitación en 5 días).	Máximo mensual de precipitación en 5 días consecutivos.	mm
SDII	Simple daily intensity index (Índice simple de intensidad diaria).	Precipitación anual total dividida para el número de días húmedos mm/día (definidos por PRCP mayor o igual que 1.0mm) en un año.	mm/día
R95p	Number of heavy precipitation days (Número de días con precipitación intensa).	Número de días en un año en que PRCP mayor o igual que 10,7mm (Percentil 95).	Días
R99p	Number of very heavy precipitation days (Número de días con precipitación muy intensa).	Número de días en un año en que PRCP mayor o igual a 20,8mm (Percentil 99).	Días
CDD	Consecutive dry days (Días secos consecutivos).	Número máximo de días consecutivos secos (con RR < 1mm).	Días
CWD	Consecutive wet days (Días húmedos consecutivos).	Número máximo de días consecutivos húmedos (con RR mayor o igual a 1mm).	Días

Resultados

Temperaturas Máximas y Mínimas Extremas

a) Días cálidos (Tx90p)

En las temperaturas máximas se observa —desde mediados de los años ochenta— un fuerte incremento del número de días cálidos extremo (Tx90p). Es decir, los eventos que superan el percentil 90 —el 10% de temperaturas más cálidas con respecto al período base 1971-2000 (ver Figura 2.4)— ocurren al menos 10 eventos de días cálidos por año, hasta el valor histórico de 36 eventos (días) ocurrido el 2010. Es de anotarse que la Organización Mundial de Meteorología (2011) ha declarado al año 2010 como el más cálido, a nivel mundial, del que se tiene registro desde 1880.

La tendencia promedio desde el año 1922 al 2010, es de un día por década, pero si se considera sólo el periodo 1976-2010, la tendencia promedio se ha duplicado (+2,3 días/ década).

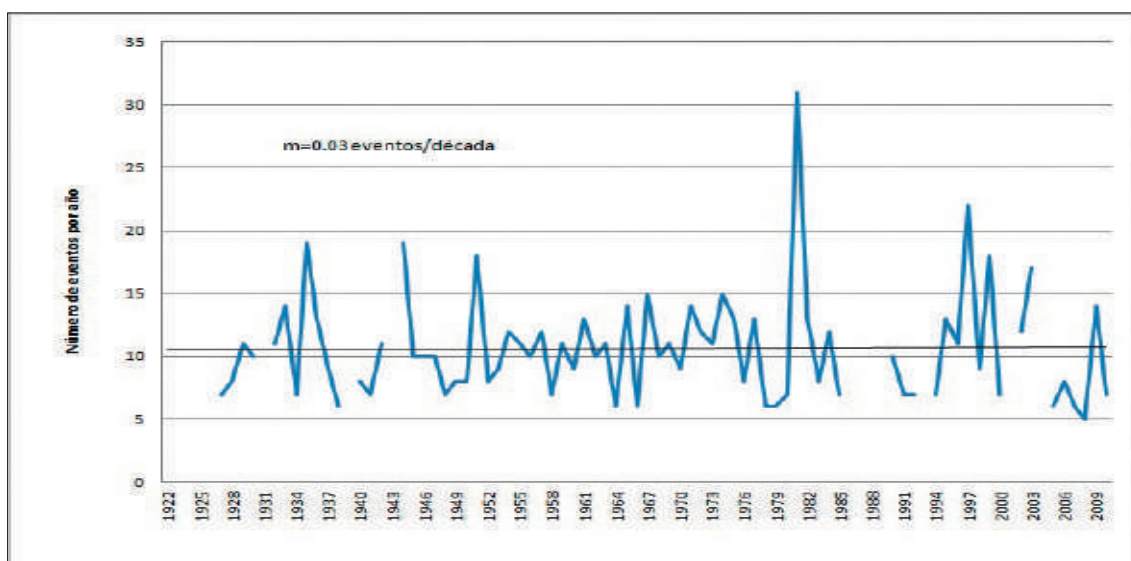


Figura 2.4 Tendencia (m) del número de días cálidos (TX 90p) por cada 10 años (días/ década) en Huayao. (+) Indica incremento (-) Indica disminución. Fuente de datos: IGP.

b) Días fríos (Tx10p)

En contraposición a lo que ocurre con los días cálidos, el número y porcentaje de días fríos (Tx10p) por año ha ido disminuyendo, especialmente a partir de fines de los años ochenta. En todo el periodo de registro, la razón de cambio es -2% de días fríos por década, valor que es estadísticamente significativo.

c) Noches cálidas (Tn90p)

No se observa una tendencia definida en este indicador. En general han habido periodos con un mayor o menor número de noches cálidas, por ejemplo, entre los años cuarenta e inicios de los cincuenta, entre mediados de los sesenta y los setenta, así como, en los ochentas, se han observado poca frecuencia de eventos con noches cálidas; y por el contrario entre los años veinte y treinta, cincuenta e inicios de los sesenta, y desde finales de los noventa al 2010, se observaron mayor frecuencia de eventos con noches cálidas, con máximos en 1958 y 1998, en éstos años ocurrieron los eventos El Niño.

d) Heladas (FD0, FD5)

Frecuencia

Se ha evaluado la evolución de la frecuencia de heladas por año calendario (total anual, de enero a diciembre), periodo húmedo (total de setiembre a abril), periodo seco (total de mayo a agosto) y durante el pico de la estación de lluvias (enero a marzo), encontrándose una tendencia de incremento del número de días con heladas de intensidades menores o iguales a 5°C (Figura 2.5) , hasta +2,9 días de heladas/década (total anual), valor similar a lo encontrado para Huayao en el estudio del IGP (2005b), utilizando información del periodo 1950 al 2002. En el caso de las heladas con temperaturas < 0°C, también se observa una tendencia positiva, aunque mucho más ligera (hasta +0,8 días de heladas/década, para total anual y temporada de estiaje).

Además, cabe resaltar que a partir del año 1976 —cuando ocurre el llamado “shift climático”— las tendencias para todos los periodos analizados son mayormente negativas, es decir, la frecuencia de heladas disminuye — para ambas intensidades— hasta un máximo de -3,3 días con heladas por década (total anual) para las heladas con temperaturas < 5°C, y de -4,4 días de heladas/década (total anual y periodo seco) en las < 0°C. Este resultado es similar a lo obtenido por el SENAMHI (2007) para el valle del Mantaro para el periodo 1965-2005.

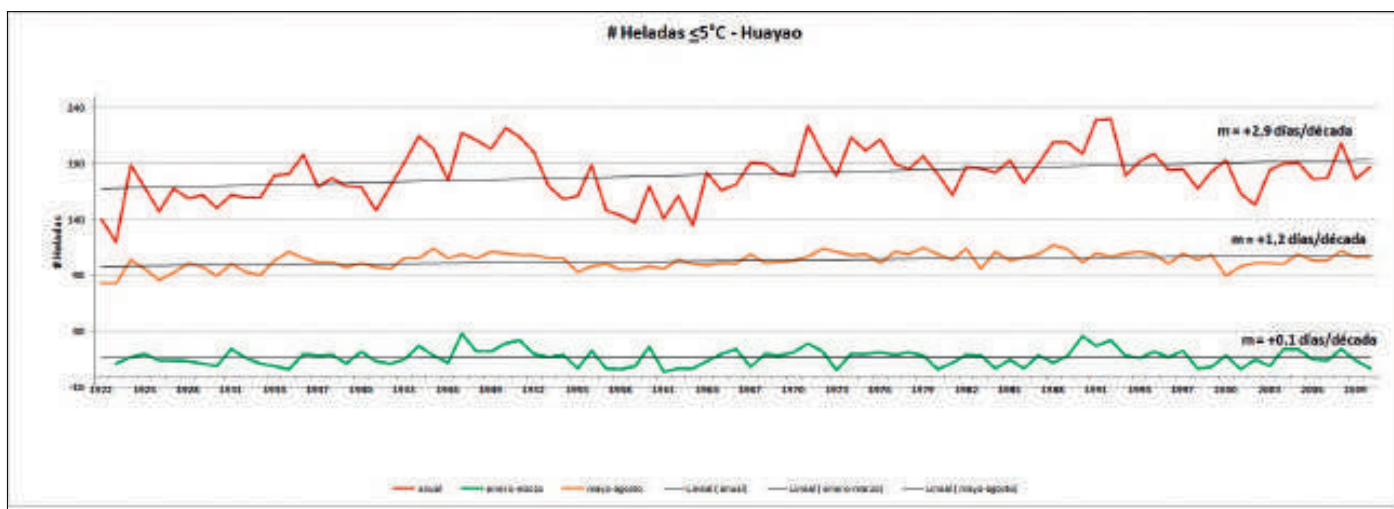


Figura 2.5 Evolución de la frecuencia de heladas por año calendario (total anual, de enero a diciembre), periodo húmedo (total de setiembre a abril), periodo seco (total de mayo a agosto) y durante el pico de la estación de lluvias (enero a marzo).

Intensidad

Similar a lo obtenido en el estudio PROCLIM (IGP, 2005b), no se encontró ninguna tendencia o variación persistente en cuanto al valor más bajo de temperatura a nivel anual y mensual. Es decir, no se observa variación en la intensidad de las heladas, sino que hasta la fecha los valores más fuertes se han dado aleatoriamente, o en algunos ciclos de varios años. El valor de la temperatura más baja registrada en Huayao es $-10,2^{\circ}\text{C}$, que se dio en julio de 1974 durante un periodo frío que predominó en la década de los setentas.

Inicio de la temporadas de heladas

Para las heladas de intensidad menor o igual a 0°C se encontró que, entre las décadas del 20 y 50, las primeras heladas se presentaban sólo entre abril y junio, pero a partir de 1960 éstas pueden iniciarse entre mediados de febrero y fines de marzo (Figura 2.6). Para todo el periodo (1922-2010) se ha obtenido una tendencia negativa, indicando que, durante las últimas 5 décadas, la primera helada del año se está presentando más temprano. En el caso de las heladas menores o iguales a 5°C no se ha encontrado alguna variación significativa en su fecha de inicio, presentándose normalmente la primera helada de esa intensidad entre la primera y tercera semana de enero.

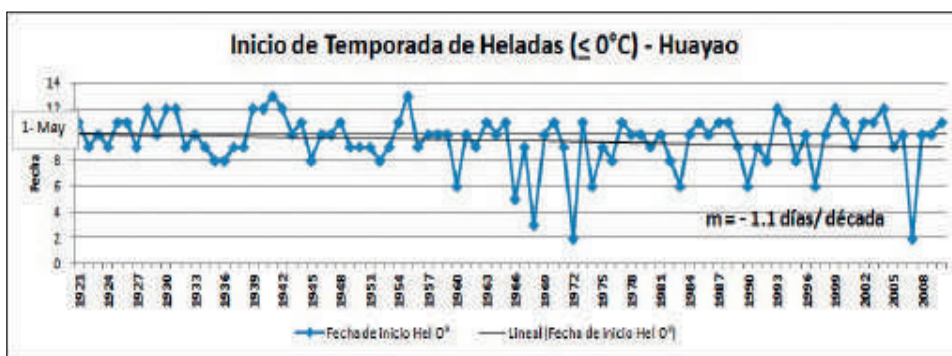


Figura 2.6 Tendencia (m) en el inicio de la temporada de heladas de intensidad $< 0^{\circ}\text{C}$ en Huayao por cada diez años. (+) Indica incremento, (-) Indica disminución. Fuente de datos: IGP.

Duración por días consecutivos de heladas

En cuanto a la duración por días consecutivos de heladas, para las intensidades entre 5° y 0°C , es relativamente frecuente que cada año se presenten heladas con duración de una semana a más (en este caso hasta 10 a 12 días consecutivos).

Para intensidades inferiores a $-2,5^{\circ}\text{C}$, se puede esperar duraciones más o menos frecuentes hasta de 4 a 6 días y son escasos los eventos de duraciones mayores. En este caso, no se ha encontrado ninguna tendencia significativa en la duración consecutiva de heladas entre los años 1922 al 2010, ni en el periodo 1976 al 2010, para las diferentes intensidades consideradas (Figura 2.7).

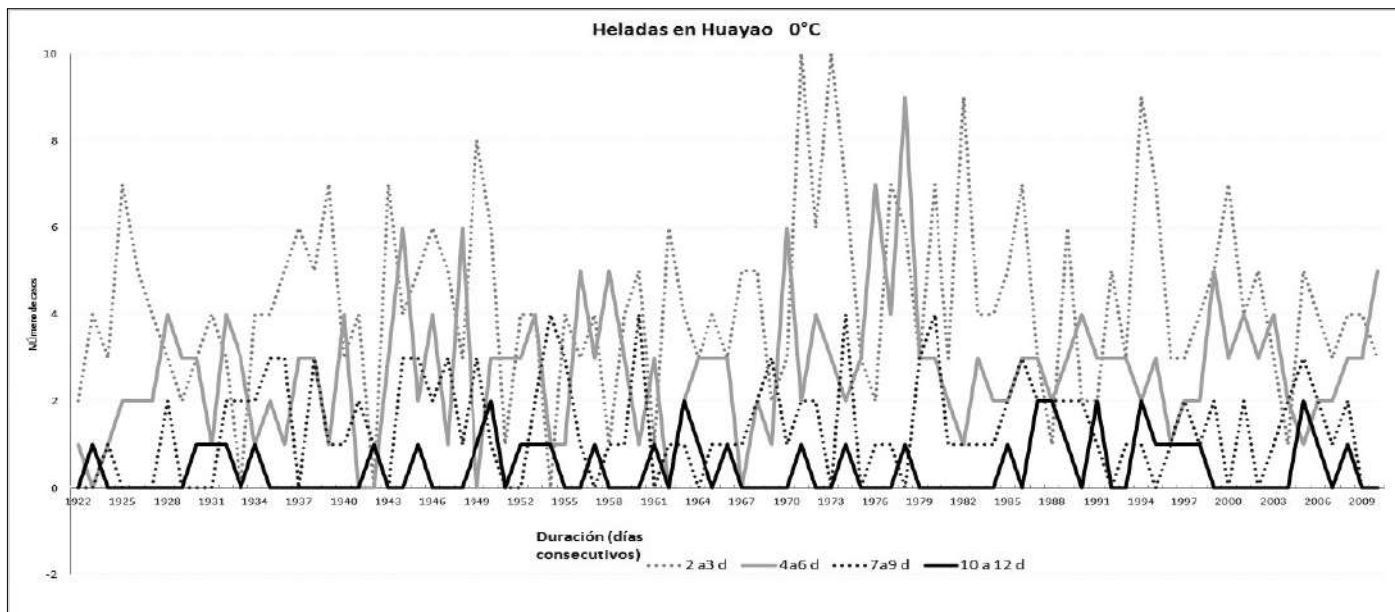


Figura 2.7. Variación del número de días con heladas $< 0^{\circ}\text{C}$ por año, con duraciones de 2 a 3 días (línea ploma punteada), de 4 a 6 días (línea ploma continua), 7 a 9 días (línea negra punteada) y 10 a 12 días (línea negra continua) consecutivos en Huayao. Fuente de datos: IGP.

e) Intensidades máximas de temperaturas (TXx, TXn, TNx, TNn)

Desde inicio de los años 20 hasta fines del 2000, la variación de las temperaturas mínimas diarias más bajas que se presentaron por cada año, nos indica una casi nula tendencia ($-0,03^{\circ}\text{C}/\text{década}$). Similar situación se encontró para las temperaturas máximas diarias más altas por año, donde se encontró una tendencia también cerca a cero ($0,01^{\circ}\text{C}/\text{década}$).

f) Duración de periodos cálidos (WSDI)

Este indicador que nos da el número de días al año que sobrepasa el percentil 90 del periodo base, siempre y cuando sean grupos de 6 a más días consecutivos, nos indica que se ha incrementado significativamente el número de días de periodos calientes desde 1980 al 2010, presentándose el máximo histórico el 2010, con una duración de 38 días. La razón de variación encontrada fue de $+0,66$ días/ década (Figura 2.8).

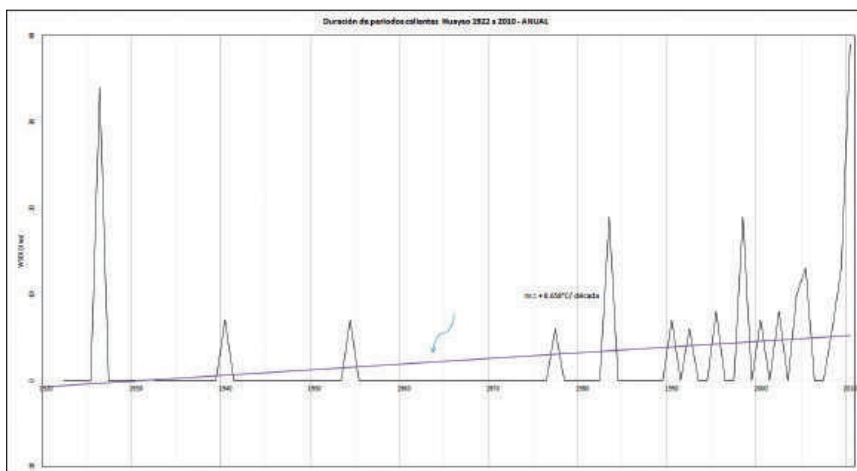


Figura 2.8 Variación del número de días cálidos (mínimo seis días consecutivos) en Huayao. Periodo: 1922- 2010. Fuente: IGP.

g) Duración de periodos fríos (CSDI)

En este caso, por el contrario, la duración (en días) por año presentó una ligera tendencia de disminución (no significativa), con valor igual a cero desde 1922 al 2010. El año con mayor duración de periodos fríos fue 1946, con 31 días.

h) Rango térmico (DTR)

El rango térmico diario es la diferencia de la temperatura máxima y la temperatura mínima diaria, durante el periodo 1922-2010, éste se ha incrementado a razón de 0,15 °C/década, esto debido principalmente al aumento de las temperaturas máximas.

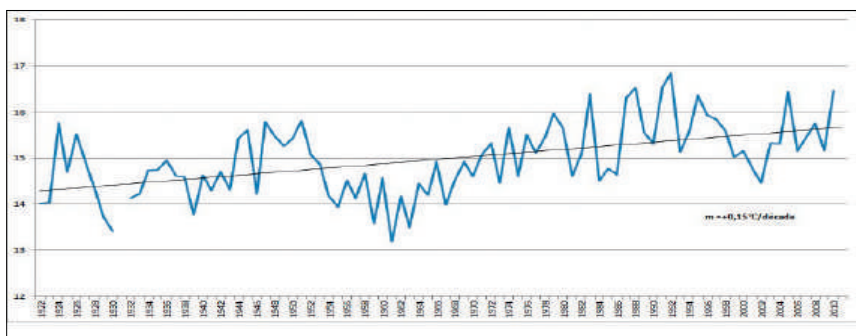


Figura 2.9 Variabilidad interanual y tendencias en el rango térmico diario en Huayao. Periodo 1922-2010. Fuente: IGP.

Lluvias Extremas

Las tendencias negativas en la precipitación

total anual en el valle del Mantaro, así como en la estación de Huayao, han sido reportadas en otros estudios (Silva et al, 2010; Silva y Trasmonte, 2012), lo que nos indica que si hay cambios en los valores medios probablemente se den también en los valores extremos.

a) Máximo mensual de precipitación en 1 día (Rx1day)

Este índice proporciona información sobre la máxima precipitación acumulada en un día por mes. En la Figura 2.10 (barra de color azul) se puede observar que los meses donde se presentan las lluvias más extremas (superiores a 45 mm en un día) son desde diciembre a marzo. Puede verse también que en los meses de julio y agosto, a pesar de estar en el periodo de estiaje, se presentan precipitaciones superiores a 30mm por día. Analizando la serie de tiempo de este índice, a nivel mensual, encontramos que para los meses febrero y abril hay una tendencia de aumento de eventos con lluvias máximas en un día, mientras que en el resto de los meses la tendencia es negativa, principalmente en noviembre y marzo (figuras no mostradas).

La máxima precipitación acumulada en 5 días (barras rojas en la Figura 2.10), se presentan principalmente durante el pico de la estación de lluvias (enero-marzo) y éstos valores superan los 90mm en 5 días por mes, mientras que durante el inicio de la temporada de lluvias (setiembre a diciembre) superan los 60mm en 5 días.

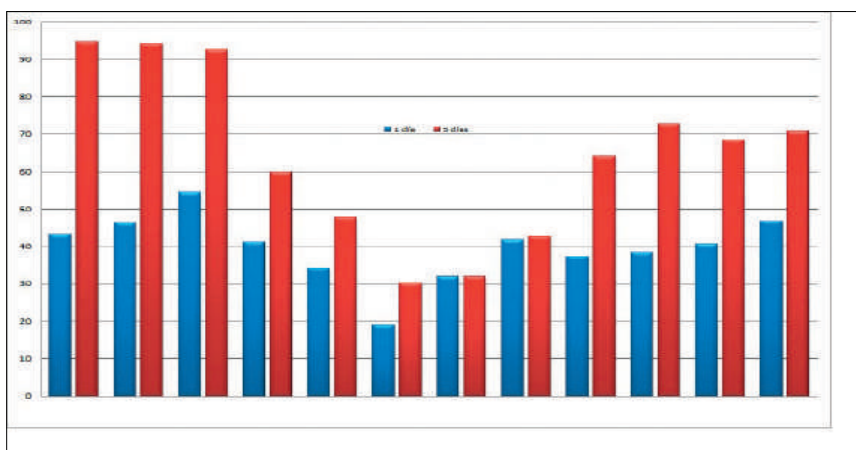


Figura 2.10 Valores máximos de precipitación acumulada (mm) en 1 día (barras azul) y 5 días (barras rojo) para Huayao, periodo 1922-2010. Fuente IGP.

En cuanto a las tendencias, se observa que los máximos de precipitación en 5 días, tienen una tendencia positiva en los meses de febrero, abril y agosto, del orden de 0,3 mm en 5 días por década. Mientras que en los meses de mayo y noviembre la tendencia es marcadamente negativa (-0,78 y -0,58 mm en 5 días por década), lo que indicaría la disminución de eventos con lluvias intensas en estos meses.

Marzo y junio presentan también tendencias negativas del orden de -0,4 mm en 5 días por década y el resto de los meses las tendencias varían entre positivo y negativo, pero valores muy pequeños y sin significancia.

c) Índice simple de intensidad de precipitación diaria (SDII)

El SDII se calcula como la precipitación anual total dividida entre el número de días húmedos en un año, considerando como un día húmedo cuando la precipitación diaria es igual o mayor a 1mm. La Figura 2.11 indica que para el periodo 1922-2010 la tendencia de la intensidad de la precipitación es prácticamente cero (-0,04mm/día por década), sin embargo puede verse en el gráfico que hay una significativa disminución de la intensidad de lluvia desde mediados de la década de los setenta, aumentando en 10 veces la tendencia (- 0,4 mm diario por década, línea verde en la figura). Para el periodo 1922-1979, en promedio, la intensidad de la precipitación era de 5,9mm/día y para el periodo 1980-

2010 es de 5,7 mm/día, observándose una ligera disminución de 0,2mm/ día.

d) Número de días con precipitación intensa (R95p)

Para el análisis de la variabilidad y las tendencias en la ocurrencia de precipitaciones intensas, se utiliza como valor umbral el percentil 95 (lluvias en el 5% de valores más altos que se han presentado). Debido a la ausencia de datos en los primeros años de la década de los años 20, para el análisis decadal no se considera esta década. En promedio por año ocurren 18,3 eventos de lluvias intensas, sin embargo la cantidad de estos eventos tiene alta variabilidad interanual y decadal, como se observa en la Figura 2.12. La década de los ochenta ha tenido el mayor número de eventos lluviosos (22,7 eventos en promedio), pero solo en el año 1931 se dieron 31 eventos, siendo el record histórico en todo el periodo analizado.

Después del pico en la década de los ochenta se observa una reducción significativa en la década de los noventa y más drásticamente en la última década, registrándose en promedio solo 14,3 eventos entre los años 2000 al 2010 (Tabla 2.3). La tendencia lineal indica una disminución de 1,6 días de eventos con lluvias intensas por década.

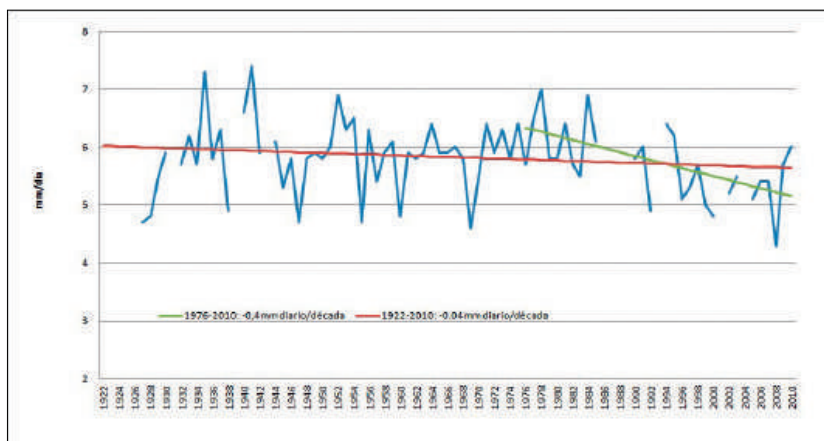


Figura 2.11 Índice simple de intensidad de precipitación diaria a nivel anual (mm/día) en Huayao y su tendencia, periodo 1922-2010 y 1976-2010. Fuente: IGP.

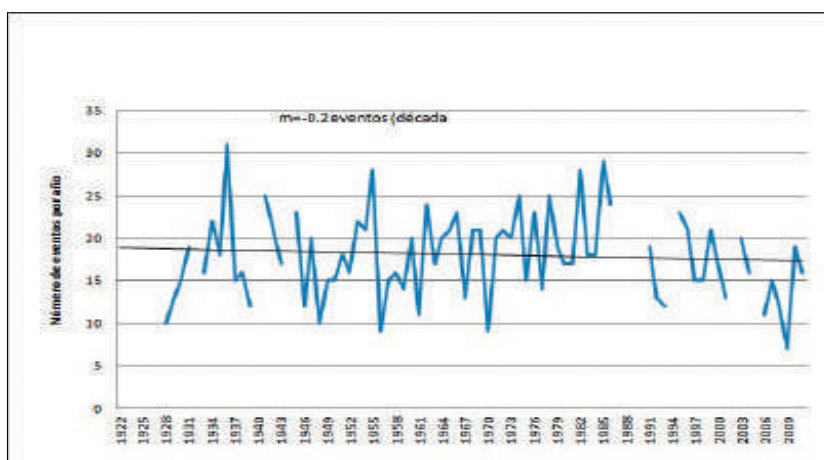


Figura 2.12 Número de eventos con precipitación intensa (>p95) para Huayao, periodo 1922-2010. Fuente IGP.

e) Número de días con precipitación muy intensa (R99p)

Utilizando el mismo criterio para el análisis de la variabilidad y las tendencias en la ocurrencia de precipitaciones intensas (R95p), se usa como valor umbral el percentil 99 del Huayao, periodo 1922-2010, para identificar los eventos de precipitaciones muy intensas (el 1% de casos de lluvias presentadas). En promedio se presentan 3,6 casos por año, siendo la década de los setenta cuando se registró la mayor cantidad de eventos (4,3 eventos) y la década de los dos mil, cuando se registró el mínimo de eventos (2,7), ver Tabla 2.3. La tendencia es de -0,24 días/ década, pero sin significancia estadística.

Tabla 2.3 Promedio por décadas del número de eventos con precipitación intensa (>P95 R95p) y muy intensa (>P99 R99p) para Huayao, periodo 1922-2010.

	1930	1940	1950	1960	1970	1980	1990	2000
R95	18,6	17,6	17,9	18,0	19,9	22,7	17,3	14,3
R99p	3,9	3,8	3,2	3,9	4,3	4,0	3,0	2,7

Fuente de datos IGP.

g) Días húmedos consecutivos (CWD)

Con respecto a los días húmedos consecutivos (CWD), en promedio se registran 10,6 días por año, con una desviación estándar de 4,2 días. Los años con mayor frecuencia de días húmedos consecutivos fueron: 1981 con 31 días y 1997 con 22 días. La tendencia para este índice es ligeramente positiva (0,03 días por década).

f) Días secos consecutivos (CDD)

Los días secos consecutivos (CDD) más largos se dieron en el año 1945 con 120 días, seguido por el año 1961 y 1944 con 85 y 83 días respectivamente. En promedio se tienen 44,2 días secos consecutivos al año, con una desviación estándar de 18,5 días. Existe una ligera tendencia negativa (-0,18 días por década), pero sin significancia estadística.

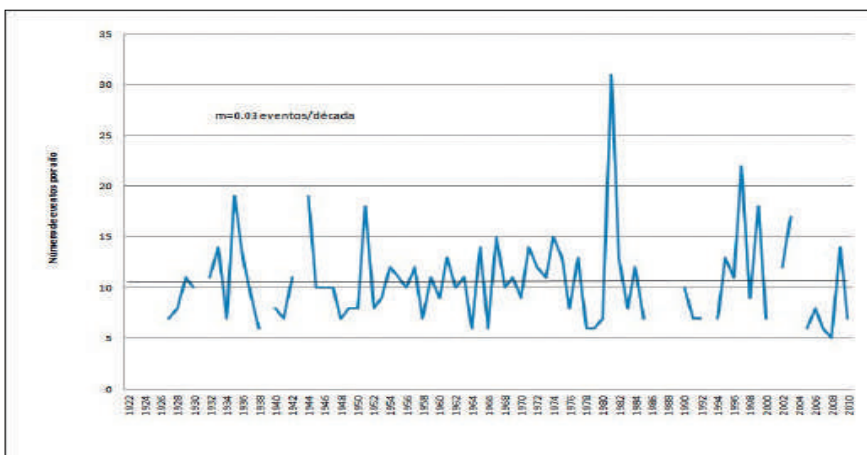


Figura 2.13 Número de días húmedos consecutivos para Huayao, periodo 1922-2010. Fuente: IGP.

Tabla 2.4 Tendencias en los principales extremos en temperaturas y lluvias de Huayao. Periodo 1922-2010.

Variable	Unidad	Tendencia Unidad/década	Nivel de confianza
Días de heladas FDO	días	0,94	*
Días fríos TX10p	Porcentaje de días	-1,15	***
Días calientes TX90p	Porcentaje de días	1,09	***
Noches frías TN10p	Porcentaje de días	0,26	*
Duración de periodos calientes WSDI	días	0,66	**
Rango diurno de temperatura DTR	°C	0,15	***
Máximo mensual de precipitación en 1 día Rx1day	mm	-0,08	-
Máximo mensual de precipitación en 5 días Rx5day	mm	-0,83	*
Índice simple de intensidad diaria de precipitación SDII	mm/día	-0,04	*
Número de días en un año en que la precipitación supera el percentil 95 (10,7mm) R95p	días	-1,6	-
Número de días en un año en que la precipitación supera el percentil 99 (10,7mm) R99p	días	-0,24	-
Número máximo de días secos consecutivos CDD	días	-0,18	-
Número máximo de días húmedos consecutivos CWD	días	0,03	-

* 90 % de confianza, ** 95% de confianza, *** 99% de confianza

Conclusiones

- Se ha incrementado significativamente el número de días calientes, la duración de los periodos calientes y el rango térmico diario (diferencia entre la temperatura máxima y mínima del aire).
- En el caso de las temperaturas mínimas se puede esperar el inicio más temprano de la temporada de heladas (temperaturas menores o iguales a 0°C), inclusive en algunos casos —durante la época de máximas precipitaciones (enero-marzo)— no se observa una tendencia clara de variación en los valores extremos anuales y estacionales de las temperaturas máximas y mínimas, sino una generalizada tendencia de disminución del número de heladas a partir de mediados de los años setenta hasta la fecha además, no se ha encontrado tendencias significativas en la duración consecutiva de días de heladas .
- En general, se observa en el valle un incremento de las condiciones cálidas, mucho más marcado en las temperaturas máximas que en las mínimas, siendo el 2010 el año que registró el mayor número de días cálidos.
- En cuanto a las precipitaciones, se observa que la intensidad de la precipitación diaria para el periodo 1922-2010 prácticamente no presenta tendencia, mientras que para el periodo 1976-2010 hay una tendencia de -0,4mm diario por década.
- El máximo de precipitación en un día, presenta para los meses de febrero y abril una tendencia positiva, mientras que en el resto de los meses la tendencia es negativa, principalmente en noviembre y marzo.
- El máximo de precipitación en 5 días presenta una tendencia marcadamente negativa en los meses de marzo, mayo y noviembre; mientras que febrero, abril y agosto presentan tendencias positivas.
- Se observa también una disminución del número de días con lluvias intensas y muy intensas (igual o mayor que el percentil 90 y 95 respectivamente), del orden de 1,6 y 0,24 días por década con lluvias de esas intensidades. Esta reducción se acentúa en la década de los noventa y dos mil.

Inicio de temporada de lluvias en el valle del Mantaro

Yamina Silva y Kobi Mosquera

Introducción

El inicio de la temporada de lluvias es un tema que siempre genera incertidumbre. La percepción de la población es que existe un corrimiento en la fecha de inicio de las lluvias, siendo las actividades agrícolas las más perjudicadas, principalmente aquella que se desarrolla a secano. Tradicionalmente, la fiesta de San Lucas, que se celebra el 18 de octubre, se relaciona con el inicio de siembra (Tillmann, 1997) en el valle del río Mantaro, sin embargo en los últimos años la siembra se ha realizado en fechas posteriores e incluso a fines de noviembre, como es el caso de la campaña agrícola 2011/2012 debido al retraso en el inicio de la temporada de las lluvias. Por ello se hace necesario conocer la variabilidad y las tendencias en la fecha de inicio de las lluvias en el valle del río Mantaro, ya que este conocimiento permitirá identificar los cambios que han ocurrido en el pasado y podría ayudar a proyectarse en el futuro cercano y planificar mejor las actividades agrícolas del valle y otras actividades relacionadas a la temporada de lluvias.

El objetivo del presente estudio es identificar las variaciones y tendencias en las fechas de inicio de la temporada de lluvias en el valle del río Mantaro, tomando como referencia la estación de Huayao con datos desde el año 1921.

Datos y Metodología

En el presente estudio se utilizan principalmente los datos de la estación de Huayao —debido a que cuenta con la serie más larga de datos— sin embargo a fin de evaluar si esta variabilidad se observa también en otras zonas del valle, se analizan datos de otras cuatro estaciones, aunque la longitud de las series son variables (Tabla 2.5). La ubicación de las estaciones se presenta en el Mapa 3.

Tabla 2.5 Relación de estaciones y periodo de datos utilizados.

Huayao	Ingenio	Jauja	Santa Ana	Viques
1921-2010	1964-2010	1960-2010	1992-2010	1989-2010

Fuente: IGP, SENAMHI

Definición de inicio de temporada de lluvias

Lamentablemente no existe un único criterio para definir la fecha de inicio de las lluvias. Por ejemplo, una manera de definir es el propuesto por Marengo et. al. (2001), donde define como inicio de temporada de lluvias a la fecha en la que la precipitación, para el caso particular de Brasil, es mayor a los 4 mm/día. Esto, siempre y cuando, seis pentadas (5 días consecutivos) —de las ocho anteriores a la fecha en cuestión— no superen los 3,5 mm/día. También considera que seis pentadas —de las 8 siguientes— superan los 4,5 mm/día.

Existen estudios previos desarrollados en el IGP (2005) donde se analiza la variabilidad de la fecha de inicio de la lluvia, definiendo esta como los acumulados de 50, 100, 200 y 300 mm, empezando el 1 de julio.

En el presente estudio, para la identificación de la fecha de inicio de las lluvias en el valle del río Mantaro, se toma como referencia el acumulado de lluvias que coincide con la fecha de remoción de la tierra para la siembra del tarwi en la Estación Experimental Agraria (EEA) de San Ana del INIA. Los datos de la fecha de siembra del tarwi, para el periodo 1990-2007, fueron proporcionados por el INIA y los datos de Santa Ana y otras estaciones meteorológicas del valle fueron proporcionadas por el SENAMHI.

Por consiguiente, la fecha de inicio de lluvias en el valle del río Mantaro se define en base a la fecha en la cual el suelo está suficientemente húmedo y que permite la remoción de la misma para la siembra del tarwi en la EEA San Ana del INIA.

A fin de lograr mejor consistencia con los resultados sobre el inicio de la temporada de lluvias, se procesaron los datos de otras estaciones del valle: Huayao, Jauja, Viques, Santa Ana e Ingenio, considerando el periodo total de datos de cada estación y un periodo común 1992-2010 a fin de comparar entre las estaciones. Para obtener el valor umbral en las otras estaciones, se utiliza el percentil 25 del acumulado entre julio y octubre. El valor del P25 de la precipitación en la estación de Santa Ana es el que más se aproxima al umbral obtenido, utilizando las fechas de remoción de la tierra.

Fecha en la que se remueve la tierra

Para obtener el valor umbral, se acumula las lluvias de la estación meteorológica de Santa Ana desde el 1ro de julio y evalúa el valor obtenido para las fechas donde se removi6 la tierra en cada a6o (Tabla 2.6).

Resultados

Se calcul6 la precipitaci6n acumulada desde el 01 de julio hasta la fecha en la que se removi6 la tierra para sembrar el tarwi, obteni6ndose que en promedio se acumula una precipitaci6n de 127,3 mm y 78 mm como el valor m6nimo (Figura 2.14). Como puede verse en esta figura, tanto la fecha de remoci6n de la tierra como la lluvia acumulada tiene gran variabilidad interanual. Tomando como valor de referencia 78mm en Santa Ana, se calculan los umbrales en las otras estaciones utilizando el percentil 25 del acumulado de precipitaci6n desde julio a octubre.

En la Tabla 2.7 se muestran los valores del promedio para el periodo julio-octubre y sus respectivos percentiles para las cinco estaciones del valle, observ6ndose que la diferencia entre el percentil 10 y 25 es importante para todas las estaciones del valle y que el percentil 25 presenta valores alrededor de los 80 mm, cantidad m6nima de lluvia necesaria para la siembra del tarwi en el valle.

Tabla 2.6 Fechas en las cuales se removi6 la tierra antes de sembrar la semilla del tarwi en la Estaci6n Experimental de Santa Ana, INIA.

D6a	Mes	A6o
24	Octubre	1990
25	Octubre	1991
10	Noviembre	1992
21	Noviembre	1997
16	Octubre	1998
09	Noviembre	1999
23	Octubre	2000
22	Octubre	2001
04	Noviembre	2002
22	Noviembre	2004
18	Noviembre	2005
18	Octubre	2006
08	Noviembre	2007

Fuente: EEA Santa Ana, INIA.

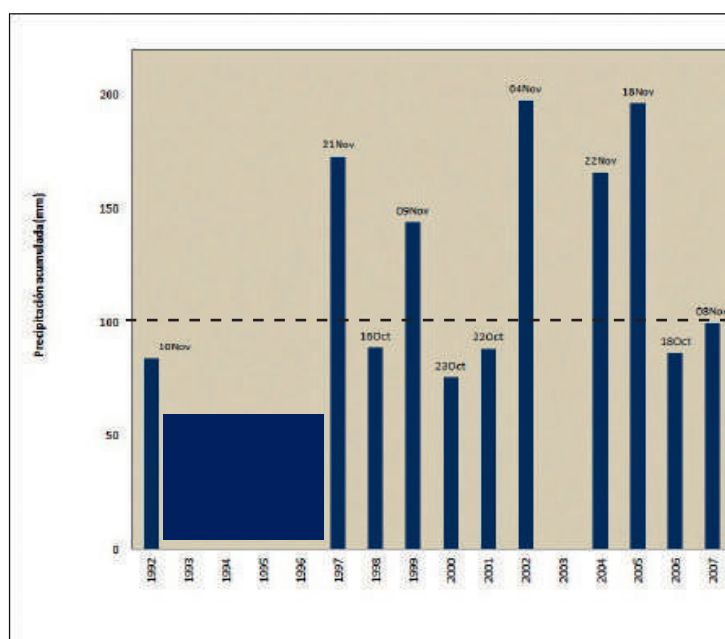


Tabla 2.7 Valores de la precipitaci6n acumulada (mm) para los meses de julio a octubre (JASO) y sus percentiles para diferentes periodos.

	Huayao	Ingenio	Jauja	Santa Ana	Viques
Periodo	1921-2010	1964-2010	1960-2010	1992-2010	1989-2010
Prom JASO	132.6	102.5	102.0	107.3	122.4
P10	88.6	32.4	56.3	65.5	63.8
P25	99.5	78.1	76.1	88.7	87.2
P50	129.4	109.2	96.8	102.0	116.4
P75	154.2	135.2	129.9	128.7	144.7
P90	188.3	158.4	154.7	143.3	189.3
Total anual	735.9	723.5	661.6	658.7	658.5

Figura 2.14 Precipitaci6n acumulada desde el 01 de julio de cada a6o hasta la fecha en la que se removi6 la tierra para sembrar las semillas del tarwi. La l6nea negra horizontal de 127.3 indica el promedio de la precipitaci6n acumulada de todos los a6os de nuestro gr6fico y la l6nea roja 78 mm, valor m6nimo que se requiri6 para la remoci6n de la tierra (Mosquera, 2010).

Debido a que el periodo de datos de las estaciones del valle es variable, teniéndose por ejemplo la estación de Huayao con casi 90 años de datos y Santa Ana con apenas 19 años, se requiere trabajar con un periodo común a fin de comparar los resultados, por ello se calcularon los percentiles para el periodo común 1992-2010, que se muestran en la Tabla 2.8. La diferencia para la estaciones de Huayao, Ingenio y Jauja que cuentan con más de 40 años de datos, es mínima para el percentil 25, por lo que en el estudio se consideraron los valores umbrales de este percentil para cada estación utilizando el periodo común 1992-2010.

Tabla 2.8 Valores de la precipitación acumulada (mm) para los meses de julio a octubre (JASO y sus percentiles para el periodo común 1992-2010.

	Huayao	Ingenio	Jauja	Santa Ana	Viques
Prom JASO	123,2	93,4	93,8	107,3	115,4
P10	91,2	40,8	60,3	65,5	63,8
P25	95,9	74,2	75,3	88,7	87,2
P50	124,8	86,6	86,3	102,0	101,1
P75	143,1	113,0	115,6	128,7	139,4
P90	166,0	132,5	132,0	143,3	162,4
ANUAL	673,8	636,2	630,9	658,7	639,8

En la Tabla 2.9 se muestran los resultados de las fechas en las cuales las precipitaciones acumularon los valores umbrales para la década de 2000-2010 y 1970-1980 a fin de calcular la diferencia e identificar los retrasos o adelantos de la fecha de inicio de las lluvias.

Para el caso de la estación de Huayao y Viques, para el periodo indicado, se encuentra un retraso de casi 5 días, mientras que las estaciones de Ingenio y Jauja presentan retrasos de 16 y 11,5 días; por otro lado la estación de Santa Ana es la única que presenta adelantos de casi 7 días. Para la estación de Huayao, que cuenta con 90 años de datos se encuentra que, con respecto al periodo 1921-1931, las lluvias se han retrasado en 26,2 días y para la estación de Ingenio, con respecto al periodo 1964- 1974, 22 días. Es importante indicar la fecha de inicio de las lluvias tiene una alta variabilidad espacial y temporal, que va desde 13,5 días en Santa Ana hasta 21,3 días en Ingenio.

Tabla 2.9 Fecha en que las precipitaciones acumulan los valores umbrales para el periodo común 1992-2010.

Estación	Promedio del periodo total	Promedio por periodos				Días de retraso/adelanto periodo actual respecto a:			Desviación estándar (días)
		1921-1931	1964-1974	1970-1980	2000-2010	1970-80	1921-1930	1964-1974	
Huayao	26- oct	10-oct		1 -nov	6 -nov	4,8 de retraso	26,2 de retraso	-	17
Ingenio	24- oct	-	10-oct	16 -oct	2 -nov	16 de retraso	-	22 de retraso	21,3
Jauja	27- oct	-	-	20 -oct	01-nov	11,5 de retraso	-	-	16,4
Santa Ana	25 - oct	-	-	29 -oct *	22 -oct	7 de adelanto	-	-	13,5
Viques	30- oct	-	-	26 -oct **	31 -oct	5 de retraso	-	-	20,1

Si se considera el cálculo de los valores umbrales para la estación de Huayao e Ingenio para todo el periodo de datos, las fechas de acumulado de lluvias para el valor umbral 99,5 mm en Huayao (Tabla 2.7) difieren en un día para Huayao, y los retrasos se dan en 4,5 para el periodo 1970-1980, y en 25,8 días para 1921-30. La diferencia es mayor en la estación de Ingenio, si se considera el valor umbral de 78,1mm (Tabla 2.7) cuyas fechas de los acumulados varían entre 2 y 4 días, generando un retraso para el periodo 1970-80 de 15 días.

Conclusiones

Considerando los valores acumulados entre 74 y 99 mm para indicar el inicio de la temporada de lluvias en el valle del Mantaro, en promedio las lluvias se inician entre el 24 y 30 de octubre, con una desviación estándar que varía entre 13 y 21 días. Durante la década de los años 2000-2010, con respecto a la década de los años 1921-1931 para estación de Huayao, se ha registrado un corrimiento del periodo de inicio de las lluvias de 26.3 días, y para la estación de Ingenio, con respecto al periodo 1964-1974, de 22 días; con respecto al periodo 1970-1980 para Jauja se da un corrimiento de 11,5 días y Viques de 5 días, mientras que la estación de Santa Ana es la única que presenta un adelanto de las lluvias de 7 días.

Bibliografía Capítulo 2

Tendencias climáticas

Enciso L. 2010. Estimación del riesgo en la salud de la población infantil en la subcuenca del río Achamayo por efecto de bajas temperaturas. Tesis en proceso de desarrollo.

IGP. 2010. Vulnerabilidad actual y futura ante el Cambio Climático y Medidas de Adaptación en la Cuenca del Río Mantaro. Fondo editorial del Concejo Nacional del Ambiente. Lima- Perú, 104 p.

Intergovernmental Panel on Climate Change (IPCC). 2007. IPCC Fourth Assessment Report - Climate Change 2007: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change [Solomon, S., D. Qin, M. Manning, Z. Chen, M. Marquis, K.B. Averyt, M. Tignor and H.L. Miller (Eds)]. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA.

Lagos, P., Silva, Y., Nickl, E. And Mosquera K., 2008. El Niño – related precipitation variability in Perú. Adv. Geo. Sci., 14, 231-237. www.adv-geosci.net/14/231/2008/

Marengo J., B. Liebmann, V. E. Kousky, N. P. Filizola y I.C. Wainer, 2001: Onset and End of the Rainy Season in the Brazilian Amazon Basin, Journal of Climate, 14, 833-852.

Mosquera K, 2010. Inicio de temporada de lluvias en el valle del río Mantaro. En Boletín N° 1 MAREMEX, IGP. MINAM (2010). Segunda Comunicación Nacional de Cambio Climático. Lima, Perú

Obregón, O. G., (2006). La Precipitación en la Sierra y Selva del Perú: Tendencias y Oscilaciones. Boletín de Lima, 145, 108-114

OMM. 2011. Declaración de la OMM sobre el estado del clima mundial 2010. OMM-N°1074. 20p.

Senamhi. 2007. Escenarios de Cambio Climático para la cuenca el río Mantaro para el año 2100. Lima, Perú. 123 p.

Silva, Y., K. Takahashi and R. Chávez, 2008: Dry and wet rainy seasons in the Mantaro river basin (Central Peruvian Andes). Adv. Geosci., 14, 261-264. www.adv-geosci.net/14/261/2008/

Silva, Y., G. Trasmonte y L. Giráldez, 2010. Variabilidad de las lluvias en el valle del Mantaro. Memoria del Subproyecto “Pronóstico estacional de lluvias y temperaturas en la cuenca del río Mantaro”. IGP, Lima.

Tillmann, Hermann Josef. 1997. Las estrellas no mienten: agricultura y ecología subjetiva andina en Jauja (Perú). Quito: Ed. Abya-Yala.

Trasmonte G. 2009. Gestión de Riesgo de Heladas que afectan a la Agricultura del Valle del Mantaro (Andes Centrales del Perú). Tesis para optar el título de Maestra en Ecología y Gestión Ambiental. Universidad Ricardo Palma. 208 p.

Trasmonte, Y. Silva, B. Segura, K. Latínez. 2010. Variabilidad de las temperaturas máximas y mínimas en el Valle del río Mantaro. Memoria del Subproyecto “Pronóstico estacional de lluvias y temperatura en la cuenca del río Mantaro para su aplicación en la agricultura. Instituto Geofísico del Perú. Pp 37-51.

PNUD. 2010. Gestión del Riesgo Climático. Buró de Prevención de Crisis y Recuperación Buró de Políticas de Desarrollo / Grupo de Energía y Medio Ambiente. En: <http://www.beta.undp.org/content/dam/undp/library/crisis%20prevention/disaster/Reduccion-Gestion%20del%20Riesgo%20Climatico.pdf>

- Vuille, M. and Bradley, R. S. 2000. Mean annual temperature trends and their vertical structure in the tropical Andes. *Geophys. Res. Lett.*, 27, 3885-3888,
- Zhang, X, y F. Yang. 2004. Rclimdex(1.0) Manual del Usuario. Versión en español por José Luis Santos CIIFEN. Ecuador. 22p.

Escenarios climáticos y variaciones de la cordillera Huaytapallana

Escenarios climáticos en la cuenca del río Mantaro

Ken Takahashi

Introducción

La información base para la implementación de medidas de adaptación al cambio climático futuro es una estimación de cómo podría ser este cambio sobre las siguientes décadas. Es más, esta información climática debería ser a una escala espacial local para que sea directamente aplicable. Sin embargo, es muy difícil poder pronosticar con certeza cómo será el cambio climático local debida a diversidad de factores que pueden afectarlo a esta escala, particularmente en la región andina donde la geografía es particularmente compleja.

Metodologías para elaborar escenarios climáticos

Existen tres grandes tipos de metodología para realizar proyecciones del cambio climático futuro. La primera se basa en la estimación de tendencias climáticas en datos observacionales (instrumentales u otros) —en el pasado relativamente reciente— con registros de al menos 20 años. Estas tendencias luego son extrapoladas hacia el futuro. Una ventaja de este enfoque es que todos los procesos físicos que traducen un cambio climático global a un cambio local se encuentran ya implícitos.

Por otro lado, hay una serie de limitaciones y potenciales peligros de esta metodología. El primero, es el supuesto básico de que lo observado en el pasado reciente proseguirá en el futuro. Además, en series de tiempo menores que un siglo se pueden confundir tendencias sostenidas con fluctuaciones decadales naturales, particularmente debido a la presencia del conocido “salto climático” alrededor de 1976-77 (Takahashi, 2010; Silva y Trasmonte, 2011). También, siempre existen problemas en la calidad y representatividad de las observaciones, por lo que incluso muchas veces no es posible determinar si diferencias (incluso de signo) entre las tendencias de distintas series (por ej., IGP 2005; Vincent et al., 2005; Haylock et al., 2006; Marengo et al., 2009) son reales.

Otro enfoque considera las leyes físicas que gobiernan el sistema climático, las que se traducen en complejas ecuaciones matemáticas que pueden ser resueltas en forma aproximada en poderosas computadoras (el sistema se denomina “modelo climático numérico”) y, dada una estimación de cómo variarán las emisiones o las concentraciones de gases invernadero, pueden proporcionar una estimación de cómo será el clima futuro. Este método es la base de las proyecciones futuras de clima (IPCC, 2007).

Sin embargo, las dos grandes limitaciones de este método son la resolución espacial, que es baja debido a que se debe resolver las ecuaciones para todo el planeta, y las “parametrizaciones”, que es como se denominan a las aproximaciones que se utilizan para estimar los efectos de algunos factores como la turbulencia o nubosidad. La baja resolución impide contar con información detallada a la escala local que es esencial para la adaptación, mientras que las parametrizaciones son la principal fuente de incertidumbre en las proyecciones de gran escala y hace necesario considerar la mayor cantidad de modelos posibles (con diferentes juegos de parametrizaciones).

El tercer enfoque combina las ventajas de los dos anteriores y es denominado regionalización (“downscaling”), y consiste en corregir los escenarios de los modelos climáticos globales de manera que se incorporen los efectos geográficos locales de pequeña escala. Esto se puede hacer en forma estadística, usando relaciones empíricas entre las variaciones pasadas en las variables climáticas de interés y otras de gran escala, o utilizando modelos climáticos regionales, que funcionan similarmente a los globales, pero que se aplican a un área limitada, por lo que pueden utilizar mayor resolución espacial, para lo cual se debe especificar las condiciones en las fronteras utilizando la información de los modelos globales.

Todas las técnicas tienen sus ventajas y limitaciones. La mejor estrategia es considerar la mayor cantidad de información y metodologías posibles y buscar resultados robustos. Además, un conocimiento científico a profundidad del clima de la región de interés y de su relación con el resto del planeta es crucial para la correcta interpretación de dicha información.

Escenarios futuros para los Andes peruanos

Si bien cada cuenca andina tiene sus particularidades, como primera aproximación se pueden considerar los siguientes controles sobre el cambio climático en los Andes peruanos. Primero, en la atmósfera libre tropical, la fuerza de Coriolis es incapaz de mantener gradientes horizontales sustanciales, por lo que se espera que el calentamiento sea aproximadamente homogéneo en la horizontal (ej., Held y Hou, 1980), lo cual controlaría —en parte— el calentamiento superficial en los Andes (Bradley et al., 2004).

Debido a la liberación de calor latente en las tormentas tropicales, el perfil de temperatura tropical sigue aproximadamente una adiabática húmeda originada en las regiones convectivas, por lo cual el calentamiento será mayor a mayor altitud y, por lo tanto, los glaciares tropicales serán particularmente sensibles al calentamiento global (Bradley et al., 2006).

Si bien se espera sustancial variabilidad espacial en los cambios en la precipitación, a grandes rasgos se espera que con el calentamiento y el aumento asociado en humedad atmosféricas, las regiones secas serán más secas y las lluviosas serán más lluviosas, y los eventos secos y húmedos serán más intensos (Held y Soden, 2006).

Por otro lado, los procesos que controlan la variabilidad en la lluvia en el Altiplano y Andes centrales del Perú, a escalas de

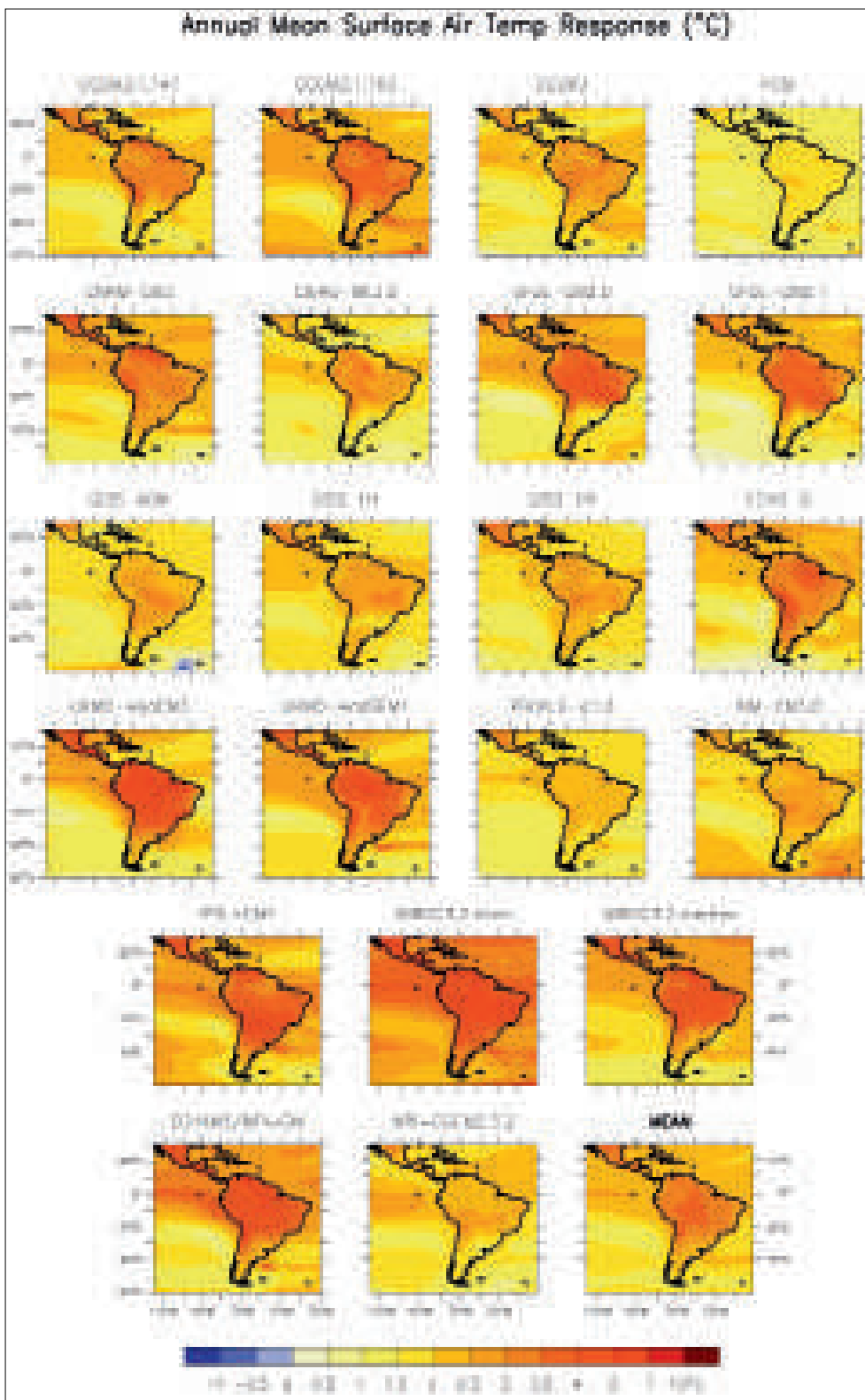
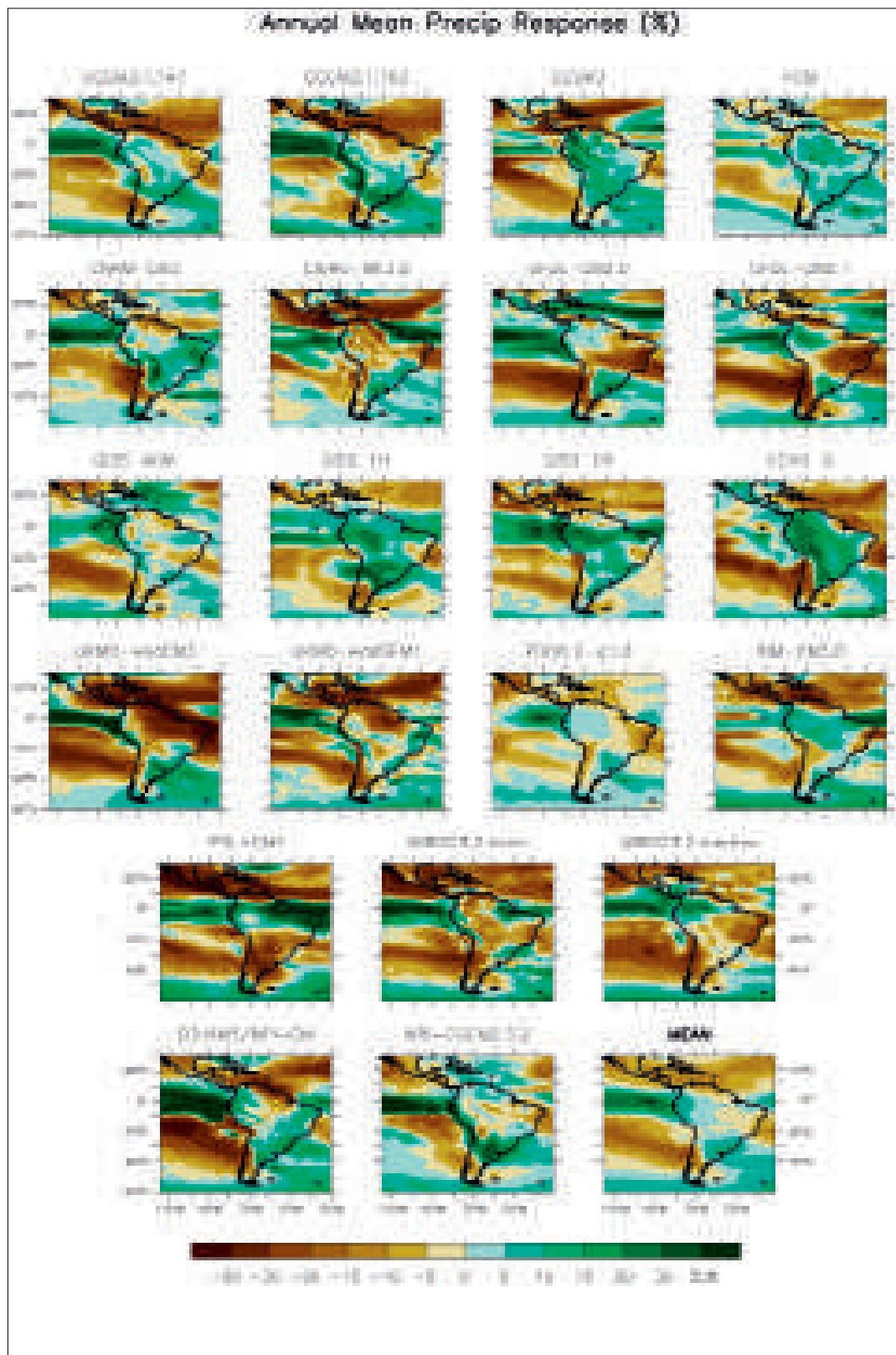


Figura 2.15 Cambio en la temperatura superficial (C) promedio entre 1980-1999 y 2080-2099 según varios modelos globales bajo el escenario A1B y el promedio de todos ellos ("Mean") (IPCC 2007).

tiempo de días a años, pueden ser representados por la velocidad zonal en 200 hPa (Garreaud, 2000; IGP 2005; Sulca et al., este volumen), con menor lluvia asociada a anomalías del oeste debido a la reducción del ingreso de humedad de la Amazonía (Garreaud, 2000).

Con esto en mente, analizamos los cambios de gran escala previstos por los modelos globales para esta región. Aunque estos modelos no tienen suficiente resolución espacial para resolver adecuadamente los Andes, son la base para los métodos de regionalización. En la Figura 2.15 se muestran cambios en temperatura superficial para Sudamérica — proyectados para el periodo 2080-2099 por diversos modelos globales— y el promedio de todos para el periodo bajo un escenario intermedio de emisión de gases invernadero (A1B). Se aprecia un calentamiento sobre todo el continente,



disminuyendo en magnitud hacia las costas, y que, sobre los Andes, sería de 3 a 4 grados centígrados. Si bien hay diferencias entre los modelos, hay consistencia en la tendencia general. Por otro lado, con respecto a precipitación (Figura 2.16) se aprecia más diversidad entre los modelos, particularmente en los Andes centro-sur del Perú, donde las proyecciones van desde una reducción en 10% hasta un aumento de 20%. Debe considerarse que si bien el detalle del cambio en la precipitación dependerá de cómo exactamente sean representados los Andes en cada modelo los patrones de gran escala difieren bastante también. En particular, en la Amazonía (de donde proviene la humedad a los Andes) las proyecciones también van de -30% hasta +30% y es importante notar que los modelos UKMO HadCM3 y el GFDL CM2.1, ambos realistas en términos del clima del presente (Gleckler et al., 2008), se encuentran respectivamente en ambos extremos. Hasta determinar cuáles de los modelos están errados y por qué, la regionalización

Figura 2.16 Cambio en la precipitación promedio entre 1980-1999 y 2080-2099 según varios modelos globales bajo el escenario A1B y el promedio de todos ellos ("Mean") (IPCC 2007).

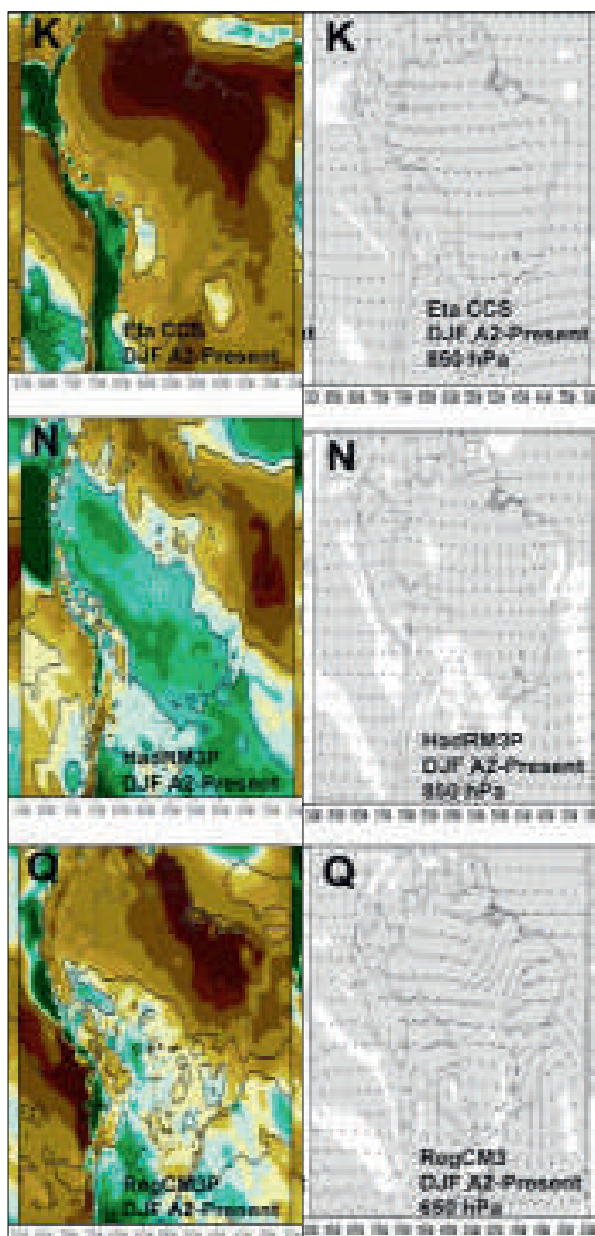


Figura 2.17 Cambio en la precipitación (izquierda, %) y el viento en 200 hPa (derecha) promedio de verano regionalizada con tres modelos climáticos regionales: Eta (arriba), HadRM3P (ó PRECIS, medio) y RegCM3 (abajo) (Marengo et al., 2009b).

regionalizaciones del viento zonal en 200 hPa.

En el caso del modelo regional Eta, la anomalía del oeste produce condiciones secas. Por otro lado, el modelo HadRM3P (i.e. PRECIS) no muestra mayores cambios en el viento a 200 hPa y, sin embargo muestra mayor lluvia, sugiriendo que el aumento en humedad por el calentamiento podría ser responsable. Aprovechando el significativo efecto del viento en 200 hPa sobre la lluvia, Minvielle y Garreaud (2011) aplicaron una regionalización estadística de los modelos globales usando este predictor y estimaron una consistente reducción futura en las precipitaciones en los Andes (Fig. 2.18), debido a que todos los modelos globales presentan una anomalía del oeste a 200 hPa.

Sin embargo, los mismos modelos muestran tendencias en la precipitación con distintas magnitudes y signos, indicando que otros factores también podrían ser importantes en la realidad. Este resultado es consistente con lo encontrado para la cuenca del Mantaro por IGP (2005), en donde se empleó una metodología similar, pero basada en la humedad relativa, además de ser consistente con la tendencia observada en los últimos 50 años.

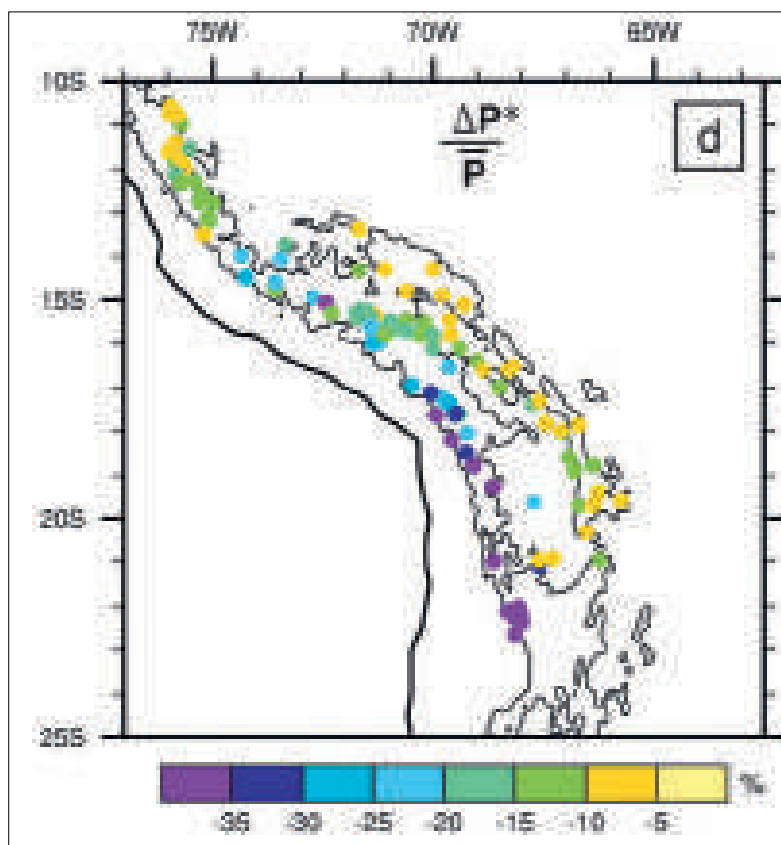


Figura 2.18 Estimación del cambio porcentual en la lluvia de verano (diciembre-febrero) del periodo 1970-99 al 2070-99 por encima de 3000 m, utilizando como predictor el cambio en viento zonal a 200 hPa sobre el Altiplano de modelos climáticos globales bajo el escenario A2 y un modelo de regresión basado en observaciones de estaciones pluviométricas (Minvielle y Garreaud, 2011).

debe considerar modelos en ambos extremos.

Debido a que los modelos climáticos regionales también presentan diferencias porque tienen distintas parametrizaciones y esquemas numéricos, la regionalización de las proyecciones de un mismo modelo global pueden ser distintos. Esto es muy claro en la Figura 2.17 (Marengo et al. 2010b), donde la regionalización del modelo global HadCM3 usando tres distintos modelos regionales, producen cambios negativos, positivos y neutros en la lluvia sobre los Andes centrales del Perú y alrededores, asociado a diferentes

Con respecto a eventos extremos, Marengo et al.(2010a) regionalizaron las proyecciones en eventos extremos del modelo HadCM3 para Sudamérica con el modelo PRECIS y los resultados son a grandes rasgos similares a lo observado. En los Andes peruanos hay también similitud en los eventos de lluvia extremos (R95p) con el análisis hecho por SENAMHI (2009), como por ejemplo en un aumento en los Andes del sur peruano (Figura 2.19). En los otros índices de lluvia o los de temperatura, no hay tanta similitud. Se debe considerar, sin embargo, que la concordancia o falta de ella entre lo modelado y lo estimado con observaciones puede estar influida por deficiencias en cualquiera de estos y se debe complementar el análisis con el estudio de los procesos asociados.

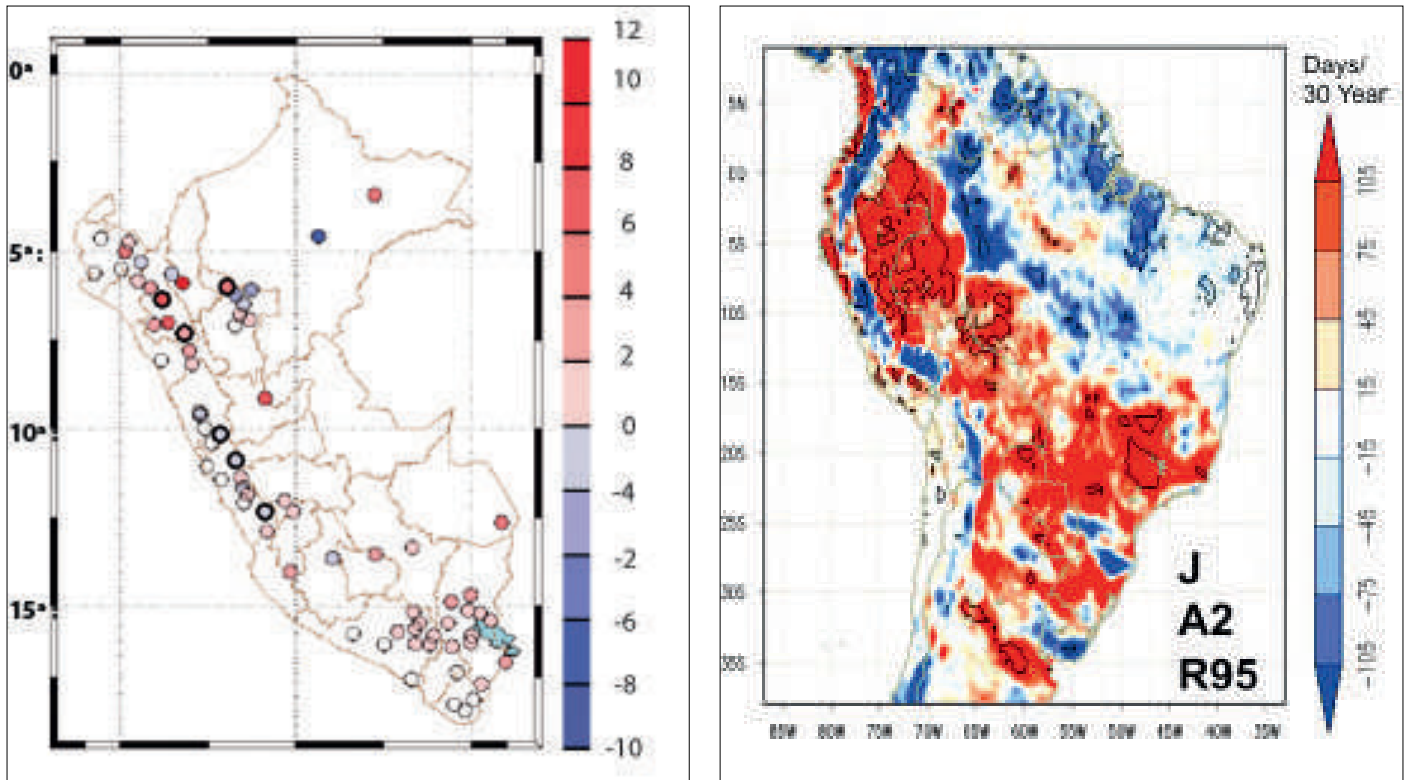


Figura 2.19 Tendencia en lluvias extremas (R95p) en datos observacionales 1965-2006 (SENAMHI 2009; izquierda) y en la regionalización del modelo HadCM3 bajo el escenario A2 usando el modelo PRECIS entre los periodos 1961-1990 al 2071-2100 (Marengo et al. 2010a).

Discusión

En lugar de pretender proporcionar un estimado cuantitativo del cambio climático futuro en los Andes centrales del Perú, esta revisión se ha focalizado en unos pocos estudios científicos (publicados en revistas indexadas) que permiten contrastar distintos modelos o metodologías, de manera de poder tener una idea de las incertidumbres asociadas. Como se ha podido ver, particularmente con respecto a precipitaciones estas incertidumbres son muy grandes y es probable que estas no se reducirán sustancialmente en un futuro cercano a menos de que se de mayor importancia al entendimiento de los procesos físicos que operan tanto en la realidad como en los modelos climáticos. Por lo pronto, se propone que la mejor estrategia para la adaptación será buscar medidas que sean beneficiosas bajo un amplio rango de escenarios, particularmente aquellas que reducen el impacto de los eventos extremos, ya que estos de todas maneras continuarán ocurriendo en el futuro.

Estudio espacio-temporal de cobertura glaciar de la cordillera Huaytapallana mediante percepción remota

Ricardo Zubieta y Percy Guillermo

Introducción

Por su ubicación latitudinal los glaciares tropicales se ven afectados por la variabilidad climática y la alta susceptibilidad de sus masas de hielo, nieve y neviza, y constituyen un excelente indicador del calentamiento global. Aproximadamente el 99% de los glaciares tropicales del mundo se encuentran en los Andes Sudamericanos y de los cuales el 71% están en el Perú (G. Kaser y Osmaston, 2002).

Los análisis de cambios en la temperatura de la superficie muestran que la región tropical de América del Sur se hará más cálida (3,4 ° C en el escenario SRES A2) en la zona sur del continente (Boulanger et al., 2006), sin embargo, mientras todos los resultados tienden a mostrar el mismo patrón de calentamiento, se diferencian de manera significativa en la amplitud. (Boulanger et al., 2006). En el análisis de retroceso glaciar, los dos enfoques principales son monitorear o detectar cambios en la posición de la línea final de nieve de verano (Klein et al., 1999), normalmente cerca de la línea de equilibrio, y/o realizar repetidas observaciones de cambios en la extensión del área y, en particular, de la posición terminal a través del tiempo (Aniya et al, 1997;.Aniya, 1999; Aniya et al, 2000).

En los Alpes, la pérdida continua de masa también ha reducido o incluso eliminado la mayoría de las reservas de neviza de años anteriores, por lo general la línea de equilibrio se encuentra por encima de su estado de equilibrio y la posición actual, a menudo, muy por encima del punto más alto del glaciar. Por lo tanto, la disminución del flujo de masa de la zona de acumulación también involucra la baja de velocidad del flujo de hielo (Herren et al., 2002) y que a su vez se observa características como desintegración o vacíos dentro de un glaciar, cuevas y túneles profundos en el frente del glaciar (Paul et al., 2006).

La Cordillera de Huaytapallana tiene una gran importancia para la subcuenca del río Shullcas, por el aporte de recurso hídrico al valle del Mantaro, donde este aporte de agua limpia es aprovechado para uso agrícola y urbano de manera compartida.

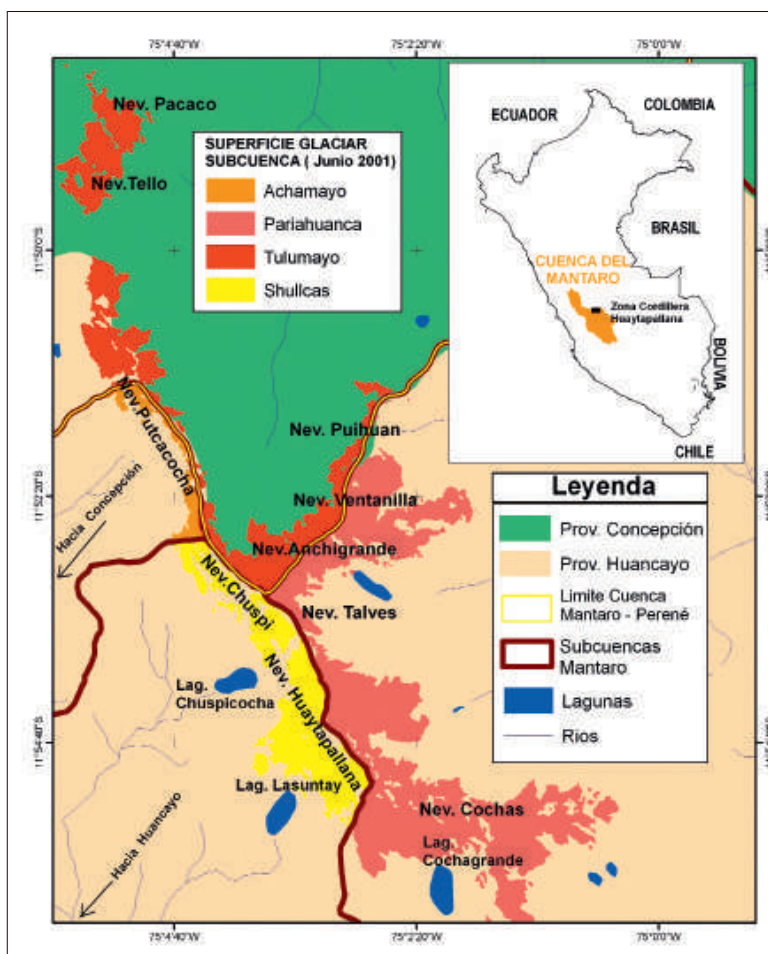


Figura 2.20 Ubicación de la cordillera Huaytapallana.

También aporta al sistema hidroenergético de la subcuencas de Huanca y Shullcas. Entre junio 1976 y junio 2006, la superficie glaciar se redujo de 35,6 a 14,5 km², esto representa una pérdida del 59,4%, a su vez la dinámica espacial del retiro de glaciares —ocurrido en los circos del Huaytapallana— también está sujeta a la morfología y dirección de sus masas glaciares, por ello, la marcada diferencia en la distribución del retiro en los glaciares de circo. (Zubieta et. al. 2010).

Características generales de la cordillera Huaytapallana

La Cordillera Huaytapallana por su morfología, es un sistema de glaciares de circo, los que suelen ser indicadores de la última etapa glaciar; por eso, el estudio puede representar un excelente ejemplo de la relación entre los cambios climáticos recientes y las fluctuaciones de los glaciares (Chueca et. al; 2002), estos glaciares se caracterizan por estar localizados en áreas montañosas cabeceras de valle, como es el caso del valle del Mantaro.

Actualmente la cordillera posee masas pequeñas en todos sus frentes en forma de anfiteatro, sus paredes son escarpadas y altamente empinadas, aporta agua limpia a cuatro sistemas hidrográficos como son las subcuencas de los ríos: Shullcas, Pariahuanca, Achamayo, Tulumayo (Zubieta et. al. 2010).

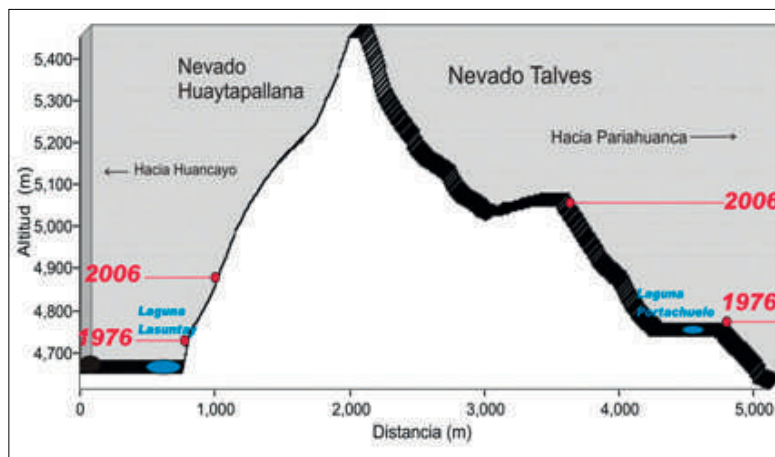


Figura 2.21 Perfil longitudinal tramo nevado Huaytapallana y nevado Talves.

En diferentes frentes, presenta glaciares colgados y claramente agrietados, la pendiente media en el borde de la zona de acumulación supera el 70% (zona de las lagunas Lasuntay y Chuspicocha- Subcuenca Shullcas), mientras que las masas glaciares en la Subcuenca del Pariahuanca es del 40%. Si las condiciones climáticas lo permiten, esa diferencia explica la mayor distribución y posibilidad de almacenamiento de cobertura glaciar en algunas zonas idóneas para acumulación (Figura 2.21), como es el caso de las zonas que drenan al río Pariahuanca.

Metodología

Hay varias características de la superficie de un glaciar que se pueden derivar de los datos obtenidos por teledetección y que, de alguna manera, puede ser útil para determinar la masa de equilibrio. Las imágenes visibles, en particular de Landsat TM / ETM y ASTER con resoluciones de 30 y 15 m en el modo multiespectral, respectivamente, se pueden utilizar para determinar el final de la línea de nieve en verano por la diferenciación entre nieve y hielo (Bindschadler et al., 2001).

Mientras glaciares de valle reflejan una tendencia en el tiempo, los glaciares de montaña revelan oscilaciones decadales como indicadores climáticos (Hoelzle et. al.2003). Por ello, para la selección de imágenes a procesar se emplearon aquellas con mínima alteración de superficie por causa de precipitaciones ocurridas antes de la toma de imagen, que pudieran aumentar temporalmente el área del glaciar. Para ello se empleó datos de precipitación de la estación pluviométrica Huaytapallana.

Para el análisis de mapas y composición de bandas se emplearon herramientas de sistemas de información geográfica SIG en entorno raster, en el software Arcgis y Erdas. La escala a trabajar fue 1-50.000 con resolución espacial a 30 metros. Para el procesamiento de las imágenes se empleó la metodología utilizada por Zubieta et. al en 2010.

Como parte de vuelos fotogramétricos realizados en junio-julio de 1961 y junio de 1983, fueron recopiladas 46 fotografías aéreas que abarcaron toda la cordillera. El proceso de ortorectificación se realizó empleando Leica photogrammetry suite LPS, el cual es un programa de computadora especializado en el tratamiento y extracción de información a partir de fotografías aéreas. Para ello, se emplearon puntos de control GCP tomados en campo, los cuales fueron apoyados por geometrías de imágenes satelitales de alta resolución que fueron ortorectificadas a partir de modelos RPC. El modelo de cámara RPC proporciona una sencilla, rápida y precisa representación del modelo de cámara física como Ikonos. El modelo de ajuste RPC es matemáticamente más simple y numéricamente más estable que los tradicionales ajustes de parámetros de orientación interna y externa (Grodecki J. y Gene Dial 2003).

Resultados

Las áreas de cobertura glaciara de la cordillera Huaytapallana, correspondientes a los meses de junio entre 2007 y 2011, muestra una ligera tendencia negativa teniendo como promedio 15,3 km². Sin embargo, si consideramos toda la tendencia (Figura 2.23) del periodo 1961-2011, la evolución de la superficie glaciara tiene cuatro principales periodos a considerar: 1961-1976, 1983-1996, 1997-2002, y 2006-2011.

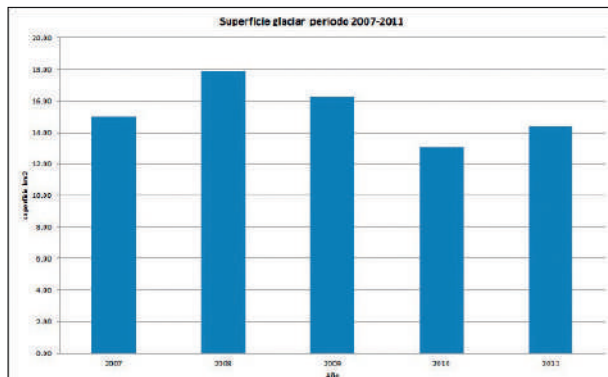


Figura 2.22 Comportamiento de la superficie glaciara en los últimos 5 años.

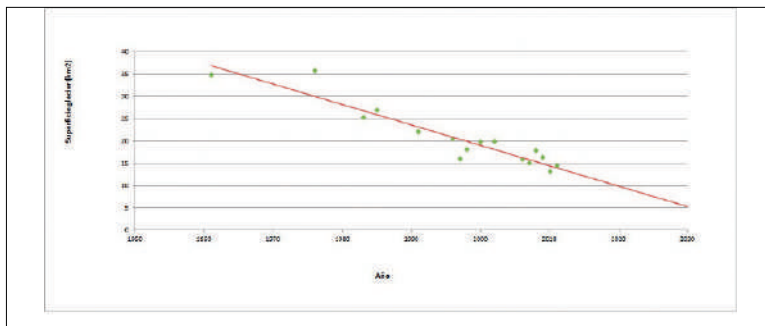


Figura 2.23 Tendencia de la superficie glaciara de la cordillera Huaytapallana. Modificado de Zubieta y Lagos (2010), con datos adicionales 1961 y 1983 (fotos aéreas) y 2007-2011 (Imágenes Landsat).

En primer lugar el periodo entre 1961-1976 donde se pudo analizar tanto en base a fotografías aéreas e imagen satelital respectivamente, con el promedio más alto de superficie en el historial de imágenes recopiladas, el cual alcanza 35,2 km². El periodo de análisis de 1983-1996 cuenta con cuatro imágenes y un promedio de área superficial de 23,7 km² mostrando el primer gran retroceso. Entre 1997-2002 con el análisis de cuatro imágenes con un promedio de 18,4 km² y finalmente entre 2006 -2011 con el análisis de seis imágenes con promedio de 15,4 km².

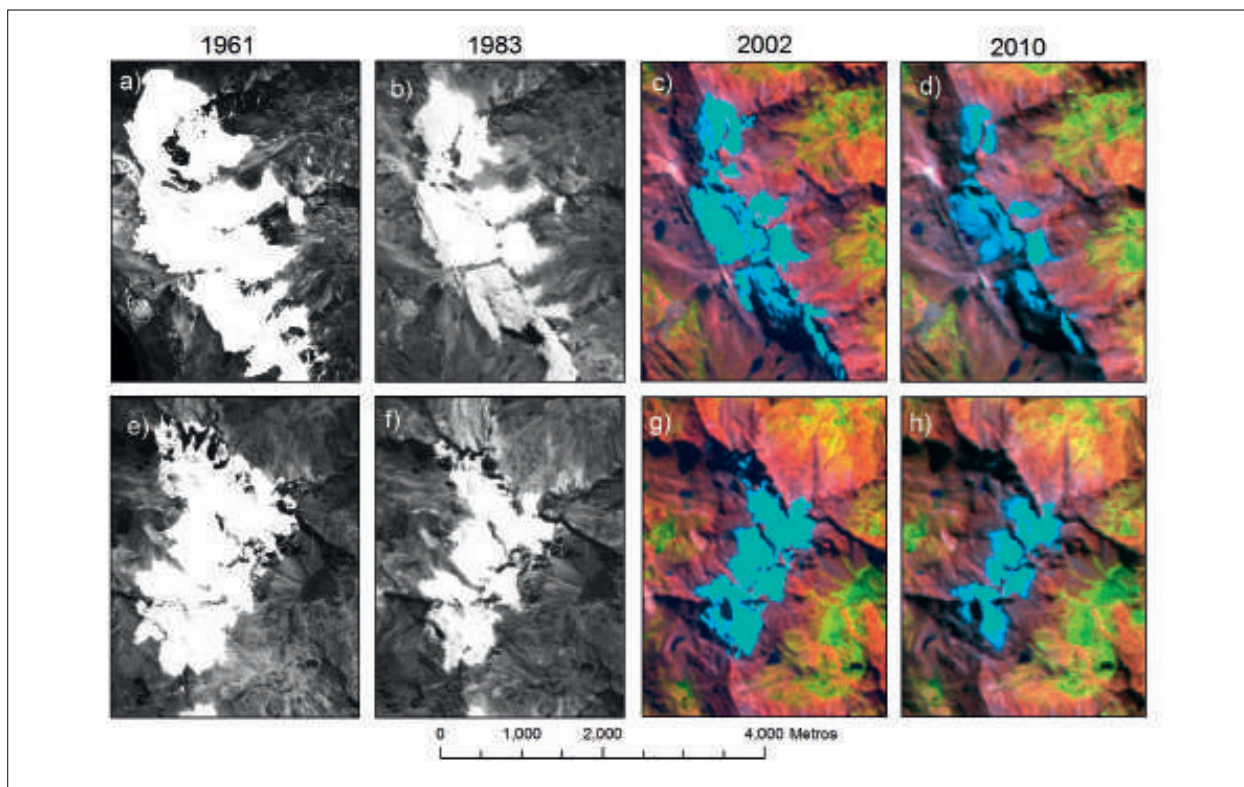


Figura 2.24 Glaciares de montaña que se desintegran debido al retroceso de su zona inferior, las imágenes corresponden a 1961 y 1983 (fotografías aéreas), 2002, 2010 (Landsat multiespectral) (11.84°S, 75.08°W). En las imágenes abcd Glaciares - sector de cordillera - nevado Putcacocha, se resalta la desaparición y separación de glaciares principalmente en la parte oriental. Las imágenes efgh corresponden a glaciares - sectores nevados Pacaco y Tello, en ellas se destaca el retroceso acelerado, junto a la aparición de una pequeña laguna y la separación en tres glaciares. En ambas imágenes los afloramientos rocosos crecientes son comunes junto con la separación de glaciares.

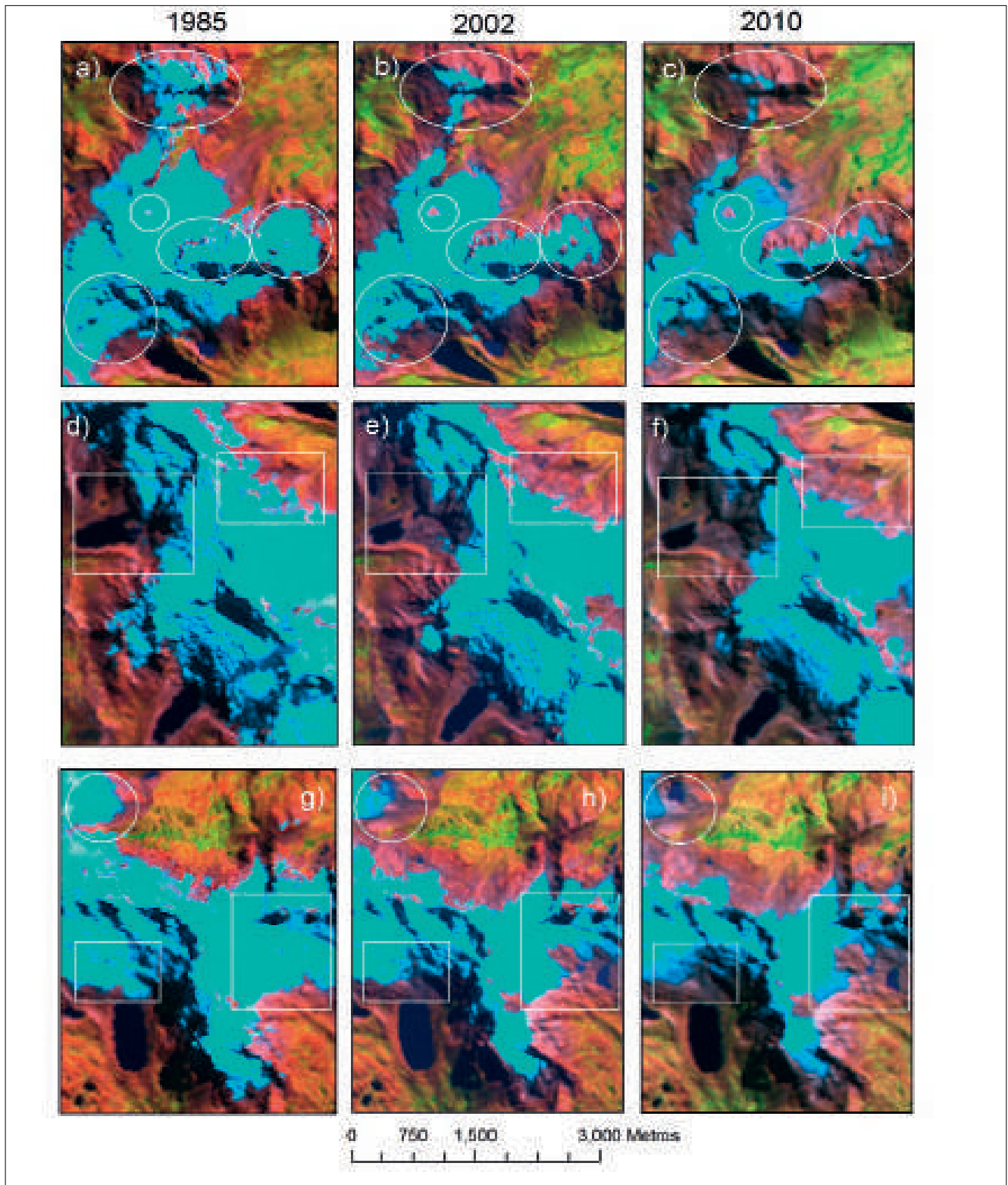


Figura 2.25 Imágenes multispectrales Landsat 1985-2002-2010, en abc) se observa los glaciares sector-nevados Puyhuan (Superior), Ventanilla (inferior), se destaca la separación en dos glaciares y su posible desaparición en los próximos años. En def) las más grandes y principales lagunas, Chuspicocha en la parte superior (Año1985 antes del Alud de 1991 y cuyo evento ocasionó pérdida de lamina de agua), y la laguna Lasuntay en la parte inferior). En ghi) se muestra la aparición de la laguna ortachuelo (circulo) y otra en la parte inferior, así también el alejamiento del glaciar de la laguna Cochagrande, en ambos casos debido al retroceso glaciar.

De toda la cordillera Huaytapallana, el nevado del mismo nombre resulta uno de los conjuntos glaciares con mayor accesibilidad de todo el Perú. El acceso a las zonas de las lagunas Lasuntay, Chuspicocha y Cochagrande es posible a través de una pequeña caminata; por su parte, los glaciares correspondientes a la subcuencas de los ríos Pariahuanca, Tulumayo y Achamayo no son muy exploradas por su lejanía y poca accesibilidad. El factor de escala de retroceso (empleando la imagen publicada en 2010 por Zubieta et. al) se puede observar en la Figura 2.25, cuyas perspectivas generadas a partir de un MDT, fotografías aéreas y fotografías tomadas en la zona de estudio, se aprecian el corto retroceso que ha ocurrido en el sector de las lagunas, comparado con lo ocurrido en el resto de la cordillera.

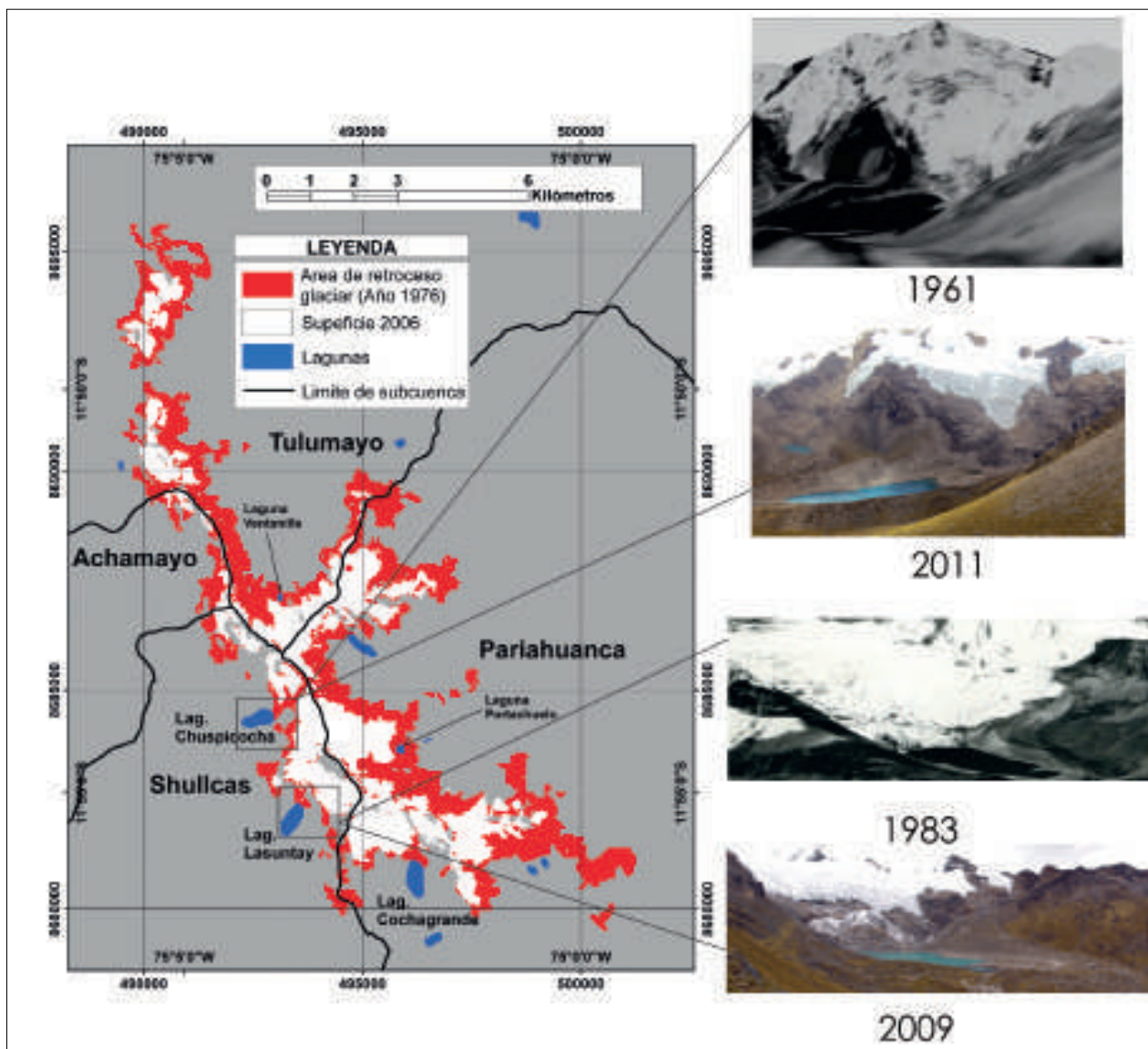


Figura 2.26 Retroceso glaciar en las lagunas Chuspicocha y Lasuntay.

Conclusiones

La mayoría de los cambios observados en la cordillera Huaytapallana están relacionados con la separación de glaciares y afloramientos rocosos, lo que acelerará aún más la desintegración de algunos glaciares en un futuro cercano —junto con su posible desaparición en los próximos años— así también la presencia de lagunas proglaciares. El análisis espacial cuantitativo y cualitativo de imágenes de satélite multispectral permite apreciar una clara evidencia de retro glaciar principalmente desde 1976. Estos retrocesos pueden ser detectados y medidos paulatinamente mediante análisis multitemporal de imágenes basadas en reflectividad, requiriendo comparación visual.

De acuerdo a la tendencia observada en el análisis de superficie glaciar de la cordillera de los últimos 50 años, no habiendo garantía de estabilidad del proceso y modelos climáticos que predicen un mayor aumento de la temperatura en el futuro, por ello la terminación del proceso de retiro glaciar resulta de baja probabilidad.

Este artículo puede ser citado como: Zubieta, R. y Guillermo, P. (2012): “Estudio espacio-temporal de cobertura glaciar de la cordillera Huaytapallana mediante percepción remota”, en Eventos meteorológicos extremos en el valle del Mantaro, Instituto Geofísico del Perú.

Bibliografía Capítulo 2

Escenarios climáticos y variaciones de la cordillera Huaytapallana

Aniya, M., Sato, H., Naruse, R., Skvarca, P., Casassa, G., (1997): Recent glacier variations in the Southern Patagonia Icefield, South America. *Arctic and Alpine Research* 29 (1), 1–12.

Bindschadler, R., Dowdeswell, J.A., Hall, D., Winther, J.G., (2001): Glaciological applications with Landsat-7 imagery: early assessments. *Remote Sensing of Environment* 78 (1–2), 163–179.

Boulanger, J.-P., Martínez, F., Segura, E.C., (2006) : Projection of future climate change Conditions using IPCC simulations, neural networks and Bayesian statistics. Part 1: temperature mean state and seasonal cycle in South America. *Climate Dynamics* 27, 233–259.

Bradley, R.S., Keimig, F.T., Diaz, H.F., (2004). Projected temperature changes along the American cordillera and the planned GCOS network. *Geophysical Research Letters* 31, L16210. doi:10.1029/2004GL020229.

Bradley, R.S., Vuille, M., Diaz, H.F., Vergara, W., (2006). Threats to water supplies in the tropical Andes. *Science* 312, 1755–1756.

Chueca J., Julián, A., Saz, y Peña, J.L. (2002): Comparación de la situación de los glaciares del Pirineo español entre el final de la pequeña edad de hielo y la actualidad. *Boletín Glaciológico Aragonés*. 3 13-41

Gleckler, P. J., Taylor, K. E., and Doutriaux, C., (2008): Performance metrics for climate models, *J. Geophys. Res.* 113, D06104, doi: 10.1029/2007JD008972.

Grodecki J., & Dial, G., (2003): Block Adjustment of High-Resolution Satellite Images Described by Rational Polynomials *Photogrammetric Engineering & Remote Sensing* Vol. 69, No. 1, January 2003, pp. 59 – 68.

Haylock, M. R., and coauthors, (2006): Trends in total and extreme South American rainfall in 1960–2000 and links with sea surface temperature. *J. Climate*, 19, 1490–1512, doi: 10.1175/JCLI3695.1

Held, I. M., and Hou, A. Y., (1980): Nonlinear axially symmetric circulations in a nearly inviscid atmosphere. *J. Atmos. Sci.*, 37, 515-533.

Held, I. M., and Soden, B. J., (2006): Robust responses of the hydrological cycle to global warming. *J. Climate*, 19, 5686-5699

Hoelzle, M., Haeberli, W., Dischl, M., Peschke, W., (2003) : Secular glacier mass balances derived from cumulative glacier length changes. *Global and Planetary Change* 36 (4), 295–306.

Instituto Geofísico del Perú (IGP), (2005): Vulnerabilidad actual y futura ante el cambio climático, y medidas de adaptación en la cuenca, Proyecto PROCLIM, Fondo Editorial del CONAM.

IPCC, (2007): Regional climate projections, *Climate Change 2007: The Physical Science Basis*.

Kaser, G. & Osmaston, (2002) : *Tropical-glaciers*. Cambridge: Cambridge University Press.

Klein, A.G., Seltzer, G.O., Isacks, B.L., (1999) : Modern and last local glacial maximum snowlines in the Central Andes of Peru, Bolivia, and Northern Chile. *Quaternary Science Reviews* 18 (1), 63–84.

Marengo, J. A., R. Jones, L. M. Alves, M. C. Valverde, (2009a): Future change of temperature and precipitation extremes in South America as derived from the PRECIS regional climate modeling system, *International Journal of Climatology*, 29, 15, 2241–2255, DOI: 10.1002/joc.1863

Marengo, J. A., Ambrizzi, T., da Rocha, R. P., Alves, L. M., Cuadra, S. V., Valverde, M. C., Torres, R. R., Santos, D. C., Ferraz, S. E. T., (2009b): Future change of climate in South America in the late twenty-first century: intercomparison of scenarios from three regional climate models, *Climate Dynamics*, doi: 10.1007/s00382-009-0721-6
Minvielle M., and Garreaud, R. D., 2011: Projecting rainfall changes over the South American Altiplano, *J. Climate*, 24, 2577-4583.

SENAMHI, (2009): Escenarios climáticos en el Perú para el año 2030. Preparado en el marco de la Segunda Comunicación Nacional del Perú a la Convención Marco de las Naciones Unidas sobre Cambio Climático (SCNCC).

Takahashi, K., (2010): Cambio climático, investigación e incertidumbre, Cambio Climático en la Cuenca del Río Mantaro: Balance de 7 años de estudio, Instituto Geofísico del Perú.

Vincent L, Peterson T, Barros V, Marino M, Rusticucci M, Carrasco G, Ramirez E, Alves L, Ambrizzi T, Berlato , (2005): Observed trends in indices of daily temperature extremes in South America 1960-2000. *J. Climate* 18 (23), 5011-5023.

Zubieta R. y Lagos P. (2010): Cambios de la superficie glaciaria en la cordillera Huaytapallana: periodo 1976-2006, Balance de 7 años de estudio - Instituto Geofísico del Perú.

Capítulo 3 Caracterización de eventos extremos

Capítulo 3 Introducción

Este capítulo se divide en cuatro secciones, las tres primeras referidas a eventos meteorológicos extremos, y la última a eventos extremos no meteorológicos.

La primera sección, sobre caracterización de las heladas, se inicia con el artículo “Antecedentes generales sobre heladas en el valle del Mantaro” a cargo de Grace Trasmonte y Lidia Enciso; seguido por el trabajo de Miguel Saavedra y Ken Takahashi sobre “Caracterización física de heladas radiativas en el valle del Mantaro”, que presenta los resultados de un modelo unidimensional numérico para estimar la influencia de la temperatura y la humedad específica de la atmósfera. Asimismo, el trabajo “Circulación atmosférica asociada a bajas temperaturas”, desarrollado por Juan Sulca, Grace Trasmonte, Yamina Silva, Ken Takahashi y Kobi Mosquera, busca caracterizar la circulación atmosférica a escala regional en el valle del río Mantaro, basados en patrones tanto durante el verano como el invierno.

En la segunda sección del presente capítulo se analizan las sequías que afectan el valle. El primer trabajo fue desarrollado por Ken Takahashi: “Antecedentes generales sobre sequías y sus características” que describe desde un enfoque meteorológico, hidrológico y agronómico en este tipo de eventos. El segundo artículo sobre “Circulación atmosférica asociada a veranillos”, presentado por Juan Sulca, Yamina Silva, Ken Takahashi y Kobi Mosquera muestra que los veranillos pueden entenderse como un fenómeno —a escala regional— que tiene un patrón robusto de anomalías negativas centrada sobre los andes centrales peruanos (CMAP).

A continuación se presenta la caracterización de lluvias intensas, empezando con el artículo “Lluvias intensas en el Valle del Mantaro”, desarrollado por Marco Moreno, que busca caracterizar la intensidad de la precipitación que tiene lugar en el valle, desarrollando curvas de Duración Intensidad y Frecuencia (IDF). El segundo trabajo se denomina “Caracterización de tormentas intensas mediante sensoramiento remoto” escrito por Steven Chavez y Ken Takahashi, que busca ahondar en la medición precisa de la variación espacial y temporal de las lluvias tropicales, utilizando para este fin los datos del satélite TRMM. Finalmente, el trabajo desarrollado por Juan Sulca, Yamina Silva Ken Takahashi y Kobi Mosquera, se titula “Circulación atmosférica asociada con lluvias intensas”, y concluye que este tipo de procesos están asociados con procesos a escala regional.

Para finalizar, encontramos el tema “Sismotectónica de la falla de Huaytapallana” a cargo de Hernando Tavera y Edmundo Norabuena, que describe las características tectónicas de la región, así como su actividad microsísmica.

Caracterización de heladas

Antecedentes generales sobre heladas en el valle del Mantaro

Grace Trasmonte y Lidia Enciso

Introducción

La helada es un fenómeno atmosférico que se presenta cuando la temperatura de la superficie terrestre y de los elementos asociados desciende a valores alrededor de 0°C (punto de congelación del agua) (AMS, 2011). La temperatura crítica para la definición de una helada puede variar, por lo que se suele considerar dos grandes grupos: meteorológicas y agronómicas.

Meteorológica. Desde el punto de vista meteorológico se produce una helada cuando la temperatura ambiente desciende a 0°C o menos, medida usualmente en una caseta meteorológica (SENAMHI, 2005).

Agronómica. En agrometeorología, una helada es la temperatura baja en el que los tejidos de la planta comienzan a sufrir daño y puede ser mayor a los 0°C (MINAG, 2007).

Según los talleres de trabajo llevados a cabo durante el proyecto PROCLIM (IGP, 2005a), la helada es uno de los eventos meteorológicos extremos que ocasiona mayor preocupación en la población de la cuenca del río Mantaro, debido a sus grandes impactos, sobre todo a la actividad agrícola que es una de las principales actividades económicas de la zona. Pero no es la única actividad de la región que es afectada por los descensos térmicos.

Antecedentes generales sobre heladas

Clasificación

Tabla 3.1. Clasificación de las heladas. Fuente: SENAMHI, 2005.

Criterio de clasificación	Tipos de heladas
Génesis u origen	Heladas de radiación, heladas de advección, heladas de evaporación y heladas mixtas.
Época en que ocurren	Primaverales, otoñales e invernales
Aspecto visual	Negra y blanca.

En general, las heladas se pueden clasificar también según su: i) génesis (o proceso físico de origen), ii) la estación del año en que ocurren y iii) por el impacto (aspecto visual) a la agricultura (Tabla 3.1). El proceso físico de heladas se debe básicamente al enfriamiento brusco y fuerte de las temperaturas en la zona, de tal manera que los seres vivos pueden sufrir impactos. Por ejemplo en la agricultura, en un

evento de helada —al enfriarse el suelo y la atmósfera adyacente a él a valores cercanos a 0°C— puede ocasionar daño en las células de los cultivos, que en algunos casos extremos es irreparable o conlleva a su muerte.

Dos son los principales mecanismos que se dan en el valle para la ocurrencia de heladas: el más frecuente —cerca del 80% según datos del SENAMHI (1989)— es la helada radiativa, debido a las grandes pérdidas de calor entre la noche y madrugada en suelos y zonas de altitudes mayores a 3.000 metros, bajo ciertas condiciones de la atmósfera (gran estabilidad, cielos bien despejados, baja humedad, nulo o muy débil viento) y por lo general muy dependiente de las características locales de la zona (pendiente, zonas estrechas, poca cobertura vegetativa, etc.). Una investigación experimental, sobre este tipo de heladas, ha sido realizada en el transcurso de este proyecto y el reporte se presenta en este mismo capítulo.

En la Figura 3.1 se presenta el mecanismo de acumulación de aire frío (con temperaturas menores a 0°C) en las zonas más bajas de un valle interandino, en el que se refuerza el enfriamiento nocturno —cerca a la superficie del suelo— con las condiciones de alta estabilidad atmosférica y el descenso del aire de las laderas hacia las zonas más bajas (fondo del valle).

Por el aspecto de impacto a la agricultura, se llaman heladas blancas a aquellas en las cuales al haber suficiente humedad en la atmósfera y al llegar a temperaturas de congelamiento, se forma escarcha sobre la planta, dando una apariencia de color blanco a las hojas, siendo este tipo de heladas menos dañinas a los cultivos.

En el caso de atmósferas bastante secas, y según la intensidad de las heladas, el fuerte enfriamiento puede ser muy perjudicial, ocasionando la destrucción de las células de los cultivos, lo que les ocasiona una apariencia de “quemado” o color negro.

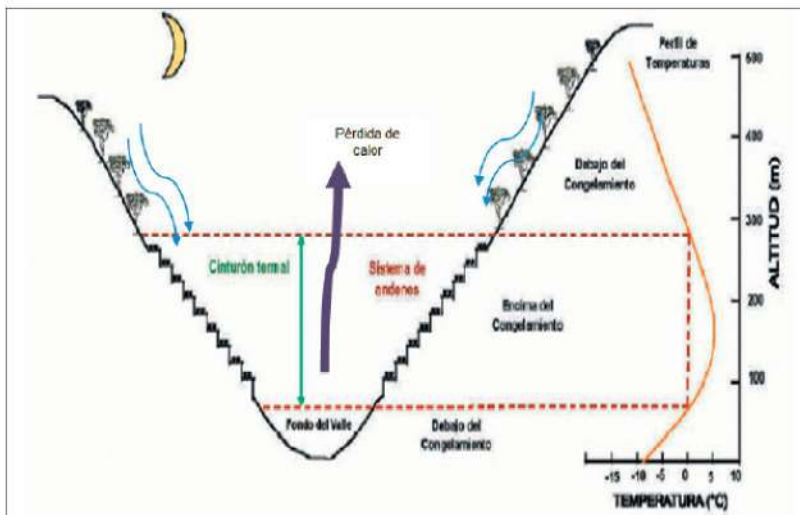


Figura 3.1 Mecanismos de advección y radiación para la formación de heladas en valles interandinos. Fuente: Modificado de SENAMHI, 2005.

Intensidad de heladas

La intensidad de las heladas se establece generalmente considerando la temperatura mínima más baja alcanzada durante el evento.

Estos valores y su frecuencia pueden variar de una zona a otra dependiendo de la altitud, latitud, características meteorológicas predominantes (cielos despejados o cubiertos, intensidad del viento, cantidad de humedad), el relieve o la topografía de la zona (medias y altas altitudes, zonas de pendiente, zonas encajonadas), entre otros (Tabla 3.2).

Según SENAMHI (2005), las heladas por su intensidad pueden ser agronómicas suaves, moderadas y severas, considerando como T_{min}, la temperatura mínima del día obtenida en la caseta meteorológica. Así, la clasificación por su intensidad según esta misma fuente, y tomando en cuenta los rangos de temperatura son:

Heladas agronómicas suaves
3°C <T_{min}<= 6°C

Heladas suaves
0°C <T_{min}<= 3°C

Heladas moderadas
-3°C <T_{min}<= 0°C

Heladas severas
-6°C <T_{min}<= -3°C

Tabla 3.2 Algunos factores que influyen en la formación y distribución de las heladas. Fuentes: FAO (2005), CENAPRED (2001), SENAMHI (2010), IGP (2005b).

VARIABLES meteorológicas	Nubosidad, viento, humedad y radiación solar. Con cielos bien despejados (sin nubes) por la noche, toda la energía terrestre se pierde libremente al espacio y el suelo se enfría rápidamente. En condiciones de débil o nulo viento, se reduce el intercambio de energía vertical y horizontal, que de presentarse podrían evitar los descensos bruscos de temperatura. Terrenos con exposición al sur, reciben, menos energía solar en invierno, siendo más fríos, en comparación a los del norte.
Relieve y topografía	A altitudes mayores a 3000 msnm las heladas son frecuentes, incrementándose su intensidad y frecuencia conforme aumenta la altitud. En terrenos planos y convexos en valles interandinos, se produce el estancamiento de aire frío, favoreciendo la helada. Contrariamente, los terrenos inclinados, presentan menor frecuencia de heladas por facilitar el desplazamiento del aire frío.
Tipo de suelo o superficie y componentes	Las características del suelo o su tipo, determinan en gran medida las características térmicas cerca de su superficie, tanto durante la noche como a cualquier hora del día. Un suelo arenoso seco transfiere mejor el calor que uno arcilloso seco, y ambos transfieren y guardan mejor el calor que los suelos orgánicos. En suelos húmedos, el calor del día es retenido a mayores profundidades y por la noche el calor se pierde lentamente, dando una característica de abrigo. Componentes inorgánicos como el potasio adicionado al suelo, aumentan la tolerancia a heladas por sus efectos termorreguladores.

Heladas en el valle del Mantaro

Datos

Los datos de temperaturas diarias utilizadas en el análisis de frecuencias, periodos y frecuencia, fueron obtenidos de cinco estaciones meteorológicas ubicadas en el valle del río Mantaro (Mapa 1.3): Huayao, Jauja, Ingenio, Viques y Santa Ana, para los años en común: 1981 al 2010. En el análisis de variación horaria, se trabajó con información de termógrafo de la estación de Huayao, para el periodo enero 1990 a diciembre 2007.

Otra información adicional, como la de la distribución espacial de las heladas en el valle del Mantaro, se obtuvo de diversas fuentes o investigaciones realizadas en la zona de estudio, como la del Senamhi (1989), Villegas (1991), Rozas (1991) y Trasmonte (2009).

Frecuencias y periodos

Las heladas suelen ser frecuentes en la cuenca y valle del Mantaro (IGP, 2005a; Trasmonte, 2010), presentándose por lo general entre mediados fines de abril hasta agosto, con los valores más bajos y la mayor ocurrencia durante el invierno, sobre todo en junio y julio.

Entre setiembre y abril, especialmente a inicios de primavera, también pueden presentarse heladas que en promedio puede ser menor al 5% de la ocurrencia anual, con intensidades que varían según la altitud de la zona, así según IGP (2005a) en zonas con altitudes cercanas a 4.500 msnm (como en Marcapomacocha).

Los extremos mínimos pueden llegar a temperaturas entre -8°C y -10°C , en la zona del valle (con altitudes alrededor de 3300 msnm)

las heladas pueden variar entre $+2^{\circ}$ y -2°C , con valores extremos que pueden llegar a -4°C , en tanto que en las zonas con altitudes menores a 3000 msnm, disminuye significativamente la frecuencia e intensidad de las heladas, aun cuando ocasionalmente pueden presentarse algunas.

Las heladas de intensidades menores o iguales a 0°C se distribuyen en el valle del Mantaro principalmente entre abril y setiembre, entre 2 y 16 días en promedio por mes (Figura 3.2), con el valor más alto en julio. En Santa Ana y Jauja el número de heladas es el más alto (entre 18 y 19 días, en julio), mientras que en Viques el número de días más alto es de 8 durante julio. Si se calcula el porcentaje del número de heladas, respecto a la suma anual, en todos los casos, el 95% de las heladas de esta intensidad se presenta en los meses fríos y secos entre mayo y agosto, y el 5% restante puede caer entre setiembre y abril durante la temporada cálida y húmeda. Entre enero y marzo, durante el pico de lluvias, son bastante escasas las heladas de esta intensidad, en promedio sólo el 0,25% ocurren entre esos meses.

Las heladas de intensidades menores o iguales a 5°C pueden ocurrir en todo el año con valores menores a 10 días entre diciembre y marzo, que representan en promedio entre el 3 y 5% del total de heladas en el año, e incrementa el número desde el mes de abril hasta un máximo en julio, cuando en promedio 28 de los 31 días del mes presentan heladas de esta intensidad (Figura 3.2). Entre enero y marzo ocurren en promedio el 17% de este tipo de heladas. También se observa que es en Viques donde se da el menor número de heladas en todo el año, en comparación a las otras zonas del valle que han sido evaluadas.

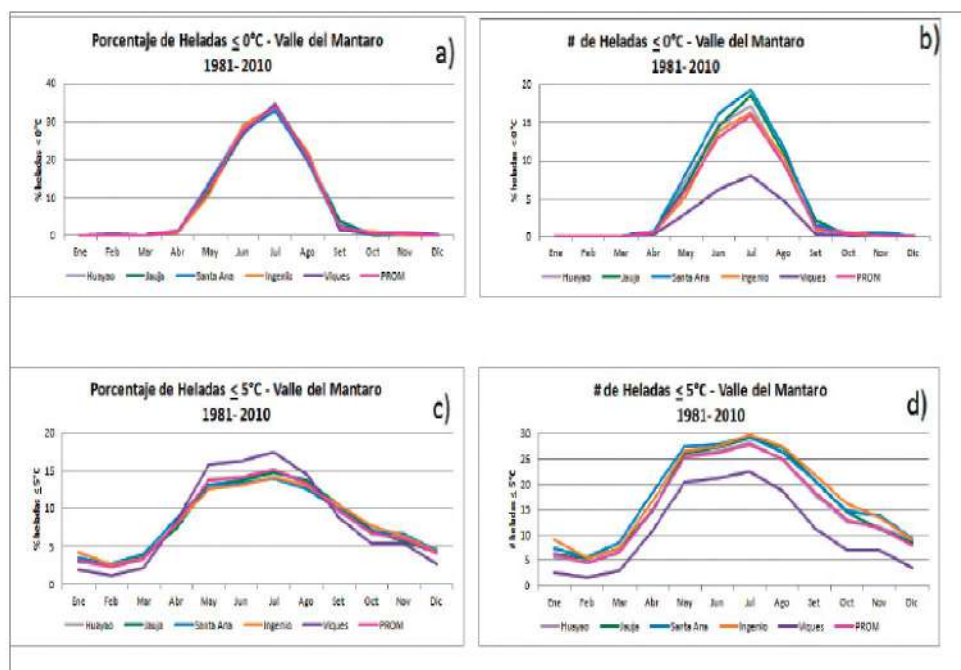


Figura 3.2 Distribución mensual de número de días con heladas (columna de la izquierda) y porcentajes respecto al total anual (columna de izquierda) de las heladas en el valle del Mantaro.

Tipos de heladas según su origen

Un análisis de la información meteorológica del valle del Mantaro, durante los años 1984-1987 realizado por el SENAMHI (1989), concluye que el 83% de las heladas que suelen darse en el valle del Mantaro (con temperaturas menores o iguales a 0,0° C a 0,5 m sobre el suelo) son heladas fundamentalmente radiativas y el resto de tipo advectivo. Las heladas radiativas fueron 61,4% puras y un 21,6% del tipo mixto con predominancia radiativa, que ocurrieron muy frecuentemente en el invierno (junio a agosto), se iniciaron aproximadamente en abril y finalizaron generalmente en setiembre; sin embargo, esporádicamente pudieron ocurrir entre octubre y diciembre.

Del total de heladas advectivas, sólo el 3,7% fueron de tipo puro y un 13,3% del tipo mixto con predominancia del componente advectivo, por lo general se presentaron entre mayo y julio y ocasionalmente en setiembre y noviembre. No existe a la fecha estudios más recientes, sobre una clasificación de las heladas según su origen en el valle del Mantaro; tampoco hay estudios más detallados sobre una inter-comparación entre ambos tipos de heladas y sus variantes.

Variación horaria

Se analizó el caso de heladas meteorológicas (menor o igual a 0°C) de la estación de Huayao, para el periodo setiembre a abril (Figura 3.3), encontrándose 46 eventos entre enero 1990 a diciembre 2007, de los cuales sólo se encontró información por horas para 38 eventos.

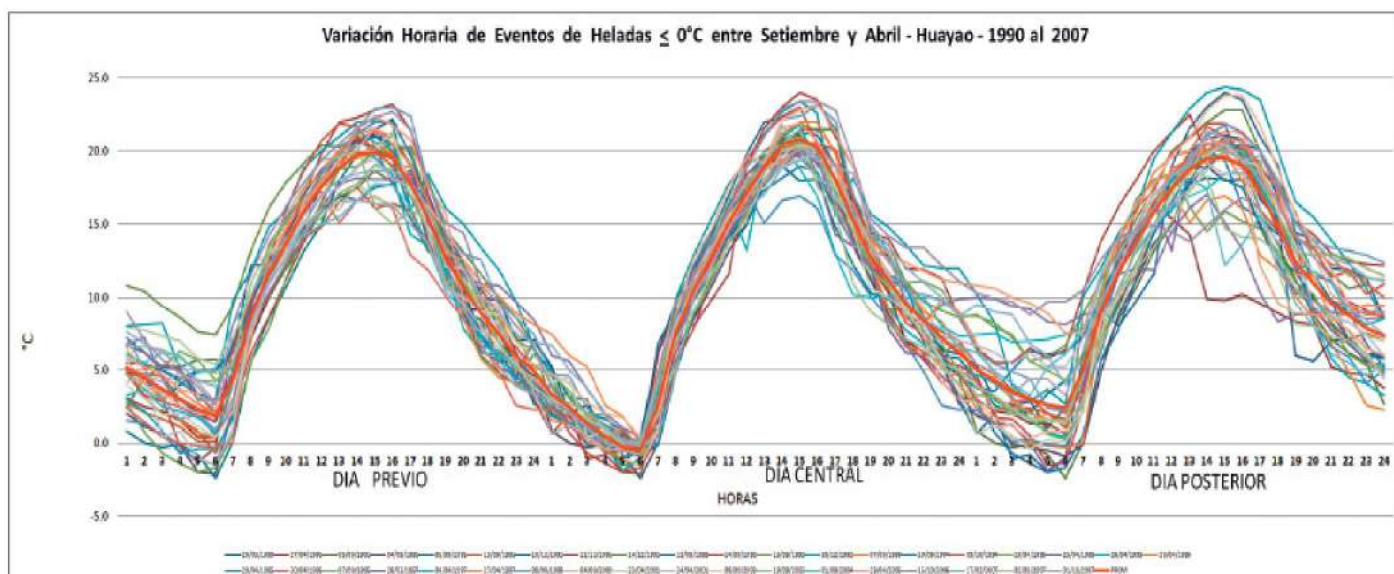


Figura 3.3 Variación horaria de las heladas en Huayao entre setiembre y abril. Periodo 1990- 2007. El promedio se colocó con línea roja intensa. Fuente: Elaboración propia.

Para ver más claramente la evolución de las variaciones de las temperaturas, se graficó la información desde la noche anterior al evento de heladas, el día central (cuando por la madrugada se da la temperatura más baja), y un día posterior.

Se encontraron duraciones entre 1 a 5 horas, 44,7% de los casos con 2 ó 3 horas, 42% de los casos de 1 sola hora, 8% de casos de 4 horas seguidas y sólo 5% con 5 horas de duración. Además, se observó que las heladas generalmente se presentan entre las 4 y 6 am, aunque ha habido pocos o excepcionales casos en los cuales se presentaron aproximadamente a partir de las 2 am y terminaron entre las 6 y 7 am.

En casi todos los años se presentó al menos un evento de heladas de este tipo, excepto en 1996 y 2002, y el mayor número de eventos se dieron en los años 1991 (8 casos), 1992 (8 casos) y 1995 (7 casos). Por otro lado, en promedio los gradientes (disminuciones) de temperaturas entre las 16 y 19 horas son bastante similares en los días previo, central y posterior, pero entre las 19 y 5 horas del día siguiente, el descenso de las temperaturas por hora, en el día previo a la helada, es más fuerte en comparación a los otros días, a razón de -1,3 °C/hora aproximadamente.

Intensidad

Para el valle del Mantaro se calculó la distribución mensual (en porcentaje) de los diferentes tipos de heladas, encontrándose que las heladas agronómicas ligeras, se dan por lo general en mayor proporción entre setiembre y

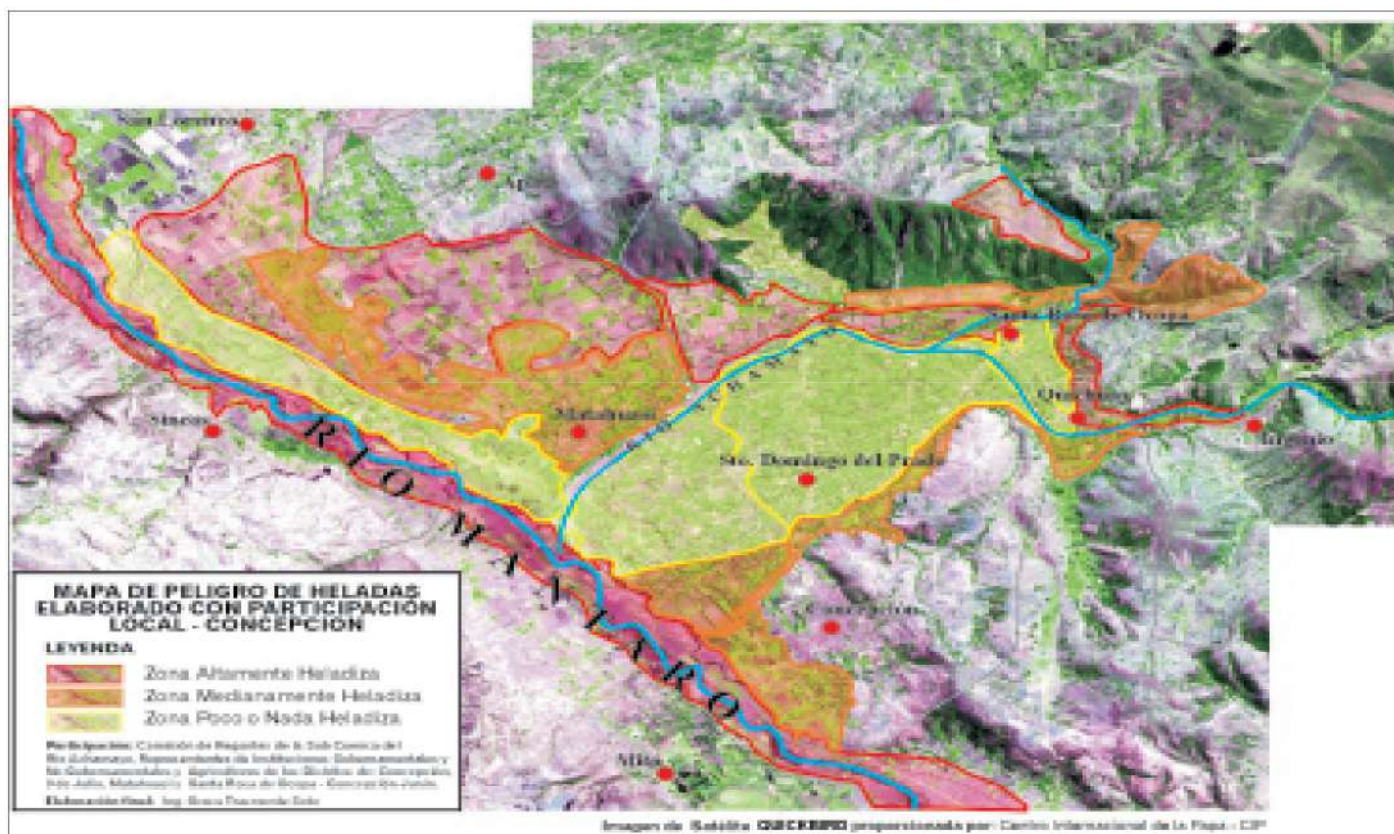
diciembre (alrededor del 11%), además de abril. Las heladas suaves particularmente en mayo (18%) y después entre agosto y setiembre (alrededor del 14%). Las heladas moderadas se presentan entre mayo y agosto (máximo en julio, 30%), y las severas, se presentan en mayor porcentaje entre junio y agosto, con un máximo en julio (47% del total por año).

Distribución espacial de las heladas

Mapas de distribución de heladas en todo el valle del Mantaro fueron preparados por SENAMHI (1989), y también se detallan en los trabajos de Villegas (1991) y Rozas (1991), distribuyendo una red de medición de temperaturas de cerca a cincuenta estaciones temporales, por una duración de cuatro años (1984 –1987), y extrapolando a un mayor número de años, utilizando información histórica de Huayao. En dicho estudio se encontró que la zona norte es la que más se enfría en todo el valle durante eventos de heladas radiativas, y por el contrario se observa una relativa calidez en la zona sur y sureste. Se asocia estas características principalmente a las diferencias de altitud de la zona norte respecto al sur, recordando por ejemplo que la ciudad de Jauja se encuentra a un altitud de 3400 msnm, mientras que Viques está a una altitud de 3100 msnm.

Según Villegas, la zona más fría ($< -1^{\circ}\text{C}$ respecto a Huayao) va principalmente entre Chuclú hasta las cercanías de la hacienda San Juan —en San Lorenzo— abarcando la zona frente a Jauja (incluyendo zona del aeropuerto) y el lecho del río, así como también un sector de la margen derecha sur del río cerca de Huayao hasta Chongos Bajos —en Chupaca— La otra zona fría, entre 0° y -1°C , se extiende a lo largo del lecho del río Mantaro hacia la zona central y sur, primero bordeando la zona más fría hasta sectores cerca de Huayao, hasta Sicaya, parte de Chupaca y sectores de Chupuro (suroeste del valle, al oeste de Viques).

Las zonas más templadas del valle presentaron temperaturas mayores a las registradas en Huayao, de las cuales las que tuvieron temperaturas hasta 1°C respecto a Huayao, se encuentran circundando a las zonas más frías ya descritas, al norte en zonas como las proximidades a la laguna de Paca, hacia el centro con una amplia zona entre San Lorenzo y cercanías de la ciudad de Concepción (margen izquierda del río Mantaro) y al otro lado del río, los poblados de Sincos y Mito; y por el sur, en la margen derecha del río: Orcotuna, Sicaya, Huamancaca, Tres de Diciembre y sectores de Chupuro y Chupaca, entre otros, que presentaban moderada densidad de vegetación arbórea.



Mapa 3.1 Mapa de Peligro de heladas en distritos de la provincia de Concepción, elaborado con participación de la comunidad. Fuente: Trasmonte (2009).

Zonas de 1° a 2°C más cálidas que Huayao, se emplazaron en pequeñas áreas al norte del valle (laguna de Paca, ciudad de Jauja), al centro por la margen izquierda entre San Agustín, Quilcas, San Jerónimo y la ciudad de Concepción, y a la margen derecha en alturas entre 3300 a 3400 m de altura. Finalmente, las áreas de temperaturas mayores a +2°C respecto a Huayao, se extendieron sólo al sureste del valle desde Alaya (cerca de la ciudad de Concepción) hasta Pucará, la ciudad de Huancayo, Sapallanga, Pucará y Huacrapuquio al extremo sur del valle, y dentro de esas áreas se ubicaron núcleos más cálidos (mayores a 4°C) como entre Aza-Palián y Viques. En general, las zonas más frías se caracterizaron por estar en los fondos a porciones bajas de las pendientes (donde se asientan los flujos densos y más fríos de aire), recodos del valle, fondos estrechos y áreas planas extensas sin cobertura arbórea, que inducen y favorecen la acumulación e inmovilidad del aire frío.

En otras investigaciones sobre la distribución espacial de las heladas (Trasmonte, 2009, 2011), el interés se centró en obtener información detallada a nivel de poblados y adyacentes, sobre la distribución espacial de las heladas, pero reconociendo el vasto conocimiento de los pobladores sobre las características de su ambiente, específicamente sobre las distribuciones térmicas en casos de heladas. Se trabajó con dos poblados de diferentes características socio-económicas, culturales y ambientales, Quilcas (3.330 msnm), zona más rural, agreste y con mayor altitudes, con agricultura básicamente de secano (solo por lluvias), y Concepción (3.283 msnm), zona semirural, de piso de valle, mayormente agrícola, con un sistema de riego parcialmente regulado y con gran acceso al resto del valle.

Se presenta el resultado final de la composición de los mapas trabajados en Concepción por los pobladores de la zona (Mapa 3.1), mayormente agricultores, en el cual se detalla claramente la distribución espacial y el posible grado de intensidad de las heladas que suelen distribuirse en su zona: muy heladizas (color rojo en el mapa), medianamente heladizas (color anaranjado) y poco o nada heladizas (color amarillo). Similarmente se trabajó con la zona de Quilcas.

En general en ambos lugares la mayoría coincidió (similarmente a lo obtenido por el Senamhi), que las zonas más frías se caracterizan por ubicarse en las porciones bajas de las pendientes o cerros, zonas altas (por encima de 3.600 msnm) y "peladas" (rocosa y/o sin vegetación), aéreas planas extensas con poca o sin cobertura arborea y zonas cerca al río (Mantaro); mientras que las zonas más cálidas se ubican principalmente en las laderas libres de los cerros y en zonas con alta vegetación arbórea y/o rodeada de cercos "vivos" de árboles o arbustos.

Caracterización física de heladas radiativas en el valle del del Mantaro

Miguel Saavedra y Ken Takahashi

Las heladas en el valle del Mantaro, es uno de los fenómenos meteorológicos extremos que más impacto tiene en el valle del Mantaro, especialmente la heladas radiativas que están asociadas a condiciones de cielos despejados y vientos suaves (Villegas, 1989). Estas son aquellas que se dan con mayor incidencia e intensidad entre los meses de junio y agosto, y que durante estos meses pueden causar perjuicios en la salud (siendo una de las enfermedades más comunes las del tipo respiratorio) y además, afectar a los cultivos en el valle (IGP, 2005).

Sanabria (2008) hace el uso de modelos físicos y empíricos para el pronóstico de heladas, sin embargo, solo fueron validadas en ciertas zonas del valle; aquí también resalta que una de las principales fuentes de error fue la estimación de la radiación infrarroja que emite la atmósfera hacia la superficie del suelo ($LW\downarrow$). Es por esto que en este trabajo también se analizan datos medidos en campo de esta variable.

La definición de heladas que se utilizará para fines de este trabajo es una de las que cita la

FAO (2005): una helada tiene ocurrencia cuando la temperatura de la superficie se encuentra por debajo de 0°C . Cuando ocurre una helada radiativa también es común que la temperatura disminuya al aumentar la altura, como en la Figura 3.4. Es decir, si la temperatura del suelo está por debajo de 0°C la temperatura irá disminuyendo, incluso hasta valores menores a 0°C a una altura de 2m donde es común medir la temperatura dentro de una caseta meteorológica.

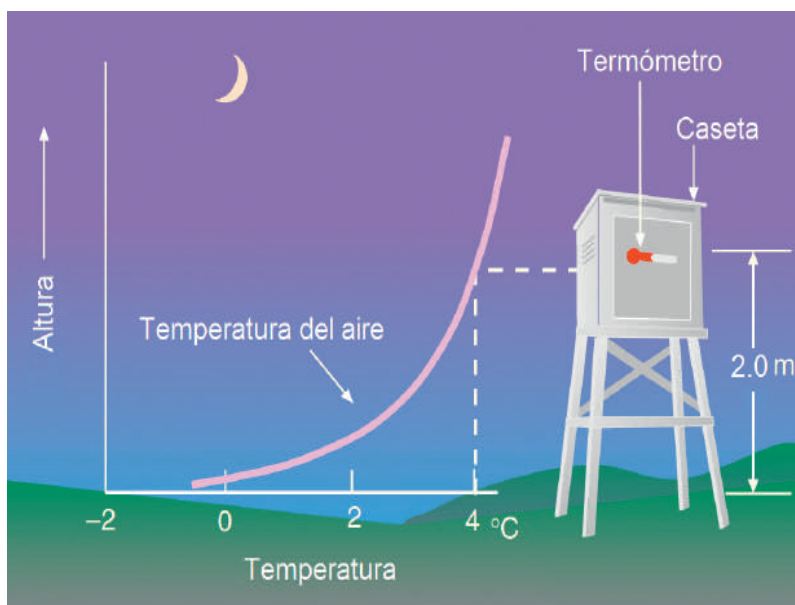


Figura 3.4: Disminución de la temperatura durante una helada radiativa. Adaptado de Ahrens, 2007.

Datos y metodología

Se trabajaron con datos recopilados en la estación meteorológica de Huayao, ubicada al oeste de la ciudad de Huancayo a una latitud de $-12,04^{\circ}$ y a una longitud de $75,32^{\circ}$. Los datos provienen de la estación meteorológica automática y de una campaña observacional realizada entre los días 15 y 18 de julio de 2010.

Para la campaña observacional se instalaron geotermómetros para medir la temperatura del suelo y un pirgeómetro para medir la cantidad de radiación infrarroja que emite la atmósfera hacia la superficie del suelo ($LW\downarrow$), esta última puede regular la temperatura del suelo durante la noche. Se utilizaron en total siete termómetros digitales que fueron acondicionados como geotermómetros y fueron enterrados a profundidades de 50, 30, 20, 10, 5 y 2 cm de profundidad, también se colocó un termómetro en la superficie del suelo. El pirgeómetro se instaló sobre una plataforma, a una altura de seis metros aproximadamente para evitar en lo posible que reciba la radiación de los obstáculos cercanos tal como árboles, casas, etc.

En las Fotos 3.1 y 3.2 se muestra parte del trabajo de campo realizado en la campaña observacional, la ubicación de los termómetros a 50 cm de profundidad (derecha) y en la superficie del suelo (izquierda).



Campaña observacional para recopilación de datos en el Observatorio de Huayao. De izquierda a derecha: Foto 3.1 Ubicando el último resistor sobre la superficie del suelo. Foto 3.2 Ubicación del termistor a 50 cm de profundidad.

En la Figura 3.5 se muestran los datos tomados por los termómetros (izquierda) y los datos registrados por el pirgeómetro (derecha, en color azul). Los datos de temperatura se muestran consistentes con la teoría, disminuyendo la amplitud de la temperatura con la profundidad y mostrando desfase, presentando los máximos retrasados si el termómetro se encuentra más profundo. Lo más notable es que en la superficie del suelo la temperatura alcanza valores de $-6,5$ y $-3,5$ °C durante la primera y tercera noche (heladas), mientras que en la segunda la temperatura fue mayor con $1,3$ °C.

Los datos registrados por el pirgeómetro están representados por la línea de color azul y en color verde la cantidad de radiación solar incidente. Durante la primera noche LW_{\downarrow} desciende desde 275 hasta 220 W/m^2 , y en la tercera desde 280 hasta 240 W/m^2 , mientras que en la segunda solo se mantiene alrededor de $300 W/m^2$. Durante la primera, segunda y tercera noche LW_{\downarrow} se encuentran con valores promedios de 225 , 300 y 250 W/m^2 , respectivamente. Según las observaciones de nube que se realizan a las 7 y 19 horas durante la segunda noche se observaron nubes bajas con cielo totalmente cubierto, mientras en la primera y tercera noche se observaron nubes medias y altas con el cielo parcialmente cubierto.

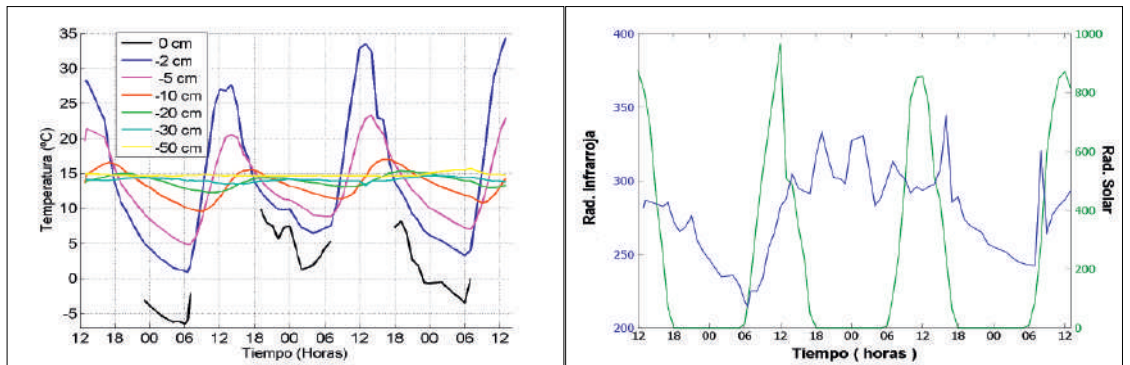


Figura 3.5: Datos registrados durante la campaña observacional en el Observatorio de Huayao. Temperatura del subsuelo y de la superficie (izquierda), radiación infrarroja y solar (derecha).

Por otro lado también se estimó la influencia de la temperatura y de la humedad específica de la atmósfera estándar en la cantidad de radiación infrarroja emitida hacia la superficie (LW_{\downarrow}). Para esto se usó el modelo SBDART (Santa Barbara DISORT Atmospheric Radiative Transfer) que simula los procesos físicos de intercambio de energía radiativa en la atmósfera. Las variaciones de humedad entre una noche y otra podrían indicar variaciones en la cantidad de radiación emitida por la atmósfera.

La variación de temperatura máxima en caseta meteorológica entre las noches podría utilizarse como un estimado de las diferencias de la temperatura de la capa límite entre noche y noche, ya que el calentamiento del aire en la capa límite está muy relacionado al calentamiento del aire cerca a la superficie. Los datos de humedad específica y de temperatura en caseta se muestran en la Figura 3.6.

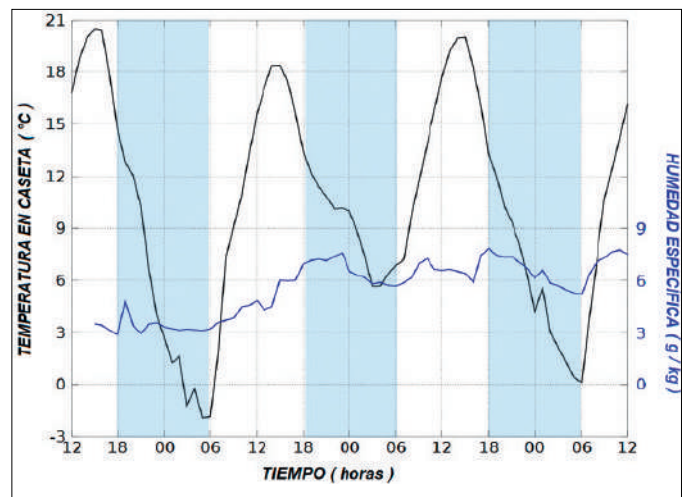


Figura 3.6: Datos de temperatura y de la humedad específica del aire en caseta meteorológica en el Observatorio de Huayao, durante los días del 15 al 18 de julio.

Finalmente, se elaboró un modelo numérico unidimensional para modelar las temperaturas durante la noche. El modelo utiliza la ecuación de difusión de calor para simular los procesos de intercambio de energía en el subsuelo, también la ecuación de balance de energía en la superficie.

En la Figura 3.7 se muestra un esquema para estimar las temperaturas mínimas mediante el modelo numérico de difusión. Las condiciones iniciales del modelo se obtienen a partir de los datos de temperatura de las campañas observacionales, asimismo los datos de radiación infrarroja sirven de forzante al modelo en las condiciones de frontera y conjuntamente con la ecuación de difusión de calor hacen las iteraciones para calcular las temperaturas en el suelo en base a la distribución e intercambio de calor en las diferentes capas del suelo.

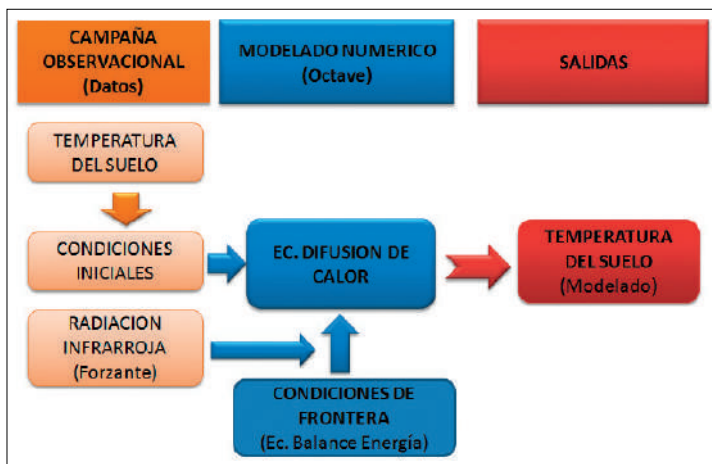


Figura 3.7: Esquema para la estimación de las temperaturas mínimas usando un modelo numérico de difusión.

Resultados

Se realizó el análisis de sensibilidad del modelo numérico para determinar la influencia de los diferentes factores sobre la temperatura mínima durante la noche. Para esto se evaluó cada variable o parámetro, haciendo variar sus valores y determinar así los cambios que producen en la temperatura mínima. Luego, se realizó el modelado de las temperaturas de las tres noches mediante el modelo numérico de difusión para determinar la temperatura mínima.

Sensibilidad de LW_{\downarrow} a la temperatura y humedad del aire

Según el modelo de transferencia radiativa SBDART, la sensibilidad de LW_{\downarrow} a variaciones de la temperatura del aire en una atmósfera estándar es $4 \text{ Wm}^{-2}/^{\circ}\text{C}$ y de $4,8 \text{ Wm}^{-2}/(\text{g}/\text{kg})$ a variaciones de la humedad específica.

De acuerdo a estos resultados, la variación en promedio de la humedad de $3 \text{ g}/\text{kg}$ durante la primera noche a más de $6 \text{ g}/\text{kg}$ durante la segunda y tercera noche, sugiere una contribución de 15 Wm^{-2} en LW_{\downarrow} . Mientras la disminución de la temperatura (temperatura máxima en caseta) de la capa límite de 2°C de la segunda y tercera noche respecto de la primera produciría una disminución de 8 Wm^{-2} .

Análisis de sensibilidad del modelo de difusión

Las condiciones de control que se toman en cuenta antes de realizar el análisis de sensibilidad se muestran en la Tabla 3.3. Solo se variará o parámetro para el cual se realiza el análisis de sensibilidad, para así determinar la influencia sobre la temperatura mínima.

Tabla 3.3 Variables y parámetros de control para el análisis de sensibilidad de la temperatura mínima.

Forzante o radiación infrarroja (LW_{\downarrow})

La sensibilidad que presenta la temperatura mínima a variaciones de la forzante es de $0,14 \text{ }^{\circ}\text{C}/\text{Wm}^{-2}$, y no existe mucha variación para emisividades mayores a $0,9$ (ver Figura 3.8). Esta sensibilidad puede ser sustancial, ya que según los datos obtenidos en la campaña observacional, se pueden presentar diferencias mayores a 50 Wm^{-2} entre noche y noche, lo que implicaría diferencias mínimas de hasta 7°C entre noche y noche.

Emisividad

En vista que la mayoría de superficies naturales presentan emisividades mayores a $0,9$, se realizó el análisis de sensibilidad solo en el rango de $0,9$ a 1 . En la Figura 3.9 se observa como la temperatura mínima es más sensible a cambios de emisividad si la forzante es relativamente baja, por ejemplo, para una forzante de 200 Wm^{-2} los valores de sensibilidad son de $-0,105 \text{ }^{\circ}\text{C}/\Delta\epsilon$ y para forzantes de 280 y 350 Wm^{-2} la sensibilidad es de $0,06$ y $0,02 \text{ }^{\circ}\text{C}/\Delta\epsilon$ respectivamente. Donde $\Delta\epsilon$ representa una variación de $0,01$ de la emisividad.

Variable o parámetro	Valor
Temperatura inicial del suelo	$15 \text{ }^{\circ}\text{C}$
Forzante (LW_{\downarrow})	280 Wm^{-2}
Emisividad del suelo	1
Humedad del suelo	$< 10 \text{ m}^3 \text{ m}^{-3}$

Humedad del suelo

Los cambios de humedad en el suelo también traen consigo el cambio en algunas propiedades físicas que intervienen en el intercambio de energía en el suelo. Por ello, también se hace el análisis de sensibilidad de esta variable. El tipo de suelo es identificado como franco arcilloso arenoso (IGP, 2010).

En la Figura 3.10 se puede observar que cuando las variaciones de humedad se dan dentro de condiciones relativamente secas, estas generan mayor variación en las temperaturas mínimas. Así por ejemplo, la sensibilidad promedio cuando la humedad varía entre 0 y 10 m³m⁻³ es de 0,49 °C/(m³m⁻³). Esto se reduce a 0,19 °C/(m³m⁻³) cuando la humedad varía entre 10 y 20 m³m⁻³, y es 0,06 °C/m³m⁻³ cuando varía entre 30 y 40 m³m⁻³.

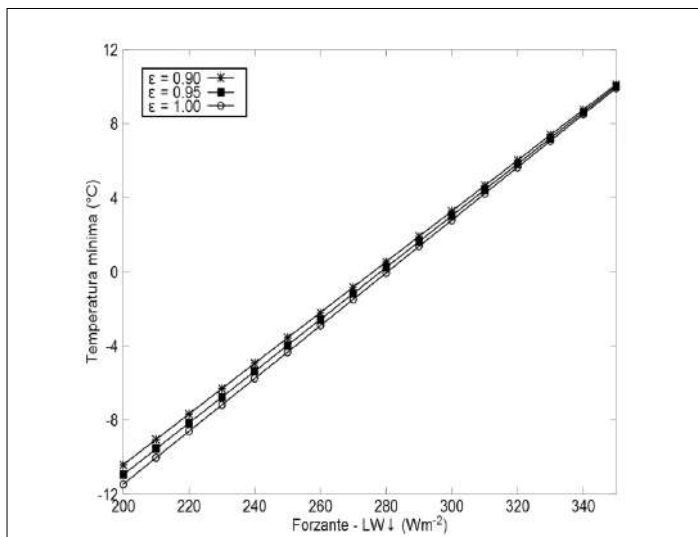


Figura 3.8 Sensibilidad de la temperatura mínima estimada por el modelo a variación de la radiación infrarroja.

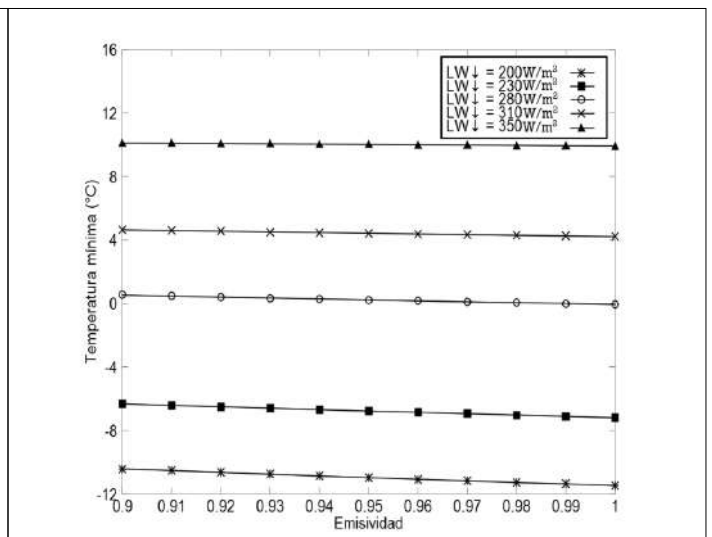


Figura 3.9 Variaciones de la temperatura mínima con el cambio de la emisividad del suelo. Se realizaron experimentos para diferentes valores de forzante.

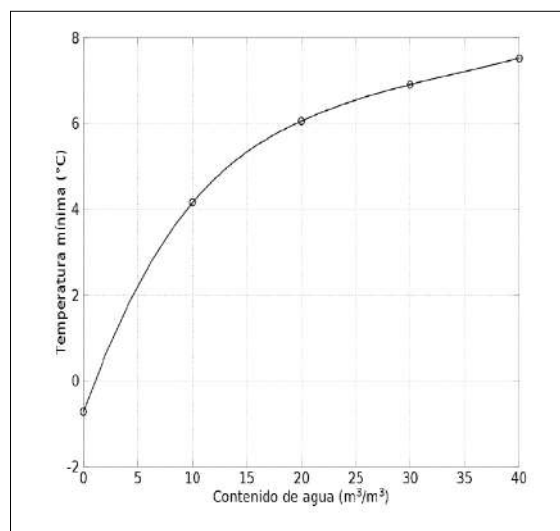


Figura 3.10 Sensibilidad de la temperatura mínima a variaciones de contenido de agua en el suelo.

Estimación del modelo numérico de difusión

En la Figura 3.11 se muestra el gráfico de dispersión de la temperatura observada y la temperatura obtenida mediante el modelo numérico. En general se puede decir que el modelo representa bien el comportamiento de la temperatura durante las noches.

Durante la primera y última noche la temperatura mínima simulada se presenta a las seis de la mañana con valores de -8,1 y -4,8 (heladas), mientras que las temperaturas mínimas observadas también se presentan a la misma hora con valores cercanos a los simulados, de -6,5 y -3,5 °C, respectivamente. En ambos casos la forzante tuvo un decaimiento a partir de 280 Wm⁻² a las 19 horas.

Durante la segunda noche la temperatura mínima fue de 1,3 °C a las 2 horas, y el modelo estimó un valor de 2,1 °C dos horas después. Aquí el modelo muestra la influencia que tiene la forzante sobre la temperatura, ya que luego de incrementarse o disminuir la forzante (Figura 3.11) también se vió reflejado en incrementos o disminución de la temperatura simulada.

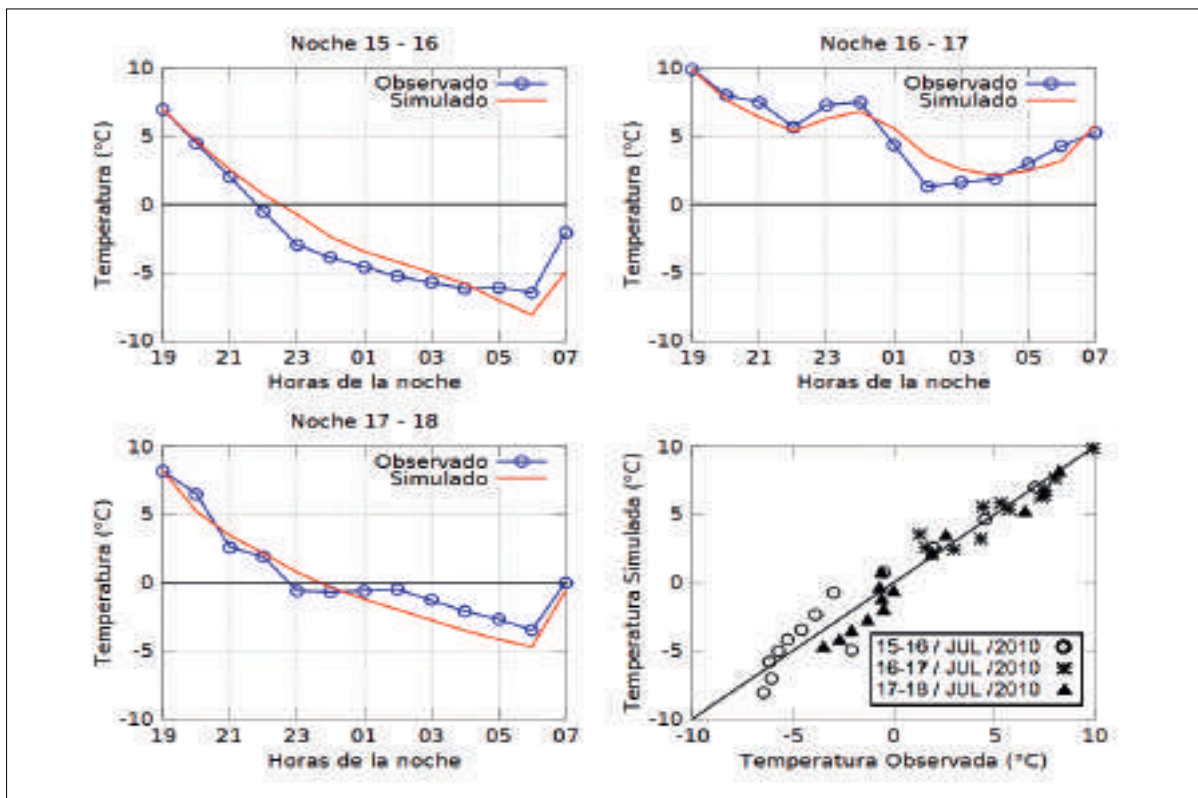


Figura 3.11 Comparación entre datos observados y simulados mediante el modelo numérico de difusión. Gráfico de dispersión de las temperaturas mínimas observadas y temperaturas mínimas estimadas por el modelo numérico.

Conclusiones

- Según el análisis de sensibilidad, los factores principales que determinan la diferencia de temperatura entre una noche y otra son la radiación infrarroja LW_↓ (forzante) y la humedad del suelo. La forzante LW_↓ puede estar sujeto a variaciones de humedad específica y temperatura de la capa límite; esto puede ser más notorio durante la primera y segunda noche, donde las diferencias fueron de 3 g/kg y de 2°C aproximadamente.
- Se puede descartar las variaciones de temperatura mínima debido a cambios de humedad del suelo, porque durante los días de campaña no se presentaron eventos de lluvia; esto en general se podría aplicar a la mayor parte del periodo de los meses de mayo a agosto por la escasa presencia de lluvias (IGP, 2005).
- La forzante tuvo un comportamiento promedio bien diferenciado durante los tres días. Esto pudo deberse a las condiciones de cielo nublado en la segunda noche donde hubo una temperatura mínima de 1,3°C; mientras que durante la primera y tercera noche se presentaron temperaturas mínimas de -6,5 y -3,5°C con cielo despejado.
- El modelo numérico de difusión representa con buena aproximación las temperaturas mínimas y heladas, con errores absolutos menores a 2 °C.

Circulación atmosférica asociada a bajas temperaturas

Juan Sulca, Grace Trasmonte, Yamina Silva, Ken Takahashi y Kobi Mosquera

Introducción

Tal como se vio en el Capítulo 1 de este mismo volumen, la temperatura mínima promedio en el valle está asociada a la estacionalidad, registrándose los valores mínimos durante el invierno (alrededor de 0° en julio), debido a varios factores como a la posición del Sol durante esta época del año, a la escasa nubosidad y el aire seco que predomina en la zona de montaña. Los valores máximos se presentan en los meses de verano (alrededor de 7°C en febrero), debido a principalmente a la posición del Sol y las condiciones húmedas durante la temporada de lluvias que hace que las noches sean más templadas (IGP, 2005a).

Estudios recientes sobre impactos de variables meteorológicas en el rendimiento productivo de algunos cultivos (maíz, quinua, etc.) en las localidades del valle del río Mantaro, muestran que las bajas temperaturas son un factor importante en el rendimiento de estos cultivos. Asimismo, estos estudios muestran que es necesario que las temperaturas mínimas durante las fases fenológicas del cultivo —principalmente durante el proceso vegetativo y proceso reproductivo— superen la temperatura crítica del cultivo (Ochoa, 2010; Galindo, 2010).

El periodo de la fase fenológica de los cultivos estudiados abarcan los meses de septiembre-abril y las fases fenológicas más sensibles a las temperaturas se ubican entre los meses de diciembre-marzo —periodo de altas temperaturas mínimas en promedio— pero que pueden presentar temperaturas bajas —incluso heladas— que pueden ocasionar grandes impactos en la producción de los cultivos del valle (Trasmonte, 2010a). Por otro lado, Enciso (2012) muestra la alta relación que existe entre las bajas temperaturas en la subcuenca del río Achamayo (zona localizada al noreste del valle del río Mantaro) y la incidencia de infecciones respiratorias agudas (IRAs) en la población infantil de la zona; esta relación es observada a partir de la semana epidemiológica 18 hasta la semana 37 (entre los meses de mayo y setiembre), siendo la estación de invierno (junio-agosto) donde se dan las temperaturas más bajas y la mayor incidencia de IRAs.

La falta de estudios sobre la caracterización física de la circulación atmosférica, a escala regional, asociada a bajas temperaturas en el valle del río Mantaro, motivó la realización de este estudio en la cual se busca identificar los eventos de bajas temperaturas en esta región y los patrones de circulación atmosférica asociado a estos eventos para los meses de verano (DEFM) e invierno (JJA).

Datos

Para la identificación de las fechas de ocurrencia de bajas temperaturas en el valle del río Mantaro, se utilizaron datos de temperatura mínima de la estación de Huayao, para el periodo 1950-2009. La serie de datos de Huayao se consideró representativa del valle del río Mantaro debido a que presenta una alta correlación con el resto de series de tiempo de otras zonas del valle para el periodo en común (Trasmonte et al., 2010b). Además, cuenta con una extensa serie de datos confiables que permitió analizar la variabilidad temporal de estos eventos con más detalle.

Para la caracterización de los patrones de circulación atmosférica a escala regional se utilizaron los campos de temperatura, viento zonal y viento meridional de los Reanálisis del NCEP-NCAR (Kalnay et al., 1996) y ERA40 (Uppala et al., 2005), que cuentan con una resolución espacial de 2,5x2,5o longitud-latitud para los cuatro niveles mandatorios de presión (850hPa, 700hPa, 500hPa y 200hPa). Se utilizaron los datos correspondientes a las 12UTC (7 am. hora local), representativo de las horas de madrugada, pues es cuando ocurre con mayor frecuencia estos eventos en el valle del río Mantaro.

Por último, para la identificación del patrón de anomalías de convección profunda (Satyamurty et al., 1998) en América del Sur durante un evento de bajas temperaturas en el valle del río Mantaro, se utilizaron datos de satélite de radiación de onda larga saliente (ROL), pertenecientes al NOAA-NCEP (Gruber y Krueger, 1996). Estos datos son de las 12UTC con una resolución de 2,5x2,5o longitud-latitud para el periodo 1950-2009.

Metodología

Se identificaron las fechas de ocurrencia de bajas temperaturas durante los meses verano (diciembre-marzo) e invierno (junio-agosto). El umbral utilizado fue el decil 10 de los datos de temperatura mínima de la estación de Huayao para el periodo 1950-2009. Se define un evento de baja temperatura en los meses de diciembre a marzo si la estación de Huayao registra temperaturas mínimas menores o iguales a 4 °C y para junio a agosto si es menor o igual a -3°C con duración mínima de 1 día.

Para la identificación de los patrones de circulación atmosférica se utilizó el compuesto de anomalías estacional (Garreaud, 1999), que es calculada como la diferencia del promedio de los eventos fríos menos la climatología (media de DEFM y JJA para el periodo 1971-2000); además, se consideraron los años 1958-2002 debido a que es el periodo común para los datos de reanálisis.

Por último, a los patrones de circulación se aplicó la prueba-t de Student de dos colas al 95% de nivel de confianza, se consideró que un vector de anomalía de viento es significativo si una de sus componentes (viento zonal o viento meridional) pasa la prueba-t de Student .

Resultados

Identificación de fecha de ocurrencia de heladas

a. Diciembre a marzo (DEFM)

Durante el periodo 1950-2009, para esta temporada, se identificaron 463 eventos con una frecuencia promedio de 8,9 casos por año. En promedio, los eventos tienen una duración de 1,5 días. Además, el mes de diciembre, es el que presenta la mayor frecuencia de ocurrencia de estos eventos (34,8% del total de eventos), en comparación a enero (22,5%), febrero (17,1%) y marzo (25,6%). Febrero es el que tiene menos frecuencia ya que es el mes más lluvioso.

b. Meses de invierno (JJA)

Para el periodo 1950-2009 se identificaron 240 eventos, con una frecuencia promedio de 4,6 casos por año. En promedio, los eventos tienen una duración de 2,1 días. Además, en el mes de junio y julio es más frecuente la ocurrencia de los eventos fríos ya que cuentan con el 41,4 % y 44,3 %, respectivamente; mientras que el mes de agosto sólo presenta el 14,3%.

Identificación de patrones de circulación atmosférica

a. Meses de verano (DEFM)

a.1 Anomalías de ROL

Se observa un patrón robusto de anomalías positivas de ROL al norte y centro de América del Sur (sombras rojas), especialmente sobre el Perú, con más de 10 W/m² sobre los Andes centrales peruanos (zona de estudio) durante el día de ocurrencia del evento (Figura 3.12 c). Estas anomalías indican condiciones secas, debido a la ausencia de nubosidad y por ende de convección profunda en esta región. Además, estas anomalías son observadas días antes (Figura 3.12a, 3.12b) y después del evento (Figura 3.12d), en el cual se observa una ligera tendencia a debilitarse.

a.2 Anomalías de vientos y temperatura

A 850 hPa (1,5 km de altura), se observa que durante el día previo y central del evento (Figuras 3.13b, 3.13c) predominan anomalías de viento del oeste/noroeste/norte sobre la selva peruana. Estas anomalías indican una disminución del flujo de humedad hacia los Andes centrales peruanos (zona de estudio); además, estas anomalías convergen con anomalías de vientos del sur, en una región localizada entre la parte sur de Brasil y la parte norte de Argentina.

Los reanálisis del NCEP-NCAR y ERA-40 presentan patrones opuestos de anomalías de temperatura al centro y norte de Sudamérica; ya que el NCEP-NCAR presenta anomalías negativas de temperatura, mientras que el ERA40 presenta anomalías positivas. Por último, ambos reanálisis no muestran un patrón consistente para días previos y posteriores al evento por lo que no se muestran las figuras.

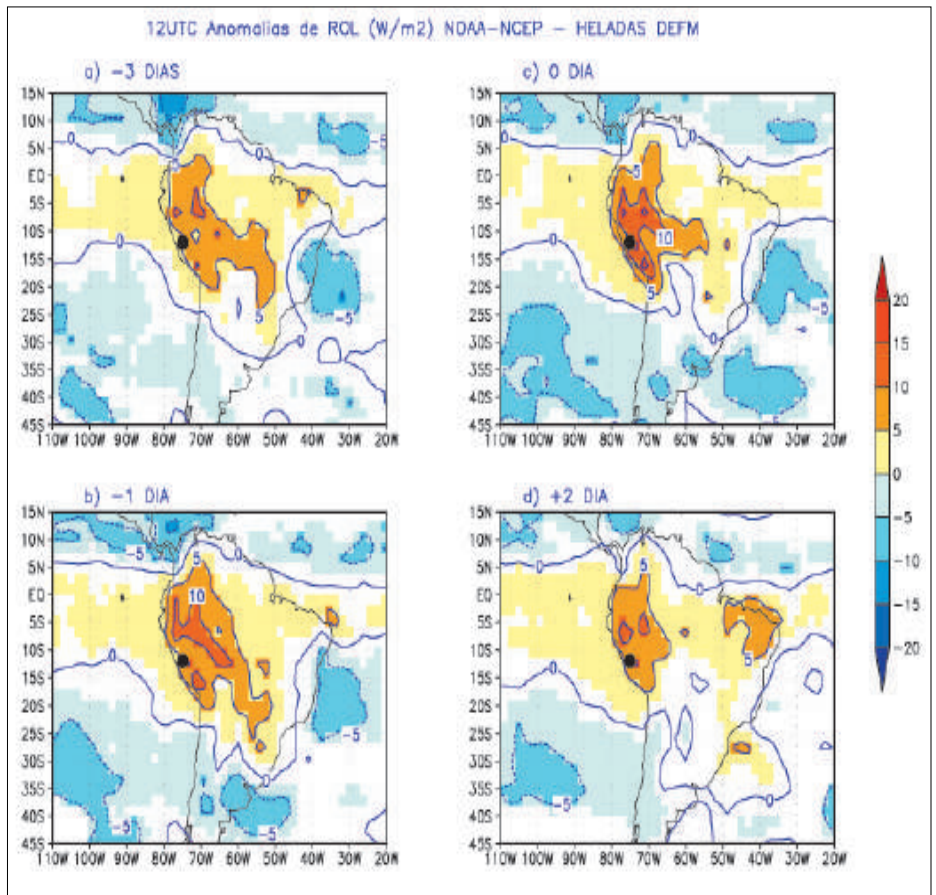


Figura 3.12 Anomalías de ROL (W/m²), con información de la NOAA-NCAR durante un evento de baja temperatura en el valle del río Mantaro para los meses de DEFM a las 12UTC para el periodo 1958-2002. Para a) 3 días antes, b) un día antes, c) el día central y d) 2 días después. Las anomalías de ROL que pasan la prueba-t Student de dos colas al 95% de nivel de confianza son sombreadas en colores. La ubicación del valle del río Mantaro es indicada con un punto negro.

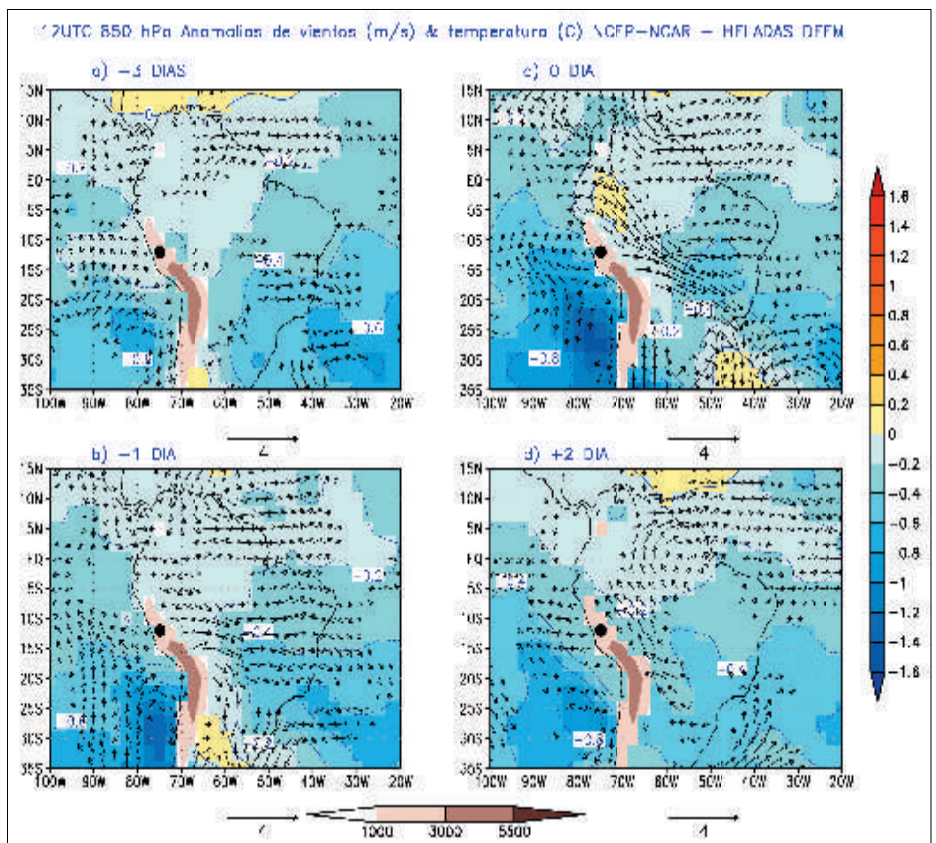


Figura 3.13 Anomalías de vientos (m/s) y temperatura (°C) con información del reanálisis NCEP-NCAR, durante un evento de baja temperatura en el valle del río Mantaro para la estación de verano (DEFM) a las 12UTC, periodo 1958-2002 a 850 hPa. Para: a) 3 días antes, b) 1 día antes, c) día central y d) 2 días después. Las anomalías de vientos (temperatura) que pasan la prueba-t Student de dos colas al 95% de nivel de confianza son remarcadas en negrita (sombreadas en colores). La ubicación del valle del río Mantaro es indicada con un punto negro. La elevación topográfica de los Andes es mostrada en sombras grises.

En 500 hPa (5,5 km), se observa que durante el día de ocurrencia del evento (Figuras 3.13c y 3.14c), ambos reanálisis (NCEP-NCAR y ERA40) mostraron anomalías negativas de temperatura (sombas azules) acompañadas de anomalías de vientos del oeste sobre el continente sudamericano (incluyendo la zona de estudio); estas anomalías afectaron principalmente al Perú, centro de Brasil y norte de Chile y Argentina.

Estos patrones sugieren que la disminución de la temperatura en el valle en las horas de la madrugada está asociada a un ingreso o advección de vientos del oeste (aire seco y frío) sobre los Andes centrales peruanos en este nivel de la atmósfera, las cuales inhiben el ingreso de humedad desde la Amazonía (aire cálido y húmedo) hacia la sierra central del país, incluyendo el valle del río Mantaro.

Sin embargo, durante días previos (Figuras 3.15a y 3.16a) ambos reanálisis muestran patrones distintos, y en el que ERA40 no muestra un patrón robusto de anomalías de vientos mientras que, el NCEP-NCAR muestra anomalías del oeste. Similarmente, en días previos y posteriores al evento (Figura 3.15a, 3.15c y Figura 3.16a, 3.16c), ambos

Figura 3.15 Anomalías de vientos (m/s) y temperatura (°C) a 500 hPa, con información del Reanálisis NCEP-NCAR, durante un evento de baja temperatura en el valle del río Mantaro para el verano (DEFM) a las 12UTC para el periodo 1958-2002. Para a) 3 días antes, b) 1 día antes, c) día central y d) 2 días después. Las anomalías de vientos (temperatura) que pasan la prueba-t Student de dos colas al 95% de nivel de confianza son remarcadas en negrita (sombreadas en colores). La ubicación del valle del río Mantaro es indicada con un punto negro. La elevación topográfica de los Andes es mostrada en sombras grises.

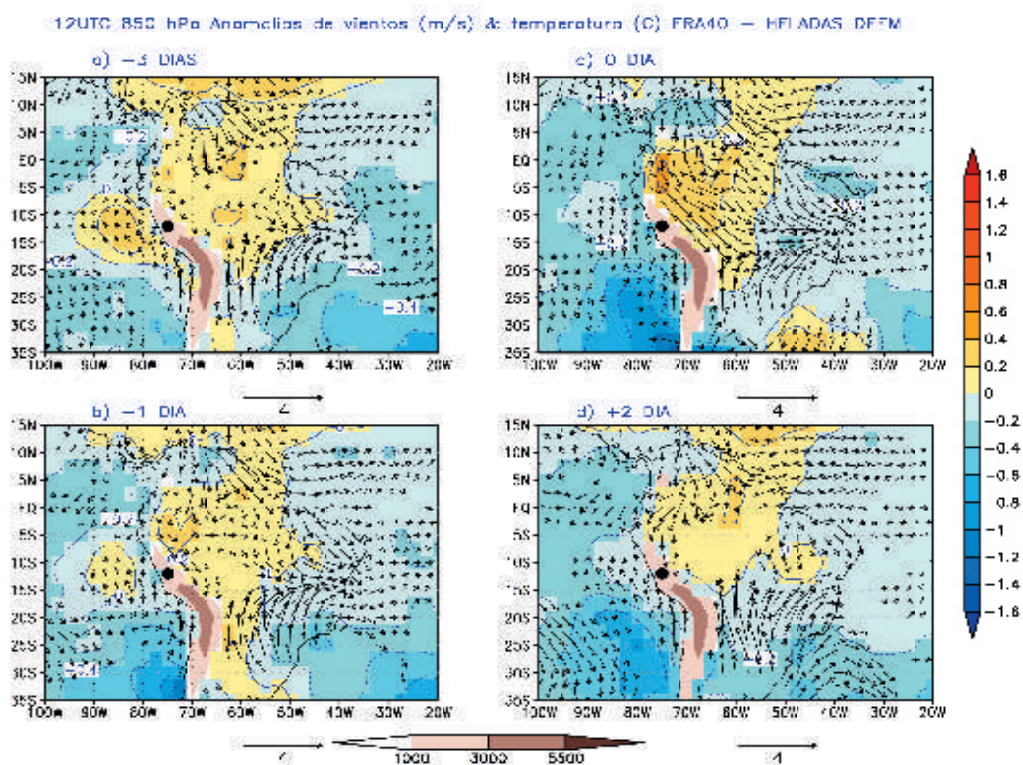
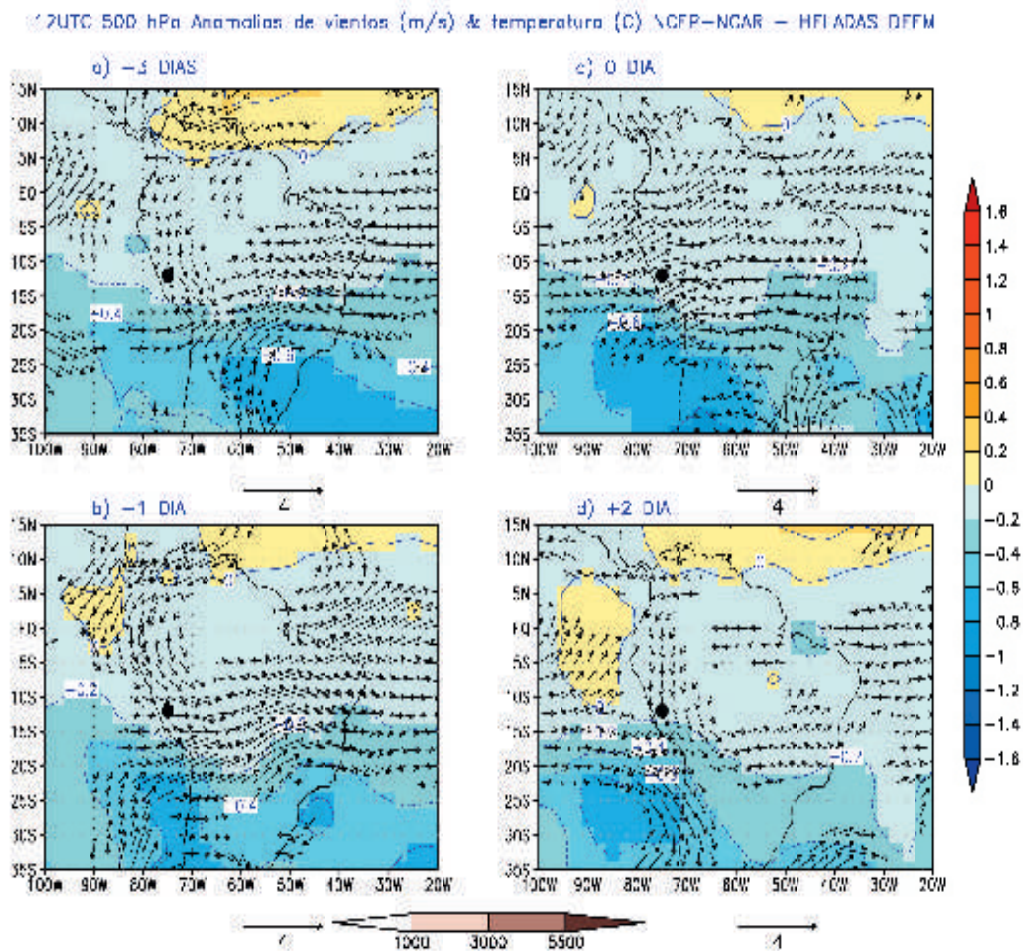


Figura 3.14 Anomalías de vientos (m/s) y temperatura (°C) , con información del Reanálisis ERA 40, durante un evento de baja temperatura en el valle del río Mantaro para la estación de verano (DEFM) a las 12UTC, periodo 1958-2002 a 850 hPa. Para: a) 3 días antes, b) 1 día antes, c) día central y d) 2 días después. Las anomalías de vientos (temperatura) que pasan la prueba -t Student de dos colas al 95% de nivel de confianza son remarcadas en negrita (sombreadas en colores). La ubicación del valle del río Mantaro es indicada con un punto negro. La elevación topográfica de los Andes es mostrada en sombras grises.



reanálisis no muestran un patrón parecido de anomalías de vientos sobre la zona de estudio.

A 200 hPa (aprox. 12km), se observa que ambos re-análisis (NCEP-NCAR y ERA40) muestran anomalías negativas de temperatura (sombas azules) acompañadas de anomalías de vientos del oeste sobre el Perú (Figuras 3.17 y 3.18) en los días anteriores, central y posterior al evento extremo.

Estas anomalías son sostenidas por dos centros de circulación ciclónica ubicadas una al norte de la línea ecuatorial (frente a Colombia, 80°W/5°N) y el otro al sur de los 20°S (frente a Chile, 75°W/25°S). Estos patrones sugieren que la advección de vientos del oeste (aire seco y frío del Pacífico Sur) podría ser un factor importante en el desarrollo de las bajas temperaturas en la zona de estudio, como elemento que inhibe la formación e ingreso de nubes altas y lluvias sobre el valle.

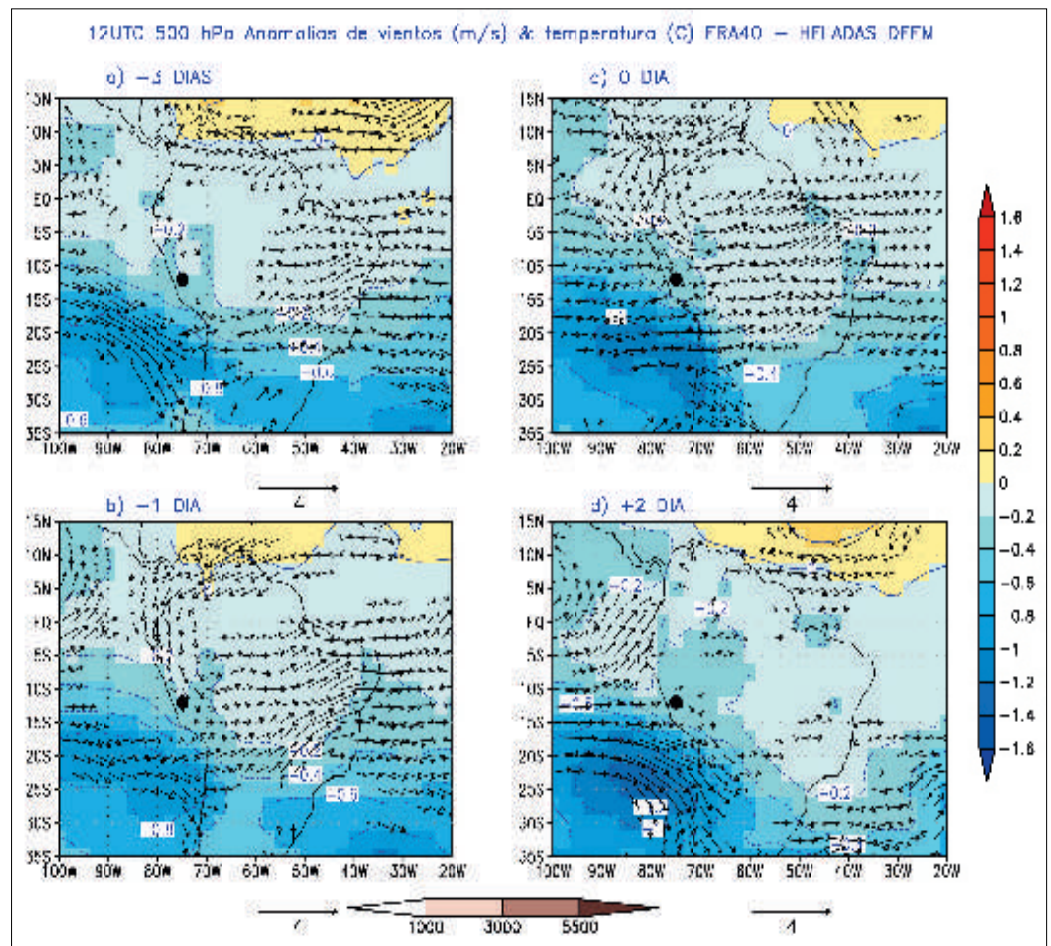


Figura 3.16 Anomalías de vientos (m/s) y temperatura (°C) a 500 hPa, con información del reanálisis ERA 40, durante un evento de baja temperatura en el valle del río Mantaro para el verano (DEFM) a las 12UTC para el periodo 1958-2002. Para a) 3 días antes, b) 1 día antes, c) día central y d) 2 días después. Las anomalías de vientos (temperatura) que pasan la prueba-t Student de dos colas al 95% de nivel de confianza son remarcadas en negrita (sombreadas en colores). La ubicación del valle del río Mantaro es indicada con un punto negro. La elevación topográfica de los Andes es mostrada en sombras grises.

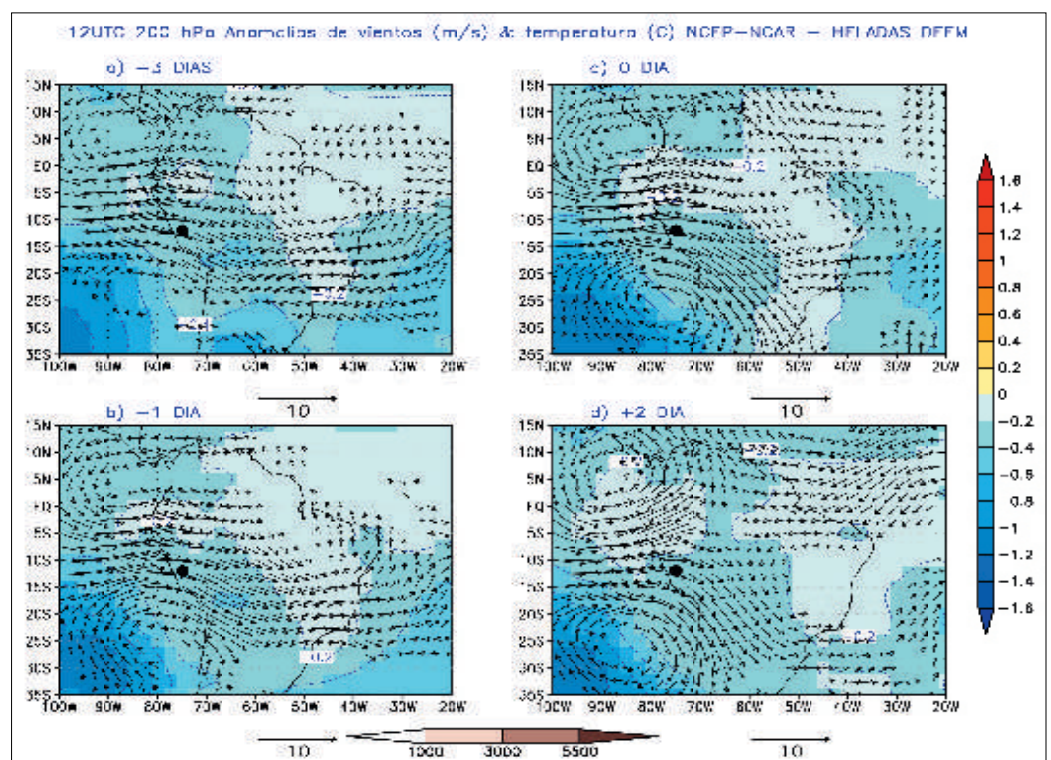


Figura 3.17 Anomalías de vientos (m/s) y temperatura (°C) a 200 hPa, con información del reanálisis NCEP-NCAR, durante una helada en el valle del río Mantaro para el verano (DEFM) a las 12UTC para el periodo 1958-2002. Para a) 3 días antes, b) un día antes, c) día central y d) 2 días después. Las anomalías de vientos que pasan la prueba-t de dos colas al 95% de nivel de confianza son remarcadas en negrita y sombreadas en colores. La ubicación del valle es indicada con un punto negro. La elevación topográfica de los Andes es mostrada en sombras grises.

b. Para los meses de junio a agosto (JJA)

b.1 Anomalías de ROL

Se observa un patrón robusto de anomalías positivas de ROL (sombros rojas) con más de 5 W/m² sobre gran parte del norte y centro de Sudamérica, especialmente sobre Perú, Brasil y Venezuela, incluyendo los Andes centrales peruanos, vale decir prevalencia de condiciones más secas de lo normal, con déficit de nubosidad en horas de la madrugada en el valle del río Mantaro, observadas desde días previos al evento, más intensas durante el día central (Figuras 3.18a y 3.18b).

Por último, durante los días posteriores al evento (Figura 3.19d), se observa una importante disminución de las anomalías positivas (menos de 5 W/m²) sobre la zona de estudio; esto sugiere una tendencia a condiciones normales en los Andes centrales peruanos (Figura 3.19d).

A 850hPa (1,5km) durante días previos al evento (Figuras 3.20a, 3.20b, 3.21a, y 3.21b) se observa un patrón robusto de anomalías de vientos del sureste acompañadas de anomalías negativas de temperatura sobre gran parte del continente, afectando a Brasil, Perú, Ecuador y Colombia.

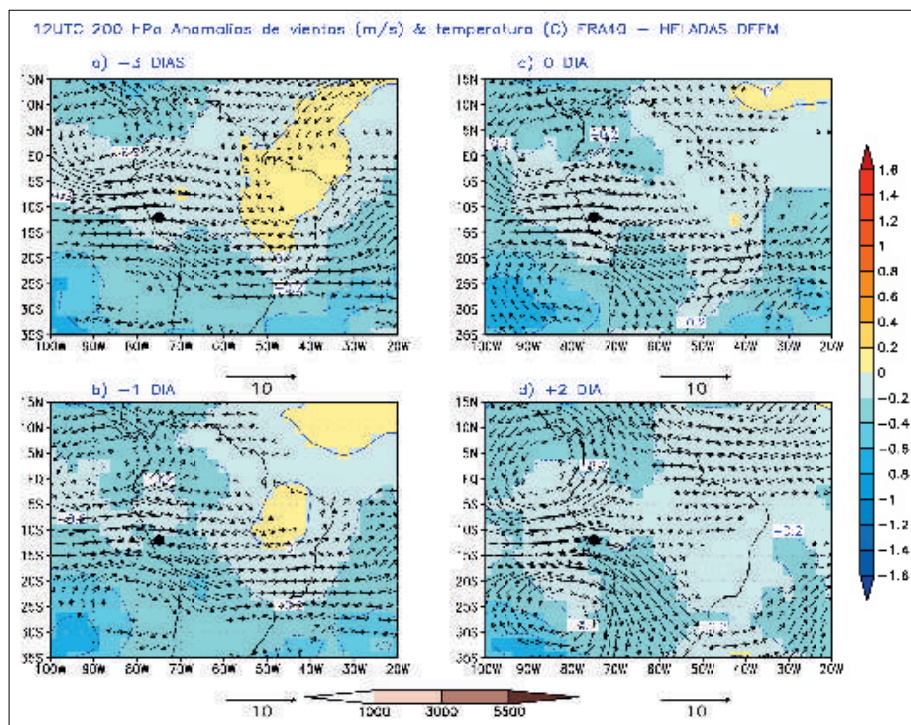
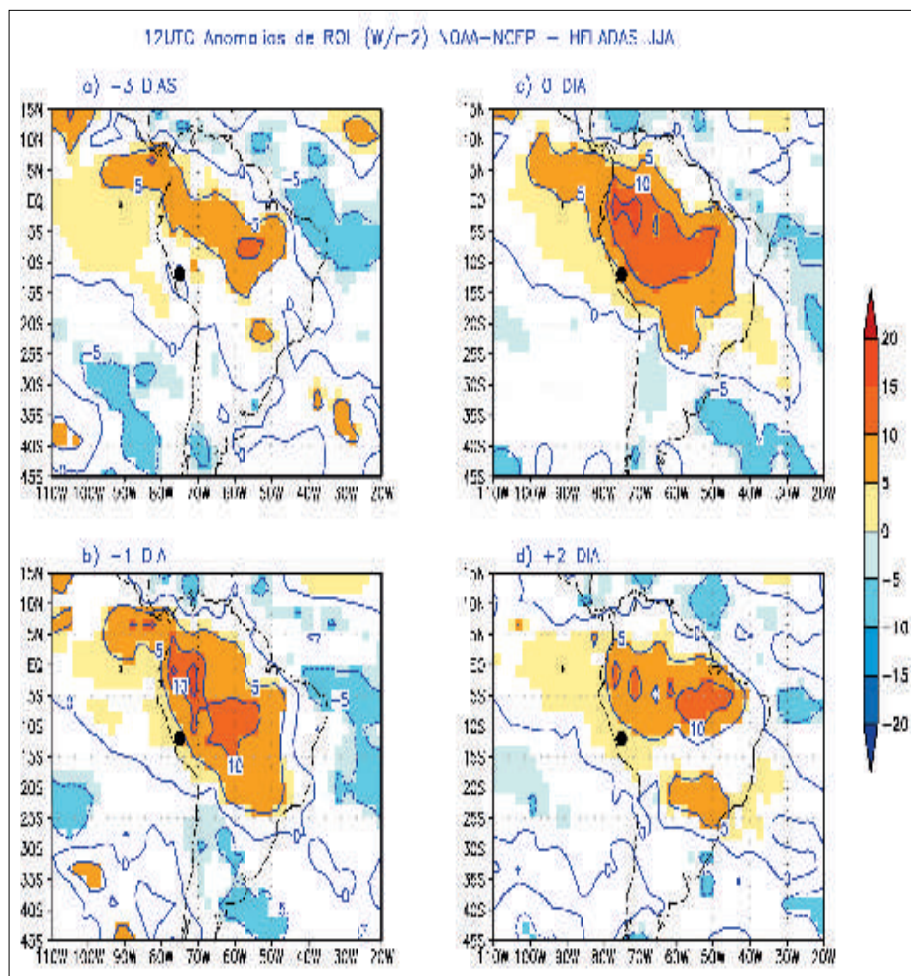


Figura 3.18 Anomalías de vientos (m/s) y temperatura (°C) a 200 hPa, con información del reanálisis ERA 40, durante una helada en el valle del río Mantaro para el verano (DEFM) a las 12UTC para el periodo 1958-2002. Para a) 3 días antes, b) un día antes, c) día central y d) 2 días después. Las anomalías de vientos que pasan la prueba-t de dos colas al 95% de nivel de confianza son remarcadas en negrita y sombreadas en colores. La ubicación del valle es indicada con un punto negro. La elevación topográfica de los Andes es mostrada en sombras grises.

Figura 3.19 Anomalías de vientos (m/s) y temperatura (°C) a 200 hPa, con información del reanálisis ERA 40, durante una helada en el valle del río Mantaro para el verano (DEFM) a las 12UTC para el periodo 1958-2002. Para a) 3 días antes, b) un día antes, c) día central y d) 2 días después. Las anomalías de vientos que pasan la prueba-t de dos colas al 95% de nivel de confianza son remarcadas en negrita y sombreadas en colores. La ubicación del valle es indicada con un punto negro. La elevación topográfica de los Andes es mostrada en sombras grises.



Estos patrones de circulación habrían sido sostenidos a causa del tránsito de un anómalo de alta presión móvil, al sur del continente sobre Chile y Argentina, este patrón de circulación es semejante al asociado a un fenómeno conocido como friaje (Marengo, 1984; Garreaud, 2000; Quispe, 2005 y Espinoza, 2011).

Estas anomalías habrían afectado la selva y ceja de selva peruana, hasta un día anterior al evento en el Mantaro; mientras que en el día central (Figuras 3.20c y 3.21c) hubo un debilitamiento de los patrones de anomalías, y la presencia de anomalías del noreste acompañadas de anomalías negativas de temperatura.

Durante días posteriores al evento (Figuras 3.20d y 3.21d) se observan diferencias entre ambos reanálisis, el NCEP-NCAR muestra anomalías de vientos del sureste acompañadas de anomalías negativas del temperatura sobre el territorio central y sur peruano, mientras que, el ERA40 no presenta anomalías de temperatura.

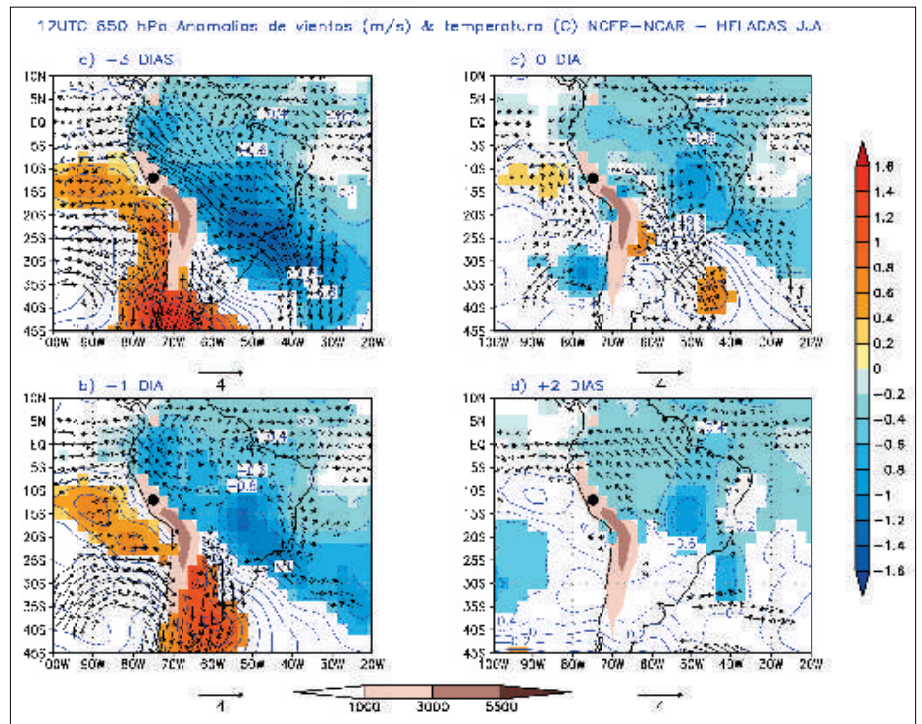


Figura 3.20 Anomalías de vientos (m/s) y temperatura (°C) a 850 hPa con información del reanálisis NCEP-NCAR durante un evento de baja temperatura en el valle del río Mantaro para invierno (JJA) a las 12UTC para el periodo 1958-2002 Para a) 3 días antes, b) 1 día antes, c) día central y d) 2 días después. Las anomalías de vientos (temperatura) que pasan la prueba-t de dos colas al 95% de nivel de confianza son remarcadas en negrita (sombreadas en colores). La ubicación del valle es indicada con un punto negro. La elevación topográfica de los Andes es mostrada en sombras grises.

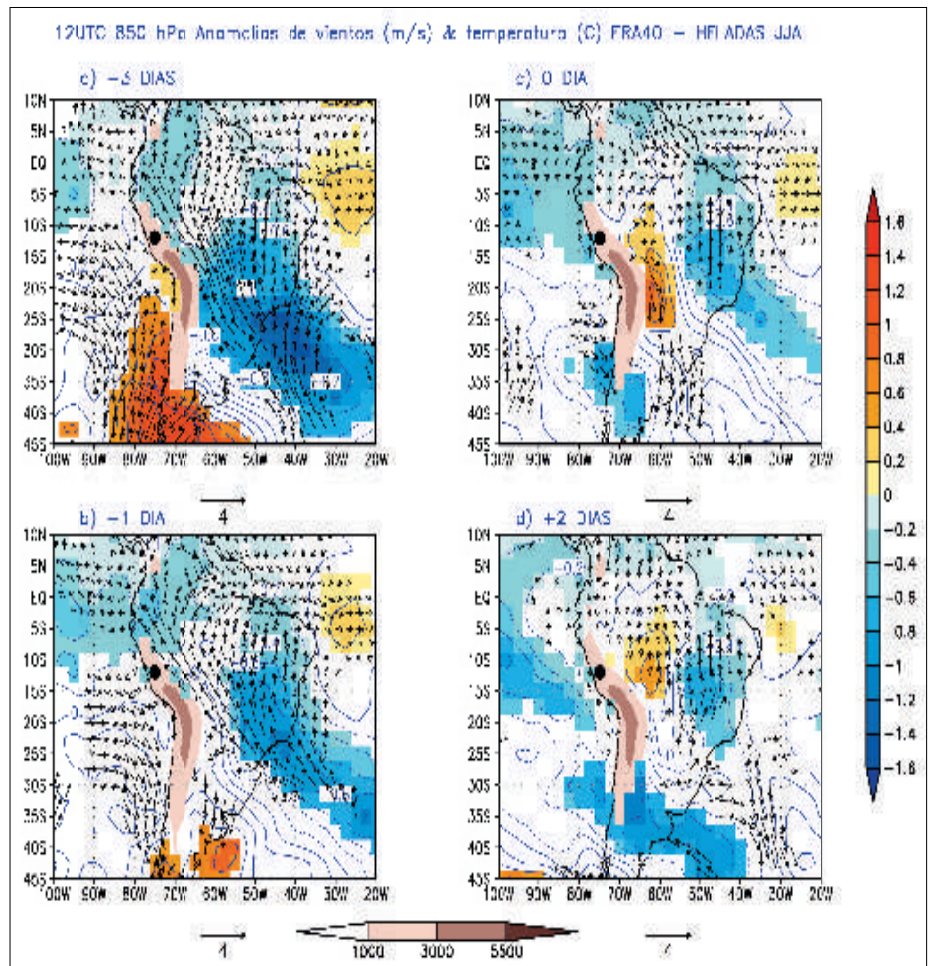


Figura 3.21 Anomalías de vientos (m/s) y temperatura (°C) a 850 hPa con información del reanálisis ERA 40 durante un evento de baja temperatura en el valle del río Mantaro para invierno (JJA) a las 12UTC para el periodo 1958- 2002 Para a) 3 días antes, b) 1 día antes, c) día central y d) 2 días después. Las anomalías de vientos (temperatura) que pasan la prueba-t de dos colas al 95% de nivel de confianza son remarcadas en negrita (sombreadas en colores). La ubicación del valle es indicada con un punto negro. La elevación topográfica de los Andes es mostrada en sombras grises.

A 500hPa (5,5km), se observa que días previos al evento (Figuras 3.21a y 3.21b, 3.22a, y 3.22b) se observaron anomalías de vientos del sureste (más débiles que a 850hPa), que según el reanálisis del NCEP-NCAR alcanzan los Andes centrales peruanos, y según el ERA40, no llegan. Estas anomalías parecen estar asociados a un centro de circulación anticiclónica —de núcleo cálido— que cruza el sur del continente. En el caso de anomalías térmicas tampoco son muy claros los patrones en días previos al evento, variando de normal a más frío de lo normal en la sierra central peruana.

Durante el día de ocurrencia de temperaturas bajas (Figuras 3.22.c y 3.23c), ambos reanálisis muestran un núcleo ciclónico con bajas temperaturas al sur de Sudamérica, que reemplazó al núcleo frío observado en días anteriores. Mientras que en el territorio central peruano (sierra y/o selva), presentan áreas de anomalías positivas de temperatura (sombras anaranjadas) acompañadas de anomalías de vientos del este sobre la zona de estudio. Esto sugiere que las circulaciones y distribuciones térmicas regionales no serían los dominantes en la zona del valle.

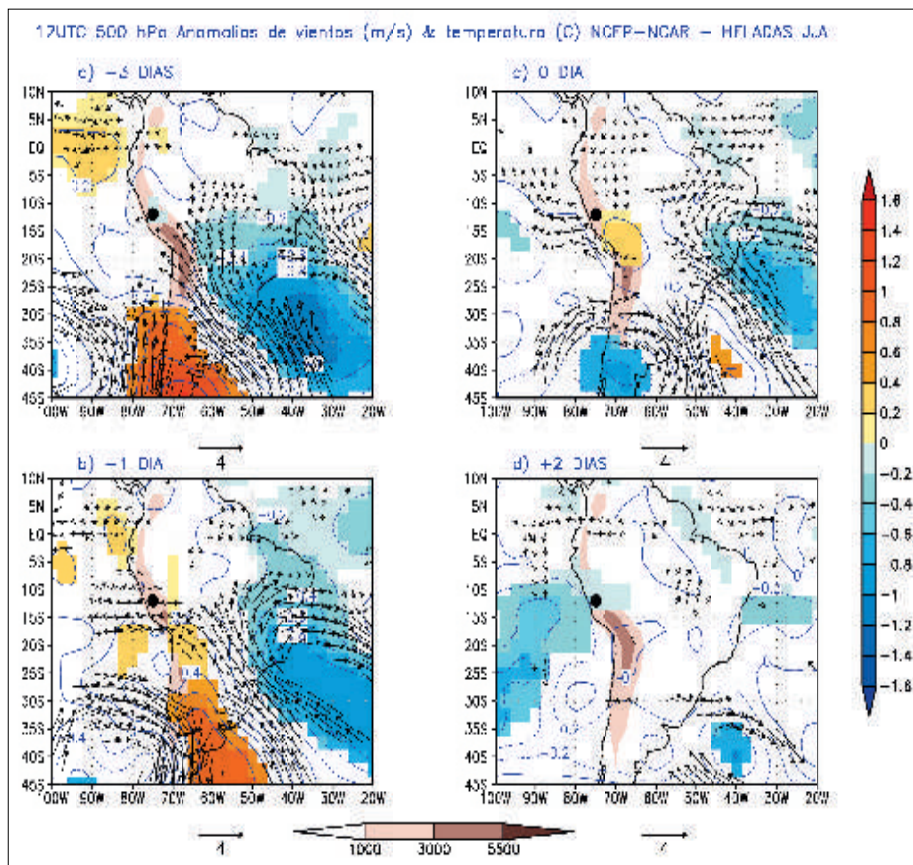


Figura 3.22 Anomalías de vientos (m/s) y temperatura (°C) con información del reanálisis NCEP -NCAR, durante un evento de baja temperatura en el valle del río Mantaro para invierno (JJA) a las 12UTC para el periodo 1958-2002 a 500hPa. Para a) 3 días antes, b) 1 día antes, c) día central y d) 2 días después. Las anomalías de vientos (temperatura) que pasan la prueba-t Student de dos colas al 95% de nivel de confianza son remarcadas en negrita (sombreadas en colores). La ubicación del valle del río Mantaro es indicada con un punto negro. La elevación topográfica de los Andes es mostrada en sombras grises.

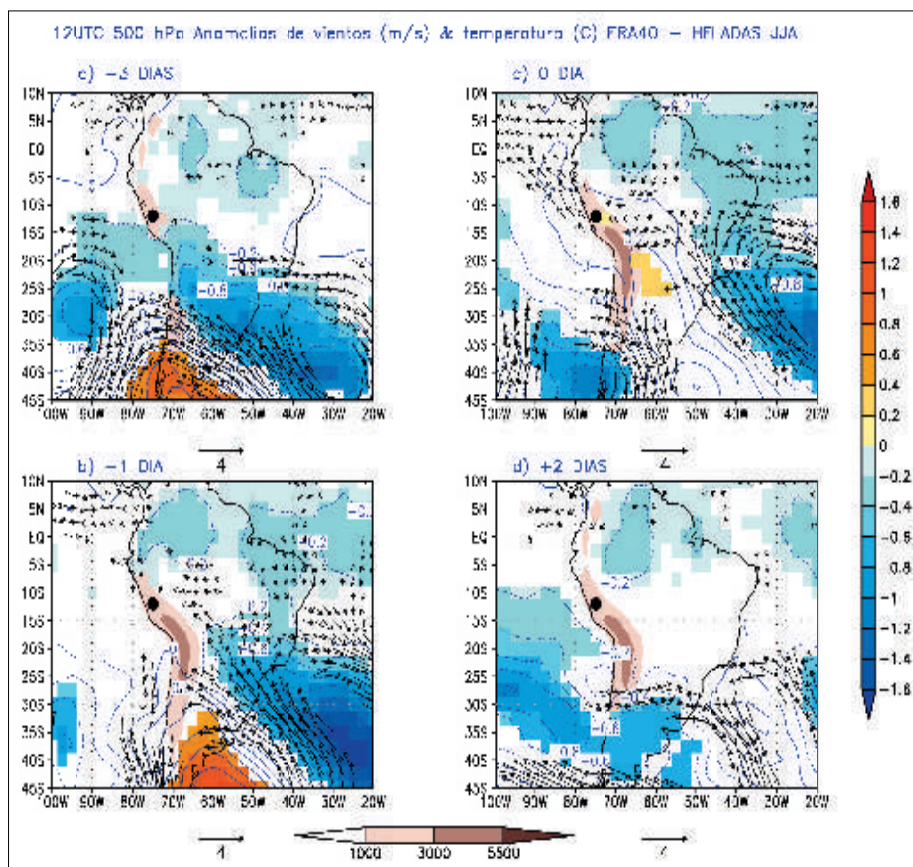


Figura 3.23 Anomalías de vientos (m/s) y temperatura (°C) con información del reanálisis ERA40, durante un evento de baja temperatura en el valle del río Mantaro para invierno (JJA) a las 12UTC para el periodo 1958- 2002 a 500hPa. Para a) 3 días antes, b) 1 día antes, c) día central y d) 2 días después. Las anomalías de vientos (temperatura) que pasan la prueba-t Student de dos colas al 95% de nivel de confianza son remarcadas en negrita (sombreadas en colores). La ubicación del valle del río Mantaro es indicada con un punto negro. La elevación topográfica de los Andes es mostrada en sombras grises.

Por último, durante días posteriores al evento (Figuras 3.22d y 3.23d) ambos reanálisis no muestran un patrón robusto de anomalías de vientos, aunque sí ligeras anomalías negativas de temperatura.

A 200 hPa (~12km), días previos al evento, ambos reanálisis muestran anomalías negativas de temperatura (sombras azules) predominantes en la sierra central peruana, sin circulaciones dominantes que aparentemente le afecten debido a que no se observó un patrón robusto de anomalías de vientos. Para el día de ocurrencia del evento, se observa que ambos reanálisis el NCEP-NCAR muestran condiciones más frías de lo normal sobre la sierra central (sombras azules), mientras que el ERA40 indica temperaturas dentro de lo normal. Sin embargo, ambos reanálisis no muestran un patrón robusto de anomalías de vientos sobre la zona de estudio. Por último, en días posteriores al evento se observa que ambos reanálisis muestran anomalías del oeste acompañadas de anomalías negativas de temperatura sobre la zona de estudio.

Conclusiones

a. Meses de verano (DEFM)

- Durante los años 1950-2009, se identificaron 463 eventos de bajas temperaturas, con una duración promedio de 1,5 días, siendo diciembre el mes con mayor frecuencia de estos eventos.
- Las variaciones de las condiciones térmicas en el valle en el Mantaro, durante los eventos fríos, están asociados a procesos de escala regional, como son: condiciones secas en gran parte del norte y centro de Sudamérica, particularmente intenso sobre el Perú; fuertes anomalías de vientos del oeste en niveles de 500 hPa y 200 hPa sobre el Perú, acompañados de anomalías negativas en temperaturas.
- No se ha podido observar el ingreso de masas de aire polares (desde la parte sur del continente) hacia la zona central peruana en 850 hPa.

b. Meses de invierno (JJA)

- Durante los años 1950-2009, se identificaron 240 eventos de bajas temperaturas, con una duración promedio de 2,1 días, siendo junio y julio los meses de mayor frecuencia de estos eventos.
- En invierno, durante un evento de bajas temperaturas se observan condiciones de la atmósfera más secas de lo normal en gran parte del norte y centro de Sudamérica (especialmente sobre Perú, Brasil y Venezuela), a su vez, días previos al evento se observa el paso de un friaje en el continente, lo cual es observado en 850hPa (fuertes anomalías de vientos del sureste/sur en buena parte del continente y bajas temperaturas), que afecta también al territorio peruano; sin embargo, durante el día de ocurrencia del evento, no se encontró ningún patrón robusto de anomalías de vientos sobre los Andes centrales peruanos.

Bibliografía Capítulo 3

Caracterización de heladas

American Meteorological Society AMS. En: <http://amsglossary.allenpress.com/glossary/search?id=frost1>, revisado el 10 de octubre 2011.

Ahrens, D., (2007): "Meteorology Today: An Introduction to Weather, Climate and the Environment", Ninth Ed., Brooks/Cole, 549 pp.

CENAPRED, Secretaría de Gobernación 2002. Heladas, Series Fascículos, México. 39p.

Enciso, L., (2012) Bajas temperaturas e incremento del riesgo de enfermedades respiratorias agudas en la población infantil, en la subcuenca del río Achamayo. Presentación oral en Encuentro Científico Internacional (ECI2012v), 03 al 06 de enero 2012, Lima-Perú.

Espinoza, (2011) Dynamics of Winter time cold air intrusions at the East of the Andes: A perspective from subtropical Argentina to Bolivian and Peruvian Amazon. Oral Presentations of the Fourth Scientific Meeting of the ORE HY- BAM, Lima (Perú) in Septiembre 2011.

FAO, (2005): Frost Protection fundamentals, practice, and economics, FAO Environment and Natural Resources Service Series, No, 10 Vol. 1, 240.

Galindo, G. G. (2010) Influencia de la precipitación y la temperatura en el cultivo de la quinua (*Chenopodium quinoa* wild.) cultivar Hualhuas y Blanca de Junín en el valle del río Mantaro, Memoria del Subproyecto 'Pronóstico estacional de lluvias y temperaturas en la cuenca del río Mantaro para su aplicación en la agricultura 2007-2010', Instituto Geofísico del Perú, pp.93-97.

Garreaud (2000) Cold air incursions over subtropical South America: Mean structure and Dynamics. *Monthly Weather Review*, 128, pp. 2544-2559.

Gruber, A. and Krueger, A. (1984) The status of the NOAA outgoing longwave radiation data set. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 65, 958-962.

Instituto Geofísico del Perú, (2005): "Diagnóstico de la Cuenca del Mantaro Bajo la Visión del Cambio Climático". Vol. II, Fondo editorial del Concejo Nacional del Ambiente, Lima-Perú, 90 pp.

Instituto Geofísico del Perú (IGP). 2005a. Evaluación Local Integrada de Cambio Climático para la cuenca del río Mantaro. Volumen 1: Atlas Climático de precipitación y temperatura del aire en la cuenca del río Mantaro. Lima, Perú. Editorial CONAM. Pág 27.

Instituto Geofísico del Perú (2010): "Primera aproximación para la identificación de los diferentes tipos de suelo agrícola en el valle del río Mantaro", Instituto Geofísico del Perú, Lima - Perú, 33 pp.

IPCC (2001): *Climate Change 2001: Impacts, Adaptation and Vulnerability: Annex B*. Ed. Cambridge pp. 1032

Kalnay et al., (1996): The NCEP/NCAR 40 Years Reanalysis Projects. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 77, pp. 437-472.

Marengo (1984): Estudio Sinóptico Climático de los Fríaes (Frijens) en la Amazonía Peruana. *Revista Forestal del Perú*, 80 pp.

Ministerio de Agricultura (MINAG), 2007. Glosario, Portal Agrario. En: <http://www.minag.gob.pe/glosario.shtml>. Revisado el 20 de noviembre 2008.

Ochoa, A. A. (2010) Influencia de la temperatura y la precipitación en el cultivo de maíz amiláceo (zeamays I.) Cv. San Gerónimo y Blanco Urubamba en el valle del río Mantaro, Memoria del Subproyecto 'Pronóstico estacional de lluvias y temperaturas en la cuenca del río Mantaro para su aplicación en la agricultura 2007-2010', Instituto geofísico del Perú, 87-92.

Ricchiazzi, P., Yang Sh., Gautier, C. and Sowle, D., (1998) SBDART: A Research and Teaching Software Tool for Plane-Parallel Radiative Transfer in the Earth's Atmosphere, Bulletin of the American Meteorological Society, Vol. 79, No 10, p 2101 - 2014.

Rozas P., V. 1991: Zonificación Topoclimatológica del Valle del Mantaro en función de períodos críticos de Heladas. Tesis para optar el título de Ingeniero Agrónomo. Universidad Nacional Agraria La Molina. Lima.

Sanabria, (2008), "Calibración y validación de modelos de pronóstico de heladas en el valle del Mantaro", Tesis de Maestría, Universidad Nacional Agraria La Molina. 111 pp.

Satyamurty, P., Nobre, C., and P. L Silva (1998): South America, in Meteorology of the Southern Hemisphere, Am. Meteorol. Soc. Meteorol. Monogr., 49, pp. 119-139.

SENAMHI 2005.: Atlas de Heladas. Convenio de Cooperación Técnica Institucional Senamhi- Minag, Información Climática Oportuna. 141 p. Lima- Perú.

-----, 1989: Estudio Agroclimático del Valle del Río Mantaro. Convenio Senamhi- CORDE-Junín. 130 p. Lima- Perú.

Trasmonte S., G. 2009. Propuesta de Gestión de Riesgo de Heladas que afectan a la agricultura del Valle del Mantaro (Andes centrales del Perú). Tesis para optar el grado de Magister en Ecología y Gestión Ambiental, Univ. Ricardo Palma. 206 p.

Trasmonte, G., (2010.a): Cambio Climático y el riesgo de heladas en la agricultura del valle del Mantaro En: Cambio Climático en la Cuenca del Río Mantaro, Balance de 7 años de estudios. pp.125- 135.

Trasmonte, G., Y. Silva, B. Segura, K. Latínez (2010.b). Variabilidad de las Temperaturas máximas y mínimas en el Valle del Mantaro. En: Memoria del Subproyecto Pronóstico Estacional de Lluvias y Temperaturas en la cuenca del Río Mantaro, para su aplicación en Agricultura. pp.39-53.

-----, 2011. Procesos participativos en la evaluación del riesgo de heladas agronómicas, en la sierra central del Perú (Valle del río Mantaro). Revista de la EIRD/ONU , número 17. En: http://www.eird.org/esp/revista/no_17_2010/art27.html

Uppala et al., (2005) The ERA-40 Reanalysis. Quart. J. R. Meteorology. Soc., 131, pp. 2961–3012.

Villegas, E. P., Rosas, P. V., y Silva, C. J., (1989): Estudio Agrometeorológico del valle del río Mantaro. SENAMHI. Lima. Perú.

Villegas P., E. 1991: Zonificación del Valle del Mantaro según la intensidad y riesgo de ocurrencia de las heladas radicales. Tesis para optar el título de Ingeniero Meteorólogo. Universidad Nacional Agraria La Molina. Lima. 141 p.

Wallace, J. M., Hobbs, P. V., (2006) "Atmospheric Science, An Introductory Survey", Second Edition, International Geophysics, Volume 92., pp 483.

Caracterización de sequías

Antecedentes generales sobre sequías y sus características

Ken Takahashi

Introducción

La sequía es un tipo de peligro de origen natural asociado a la falta de agua y se distingue de otros peligros en que tiende a ocurrir lentamente, por lo que no es fácil determinar su inicio y su fin (Wilhite y Buchanan-Smith, 2005). La sequía se puede definir como “una condición de humedad insuficiente causado por déficit de precipitación sobre un periodo de tiempo” (McKee et al, 1993). Qué constituye “insuficiente” en este contexto dependerá de la aplicación, por lo que se puede clasificar las sequías según los siguientes tipos siguiendo a Wilhite y Glantz (1985) (también ver Wilhite y Buchanan-Smith, 2005):

Sequía meteorológica. Se refiere a la deficiencia de la precipitación sobre un periodo de tiempo que puede ser de días a años. La definición cuantitativa de una sequía dependerá de las características de la región y de la aplicación que se dará a dicha definición, pero típicamente estará basada en una medida de la precipitación como el Índice de Precipitación Estandarizada que será descrita en la siguiente sección.

Sequía hidrológica. Está asociada a los efectos del déficit en precipitación sobre la disponibilidad de agua superficial y subsuperficial (i.e. caudales de los ríos, niveles de los reservorios, etc.), por lo que la magnitud y duración se definen a nivel de cuenca hidrográfica. Por ejemplo, si bien la precipitación es el origen de esta sequía, debido a los procesos hidrológicos normales, se pueden observar demoras en la sequía hidrológica con respecto al déficit de precipitación. Debido a esto, pueden haber desfases con respecto a los impactos sobre otros sectores, como la agricultura por sequía. Además, la recuperación de las componentes hidrológicas puede demorar debido a los largos tiempos de recarga.

Sequía agronómica. Relaciona el déficit meteorológico e hidrológico con impactos sobre los cultivos. Se enfoca en el desbalance entre el requerimiento de evapotranspiración de los cultivos y la disponibilidad de agua de precipitación, suelo, subterránea, etc. El requerimiento de los cultivos dependerá de las condiciones ambientales (insolación, humedad del aire, temperatura, etc.), las propiedades del suelo, las características del cultivo específico, y en la fase de su desarrollo en el que se encuentra. Por ejemplo, Garay (2008) muestra que el coeficiente de uso consuntivo de los cultivos en los Andes centrales del Perú aumenta en 4 a 5 veces después de tres meses de su siembra, lo cual tiende a ocurrir cerca al pico de la temporada de lluvia.

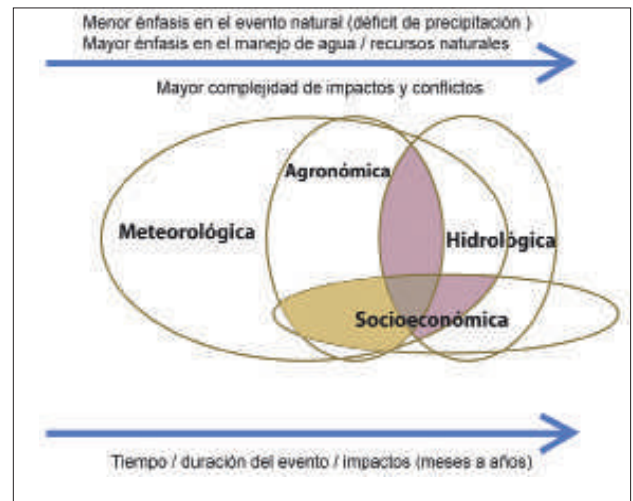


Figura 3.24 Dimensiones naturales y sociales de las sequías (adaptado de Wilhite, 2007).

(*) El autor agradece a los Dres. Jhan Carlo Espinoza y Waldo Lavado por su apoyo con información para la preparación de este artículo.

Sequía socioeconómica. Difiere de los anteriores en que asocia a las actividades humanas con elementos de las sequías meteorológicas, hidrológicas y agronómicas. Puede resultar de efectos sobre la oferta y demanda de bienes económicos, así como del impacto diferenciado entre distintos grupos en la población. Más aún, esta sequía puede generar conflictos entre grupos que compiten por recursos asociados con el agua.

Este concepto también sugiere la posibilidad de que la sequía sea generada por factores puramente humanos, asociadas con un uso excesivo de los recursos hídricos, confundiendo los conceptos de “sequía” y de “desarrollo insostenible” (Wilhite y Buchanan-Smith, 2005). En los Andes peruanos, esto tiene particular relevancia, debido a que en las últimas décadas el deshielo acelerado de los glaciares andinos —debido al calentamiento global— contribuye sustancialmente a la disponibilidad hídrica, pero si los glaciares desaparecen, toda su contribución se terminará. Entonces, la sequía resultante se deberá tanto al cambio climático que produjo la desaparición de los glaciares, como al supuesto de que el deshielo acelerado es una fuente inagotable de agua.

Monitoreo de las sequías

Si bien, como se vio anteriormente, la definición objetiva de las sequías tiene varios obstáculos, operacionalmente existen índices de uso internacional, así como otros locales, que son utilizados para cuantificar las sequías. A continuación se discutirán algunos de los índices más utilizados:

Índice de Precipitación Estandarizado (IPE). Conocido en inglés como Standardized Precipitation Index (SPI; McKee et al., 1993), es una medida de la probabilidad de ocurrencia de un valor determinado de precipitación medido en un punto o región a escala entre diaria a multi-anual. Se calcula sobre la base del registro histórico de dichos valores.

Debido a que la precipitación puede tomar valores únicamente positivos, su distribución de probabilidades generalmente no será simétrica (particularmente a escala diaria), por lo que primero se utilizan los datos de precipitación para estimar los parámetros de una distribución Gamma, que luego se utilizan para “normalizar” los datos de precipitación (o sea, aplicar una transformación de manera que su distribución sea gaussiana con media cero y desviación estándar unitaria), obteniéndose el IPE de esta manera. Un valor de $IPE=0$ corresponde a la mediana de los datos de precipitación, mientras que, si x es un número positivo cualquiera, los valores de precipitación con $IPE < -x$ tendrán la misma probabilidad que aquellos con $IPE > x$. Al tener el IPE las mismas características estadísticas independientemente de los datos de precipitación utilizados, se puede utilizar para fácilmente comparar la variabilidad entre regiones con diferentes regímenes pluviales y a diferentes escalas temporales.

El IPE se puede usar para establecer la ocurrencia de sequías meteorológicas, pero primero se deben establecer la escala temporal y espacial y los valores umbrales. Por ejemplo, Silva et al. (2008) calcularon el IPE para la cuenca del río Mantaro con la precipitación promediada para la temporada de lluvias y sobre toda la cuenca, clasificando las sequías como aquellos años con $IPE < -1$. Incluso se pueden establecer magnitudes, tanto ANA (2010) como SENAMHI (2010), utilizan las categorías de “ligeramente seco” ($-1 < IPE \leq -0,5$), “moderadamente seco” ($-1,5 < IPE \leq -1,0$), “muy seco” ($-2,0 < IPE \leq -1,5$), y “extremadamente seco” ($IPE \leq -2,0$).

Deciles y percentiles. Expresar los valores de precipitación, caudales, etc. como deciles o percentiles de la distribución de probabilidades histórica expresa información similar al IPE y se puede usar similarmente para la clasificación de eventos, aunque no produce un índice normalizado en forma directa.

Índices de Sequía de Palmer. Empleados operacionalmente por la NOAA en los EEUU, su uso es similar al del IPE pero intentan proporcionar información más directamente relacionados con el balance de humedad del suelo y cultivos, por lo que, además de precipitación, incluyen otras variables en su cálculo (Palmer, 1965, 1968).

Sequías en la cuenca del río Mantaro

En el Perú, la cuenca del Atlántico contiene el 97,7% de los recursos hídricos del país (ANA, 2009) y la fuente de humedad inmediata es la Amazonía, aunque el origen del agua es el mismo Océano Atlántico (por ej. Arraut et al., 2012). Sin embargo, a pesar de que la cuenca del Mantaro se ubica en dicha vertiente, la presencia de los Andes constituye una barrera al ingreso de humedad de la Amazonía (Figueroa and Nobre, 1990; Espinoza et al., 2009; Romatschke and Houze, 2010).

Así, la cuenca del Shullcas —que provee de agua a la ciudad de Huancayo— en promedio presenta déficit hídrico entre junio y octubre, durante el estiaje, mientras que en la cuenca del Achamayo, a pesar de tener la mitad de la demanda, esto también ocurre entre julio y setiembre (ALA Mantaro, 2010). Debido a esta situación, la ocurrencia de sequías tiene gran importancia en esta cuenca. La variabilidad pluviométrica a nivel interanual en la cuenca del Mantaro está modulada tanto por El Niño-Oscilación Sur (ENOS; Lagos et al., 2008; Silva et al., 2008), como por la variabilidad en el océano Atlántico (Silva et al., 2008).

En particular, un calentamiento anómalo en la región Niño 4 en el Pacífico ecuatorial central tiene un efecto negativo sobre las lluvias en la parte media de la cuenca en el pico de la temporada de lluvias, particularmente en febrero, mientras que una situación donde el Atlántico tropical norte es anómalamente más cálido que el sur tiene un efecto negativo en las lluvias de marzo (Silva et al., 2008). Esto último también es consistente con la reducción en los caudales amazónicos en estas condiciones (Espinoza et al., 2011). Curiosamente, los eventos El Niño extremos de 1982-83 y 1997-98 no produjeron sequías meteorológicas. Por otro lado, la sequía intensa de 1991-92 (IGP, 2005; Silva et al., 2008) coincidió con un evento El Niño, pero no la siguiente en 2003-04 (Martínez, 2007; Silva et al., 2008).

En cuanto al cambio climático, es claro que si los glaciares desaparecen debido al calentamiento, habrá una reducción en la disponibilidad de agua. Sin embargo, los cambios pluviométricos son bastante más inciertos, observándose incluso tendencias opuestas en los cambios dentro de la cuenca (IGP, 2005b). Existe aún bastante desconocimiento sobre los mecanismos climáticos que controlan las precipitaciones en los Andes y, mientras esto sea el caso, no será posible tener confianza en las proyecciones hacia el futuro (ver Capítulo 2 sobre "Tendencias climáticas, escenarios climáticos y variaciones de la cordillera Huaytapallana).

Circulación atmosférica asociada a veranillos

Juan Sulca, Yamina Silva, Ken Takahashi y Kobi Mosquera

Introducción

Tal como se vio en el Capítulo 1, el promedio de lluvias en el valle del Mantaro es alrededor de 700 mm por año. La lluvia sobre el valle tiene un ciclo anual bien marcado, donde más del 49% de las lluvias se concentran en los meses de enero, febrero y marzo (periodo pico de lluvias) debido a la máxima actividad convectiva y de nubosidad (Silva et al. 2010). La humedad en el valle es debido a un mayor ingreso de humedad proveniente de la Amazonía debido al aumento de la intensidad de los vientos del este (IGP, 2005a).

En los estudios realizados por Garreaud et al. (2003), se indica que el mecanismo de las lluvias en el Altiplano boliviano se debe fundamentalmente al transporte de la humedad de la cuenca amazónica hacia la región Altiplánica. Asimismo, Takahashi (2004) muestra una buena correlación entre la intensificación de los vientos del este y el aumento de las lluvias en el valle del río Mantaro durante la estación lluviosa, lo que se podría entender, siguiendo su teoría, la intensificación de las lluvias se debe a un mayor flujo de aire cálido y húmedo desde la Amazonía hacia el valle.

Por otro lado, Takahashi (2004) muestra que la precipitación y la humedad específica tienen una correlación insignificante, lo que indicaría que el mecanismo de lluvias, por mayor ingreso de humedad desde la Amazonía al valle del río Mantaro, no es tan importante como lo es para el Altiplano. Según Trasmonte (comunicación personal), las observaciones a escala de tiempo sinóptico indican que la incursión de aire desde el este tiene mayor importancia en las lluvias en la sierra central. Esto sugiere que el mecanismo de lluvias, en esta región, debe ser estudiado con mayor detalle y utilizando datos de otras estaciones ubicadas, no solo en el valle, como el caso de la estación meteorológica del Huayao, sino a mayores altitudes.

El presente estudio tuvo por finalidad mostrar que un veranillo es un fenómeno de escala regional, así como identificar un patrón de circulación atmosférica a escala regional asociado a él. Con este conocimiento en el futuro se podría generar pronósticos de estos eventos con días o meses de anticipación que beneficiaría a gran parte de los productores agrícolas en el valle, que se ven afectados por estos eventos. Tener un pronóstico de ocurrencia de un veranillo, con días o semanas de anticipación, permitiría tomar medidas de prevención de escases de recurso hídrico durante su temporada agrícola (setiembre a marzo).

Metodología

Para la identificación de las fechas de ocurrencia de veranillos en el valle del Mantaro se usó el criterio de los umbrales. En este estudio, los umbrales tomados son los deciles de los datos de lluvias. Para el periodo 1992-2010, se cuenta con 5 estaciones meteorológicas ubicadas en el valle (Mapa 3.12).

Definimos un veranillo en el valle del río Mantaro si el 60% de las estaciones registran lluvias menores a decil 3 (~ 0,3 mm/día) por un intervalo mínimo de 7 días consecutivos. Además, se extendió el periodo de estudio de los veranillos a 1950-2010 con datos de lluvias de Huayao. Un veranillo identificado con los datos de Huayao tiene una duración mínima de 7 días consecutivos con lluvias menores a 1 mm/día (decil 3).

Para la identificación de los patrones de circulación atmosférica se utiliza el criterio de compuestos de anomalías estacionales (Garreaud, 1999). Este es calculado como la diferencia del mapa promedio menos el mapa climatológico estacional (media entre todos los meses de enero a marzo contenidos en el periodo 1971-2000).

Además, estos compuestos se calculan para el periodo 1958-2002 debido a que es un periodo común entre ambos datos. Por último, a los mapas de anomalías se les aplica la prueba-t de dos colas al 95% de nivel de confianza; además, se considera una anomalía de viento como significativo si una de sus componentes (viento zonal o viento meridional) pasa la prueba-t.

Por último, el patrón de anomalías de lluvias de América del Sur —durante un veranillo en el valle del río Mantaro— es calculado como la diferencia del campo de lluvias durante los eventos menos el campo de lluvia climatológico estacional (el campo de lluvias promedio durante los meses de enero a pentadas como representativas de un veranillo si está contenida en el intervalo de días de ocurrencia de un evento (Aldo Montesinos, comunicación personal).

Resultados

Identificación de fecha de ocurrencia de un veranillo en el valle del río Mantaro

Para el periodo 1992-2010 se identificaron 14 veranillos (Tabla 3.3) y se observa que la frecuencia promedio de ocurrencia es de 0,73 casos por año (catorce eventos en diecinueve años). La duración promedio de un veranillo es de 9,28 días.

Asimismo, se distingue un porcentaje similar entre la cantidad de veranillos moderados e intensos. Además, el 29% de los eventos identificados se encuentran en el grupo de dos por año (1992, 1993, 1998, 2002, 2007), y el 71% restante pertenecen al grupo de un veranillo por año. Finalmente, observamos que el evento más intenso fue de 15 días consecutivos en el año 2008 (Sulca et al., 2010).

Para el periodo 1950-2010 se identificó 36 veranillos en el valle del río Mantaro con datos de Huayao (Tabla 3.4). Se observa que la frecuencia de ocurrencia promedio es de 0,6 casos por año (36 veranillos en 61 años). La duración promedio de un veranillo es de 8,6 días. También, se observa que el 94,4% de los eventos están en el grupo de los moderados, mientras que, el 5,6% resaltante están en el grupo de los eventos intensos.

Además, se observa que los veranillos predominan en el mes de marzo ya que registra el 50% de los casos (19 eventos), mientras que, en los meses de enero y febrero se presentan 9 y 10 eventos, respectivamente. Por último, los eventos más intensos fueron con más de 14 días consecutivos en los años 1954, 1963 y 2008, mientras que en el año 1966 se caracterizó por la mayor cantidad de eventos (4 veranillos moderados).

Tabla 3.4 Fechas de ocurrencia de veranillos identificados con datos de Huayao para el periodo 1950-2010.

Evento	Fecha de inicio del evento	Duración (días)	Clasificación
1	14/02/1954	15	Moderado
2	24/03/1954	8	Moderado
3	22/03/1956	7	Moderado
4	22/03/1959	8	Moderado
5	01/03/1960	8	Moderado
6	13/03/1960	8	Moderado
7	06/02/1962	8	Moderado
8	23/03/1963	11	Moderado
9	15/01/1965	7	Moderado
10	11/01/1966	10	Moderado
11	21/02/1966	7	Moderado
12	08/03/1966	9	Moderado
13	22/03/1966	10	Moderado
14	03/01/1969	9	Moderado
15	21/02/1969	7	Moderado
16	09/03/1969	9	Moderado
17	26/02/1970	8	Moderado
18	18/03/1970	9	Moderado
19	22/03/1974	10	Moderado
20	25/03/1975	7	Moderado
21	24/01/1977	7	Moderado
22	25/03/1981	7	Moderado
23	04/03/1982	7	Moderado
24	02/02/1983	7	Moderado
25	24/03/1987	10	Moderado
26	07/01/1991	10	Moderado
27	19/02/1991	7	Moderado
28	04/03/1998	7	Moderado
29	22/03/1998	7	Moderado
30	01/01/2002	9	Moderado
31	23/01/2005	7	Moderado
32	24/02/2005	7	Moderado
33	18/02/2006	8	Moderado
34	26/01/2007	10	Moderado
35	15/02/2007	9	Moderado
36	15/03/2008	15	Intenso

Tabla 3.3 Veranillos identificados en el valle mediante el método de los deciles (Sulca et al. 2010b).

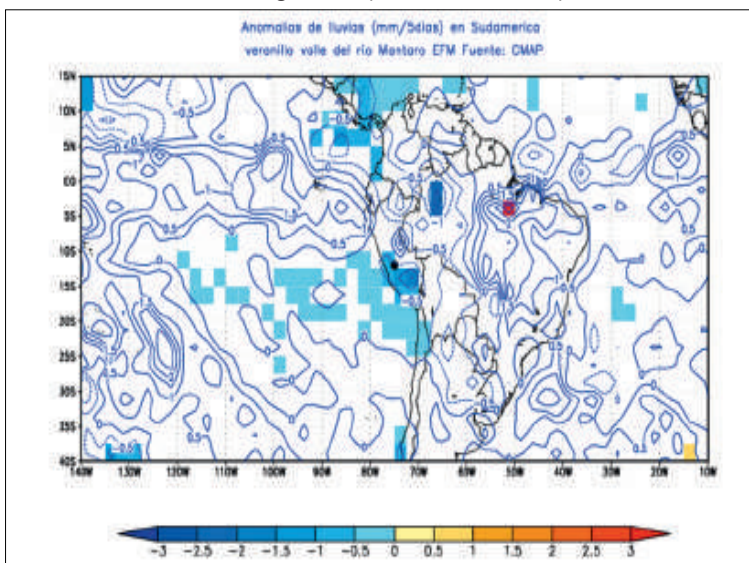
Evento	Fecha de inicio del evento	Duración (días)	Clasificación
1	15-01-1992	7	Intenso
2	21-03-1992	11	Intenso
3	03-01-1993	10	Intenso
4	13-02-1993	11	Intenso
5	22-03-1997	7	Moderado
6	12-02-1998	9	Moderado
7	22-03-1998	7	Moderado
8	01-01-2002	10	Intenso
9	21-03-2002	9	Moderado
10	6-01-2005	10	Intenso
11	16-02-2006	8	Moderado
12	29-01-2007	7	Moderado
13	16-02-2007	9	Moderado
14	16-03-2008	15	Intenso

Identificación de los patrones de circulación atmosférica asociada a los veranillos: Periodo 1992- 2010

En el patrón de anomalías de lluvias (ver Figura 3.25) se observa anomalías negativas (sombras azules) sobre los Andes centrales peruanos (zona de estudio), esto estaría corroborando las condiciones secas asociadas a un veranillo en el valle del río Mantaro.

Estas anomalías también son observadas al norte del continente (Ecuador, Colombia y norte de Brasil) y al sur (Bolivia, norte de Chile y Norte de Argentina), esto asociado, muy probablemente, a una disminución de las lluvias en gran parte del continente. Al contrario, al este de Brasil se observa una región con anomalías positivas (sombras rojas) centradas aproximadamente en el punto (50°W, 7°S); estas posiblemente causadas por un incremento de la actividad convectiva.

Figura 3.25 Patrones de anomalías de lluvias (mm/5días) de Sudamérica duran- te un veranillo en el valle del río Mantaro a las 00UTC para el periodo 1992-2010. La ubicación del valle es remarcada con un punto negro. Fuente; CMAP.



Anomalías de ROL

En la Figura 3.26 se observa el predominio de anomalías positivas de ROL (sombras rojas) sobre Andes centrales peruanos (zona de estudio), esto estaría asociado, muy probablemente, a un déficit de actividad convectiva. Además, estas anomalías (más de 5W/m2) también se observan al norte del continente (Ecuador, Colombia, Venezuela y las Guayanas) evidenciando que el déficit de convección es generalizado en el continente durante estos eventos.

Al contrario, al este de Brasil se observa estas anomalías (más de 5 W/m2). Y al contrario, al sureste de Brasil se observa una región robusta de anomalías negativas (sombras azules); estas están probablemente asociadas a una mayor actividad convectiva en estas fechas. Por último, al sur del continente (Chile-Argentina) se observa una de contraste de anomalías de ROL (positivas y negativas), estas posiblemente estén asociadas al paso de un frente frío.

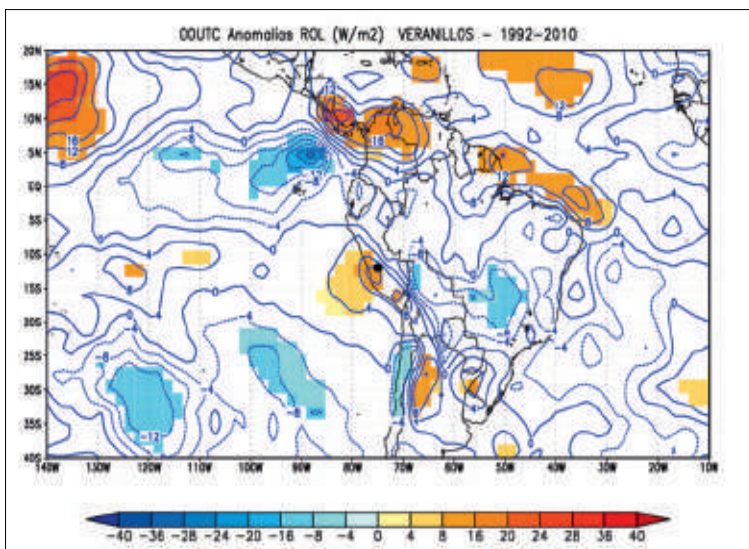


Figura 3.26 Anomalías de ROL (W/m2) durante un veranillo en el valle del río Mantaro a las 00UTC para el periodo 1992-2010. Las anomalías que pasan la prueba-t de dos colas al 95% de nivel de confianza son sombreadas. La ubicación del valle es indicada con un punto negro.

Anomalías de vientos

A 850 hPa y 700 hPa (Figura 3.27a y b) se observa el predominio de anomalías de vientos del oeste sobre el Atlántico ecuatorial y la parte norte del continente sudamericano, estas estarían asociadas a una disminución de los vientos del este. Además, sobre la parte central del continente (al este de los Andes centrales peruanos) se observa el predominio de anomalías del noreste; estas anomalías reafirmarían la disminución de los vientos del este sobre la parte continental.

Esto último, originaría, muy probablemente, una disminución del transporte de humedad desde la Amazonía hacia los Andes centrales peruanos (zona de estudio). También, entre las costas peruanas y chilenas se observa una intensificación de los Alisios. Por último, al sur del continente (Argentina) se observa anomalías del sureste; esto posiblemente sea causado por un mayor ingreso de masas de aire de latitudes medias (aire seco y frío) al continente.

A 500 hPa (Figura 3.27c) se observa el predominio de anomalías de vientos del oeste sobre los Andes centrales peruanos (zona de estudio), estas anomalías son debido a un predominio de los vientos del oeste (secos y fríos) sobre los del Este (húmedos y cálidos) durante estos eventos. El incremento del ingreso de los vientos del oeste están muy probablemente asociadas a la anomalía ciclónica de vientos centrada aproximadamente en el punto (22°S, 83°W), mientras que la disminución de los del este es observada desde los niveles más bajos. Estas características corroboran el mecanismo de transporte de humedad (Garreaud et al. 2003).

A 200hPa (Figura 3.27d) se observa el predominio de anomalías de vientos del noreste sobre los Andes centrales peruanos (zona de estudio), esto estaría asociado a una disminución de los vientos del este durante estos eventos. Esta disminución sería causada por la anomalía ciclónica de vientos centrada aproximadamente en el punto (20o S, 90o W), debido a que esta reforzaría un mayor ingreso de los vientos del oeste sobre el Perú. Por último, se observa anomalías del sur al noreste de Brasil; esto reflejaría una intensificación de la vaguada característica de esa región, esto causaría condiciones más secas.

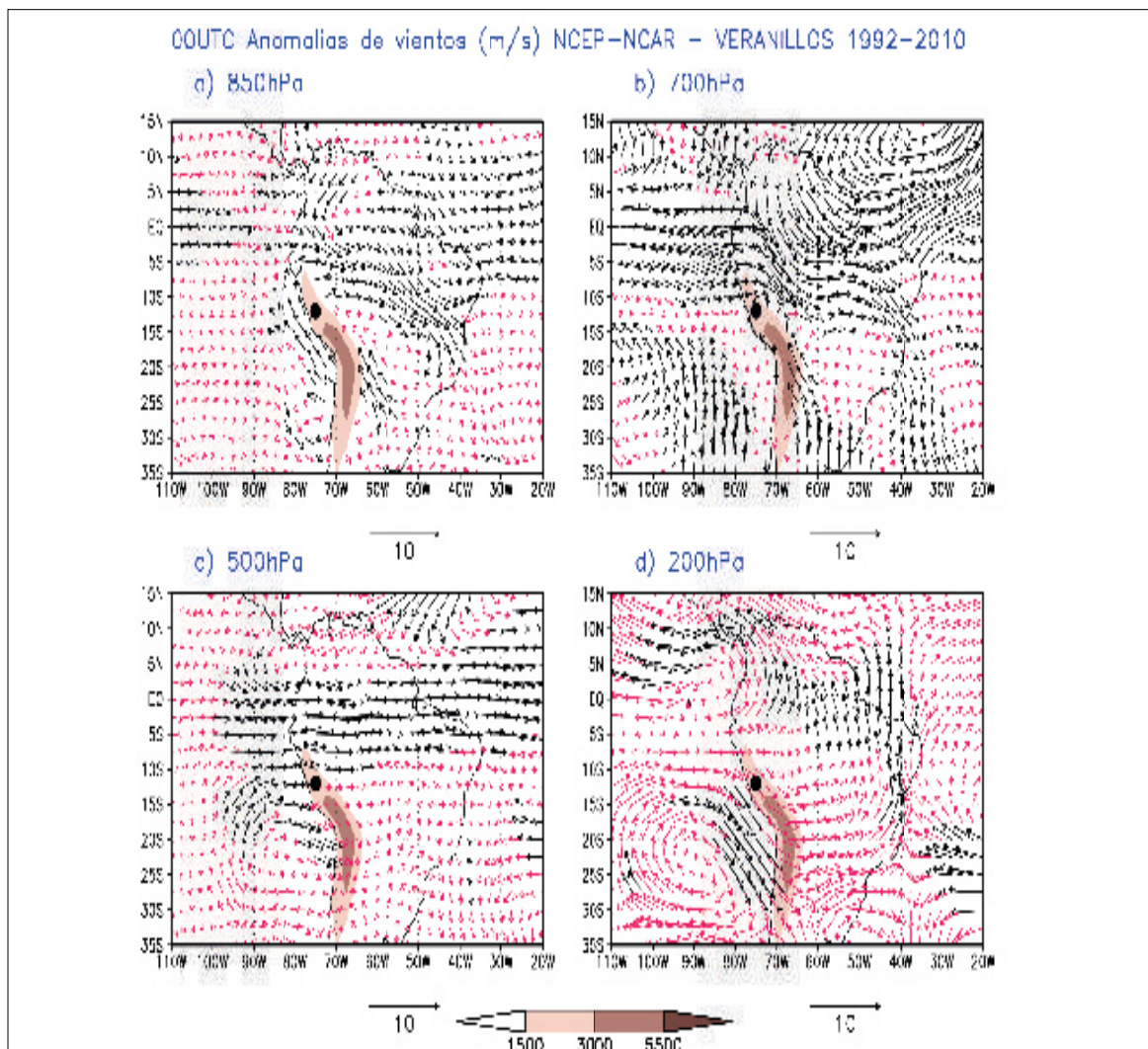


Figura 3.27 Anomalías de vientos (m/s) durante un veranillo en el valle del río Mantaro a las 00UTC para el periodo 1992-2010 a diferentes niveles de presión: 850 hPa a), 700 hPa b), 500 hPa c) y 200 hPa d). Las anomalías de vientos que pasan la prueba-t de dos colas al 95% de nivel de confianza son remarcadas en negrita. La ubicación del valle es indicada con un punto negro. La elevación topográfica de los Andes es mostrada en sombras grises. Fuente: NCEP-NCAR. (Adaptado de Sulca et al., 2010).

Identificación de los patrones de circulación atmosférica asociada a los veranillos: Periodo 1958-2002

Anomalías de ROL

En la Figura 3.28 se observa un patrón robusto de anomalías positivas de ROL (sombras rojas) en gran parte del continente sudamericano (más de 4 W/m²), este patrón está, muy probablemente, asociado a una disminución generalizada de la actividad convectiva sobre el continente durante estos eventos. Además, sobre los Andes centrales peruanos (zona de estudio) se observa estas anomalías con más de 12 W/m², esto sugiere que las condiciones secas predominantes en el valle son parte de un déficit de lluvias sobre el continente.

Anomalías de vientos (NCEP- NCAR)

A 850 hPa y 700 hPa (Figura 3.29a y 3.29b) se observa el predominio de anomalías de vientos del oeste sobre el Atlántico ecuatorial, esto debido a una disminución del ingreso de vientos del este durante estas fechas. Además, al norte del continente se observa una anomalía ciclónica de vientos centrada aproximadamente en el punto (64° W, 5°S); esta anomalía podría estar favoreciendo la disminución de los vientos del este al norte del continente, a su vez, esta también favorecería el ingreso de vientos del este hacia los Andes centrales peruanos. Esto último contradice las condiciones secas (disminución de la actividad convectiva) en la zona de estudio ya que por el contrario generaría lluvias. Por último, no se observa un centro de convergencia de vientos (zona de actividad convectiva); esto está, muy probablemente, asociado a una disminución generalizada de la actividad convectiva sobre el continente durante estos eventos.

A 500 hPa (ver Figura 3.30c) se caracteriza por el predominio de anomalías de vientos del este al norte del continente, estas están en dirección a los Andes centrales peruanos (zonas de estudio); estas anomalías contradicen las condiciones secas registradas debido a que favorecen un mayor ingreso de humedad (aire cálido y húmedo) desde la Amazonía hacia Andes centrales peruanos (Garreaud, 2003).

A 200 hPa (ver Figura 3.30d) se observa un patrón robusto de anomalías. Este posee tres características; la primera, es el predominio de anomalías de vientos del oeste sobre el Perú. El segundo, es una región de confluencia de vientos aproximadamente en el punto (55oW,

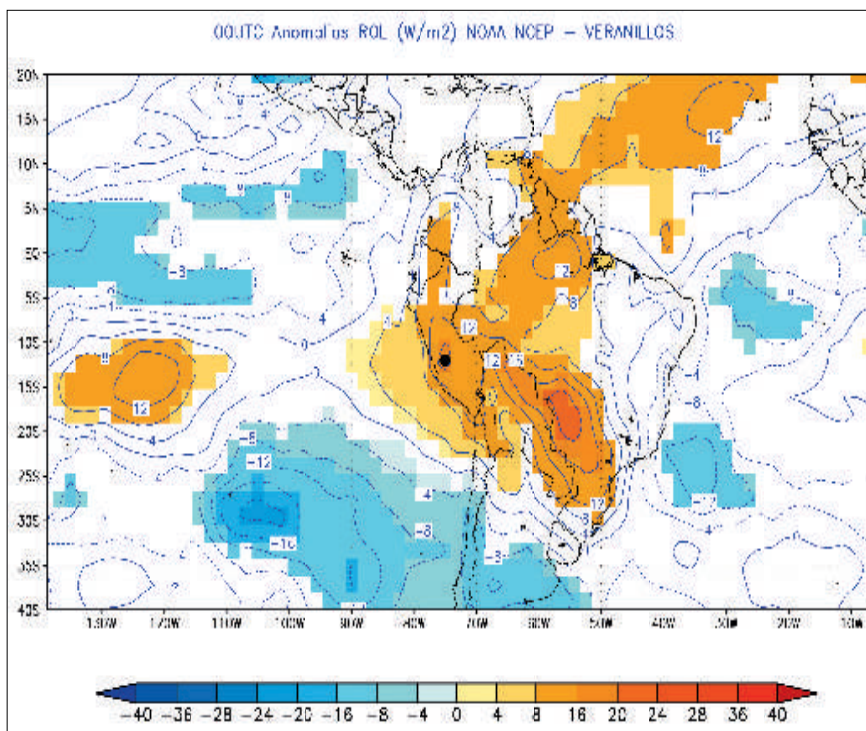


Figura 3.28 Anomalías de ROL (W/m²) durante un veranillo en el valle del río Mantaro a las 00UTC para el periodo 1958-2002. Las anomalías que pasan la prueba-t de dos colas al 95% de nivel de confianza son sombreadas. La ubicación del valle es indicada con un punto negro.

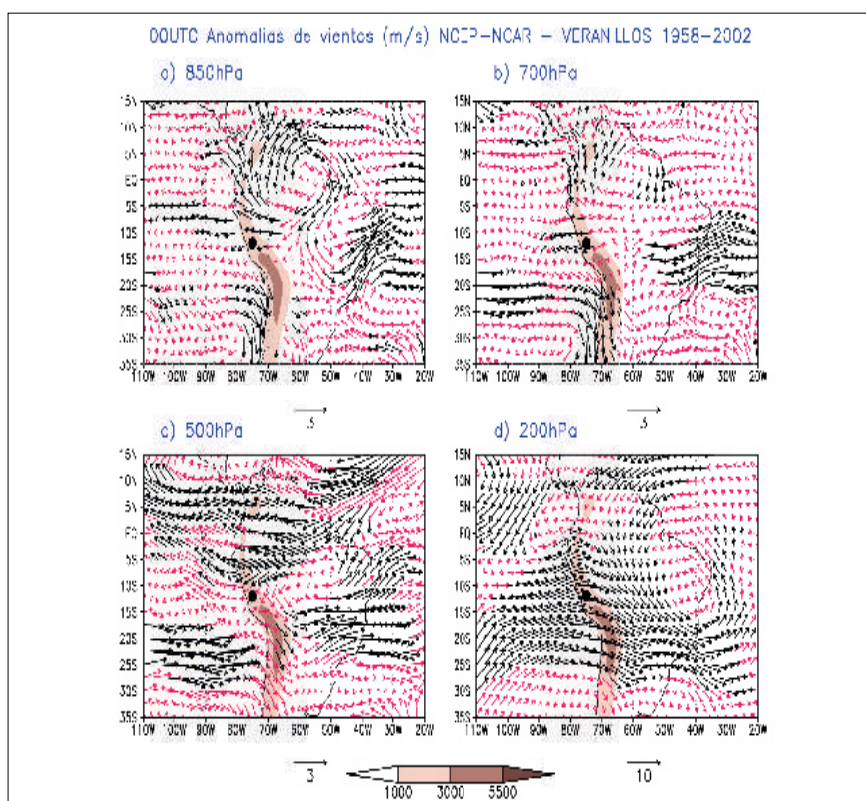


Figura 3.29 Anomalías de vientos (m/s) durante un veranillo en el valle del río Mantaro a las 00UTC para el periodo 1958-2002 a diferentes niveles de presión: 850 hPa a), 700 hPa b), 500 hPa c) y 200 hPa d). Las anomalías de vientos que pasan la prueba-t de dos colas al 95% de nivel de confianza son remarcadas en negra. La ubicación del valle es indicada con un punto negro. La elevación topográfica de los Andes es mostrada en sombras grises. Fuente: NCEP-NCAR.

15oS) que podría estar asociado a una subsidencia de aire seco a los niveles medios y bajos, esto genera un aumento de presión favoreciendo las condiciones secas sobre los Andes centrales peruanos.

La tercera región es una anomalía anticiclónica de vientos ubicada al este de Brasil, centrada aproximadamente en el punto (42°W, 12°S), esto sugiere una mayor actividad convectiva sobre dicha región acompañado de condiciones más secas al norte del continente debido al favorecimiento de un mayor ingreso de vientos del Atlántico Norte (aire seco y frío).

Anomalías de vientos (ERA40)

A 850 hPa y 700 hPa (Figuras 3.30a y 3.30b) se observa el predominio de anomalías de vientos del oeste sobre el Atlántico ecuatorial y del Suroeste al norte del continente sudamericano; esto es debido a una disminución de los vientos del este. Además, esto es reforzado por la disminución de los vientos del noreste ubicados sobre la ladera este de los Andes centrales, no significativos estadísticamente: Estas características estarían asociados a una disminución del transporte de humedad desde la Amazonía hacia los Andes centrales peruanos (Garreaud et al., 2003).

Por otro lado, al sur del continente se observa anomalías de vientos del sur. Estos están muy probablemente asociados a un mayor ingreso de masas de aire de altitudes medias (aire seco y frío) al continente.

Por último, no se observa una zona de convergencia de vientos en estos niveles; esto sugiere una disminución generalizada de la actividad convectiva sobre el continente sudamericano.

A 500 hPa (ver Figura 3.30c) no se observa un patrón de anomalías de vientos predominantes sobre los Andes centrales peruanos (zona de estudio) esto es debido a que no se observa anomalías significativas sobre los Andes centrales peruanos.

Por otro lado, se observa un patrón robusto de anomalías de vientos del oeste sobre los Andes centrales chilenos.

A 200 hPa (ver Figura 3.30d) se observa un patrón de anomalías que se caracteriza por tres regiones bien remarcadas; la primera, es el predominio de anomalías de vientos del oeste sobre el Perú. El segundo, es una región de confluencia de vientos centrado aproximadamente en el punto (60oW, 15oS); esta podría estar asociada a una subsidencia de aire seco hacia los niveles medios y bajos, favoreciendo las condiciones secas sobre los Andes centrales peruanos. La tercera región es una anomalía anticiclónica de vientos ubicada al extremo este de Brasil, centrada aproximadamente en el punto (38°W, 8°S), esto sugiere una mayor actividad convectiva sobre dicha región y un posible aumento de las condiciones secas al norte del continente a causa de un mayor ingreso de vientos del Atlántico Norte (aire seco y frío).

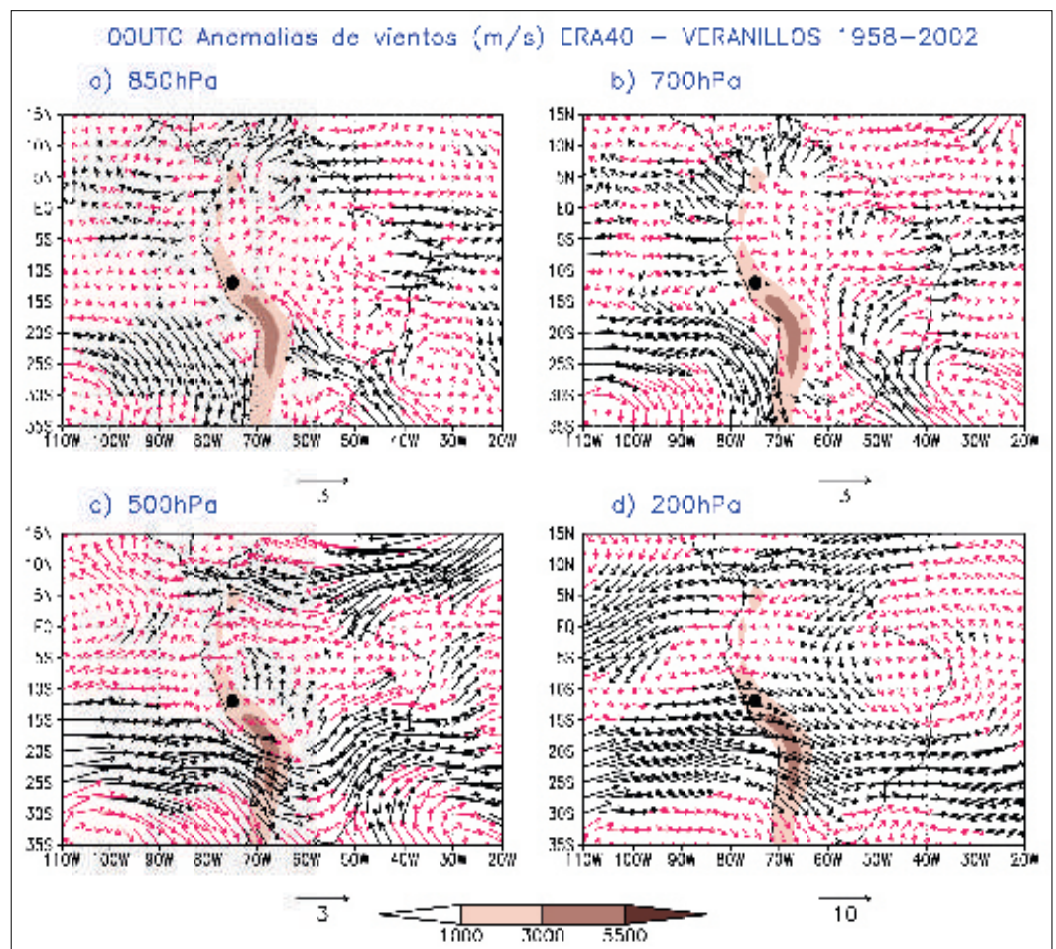


Figura 3.30 Anomalías de vientos (m/s) durante un veranillo en el valle del río Mantaro a las 00UTC para el periodo 1958-2002 a diferentes niveles de presión: 850 hPa a), 700 hPa b), 500 hPa c) y 200 hPa d). Las anomalías de vientos que pasan la prueba-t de dos colas al 95% de nivel de confianza son remarcadas en negrita. La ubicación del valle es indicada con un punto negro. La elevación topográfica de los Andes es mostrada en sombras grises. Fuente: ERA40.

Conclusiones

- Se concluye que un veranillo en el valle del río Mantaro es un fenómeno de escala regional debido a que se encontró un patrón robusto de anomalías negativas de lluvias (CMAP) centrada sobre los Andes centrales peruanos (zona de estudio), esto estaría asociado a un déficit de lluvias sobre el continente durante estos eventos; además, este resultado es consistente con el patrón robusto de anomalías positivas de ROL (más de $12W/m^2$) sobre los Andes centrales peruanos y gran parte del continente sudamericano.
- Un veranillo en el valle del río Mantaro se caracteriza por el predominio de vientos anómalos del oeste, a 12 km de altura sobre los Andes centrales peruanos debido a un debilitamiento de los vientos del este en este nivel (Alta de Bolivia y Vaguada del Noreste de Brasil) debido, muy probablemente, a la disminución de la actividad convectiva en los niveles más bajos. Este patrón es registrado por ambos datos, además son estadísticamente consistentes debido a que este patrón en este nivel se conserva en todos los años estudiados en el periodo 1950-2010.
- Además, se concluye que en los niveles medios y bajos (inferiores a 5,5 km) no se observa un patrón de circulación predominante consistente sobre los Andes centrales peruanos o al lado este de la topografía andina debido a que los reanálisis del NCEP-NCAR y ERA-40 no muestran patrones de anomalías semejantes, sólo coinciden en mostrar vientos anómalos del oeste sobre el Atlántico ecuatorial y sobre la parte norte del continente (hasta la parte norte de Perú) asociado, muy probablemente, a una disminución de los vientos del este. Además, ambos datos no registran un centro de convergencia de vientos, esto está muy asociado a una disminución generalizada de la actividad convectiva sobre el continente durante las fechas de ocurrencia de estos eventos.

Bibliografía Capítulo 3

Caracterización de sequías

Arraut, J., Nobre, C., Barbosa, H., Obregon, G., Marengo, J., (2012): Aerial rivers and lakes: Looking at large-scale moisture transport and its relation to Amazonia and to subtropical rainfall in South America, *Journal of Climate*, 25, 2, 543-556, doi:10.1175/2011JCLI4189.1.

Autoridad Nacional del Agua ANA, (2009): Política y Estrategia Nacional de Recursos Hídricos del Perú.

Autoridad Nacional del Agua ANA, (2010): Estudio Hidrológico y Ubicación de la Red de Estaciones Hidrométricas en la Cuenca del Río Rímac, Vol. 1.

Autoridad Local del Agua - Mantaro—ALA Mantaro, (2010): Evaluación de recursos hídricos superficiales en la cuenca del río Mantaro. Estudio, Autoridad Nacional del Agua.

Espinoza, J. C., J. Ronchail, J. L. Guyot, G. Cochonneau, F. Naziano, W. Lavado, E. D. Oliveira, and P. Vauchel, (2009): Spatio-temporal rainfall variability in the Amazon basin countries (Brazil , Peru , Bolivia , Colombia , and Ecuador), *International Journal of Climatology*, 29, 1574-1594, doi:10.1002/joc.

Espinoza, J. C., J. Ronchail, L. Guyot, C. Junquas, P. Vauchel, W. Lavado, G. Drapeau, R. Pombosa, (2011): Climate variability and extreme drought in the upper Solimões River (western Amazon Basin): Understanding the exceptional 2010 drought, *Geophysical Research Letters*, 38, L13406, doi:10.1029/2011GL047862.

Figueroa, S. N. and Nobre, C., (1990): A new precipitation distribution over tropical South America west of 40W. *Climanálise*, 179-184.

Garay, O., (2009): Manual de uso consuntivo del agua para los principales cultivos de los Andes Centrales Peruanos. Instituto Geofísico del Perú.

Instituto Geofísico del Perú IGP, (2005): Atlas Climático de precipitación y temperatura del aire de la Cuenca del Río Mantaro, Serie Evaluación Local Integrada de Cambio Climático para la Cuenca del Río Mantaro, PROCLIM, Fondo Editorial del CONAM.

Instituto Geofísico del Perú IGP, (2005b): Vulnerabilidad actual y futura ante el cambio climático y medidas de adaptación en la Cuenca del Río Mantaro. Serie Evaluación Local Integrada de Cambio Climático para la Cuenca del Río Mantaro, PROCLIM, Fondo Editorial del CONAM.

Lagos, P., Silva, Y., Nickl, E., y Mosquera, K., (2008): El Niño-related precipitation variability in Perú, *Advances in Geosciences*, 14, 231-237, 2008, doi:10.5194/adgeo-14-231-2008.

Martínez, A. G., (2007): Análisis de la vulnerabilidad ante los efectos del cambio climático y propuestas de adaptación en la ciudad de Huancayo, Junín: Recurso agua y género. En *Género y Medio Ambiente*, pp 87-124. Fondo Editorial del Seminario Permanente de Investigación Agraria, SEPIA, Lima, Perú.

McKee, T.B., N. J. Doesken, y J. Kliest, (1993): The relationship of drought frequency and duration to time scales. En *Proceedings of the 8th AMS Conference of Applied Climatology*, 179-184.

Palmer, W.C., (1965): Meteorological drought. Research Paper No. 45. U.S. Weather Bureau.

Palmer, W.C., (1968): Keeping track of crop moisture conditions, nationwide: The new crop moisture index. *Weatherwise*, 21, 156-161.

Romatschke, U. and Houze, R. A., (2010): Extreme summer convection in South America. *Journal of Climate* 23 (14) , 3761-3791.

Servicio Nacional de Meteorología e Hidrología SENAMHI, (2010): Vigilancia de la sequía hidrológica en cuencas del territorio nacional. Informe técnico.

Silva, Y., Takahashi, K. y Chávez, R., (2008): Dry and wet rainy seasons in the Mantaro river basin (Central Peruvian Andes), *Advances in Geosciences*, 14, 261-264, doi:10.5194/adgeo-14-261-2008.

UNESCO, (2010): Atlas de Zonas Áridas de América Latina y el Caribe, Documento Técnico del PHI-LAC, No. 25. Wilhite, D. A., y M. H. Glantz, 1985. Understanding the Drought Phenomenon: The Role of Definitions. *Water International* 10, 3, 111–120.

Wilhite, D. A., y Buchanan-Smith, M., (2005): Drought as hazard: Understanding the natural and social context, *Drought and Water Crises. Science, Technology, and Management Issues*, D. A. Wilhite (Editor), Taylor & Francis, 3-29.

Wilhite, D. A., (2007): National Drought Mitigation Center: Programs and Activities, Presentación al NDMC-NASA Partnership.

Caracterización de lluvias intensas

Lluvias intensas en el valle del Mantaro

Marco Moreno

Introducción

El presente estudio busca caracterizar la intensidad de precipitación que tiene lugar en el valle del Mantaro, para lo cual se seleccionaron las estaciones de San Juan de Jarpa, Huayao, Ingenio, Santa Ana, Shullcas, Viques, Laive, Jauja y San Lorenzo (Mapa 1.12). De la información de los registros de precipitación diaria de las estaciones meteorológicas, se elaboran curvas de intensidad, duración y frecuencia (curvas IDF). Estas curvas son el resultado de la conexión de puntos representativos del promedio de intensidad de precipitación en intervalos de diferente duración; todos estos correspondientes a la misma frecuencia o periodo de retorno. (Témez, 1978). En estas curvas, se aprecia la información de la intensidad de la lluvia y su duración de lluvias acumuladas de 2, 3, 4 y 5 días. Asimismo, se puede identificar la frecuencia (F) de las lluvias intensas expresados en proporciones "X/Y" del cual indica la relación del número de años (X) que ocurrió una cierta intensidad en un total Y Años.

Metodología

Para la obtención de las curvas IDF, se elaboró una base de datos de los registros de precipitación diaria que cuenta cada estación meteorológica. El SENAMHI, cuenta con dos registros de precipitaciones en el día, a las 07 horas y a las 19 horas; con estos registros se determinó la lluvia diaria para cada día. Asimismo, los registros de precipitación diaria de la estación meteorológica de Huayao fue obtenida del IGP. Una vez obtenido estos registros se determinó la precipitación acumulada para 2, 3, 4 y 5 días continuos; luego se procedió a seleccionar la mayor intensidad diaria y la intensidad de lluvia de 2 a 5 días acumulados continuos; este proceso se realizó por cada año de datos que registró cada estación meteorológica. Luego, se ordenó de mayor a menor las intensidades máximas que se identificaron por año, y se les asignó un número de orden, también de mayor a menor (Figura 3.31).

Finalmente se procedió a elaborar las curvas IDF considerando el primer y último número de orden como la menor y la mayor frecuencia respectivamente. Es decir, considerando la Figura 3.31, la frecuencia con que se presentó lluvias diarias de intensidad de 30 mm o mayor; es de 7/14; que equivale a un 50% (del registro de lluvias diarias de 14 años, solo en 7 se registró mayores intensidades que los 30 mm diarios).



Figura 3.31 Acomodo de las intensidades máximas y selección de un número de orden.

Estación San Juan de Jarpa

Esta estación se encuentra ubicada, en el distrito de San Juan de Jarpa, provincia de Chupaca, subcuenca del Cunas. Los registros de precipitación diaria que se obtuvieron de esta estación fueron desde el año 1964 hasta el 2011.

El resultado de las intensidades de precipitación que ocurrieron todos los años registrados (F= 48 /48) fue de 15,6 mm/día, 26,8 mm/2 días, 30,5 mm/3 días, 33,7 mm/4 días y 37 mm/5 días. Las intensidades máximas (F= 1/48) que se detectaron fueron 40,5 mm/día, 63,1 mm/2 días, 89,6 mm/3 días, 107,3 mm/4 días y 115,1 mm/5 días (Figura 3.32).

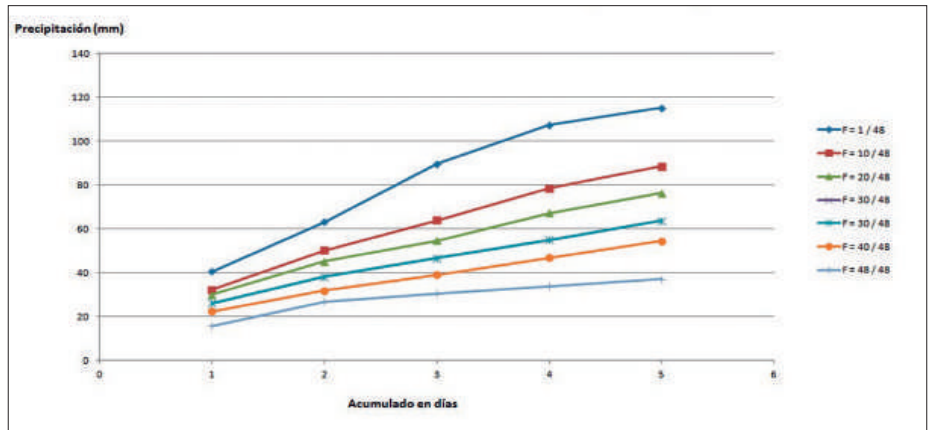


Figura 3.32 Curva de Intensidad, Duración y Frecuencia (IDF) de la estación San Juan de Jarpa (1964-2011).

Estación Huayao

Esta estación se encuentra ubicada, en el distrito de Huachac, provincia de Chupaca, Subcuenca del Cunas. Los registros de precipitación diaria que se obtuvieron de esta estación fueron desde el año 1964 hasta el 2011.

El resultado de las intensidades de precipitación que ocurrieron todos los años registrados (F= 48 /48) fue de 18,7 mm / día, 24,6 mm / 2 días, 27,5 mm / 3 días, 32,1 mm / 4 días y 36,5 mm / 5 días. Las intensidades máximas (F= 1 / 48) que se detectaron fueron 46,7 mm/día, 58,5 mm/2 días, 69,4 mm/3 días, 85,9 mm/4 días y 94,8 mm/5 días (Figura 3.33).

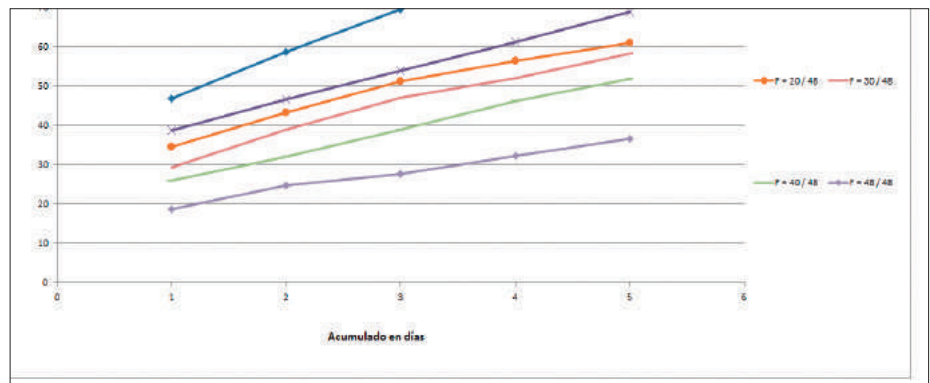


Figura 3.33 Curva de Intensidad, Duración y Frecuencia (IDF) de la estación Huayao (1964-2011).

Estación Laive

Esta estación se encuentra ubicada en el distrito de Yanacancha, provincia de Chupaca, Subcuenca del Cunas. Los registros de precipitación diaria que se obtuvieron de esta estación fueron desde el año 1965 hasta el 2011.

El resultado de las intensidades de precipitación que ocurrieron todos los años registrados (F= 34 /34) fue de 18,5 mm/día, 24,6 mm/2 días, 34,2 mm/3 días, 40,1 mm/4 días y 46 mm/5 días. Las intensidades máximas (F= 1/34) que se detectaron fueron 36,2 mm/día, 57,8 mm/2 días, 72,8 mm/3 días, 100,9 mm/4 días y 121,7 mm/5 días (Figura 3.34).

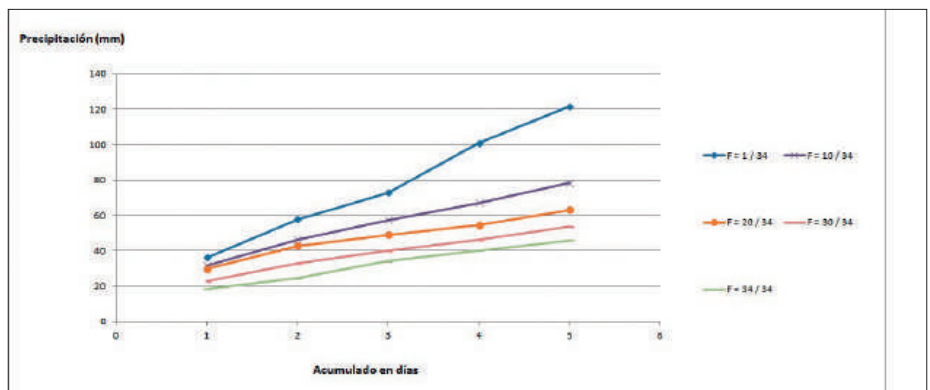


Figura 3.34 Curva de Intensidad, Duración y Frecuencia (IDF) de la estación Laive (1965-2011).

Estación Ingenio

Esta estación se encuentra ubicada en el distrito de Santa Rosa de Ocopa, provincia de Concepción, Subcuenca de Achamayo. Los registros de precipitación diaria que se obtuvieron de esta estación fueron desde el año 1964 hasta el 2011.

El resultado de las intensidades de precipitación que ocurrieron todos los años registrados (F= 43/43) fue de 17 mm/día, 24,8 mm/2 días, 29 mm/3 días, 36,6 mm/4 días y 38,4 mm/5 días. Las intensidades máximas (F= 1 / 43) que se detectaron fueron 64,7 mm/día, 102,2 mm/2 días, 142,9 mm/3 días, 192,9/4 días y 224,4 mm/5 días (Figura 3.35).

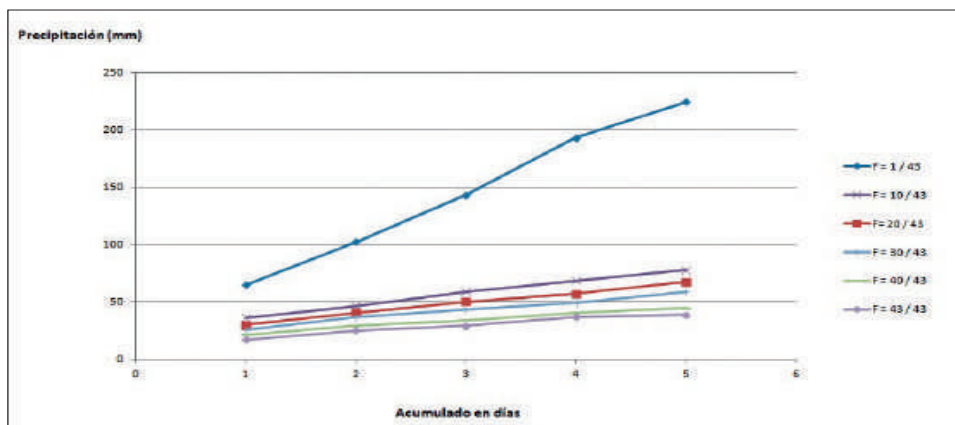


Figura 3.35 Curva de Intensidad, Duración y Frecuencia (IDF) de la estación Ingenio (1964-2011).

Estación Santa Ana

Esta estación se encuentra ubicada en el distrito del Tambo, provincia de Huancayo, valle del Mantaro. Los registros de precipitación diaria que se obtuvieron de esta estación fueron desde el año 1992 hasta el 2011.

El resultado de las intensidades de precipitación que ocurrieron todos los años registrados (F= 20 /20) fue de 16,8 mm / día, 18,4 mm/2 días, 28,5 mm/3 días, 31,5 mm/4 días y 41,6 mm/5 días. Las intensidades máximas (F= 1/20) que se detectaron fueron 39 mm/día, 50 mm/2 días, 63 mm/3 días, 79,3/4 días y 87,5 mm/5 días (Figura 3.36).

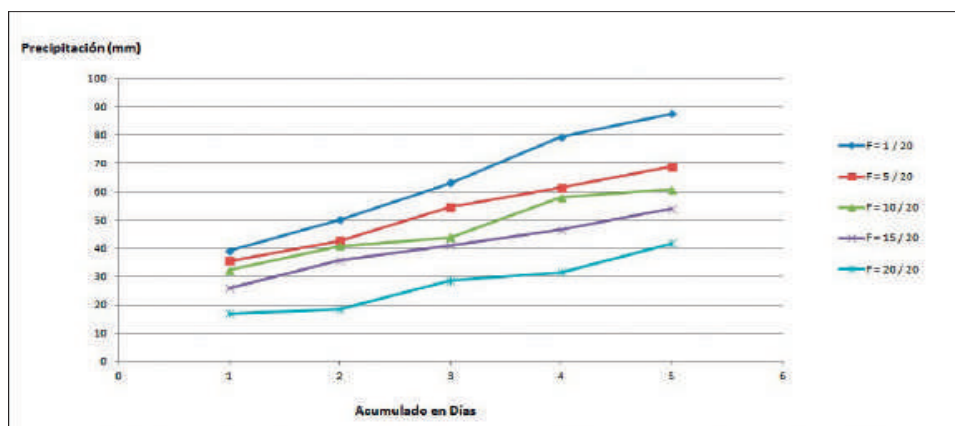


Figura 3.36 Curva de Intensidad, Duración y Frecuencia (IDF) de la estación Santa Ana (1922-2011).

Estación Shullcas

Esta estación se encuentra ubicada en el distrito del Tambo, provincia de Huancayo, subcuenca de Shullcas. Los registros de precipitación diaria que se obtuvieron de esta estación fueron desde el año 1998 hasta el 2011.

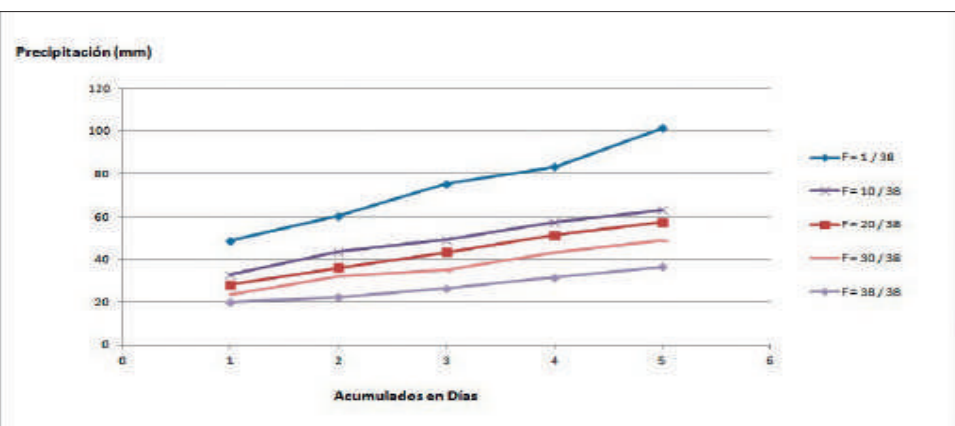


Figura 3.37 Curva de Intensidad, Duración y Frecuencia (IDF) de la estación Jauja (1970-2011).

El resultado de las intensidades de precipitación que ocurrieron todos los años registrados (F= 14 /14) fue de 19,2 mm/día, 25,9 mm/2 días, 37,1 mm/3 días, 43,8 mm/4 días y 48,6 mm/5 días. Las intensidades máximas (F= 1/14) que se detectaron fueron 58,9 mm/día, 60,6 mm/2 días, 72,7 mm/3 días, 80,3 mm/4 días y 87,8 mm/5 días (Figura 3.37).

Estación Viques

Esta estación se encuentra ubicada en el distrito de Viques, provincia de Huancayo, valle del Mantaro. Los registros de precipitación diaria que se obtuvieron de esta estación fueron desde el año 1965 hasta el 2011.

El resultado de las intensidades de precipitación que ocurrieron todos los años registrados (F= 33/33) fue de 19,3 mm/día, 25,2 mm/2 días, 30,9 mm/3 días, 36,7 mm/4 días y 41.8 mm/5 días. Las intensidades máximas (F= 1/33) que se detectaron fueron 48,2 mm/día, 82 mm/2 días, 117 mm/3 días, 141 mm/4 días y 149 mm/5 días (Figura 3.38).

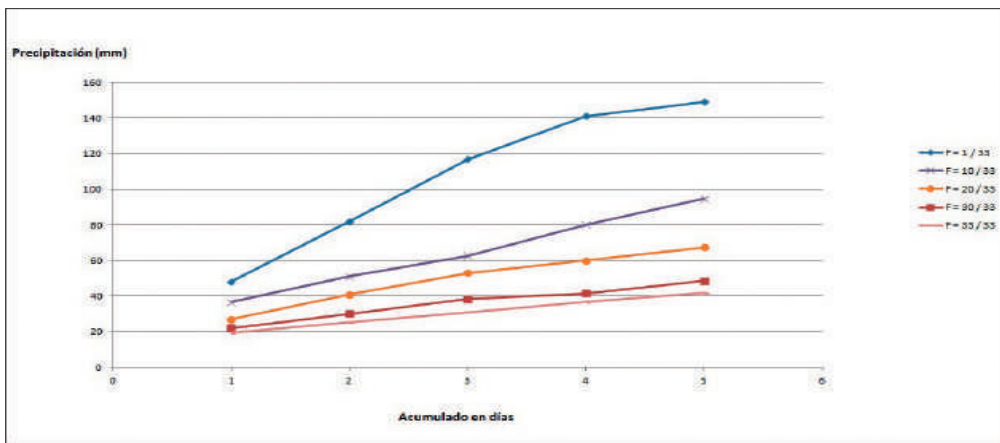


Figura 3.38 Curva de Intensidad, Duración y Frecuencia (IDF) de la estación Viques (1965-2011).

Estación San Lorenzo

Esta estación se encuentra ubicada en el distrito de San Lorenzo, provincia de Jauja, valle del Mantaro. Los registros de precipitación diaria que se obtuvieron de esta estación fueron desde el año 1964 hasta el 2003.

El resultado de las intensidades de precipitación que ocurrieron todos los años registrados (F = 27 / 27) fue de 13 mm / día, 22.3 mm / 2 días, 24.8 mm / 3 días, 32.2mm/4díasy 38.1mm/5 días. Las intensidades máximas (F = 1 / 27) que se detectaron fueron 71 mm / día, 71 mm / 2 días, 72 mm / 3 días, 79 mm / 4 días y 104 mm / 5 días (Figura 3.39).

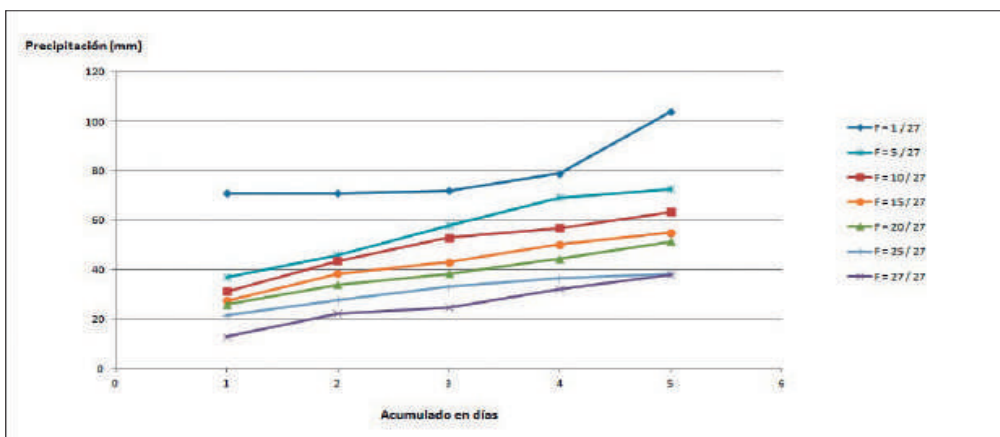


Figura 3.39 Curva de Intensidad, Duración y Frecuencia (IDF) de la estación San Lorenzo (1964-2003).

Estación Jauja

Esta estación se encuentra ubicada en el distrito de Jauja, provincia de Jauja, valle del Mantaro. Los registros de precipitación diaria que se obtuvieron de esta estación fueron desde el año 1970 hasta el 2011.

El resultado de las intensidades de precipitación que ocurrieron todos los años registrados (F= 38/38) fue de 20 mm/día, 22,3 mm/2 días, 26,3 mm/3 días, 31,6 mm/4 días y 36,5 mm/5 días. Las intensidades máximas (F= 1 / 38) que se detectaron fueron 48,8 mm/día, 60,4 mm/2 días, 75,4 mm/3 días, 83,3 mm/4 días y 101,3 mm/5 días (Figura 3.40).

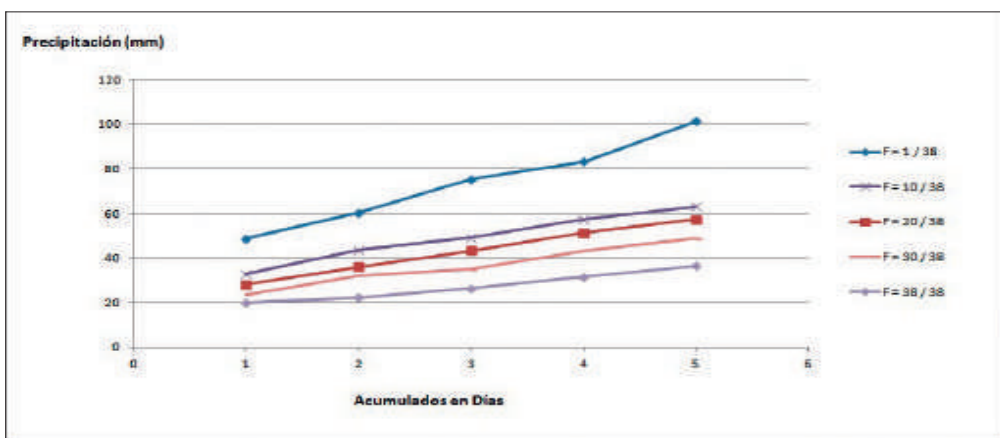


Figura 3.40 Curva de Intensidad, Duración y Frecuencia (IDF) de la estación Jauja (1970- 2011).

Conclusiones

Las Curvas IDF dependen mucho de la cantidad de registros de precipitación, calidad de los datos, huecos o vacíos de registros de precipitación en la base de datos, entre otros. Estas curvas IDF son representativas de las lluvias ocurridas en el valle del Mantaro; sin embargo, existen “huecos de información”: Es por esto que las estaciones de San Juan de Jarpa y de Huayao, a pesar de tener el mismo periodo de años (registro de 48 años), es diferente a la estación Ingenio que posee registros completos de 43 años, es decir, existen 5 años sin datos de precipitación en esta estación; y por consecuencia, las intensidades máximas registradas en esta estación, se evalúan a 43 años que es el total de registros analizados, y no del total de 48 años que es el periodo total.

Este estudio, reafirma una de las conclusiones de la investigación del IGP (2005a), el cual indica que las intensidades de precipitación presentan una alta variabilidad con respecto a cada estación, como se muestra en las curvas IDF.

Caracterización de tormentas intensas mediante sensoramiento remoto

Steven Chávez y Ken Takahashi

Introducción

La medición precisa de la variación espacial y temporal de las lluvias tropicales de todo el mundo sigue siendo uno de los graves problemas no resueltos de la meteorología. En particular, en los Andes peruanos la gran heterogeneidad geográfica y la escasez de estaciones meteorológicas impiden una adecuada caracterización de la precipitación. Más aún, técnicas de estimación por sensoramiento remoto basadas en observaciones satelitales de nubosidad no han sido exitosas en esta región (Segura, 2010).

Por tal motivo, en este estudio se plantea utilizar información de mediciones más directas que las hechas por observaciones satelitales de nubosidad. Las mediciones más precisas son las hechas por radares meteorológicos en tierra, pero en el Perú no se cuenta con estos radares, no obstante, desde 1998 están disponibles los datos del radar de precipitación (PR) a bordo del satélite TRMM (Tropical Rainfall Measuring Mission) que es un esfuerzo conjunto de la NASA y la JAXA para estudiar las lluvias tropicales. Mediante sus algoritmos, este radar nos permite caracterizar las tormentas en cuanto a su distribución espacial y su estructura vertical, siendo este la medición más directa de la lluvia entre las técnicas satelitales, además, es la única que proporciona perfiles verticales de precipitación.

Para caracterizar las tormentas en el valle del Mantaro se combina la información del PR a bordo del TRMM e imágenes del satélite geostacionario GOES. Específicamente se utilizan los productos 2A23 y 2A25 del PR, los cuales proporcionan una medición directa de la distribución tridimensional de la lluvia. Entre otras cosas, estos datos nos permiten conocer el tipo de lluvia, la altura del tope de la tormenta, y un estimado de la lluvia en la superficie.

Debido a que la distribución del tamaño de gotas (DSD) es un factor determinante en el algoritmo del PR 2A25, para la validación del algoritmo en la región andina se utiliza la técnica del papel de filtro (Rinehart, 1997) con el fin de determinar la DSD representativa de los Andes y obtener los parámetros a y b de la relación $R=aZ^b$ entre reflectividad (Z) y razón de lluvia (R), los cuales son comparados con los utilizados en el algoritmo del producto 2A25. Se utilizan las imágenes GOES del canal infrarrojo IR4, que corresponde a la ventana atmosférica, y se calcula los valores de temperatura de brillo de cada pixel, con ellos se estima la altura del tope de las nubes, que se contrasta con la altura del tope de las tormentas y la tasa de lluvia de los datos del TRMM PR en busca de relaciones que pudieran ayudar a la mejora de métodos de estimación de lluvia basada en imágenes GOES.

Marco teórico

Precipitación La precipitación es generalmente considerada de dos tipos claramente distinguibles: estratiforme y convectiva. La precipitación estratiforme cae de nubes nimbostratus mientras que la convectiva cae de nubes cumulus o cumulonimbus. Ambos tipos de precipitación pueden ser definidos en términos de sus velocidades verticales.

Precipitación Estratiforme La precipitación estratiforme es definida como el proceso de precipitación en el cual el movimiento vertical del aire es pequeño comparado con la velocidad de caída de los cristales de hielo o nieve; de manera más específica, la velocidad vertical del aire w satisface la condición $|W| < V_{ice}$ (1) donde V_{ice} representa la escala de la velocidad terminal de caída de los cristales de hielo y la nieve (1- 3ms⁻¹).

En la precipitación estratiforme las partículas crecen por deposición, a medida que descienden alrededor de 2,5km del nivel de 0°C, las partículas se van agregando y se hacen más grandes; el nivel en el que las partículas comienzan a derretirse es conocido como la banda brillante, una capa horizontal de 1/2 km de espesor localizada justo debajo del nivel de 0°C (Figura 3.41).

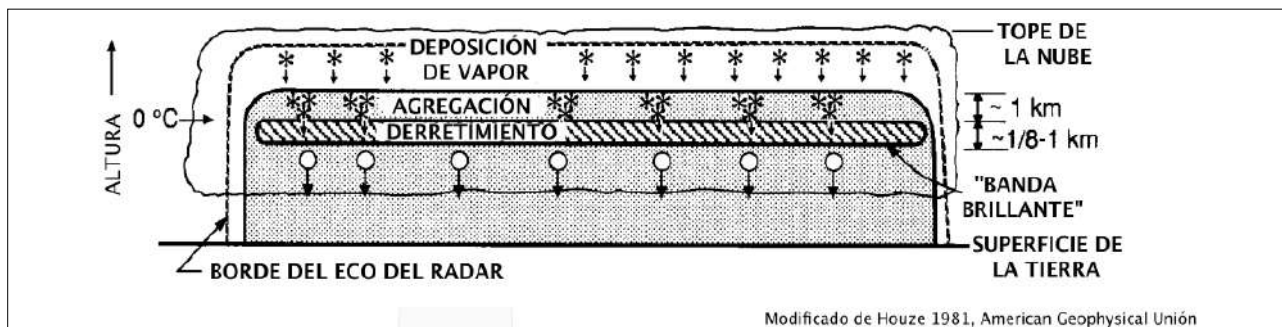


Figura 3.41 Características de la precipitación estratiforme. Tomado de Houze, 1981.

Precipitación Convectiva El proceso convectivo es explicado en la figura 3.42 y difiere claramente de la precipitación estratiforme. Es definido como el proceso en el cual la condición (1) no se cumple. En cambio tiene una escala de velocidad vertical de aire w 1-10 m s⁻¹, la cual iguala o excede la velocidad típica de caída de cristales de hielo y nieve. En la Figura 3.42, las zonas sombreadas indican los ecos mayores, la nieve es mostrada en una sucesión de tiempos, la partícula que es elevada por las fuertes corrientes de aire ascendentes va creciendo hasta que su peso vence a las fuerzas ascendentes y cae a la superficie.

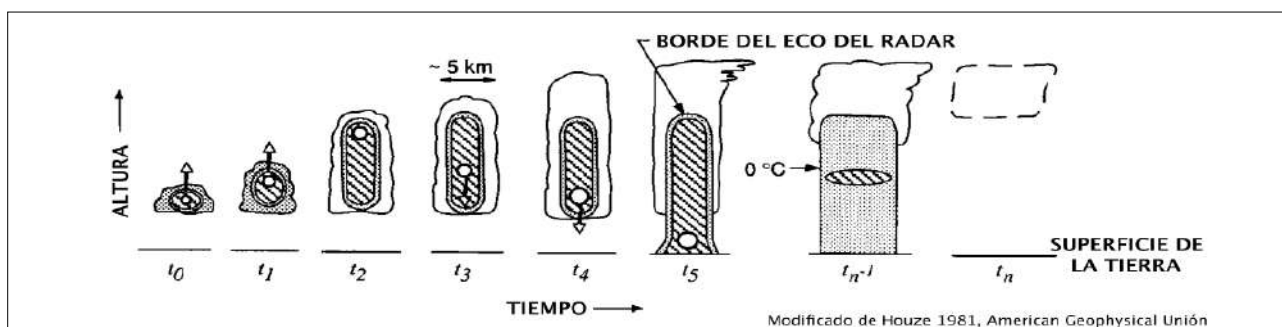


Figura 3.42 Características de precipitación convectiva hasta que su peso vence a las fuerzas ascendentes y cae a la superficie. Tomado de Houze, 1981.

Radar Un radar cambia alternadamente entre emitir pulsos de radiación de microondas con una antena común. La antena es usada para enfocar la radiación en un haz estrecho, de tal manera que las señales viajen hacia fuera en una dirección específica. Las señales recibidas son reflejadas de los objetivos que están en el camino del haz y la distancia o rango r del objetivo respecto del radar puede ser determinada precisamente del tiempo entre las señales transmitidas y recibidas. Con un apropiado equipo para el procesamiento de datos las señales recibidas pueden ser interpretadas en términos de cantidades físicas relevantes a la física de precipitaciones y la dinámica de nubes.

Radar Meteorológico Los radares meteorológicos son un tipo especial de radar que han sido diseñados para detectar la precipitación sólida y líquida, estos operan en longitudes de onda (λ) entre 1-30 cm; la longitud de onda a la que operan depende del tamaño de la antena, siendo 3, 5 y 10 las más usadas. La mayoría de radares meteorológicos tienen antenas escaneables, que permiten al radar apuntar en una dirección específica. Para que un radar meteorológico opere en órbita desde un satélite, debe haber un balance entre el tamaño de la antena y las limitaciones de espacio.

Radar de Precipitación (PR). El radar de precipitación es uno de los cinco instrumentos a bordo del satélite TRMM. El PR es un radar activo de 13,8 GHz, su longitud de onda de 2,17 cm está sujeta a atenuación. El PR graba la energía reflejada por objetivos en la atmósfera y en la superficie, tiene una compleja geometría de escaneo como se observa en la Figura 3.43.

El Producto 2A25. El producto 2A25 del PR tiene como objetivo corregir la atenuación en la medición de la reflectividad del radar y estimar la distribución tridimensional de la lluvia a partir de los datos del TRMM PR, además proporciona un estimado de la lluvia en la superficie. El PR barre un swath sector de 245 km de ancho que contiene 49 rayos. El ancho de cada haz (beamwidth) es de 0,70 , y el diámetro del pie de haz es de aproximadamente 5 km en el nadir, lo cual nos permite obtener mapas de precipitación de alta resolución. El ancho del pulso de 1,67 ms corresponde a una resolución del rango de 250m.

El Producto 2A23. Los objetivos principales de 2A23 son detectar la Banda Brillante (BB), clasificar el tipo de lluvia y detectar la lluvia cálida. Además, el 2A23 nos dice la altura del tope de la tormenta. Las lluvias se clasifican en 3 tipos que son los siguientes: Estratiforme, convectiva y otras. Cuando el método no puede clasificar con certeza un tipo de lluvia le asigna el tipo tal vez estratiforme o tal vez convectiva.

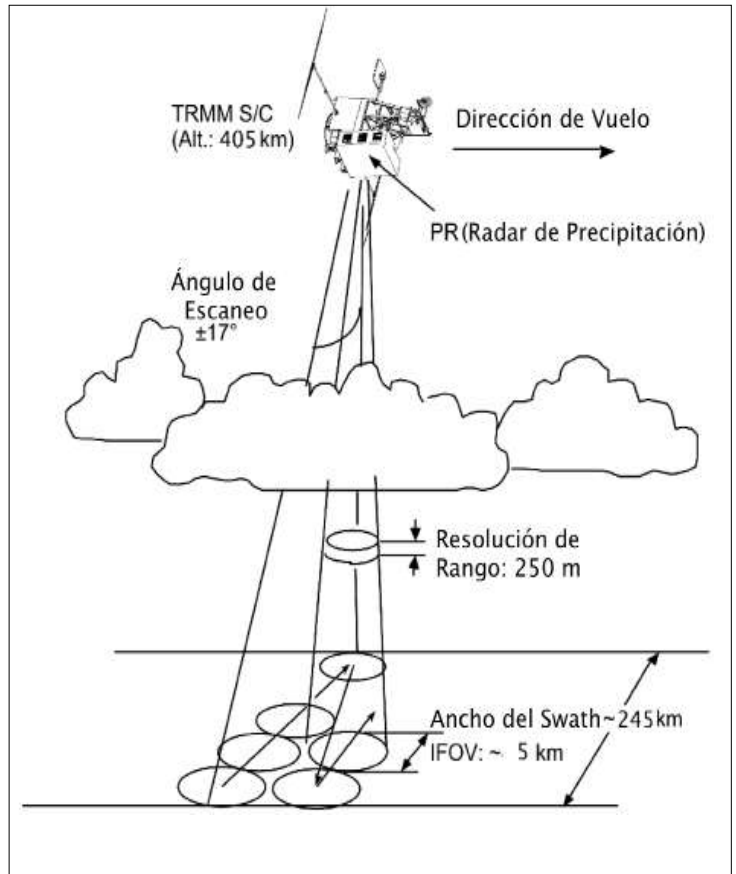


Figura 3.43 Geometría de escaneo del radar de precipitación a bordo del satélite TRMM, modificado del Manual de Instrucción versión 6, que muestra la altura actual del satélite y su actual swathwidth.

La Distribución del Tamaño de Gotas (DSD). La distribución del tamaño de gotas (Drop Size Distribution), expresa el número de gotas de cierto intervalo de tamaño de diámetro por unidad de volumen de espacio. Tales distribuciones han sido medidas por una gran variedad de métodos en varias regiones del mundo, aunque son variables en el tiempo y espacio (Rogers & Yau, 1989).

No se conocen mediciones de la DSD hechas en los Andes Peruanos, por lo que se aplicó esta técnica para obtener dicha distribución y así poder comparar con la DSD usada por el radar de precipitación del satélite TRMM. La DSD es muy importante ya que los algoritmos del radar se basan en ella para determinar la lluvia a partir de las medidas de las señales de retorno o ecos que recibe el radar.

Con el uso de la ecuación del radar se puede obtener la reflectividad a partir de la potencia de las señales de retorno. La reflectividad es el término más usado cuando se habla de mediciones de radar y se relaciona con la lluvia. Se sabe que existe una relación empírica entre R y Z ($R=aZ^b$) que depende principalmente de la distribución del tamaño de gotas y de la fase de los hidrometeoros, se conocen que los parámetros a y b que utiliza el TRMM PR dependen del tipo de lluvia.

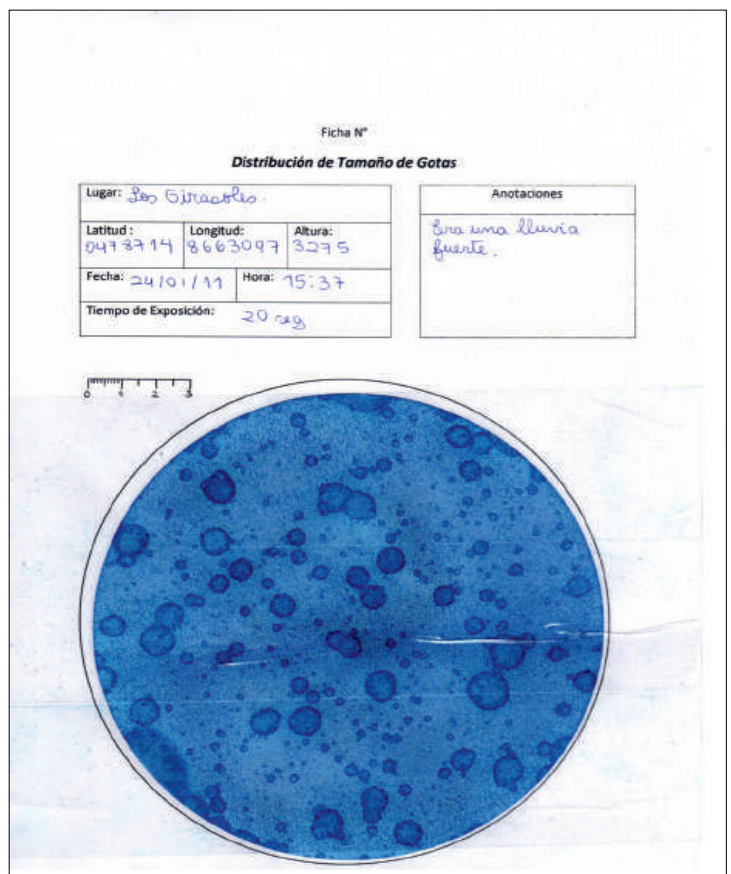


Figura 3.44 Una muestra de la técnica de papel de filtro, un papel de filtro circular teñido con azul de metileno y expuesto a las gotas de lluvia, las manchas oscuras se relacionan con el tamaño de las gotas antes de impactar el papel.

La técnica de papel de filtro. La técnica de papel de filtro permite obtener una distribución del tamaño de gotas (DSD), a partir de la cual podemos calcular la reflectividad (Z) y la razón de lluvia (R) las cuales dependen del tamaño de las gotas, la técnica es relativamente simple: un papel de filtro teñido con azul de metileno y expuesto al agua cambiará a un color azul oscuro. Si dejamos caer gotas de agua sobre el papel de filtro previamente teñido, podemos determinar la relación entre el tamaño de las manchas oscuras y los diámetros de las gotas de agua incidentes, donde el tamaño de la mancha azul oscura es relacionada con el volumen de agua de una gota dada (Figura 3.44). Para las mediciones se ha utilizado el papel Watman Nro. 1, el cual ha sido calibrado y usado en estudios previos (Rinehart, 1998).

Satélites GOES. Los satélites GOES (Geostationary Operational Environmental Satellite) proveen el tipo de monitoreo continuo necesario para un análisis intensivo de datos. Ellos circulan la tierra en una órbita geosincrónica, es decir, que orbitan el plano ecuatorial de la Tierra a la misma velocidad que la Tierra rota y esto les permite permanecer suspendidos continuamente sobre una posición de la superficie.

El plano geosincrónico está alrededor de 35.800 km sobre la Tierra, y permite tener una vista del disco completo de la misma y dado que están sobre un punto fijo de ésta, proveen una vigilancia de los desencadenantes atmosféricos de condiciones severas del clima, como tornados, huracanes y tormentas de granizo. Cuando estas condiciones se desarrollan los satélites GOES permiten monitorear el desarrollo de las tormentas y seguir su movimiento.

Las observaciones hechas por el satélite GOES son del tipo pasiva (recibe la radiación emitida por los objetos) y son hechas en diferentes canales del espectro electromagnético, en el visible y el infrarrojo. Las imágenes de satélite del canal infrarrojo IR4 (10,7 μm) muestran la radiación en onda larga emitida por la tierra en la ventana atmosférica, en la cual la atmósfera es transparente, si el emisor se comporta como un cuerpo negro en esta banda, como es el caso de nubes ópticamente espesas, el suelo y cuerpos de agua, entonces la señal que llega al satélite está íntimamente ligada a la temperatura de éste. Por ello, estas imágenes permiten un diagnóstico de la temperatura de la superficie y del tope de las nubes.

Datos y Metodología

Los datos del PR 2A25 y 2A23

Los datos de los productos 2A25 y 2A23 del radar de precipitación (PR) son proporcionados por la NASA en formato HDF4 (Hierarchical Data Format) y se pueden descargar a partir de su página web. Todos los archivos contienen la geolocalización, que no es otra cosa que la latitud y longitud, la hora de escaneo e información relativa a la trayectoria del satélite. Los archivos del producto 2A25 contienen la variable razón de lluvia en unidades (mm/hr), para 80 niveles de altura y la variable lluvia estimada en la superficie en mm/hr. Los archivos del 2A23 contienen las variables tipo de lluvia, la altura del tope de la tormenta, que es la máxima altura a la cual se detectó un hidrometeoro, y altura de la banda brillante que están en metros con respecto al nivel del mar. Se ha diseñado un código de programa para extraer y manipular la información de los archivos HDF4. Se han procesado cinco años de datos desde el 2007 al 2011.

Las imágenes GOES

Se utilizaron las imágenes GOES que han sido descargadas desde la página web del proyecto GOES por el IGP desde el 2001, se tienen casi todas las imágenes tomadas cada media hora y se han utilizado aquellas correspondientes al canal infrarrojo cuatro (IR04). Se han procesado las imágenes de cinco años (2007-2011) que coinciden con el paso del satélite TRMM por la zona de estudio dentro de un intervalo de +/- 3 min, para determinar si existe alguna relación entre la temperatura de brillo y la lluvia.

Mediciones de la distribución de tamaño de gotas

Debido a que la DSD es un factor determinante en el algoritmo del PR 2A25, para la validación de éste en la región andina se utilizó la técnica del papel de filtro (Rinehart, 1997) en una campaña observacional hecha en verano del 2011. Se calculó la DSD representativa de la zona de estudio y su relación con parámetros del radar, particularmente la reflectividad. Se recolectaron muestras de gotas de lluvia de las subcuencas de Cunas, Achamayo, Shullcas y el Valle del Mantaro, y haciendo un código de programa que considera el efecto de la densidad del aire (Rogers & Yau, 1989) se calcularon los parámetros a y b de la relación $R=aZ^b$ entre la razón de lluvia (R) y la reflectividad (Z).

Del uso de la técnica de papel de filtro se obtuvieron los parámetros a y b, y se observa que los datos se parecen más a la curva estratiforme que es la curva amarilla. Ver Figura 3.45, y esto es acorde con las características de la zona en la que se ha detectado que la mayoría de la lluvia es del tipo estratiforme.

De la comparación entre la temperatura de brillo y la lluvia estimada en la superficie, se obtuvo la Figura 3.46, que muestra que las lluvias más intensas son del tipo convectivo. Se observa que en general no hay una relación entre la temperatura de brillo y la intensidad de la lluvia, y esto es aún más notorio en el tipo de lluvia estratiforme.

Se calculó el porcentaje de píxeles para cada tipo de lluvia, que es equivalente al área que es afectada por cada tipo de lluvia, asimismo se calculó el porcentaje de la cantidad de lluvia asociada a esas áreas. Se determinó que la mayoría de la veces la precipitación es del tipo estratiforme con un 65%, mientras que apenas un 8% es del tipo convectivo, sin embargo, el porcentaje de la cantidad de lluvia asociada al tipo convectivo crece hasta un 39%, y casi equipara a la cantidad de lluvia estratiforme que es un 43%.

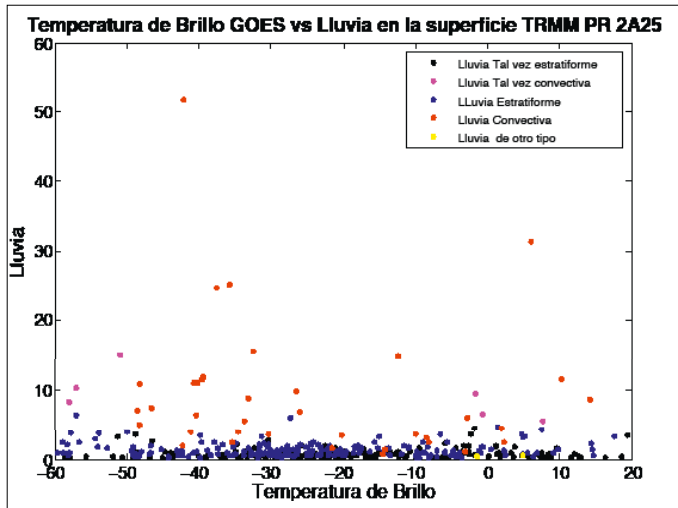


Figura 3.45 Los puntos azules son pares ordenados cuya primera componente es la reflectividad y la segunda es la razón de lluvia que han sido calculados de cada papel de filtro. La línea verde corresponde a la línea que mejor se ajusta a los datos, en color amarillo esta la línea que corresponde a los valores teóricos usados por el PR para la lluvia estratiforme y en rojo para lluvia convectiva.

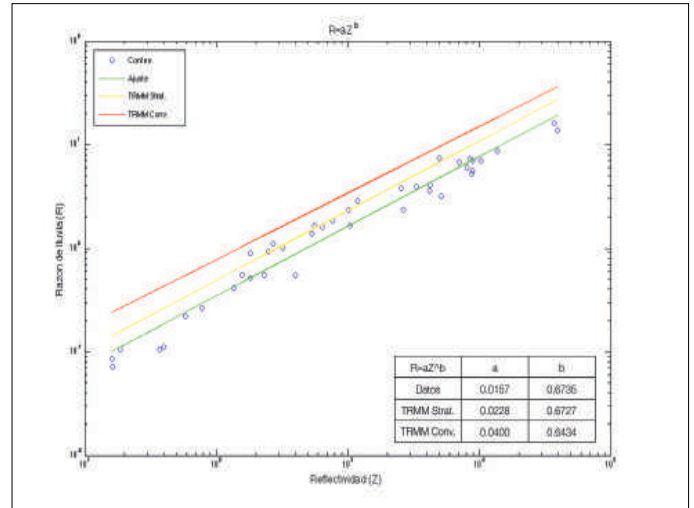


Figura 3.46 Gráfico que muestra la temperatura de brillo calculada usando GOES y la lluvia estimada en la superficie según el PR TRMM. Los puntos azules corresponden a lluvia del tipo estratiforme, los puntos negros al tipo tal vez estratiforme, los puntos rojos al tipo convectiva, los puntos fucsia al tipo tal vez convectiva. Las lluvias más intensas son del tipo convectivo, al parecer no hay una relación directa entre la temperatura de brillo y la intensidad de la lluvia para el caso de la lluvia estratiforme.

Conclusiones

Debido a que no se ha logrado hallar una relación entre la temperatura de brillo o la altura de las tormentas y la lluvia en la superficie, se refuerza la necesidad de validar en el área de estudio las técnicas de estimación de lluvia basadas en mediciones de radiación infrarroja con satélites geoestacionarios como el GOES, en principio estas técnicas no son adecuadas para el área de estudio.

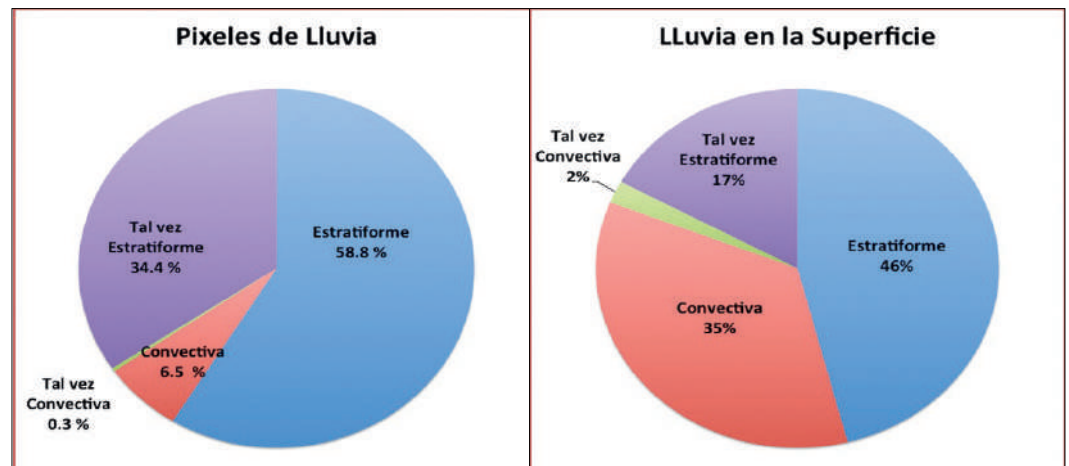


Figura 3.47 En la figura se muestran los tipos de lluvia en distintos colores para los eventos de lluvia registrados por el PR TRMM según la clasificación del algoritmo 2A23(a) muestra el porcentaje de píxeles de cada tipo de lluvia y (b) la lluvia asociada a dichos píxeles.

Se ha determinado que la mayoría de las ocurrencias de lluvia en la zona son del tipo estratiforme de intensidad baja o media. Sin embargo, aunque los eventos convectivos ocurren con mucha menor frecuencia, estos producen lluvias muy intensas y localizadas que contribuyen con un 39% del total de lluvia en la zona y serían los más peligrosos para la población.

Circulación atmosférica asociada a lluvias intensas

Juan Sulca, Yamina Silva, Ken Takahashi y Kobi Mosquera

Introducción

El presente estudio tiene por finalidad mostrar que un evento de lluvia intensa en el valle del Mantaro está asociado a un fenómeno de escala regional, por ende caracterizar el patrón de circulación atmosférica a escala regional que nos permitiría identificar un mecanismo físico en su generación.

Asimismo, que una intensificación de los vientos del este se presenta sólo sobre los Andes centrales peruanos lo que estaría asociado a una intensificación local del Alta de Bolivia; ya que al Noreste de Brasil se observa un debilitamiento de la Vaguada del noreste de Brasil debido a la disminución local de los vientos del este.

Finalmente, los resultados muestran que el viento zonal a 850 hPa en el punto (60oW, 10oS) es un buen índice de lluvias para el valle del río Mantaro debido a que presenta porcentajes de probabilidad muy próximos cuando predomina el viento del este (67,55%).

Datos

En este trabajo se utilizaron los datos de lluvias acumuladas diarias de las tres estaciones meteorológicas en el valle del río Mantaro con el registro más largo. El nombre de las estaciones, ubicación y periodo de la data se indican en la Tabla 3.4. Además, la estación de Ingenio no cuenta con datos en los años 1968, 1983, 1985 y 1989; la estación de Jauja no cuenta con datos para los años 1982, 1983, 1988, 2003, 2003, 2004.

Tabla 3.4 Ubicación de las estaciones meteorológicas en el valle del Mantaro.
Fuente: IGP (Huayao), SENAMHI, (resto de estaciones).

Estación	Longitud (°)	Latitud (°)	Altura (msnm)	Periodo (años)
Huayao	75,32 W	-12,04 S	3 308	1950-2010
Jauja	75,47 W	-11,78 S	3 322	1970-2010
Ingenio	75.26 W	-11,88 S	3 450	1963-2010

Para la caracterización de los patrones de circulación atmosférica a escala regional se utilizaron los campos de humedad específica, viento zonal y viento meridional de los Reanalysis del NCEP-NCAR (Kalnay et al., 1996) y ERA40 (Uppala et al., 2005), que cuentan con una resolución espacial de 2,5ox2,5o longitud-latitud para los cuatro niveles de presión (850hPa, 700hPa, 500hPa y 200hPa). Se utilizaron los datos correspondientes a las 00UTC (7 pm. hora local), representativo de las horas de tarde, pues es cuando ocurre la mayor frecuencia de lluvias en el valle del río Mantaro.

Por último, para la identificación del patrón de anomalías de convección profunda (Satyamurty et al., 1998) en América del Sur durante un evento de lluvia intensa en el valle del río Mantaro, se utilizaron los datos de satélite de radiación de onda larga saliente (ROL) pertenecientes al NOAA-NCEP (Gruber y Krueger, 1996). Estos datos son de las 00UTC con una resolución de 2,5ox2,5o longitud-latitud para el periodo 1950-2010.

Metodología

Para la identificación de las fechas de ocurrencia de lluvias intensas en el valle del río Mantaro se usó el criterio de los umbrales. Para este estudio, el umbral usado fue el decil 9 de los datos de lluvias. En este estudio se cuenta las estaciones de Huayao (IGP), Jauja e Ingenio (SENAMHI) para los meses de diciembre a marzo en el periodo 1969-201). Definimos un evento de lluvia intensa en el valle del río Mantaro si las 3 estaciones meteorológicas registran lluvias por encima del valor de 10 mm/día por un intervalo mínimo de 1 día.

Para la identificación de los patrones de circulación atmosférica se utiliza el compuesto de anomalía estacional. Este compuesto es calculado como la diferencia del mapa promedio menos el mapa climatológico estacional (media de los meses de diciembre a marzo contenidos en el periodo 1969-2000). Además, este compuesto se calcula para el periodo 1958-2002 que es común en ambos Reanalysis. Por último, a los mapas de anomalías obtenidos se les aplica la prueba-t de dos colas al 95% de nivel de confianza; además, se considera una anomalía de viento como significativo si una de sus componentes (viento zonal o viento meridional) pasa la prueba-t.

Por último, se realiza un análisis estadístico de probabilidad condicional de ocurrencia de lluvias en los Andes centrales peruanos en base a los datos lluvias del valle del río Mantaro (promedio de lluvias de las 3 estaciones) y el viento zonal a dos niveles de presión: 850 hPa y 200 hPa para los meses de diciembre a marzo (estación pico de lluvias en el valle del río Mantaro) en el periodo 1969-2010 (Reanalysis NCEP-NCAR). Los datos de viento zonal a 850 hPa son extraídos de dos puntos diferentes. El primero se ubica aproximadamente en el punto (60oW, 10oS), este punto es tomado en consideración debido a que presenta anomalías de vientos del oeste en todos los niveles de presión durante la ocurrencia de veranillos; y porque el Perú presenta un patrón robusto de anomalías de vientos del oeste durante estos eventos. El segundo punto está ubicado aproximadamente en el punto (72,5oW, 12.5oS) que corresponde a la ubicación de la grilla que contiene al valle del río Mantaro.

Tabla 3.5. Fechas de ocurrencia de eventos de lluvias intensas identificadas en el valle del río Mantaro mediante el método de deciles.

Evento	Fecha de inicio	Duración (días)	Evento	Fecha de inicio	Duración (días)	Evento	Fecha de inicio	Duración (días)
01	04/02/1970	1	20	17/01/1974	1	39	05/02/1986	1
02	13/01/1971	1	21	22/01/1974	1	40	08/03/1986	1
03	13/02/1971	1	22	29/01/1974	1	41	08/02/1987	1
04	19/02/1971	1	23	07/02/1974	1	42	24/01/1988	2
05	22/02/1971	1	24	18/02/1974	1	43	26/01/1988	1
06	07/03/1971	1	25	14/03/1974	1	44	18/01/1997	1
07	01/12/1971	1	26	15/01/1975	1	45	20/02/1997	1
08	09/03/1972	1	27	10/02/1976	1	46	25/12/1997	1
09	20/03/1972	1	28	18/02/1976	1	47	11/02/1998	1
10	12/01/1973	1	29	25/02/1977	1	48	15/02/1998	1
11	26/01/1973	1	30	08/12/1977	1	49	27/02/2000	1
12	03/02/1973	1	31	01/02/1978	1	50	07/12/2000	1
13	06/02/1973	1	32	21/02/1978	1	51	28/12/2000	1
14	08/02/1973	1	33	04/03/1979	1	52	10/03/2001	2
15	10/02/1973	1	34	24/03/1979	1	53	15/03/2001	1
16	01/03/1973	1	35	27/02/1981	1	54	14/12/2001	1
17	09/03/1973	1	36	28/12/1981	1	55	21/12/2002	1
18	11/12/1973	1	37	07/02/1982	1	56	29/12/2007	1
19	06/01/1974	1	38	03/02/1986	1	57	23/03/2009	1

b. Identificación de patrones de circulación atmosférica asociados a eventos de lluvias intensas

b1. Anomalías de ROL

En la Figura 3.48 se observa un patrón robusto de anomalías negativas de ROL (sombras azules) con valores menores a -4 W/m^2 sobre los Andes centrales peruanos, esto evidencia un incremento de la actividad convectiva en el valle. Además, estas anomalías son observadas sobre Bolivia, Paraguay, norte de Chile-Argentina; esto indicaría que las lluvias observadas sobre el valle son parte de un incremento de actividad convectiva a escala regional.

Al contrario, al sureste de Brasil se observa anomalías positivas robustas (sombras rojas) con más de 12 W/m^2 ; estas estarían asociadas a una disminución de la actividad convectiva sobre dicha región durante estos eventos.

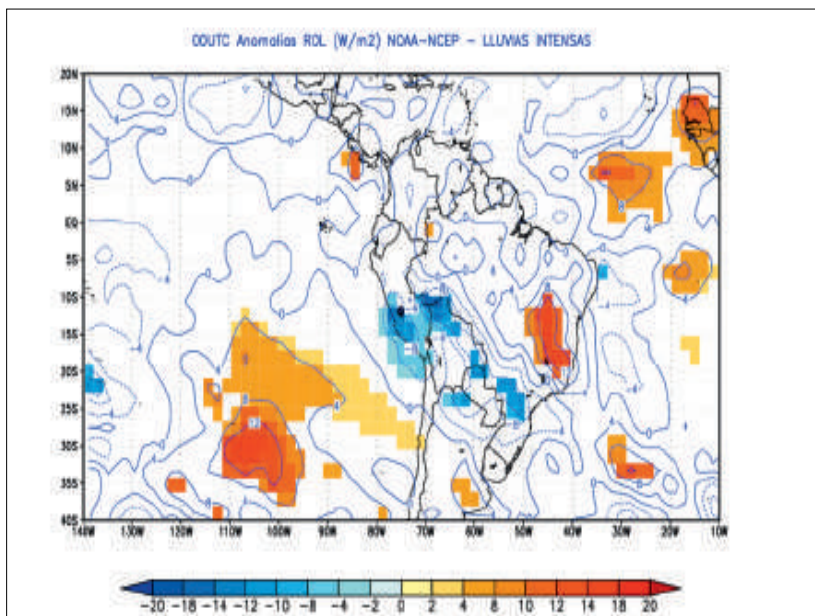


Figura 3.48 Anomalías de ROL (W/m^2) durante un evento de lluvia intensa en el valle del río Mantaro para los meses de diciembre a marzo a las 00UTC en el periodo 1969-2002. Las anomalías que pasan la prueba-t de dos colas al 95% de nivel de confianza son sombreadas en colores. La ubicación del valle es indicada con un punto negro. Fuente: NOAA.

b2. Anomalías de vientos

A 850 hPa ($\sim 1,5\text{km}$) se observa, en ambos modelos, la presencia de anomalías de vientos

del oeste sobre el Atlántico ecuatorial acompañado de anomalías negativas de humedad; esto es, muy probablemente, asociado a un debilitamiento de los vientos del este lo que conlleva a una disminución del ingreso de humedad al continente (Figura 3.49a y Figura 3.50a). Al sureste de Brasil se observa una anomalía anticiclónica de vientos centrada aproximadamente en el punto (50°W , 18°S) con un área de influencia entre las latitudes 5°S - 35°S , este se caracteriza por formar una región dipolar (anomalías positivas de humedad al sureste y negativas al noreste).

Pero ambos modelos divergen sobre zonas cercanas a los Andes centrales peruanos, esto es debido a que el Reanalysis del NCEP- NCAR muestra anomalías de vientos del sureste en la ladera este de los Andes centrales; el patrón sugiere que estas anomalías no son netamente influenciadas por la anomalía anticiclónica y más probablemente estén influenciadas por un proceso de interacción de valle-montaña.

Al contrario, el ERA40 muestra que estas anomalías del Sureste son más débiles, más alejadas de los Andes y que son influenciadas por la anomalía anticiclónica de vientos.

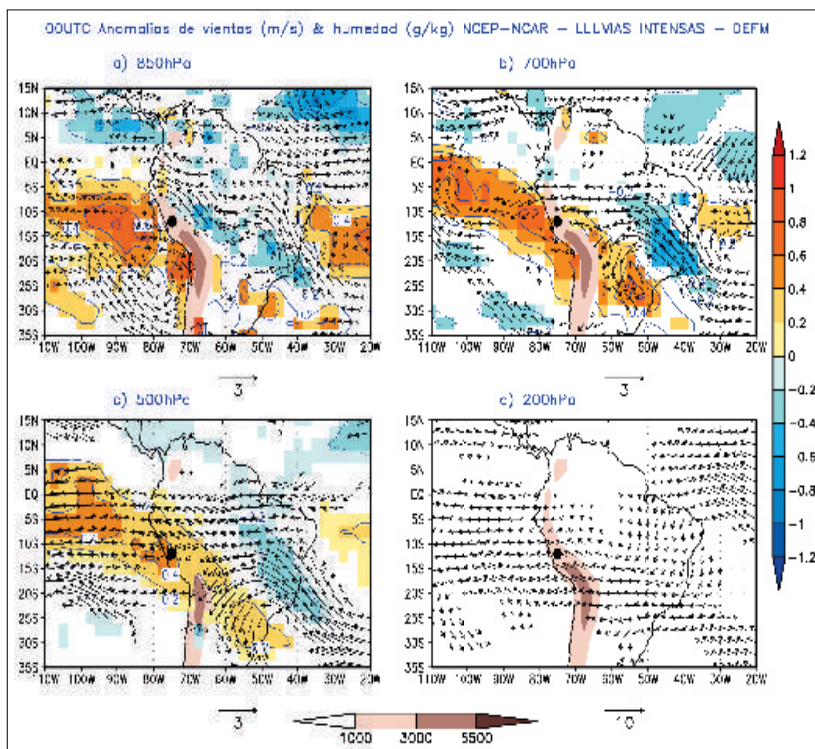


Figura 3.49 Anomalías de vientos (m/s) y humedad específica (g/kg) durante un evento de lluvia intensa en el valle del río Mantaro a las 00UTC para los meses de diciembre a marzo para el periodo 1958-2002 a diferentes niveles de presión: a) 850 hPa, b) 700 hPa, c) 500 hPa y d) 200 hPa. Las anomalías de vientos (humedad específica) que pasan la prueba-t de dos colas al 95% de nivel de confianza son remarcadas en negrita (sombreadas en colores). La ubicación del valle del río Mantaro es indicada con un punto negro. La elevación topográfica de los Andes es mostrada en sombras grises. Fuente: Reanalysis NCEP-NCAR.

A 700 hPa (~ 3km) se observa, en ambos modelos, un patrón de anomalías semejante al de 850 hPa. Pero en este nivel se observa con mayor detalle la influencia de la anomalía anticiclónica de vientos al sureste de Brasil sobre las anomalías del este (NCEP -NCAR) y sureste (ERA40) en dirección de los Andes centrales peruanos (ver Figuras 3.49b y 3.50b).

A 500 hPa (~ 5,5km) se observa, en ambos modelos, anomalías de vientos del este sobre los Andes centrales peruanos acompañadas de anomalías positivas de humedad (más de 0,2 g/kg); estas anomalías estarían asociadas, muy probablemente, a una mayor advección de aire húmedo desde la Amazonía hacia los Andes centrales peruanos (Garreaud et al., 2003; IGP, 2005a). Además, el reanálisis del NCEP- NCAR muestra un mayor ingreso de vientos del este con respecto al ERA40 (ver Figura 3c y Figura 4c); esto probablemente este asociado a la ubicación del centro de la anomalía de anticiclónica ya que el reanálisis del NCEP-NCAR ubica su centro aproximadamente en el punto (50°W, 25°S) mientras que ERA40 lo ubica más al sur aproximadamente en el punto (53°W, 27°S).

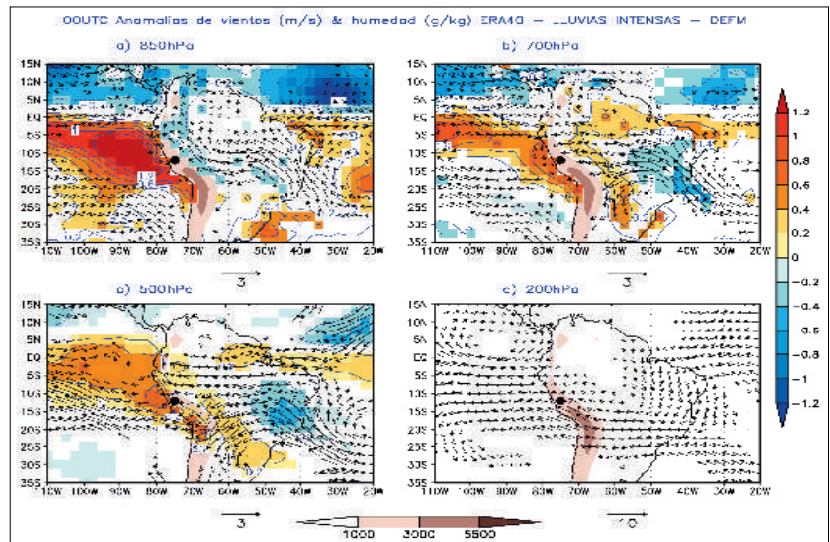


Figura 3.50 Anomalías de vientos (m/s) y humedad específica (g/kg) durante un evento de lluvia intensa en el valle del río Mantaro a las 00UTC para los meses de diciembre a marzo para el periodo 1958-2002 a diferentes niveles de presión: a) 850 hPa, b) 700 hPa, c) 500 hPa y d) 200 hPa. Las anomalías de vientos (humedad específica) que pasan la prueba-t de dos colas al 95% de nivel de confianza son remarcadas en negrita (sombreadas en colores). La ubicación del valle del río Mantaro es indicada con un punto negro. La elevación topográfica de los Andes es mostrada en sombras grises. Fuente: Reanalysis ERA40.

A 200 hPa (~ 12 km) sobre el Perú, en ambos modelos, se observa un patrón robusto de anomalías de vientos del este sobre los Andes centrales peruanos; estas estarían asociadas, muy probablemente, a una intensificación de los vientos del este en esta región que favorecería una mayor advección de aire húmedo en los niveles medios de Tropósfera (ver Figuras 3.49 y 3.50d). Además, al noreste de Brasil se observa un debilitamiento de la Vaguada del noreste de Brasil debido a una disminución de los vientos del este en esa región. Este patrón se asemeja al observado durante los eventos lluviosos en el Altiplano boliviano, este se caracteriza por presentar un patrón robusto de anomalías de vientos del este (Garreaud et al., 2003); pero, en este patrón se observa una anomalía anticiclónica de vientos más al oeste y está centrada en el punto (62°W, 30°S). Esto último nos sugiere que las lluvias intensas en ambas regiones poseen diferentes procesos físicos que las originan.

3.3. Relación entre viento zonal y lluvias

En la Figura 3.51a-c se observa la dispersión de lluvias versus viento zonal a 850 hPa y 200 hPa, para ambos niveles, se observa que las lluvias en el valle del río Mantaro se producen independientemente del predominio de alguna de las direcciones del viento zonal (este u oeste). Pero, las variaciones más intensas son observadas en el viento zonal a 200 hPa (Figura 3.51c) debido a que en promedio varía de [-20 m/s, 20 m/s] mientras que en 850 hPa [-10 m/s, 10 m/s]. Además, en la Figura 5b-d se observa la cantidad de elementos en cada región (Región I, II, III y IV).

La Tabla 3.7 en base a la Figura 3.51a, c muestra que la $Pr(LL|U00200 \leq 0)$ [$Pr(LL|U00850 > 0)$] a 200 hPa y 850 hPa es de 67,55% y 88%, respectivamente (32,45% y 22%, respectivamente); este resultado evidencia que el viento zonal del Este a 200 hPa es el indicador más robusto de lluvias sobre los Andes centrales peruanos. Además, se observa que $Pr(LLalta|U00200 \leq 0)$ [$Pr(LLalta|U00850 > 0)$] es ínfima debido a que cuenta con una probabilidad de 3,3% (5,5%); mientras que $Pr(LLalta|U00200 \leq 0)$ [$Pr(LLalta|U00850 \leq 0)$] es mayor debido a que cuenta con un 8,25% (8,7%). Por último, ambos datos poseen una $Pr(LLalta)$ igual a 7,6%.

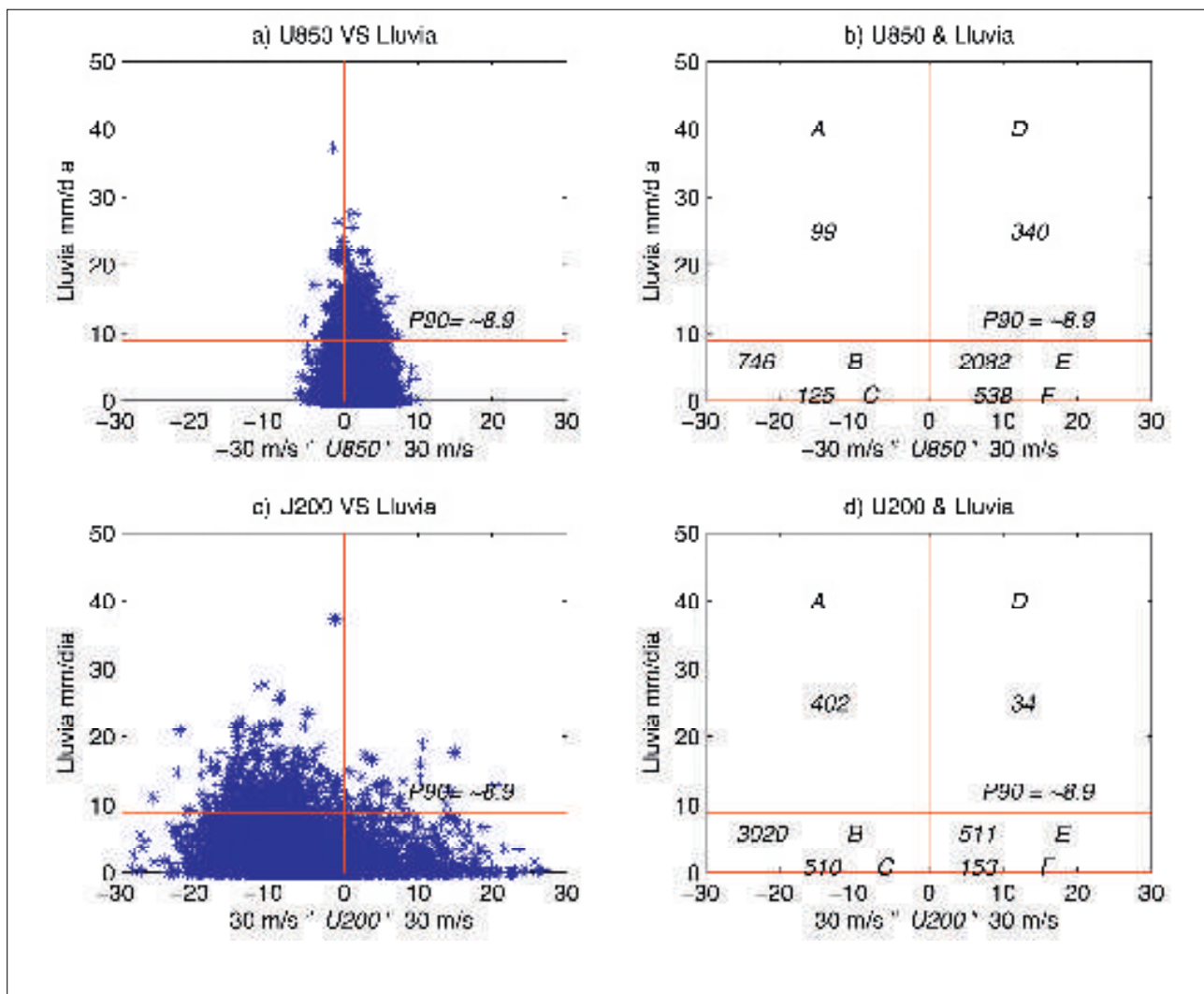


Figura 3.51 Diagrama de dispersión de lluvias del valle del río Mantaro versus viento zonal: (a) 850 hPa [en el punto (60oW, 10oS)] y (b) 200 hPa [en el punto (72.5oW, 12.5oS)] para los meses de diciembre a marzo para el periodo 1969-2010 (Figura 5a y Figura 5c, respectivamente). La frecuencia de los datos de viento y lluvia (Figura 5b y 5d, respectivamente) Fuente: Reanalysis NCEP-NCAR.

Tabla 3.6 Porcentajes de probabilidad de ocurrencia de lluvias en el río Mantaro en base a los vientos zonales a () 850 hPa y () 200 hPa () vs la lluvia media del valle durante los meses de diciembre a marzo (estación pico de lluvias) para el periodo 1969-2010. Fuente: Reanalysis NCEP-NCAR.

Probabilidad de lluvias en (%) con respecto al viento zonal	
A 850 hPa	A 200 hPa
$Pr(LL U00850 \leq 0) = \frac{2531}{3747} = \sim 67,55\%$	$Pr(LL U00200 \leq 0) = \frac{3296}{3747} = \sim 88\%$
$Pr(LL U00850 > 0) = \frac{1216}{3747} = \sim 32,45\%$	$Pr(LL U00200 > 0) = \frac{451}{3747} = \sim 12\%$
$Pr(LL_{alta}) = \frac{297}{2747} = \sim 7,6\%$	$Pr(LL_{alta}) = \frac{237}{2747} = \sim 7,6\%$
$Pr(LL_{alta} U00850 \leq 0) = \frac{220}{2531} = \sim 8,7\%$	$Pr(LL_{alta} U00200 \leq 0) = \frac{272}{3296} = \sim 8,25\%$
$Pr(LL_{alta} U00850 > 0) = \frac{67}{1216} = \sim 5,5\%$	$Pr(LL_{alta} U00200 > 0) = \frac{15}{451} = \sim 3,3\%$

Conclusiones

Un evento de lluvia intensa en el valle del río Mantaro está asociado, muy probablemente, a un fenómeno de escala regional debido a que se observa un patrón robusto de anomalías negativas de ROL (menos de -8 W/m^2) sobre los Andes centrales peruanos durante la fechas de ocurrencia de estos eventos. Además, estas anomalías más las anomalías positivas observadas al sureste de Brasil forman una región dipolar.

En los niveles bajos (menos de 4km) se observa un patrón robusto de anomalía de vientos del este sobre la parte central del continente. Estas anomalías están asociadas a una anomalía anticiclónica de vientos ubicada al sur de Brasil (55°W , 17°S); esta anomalía anticiclónica estaría, muy probablemente, asociada a una gran actividad convectiva en dicha región.

En los niveles medios y altos de la tropósfera (más de 5,5km) se caracteriza por la presencia de un patrón robusto de anomalías de vientos del este acompañada de anomalías positivas de humedad (más de $0,2 \text{ g/kg}$) sobre los Andes centrales peruanos (zona de estudio), esto es debido a una intensificación de los vientos del este que favorece una mayor advección de la humedad de la Amazonía hacia los Andes centrales peruanos; lo que verifica el mecanismo de transporte de humedad de la Amazonía hacia los Andes centrales peruanos (Garreaud et al., 2003). Pero, esta intensificación de los vientos del este sólo es sobre los Andes centrales peruanos lo que estaría asociado a una intensificación local del Alta de Bolivia; ya que al noreste de Brasil se observa un debilitamiento de la Vaguada del noreste de Brasil debido a la disminución local de los vientos del este.

El gráfico de dispersión de lluvias del valle del río Mantaro vs viento zonal a 200 hPa muestra que las anomalías de vientos del este a 200 hPa no son suficientes para la generación de lluvias intensas sobre los Andes centrales peruanos; y además los episodios de anomalías de vientos del oeste inhiben los eventos de lluvias intensas. Por lo tanto, las anomalías de vientos del este no garantizan la presencia de lluvias intensas sobre el valle del Mantaro; esto sugiere que debe de existir otro proceso físico que refuerza o cause la generación de lluvias intensas en el valle del río Mantaro.

Finalmente, los resultados muestran que el viento zonal a 850 hPa en el punto (60°W , 10°S) es un buen índice de lluvias para el valle del río Mantaro debido a que presenta porcentajes de probabilidad muy próximos cuando predomina el viento del este (67,55%).

Bibliografía Capítulo 3

Caracterización de lluvias intensas

American Meteorology Society (2010) Glossary of meteorology, AMS: American Meteorology Society, wet spell. Consulta: 28 de octubre de 2011 (<http://amsglossary.allenpress.com/>).

Garreaud, R., (1999). Multiscale Analysis of the Summertime Precipitation over the Central Andes. *Mon. Wea. Rev.*, 127, 901-921.

Garreaud, R., Vuille, M., Clement, A. (2003). The Climate of the Altiplano: Observad current conditions and mechanisms of past changes. *Paleogeography, Paleoclimatology, Paleoecology*, 194, 5-22.

Gibbs, W. y Maher, J. (1967) Rainfall deciles as drought indicators. Bureau of Meteorology Bulletin No.48, Commonwealth of Australia, Melbourne.

Gutiérrez, J., Cano, R., Cofiño, A y Sordo, C. (2004) Redes Probabilísticas y Neuronales en las Ciencias Atmosféricas, Ministerio de Medio Ambiente de España pp. 222.

Instituto Geofísico del Perú (2005). Atlas climático de precipitaciones y temperatura en la cuenca del río Mantaro. Ed. CONAM.

Kalnay et al., (1996).The NCEP/NCAR 40 Years Reanalysis Project. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 77, 437-472.

Gruber, A., and A. F. Krueger, 1984: The status of the NOAA outgoing longwave radiation data set. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 65, 958–962.

Lagos, P., Silva, Y., Nickl, E., y Mosquera, K., (2008) El Niño - related precipitation variability in Perú. *Advances in Geosciences* 14, 231-237.

Özger, M., Mishra, A. y Singh, V. (2010) Scaling characteristics of Precipitation data in conjunction whit Wavelet analysis *Journal of Hydrology* vol. 395 pp 279-288.

Peña, M., y Douglas, M. (2002) Characteristics of wet and dry spells over the Pacific Side of Central America during the rainy season. *Mon. Wea. Rev.*, 130, 3054-3073.

Satyamurty, P., Nobre, C. y SILVA, P. (1998) South America, in *Meteorology of the Southern Hemisphere*, Am. Meteorol. Soc. Meteorol. Monogr., 49, 119-139

Silva, Y., Takahashi, K., y Chávez, R., (2008) Dry and wet rainy seasons in the Mantaro river basin (Central Peruvian Andes). *Advances in Geosciences* 14, 261-264.

Silva, Y., Trasmonte, G. y Giráldez, L. (2010) Variabilidad de las precipitaciones en el valle del río Mantaro, Memoria del Subproyecto 'Pronostico estacional de lluvias y temperaturas en la cuenca del río Mantaro para su aplicación en la agricultura 2007-2010', Instituto Geofísico del Perú, pp. 52-56.

Storch, H. & Zwiers, F. (1999) *Statistical Analysis in Climate Research*, Cambridge University Press pp 484.

Sulca, J. (2010) Circulación atmosférica asociada a los veranillos en el valle del río Mantaro en: Memoria del Subproyecto 'Pronostico estacional de lluvias y temperaturas en la cuenca del río Mantaro para su aplicación en la agricultura 2007-2010', Instituto Geofísico del Perú, 1, pp. 30-36.

Sulca, J., Silva, Y., Takahashi, K. y Mosquera, K. (2011) Atmospheric circulation during the dry spell events in the Mantaro valley Presentado como ponencia en el "IVth Scientific Meeting of the Environmental Research Observatory (ORE) HYBAM on the large Amazonian rivers - Lima (Peru) from 6 to 9 September 2011".

Takahashi, K. (2004) Statistical downscaling of rainfall in the Mantaro basin. Scientific report to PROCLIM.

Upalla et al., (2005) The era-40 Reanalysis. *Quart. J. R. Meteorology. Soc.*, 131, 2961–3012.

Vuille, M., (1999) Atmospheric circulation over the Bolivian Altiplano during dry and wet periods and extreme phases of the Southern Oscillation. *Int. J. Climatol.*, 19, 1579-1600.

Wilks, D. (2006) *Statistical methods in the atmospheric sciences*, Segundo edición. Ed. Elsevier pp. 649.

Eventos extremos no meteorológicos

Sismotectónica de la falla del Huaytapallana

Hernando Tavera* y Edmundo Norabuena **

Introducción

La sismicidad del valle de Mantaro está directamente relacionada con el levantamiento continuo de la Cordillera Andina. Históricamente se sabe que son pocos los sismos de magnitudes moderadas o mayores a moderadas que han ocurrido en esta región, sobresaliendo el sismo de Satipo del 1 de noviembre de 1947 con foco a una profundidad de 70 km y magnitud de 7,5. Este sismo afectó la región con importantes deslizamientos de tierra entre las localidades de Satipo y San Ramón, y daños en viviendas de adobe y quincha.

Posteriormente, en el año 1969 la región es nuevamente afectada con la ocurrencia de dos terremotos en julio y octubre; ambos con magnitudes de 6,0 Ms. A diferencia del ocurrido en 1947 presentaron focos a profundidades del orden de 10 km, es por ello que produjeron importante daño en torno al nevado Huaytapallana. Estos sismos dieron origen a la formación de una escarpa de 1,6 metros de altura en el borde occidental del nevado, confirmándose desde entonces la existencia de la falla del Huaytapallana y por ende, de la presencia de un peligro natural importante en el desarrollo de ciudades como Huancayo.

Características Tectónicas

Tectónicamente, la región puede ser dividida en tres zonas con diferente morfología y estructura: la Cordillera Oriental, la meseta Andina y la Cordillera Oriental. Estas zonas están separadas, una de otra, por la presencia de grandes segmentos de fallas orientadas en dirección NO-SE con posible origen durante el Mesozoico y el Terciario. En esta región, muchos autores han indicado la presencia de importantes estructuras como: Los Altos del Mantaro, el sistema de Fallas de los Altos del Mantaro de tipo inversa y con inclinación en dirección SO, la Cuenca del Mantaro con una geometría muy heterogénea y fuertemente afectada por el levantamiento de la Cordillera Occidental, y la Falla del Huaytapallana con una longitud de 30 km en dirección NO-SE ubicada en el borde occidental del nevado del mismo nombre (Megard, 1978).

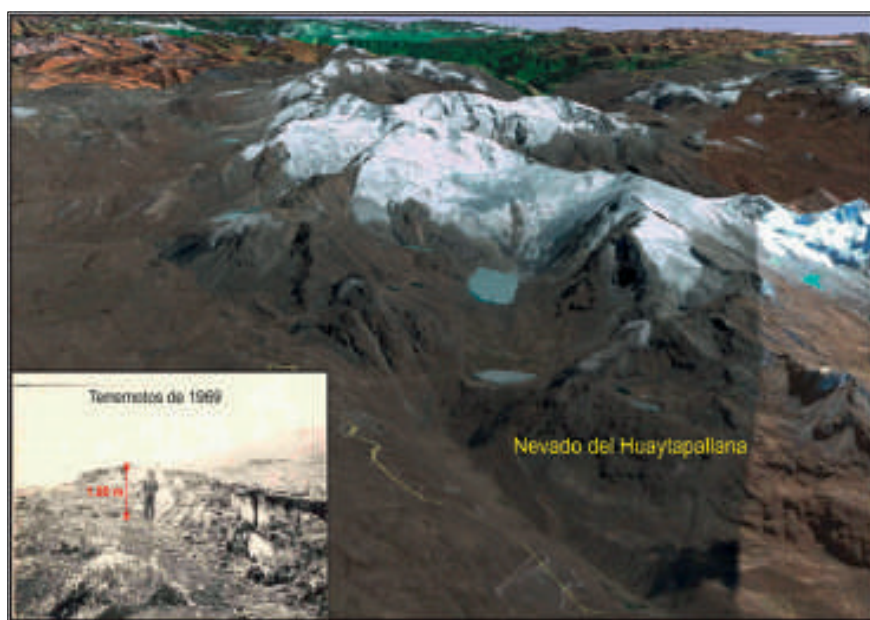


Figura 3.52 Imagen del nevado Huaytapallana. La foto inferior muestra la traza de la falla producida por los terremotos de 1969, el bloque del lado derecho se volteo sobre el bloque izquierdo.

Estos elementos geodinámicos han permitido la ocurrencia de importante actividad microsísmica a moderada en toda la región del Mantaro y borde subandino que han facilitado en la identificación de las fuentes sismogénicas locales que pudieran generar en el futuro sismos importantes a afectar a localidades más o menos pobladas. De todas las fuentes sismogénicas, la que afecta directamente a la ciudad de Huancayo es la falla del Huaytapallana ubicada a escasos 10 km del centro de la ciudad y que en reiteradas oportunidades ha producido sismos con magnitudes de hasta 4,0ML ocasionando pánico en la población.

En la actualidad, la zona del Mantaro ha experimentado notables cambios en su morfología producto de la intensa actividad pluvial, incremento del caudal del río Mantaro y la importante expansión urbana experimentada en los últimos 10 años, lo cual ha permitido que en dicha ciudad el riesgo ante peligros naturales —como es el caso de los sismos—, se incremente notablemente. A fin de conocer el real potencial de la falla del Huaytapallana es necesario realizar un monitoreo local para identificar las áreas de mayor o menor deformación y/o acumulación de energía.

Los sismos de 1969

En el año 1969, el 24 de julio (5.7Ms) y 1 de octubre (6,2Ms), dos terremotos dan origen a la falla del Huaytapallana mostrando en superficie dos escarpas, la primera con 4 km de longitud y saltos verticales de 1,8 m y la segunda de 9,5 km con saltos de hasta 2 m (Figura 3.53).

Ambas trazas de falla se encuentran separadas por un tramo de 4 km que no evidenció ruptura. Según Philp y Megard (1977), el proceso de deformación superficial producida por estos terremotos en el área epicentral fue muy compleja y heterogénea, observándose desplazamientos horizontales, la formación de plegamientos a escala menor, desplazamientos extensionales tipo echelón, fisuras de forma sinusoidal y gran variedad de flexuras de las capas sedimentarias superficiales.

Los dos sismos ocurrieron a profundidades menores a los 10 km, de ahí que su área de máxima intensidad fuera muy reducida, aproximadamente 100 km hasta la intensidad de II (MM). El sismo del 24 de julio produjo alrededor de 300 réplicas registradas en la estación sísmica de Huancayo (Observatorio sísmológico del IGP) ubicada a 35 km en dirección SO del epicentro del sismo. Estas réplicas no pudieron ser registradas debido a que solo se disponía de una estación sísmica (Huayao) y fue útil para realizar el conteo de la actividad sísmica.

El sismo del 1 de octubre produjo más de 2000 réplicas según los registros obtenidos de la misma estación sísmica. El sismo produjo daños importantes en viviendas de adobe en



Figura 3.53 Mapa de distribución de intensidades macrosísmicas debidas al sismo del 1 de octubre de 1969.

AUMENTA EL NUMERO DE MUERTOS POR EL SEISMO DE HUANCAYO

Lima 3. Continúan llegando informes según los cuales aumentó a 54 el número de muertos por el temblor que el miércoles sacudió el departamento de Junín, al este de Lima. Según noticias extraoficiales, Esteban Pariana Moral, alcalde del distrito, manifestó a las autoridades que en su jurisdicción hay 44 muertos, y en los pueblos de Comas y Coto murieron, por lo menos, 10 personas.

Ayer comenzó la distribución de víveres y prestación de primeros auxilios en esos lugares, mientras la población recorría la ciudad con la imagen del Señor de los Milagros, invocando el cese de los movimientos sísmicos.—Efe.

Figura 3.54 La prensa nacional e internacional hizo eco de la ocurrencia de los sismos del año 1969 en Huancayo. En la vista, noticia distribuida por EFE el 03 de octubre de ese año, reportando las víctimas fatales del sismo del 01 de octubre.

las localidades ubicadas dentro del área epicentral. Se contabilizaron 130 personas fallecidas y 216 heridos; además de generar gran pánico en la población no acostumbrada a la ocurrencia de sismos destructivos (Figura 3.54). Este sismo produjo efectos secundarios importantes como deslizamientos de tierra y piedras que prácticamente cerraron las carreteras entre Huancayo y el área epicentral, lo cual imposibilitó prestar la ayuda necesaria a la población afectada.

Según la base de datos del Catalogo Sísmico del Perú, esos dos terremotos son los únicos que han ocurrido en esta región a profundidades superficiales y en conjunto ponen en evidencia el continuo levantamiento de la Cordillera Oriental sobre la cuenca del río Mantaro.

Estudios de microsismicidad

Después de ocurridos los sismos de 1969, surgió interés por realizar estudios de monitoreo sísmico sobre la falla del Huaytapallana a fin de conocer su situación sismotectónica. En el año 1985, como parte de los proyectos de cooperación internacional, los Drs. Louis y Catherine Dorbath del instituto francés ORSTOM (hoy IRD) en coordinación con el IGP ejecutan el proyecto de monitoreo sísmico de la región central del Perú con la instalación de 20 estaciones sísmicas por un periodo de dos meses. Las estaciones fueron distribuidas entorno al sistema de fallas Huaytapallana - Amauta, dentro de un área que considera a las localidades de Oxapampa, Satipo y la ciudad de Huancayo.

Durante los meses de julio y agosto de 1985, periodo en que funcionó la red sísmica temporal del Huaytapallana, se logró registrar hasta 90 sismos con magnitudes menores a 3,8ML. De estos sismos, 40 tuvieron sus epicentros entorno a la falla del Huaytapallana y el resto en las fallas de los Altos del Mantaro y Pampas.

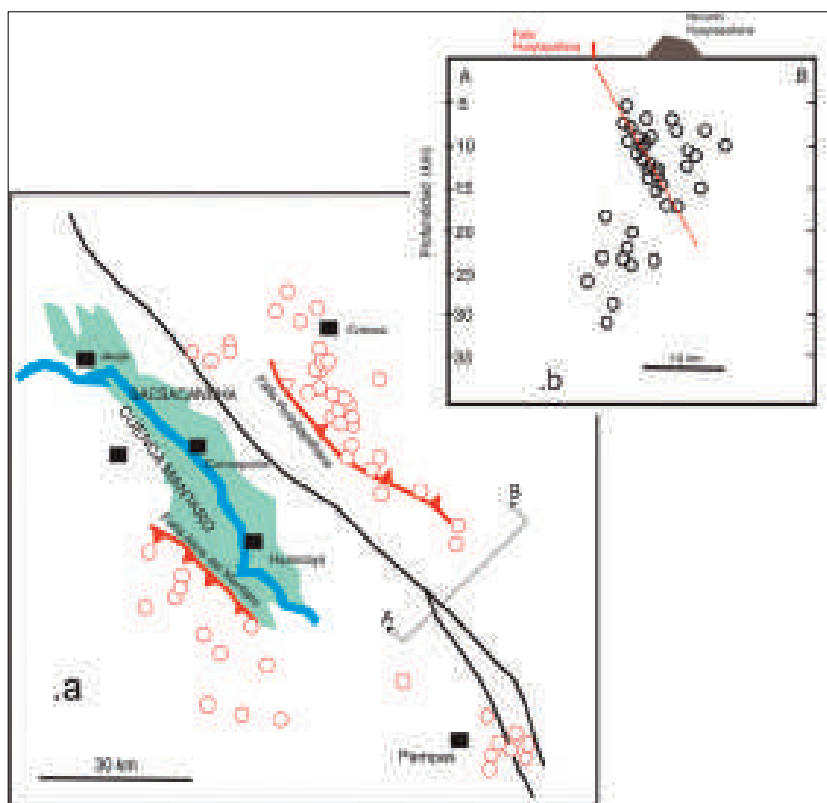


Figura 3.55 Mapa de sismicidad local registrada durante el periodo de Julio y Agosto 1985. 4b Distribución en profundidad de la sismicidad asociada a la falla del Huaytapallana.

Los sismos asociados a la falla del Huaytapallana tienen sus epicentros en el extremo oriental de la falla, lo cuales coherente con su geometría y en profundidad, se distribuyen hasta los 20 km aproximadamente siguiendo un plano

inclinado de 50 grados en dirección NE65 grados. Por otro lado, aunque el número de eventos es menor, se logró registrar sismicidad asociada a la falla Altos del Mantaro, poniendo en evidencia que la falla se encuentra activa y de acuerdo a su geometría, la cordillera Occidental estaría en continuo levantamiento. Esta importante microsismicidad registrada durante este periodo de tiempo corto, ha permitido interpretar y conocer los procesos sismotectónicos presentes en la región del valle del Mantaro (Figura 3.55).

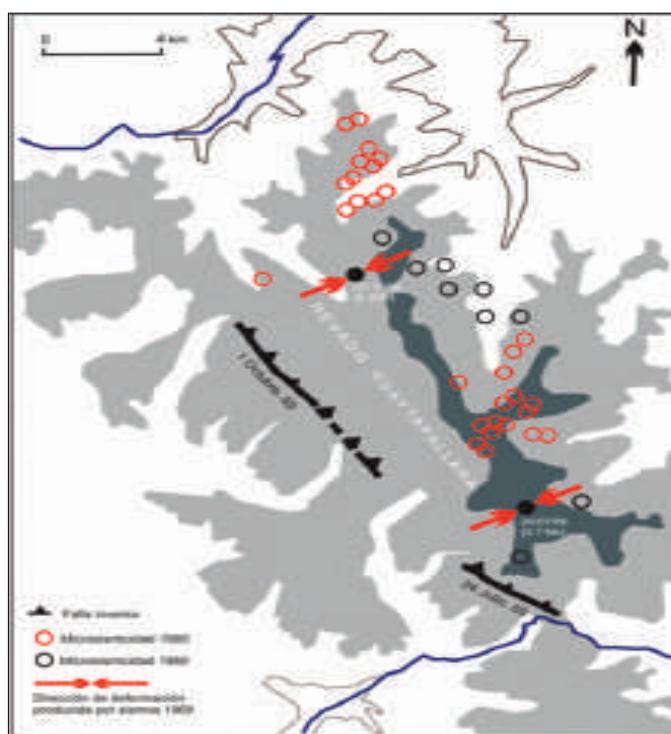


Figura 3.56 Ubicación del Nevado Huaytapallana, trazas de fallas producidas por los terremotos de 1969 (círculos negros), distribuciones espaciales de la microsismicidad registrada en los años 1980 y 1985. Las flechas en rojo indican la dirección de compresión regional.

Para el análisis detallado de la microsismicidad asociada únicamente a la falla del Huaytapallana, en la Figura 3.56, se muestra la región del nevado del mismo nombre y sobre ella la ubicación de los epicentros de los dos terremotos ocurridos en el año 1969 (círculos negros), en la parte superior el ocurrido el 1 de octubre y en la parte inferior, el ocurrido el 24 de julio. En ambos casos, las flechas indican la dirección del esfuerzo máximo de compresión.

Por otro lado, también se muestra la microsismicidad registrada durante una campaña realizada en el año 1980 por el grupo de investigación del Dr. Gerardo Suarez. Esta sismicidad tiene sus epicentros exactamente en el extremo oriental y al frente de las trazas de las fallas producidas por los sismos de 1969, lo cual sugiere que pueden ser considerados como réplicas de estos sismos.

La microsismicidad registrada durante los meses de julio y agosto de 1985 (círculos rojos) presentan también sus epicentros en el extremo oriental de las fallas, pero en este

caso se encuentran en la prolongación de los tramos que no muestran en superficie trazas de falla, lo cual sugiere el desarrollo de una clara migración de la sismicidad. En estas condiciones, se debe comprender que esta microsismicidad está indicando que la mayor deformación actual se viene desarrollando en estas nuevas áreas no deformadas y que podrían producir futuros terremotos de similar o mayor magnitud que los ocurridos en el año 1969.

Esquema sismotectónico

La microsismicidad registrada permitió proponer, para la región del Mantaro, el esquema sismotectónico mostrado en la Figura 3.57. Se observa que el régimen de deformación local es netamente por compresión en dirección perpendicular a la Cordillera Andina, lo cual propicia el levantamiento de la Cordillera Occidental por un extremo de la Cuenca del Mantaro y por el otro, el levantamiento de la Cordillera Oriental, facilitando que el río Mantaro estreche cada vez su valle.

Han transcurrido 25 años desde la última campaña de microsismicidad, por lo que existe una gran necesidad de realizar un nuevo monitoreo sísmico temporal a fin de conocer la situación actual de la sismicidad asociada a la falla del Huaytapallana a fin de prever posibles peligros a los cuales se encontraría la ciudad de Huancayo y localidades aledañas.

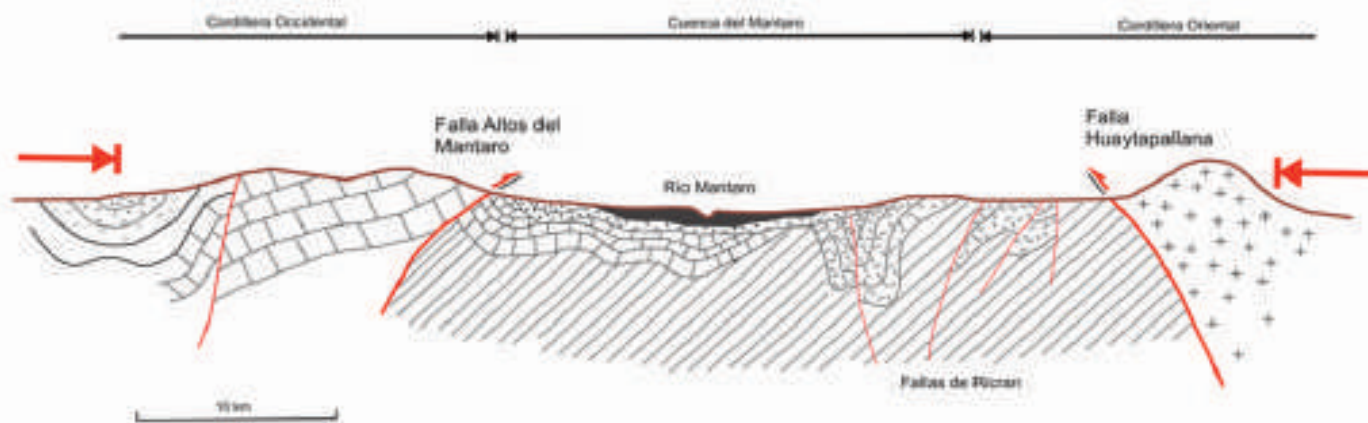
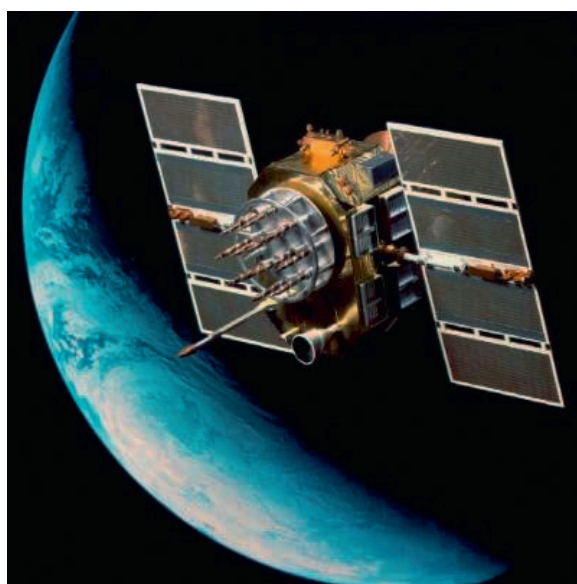


Figura 3.57 Esquema para la cuenca del Mantaro que muestra el proceso de deformación regional (flechas rojas) y local con la presencia de las fallas de Altos del Mantaro y Huaytapallana.



Rastreando los terremotos desde el espacio

En la actualidad, gracias al avance de la tecnología espacial (GNSS – Sistema de Navegación Global por Satélite) se dispone de una regla precisa para medir desde el espacio como la superficie terrestre se va deformando milímetro a milímetro antes de la ocurrencia de eventos geofísicos extremos como son: terremotos, tsunamis, erupciones volcánicas y deslizamientos.

El sistema GNSS está conformado por un sistema de constelación de satélites que orbitan la Tierra de tal manera que cada punto de la superficie terrestre es iluminado continuamente por cuatro o más satélites, ver Figura 3.58. Receptores GPS ubicados sobre puntos estratégicos especialmente acondicionados sobre suelos de roca intrusiva permiten estimar con precisión de milímetros las coordenadas geográficas del mismo. Por tanto, la variación espacial y temporal de estos puntos de control es un indicador del desplazamiento horizontal de la superficie terrestre y se le utiliza para cuantificar su grado de deformación e identificar en que estádia de su ciclo sísmico se encuentra la falla tectónica monitoreada.

Figura 3.58 Sistema GNSS (Global Navigation Satellite System) compuesto por constelaciones de satélites (GPS, GLONAS, Galileo, Compass) que orbitan la Tierra en promedio a 20,000Km de altura y proveen de información para estimar las coordenadas geográficas de cualquier punto de la superficie terrestre con precisión de milímetros.

En las secciones anteriores se ha descrito ampliamente el marco tectónico de la región del Mantaro y se resalta la existencia de las fallas tectónicas: El Alto Mantaro y El Huaytapallana. De estas, la falla del Huaytapallana es la más importante debido a que fue la fuente sismogénica del terremoto de octubre 1969 y donde la actividad microsísmica observada y reportada en 1985 es parte del periodo de “recarga de energía elástica” (o inter-sísmico) que eventualmente terminará con una liberación súbita de la energía, constituyendo así un evento extremo: Terremoto o fin de ciclo sísmico (Figura 3.59).

En mayo del 2011 se implementó un programa de vigilancia del ciclo sísmico a lo largo de la Falla del Huaytapallana mediante el uso de la tecnología espacial. El programa comprende observaciones GPS anuales sobre ocho puntos de control geodésicos (Fotos 3.60) y su procesamiento nos indicará el sentido de movimiento de la falla y su velocidad en milímetros por año.

Esta información es extremadamente valiosa pues permitirá identificar qué segmento de la falla está “sellada”, cuáles son las dimensiones del área sellada en la superficie de contacto de la falla y por tanto obtener un estimado de la magnitud del siguiente evento extremo a ocurrir en la Falla del Huaytapallana. De esta manera estamos usando el estado del arte de tecnología espacial aplicada a la búsqueda de premonitores de eventos sísmicos extremos: terremotos.

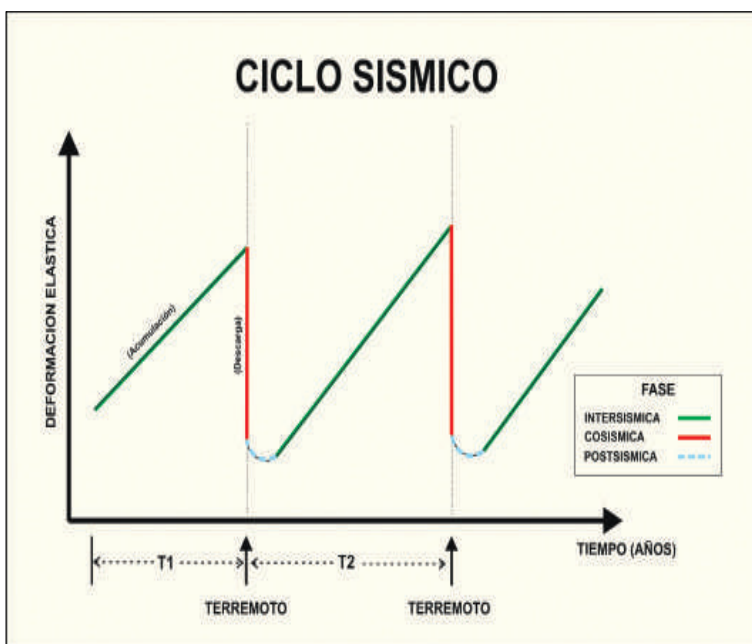


Figura 3.59 Los terremotos (eventos sísmicos extremos) constituyen el fin de un ciclo compuesto principalmente de tres fases: Acumulación de energía elástica en periodos que varían de unas décadas a centenas de años [Fase Inter-sísmica]; Liberación súbita de energía en pocos segundos [Fase Cosísmica]; Reajuste de la corteza terrestre a la perturbación ocasionada por el terremoto en periodos que varían de días de decenas de años [Fase Post-sísmica].

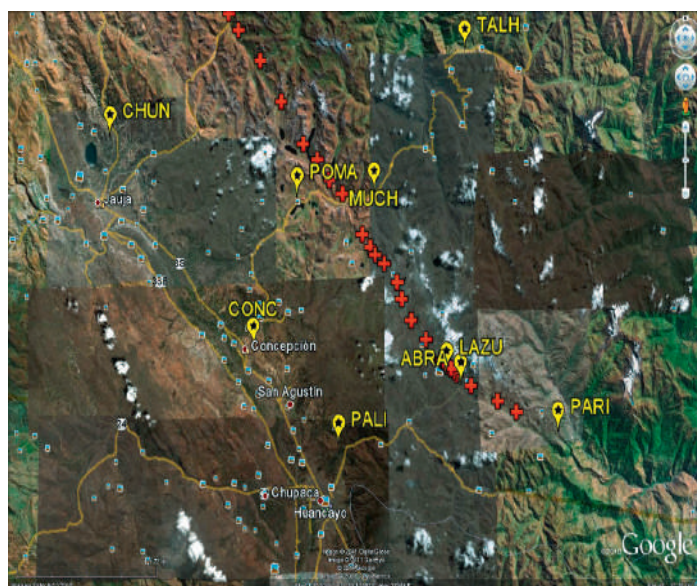


Figura 3.60 Distribución de monumentos de control geodésico en la falla del Huaytapallana. La secuencia de cruces rojas representa la extensión de la falla y los globos de color amarillo los monumentos geodésicos instalados. Elaboración E. Norabuena.



Fotos 3.3a y 3.3b Estación GPS monitoreando localizada al pie de la laguna Lasuntay. Foto J. Gómez.

Bibliografía Capítulo 3

Eventos extremos no meteorológicos

Dorbath et al., (1990): Seismicity of the Huancayo Basin and the Huaytapallana Fault. *Jorn. South Am. Earth Sci.*, V3, 21-29.

Instituto Geofísico del Perú (2001): Catálogo Sísmico del Perú 1471 - 1982, version revisada y actualizada.

Megard, F. (1978): *Etude Geologique des andes du Perou Central*. ORSTOM, Paris, Mémoire 86, 310 p.

Philip, H. y Megard, F. (1977). Structural analysis oof the superficial deformation of the 1969 Parihuanca earthquakes (Central Peru). *Tectonophysics*, 38, 259-278.

Capítulo 4 Redes pluviométricas y eventos extremos de precipitación

Capítulo 4 Introducción

El estudio de los aspectos físicos de los eventos meteorológicos extremos fue una de las grandes tareas del proyecto MAREMEX-Mantaro. Para el caso específico de investigación sobre eventos extremos de precipitación, una de las principales limitantes fue la escasa cantidad de información de estaciones pluviométricas. Por ello, se implementó una red pluviométrica de alta densidad espacial que permitiera una mejor representación de los eventos extremos de lluvia en las tres subcuencas en estudio; siendo complementaria a la red de estaciones operada por SENAMHI.

La estrategia implementada fue similar a la utilizada en el proyecto Pan American Climate Studies - Sounding Network PACS-SONET de la NOAA, el cual instaló pluviómetros de bajo costo en redes operadas localmente en experimentos de campo en Perú (Piura y Puno), Bolivia y México (www.nssl.noaa.gov/projects/pacs/spanish.shtml).

El periodo de lluvias 2010-11 fue especialmente interesante por la intensidad de las precipitaciones; por ejemplo, febrero del 2011 fue el segundo febrero más lluvioso del periodo 1921 al 2011, según los datos de la estación Huayao del Observatorio de Huancayo del IGP. El artículo de Takahashi et al., presenta un análisis preliminar de las características espaciales y temporales de estos eventos basados en la información de la red pluviométrica del proyecto, así como datos de la red de estaciones meteorológicas de SENAMHI, y otros datos. Temas como lluvia mensual y el efecto orográfico, la distribución espacial y los aspectos temporales de eventos extremos de lluvia son analizados.

Por su parte, el artículo de A. Martínez et al. se extiende sobre los aspectos de capacitación y sensibilización de la población, así como algunas estrategias utilizadas para la toma de datos y control de las estaciones.



Foto 4.1 Observador con pluviómetro en la localidad de 9 de Julio, subcuenca del río Achamayo. Crédito M. Saavedra.

Redes pluviométricas y eventos extremos de precipitación en el valle del Mantaro(*)

Ken Takahashi, Miguel Saavedra, Franklin Blanco, Luis Miguel Ocampo, Alejandra Martínez, Raquel Orozco, Steven Chávez, Marco Moreno y Juan Carlos Sulca

Introducción

Una de las grandes limitaciones para el estudio de lluvias intensas en los Andes es la baja densidad espacial de las mediciones debido a la fuerte heterogeneidad de la orografía que puede causar diferencias sustanciales en las lluvias entre localidades cercanas. La red pluviométrica implementada por el proyecto MAREMEX Mantaro (ver artículo siguiente) es complementaria a la operada por SENAMHI y resulta en una mayor densidad espacial de mediciones que permite una representación más adecuada de los eventos de lluvia extremos. A continuación se presenta un análisis preliminar de las características espaciales y temporales de estos eventos basados en estos y otros datos.

Lluvia mensual y efecto orográfico

La lluvia puede presentar gran variabilidad espacial, especialmente en regiones de geografía compleja como los Andes. Además, las tormentas individuales pueden tener escalas del orden de unos pocos kilómetros (art. Steven), por lo que esta variabilidad es mayor a escalas de tiempo cortas. Por lo mismo, la variabilidad es menor conforme si se consideran escalas mensuales, anuales o mayores, ya que el promediado elimina las particularidades de las tormentas individuales y solo quedan los efectos cuasi-permanentes como la orografía, la cobertura vegetal, etc. En situaciones homogéneas se puede luego usar métodos de interpolación espacial para estimar la lluvia en puntos donde no hay mediciones. En condiciones con topografía, pero en las que la exposición y condiciones meteorológicas son uniformes, puede existir una relación entre la lluvia y la altitud de las estaciones y esta relación se puede aprovechar para introducir una corrección orográfica en la interpolación (por ej. Schermerhorn, 1967). Los métodos de interpolación pueden ser bastante más sofisticados, incorporando otros factores como la orientación de la pendiente, proximidad a la costa, etc. (Daly et al., 2002).

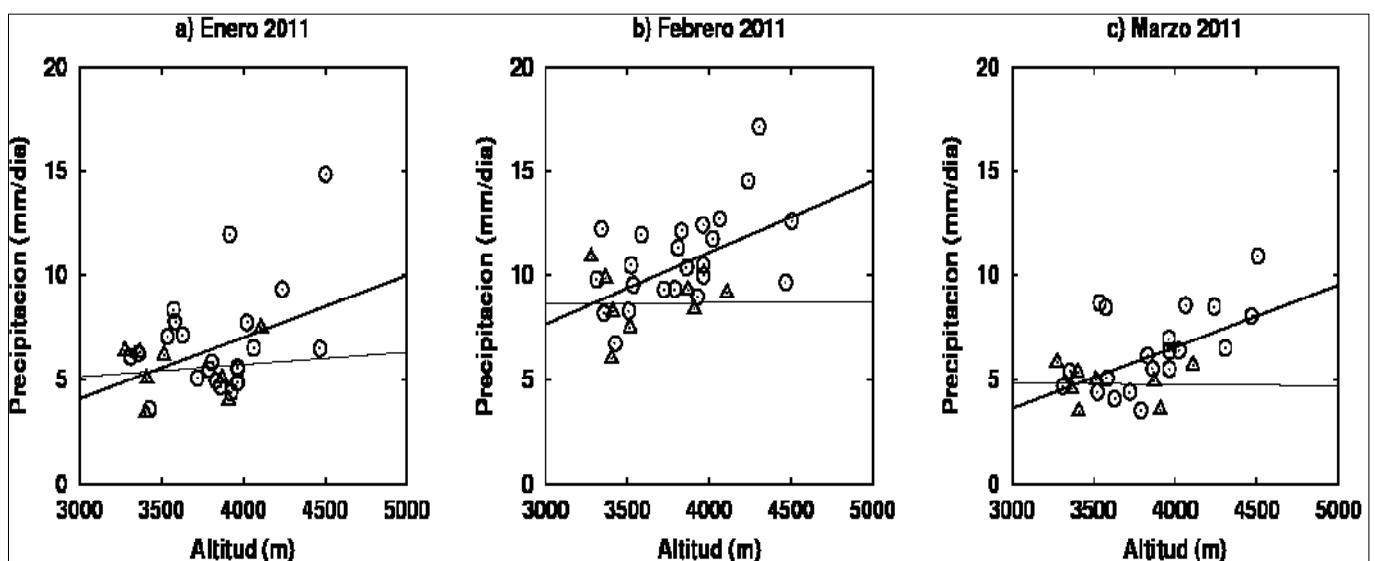
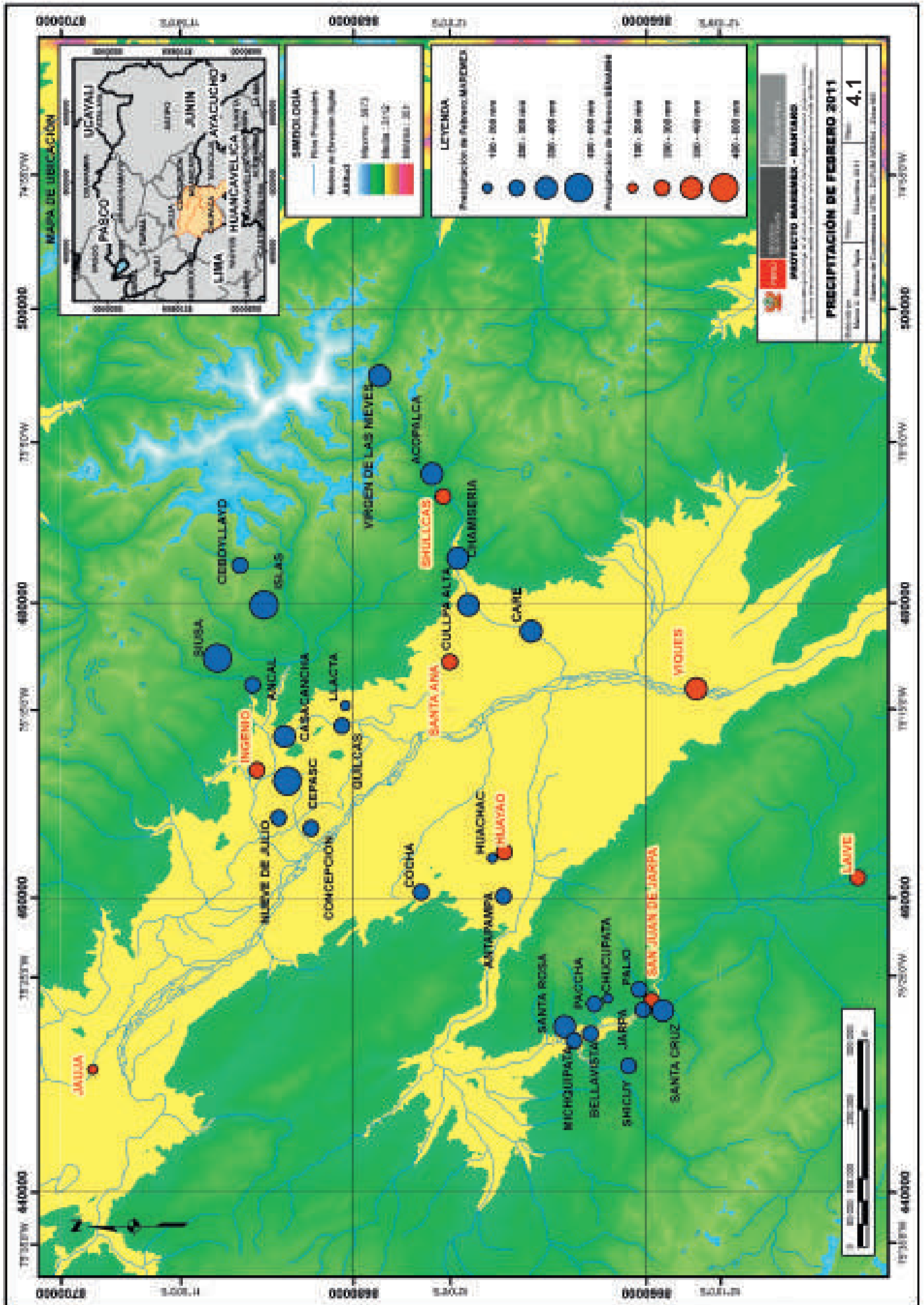


Figura 4.1. Precipitación mensual (mm/día) vs. altitud (m; basada en DEM de 3km) en estaciones de la red de MAREMEX Mantaro (círculos) y de SENAMHI (triángulos) en los meses de a) enero, b) febrero, y c) marzo del 2011. Las líneas son los ajustes lineales considerando todas las estaciones (gruesa) y solo las de SENAMHI (delgada). Solo se consideran estaciones con 3 o menos datos faltantes en cada mes.



En el valle del Mantaro la topografía es compleja, pero se puede apreciar una tendencia de aumento en la lluvia mensual con la altitud (Figura 4.1). Si bien la relación no es fuerte y la dispersión es sustancial, si comparamos los meses de enero, febrero y marzo de 2011, vemos que la tasa estimada de aumento con la altitud es robusta aproximadamente 3 mm/día por cada km.

Por otro lado, la relación desaparece si se consideran solos los datos de la red de SENAMHI, probablemente por presentar un menor rango de altitudes que la red de MAREMEX Mantaro. Debe resaltarse de que la relación precipitación-altitud por sí sola es insuficiente para el mapeo de la distribución espacial de la precipitación mensual. En el Mapa 4.1 se muestra el caso de febrero del 2011, donde se aprecian fuertes variaciones a distancias cortas y que son incluso contrarias a esta relación (por ej. Acopalca vs. Virgen de las Nieves o Islas vs Ceboyllayo); en este mapa las estaciones de la red de MAREMEX Mantaro se muestran en azul, y las de SENAMHI en rojo.

El ajuste lineal en la Figura 4.1 presenta variaciones sustanciales de mes a mes en el parámetro aditivo, de manera que a una altitud representativa del valle de 3300 m, el ajuste toma valores de 5,0, 8,7 y 4,5 mm/día en los meses de enero, febrero y marzo del 2011, respectivamente. Se podría decir que este parámetro describe las variaciones en la lluvia mensual sobre toda la región. Se hace notar que en la Figura 4.1 se considera la altitud proveniente de un DEM con una grilla de 3 km, la cual resulta en un mejor ajuste lineal que si se utiliza la altitud precisa de la estación o un DEM de alta resolución (grilla de 200 m). Una explicación para esto es que 3 km es más cercana a la escala de los sistemas convectivo (Daly et al., 1994) y por lo tanto este DEM representa mejor las variaciones orográficas que afectan a dichos sistemas.

Distribución espacial de eventos extremos

Para el estudio de eventos de lluvias intensas, se debe trabajar con datos diarios o más frecuentes. A esta escala temporal, en general no se puede esperar una robusta relación con la orografía dado que los sistemas convectivos tienen escala de solo decenas de kilómetros y estos se pueden ubicar en diferentes posiciones, pudiendo incluso desplazarse durante un mismo evento.

Para representar adecuadamente los eventos de lluvia intensa, la densidad espacial de la red pluviométricas debe ser mayor que para lluvia mensual.

En la Figura 4.2 se muestran medidas de la relación entre los datos diarios de diferentes estaciones en la zona de estudio con la distancia entre estas.

Como podría esperarse, la correlación (Figura 4.2a) disminuye y la diferencia cuadrática media (Figura 4.2b) aumenta con la distancia.

Es de notar que la red manejada por SENAMHI presenta mayor correlación y menores diferencias, lo cual sugiere una mejor calidad o representatividad de las mediciones probablemente asociada a la mayor experiencia y estabilidad de los observadores.

Por otro lado, se puede apreciar que, incluso entre estaciones separadas aproximadamente 1 km, las correlaciones no exceden 0,8 mientras que las diferencias cuadráticas medias no bajan de 4 mm/día. Esto último es comparable con la variabilidad temporal típica de las lluvias cuantificada mediante el rango intercuartil, que según la estación puede ser entre 6 y 10 mm/día. Es decir que, en un día cualquiera, las diferencias entre las mediciones en dos puntos cercanos pueden ser del mismo orden que las variaciones típicas de día a día.

Sin embargo, en eventos lluviosos puntuales como los de los días 23 de enero y 24 y 27 de febrero del 2011, las lluvias medidas en la estación de MAREMEX Mantaro fueron 58%, 83% y 58% mayores que en la de SENAMHI, respectivamente, mientras que el dato de SENAMHI para el evento del 4 de abril fue 106% mayor que el de MAREMEX Mantaro. Sobre la escala de las subcuencas, las diferencias deben ser evidentemente mayores, como se puede apreciar en las Figuras 4.3b-d para las subcuencas de Cunas, Shullcas y Achamayo, respectivamente.

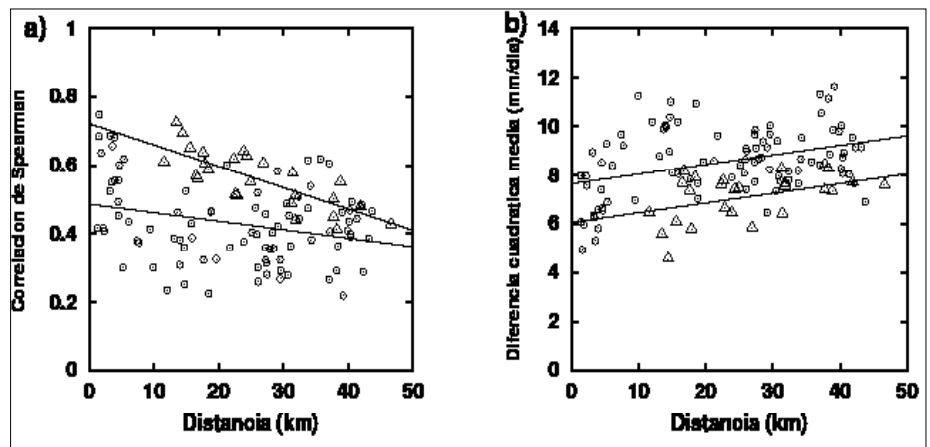


Figura 4.2 a) Coeficiente de correlación de Spearman y b) diferencia cuadrática media (mm/día) entre las lluvias diarias de las estaciones de la red de MAREMEX Mantaro (círculos) y de la red de SENAMHI (triángulos) como función de la distancia (km) entre las estaciones. Las líneas delgada y gruesa son los ajustes lineales respectivos. El periodo considerado es enero-marzo 2011 y solo se consideran estaciones con un máximo de 3 datos faltantes.

Para el caso de Jarpa (Figura 4.3b) se muestran estaciones separadas a lo más 6 km entre sí y hay coherencia entre todos los datos. Los coeficientes de correlación de Spearman entre las estaciones para el periodo son en general altos (varían de 0,57 a 0,76), por lo que la componente principal o función ortogonal empírica (EOF en inglés; por ej. Wilks, 1995) de primer modo (74% de la varianza) basada en esta matriz de correlación le da pesos casi iguales a las cinco estaciones. Es decir, que la forma dominante de variabilidad presenta las mismas variaciones en todas estas estaciones.

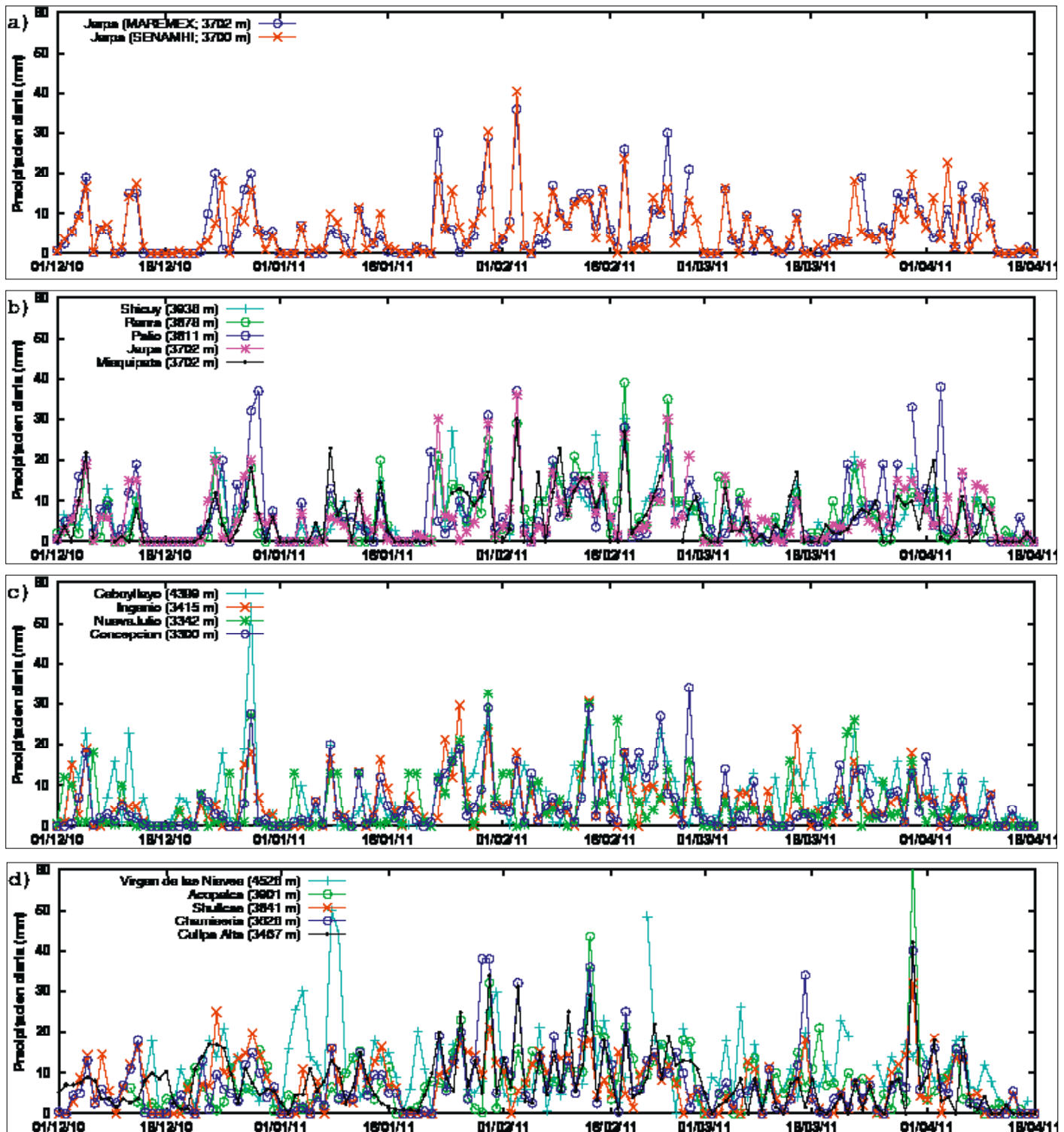


Figura 4.3 Precipitación diaria (mm/día) en las estaciones de a) San Juan de Jarpa y b) c) y d) las adyacentes en la subcuenca del Cunas, para el periodo 1 de diciembre 2010 - 16 de abril 2011. Las altitudes provienen de un DEM con grilla de 200 m.

Como ejemplo de las diferencias que pueden ocurrir a cortas distancias, consideremos las dos estaciones ubicadas en San Juan de Jarpa, una de MAREMEX Mantaro y la otra de SENAMHI. Estas estaciones se encuentran separadas solo 870 m y están prácticamente a la misma altitud. Los datos de lluvia para la temporada de lluvia 2010-2011 se muestran en la Figura 4.2a y, como es de esperarse, son muy similares. El 87% de los días presentan diferencias de menos de 5 mm/día y la diferencia cuadrática media es de 3,9 mm/día, mientras que los coeficientes de correlación de Pearson y Spearman entre ellas son 0,85 y 0,84, respectivamente (Nota: el coeficiente de Spearman es menos sensible a valores extremos que el de Pearson; Wilks, 1995).

En Achamayo (Figura 4.3c) el resultado es similar, aunque el primer EOF explica menor varianza (62%), posiblemente debido a una mayor distancia entre las estaciones. Por otro lado, en Shullcas (Figura 4.3d), donde las estaciones mostradas se ubican a lo largo del río sobre una distancia de más de 20 km, el primer EOF (50%) le da mayores pesos a las estaciones más bajas (Cullpa Alta, Chamisería y Shullcas), mientras que el segundo EOF (19%) le da los mayores pesos a las más altas (Acopalca y Virgen de las Nieves). Esto sugiere que la variabilidad en las partes baja y alta están controladas por procesos distintos. Por ejemplo, en la parte baja, la lluvia podría ser más de tipo orográfica mientras que en la alta, donde las lluvias son más intensas (Figura 4.3d), podría estar asociada a tormentas convectivas. En la práctica, la variabilidad a cortas distancias puede significar la diferencia entre que una red pluviométrica detecte o no un potencial evento de inundación y, por lo tanto es de gran importancia para el diseño de sistemas de alerta temprana y modelado hidrológico de crecidas.

Si bien es impráctico implementar una red pluviométrica con estaciones con menos de 1 km de distancia entre ellas, una estrategia complementaria es cuantificar las incertidumbres existentes en las redes pluviométricas e incorporar esta información en el cálculo de posibles escenarios en los sistemas de alerta temprana. Además, el uso de técnicas de sensoramiento como podrían ayudar con la determinación de las distribuciones espaciales (WMO, 2008). Si bien en los Andes los imágenes satelitales no son adecuadas para este fin (Segura et al., 2010, art. Steven), los radares podrían ser útiles. Por ejemplo, en la Figura 4.4 se muestra una estimación de lluvia instantánea del radar de precipitación a bordo del satélite TRMM a las 6:45 pm del 8 de diciembre del 2010 comparada con la lluvia acumulada en las estaciones pluviométricas en ese día, la lluvia diaria (mm) medida en la mañana del 9 de diciembre en las estaciones de la red pluviométrica se indica en los cuadrados.

Si bien el satélite pasa solo ocasionalmente por el valle y la lluvia instantánea no es directamente comparable con la acumulada en un día, la distribución del TRMM es bastante coherente con los datos in situ para este día, en particular mostrando las fuertes lluvias en la subcuenca de Achamayo y escasa lluvia en el Shullcas y Cunas. La distribución es bastante compleja y fuertes variaciones ocurren sobre escalas de 10 km (el TRMM PR tiene resolución de 5 km), por lo que, en este caso, una interpolación de los datos de estaciones pluviométricas no es apropiada donde la distancia a las estaciones más cercanas es de este orden.

La caracterización estadística de las tormentas utilizando datos del TRMM PR puede ser útil para estimar las incertidumbres en la determinación de los patrones espaciales de lluvia, pero un radar meteorológico en tierra permitiría un monitoreo continuo y tridimensional de las lluvias. Las principales dificultades con un radar de este tipo son el costo de los equipos y su mantenimiento y la necesidad de personal altamente calificado que pueda asumir y poner en utilidad estos equipos mediante investigación y desarrollo en nuestro país.

Aspectos temporales de los eventos extremos

La predictibilidad de los eventos extremos depende del comportamiento temporal de estos. Si los eventos tienden a estar agrupados en el tiempo, un pronóstico de persistencia (por ej. el asumir que mañana será como hoy) puede ser bueno. Por otro lado, si los eventos son aislados, el pronóstico requiere información adicional como el conocimiento de los procesos físicos relevantes y un conocimiento detallado de las condiciones meteorológicas recientes a nivel regional y en todo nivel de la tropósfera.

Una medida del agrupamiento de los eventos es la función de autocorrelación, o sea la correlación entre los datos diarios de cada estación con los mismos datos considerando diversos tiempos de retraso. Para la lluvia en el Mantaro en el periodo del 1 de diciembre 2010 al 16 de abril 2011, la autocorrelación con un día de retraso (denotada por α) toma valores de alrededor de solo 0,3, y, a mayores tiempos, la correlación se acerca a cero (Figura 4.4). Por otro lado, en alrededor de 10% de los días, los cambios en la lluvia.

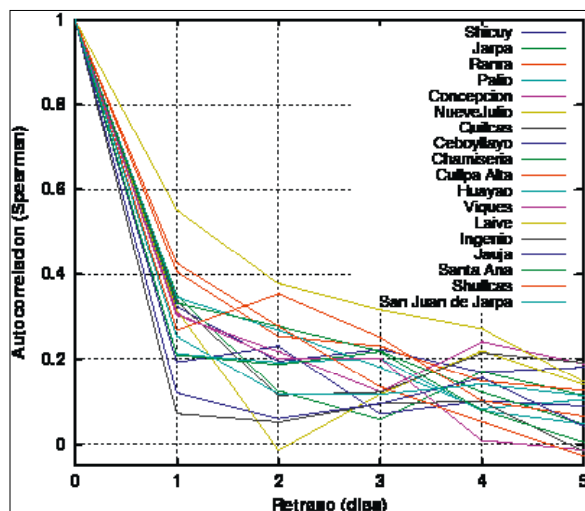
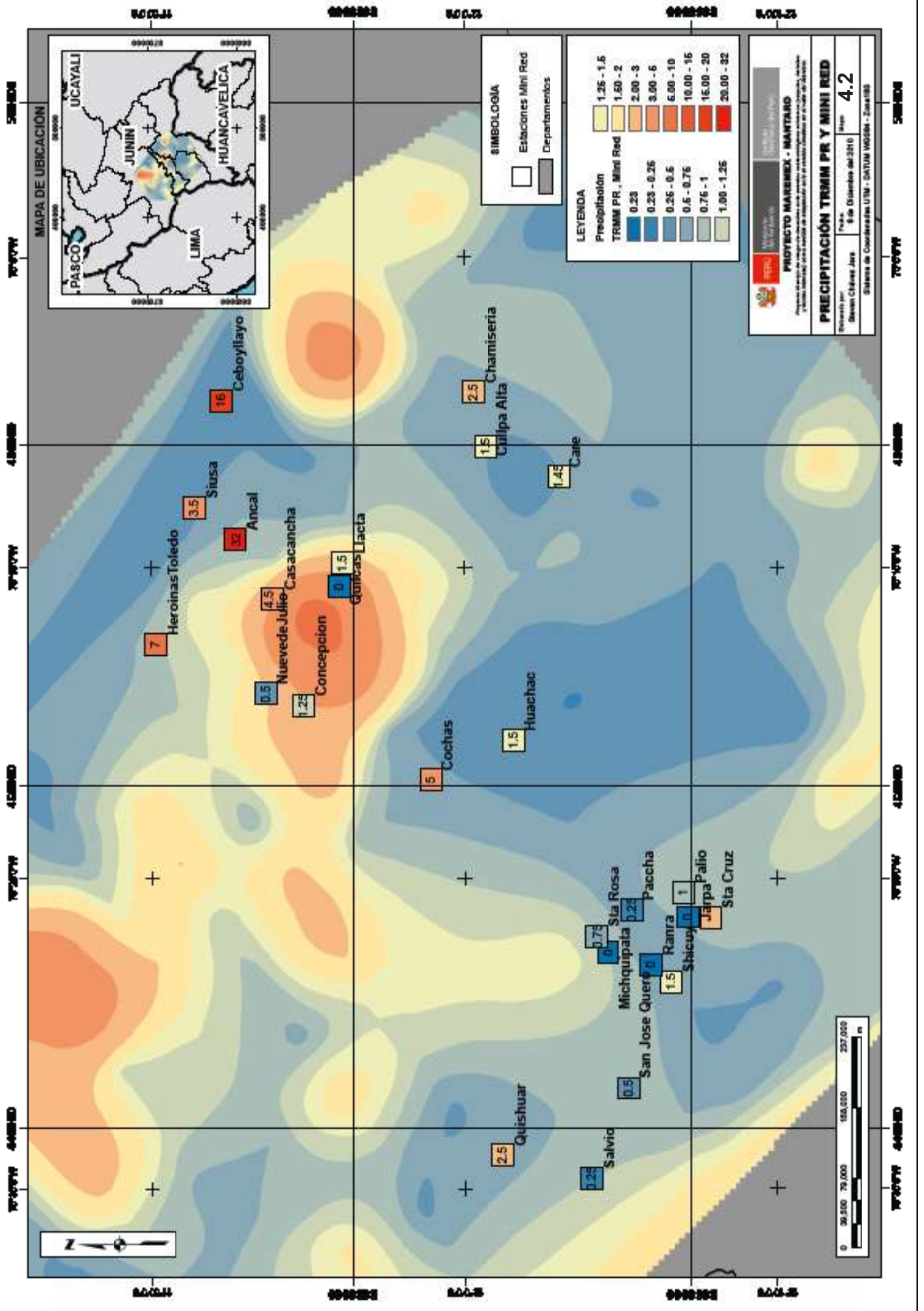


Figura 4.4 Función de autocorrelación vs tiempo de retraso de las lluvias diarias de estaciones de las redes de MARE- MEX Mantaro y SENAMHI para el periodo 1/12/2010-16/4/2011.



entre un día y el siguiente son iguales o mayores al valores típico de lluvia extrema (P90, i.e. el 10% superior). Lo anterior indica que los eventos de lluvia extrema en el Mantaro tienden a ocurrir en forma aislada.

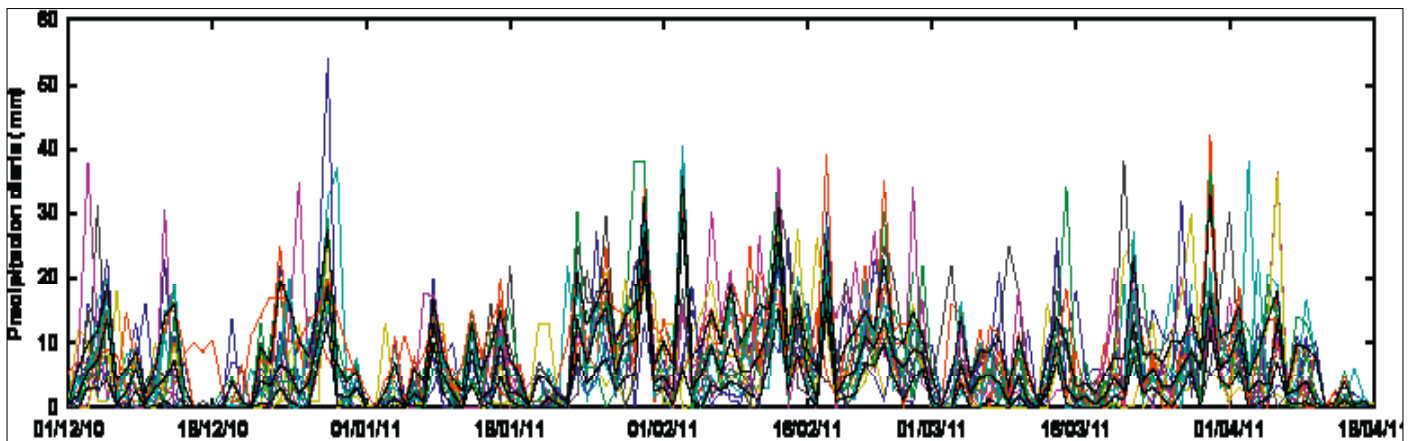


Figura 4.5 Precipitación diaria (mm) de 18 estaciones en el valle del Mantaro para el periodo 1/12/2010-16/4/2011 (líneas de colores). La mediana de estos datos se muestra con la línea sólida y negra, mientras que los percentiles de 10 y 90 se muestran punteados.

Por otro lado, las lluvias también presentan variaciones a mayores escalas de tiempo. El caso más obvio es el ciclo estacional, el cual presenta una temporada de lluvias bien definido. Sin embargo, también se puede identificar una variación coherente a nivel de todas las subcuencas mediante el EOF de las 18 estaciones con datos más completos, cuyo primer modo explica el 54% de la varianza y tiene pesos similares para todas las estaciones. Una medida sencilla (y robusta) de esta variabilidad coherente la proporciona la mediana de los datos diarios (línea negra sólida en la Figura 4.6), en la que se ve que el periodo entre el 23 enero y el 28 febrero del 2011 presentó lluvia persistente en la mayoría de las estaciones. Coincidentemente, entre el 31 de enero y el 29 de febrero el Diario Correo presentó más de treinta reportes de daños producidos por las lluvias en todo el valle del Mantaro, mientras que en el mes anterior y el siguiente se publicaron muy pocos.

Febrero del 2011 fue el segundo febrero más lluvioso del periodo 1921 al 2011, según los datos de la estación Huayao del Observatorio de Huancayo del IGP, poco por debajo de 1981 (Figura 4.7).

En febrero de 2011 llovió tanto como en los febreros de 2008, 2009 y 2010 juntos, además, ese febrero presentó las lluvias extremas (percentil 90) más intensas de la última década (Figura 4.8). Sin embargo, los pobladores de la zona atribuyen los altos impactos de las lluvias a la persistencia de estas más que a la intensidad de los eventos. Es interesante que existe una relación aproximada entre la precipitación promedio y la lluvia extrema (percentil 90 o P90) en las estaciones de la región.

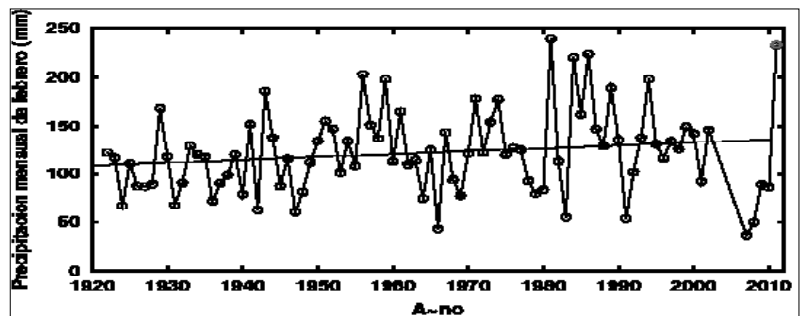


Figura 4.6 Precipitación mensual de febrero (mm) en la estación de Huayao.

En la Figura 4.9a se muestran ambas estadísticas para las estaciones más completas de la red de MAREMEX Mantaro y SENAMHI para la zona para el periodo diciembre 2010-marzo 2011.

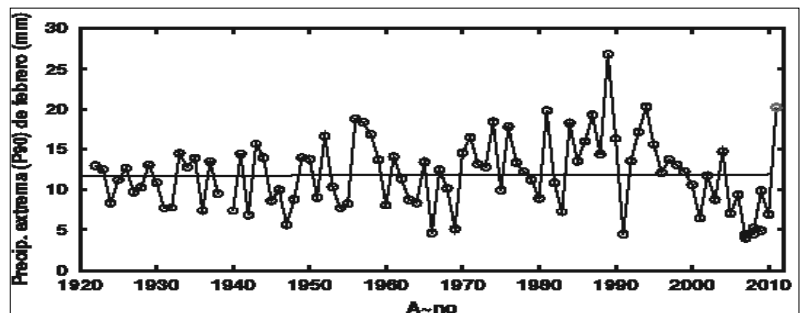


Figura 4.7 Precipitación del percentil 90 (P90) de febrero (mm) en la estación de Huayao.

Basado en la estadísticas del periodo completo y tomando el conjunto de todas las estaciones como muestra (círculos negros), se encuentra que la lluvia extrema (P90) es aproximadamente 2,5 veces el promedio (con un rango en el factor de 1,9 a 3,5).

Esta relación se verifica con los mismos datos pero obtenidos mes por mes (puntos de colores), que caen aproximadamente dentro del mismo rango. La misma relación es aproximadamente válida para las variaciones interanuales en la estación de Huayao (Figura 4.8b, × negras), aunque el coeficiente es ligeramente más alto (~2,8). Por otro lado, para el inicio de la temporada de lluvias (setiembre-noviembre), este coeficiente es más alto aún (~3,3). La universalidad aproximada de estos resultados sugieren procesos comunes para la generación de precipitación en las estaciones de la región, mientras que estos procesos pueden variar según la temporada del año (por ej. mayor contribución de lluvia convectiva en verano).

Estas relaciones, sin embargo, en principio no son aplicables fuera de la región donde fueron determinadas, dado que los procesos de lluvia probablemente difieren entre regiones (Jackson, 1989). Por otro lado, no se puede esperar que estas relaciones sean válidas para el cambio climático, como se puede evidencia en las tendencias positiva para el promedio (Figura 4.6) pero nula para la precipitación extrema (Figura 4.7).

Conclusiones

La red pluviométrica de Maremex - Mantaro ha proporcionado una oportunidad única para explorar los aspectos espaciales de las lluvias promedio y extremas en el valle del Mantaro. Se encontró un aumento aproximado de la lluvia mensual con la altitud, pero esta es insuficiente para el mapeo de las lluvias. A escala diaria, se encuentra bastante variabilidad espacial en las lluvias, con sustanciales diferencias incluso a pocos kilómetros de distancia. Esto es particularmente importante para la implementación de sistemas de alerta temprana y para el modelado hidrológico de crecidas, que requieren datos incluso a mayor frecuencia. Si bien no es viable tener una red pluviométrica suficientemente densa para este tipo de aplicaciones, se puede incorporar las incertidumbres para producir escenarios posibles. Por otro lado, la implementación de un radar meteorológico podría ser una solución eficiente si se cuenta con personal altamente calificado para su operación e investigación científica asociada.

Con respecto a la predictibilidad, se observan fuertes variaciones en la lluvia de día a día, por lo que será difícil en general pronosticar eventos intensos puntuales. Por otro lado, en la estación de Huayao, el año 2011 presentó el segundo febrero más lluvioso en la historia (en el periodo 1921-2011), el cual tuvo además eventos extremos particularmente intensos, lo cual produjo fuertes impactos en la región. Es de notar que la variabilidad en la lluvia promedio y en la extrema (percentil 90) muestra una proporcionalidad de aproximadamente 2,5 que sobre toda la región y sobre un largo periodo de tiempo. Esto podría ser útil para el entendimiento de los procesos de lluvia en la región y para el modelado de eventos de lluvia extremos.

Recomendaciones

- A pesar de sus limitaciones, la red pluviométrica de Maremex - Mantaro es valiosa para el estudio de los eventos de lluvia extremos y complementa a red de SENAMHI a un costo de instalación bastante bajo, por lo que se recomienda considerar la estrategia para complementar las redes pluviométricas existentes con alta densidad y redundancia.
- Para propósitos de sistema de alerta temprana y modelado hidrológico de crecidas, se recomienda incorporar en forma cuantitativa las medidas de la incertidumbre en la distribución de precipitación.
- La implementación de un radar meteorológico es recomendable para sistemas de alerta temprana, pero debe ir acompañada de personal altamente capacitado dedicado a su operación e investigación científica y desarrollo asociados.
- Los datos de la temporada de lluvia 2010-2011 son de gran interés por lo inusual de la temporada. Se recomienda desarrollar más investigación sobre los procesos físicos responsables de esta anomalía.

Sensibilización y capacitación sobre clima y eventos extremos: Mini red meteorológica en el valle del Mantaro (*)

Alejandra Martínez, Miguel Saavedra, Franklin Blanco, Luis Miguel Ocampo, Luis Céspedes, Raquel Orozco y Ken Takahashi

Introducción

En el marco del proyecto MAREMEX - Mantaro se plantearon dos grandes tareas: el estudio de los aspectos físicos de los eventos meteorológicos, y la mejora de la capacidad de gestión de riesgos ante estos eventos. La estrategia que permitió desarrollar ambos temas a la vez fue la implementación de una red meteorológica básica de alta densidad espacial en la zona de interés. Los objetivos fueron mejorar la caracterización espacial de los eventos extremos (ver artículo anterior), y permitir a los miembros de las comunidades identificar de manera cuantitativa la precipitación en sus respectivas localidades, información que podría mejorar su capacidad de gestión.

La estrategia fue similar a la utilizada en el proyecto PACS-SONET de la NOAA (www.nssl.noaa.gov/projects/pacs.shtml), el cual instaló pluviómetros de bajo costo en redes operadas localmente en experimentos de campo en Perú, Bolivia y México. En forma similar, dicho proyecto implementó termómetros de bajo costo, pero operados por el personal del proyecto. Una diferencia importante con la estrategia dentro de MAREMEX Mantaro fue el énfasis dado por MAREMEX a los aspectos de apropiación de los instrumentos, sensibilización y capacitación de las comunidades locales.



De izquierda a derecha: Fotos 4.2 y 4.3 Instalación y prueba de pluviómetro Crédito R. Orozco. Figura 4.9 Las planillas preparadas simulan graduación de los pluviómetros para facilitar la toma de datos.

Equipamiento e instalación

Los equipos elegidos fueron pluviómetros y termómetros cuya principal característica fue su bajo costo y simplicidad de uso, que permitió realizar las instalaciones en forma rápida. Se instalaron 40 pluviómetros montados en postes de tornillo de 170 cm de largo, los cuales se en terraron en el suelo, de manera que 130 cm sobresalieran y permitieran que el pluviómetro quedara aproximadamente a la altura de los ojos. Para su operación, los pluviómetros deben ser desmontados diariamente, por ello se sujetan a dos alcayates clavados a menos de 1 cm del tope del poste. Las mediciones se realizan una vez al día, a las 7:00 am., utilizando planillas especialmente preparadas para facilitar la toma de datos y minimizar los errores.

También se instalaron 10 termómetros, con una pequeña consola para medir tanto temperatura como humedad relativa que se colocó en ambientes interiores, y un sensor de temperatura con un cable de 3m para ser colocado al exterior (a la intemperie). Sin embargo, se presentaron varios problemas con el uso de estos equipos, por un lado resultaron muy sensibles (un par de ellos se quemaron durante tormentas eléctricas), y por otro su uso resultó más complicado de lo esperado, por ello la mini red se centró principalmente en los datos pluviométricos.

(*) Un agradecimiento especial para las Comunidades Campesinas de Quilcas, Acopalca y San Juan de Jarpa, ubicadas en las subcuencas de los ríos Achamayo, Shullcas y Cunas respectivamente, quienes vienen colaborando activamente en esta iniciativa.

Capacitación, sensibilización y control de las estaciones

También se instalaron 10 termómetros, con una pequeña consola para medir tanto temperatura como humedad relativa que se colocó en ambientes interiores, y un sensor de temperatura con un cable de 3m para ser colocado al exterior (a la intemperie). Sin embargo, se presentaron varios problemas con el uso de estos equipos, por un lado resultaron muy sensibles (un par de ellos se quemaron durante tormentas eléctricas), y por otro su uso resultó más complicado de lo esperado, por ello la mini red se centró principalmente en los datos pluviométricos.

Capacitación, sensibilización y control de las estaciones

Las campañas de instalación durante julio-agosto del 2010 incluyeron las subcuencas de los ríos Cunas, Achamayo y Shullcas, y se ha contado con el apoyo de diversas instituciones, tales como REDES, CARE, Grupo Yanapai, y la concurrencia de las comunidades campesinas beneficiarias. Cabe resaltar que los equipos quedaron en poder de las comunidades beneficiadas, las que se convierten en responsables de la toma de datos.

A las comunidades-observadores se les capacitó tanto en forma teórica (explicando la importancia de las mediciones), como en forma práctica con casos reales y utilizando el instrumental instalado. Además se les entregó un juego de manual y planillas para que la toma de datos fuera lo más simple posible.

Hubo gran diversidad en las condiciones bajo las que se hicieron las instalaciones, en varios casos centros comunales y escuelas, pero también en otros ambientes públicos o privados, como patios de viviendas o tierras de cultivo. Un 10% de las estaciones instaladas tuvieron que ser reubicadas posteriormente a su instalación debido a que los observadores encargados de su control consideraron que no tendrían suficiente tiempo para llevar a cabo las mediciones. Adicionalmente solo uno de los pluviómetros (2.5%) se perdió sin poder recuperarlo.

Se capacitó en la toma de datos a hombres, mujeres y niños; pero inicialmente fueron mayoritariamente varones los que asumieron el rol de observadores meteorológicos. Posteriormente, y debido a la continuidad necesaria para la toma de datos, muchos de los observadores empezaron a encargar la función a sus hijos, esposas y otros familiares, por lo que en vez de contar con observadores, se cuenta en muchos casos con “familias observadoras”.

El control de los datos se realizó aproximadamente cada 2 meses, en que personal del IGP recorría las estaciones para fotografiar las planillas pluviométricas y consolidar los datos (ver artículo anterior), así como reforzar la capacitación en la toma de datos y recoger los comentarios de los pobladores. Hacia el final de la primera temporada de lluvias medidas, más de 30 estaciones continuaban operativas, superando las expectativas iniciales, y los registros en general fueron de buena calidad.



De arriba hacia abajo: Foto 4.4 Capacitación para los observadores de la subcuenca del río Cunas, en el local de REDES durante julio 2010. En la vista los observadores localizan los puntos donde se instalaron los pluviómetros con posterioridad. Foto 4.5 Vista de una planilla pluviométrica (Comunidad Campesina de Nueve de Julio). Créditos M. Saavedra.



De izquierda a derecha Fotos 4.6, 4.7 y 4.8 Vistas de la capacitación e instalación de los pluviómetros a cargo de personal del IGP. La capacitación se brindó a hombres, mujeres y niños.

Aciertos y problemas identificados

La instalación de las estaciones pluviométricas fue sumamente positiva desde el punto de vista de sensibilización de los pobladores, quienes pudieron cuantificar la percepción que tenían sobre la cantidad de lluvia que cae en sus comunidades, y compararla tanto temporal como espacialmente. La información que brindan las estaciones pluviométricas probó ser potencialmente muy útil; por ejemplo, el Instituto de Defensa Civil (INDECI) registró más de 60 emergencias en la zona durante el periodo de lluvias 2010-2011, -principalmente por inundaciones-, y la comunidad campesina de Ranra usó las mediciones de lluvia realizadas como sustento para una demanda de ayuda ante INDECI. Este hecho que muestra cómo el acceso a información base local incrementa la capacidad de gestión de las poblaciones.

El hecho de que los pobladores fueran los observadores y tuvieran acceso directo a los datos dio un sentido de posesión de la información, como no se había tenido antes. Como manifestaron los pobladores, los datos de las estaciones “oficiales” a cargo del Servicio Nacional de Meteorología e Hidrología ó de empresas privadas, no son de libre acceso, lo que a menudo es frustrante para ellos. Asimismo cabe destacar el interés que equipos tan simples como los pluviómetros, despertaron entre niños y estudiantes de colegio.

Algunos de los problemas identificados se relacionaron con la instalación de algunas estaciones en comunidades aisladas, a las que fue difícil de llegar sobre todo durante la temporada lluviosa. Además, a pesar del cuidado que se tuvo en la preparación de las planillas, hubieron dudas que no se previnieron, por ejemplo, ¿qué colocar cuando en vez de lluvia cae nieve ó granizo?, y si no había lluvia en el pluviómetro ¿para qué colocar 0?, etc. dudas que se trataron de despejar con las continuas visitas de control.

La falta de continuidad en la toma de datos se debió, según los mismos observadores a: salidas por viajes (debido a actividades económicas estacionales), falta de tiempo, falta de interés, escasa accesibilidad a los pluviómetros, cambios de autoridades que apoyaran la toma de datos, etc. Detrás de los motivos de “falta de tiempo” y “falta de interés”, parecen existir dudas sobre la utilidad y uso de los datos en el corto plazo; el tener un registro de varios años sobre el comportamiento de las lluvias en cada localidad aún se percibe como lejano y no tan útil.

Se espera que esta primera experiencia permita potenciar los aciertos y evitar los errores presentados, para garantizar la sostenibilidad de ésta y otras redes meteorológicas de características similares, así como para promover el uso de este tipo de instrumentos a largo plazo.

Bibliografía Capítulo 4

Redes pluviométricas y eventos extremos de precipitación

Daly, C., Gibson, W. P., Taylor, G. H., Johnson, G. L., Pasteris, P., (2002): A knowledge-based approach to the statistical mapping of climate, *Climate Research* 22, 99-113.

Daly, C., Neilson, R. P., and Phillips, D. L., (1994): A statistical-topographic model for mapping climatological precipitation over mountainous terrain, *Journal of Applied Meteorology*, 33, 140-158.

Douglas, M., (2003): PACS-SONET Annual Report. In <http://www.nssl.noaa.gov/projects/pacs/web/html/annualreport2003.html>.

Jackson, I. J., 1989: *Climate, Water & Agriculture in the Tropics*, 2nd Ed., Repr. (1993), Longman Group UK Limited.

Schermerhorn, V. P., (1967): Relations between topography and annual precipitation in western Oregon and Washington, *Water Resources Research*, 3, 3, 707-711, doi:10.1029/WR003i003p00707

Segura, B., Takahashi, K., y Lagos, P., (2010): Mapa de correlación de precipitación observada y satelital sobre la cuenca del Mantaro (2000-2006). *Cambio Climático en la Cuenca del Río Mantaro*, Instituto Geofísico del Perú, 189-193.

Wilks, D. S.,(1995): *Statistical Methods in the Atmospheric Sciences: An Introduction*, Academic Press.

World Meteorological Organization WMO, (2008): *WMO Guide to Meteorological Instruments and Methods of Observation*. 7th Edition.



MAREMEX-MANTARO

proyecto de investigación - acción ejecutado por el Instituto Geofísico del Perú (IGP) con el apoyo financiero del IDRC (www.idrc.ca), tuvo por principal objetivo fortalecer la capacidad de manejo del riesgo ante eventos meteorológicos extremos (sequías, heladas y lluvias intensas), a fin de disminuir la vulnerabilidad y mejorar la capacidad de adaptación de la población urbana y rural en el valle del Mantaro frente a cambios del clima.

Este proyecto contó con el apoyo de:



Municipalidad Provincial
de Concepción

