

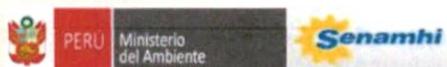
ATLAS CLIMATICO

Precipitación y Temperatura del Aire



CUENCA DEL RIO URUBAMBA

Proyecto de Adaptación al impacto del retroceso acelerado de glaciares en los Andes Tropicales – PRAA



Atlas Climático de Precipitación y Temperatura del Aire en la Cuenca del Río Urubamba

Autores: Avalos, G., Cubas, F., Oria, C., Díaz, A., Quispe, N., Rosas G., y Solís, O. del Servicio Nacional de Meteorología e Hidrología del Perú - SENAMHI

Año : 2011
Edición : SENAMHI

La presente publicación forma parte del Proyecto "Adaptación al Impacto del Retroceso Acelerado de Glaciares en los Andes Tropicales – PRAA", implementado en Bolivia, Colombia, Ecuador y Perú con financiamiento del Fondo para el Medio Ambiente Mundial (GEF) y fondos PHRD del gobierno japonés, a través del Banco Mundial, administrado por la Secretaría General de la Comunidad Andina y liderado en el Perú por el Ministerio del Ambiente (MINAM).

Ministerio del Ambiente – MINAM

Av. Javier Prado Oeste 1440, San Isidro, Lima.
Teléfono (51-1) 611600
<http://www.minam.gob.pe>

Servicio Nacional de Meteorología e Hidrología del Perú SENAMHI

Jr. Cahuide 785 Jesús María
Teléfonos: (51 – 1) 6141414 (central) y 6141408 (CPN)
<http://www.senamhi.gob.pe>

Diseño : R. Navarrete, G. Avalos
Impresión : SENAMHI
Primera edición : Octubre 2010

Tiraje:

El contenido de este documento puede ser reproducido mencionando la fuente del SENAMHI.

Fotos: H. Augstburger, A. Iju, W. Suárez, E. Galmez

Atlas Climático

Precipitación y Temperatura del Aire en la Cuenca del Río Urubamba

Equipo Técnico del SENAMHI-Perú

**Grinia Ávalos, Clara Oria, Amelia Díaz, Félix Cubas, Nelson Quispe, Delia Acuña,
Gabriela Rosas y Olimpio Solís**

Consultores

Ángel Cornejo y Silvia Guerra

Soporte computacional

Otto Huiman y Gerardo Jácome

Colaboradores

**Sayuri Ramírez, Esequiel Villegas, Óscar Felipe, Juan Carlos Huamaní, Wilfredo Yzarra,
Elizabeth Herrera, Luis Vera, Ever Castillo, Rocío Moscol y Reynaldo Navarrete**

Revisión

Ezequiel Villegas, Félix Cubas, Gabriela Rosas y Elizabeth Silvestre

Corrección de estilo

Carlos Castillo y Lucinda Montañez

Presidenta Ejecutiva del SENAMHI
Amelia Díaz Pabló

Director Científico del SENAMHI
Esequiel Villegas Paredes

Directora General de Meteorología
Gabriela Rosas Benancio

Coordinación
Grinia Ávalos Roldán

Secretaría General de la Comunidad Andina de Naciones
Adalid Contreras – Secretario General a.i.
Santiago Cembrano – Director General
María Teresa Becerra – Responsable del Área de Medio Ambiente

Unidad Ejecutora del PRAA
Ricardo Giesecke – Coordinador Regional
Ana Iju – Especialista Técnico Nacional PRAA/Perú
Viviana Zaldívar – Especialista en Gestión de Proyectos y Adquisiciones
Rosario Ponce – Especialista Contable
Itala Puccio – Asistente

Banco Mundial
Departamento de Desarrollo Ambiental y Socialmente Sostenible (LCSES)

CONTENIDO

PRÓLOGO.....	5
PRESENTACIÓN.....	8
AGRADECIMIENTO.....	9
RESUMEN.....	10
LISTA DE SIGLAS.....	11
CAPÍTULO 1.	
INTRODUCCIÓN.....	13
Por qué este Atlas?	
CAPÍTULO 2	
LA CUENCA DEL RÍO URUBAMBA: Marco geográfico y atmosférico.....	15
2.1 Ubicación.....	15
2.2 Geomorfología.....	15
2.3 Circulación atmosférica regional.....	17
2.4 Clasificación climática.....	19
CAPÍTULO 3.	
SÍNTESIS METODOLÓGICA.....	21
3.1 Base de datos y control de calidad.....	21
3.2 Elaboración de mapas.....	26
CAPÍTULO 4.	
EL CLIMA EN LA CUENCA DEL RIO URUBAMBA.....	30
4.1 La precipitación pluvial	
4.1.1 Distribución espacial.....	30
4.1.2 Ciclo anual y régimen estacional.....	31
4.1.3 Variabilidad interanual de las precipitaciones.....	32
4.1.4 Tendencias de la precipitación.....	38
4.1.5 Períodos secos y húmedos.....	40
4.1.6 Índices de eventos extremos de la precipitación.....	42
4.2 Temperatura del aire	
4.2.1 Distribución espacial de las temperaturas del aire.....	46
4.2.2 Ciclo anual y régimen estacional.....	46
4.2.3 Tendencias de las temperaturas del aire.....	47
4.2.4 Índices de eventos extremos de temperatura del aire.....	49
4.2.5 Las heladas.....	53
4.2.6 El ENOS y el régimen térmico en la cuenca.....	55
4.3 Humedad relativa	
4.3.1 Variación anual.....	58
4.3.2 Variación estacional.....	60
CAPÍTULO 5.	
EL CLIMA EN LAS SUBCUENCAS SANTA TERESA, SACSARA Y AHOBAMBA	
5.1 Ubicación y entorno ecológico.....	61
5.2 Aspecto relevantes del clima.....	62
RECOMENDACIONES.....	68
REFERENCIAS.....	69
ANEXOS.....	
Anexo 01. Mapas climáticos	73
Anexo 02. Mapas de heladas	135

PRÓLOGO

Hace tiempo que hay consenso entre las diferentes ramas de la ciencia sobre la cuenca como la unidad territorial básica para la gestión ambiental y administrativa en los países de extensas regiones de montañas como el Perú. Sin embargo, dado que las instancias jurisdiccionales raras veces coinciden con los límites territoriales de las cuencas, muy pocos documentos públicos proveen la necesaria información científica, y en una forma manejable para su gestión. Sí, existe un número de estudios científicos sobre diferentes cuencas y subcuencas en el Perú, que son generalmente estudios especializados que se ocupan de determinados aspectos de ellas (calidad de agua, sedimentación, hidroelectricidad, clima, etc.), pero subsiste el problema jurisdiccional. Los dos *Atlas Climáticos de Precipitación y Temperatura del Aire* en las cuencas de Urubamba y Mantaro desarrollados por el SENAMHI en el marco del Proyecto de Adaptación al Impacto del Retroceso Acelerado de Glaciares en los Andes Tropicales (PRAA), constituyen un paso muy importante ante esta problemática.

El aporte de estos atlas puede ser apreciado desde dos perspectivas. En primer lugar constituyen una contribución científica de la fenomenología de las cuencas como sistemas naturales y en segundo lugar se toma en cuenta que las cuencas son ecosistemas humanos que tienen que administrarse eficazmente ante los crecientes impactos del cambio climático. Los atlas se refieren primariamente al análisis meteorológico y climático de las cuencas y presentan la información en una forma cartográfica visual que facilita su comprensión sinóptica. Los autores especifican que son *"...principalmente una herramienta disponible para científicos y técnicos abocados a la investigación y/o determinación de estrategias de adaptación ante los impactos del clima actual y futuro en la cuenca."* O sea, como ellos lo indican, los atlas son la herramienta para la constitución de una administración adaptativa de las cuencas.

Como fenómenos naturales las cuencas son sistemas que se generan de la interacción del clima con la superficie de la tierra. Las precipitaciones escurren en las pendientes de los cerros formando redes de drenaje y así forman los ríos y los paisajes asociados. Son sistemas complejos que se adaptan a los constantes cambios en la configuración geoclimática de su entorno. En el contexto actual del cambio climático acelerado, las perturbaciones climáticas van aumentando en frecuencia y magnitud; sus impactos en los ciclos hídricos se compensan en la forma de ajustes específicos de la estructura de la cuenca. Mientras su formación y desarrollo se hacen de acuerdo de las leyes generales de la ciencia, cada cuenca es única, en tanto que está condicionado por las características específicas de la superficie y el clima locales. La unicidad de cada cuenca, y de hecho de las subcuencas que la componen, está científicamente especificada en los estudios del Urubamba y del Mantaro.

Desde hace tiempo ha sido conocido (Tosi, 1976) que la heterogeneidad ecoclimática tienden a aumentar con la altitud en los Andes, y en base de los registros de SENAMHI Winterhalder (1994) mostró que las irregularidades pluviométricas y termométricas también incrementan con la altitud. Mis propios trabajos en la microclimatología y la topoclimatología altoandinas han indicado como la estructura del relieve fuertemente influye en los procesos climáticos a escala moderada. Sin embargo, viene de sorpresa la magnitud de las irregularidades documentadas en los atlas a todo nivel de escala y que aún se manifiestan en la dinámica del cambio climático mismo. En las palabras de los autores: *"...las características fundamentales*

del clima de [las cuencas de los ríos Mantaro y Urubamba son] precisamente la variedad y los contrastes, una región con climas tan diferenciados que recuerda en mucho a lo que geográficamente es el Perú en su conjunto."

Los cauces de los dos ríos se originan en las punas altas y se extienden a las zonas cálidas del este. La cuenca del Mantaro tiene una extensión de 34.363 Km² y es andina en su mayor parte. La cuenca del Urubamba es de 76.200 Km² siendo una parte amazónica (Baja Urubamba) y la otra andina (Alta Urubamba). Una pendiente pronunciada en el cauce del río cerca a Machu Picchu marca la transición entre las dos.

El atlas de Urubamba contiene 51 mapas climáticos entre los 72 mapas temáticos y el del Mantaro 51 climáticos de 78 mapas temáticos en total. La confección de los mapas, en vista del número reducido de estaciones meteorológicas de datos completos (de temperatura del aire, precipitación y humedad relativa), especialmente en la cuenca del Urubamba, ha requerido la aplicación de una serie de técnicas matemáticas sofisticadas; así sus resultados son verdaderamente admirables. Además, en cada cuenca han seleccionado unas subcuencas para enfocar la problemática a escala menor. Han elaborado mapas climáticos detallados de tres subcuencas convergentes en la franja transicional del Urubamba y una en el Mantaro. Las del Urubamba (subcuencas Santa Teresa, Sacsara, Ahobamba y Chaupimayo) contienen una variedad de climas desde bosque tropical a unos 500 msnm hasta nevados a más de los 6000 msnm, la subcuenca Shullcas del Mantaro central es netamente andina y relativamente homogénea. Los contrastes geoclimáticos entre estas secciones de las cuencas principales revelan otros aspectos interesantes de la diversidad andina.

De manera general las precipitaciones muestran una propensión general a la disminución en el Mantaro y al aumento en el Urubamba. En las dos cuencas la temperatura promedio tiende a incrementarse, tal como se esperaría ante el calentamiento global. Sin embargo las tendencias no son nada uniformes a lo largo de las cuencas. Por ejemplo, en las seis estaciones con registros completos del Urubamba (de 1965 a 2010) la precipitación anual aumenta un promedio de 14 mm/década pero con apenas 2 mm/década en la estación Granja Kcayra y 22mm/década en Cay Cay, ambas ubicadas a casi la misma altitud. En las trece estaciones del Mantaro la precipitación promedio disminuye por casi -11 mm/década, sin embargo la tendencia varía de -51mm/década en San Juan de Jarpa a +39mm en Huancalpi; o sea aumenta en unas partes y disminuye en otras. Al mismo tiempo, la distribución estacional de las tendencias (positivas y negativa) varía mucho. En el Urubamba las tendencias más marcadas son las de verano (período lluvioso) y son positivas, pero en tres de los seis lugares son negativas en otras estaciones del año. Las tendencias estacionales del Mantaro son extraordinariamente diversas. Los cambios más marcados no son limitados a los meses de las lluvias estivales; en la mitad de los lugares de la muestra se dan lugar en el otoño y la primavera. En varios lugares una tendencia positiva (negativa) en una estación del año está contrabalanceada por una inversa, negativa (positiva), en otra. O sea, el proceso de cambios del clima local es muy evidente pero su manifestación es muy variable. Los autores de los atlas resaltan esta variabilidad en un lenguaje bastante coloquial.

Las tendencias escritas arriba son de largo plazo pero los atlas documentan cambios en las tendencias los años de la última década con respecto al período 1971-2000. Por ejemplo, entre 2001 y 2010 la tendencia al aumento de las lluvias en el Urubamba se atenúa y en la parte alta de la cuenca hasta disminuye; sin embargo en el Mantaro la disminución pluvial se acentúa en algunos lugares (-17% en Marcapomacocha), mientras en el sur de la cuenca se va incrementando hasta en 23%. En las dos cuencas los eventos extremos están incrementando también en sentido contrario: en el Mantaro aumentan el número de días secos mientras en el Urubamba aumentan el número de días de lluvias excesivas. Además, las irregularidades en las

secuencias de días húmedos y secos parecen ser mayores en las últimas décadas; los autores citan las observaciones de los pobladores locales de estos cambios y la necesidad para más investigación en detalle.

En cuanto a la variabilidad termométrica los atlas documentan una heterogeneidad de respuestas en las cuencas y en las subcuencas componentes. Mientras la tendencia general de las temperaturas máximas y mínimas en ambas cuencas es aumentativa, tal que la frecuencia de heladas meteorológicas disminuye, hay algunos lugares de tendencia opuesta. Por ejemplo en Sicuani en la cuenca alta del Urubamba ha habido un aumento notable en el número y en la magnitud de los eventos fríos; se nota una tendencia semejante para el Mantaro en la zona de Jauja. Tal como con las precipitaciones las irregularidades en las secuencias de días fríos y cálidos estarían aumentando. Los análisis de los impactos en las cuencas de los eventos El Niño y La Niña revelan varias tendencias generales pero también un número de excepciones con respuestas climáticas más bien sorprendidas. Mientras gran parte de la variabilidad climática resulta de la gran variación espacial a todo nivel de escala, es altamente probable que muchas de las anomalías sean moduladas también por efectos antropogénicos que son generados por los cambios del uso de la tierra por parte de los pobladores a escala local en afán de aliviar su pobreza.

Las poblaciones andinas desarrollaron sobre milenios observaciones sobre los cambios del clima en los Andes, que los llevaron a descubrir sus patrones generales y locales, desarrollando formas de planificación y programación de su producción agrícola en dichas condiciones. Si los científicos hoy nos sentimos desconcertados, los campesinos aún más, sus indicadores climáticos ya no les sirven, los patrones de cambio a los que estaban acostumbrados, ya no funcionan más. Para ellos, que dependen de su territorio biofísico, es su sobrevivencia la que está en juego, antes que una cuestión teórica. Por ello, otro mérito de los atlas es que a pesar de ser un documento técnico y dirigido a los tomadores de decisiones e investigadores del clima, los autores tratan de sensibilizar al lector fusionando los resultados científicos con los saberes locales recogidos en los trabajos de campo en centros poblados de las subcuencas piloto del PRAA.

Finalmente, debo felicitar a los autores de los atlas y al SENAMHI por esta importante contribución al desarrollo local y regional sostenible. Esperamos que los estudios de estas dos cuencas estén seguidos por la elaboración de atlas del mismo estilo para las demás cuencas del país.

John Earls
Profesor Principal
Facultad de Ciencias Sociales - Antropología
Pontificia Universidad Católica del Perú - PUCP

PRESENTACIÓN

El Ministerio del Ambiente (MINAM) es la autoridad ambiental nacional en el Perú creada por Decreto Legislativo N° 1013 de mayo de 2008. El MINAM es el punto focal de la Convención Marco de las Naciones Unidas para el Cambio Climático y preside la Comisión Nacional de Cambio Climático, que está a cargo, entre otras funciones, del diseño y seguimiento de la Estrategia Nacional de Cambio Climático. La Estrategia Nacional de Cambio Climático, aprobada en el año 2003, consta de once líneas estratégicas de acción, entre las cuales se incluye la reducción de los impactos adversos al cambio climático, a través de estudios integrados de vulnerabilidad y adaptación, a fin de identificar zonas y sectores vulnerables en el país para la implementación de proyectos de adaptación.

Adicionalmente, la Política Nacional del Ambiente, aprobada mediante Decreto Supremo N° 012-2009-MINAM, establece como lineamiento de política incentivar la aplicación de medidas para la adaptación al cambio climático con un enfoque preventivo, considerando las particularidades de las diversas regiones del país.

En este contexto, el MINAM lidera en el Perú la implementación del Proyecto de Adaptación al Impacto del Retroceso Acelerado de Glaciares en los Andes Tropicales – PRAA. El PRAA se implementa también en Bolivia, Colombia y Ecuador, administrado por la Secretaría General de la Comunidad Andina con fondos del Special Climate Change Fund del Fondo para el Medio Ambiente Mundial (GEF) y fondos del Policy and Human Resources Development (PHRD) del gobierno japonés, a través del Banco Mundial.

En el Perú, el PRAA intervino en dos subcuencas glaciares de importancia: la subcuenca del río Shullcas (Cuenca del río Mantaro) en la región Junín, asociada al nevado Huaytapallana y en las microcuencas del río Santa Teresa (Cuenca del río Urubamba) en la región Cusco, asociadas al nevado Salkantay. En ambas zonas se implementan medidas piloto de adaptación al cambio climático en comunidades que viven en valles cuya principal fuente de agua dulce proviene de los glaciares. Asimismo se ha generado información técnico-científica relevante para apoyar una toma de decisiones más informada e inclusiva a nivel local y regional. Así, con la finalidad de ampliar el conocimiento sobre las características del clima y su evolución, se han desarrollado los Atlas Climáticos de Precipitación y Temperatura del Aire para ambas cuencas.

El desarrollo de estos estudios fue encargado al Servicio Nacional de Meteorología e Hidrología del Perú (SENAMHI), dada su especialización y experiencia en la observación y análisis de variables climáticas a nivel nacional y regional. Los Atlas Climáticos han sido elaborados tomando en cuenta todas las consideraciones técnicas que se deben tener en el análisis del clima, permitiendo identificar qué cambios se han venido suscitando en las últimas décadas.

El Ministerio del Ambiente expresa su felicitación al equipo técnico-científico del SENAMHI por los muy importantes resultados del trabajo encomendado, el cual se constituye en una herramienta indispensable para asegurar un proceso coherente de planificación del desarrollo regional, proceso en el que necesariamente debe incluirse a las comunidades rurales más pobres que dependen casi exclusivamente del clima para su existencia, lo cual los hace muy vulnerables frente a la mayor amenaza ambiental global que enfrenta el Perú y toda la región andina: el cambio climático.

Ricardo Giesecke Sara Lafosse
Ministro del Ambiente

AGRADECIMIENTO

El Servicio Nacional de Meteorología e Hidrología del Perú – SENAMHI, quiere expresar su agradecimiento al Ministerio del Ambiente como responsable del “Proyecto de adaptación al Impacto del retroceso acelerado de glaciares en los Andes tropicales – PRAA”, a la Secretaría General de la Comunidad Andina como administrador de los recursos de la donación. Asimismo expresa su agradecimiento al Banco Mundial como agencia implementadora del Fondo para el Medio Ambiente Mundial – GEF.

El enfoque y la elaboración del Atlas contaron con el concurso de un grupo de profesionales especialistas de reconocida trayectoria cuyos nombres figuran como parte del equipo técnico. A este destacado grupo se sumaron con entusiasmo Ezequiel Villegas Paredes y Ángel Cornejo Garrido, cuya experiencia en el tema permitió ahondar y orientar el contenido de este documento. Asimismo, agradecemos a Sayuri Ramírez Vilca (especialista en SIG), Oscar Felipe Obando (especialista en hidrología) a Zenón Huamán Gutiérrez (Director Regional SENAMHI-Cusco) y a la Oficina de Comunicación e Información del SENAMHI por su valiosa colaboración y apoyo logístico; a Ana Iju, Wilson Suárez, Horacio Augstburger (Fundación Gaia Pacha) y Ernesto Gálmez (CARE-Perú) por cedernos material fotográfico para esta publicación; y a todos nuestros colaboradores que indistintamente han puesto sus capacidades a disposición para la culminación de este estudio.

Nuestro agradecimiento especial al Dr. John Earls, Profesor Principal de Antropología de la Facultad de Ciencias Sociales de la Pontificia Universidad Católica del Perú, por su valiosa contribución con el prólogo de este trabajo.

Finalmente, nuestro reconocimiento y agradecimiento al poblador de las comunidades de las subcuencas Shullcas (en Junín) y de Santa Teresa, Sacsara, Ahobamba y Chaupimayo (en Cusco) por su invaluable aporte al conocimiento local del clima y compartir con nosotros sus “saberes locales”.

RESUMEN

El Atlas Climático de la Cuenca del Río Urubamba (Cusco – Perú) consta de un conjunto de mapas que han sido elaborados por el Servicio Nacional de Meteorología e Hidrología del Perú – SENAMHI, en el marco del “Proyecto de adaptación al impacto del retroceso acelerado de glaciares en los Andes tropicales – PRAA”. El PRAA es liderado en el Perú por el Ministerio del Ambiente (MINAM) y financiado por el Fondo para el Medio Ambiente Mundial (GEF) y fondos del PHRD del gobierno japonés a través del Banco Mundial, cuya administración está a cargo de la Secretaría General de la Comunidad Andina. Este documento pretende ser una herramienta útil para el conocimiento e investigación del clima en la cuenca del río Mantaro, pues además de proporcionar información del clima, ofrece información sobre las tendencias y los eventos extremos de los últimos 46 años (1965-2010).

La información base de la cartografía climática del presente Atlas, proviene de los registros puntuales de las variables climáticas medidas en estaciones meteorológicas del SENAMHI, y han sido sometidas a procesos de control de calidad. Partiendo de los datos termopluviométricos, el cartografiado de mapas se basa en la aplicación de la Geoestadística, es decir, la combinación de técnicas estadísticas con los Sistemas de Información Geográfica (SIG), la misma que ha facilitado la *interpolación* de la variable temperatura del aire a una resolución de 250 m, en función de la relación entre los valores máximos y mínimos mensuales de esta variable con la altitud y cuyos coeficientes de correlación múltiple que lo respaldan son del orden de 0.9. En el caso de la variable precipitación, se realizó un trazado manual a partir de una interpolación preliminar, pero además se han usado imágenes en 3D del Google Earth y modelos conceptuales de la circulación local inferidos por los especialistas del SENAMHI. Finalmente, para realizar la cartografía del Atlas se han utilizado las herramientas disponibles en los Sistemas de Información Geográfica comerciales (Arc GIS 9.3); el resultado es un documento con 72 mapas, entre mapas mensuales, estacionales y anuales de precipitación pluvial, temperaturas máximas y mínimas del aire, así como anomalías durante el ENOS 1997/2001, además de los mapas de relieve, red de estaciones meteorológicas y de clasificación climática según Thornthwaite. Adicionalmente, el Atlas cuenta con un anexo especial constituido por mapas mensuales y multianuales de frecuencia de heladas meteorológicas en la cuenca. Con el tiempo, este Atlas podrá ampliarse a otras variables atmosféricas de gran importancia como: vientos, evapotranspiración, índice de aridez, etc.

El clima en la cuenca del río Urubamba, puede resumirse de la siguiente manera:

- La distribución espacial de las precipitaciones en la cuenca del Urubamba, refleja dos hechos relevantes: el ingreso de los vientos cálidos y húmedos provenientes de la Cuenca Amazónica, principalmente hacia la vertiente nororiental de la cuenca, y la dependencia constante de la topografía.
- Para el conjunto de la cuenca la precipitación total anual media es de 1300 mm; sin embargo, la parte altoandina presenta valores anuales del orden de 630 mm en promedio, mientras que los territorios bajos registran acumulados de hasta 1980 mm al año; es decir, alrededor de 200% más que en la parte alta.
- El 71% de las estaciones meteorológicas utilizadas para este estudio, acumula lluvias por debajo de 1300 mm al año, mientras que el 29% de las estaciones, registra lluvias por encima de este monto. Estos totales anuales elevados se registran en el Bajo Urubamba¹, donde los acumulados anuales son de hasta 3950 mm al año (entre Malvinas y Kepashiato). En la parte alta, las lluvias acumuladas varían entre 330 mm y 950 mm al año, presentándose un cinturón de bajas precipitaciones entre Cay Cay y Sicuani, del orden de 330 - 580 mm. Las lluvias máximas en la parte alta de la cuenca ocurren en enero (140 mm), mientras que en el Bajo Urubamba ocurren en febrero (310 mm).
- Las diferencias altitudinales propician la existencia de variados escenarios térmicos, de fuertes contrastes que van desde cálidos en el Bajo Urubamba, el temple del Valle del Vilcanota y los fríos

¹ En la región de selva o Bajo Urubamba existe una limitada distribución espacial de puntos de observación

de la alta montaña en el extremo sur. Las temperaturas del aire máxima y mínima anuales en toda la cuenca oscilan entre 25 °C y 13 °C respectivamente, mientras que la temperatura media anual es de 16 °C. Considerando que los regímenes térmicos de la parte alta y la parte baja de la cuenca son bastante diferenciados, tenemos que los valores de la temperatura del aire máxima anual registrada en el Bajo Urubamba (30.3 °C), exceden en diez grados a los valores registrados en la parte alta de la cuenca (20.2 °C), brecha que se mantiene constante en el ciclo estacional. De manera similar, la temperatura del aire mínima presenta una diferencia de trece grados aproximadamente, entre la parte alta (6 °C) y la parte baja (19 °C), que se acentúa en el invierno debido a una mayor estacionalidad en la parte alta.

- La temperatura del aire mínima del aire presenta valores más bajos entre junio y agosto (invierno), del orden de 2 °C (parte alta) y 18 °C (parte baja), mientras que los valores más altos se registran entre diciembre y febrero (verano), siendo éstos de 8 °C (parte alta) y 20 °C (parte baja). En sectores muy localizados de la parte alta de la cuenca, los valores de la temperatura mínima pueden ser muy bajos en invierno, como es el caso del extremo sur, donde se registran valores inferiores a -2 °C en Yanaoca (3913 msnm) y Ccatcca (3729 msnm).
- La temperatura del aire máxima del aire presenta valores mínimos en el verano (temporada lluviosa) del orden de 30 °C (parte baja) y 19 °C (parte alta) en promedio, mientras que los valores más altos se dan en primavera con 30.4 °C (parte baja) y 20.1 °C (parte alta). Localmente, la temperatura máxima en los territorios bajos de la cuenca exhibe valores del orden de 32 °C; en el valle del Vilcanota son del orden de 20 °C, mientras que en las partes altas (extremo sur) los valores bordean los 15 °C.
- El análisis de la humedad relativa media en ocho puntos de medición, dan cuenta de la presencia de dos regímenes diferenciados de humedad en la cuenca, relacionados muy estrechamente con el régimen pluviométrico. La parte baja de la cuenca (Machu Picchu) presenta un régimen anual de humedad relativa media de hasta 90%, mientras que hacia la parte alta (Quillabamba, Ccatcca, Paruro, Anta, Granja Kcayra y Sicuani), la humedad relativa disminuye hasta valores medios anuales del orden de 65%.

Las tendencias del clima en la cuenca del río Urubamba, se resumen seguidamente en:

- Existen evidencias estadísticamente significativas, que en los últimos 46 años, las temperaturas del aire se vienen incrementando de manera sostenida en algunas localidades de la cuenca; este incremento en promedio es de 0.3 °C/década en temperatura máxima del aire y 0.2 °C/década en temperatura mínima del aire, siendo este incremento más acentuado en localidades como Granja Kcayra (0.2 - 0.5 °C/década). Esta tendencia se corresponde con el incremento de días y noches cálidas y la disminución de heladas en algunos puntos de la cuenca a razón de 0.33 días por año (aproximadamente 15 días en el periodo de estudio), excepto en Sicuani que presenta un incremento de días con heladas a razón de 1.2 días por año (aproximadamente 45 días).
- En lo que respecta a las precipitaciones pluviales, en los últimos 46 años han predominado los periodos húmedos más que los secos, especialmente desde la segunda mitad de la década de los ochenta, acentuándose en los noventa y primera década de los años dos mil. En algunas localidades como Urubamba y Cay Cay, la tendencia de la precipitación es del orden de 22 mm/década; este valor representa un aumento de la precipitación de hasta 90 mm en los últimos 46 años. Esta tendencia también se acompaña con el aumento de la intensidad de las lluvias y disminución del número de días secos consecutivos, en algunas localidades de la cuenca como Granja Kcayra, Ccatcca y Cay Cay. Contrariamente, Pisac viene presentando disminución de lluvias y un aumento del número de días secos consecutivos.
- Los cambios térmicos que se registraron en la cuenca durante el último ENOS extraordinario fueron del orden de +1 °C (El Niño 1997/98) y -0.2 °C (La Niña 1999/2001). Mientras que las lluvias, en promedio, se redujeron en 11% y aumentaron en 19% para los mismos eventos, respectivamente.

Lista de Siglas

- AB** – Alta de Bolivia
- APS** – Anticiclón del Pacífico Sur
- AAS** – Anticiclón del Atlántico Sur
- BM** – Banco Mundial
- CAN** – Comunidad Andina
- CCH** – Corriente en Chorro
- ENOS** – El Niño Oscilación Sur
- IPCC** - Intergovernmental Panel on Climate Change
- IGP** – Instituto Geofísico del Perú
- IRD** – Instituto para la Investigación y el Desarrollo
- GEF** - Global Environment Facility (Fondo para el Medio Ambiente Mundial)
- MINAM** – Ministerio del Ambiente del Perú
- NCEP** – National Center for Environmental Prediction
- OMM** – Organización Meteorológica Mundial
- PDO** – Pacific Decadal Oscillation
- PHRD** – Policy and Human Resources Development
- PRAA** - Proyecto de Adaptación al Impacto del Retroceso Acelerado de Glaciares en los Andes Tropicales
- SENAMHI** – Servicio Nacional de Meteorología e Hidrología del Perú
- SGCAN** – Secretaría General de la Comunidad Andina
- TSM** – Temperatura Superficial del Mar
- VNEB** - Vaguada en niveles altos del Nor-Este de Brasil
- WRF** – Weather Research and Forecasting Model
- ZCAS** – Zona de Convergencia del Atlántico Sur
- ZCIT** - Zona de Convergencia Intertropical

Capítulo 1. INTRODUCCIÓN ¿Por qué este Atlas?

La cuenca del río Urubamba ubicada en los Andes del sur del Perú, se emplaza sobre entornos que van desde cumbres nevadas pasando por valles interandinos y llegando hasta ceja de selva y llanura amazónica. La diversidad climática asociada a cada uno de estos entornos se inicia con climas semifríos y húmedos al extremo sur de la cuenca sobre las mayores altitudes variando al clima cálido húmedo a muy húmedo en el sector centro norte. Sin embargo, la compleja topografía de su territorio, determina rangos y caracteres específicos que no siempre alcanzan a ser distinguidos en una representación espacial del clima en la cuenca, presentándose una variada gama de expresiones climáticas, que nos llevan desde condiciones cálidas y extrema pluviosidad de los territorios bajos de la cuenca por debajo de los 1500 msnm hasta las zonas de las nieves “permanentes” de las cumbres más elevadas de la cordillera del Vilcanota y en las nacientes del río por encima de los 4000 msnm, pasando por una amplia variedad de tipos climáticos intermedios en el valle y sectores templados sobre la parte central de la cuenca, ofreciendo una diversidad de paisajes naturales de importante valor social, económico y ambiental. Sin duda, las características fundamentales del clima de la cuenca del río Urubamba son precisamente la variedad y los contrastes, una región de climas tan diferenciados que recuerda en mucho a lo que geográficamente es el Perú en su conjunto.

La cuenca, está delimitada por la presencia de tres cordilleras montañosas: Vilcabamba, Vilcanota y Paucartambo, entre las cuales encontramos glaciares, depresiones, zonas de conos volcánicos, valles interandinos, punas, llanos, entre otros, que compartimentan el relieve y modulan el clima local. Si bien la dinámica de los sistemas atmosféricos de mesoescala determina el patrón climático en el Perú, es precisamente la interacción de estos sistemas con el entorno geográfico la que define los climas regionales y locales.

Con la intención de mejorar el conocimiento sobre el clima y sus tendencias en la cuenca del río Urubamba, el presente Atlas ofrece un conjunto de 71 mapas de las variables de precipitación, temperatura máxima y temperatura mínima del aire a nivel mensual, estacional y anual. El presente documento elaborado por el Servicio Nacional de Meteorología e Hidrología del Perú - SENAMHI, en el marco del Proyecto de Adaptación al Impacto del Retroceso Acelerado de Glaciares en los Andes Tropicales - PRAA, iniciativa liderada por el Ministerio del Ambiente - MINAM y financiada por el Fondo para el Medio Ambiente Mundial - GEF a través del Banco Mundial, constituye una herramienta esencial para la realización de estudios que permitan comparar y proyectar el impacto del cambio climático en la región, partiendo del establecimiento de una línea base para la determinación de la vulnerabilidad actual de la cuenca frente al clima y su variabilidad, hasta la evaluación de los posibles patrones de riesgo y oportunidades ante posibles cambios del clima en un futuro no tan lejano, particularmente sobre cuencas hidrogliaciares como la del río Urubamba.

El presente Atlas contiene además de los mapas climáticos, una serie de secciones que ayudan a entender las características de los climas en la región así como sus variaciones estacionales. En el Capítulo II se describe el marco atmosférico que modela el clima regional y su interacción con los caracteres geográficos de la cuenca que determinan el clima local. Seguidamente, en el Capítulo III, los autores han querido hacer referencia sobre las metodologías empleadas para la elaboración de la base de datos climáticos y su control de calidad, así como la aplicación de metodologías de geoestadística para el cartografiado de los mapas. La parte medular del documento lo constituye el Capítulo IV, donde se presenta las diferentes variables climáticas cartografiadas: precipitación, temperatura máxima y temperatura mínima del aire y otros meteoros asociados, como las heladas. En este mismo capítulo se presenta la evolución de las tendencias de los eventos extremos más significativos de la cuenca (heladas, lluvias intensas, días cálidos, días secos consecutivos, etc.), en los últimos cuarenta y seis años (12965-2010), así como anomalías durante el ENOS 1997/2001. Finalmente, la amplia descripción del

clima y sus tendencias en la cuenca, se cierra en el Capítulo V con una descripción general del entorno geográfico y clima local de las subcuencas Santa Teresa, Sacsara y Ahobamba, subcuencas prioritarias del PRAA donde se implementan medidas de adaptación ante los impactos del cambio climático y retroceso glaciar en los Andes tropicales.

Un aspecto relevante que la cuenca del río Urubamba presenta y que le otorga características propias, es la presencia de sistemas glaciares en las regiones más altas al sur de la cuenca y que contribuyen a la disponibilidad de agua para diferentes fines a lo largo de su territorio. En referencia a ello, acompaña a este Atlas una nota técnica titulada "Retroceso glaciar en los Andes del centro y sur del Perú: mecanismos atmosféricos asociados", en el cual se analizan mecanismos atmosféricos asociados al proceso de retracción de los glaciares adyacentes a las subcuencas de interés y que pondrían en peligro el equilibrio natural de la cuenca en su conjunto ante la potencial desaparición de éstos.

Los mapas climáticos cartografiados en base a píxeles de 250 m están referidos al periodo 1971-2000, periodo de referencia utilizado en muchos estudios internacionales sobre climatología y cambio climático; no obstante, para la obtención de conclusiones más sólidas o estadísticamente significativas sobre la evolución de las tendencias se requirió utilizar series temporales más largas, razón por la que se usó datos correspondientes al periodo 1965-2010. En algunos casos, la escasez y alta dispersión de los datos en algunos puntos de observación de la cuenca, obligaron a reducir el número "óptimo" de estaciones para el análisis de tendencias e indicadores, por lo que los resultados son representativos sólo de las áreas aledañas a las estaciones utilizadas para este análisis y su área de influencia dependiendo de la topografía, y no pueden ser interpolados a escalas menores y presentadas como mapas con distribuciones continuas.

Finalmente, este Atlas ha sido elaborado tomando en cuenta todas las consideraciones técnicas que se deben tener en el análisis del clima en la cuenca y de su evolución, permitiendo identificar qué cambios se han venido suscitando en las últimas décadas. Es un documento útil de consulta para el público en general, pero es principalmente una herramienta disponible para científicos y técnicos abocados a la investigación y/o determinación de estrategias de adaptación ante los impactos del clima actual y futuro en la cuenca.

Capítulo 2. LA CUENCA DEL RÍO URUBAMBA: Marco geográfico y atmosférico

2.1 Ubicación

La Cuenca del río Urubamba está ubicada en el sur del Perú, entre los paralelos 10°10' y 14°37' de latitud sur y entre los meridianos 70°48' y 73°45' de longitud oeste; abarca una superficie aproximada de 76 200 Km². El punto más alto de la cuenca se ubica al sur en el nevado Ausangate (6384 msnm) y el punto más bajo al norte, en la localidad de Atalaya a 240 msnm entre los departamentos de Cusco y el sur de Ucayali en el vértice oriental de los Andes. Su población presenta un nivel medio-alto de urbanización con un 62% de la población que se considera urbana. Al mismo tiempo, y como en la cuenca del Mantaro, presenta una significativa dispersión poblacional con el 75% de sus centros poblados menores de 100 habitantes. Su nivel de Desarrollo Humano es medio y se ubica en la parte inferior del tercer quintil de este indicador (PNUD, 2010).

El río que da origen a esta cuenca, el río Urubamba o Vilcanota, nace en las alturas del Cusco (Canas) de los deshielos del nevado Cururana a 5 443 msnm con el nombre de río Vilcanota, atraviesa la alta meseta de Quequepampa y se dirige de sureste a noroeste por un valle muy poblado que concentra sus habitantes en centros poblados como Maranganí, Sicuani, Combapata, Quiquijana, Andahuaylillas, entre otros, para luego extenderse hasta la selva baja (Ucayali). En su conjunto la cuenca está formada, además, por las subcuencas de los ríos Yanatile, Cumpirusiato, Yavero, Camisea, Pichá, Mishagua, Sepahua, Santa Teresa, Inuya, entre otros, hasta confluir con el río Tambo formando el río Ucayali, uno de los principales tributarios del gran río Amazonas.

La oferta ambiental de la cuenca se puede considerar como alta por la biodiversidad existente, por el gran número de zonas de vida, variedad de calidad de suelos, en suma, por su representatividad ecológica y cultural.

2.2 Geomorfología

La región andina del Perú se ha desarrollado a finales de la era del Mesozoico y la era del Cenozoico, es decir, hace cien millones a un millón de años atrás, a través de la continua subducción de la Placa Oceánica de Nazca en el margen continental convergente (fosa oceánica peruano-chilena), (Oncken *et al.*, 2006). El ciclo de la subducción andina ha estado sucediendo al menos desde el periodo jurásico (180 millones de años atrás) y hace aproximadamente treinta millones de años ocurrió un máximo y masivo levantamiento, cuya magnitud y periodos de ocurrencia ha variado de norte a sur debido a la naturaleza y tasa de subducción. Durante esa fase de levantamiento la placa continental sudamericana, se ha movido hacia el oeste a una tasa de 25 a 35 mm/año. La combinación de movimientos de la corteza terrestre, magmatismo, erosión, acarreo y deposición de material litosférico han generado las complejas estructuras tridimensionales que hoy vemos en el paisaje. En los últimos años las actividades humanas directa o indirectamente están crecientemente alterando los paisajes naturales por lo tanto la geomorfología.

El área geográfica en estudio, la cuenca del río Urubamba, presenta un territorio inclinado cuyas mayores altitudes se encuentran en el sur correspondiendo a las provincias de Canchis, Canas, Quispicanchis, Espinar y Chumbivilcas, donde también se encuentran varios nevados entre ellos Jollepunco, Ausangate, Collpa Ananta, Chumpe, Japujapu, Condorturco, Alcamarinayoc, Pico Tres, Ambrocca. La mayoría de los nevados están ubicados en la cordillera oriental. Entre los 2000 y 3800 msnm de la cuenca, la geomorfología guarda estrecha relación con los esfuerzos episódicos de plegamientos que ocurrieron en los Andes, que tras millones de años han sido socavados verticalmente

por el discurrir de numerosos ríos, en su mayoría cortos, y que con el tiempo (miles de años), se han convertido en muy torrentosos, como el río Urubamba.

La geomorfología del área de estudio es variada, la actividad de los procesos erosivos ha sido y es uno de los fenómenos más importantes en el modelado y evolución del paisaje de la cuenca, existiendo formaciones muy antiguas asociadas al paleozoico inferior, parte de esa formación está localizada en la cordillera de Vilcabamba (este de la cuenca) y pertenece a los sedimentos del periodo Ordoviciano, cuya antigüedad se estima entre 440 y 500 millones de años (Veblen *et al.*, 2007)). En la provincia de Chumbivilcas también hay formaciones muy recientes del cuaternario cuya antigüedad está estimada en al menos un millón de años, éstas están ligadas a los depósitos glaciares del último periodo glacial.

La marcada pendiente del territorio de la cuenca por debajo de los 3800 metros de altitud, junto a la abundante oferta de agua producto del deshielo de los glaciares en el último millón de años y más específicamente entre 30 000 y 11 000 años atrás, propició el fuerte desgaste de la antigua meseta andina de las que quedan como testigos las llamadas "serranías residuales", principalmente al sur de la cuenca (Peña-Herrera, 1986). En las pequeñas mesetas muy altas o "puna brava" están los relieves que constituyen la muy alta montaña con cumbres que sobrepasan los 5000 m, se presentan aislados o integrados formando cadenas conocido como cordilleras, generalmente cubiertas de nieve "permanente" o hielos y en su morfología predominan las formas glaciares (circos glaciares, valles glaciares enmarcados por vertientes abruptas y rocosas) y numerosas morrenas atestiguan la presencia extensiva de glaciares asociados a la última glaciación. Algunas de las cumbres aisladas de las punas parecen tener su origen a partir de una erosión diferencial, es decir, debido a un comportamiento diferente de las rocas frente a los agentes erosivos.

En el sur de la cuenca, están las cumbres andinas donde se inicia la cuenca vertiente del Urubamba, vinculada a las mesetas andinas conocidas como punas que se localizan por encima de los 3800 msnm; entre las más importantes está la meseta de Yauri y de Sivinacocha (en Cusco). Éstas se caracterizan por presentar una configuración ligeramente ondulada debido generalmente a la presencia de antiguas acumulaciones glaciares o morrenas y también al modelado de las rocas debido a la acción erosiva de las aguas de escorrentía superficial producto de las precipitaciones o de la fusión de los glaciares, de las nieves permanentes o aquellas nieves que se forman en las noches en áreas periglaciares.

El territorio inclinado correspondiente a la parte central de la cuenca, se encuentra profundamente erosionado, dando origen a cañones profundos y estrechos con vertientes de pendientes muy pronunciadas que culminan en mesetas altoandinas de extensiones variables. La extensión de los cañones está íntimamente relacionado con el levantamiento andino que aceleró los procesos de erosión lineal (erosión debido a la presencia de corrientes de agua), dando como resultado la profundización de los lechos fluviales tales como el de Apurímac, Urubamba, Chalhuanca etc. A su vez estas formaciones están enmarcados por las cadenas central y oriental de los Andes centrales, estas cadenas se encuentran profundamente segmentadas por la erosión de los ríos y conforman a su vez cadenas locales, entre las más importantes son la cordillera de Vilcabamba, la de Vilcanota y la de Paucartambo.

La cordillera de Vilcabamba ubicada al noroeste de la región Cusco, está alineada de manera general en sentido noroeste-sureste, al este del río del mismo nombre. Entre las mayores elevaciones de esta cordillera se encuentra el nevado de Salkantay (6271 m), el Pumacillo (6070 m) y el Sajsarayoc (6050 m), esta última cordillera muy próxima a la Cuenca Amazónica donde las precipitaciones son muy intensas y frecuentes en su vertiente oriental y que según Oncken *et al.* (2006), en el transcurrir del tiempo geológico ha ocurrido derretimiento de glaciares, caída de rocas, deslizamiento de suelos y flujo de sedimentos en este sector de la cordillera. La cordillera de Vilcanota, tiene como punto más elevado al nevado Ausangate (6384 msnm), la cuarta montaña más alta del país ubicado en el sur del departamento del Cusco. La cordillera de Paucartambo, es de menor altitud y se localiza en el lado este del Cusco, en los límites con el departamento de Madre de Dios.

El Nudo de Vilcanota, en cuyo entorno se encuentran numerosos glaciares y ambientes periglaciares con dimensiones relativamente pequeñas, se caracteriza por el predominio del los ciclos hielo-deshielo del terreno o por un terreno permanentemente helado en las proximidades de los glaciares, por no tener importantes variaciones estacionales de temperatura, por tener un rango diario de temperatura muy

marcado y superior a la amplitud anual y las precipitaciones relativamente altas en el periodo de lluvias. Estos rasgos traen consigo la inexistencia de permafrost, el desarrollo de numerosos ciclos de hielo-deshielo, escasa penetración de la helada y escasa acción del viento. También hay lagunas las cuales constituyen los nacientes de varios ríos.

2.3 Circulación atmosférica regional

Los patrones de circulación atmosférica sobre Sudamérica presentan una clara variación estacional, que obedece a procesos termodinámicos complejos, relacionados con el balance de energía. Aunado a esto, se tiene la presencia de un factor físico que modula el clima en la región: la cordillera de los Andes. Esta barrera natural orientada aproximadamente de norte a sur, divide en dos vertientes (occidental y oriental) al continente sudamericano, las cuales presentan climas antagónicos en la región tropical sur; la vertiente oriental se caracteriza por un clima con gran presencia de humedad y consecuentemente mayor ocurrencia de precipitaciones pluviales en especial en los meses de verano, mientras que la vertiente occidental desde 3 °S a 30 °S presenta un clima árido/semiárido, incluso, la franja desértica del sur de Perú y norte de Chile es considerada una de las zonas más áridas del mundo. En las regiones tropicales de Sudamérica, el ciclo anual de las precipitaciones está asociado a patrones de circulación sobre Sudamérica y océanos adyacentes (Nishizawa y Tanaka, 1983; Chu, 1985). Las configuraciones atmosféricas típicas de verano e invierno, definen la variación estacional de las precipitaciones, siendo el verano típicamente la estación lluviosa y el invierno la temporada seca o de estiaje.

Durante el invierno, el patrón de flujos en la *tropósfera* alta es predominantemente del oeste (Figura 2.1.d), desde altas latitudes hasta el inicio de latitudes tropicales (~10 °S); estos flujos son generalmente intensos sobre el sur de Perú y norte de Chile, donde se posiciona la Corriente en Chorro (CCH) subtropical, con características de alta velocidad y escasa humedad, favoreciendo la convergencia y por consiguiente el descenso de masas de aire seco a su paso (subsidiencia); ocasionalmente estos flujos zonales son interrumpidos por perturbaciones meridionales del sur de características muy frías (subpolares), los cuales favorecen la intensificación de vaguadas frías que suelen tener un lento desplazamiento por su gran longitud de onda (Quispe, 2005); estas perturbaciones meridionales son incentivadas por el ingreso de dorsales cálidas de la región tropical hacia latitudes medias por el flanco oeste de la vaguada. Fuenzalida *et al.* (2005) muestran la climatología de sistemas de bajas presiones en altura (col), los cuales tienen su mayor frecuencia en los meses de invierno y que ocasionalmente traen consigo fenómenos severos como la ocurrencia de nevadas en los Andes del centro y sur de Perú (Quispe y Ávalos, 2006), intensos enfriamientos nocturnos en la región del Altiplano Sudamericano (heladas intensas), así como calentamientos diurnos intensos, mientras que la CCH polar favorece el ingreso de aire frío hacia latitudes más bajas.

El verano austral, conocido también como el Monzón sudamericano (Zhou, J. Lau K-M., 1998), es el periodo de lluvias y de máxima actividad convectiva, debido a la mayor presencia de humedad atmosférica y calor sensible y latente sobre continente y en consecuencia los patrones de circulación de la tropósfera alta (~ 12 Km) dan como respuesta una circulación muy particular de giro anticiclónico con centro sobre Bolivia, conocida como la Alta de Bolivia (AB), que se ubica sobre el continente (Lenters y Cook, 1996). Otro patrón de circulación típico de esta estación, es la presencia de la vaguada de niveles altos del noreste de Brasil (VNEB); este sistema se extiende a lo largo del límite oriental del continente y el Atlántico, cruzando el Ecuador, manteniendo sus propias características físicas en el Hemisferio Norte (HN). Ocasionalmente, el ingreso de aire frío en niveles medios de la tropósfera desde el extratropical intensifica la vaguada y posteriormente segrega sistemas de baja presión a mesoescala conocidos como vórtices ciclónicos de niveles altos, los cuales viajan erráticamente al este hasta disipar su energía y en su camino generan eventos severos como la ocurrencia de fuertes precipitaciones y tormentas eléctricas en el trópico amazónico y la región ecuatorial sur (Ferreira *et al.*, 2003). Una vez configurado el binomio AB-VNEB en la tropósfera alta, ambos sistemas favorecen la presencia de precipitaciones sobre la región amazónica, principalmente en el áreas de influencias, y la ausencia de lluvias a lo largo del eje de la VNEB en el noreste de Brasil (Figura 2.1b).

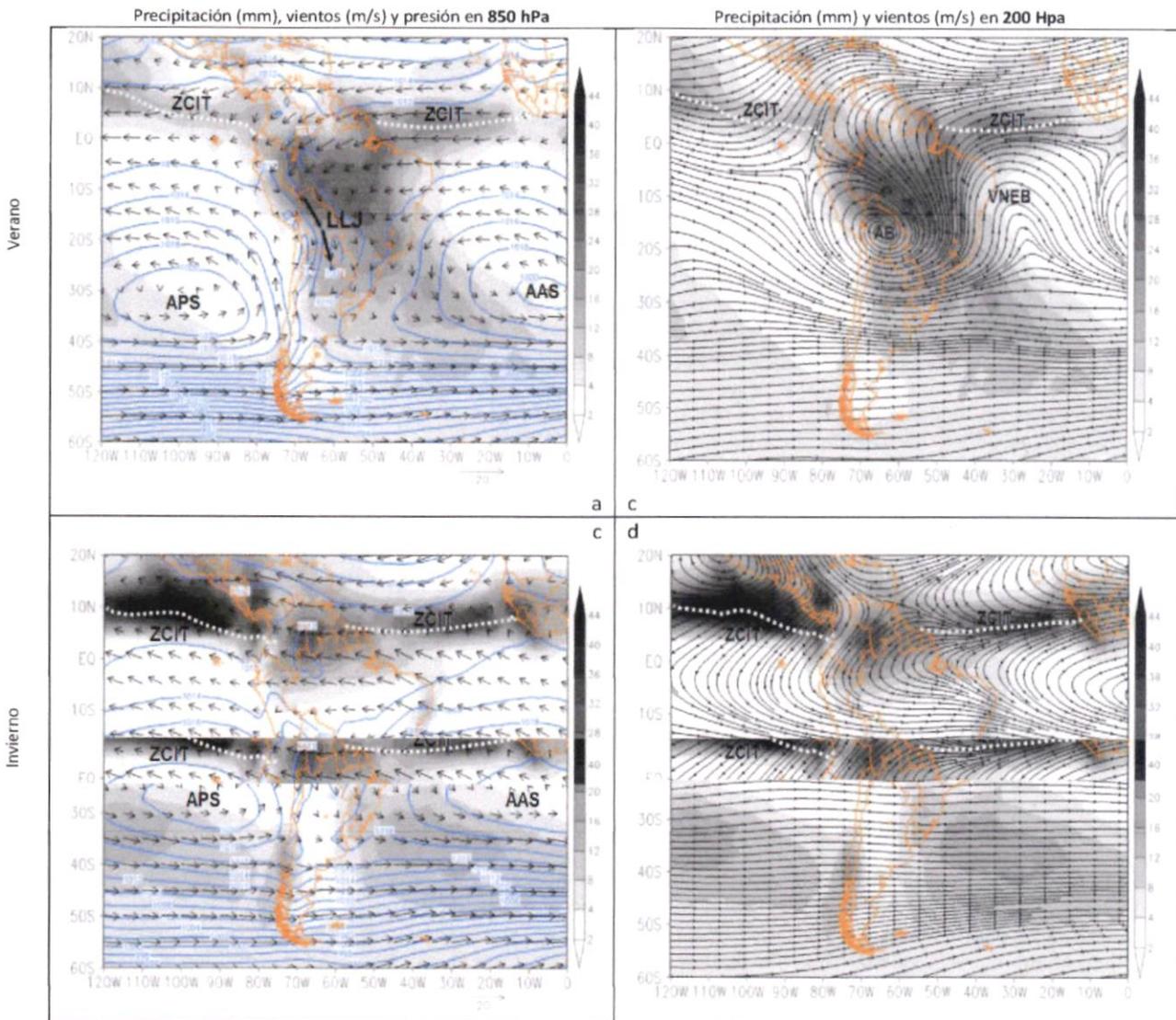


Figura 2.1 Circulación atmosférica de verano e invierno sobre Sudamérica. Izquierda: flujos de vientos en 850 hPa (m/s, flechas), Zona de Convergencia Intertropical (línea entrecortada), presión reducida a nivel medio del mar (hPa, líneas azules); Derecha: flujo de vientos en niveles altos (200 hPa) y precipitación estacional (mm). Fuente de datos: Reanálisis NCEP 1980-2009 (Kalnay et al., 1996). Elaboración: SENAMHI.

El encuentro de los vientos Alisios de ambos hemisferios forma un cinturón de extensas bandas de convección aislada alrededor de toda la región ecuatorial, conocido como la Zona de Convergencia Intertropical – ZCIT (Figura 2.1a). Sobre los océanos, estas bandas de convección son moduladas por las piscinas de aguas cálidas (Webster y Lukas, 1992), observándose entre febrero y abril la presencia de dos bandas convectivas a lo largo del Pacífico ecuatorial oriental, una permanente al norte del ecuador durante todo el año y otra al sur del ecuador, presente sólo en los meses mencionados, excepto en años El Niño (Toma y Webster, 2009). La posición de la ZCIT varía en función de la posición del sol en el cenit (perpendicularidad de los rayos solares), por lo que el ciclo estacional de la ZCIT constituye un factor de suma importancia para el periodo de lluvias en Sudamérica. Durante el verano, estación en la cual se presenta la mayor actividad convectiva, la ZCIT en el Pacífico ecuatorial oriental se desplaza hacia su posición más austral (1°N), y en los meses invernales se aleja de la línea ecuatorial hasta alcanzar su posición más norte (10°N) (ver líneas entrecortadas de la Figura 2.1). La estacionalidad de la ZCIT entra en fase con el movimiento cuasiestacional del Anticiclón del Pacífico Sur (APS), que en los meses de invierno migra hacia el norte de su posición normal con un núcleo promedio mayor a 1023 hPa

ubicado aproximadamente en los 25 °S - 90 °W, posición que favorece la intensificación de los vientos Alisios (ver flechas de Figura 2.1c). En verano, la migración del APS hacia el sur sobre los 35 °S - 90 °W, apoya el traslado de la ZCIT hacia el sur y se aproxima a la línea ecuatorial, favoreciendo la actividad convectiva sobre el norte del territorio peruano. De otro lado, durante el año, el APS muestra diferentes tipos de configuración espacial, por ejemplo, la distribución extendida meridionalmente a lo largo del Pacífico oriental, favorece un incremento sustancial de la intensidad del viento a lo largo de la costa, mientras que en una configuración extendida zonalmente a lo largo del Pacífico, favorece flujos de vientos más intensos mar afuera y más débiles hacia la costa.

Sobre la Cuenca Amazónica, durante el verano los flujos de viento en niveles bajos provenientes del este y del norte de Brasil, confluyen sobre territorio peruano, generando convergencia forzada al este de los Andes; luego viran hacia el sur paralelos a los Andes centrales de Sudamérica y transportan aire cálido y húmedo hacia Paraguay, norte de Argentina y sur de Brasil (Vera *et al.*, 2006). En continente, el flujo máximo de vientos presenta su núcleo máximo en el nivel de 850 hPa (Figura 2.1a) y son conocidos como los Jet de bajos niveles (LLJ; siglas en inglés). El viento máximo es un excelente mecanismo de transporte de humedad, calor y momento, que aunado a la dinámica de las ondas cortas en niveles medios, incentiva convección de gran desarrollo y en muchos casos la formación de Complejos Convectivos de Mesoescala (CCM) sobre la cuenca del río de La Plata.

Las precipitaciones en la cuenca del río Urubamba (sector sur oriental de los Andes del Perú), acontecen cuando la humedad transportada por los vientos del este es canalizada y confinada por las abruptas vertientes de la cuenca, que tiene una orientación aproximadamente meridional. Debido a que este flujo recorre menos distancia en comparación a otras cuencas como la del Mantaro, es más húmedo, inestabilizándose con mayor facilidad, dando como resultado cantidades de precipitación mayores a las cuencas mencionadas anteriormente, sobre todo en la parte baja de la cuenca (Bajo Urubamba). En las partes altas, este ingreso de humedad es limitado por un ramal de la cordillera oriental (cordillera de Vilcanota) lo cual se ve reflejado en los acumulados anuales de precipitación en localidades como Sicuani (594.1 mm), Cay Cay (330.9 mm) entre otros.

2.4 Clasificación climática

La cuenca del río Vilcanota o Urubamba, comparte horizontes entre tierras y valles interandinos, ceja de selva y llanura amazónica. El espacio geográfico (la cuenca) desciende desde los 4326 msnm (provincia de Canchis) hasta Machu Picchu (provincia de Urubamba) en una superficie de 8 939.2 Km² en la que se ubican 8 provincias y 42 distritos. Después de Machu Picchu, viene la parte baja del río conocido como Bajo Urubamba cuyo clima difiere ampliamente del sector antes mencionado.

Para este estudio, los mapas de clasificación climática, se han trabajado en un entorno SIG, utilizando como base la clasificación climática a nivel nacional realizada por el SENAMHI (1988), el cual ha sido elaborado considerando factores que condicionan de manera preponderante el clima, como la latitud, la altitud, la cordillera de los Andes, la Corriente Costera Peruana (de aguas frías), el Anticiclón del Pacífico Sur y la continentalidad. La información base de esta clasificación se sustenta en datos meteorológicos de veinte años (1965-1984), a partir de la cual se formularon los índices climáticos basados en el Sistema de Clasificación de Climas de Warren Thornthwaite.

En el sector centro-norte de la cuenca predomina una amplia extensión de selva con clima cálido húmedo a muy húmedo (A'H3- A'H4) durante gran parte del año. Es una zona muy lluviosa, especialmente entre noviembre y marzo. En este sector se emplazan localidades como Sepahua, Malvinas y Echarate, así como el entorno natural próximo a la ciudadela de Machu Picchu.

A mayores altitudes, la cuenca presenta una región con caracteres climáticos que van desde el semifrío húmedo D'H3 en el extremo sur y sur-occidental hasta el frío seco C'H2 en donde se asientan localidades de gran población como Anta, Cusco, Urcos y Sicuani, donde las precipitaciones ocurren en verano y son fundamentalmente orográficas; es decir, resultante de la condensación del vapor de agua de la masa de aire que al elevarse van descargando gran parte de esta humedad, especialmente en las vertientes orientales de la cuenca y sus valles interandinos.

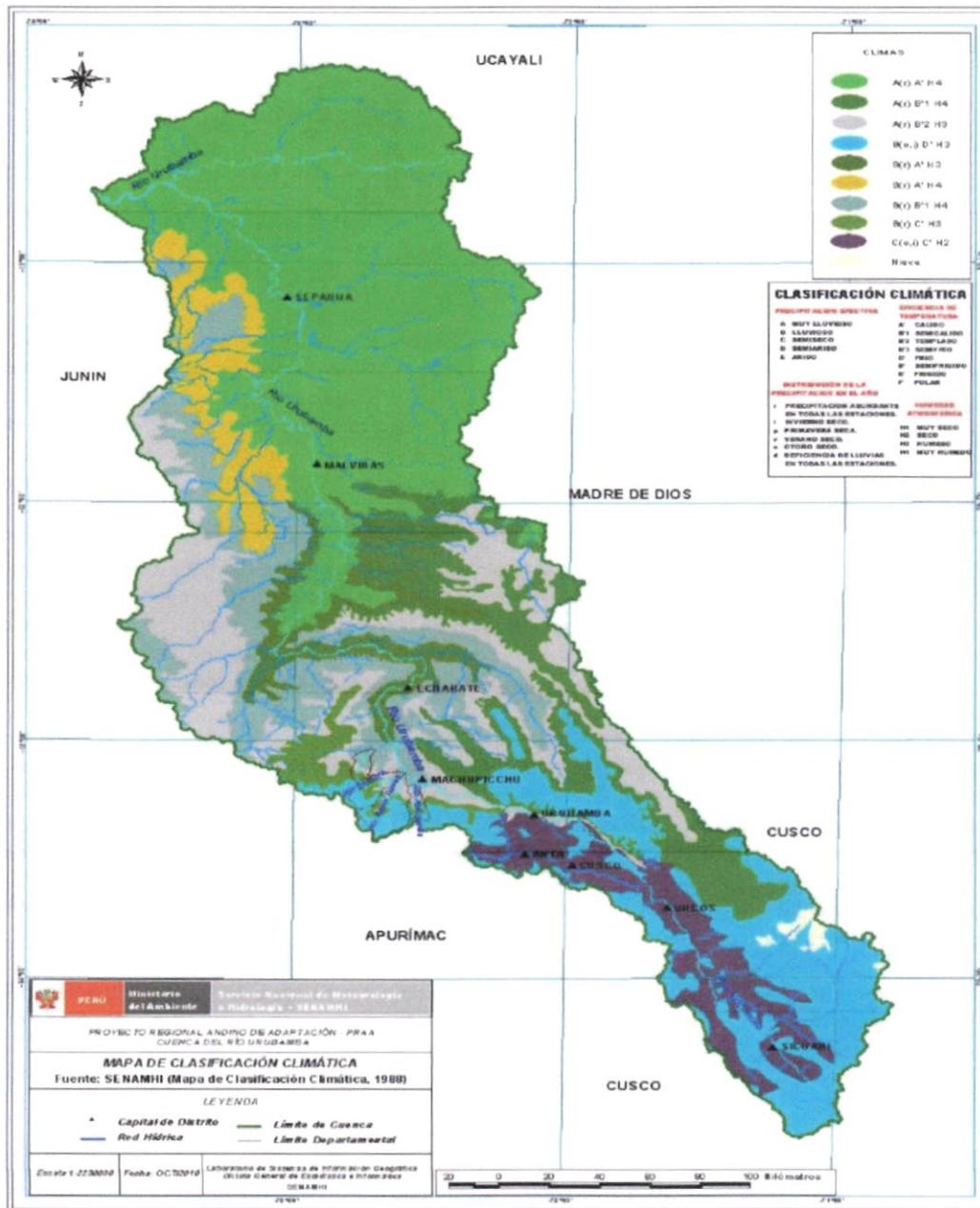


Figura 2.2 Mapa de Clasificación Climática en la cuenca del río Urubamba, se acuerdo al Sistema de Clasificación de Climas de Warren Thornthwaite. Fuente: *Clasificación Climática del Perú* (SENAMHI, 1988).

El sector central de la cuenca, sector que alberga a las subcuencas de interés de este estudio (Santa Teresa, Sacsara y Ahobamba), predomina un clima lluvioso pero con otoño e invierno secos, presencia de humedad y un régimen térmico semifrígido; sin embargo, en el ámbito mismo de las subcuencas, las características climáticas anteriormente descritas se alternan con sectores muy lluviosos, semicálidos y más húmedos, incluso hay sectores con climas fríos y muy lluviosos en las partes altas correspondientes al área de emplazamiento de los nevados Salkantay, Humantay, entre otros, ubicados en la cordillera de Vilcabamba. Posiblemente éste sea el sector de la cuenca que más contrastes climáticos presenta, en pocos kilómetros.

Capítulo 3. SINTESIS METODOLOGICA

Base de datos, control de calidad y cartografiado de mapas

3.1 Base de datos y control de calidad

La información climática básica utilizada en este Atlas proviene de la Red Observacional del Servicio Nacional de Meteorología e Hidrología del Perú – SENAMHI, en el ámbito de la cuenca del río Urubamba. La información referida a esta cuenca, se amplió con datos recogidos en estaciones meteorológicas situados en las provincias aledañas a la cuenca y otras provenientes del sector privado. El número total de estaciones meteorológicas utilizadas en las que existen datos de precipitación, temperatura del aire o de ambas variables simultáneamente, es de 75 estaciones, cifra a la que habrían de añadirse las 10 estaciones consideradas en las áreas limítrofes.

La disponibilidad real de estaciones meteorológicas se reduce significativamente cuando tras una evaluación preliminar de sus series temporales, han de rechazarse aquellas que no cuentan con más de 90% de *datos diarios* válidos continuos dentro del periodo 1965 – 2010 (46 años), o hasta un 85% de datos discontinuos pero que presenten datos al inicio y final del periodo escogido; así mismo, para el caso de los datos mensuales se consideraron las estaciones que a lo más sólo tenían un faltante discontinuo de 12% (SENAMHI, 2009).

De esta forma, el número total de estaciones meteorológicas quedó reducido a 53, las dos terceras partes de los que originalmente existían en las bases de datos del SENAMHI. En la Tabla 3.1 se presenta el listado de las 53 estaciones localizadas dentro y fuera de la cuenca que registran información sobre pluviometría, 36 de temperatura del aire y 5 de humedad relativa. Para generar los mapas climáticos de precipitación y temperatura del aire se consideró el periodo de 30 años 1971 – 2000 (Sinha y De, 2003; DINAMA, 2005), aunque para la labor cartográfica de trazado de isolinneas también se consideraron estaciones con información de al menos 15 años.

La Figura 3.1 muestra la distribución espacial de las estaciones utilizadas. Se trata de una red poco densa, existiendo zonas en las que la densidad de puntos de observación es baja en relación a otras áreas de la cuenca.

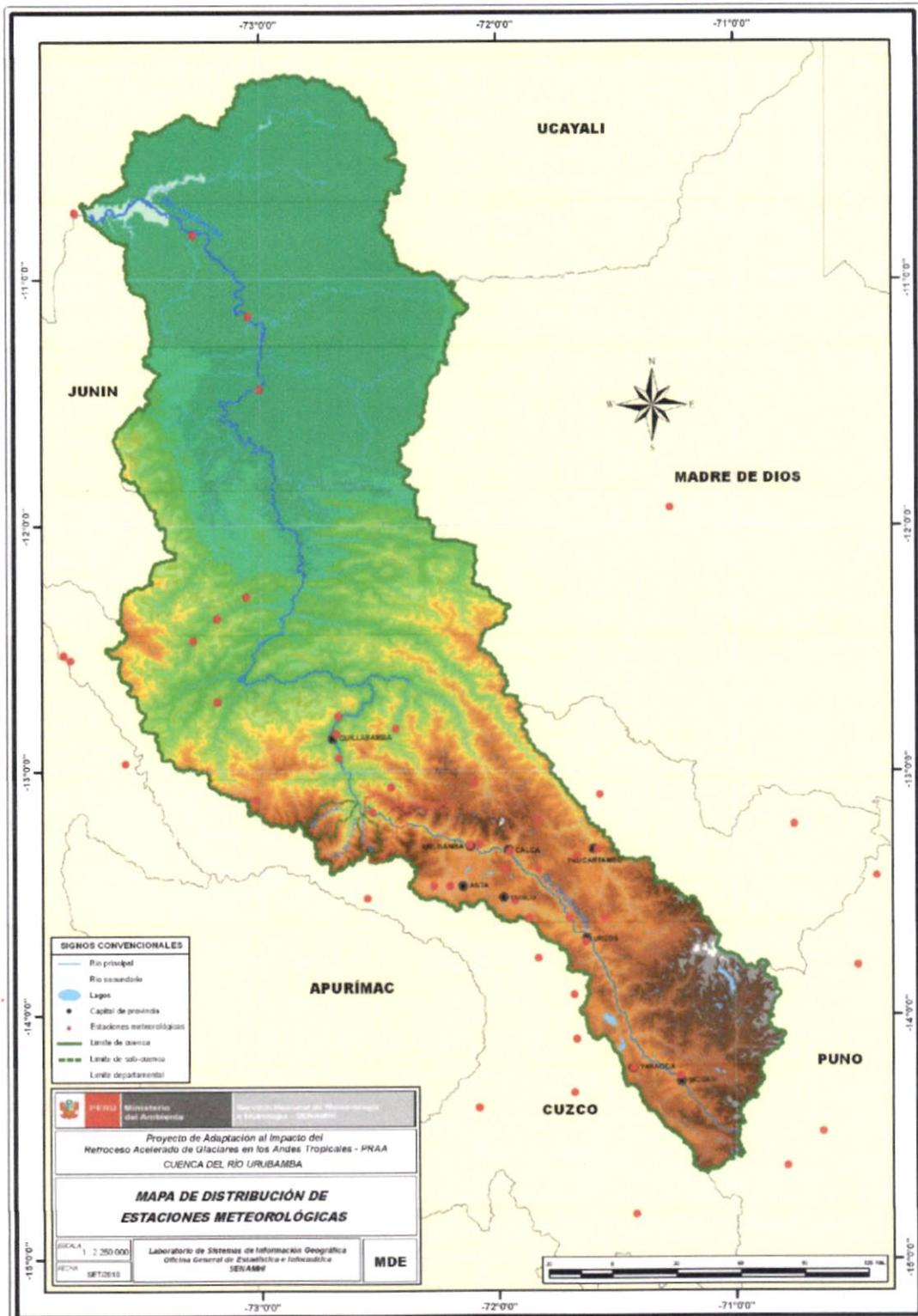


Figura 3.1 Mapa de distribución espacial de las estaciones meteorológicas disponibles en la cuenca del río Urubamba. En el mapa se han reflejado sólo aquellos que han pasado el primer control de calidad en relación al porcentaje de data faltante.

Tabla 3.1 Estaciones meteorológicas en la cuenca del río Urubamba con datos de precipitación, temperaturas extremas del aire y humedad relativa, utilizadas en el cartografiado de los mapas climáticos (periodo 1971-2000)

Nº	Estación	Longitud (°W)	Latitud (°S)	Altitud (msnm)	Precipitación pluvial	Temperatura del aire	Humedad Relativa	Periodo	Institución
1	Acomayo	71°41'	13°55'	3160	X	X		1947-1989	Senamhi
2	Anco	73°34'	12°58'	2815	X			1971-2000	Senamhi
3	Anta Ancachuro	72°12'	13°28'	3340	X	X	X	1971-2000	Senamhi
4	Atalaya	73°47'	10°44'	450	X	X		1989-2010	Senamhi
5	Calca	71°57'	13°20'	2926	X	X		1963-1998	Senamhi
6	Cay Cay	71°42'	13°36'	3150	X			1971-2000	Senamhi
7	Ccatcca	71°33'	13°36'	3729	X	X	X	1971-2000	Senamhi
8	Chitapampa	71°58'	13°24'	3600	X			1971-2000	Senamhi
9	Ciriolo	73°11'	12°43'	900	X	X		1963-1978	Senamhi
10	Colquepata	71°40'	13°21'	3729	x	X		1971-2000	Senamhi
11	Combapata	71°26'	14°60'	3464	x	X		1964-1997	Senamhi
12	Cusco	71°56'	13°32'	3399	X			1971-2000	Senamhi
13	Echérate	72°40'	12°47'	667	X			1963-1981	Senamhi
14	Granja Kcayra	71°52'	13°36'	3219	X	X	X	1971-2000	Senamhi
15	Hda. Santa Inés	71°50'	13°12'	580	X			1963-1990	Senamhi
16	Huachibamba	72°60'	13°30'	2900	X			2001-2010	Senamhi
17	Huyro	72°27'	13°04'	1700	X	X		1971-2000	Senamhi
18	Kiteni	73°03'	12°38'	760		X		2000-2010	Senamhi
19	Livitaca	71°41'	14°19'	3741	X			1963-1983	Senamhi
20	Machente	73°50'	12°32'	550	X			1963-1982	Senamhi
21	Machu Picchu	72°32'	13°10'	2563	X	X	X	1971-2000	Senamhi
22	Malvinas	73°02'	11°51'	431	x			2000-2010	Senamhi
23	Maranura	72°40'	12°57'	1500	X	X		1963-1990	Senamhi
24	Mollepata	72°33'	13°31'	2803	X	X		1971-2000	Senamhi
25	Nuñoa	70°38'	14°29'	4135	X			1963-1992	Senamhi
26	Ocobamba	72°26'	12°50'	1900	X	X		1971-2000	Senamhi
27	Ollachea	70°29'	13°48'	3420	X	X		1971-2000	Senamhi
28	Pakitza	71°16'	11°56'	319	X	X		2001-2008	Senamhi
29	Paruro	71°50'	13°46'	3084	X		X	1971-2000	Senamhi
30	Paucartambo	71°35'	13°19'	3042	X			1971-2000	Senamhi
31	Perayoc	71°57'	13°31'	3365	X	X		1955-1971	Senamhi
32	Pichari	73°52'	12°28'	540	X	X		1954-1966	Senamhi
33	Pilcopata	71°10'	13°50'	900	X	X		1963-1989	Senamhi
34	Pisac	71°50'	13°24'	2950	X	X		1971-2000	Senamhi
35	Pomacanchi	71°34'	14°01'	3200	X	X		1985-2000	Senamhi
36	Quillabamba	72°41'	12°51'	990	X	X	X	1971-2000	Senamhi
37	Quincemil	70°45'	13°13'	651	X	X		1971-2000	Senamhi
38	Rocotaf	71°34'	13°06'	2010	X	X		2000-2008	Senamhi
39	San Gabán	70°24'	13°26'	640	X			1971-2000	Senamhi
40	Santa Rosa	70°47'	14°37'	4000	X	X		1971-2000	Senamhi
41	Santo Tomás	72°50'	14°23'	3253	X			1971-2000	Senamhi
42	Sepa	73°17'	10°49'	307	X	X		1966-1972	Senamhi
43	Sepahua	73°30'	11°09'	500	X			1963-1967	Senamhi
44	Sicuaní	71°14'	14°15'	3574	X	X	X	1971-2000	Senamhi
45	Teresita	73°48'	12°33'	650	X			1963-1976	Senamhi
46	Urcos	71°38'	13°42'	3149	X	X		1963-1981	Senamhi
47	Urubamba	72°70'	13°18'	2863	X	X	X	1971-2000	Senamhi
48	Vilcabamba	73°10'	13°07'	4000	X			1964-1970	Senamhi
49	Vilcashuaman	73°56'	13°38'	3650	X	X		1971-2000	Senamhi
50	Yanaoca	71°26'	14°13'	3913	X	X		1954-1966	Senamhi
51	Yauri	71°25'	14°49'	3927	X			1971-2000	Senamhi
52	Yucay	72°50'	13°18'	2940	X			1934-1983	Senamhi
53	Zurite	72°16'	13°28'	3391	X			1963-1985	Senamhi

Nota: El periodo de información es referencial a 1971-2000. Algunas de estas estaciones cuentan con datos climáticos anteriores al periodo indicado y siguen registrando información en la actualidad.

Toda esta información fue sometida a un proceso de control de calidad, en el que se depuró los datos anómalos y se procedió a la evaluación de la homogeneidad de las series climáticas. Se completaron datos faltantes, a lo más de 12 meses consecutivos y NO durante eventos ENOS.

El resultado final deseable de este proceso es la obtención de una base de datos climáticos de calidad, con una apreciable densidad espacial y de un periodo, en la mayoría de 30 años, considerado idóneo para caracterizar el clima actual según la Organización Meteorológica Mundial – OMM (Sinha y De, 2003; DINAMA, 2005), y que debido a la mayor disponibilidad de datos y cercanía de tiempo corresponde al periodo 1971-2000.

La calidad de la información se basó, en primera instancia, en el control automático que consistió en determinar indicadores de control de calidad que se muestran en la Tabla 3.2. En la comprobación automática las técnicas pueden ser más complejas y tal vez más completas (Solís, 2006; OMM, 1993), pero no es determinante, por lo tanto se realizó el control de calidad manual por los especialistas meteorólogos, que incluye el análisis de la metadata.

Tabla 3.2 Indicador de control de calidad

FASE	GRUPO	INDICADOR	DESCRIPCIÓN	COLOR
Automática	Datos Observados	D	Dato Dudoso	Azul
		M	Dato Malo	Rojo
		FL	Dato Malo fuera de Límite	Rojo Intenso
		MC	Dato Observado para Análisis más Detallado	Fucsia
Semiautomática	Datos Corregidos y Completados	E	Dato Corregido por Modificación Manual	Marrón
		G	Dato Corregido por Generación Automática	Verde
		C	Dato Completado	Violeta
	Datos de Indicador de Cálculo	B	Dato Bueno	Transparente
		-999	Sin Dato	Transparente
		-888	Traza	Transparente

Sobre datos anómalos, el control automático considera dos criterios:

a. Criterios Meteorológicos

a.1 Evaluación Global – Criterios Básicos

Aplicación de criterios básicos de la meteorología, para cada una de las variables.

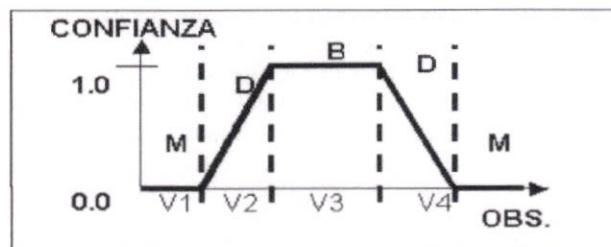


Figura 3.2 Método de los límites físicos

Por ejemplo en la aplicación del filtro por límites físicos (umbrales de temperatura del aire y precipitación obtenidos de la serie de tiempo aplicando el diagrama de cajas – Box plots), el proceso consiste en lo siguiente: A una observación que tiene un valor inferior a V1 o superior a V4 se le asignará indicador de confianza M (Malo); a los valores que se encuentran entre los límites V1 y V2 y entre V3 y V4 se les asignará un indicador de confianza D (Dudoso) para su análisis posterior; finalmente los valores que están entre los límites V2 y V3 son considerados Buenos (Figura 3.2). Esta fase se complementa con el análisis de los especialistas, quienes finalmente han aplicado criterios meteorológicos para analizar los datos.

a.2 Evaluación por Sector – Criterios Específicos

En la Clasificación climática de Thornthwaite desarrollada por el SENAMHI (1988), se sectorizaron áreas climatológicamente afines con condiciones específicas de acuerdo a la geografía peruana. Se obtuvieron umbrales por sectores regionales que fueron aplicados por cada variable.

b. Criterios Estadísticos

b.1 Medianas Móviles – Filtro de Hann

Aplicación de medianas móviles de amplitud 5, 3, además del Filtro de Hann.

Tabla 3.3 Medianas Móviles – Filtro de Hann

i	Datos x_i	m=5 x'_i	m=3 x''_i	Filtro de Hann x'''_i	Valor Absoluto $ x_i - x'''_i $	Regla de Decisión
1	x_1					
2	x_2					
3	x_3	x'_3				
4	x_4	x'_4	x''_4			
5	x_5	x'_5	x''_5	$(0.25x'''_{i-1} + 0.5x'''_i + 0.25x'''_{i+1})$	$ x_i - x'''_i $	$ x_i - x'''_i > C$
6	x_6	x'_6	x''_6	"		
7	x_7	x'_7	x''_7	"		
8	x_8	x'_8	x''_8	"		
9	x_9	x'_9	x''_9	"		
10	x_{10}	x'_{10}	x''_{10}	"		
11	x_{11}	x'_{11}	x''_{11}	"		
12	x_{12}	x'_{12}	x''_{12}	"		
13	x_{13}	x'_{13}				
14	x_{14}					
15	x_{15}					
...						

De la Tabla 3.3 se puede deducir los siguientes:

$C = 3 * \text{Desviación estándar}$
 $\text{Filtro_Hann} = 0.25x_{i-1} + 0.5x_i + 0.25x_{i+1}$
 $\text{Valor_Absoluto} = |\text{Valor_Observado}_i - \text{Filtro_Hann}|$
 Si el Valor_Absoluto > C, entonces se califica el dato como dudoso

b.2 Técnica de Cajas de Tukey

El nombre original del gráfico es *Box Plots*, es decir diagrama de caja, y permite realizar un análisis más revelador y resistente en relación a la presencia de datos discordantes. Los límites inferiores (Li_1 , Li_2) fueron calculados a partir del primer cuartil (q_1) menos un múltiplo de 1.5 del rango intercuartil (RI); así como los límites superiores (Ls_1 , Ls_2) fueron calculados a partir del tercer cuartil (q_3) más un múltiplo de 1.5 del rango intercuartil (RI), tal como se ilustra en la Figura 3.3.

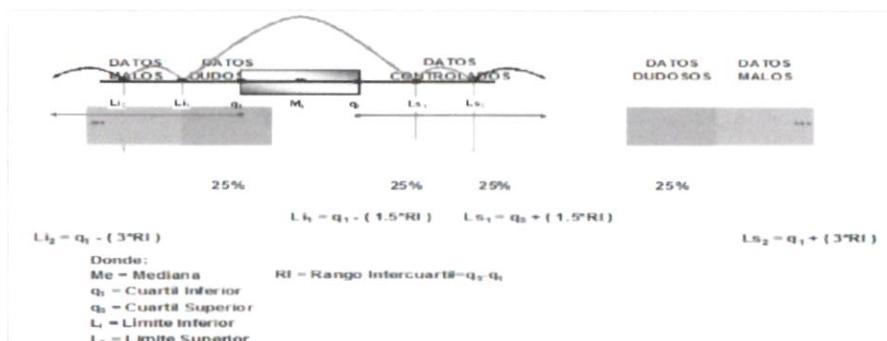


Figura 3.3 Esquema de Cajas

La fase manual del control de calidad, la realizan los especialistas siguiendo los procedimientos siguientes:

Se evaluó la presencia de datos extremos en cada serie de datos diarios y mensuales de cada estación; es decir, de datos que por su magnitud podrían considerarse como sospechosos de ser errores de observación o transcripción. Seguidamente, el dato identificado como sospechoso es comparado con el registrado en las estaciones vecinas. El objeto de la comparación no es otro que el de comprobar la coherencia del registro en función de los valores observados y registrados en estaciones cercanas. En caso de que el registro sospechoso no muestre coherencia en cuanto a magnitud con los de las estaciones vecinas, es considerado como un dato anómalo y tratado en fases posteriores como un dato faltante de información.

Si se detectan "saltos" en las series, se realiza la prueba de homogeneidad de *F-fisher* (homogeneidad de varianzas) así como la prueba *t-student* (homogeneidad de medias). Si a través de las pruebas estadísticas se concluye que existe homogeneidad, entonces la serie de datos es considerada consistente.

Una vez concluidas las fases anteriores (automático y manual), se realizó un control complementario con el método del *vector regional* elaborado por Brunet-Moret (1979). Dicha metodología se encuentra como rutina dentro del programa informático Hydracces creado por el IRD de Francia. Este método considera la formación de zonas homogéneas en base a estaciones climáticas próximas, las cuales forman una *pseudo* estación representativa conocido como el vector regional, posteriormente las estaciones utilizadas para la formación del vector son comparadas respecto a este mismo y en función a la correlación existente se considera si pertenecen o no a dicha zona homogénea, esto permite agrupar como a la vez mejorar la calidad del vector. Esta metodología permite también, mediante la formación de zonas homogéneas, completar información mensual faltante.

Finalmente, independientemente del tipo de dato que se esté procesando, un requerimiento básico es mantener un estándar de operaciones que no degrade la calidad de los datos. Las decisiones manuales o automáticas efectuadas en los distintos procedimientos de verificación pueden expresarse por indicadores de control de calidad (OMM – Guía N° 305, 1993). La determinación de los indicadores depende en gran medida de cómo y en qué fase de los procedimientos se aplican los distintos métodos de verificación.

3.2 Elaboración de mapas

La información base en el cartografiado de la climatología, son los registros puntuales de las variables atmosféricas medidas en estaciones meteorológicas, sometidas a un previo control de calidad. Algunas series son continuas en el tiempo, pero sólo en unos pocos puntos y es a partir de esos pocos puntos desde los que debemos espacializar los registros al resto de zona de estudio. Así, en los puntos en los que no se dispone de datos se ha estimado el valor de la variable climática a cartografiar, siendo en definitiva los mapas climáticos aproximaciones que se pretende tengan el más alto grado posible de ajuste con la realidad.

Para lograr esto con la mayor eficiencia posible es que se aplica una técnica que ha venido tomando fuerza en estos últimos años, y llega a ser la combinación de técnicas de estadística con los sistemas de información geográfica (SIG), denominado "Geoestadística". Esta metodología tiene la gran ventaja de determinar una estructura de autocorrelación entre los datos y su espacio, permitiendo inferir información sobre áreas donde no la hay. Esta es una ventaja que se hace notar mucho en nuestro territorio, ya que poseemos una red de estaciones de baja densidad espacial, además una complejidad geográfica variada. De esta manera, la geoestadística, genera datos más precisos, permitiendo tener un mejor manejo de la información a nivel espacial, cuyo procedimiento se explica a continuación.

3.2.1 Aplicación del método de regresión lineal múltiple.

El método propuesto por Ninyerola *et al.*, (2000), se basa en técnicas de regresión lineal múltiple y de interpolación espacial de los datos provenientes de las estaciones meteorológicas. Lo resaltante de este método es que al final los mapas resultantes son corregidos utilizando sus propios residuales del mismo análisis de regresión lineal múltiple. Los residuales son luego interpolados por los métodos conocidos en SIG (splines e inverso a la distancia: IDW).

La fórmula general de la regresión lineal múltiple usada se expresa así:

$$Y = AX_1 + BX_2 + CX_3 + \dots$$

- Donde:
- Y, variable dependiente
- X₁, X₂, X₃; variables independientes
- A, B, C; constantes

El procedimiento cartográfico comienza a partir de la selección de las variables independientes que tienen un rol importante en la variabilidad espacial de diferentes elementos del clima. Estas variables corresponden a capas en formato ráster obtenidas a partir de un Modelo Digital de Elevaciones (MDE) o de diferentes procedimientos de análisis, fundamentalmente cálculo de distancias en Sistemas de Información Geográfica (SIG). Para este estudio se obtuvo una resolución espacial de 250 metros de celda, cubriendo toda el área de las cuencas del Mantaro y del Urubamba. Esta resolución espacial determina la definición de las cartografías climáticas finales, ofreciendo así mejores imágenes según la resolución usada.

Las variables independientes consideradas son la longitud, la latitud y la altitud. En todos los casos el periodo utilizado para el cartografiado se normalizó al periodo de referencia 1971-2000.

3.2.2 Generación de Base de datos

Cada valor real tendrá agregado hacia su derecha (Tabla 3.4) dos filas de las que el primero corresponde al resultado derivado con la fórmula de regresión lineal múltiple (*mes_f*), y la segunda columna será el residual (*mes_r*) producto de la diferencia del valor real con el valor de la fórmula.

$$Mes = mes_f + mes_r$$

$$Mes_r = mes - mes_f$$

Tabla 3.4 Valores mensuales (p. ej. temperatura máxima del aire) generados por regresión lineal múltiple y residual

Estación	LAT	LON	ELEV	Mes	mes_f	mes_r
13 MARAKURUK	-72.87	-12.85	752838.08	8597363.00	1228.22	28.2
14 MOLLEPATA	-72.55	-12.52	761189.76	8504032.14	2803.00	19.7
15 OCOBAMBA	-72.43	-12.83	778088.75	8583304.00	1349.13	24.5
16 OLLACHEA	-70.48	-12.80	988990.14	8489784.70	3420.70	18.0
17 PARITZA	-71.27	-11.88	908435.28	8678449.81	519.70	82.0
18 PERAYOC	-71.95	-13.52	830089.89	8503803.00	3400.00	15.8
19 PICHARI	-73.87	-12.47	822800.82	8621232.00	548.00	31.4
20 PILCOPATA	-71.02	-13.08	931771.82	8590819.50	902.00	29.0
21 PISAC	-71.88	-13.40	845880.89	8514803.00	883.34	21.7
22 POMACANCHI	-71.87	-14.02	870589.89	8447363.00	3750.00	18.7
23 QUILLABAMBA	-72.60	-12.85	711839.05	8578304.00	1075.33	29.9
24 QUINCENAL	-70.76	-13.22	960847.53	8534821.04	61.00	28.0
25 ROCOTAL	-71.57	-13.10	872005.14	8549279.88	2030.00	20.3
26 SANTA ROSA	-70.78	-14.82	954884.13	8879489.82	4030.00	15.8
27 SEPA	-78.24	-10.82	888088.76	8803303.00	300.00	30.8
28 SUTIASI	-71.24	-14.24	908444.88	8471304.00	454.00	14.6
29 URCOS	-71.88	-13.70	864880.89	8483803.00	3480.00	20.2
30 URUBAMBA	-72.12	-13.30	812089.75	8527804.00	2871.00	21.8
31 VILCABAMBA	-78.02	-13.12	714880.76	8548803.00	8630.00	12.1
32 VILCASHUMAMAN	-78.89	-13.43	615788.63	8483803.00	8630.00	18.1
33 YANACOLA	-71.43	-14.22	885388.75	8423054.00	3922.73	15.4

R ² (coeficiente de determinación múltiple)	0.94256935	0.93503072	0.90770013
R ² ajustado	0.85500038	0.86227218	0.86679338
Error estándar (desviación estándar)	2.17500961	2.12009661	2.08847324

La Tabla además contiene los datos de ubicación, como ya se mencionó anteriormente: latitud, longitud y altitud. La latitud y la longitud deben estar en proyección UTM para que se pueda aplicar la fórmula de regresión múltiple. Aplicando la fórmula de regresión obtenemos los siguientes valores: C, X, Y, y alt (constantes para la ecuación de regresión múltiple). Luego de hallar esos datos, se completa para todos los meses y su aplicación se realiza mediante el álgebra de mapas, el cual consiste en aplicar un conjunto de operadores sobre una o varias capas ráster de entrada para producir uno o varios ráster de salida. Estos operadores, que pueden ser aritméticos, trigonométricos, lógicos o condicionales, se aplican mediante ecuaciones a cada celda del ráster de entrada. Para realizar esta operación se hizo uso de la herramienta Raster Calculator del software ARCGIS 9.3, el cual además permite realizar cálculos matemáticos entre mapas temáticos o varios mapas resultantes.

En la Figura 3.4a, se muestra el proceso de fórmula donde las constantes fueron las que se hallaron en Excel, con los valores independientes: latitud, longitud y altura. Los resultados de la modelización no son exactos; es decir, que la aplicación de los modelos de regresión lineal múltiple hace que las predicciones no coincidan con el valor medido en las estaciones meteorológicas. Existe un error denominado residual, originado por las variaciones locales del clima, que no reproducen bien los modelos generales obtenidos mediante regresión lineal múltiple. El conocimiento de estos errores residuales facilita la corrección de los modelos originales, teniendo en cuenta las características climáticas de carácter más local, a través de la interpolación de los residuales. En cada estación el valor del error residual se obtiene mediante:

$$\text{Residual} = \text{Real} - \text{Predicho}$$

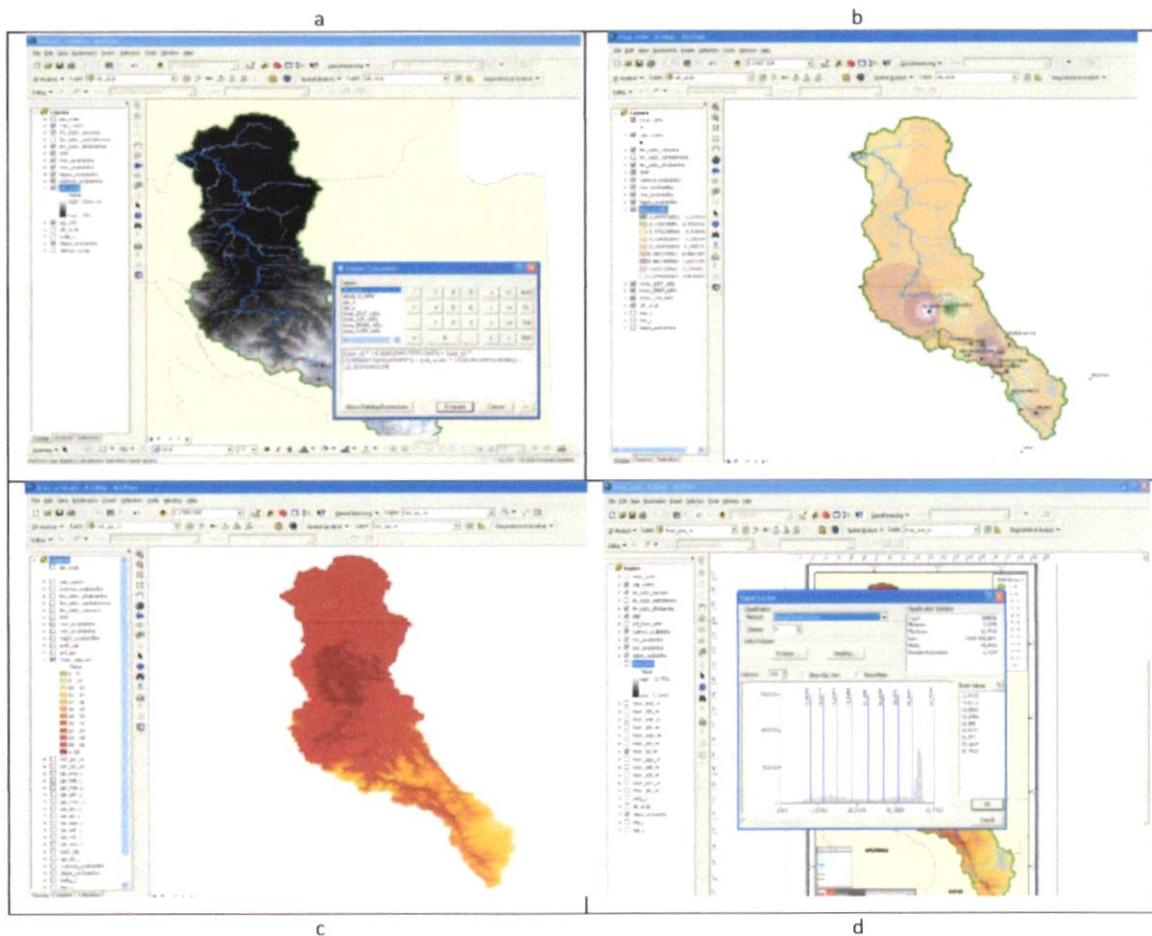


Figura 3.4 Secuencia de la aplicación del Raster Calculator del ARC GIS 9.3.

Debido a que estos residuales están distribuidos irregularmente en el territorio, es necesario interpolarlos para obtener mapas de corrección. En la Figura 3.4b se observa la interpolación de residuales que se realizó mediante el algoritmo IDW (Inverse Distance Weighted). De esta forma, con la suma del mapa de residuales interpolados y el mapa resultado de la aproximación mediante los modelos de regresión, se modifican los resultados iniciales del modelo y se obtienen valores reales en los puntos de las estaciones meteorológicas (Observado = Predicho + Residual), obteniéndose al final los mapas totales (Figura 3.4c).

Ahora, estos rásters obtenidos con un nivel de resolución de 250 m (resolución alta) generaron demasiados píxeles de un sólo color, haciendo difícil diferenciar los colores en determinados rangos, por lo que fue necesario realizar un degrade de colores a través de una reclasificación de rasters, obteniéndose nuevos rásters con rangos más definidos (Figura 3.4d).

Mediante esta modelización de las variables climáticas a partir de regresiones múltiples y la corrección posterior por interpolación de residuales se obtuvieron 51 mapas climáticos (12 de precipitación mensual, 12 de temperaturas máximas mensuales y 12 de temperaturas mínimas mensuales, 04 de precipitación estacional, 04 de temperatura máxima del aire estacional, 04 de temperatura mínima del aire estacional, 01 de precipitación multianual, 01 de temperatura máxima del aire multianual, 01 de temperatura mínima del aire multianual periodo 1971-2000); además de mapas de eventos extremos como El Niño (03 mapas), La Niña (03 mapas), heladas meteorológicas (13 mapas), 01 mapa de relieve y 01 mapa de la red de estaciones meteorológicas utilizadas, que sumados hacen un total de 72 mapas temáticos.

La base cartográfica utilizada ha sido elaborada por el SENAMHI, tomando como referencia la base cartográfica nacional del Instituto Geográfico Nacional – IGN del Perú.

Capítulo 4. EL CLIMA EN LA CUENCA DEL RÍO URUBAMBA Precipitación, temperatura y humedad

4.1 La precipitación

4.1.1 Distribución espacial

La distribución espacial de las precipitaciones en la cuenca del río Urubamba, refleja dos hechos relevantes: la penetración de los vientos cálidos y húmedos provenientes de la Cuenca Amazónica, principalmente hacia el sector central-norte de la cuenca y en segundo lugar la dependencia constante de la topografía. En su conjunto, la cuenca del río Urubamba es una gran región andina y amazónica articulada internamente por el valle del río Urubamba o Vilcanota (Centro, 2007) y se caracteriza por presentar una variada y compleja topografía que favorece la presencia de una gran variedad de climas en distancias muy cortas. Se puede decir, que la cuenca presenta una “franja transicional” aproximadamente entre los 12°30’S y 13°30’S bajo la influencia de los Andes pero expuesta a la influencia cálida y húmeda de la Amazonía, con climas locales tan diversos como su propia geografía (aquí se ubican las subcuencas de interés del PRAA: Santa Teresa, Sacsara y Ahobamba). Esta franja divide a la cuenca en dos regiones con climas diametralmente diferentes: la Parte Alta (al sur) entre los 2500 y 3730 msnm, y la parte baja conocida también como Bajo Urubamba (al norte) entre los 300 – 1000 msnm; mientras el primero presenta características climáticas predominantemente andinas, la segunda es más bien cálida y lluviosa.

La precipitación no tiene una relación absoluta con la altitud como en el caso de las temperaturas superficiales, pues los procesos que controlan su distribución espacial son mucho más complejos y locales. Por ejemplo, en el bajo Urubamba, las lluvias disminuyen en la medida que aumenta la altitud, mientras que en la parte alta de la cuenca, las lluvias se incrementan en la medida que la altitud lo hace (ver Figura 4.1).

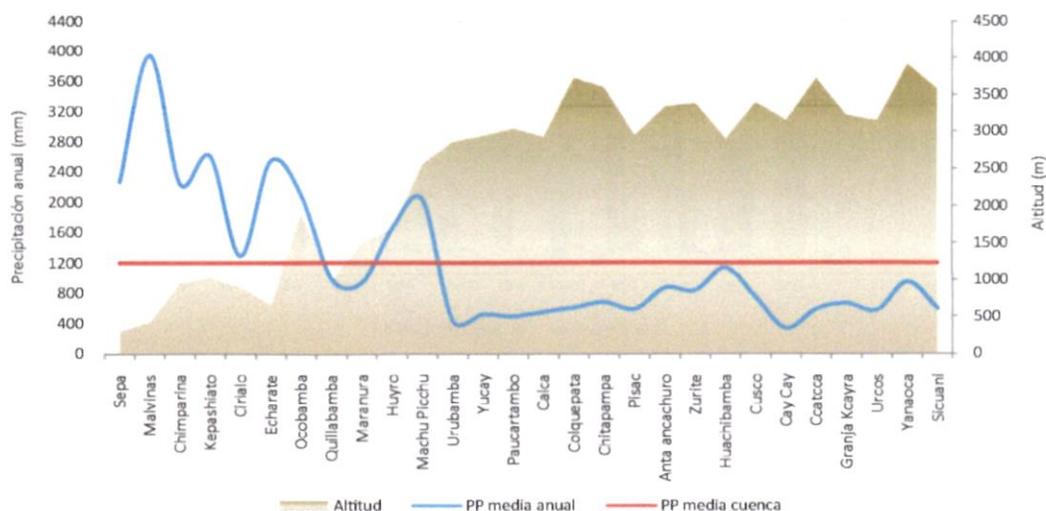


Figura 4.1 Transecto norte-sur de la precipitación total anual en la cuenca del río Urubamba. La curva azul representa el valor de esta variable, la superficie achurada corresponde a un perfil topográfico longitudinal de la cuenca y la línea roja corresponde a la precipitación anual promedio en toda la cuenca.

En los mapas del Anexo 01, se presenta la distribución mensual y anual de la precipitación en la cuenca. En la parte alta, entre las localidades de Urubamba, Cay Cay y Paucatambo, se configura un núcleo de bajas precipitaciones con montos anuales entre 330 – 500 mm, montos que van en aumento en la medida que aumenta la altitud hacia el extremo sur de la cuenca, llegando hasta los 950 mm en Yanaoca (3913 msnm). En el bajo Urubamba, el centro de máximas lluvias se ubica en las proximidades de Malvinas, con montos acumulados de hasta 3900 mm/año.

4.1.2 Ciclo anual y Régimen estacional

No debe perderse de vista que en un análisis de las precipitaciones, como uno de los elementos más importantes del clima, no sólo es de interés conocer el volumen de precipitaciones anuales para conocer el régimen pluviométrico de la cuenca, sino que de mayor interés es conocer el ritmo con que éstas se producen; es decir, su distribución mensual y su régimen estacional. El periodo de lluvias, como en toda la región andina del Perú, se inicia en septiembre (inicio de la primavera austral), acentuándose entre enero y febrero (verano), para luego disminuir entre abril y mayo (otoño). En invierno, las lluvias disminuyen notablemente, en particular durante los meses de junio y julio. La predominancia de los vientos del oeste en niveles medios y altos de la atmósfera en esta época del año supone el dominio generalizado de la estabilidad atmosférica y, por tanto, de la baja pluviométrica, interrumpida en ocasiones por la presencia de tormentas locales que hacen menos acusado este mínimo respecto a otros periodos estacionales.

La siguiente Figura 4.2 presenta la precipitación mensual promedio en la parte alta y baja de la cuenca del río Urubamba, observándose dos regímenes pluviométricos bien diferenciados. Entre enero y febrero (verano) se producen los acumulados mensuales máximos; mientras en la parte alta las lluvias máximas se presentan en enero con acumulados de 140 mm, en la parte baja las lluvias máximas se dan en febrero con montos acumulados de hasta 310 mm. En la misma figura se observa que las lluvias acumuladas en la región del Bajo Urubamba exceden en más del 100% a las lluvias registradas en la región andina o parte alta de la cuenca. Durante el verano se activan los sistemas atmosféricos asociados a la precipitación (ver Capítulo 2), incrementándose los volúmenes acumulados de lluvias, hecho que es observable en ambos sectores de la cuenca. A finales de marzo y sobre todo entre abril y mayo, las lluvias van disminuyendo y entramos en otro período seco.

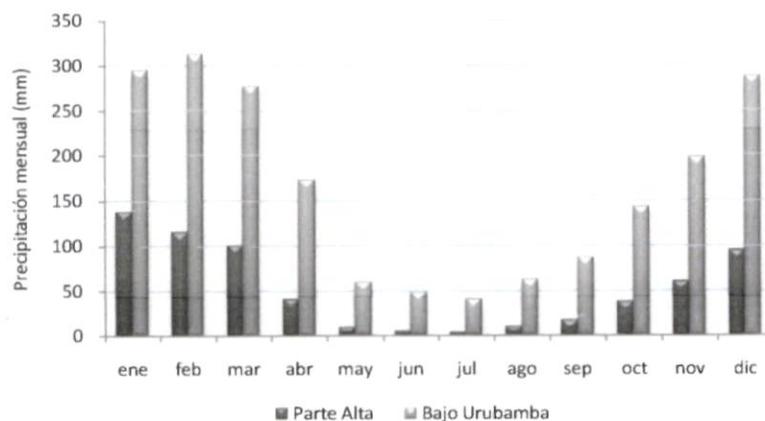


Figura 4.2 Precipitación mensual promedio en el Bajo Urubamba y Parte Alta de la Cuenca del río Urubamba

En la Figura 4.3 se observa que entre septiembre y octubre (primavera) comienzan las primeras lluvias en la cuenca, que por lo general son esporádicas en la parte alta, propio de la indefinición primaveral del trópico, y con ellas entramos al periodo propiamente lluvioso en donde se intensifican y generalizan. En ese periodo, el Anticiclón del Pacífico Sur, se repliega ligeramente hacia el sur y se inician las primeras pulsaciones de la Alta de Bolivia en los niveles altos de la atmósfera, la cual favorece la intensificación de los vientos provenientes del oriente en niveles medios y altos de la atmósfera, facilitándose la penetración de masas de aire cálido y húmedo provenientes del Atlántico y reciclados en la Amazonía. Además, coinciden estos meses con una intensa actividad de la Zona de Convergencia del Atlántico Sur y

el ligero traslado hacia el sur de la Zona de Convergencia Intertropical, sistemas que generan inestabilidad y pueden provocar torrenciales aguaceros en la región andina del Perú.

Son dos las estaciones que se definen con claridad: el verano (periodo lluvioso) y el invierno (periodo seco o de estiaje), sin embargo no hay que perder de vista las lluvias durante los periodos equinociales de otoño y primavera, pues particularmente en esta última, inician las primeras lluvias y definen la temporada de siembra en toda la región andina del Perú. Las lluvias que recibe el Bajo Urubamba al año son del orden del 1980 mm, y excede en más del 200% al acumulado anual que registra la parte altoandina de la cuenca (625 mm), pero además, este porcentaje de exceso es mucho mayor entre el otoño y la primavera. En los mapas estacionales de precipitación (Anexo 01), puede apreciarse la distribución espacial de la misma.



Figura 4.3 Régimen pluviométrico estacional en la cuenca del río Urubamba. El máximo de precipitación ocurre en verano y el mínimo acumulado en invierno

4.1.3 Variabilidad interanual de las precipitaciones

La normal distribución espacial y temporal de las precipitaciones en Sudamérica, se ve alterada por fluctuaciones (no habituales) de la circulación atmosférica. Dichas fluctuaciones tienen una periodicidad en escalas de tiempo muy variables, que van desde la escala sub-mensual, pasando por la intraestacional, interanual e interdecadal. La respuesta local a estas fluctuaciones, especialmente en regiones de topografía compleja como la región andina, trasciende a su región y se extiende al globo terrestre por la circulación atmosférica, produciéndose eventualmente un feed-back o retroalimentación, a través de patrones de variabilidad atmosférica global conocidos como teleconexiones, oscilaciones, dipolos, etc. (Garreaud *et al.*, 2008).

De estas oscilaciones, El Niño-Oscilación Sur (ENOS) es el que ejerce una fuerte influencia (directa e indirecta) en el clima de Sudamérica, expresado en la variabilidad interanual de la precipitación y temperatura del aire en gran parte de esta región (Garreaud y Aceituno, 2007; Ropelewski y Halpert, 1987; Marengo, 1992). El ENOS, es un fenómeno acoplado océano-atmósfera cuyo origen se encuentra en el Pacífico ecuatorial tropical; se caracteriza por fluctuaciones irregulares entre sus fases cálida (El Niño) y fría (La Niña) con una periodicidad de 2 a 7 años (Díaz y Markgraf, 1992). El Índice Multivariado ENOS (Wolter y Timlin, 1998), indica que el patrón general durante episodios El Niño está asociado a precipitaciones por debajo de lo normal en Sudamérica tropical, anomalías opuestas se observan durante episodios La Niña; en otras palabras, hay una alteración de las condiciones húmedas/secas en la región (Garreaud *et al.*, 2008).

Varias publicaciones dan cuenta de la influencia de las Temperaturas de la Superficie del Mar (TSM) en el Pacífico tropical ecuatorial y los patrones de anomalías de precipitación en diferentes regiones de América del Sur. Horel y Cornejo (1986) analizaron las intensas precipitaciones en el noroeste de Perú durante el ENOS 1982/83 en relación con las intensas anomalías de la temperatura superficial del mar en el Pacífico ecuatorial central y encontraron una muy cercana conexión entre ambas. Estudios en la

región andina de *et al.*, (2003) indican que en todas las escalas de tiempo, las condiciones climáticas del Altiplano están relacionadas con la circulación en niveles altos de la tropósfera y las condiciones térmicas del Pacífico estarían relacionadas, primariamente, con la variabilidad interanual de los flujos zonales en los Andes centrales reflejando cambios en la baroclinicidad entre latitudes tropicales y subtropicales los cuales son, a su vez, una respuesta a cambios en la temperatura superficial del mar en el Pacífico tropical.

Figuroa N. (1997) indica que los flujos atmosféricos sobre Sudamérica están asociados a la energía latente liberada por el cambio de fase del vapor de agua a lluvia precipitada y están relacionados con la intensidad y la magnitud de la precipitación en una zona determinada. Desafortunadamente en el Pacífico así como en Sudamérica, la red de observaciones de precipitación son escasas y con periodos cortos, por lo que se debe recurrir a estimaciones a partir de mediciones remotas con satélites artificiales. Para la estimación de la precipitación, un parámetro ampliamente utilizado es la Radiación de Onda larga Emergente (OLR por sus siglas en inglés) medida por los satélites meteorológicos, de la cual se tienen registros desde 1975. En términos sencillos, un sensor del satélite mide la energía correspondiente a ondas largas que emiten los topes de las nubes que observa el satélite. Cuando la nube es de gran (pequeño) desarrollo vertical con topes relativamente altos (bajos) y temperaturas relativamente bajas (altas), su energía emitida es también relativamente pequeña (grande), la cual es medida por el satélite. De esta manera la OLR permite diferenciar nubes con topes altos (bajos) y por ende de intensa (poca) precipitación a través de la energía en onda larga emitida por el tope de la nube y detectada por el sensor del satélite.

Para determinar si existe una relación entre las lluvias en el Pacífico tropical (área de formación y desarrollo del ENOS) con las lluvias en la región sur de Perú (ámbito de la cuenca del Urubamba), se ha analizado la primera componente de las denominadas Funciones Empíricas Ortogonales (EOF por sus siglas en inglés) de la OLR sobre el Pacífico tropical, (variable utilizada como indicador de la presencia de nubosidad) para el periodo lluvioso enero-marzo (Figura 4.4). Básicamente, la figura muestra la correlación de la OLR entre diferentes zonas de la región. Por ejemplo, indica que en la región del Pacífico ecuatorial occidental la OLR oscila con una fase opuesta a la oscilación en el Pacífico ecuatorial central denotado por los signos positivos y negativos en las dos zonas. Adicionalmente indica que la OLR en la zona andina de Sudamérica oscila con fase opuesta a la correspondiente en Pacífico central. Esas relaciones son completamente válidas también entre las precipitaciones en las regiones mencionadas en base a la asociación entre OLR y precipitación.

Una investigación similar con fines de predicción fue realizada por Montecinos *et al.* (2000), que analizó los campos de la TSM en el Pacífico Tropical y estableció que la primera componente de esta variable sobre la región 20°N – 40°S explica la mayor parte de la variabilidad interanual relacionada al ENOS y que la variancia explicada también tiene una fuerte estacionalidad.

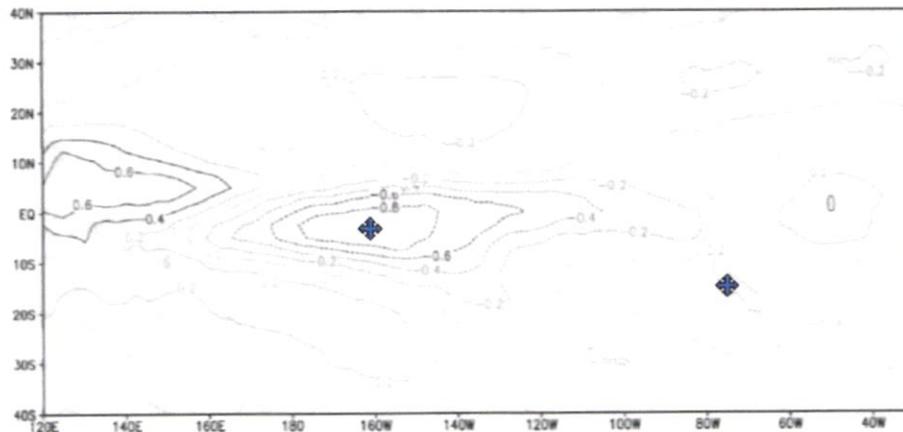


Figura 4.4 Primera componente de las Funciones Ortogonales Empíricas de OLR para el trimestre enero - marzo, durante el periodo 1975 -2009. Fuente: SENAMHI, 2009

Hay que precisar que las asociaciones entre la precipitación en la región andina de Perú y la correspondiente a la del Pacífico central ecuatorial mostrada en la Figura 4.4 ha sido obtenida con información a escala macro, debido a que el nivel de detalle de la información OLR tiene una resolución de 2.5° longitud, latitud, es decir aproximadamente 270 km. Obviamente con tal nivel de detalle no es posible tener información a nivel de cuenca y menos de subcuenca. Sin embargo debemos resaltar que la información a escala macro de los flujos atmosféricos es importante porque condiciona la precipitación, incluso, a nivel de cuencas y subcuencas.

Para obtener información a nivel de cuencas, en la Tabla 4.1 se presenta las correlaciones entre la TSM de la región Niño-3 (Pacífico ecuatorial central) y las precipitaciones en algunas estaciones de la cuenca del Urubamba, para la temporada lluviosa enero-marzo, época en que se presentaron correlaciones más altas. A diferencia de la cuenca del Mantaro en donde se encontraron mejores correlaciones entre la OLR en la región Niño-4 y las precipitaciones, para la cuenca del río Urubamba es la TSM en la región Niño-3 quien explica mejor la variabilidad de la precipitación a través de relaciones inversas; es decir, mayores valores de TSM están asociados a menores precipitaciones en la cuenca. Se encontraron correlaciones del orden de -0.4 en Urubamba y Sicuani; no obstante, estos valores son comparativamente inferiores a las correlaciones encontradas con la región del Altiplano, que son del orden de 0.6-0.7 (SENAMHI, 2005).

Tabla 4.1 Correlaciones entre la TSM de la región Niño-3 y las precipitaciones en la cuenca del río Urubamba durante el periodo enero-febrero-marzo (EFM)

<i>Estaciones</i>	<i>Altitud (msnm)</i>	<i>Región Niño-3 con TSM (Senamhi, 2007)</i>
Urubamba	2863	-0.4
Pisac	2950	-0.3
Anta Ancachuro	3340	-0.3
Granja Kcayra	3219	-0.2
Sicuani	3574	-0.4

Para determinar en qué medida la marcha media anual de las lluvias en algunos puntos de la cuenca se ve afectada principalmente por la presencia del ENOS, se ha recopilado información de precipitación mensual durante la mayor cantidad de eventos ENOS, tantos como permita la base de datos climáticos. Se encontró que las estaciones de Urubamba, Granja Kcayra y Sicuani, ubicadas en la parte central y sur de la cuenca, registran información ininterrumpida de hasta 11 eventos El Niño y hasta 10 eventos La Niña (ver Figura 4.5) - [otros puntos de la cuenca cuentan con información completa en sólo 5 o 6 eventos ENOS]. De manera general se concluye que durante años El Niño (Figura 4.5- izquierda), la temporada de lluvias se presenta con mayor variabilidad respecto a años La Niña (Figura 4.5- derecha); es decir, en algunos eventos El Niño las lluvias se presentaron entre normales y superiores y en otros fueron deficitarias, pero además se observa una variabilidad intermensual importante; es decir, en algunos años El Niño las precipitaciones se iniciaron tempranamente en setiembre con una máxima intensidad en noviembre para pasar rápidamente a un periodo de deficiencia entre diciembre y enero y nuevamente presentarse excesivas en marzo (años El Niño 1965/66, 1968/69, 1992/93, 1997/98). Para el caso contrario, durante eventos La Niña (Figura 4.5 - derecha) las lluvias fueron menos variables y se presentaron de normales a superiores. Sólo en la estación Granja Kcayra las lluvias fueron deficientes en La Niña 1998/99.

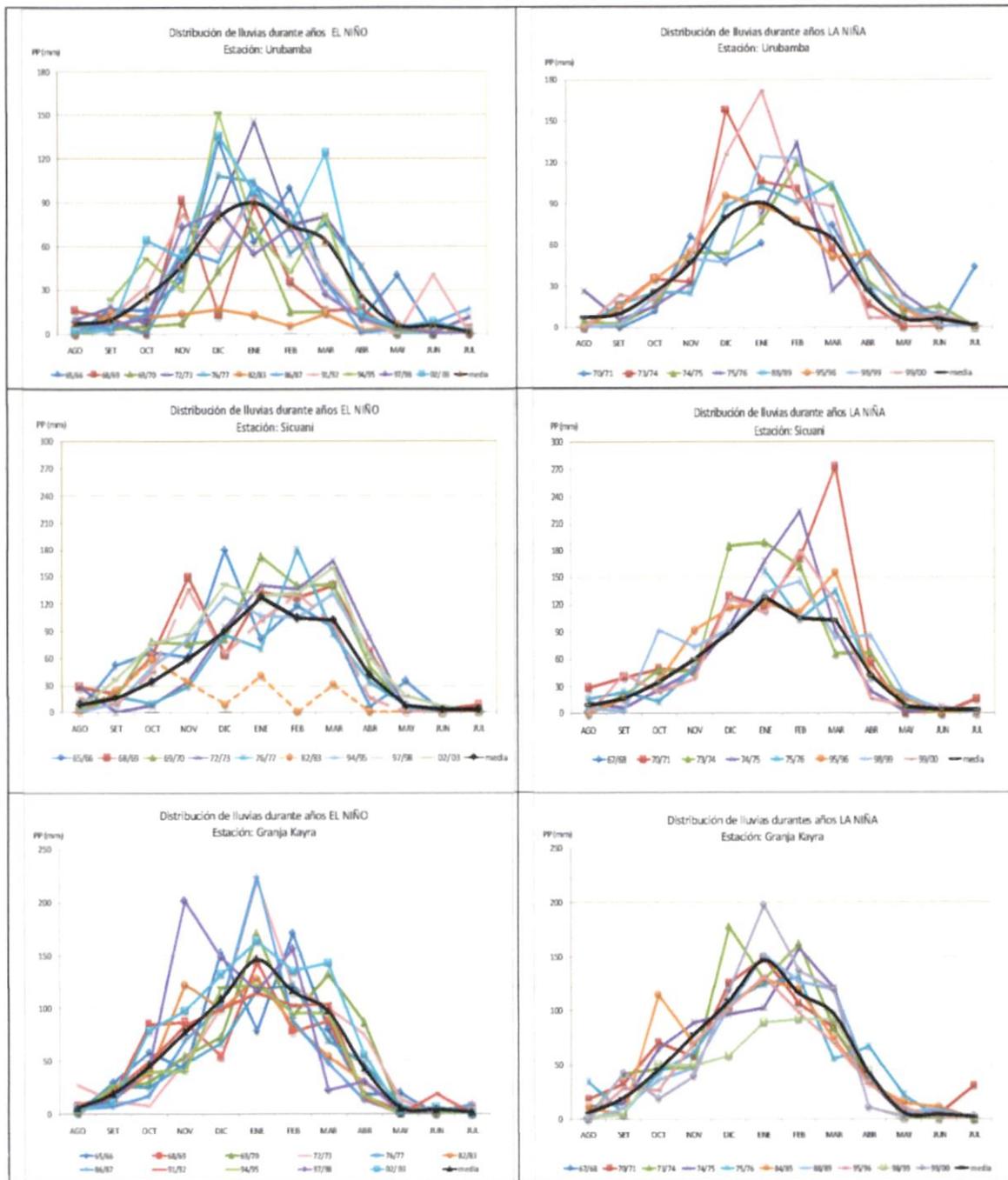


Figura 4.5 Distribución mensual de las lluvias durante eventos El Niño (izquierda) y La Niña (derecha) en las estaciones de Urubamba (arriba), Sicuani (centro) y Granja Kcayra (abajo) en la cuenca del río Urubamba. La línea negra es el valor medio.

La teleconexión entre las anomalías térmicas del Pacífico tropical ecuatorial y la cuenca del Urubamba durante años El Niño, se explica de la siguiente manera: la posición de la Zona de Convergencia del Pacífico Sur (ZCPS) es desviada al este de su posición normal donde se ubican las áreas de mayor anomalía de TSM, en tanto que las ondas Rossby atmosféricas generadas en esta área convectiva afectan la Zona de Convergencia del Atlántico Sur (ZCAS) (Lenters y Cook, 1999), que a su vez juega un papel crucial en la posición de la Alta de Bolivia sobre Sudamérica (Lenters y Cook, 1997); la ZCAS y AB, son sistemas que intervienen en la generación de las lluvias principalmente en la parte sur del Perú.

En la Figura 4.6 se muestra el análisis espectral ² de la serie temporal más extensa y completa ubicada en la cuenca del río Urubamba: Granja Kcayra, ubicada a 3219 msnm en la capital del Cusco. La energía espectral distribuida en el tiempo que se observa en la Figura 4.6, indica que periodos de oscilación intra-anales (menores de 1 año) se presentan de manera intermitente en toda la serie y están relacionadas con la duración del periodo lluvioso, siendo particularmente intensas entre 1997-2002, con un nivel de significancia del 95%. Oscilaciones de 1 a 1.5 años (ciclos anual y semianuales) fueron influyentes entre los años 1987 - 2002 y particularmente intensas entre 1992 - 1996. Las oscilaciones bienales de 2-3 años (El ENOS de alta frecuencia) parecen estar presente en toda la serie pero sólo es estadísticamente significativa entre 1982-1984 y 1994-1997. Las oscilaciones bienales 1982/83, 1994/95, 1995/96 son las que están relacionadas con las deficiencias de lluvia, particularmente la de 1994/95 que fue una sequía severa (ver Tabla 4.5), y que está reforzada además con oscilaciones del ENOS de baja frecuencia. Resultados similares sobre las influencia de las oscilaciones bienales en la deficiencia de lluvias fueron encontrados en las cuencas de los ríos Santa y Alto Mayo (SENAMHI, 2009).

Otra oscilación intensa observable en bandas de 3-6 años y que pertenece a la baja frecuencia del ENOS está presente desde el año 1979, con gran parte de la energía concentrada entre 1980-1985 y 1993-1999. En otras regiones del globo, son estas oscilaciones relacionadas a la fase cálida del ENOS, el principal factor que genera sequías o deficiencias (Hastenrath, 1976; Ropelewski y Halpert, 1987; Waylen *et al.*, 2000; Giannini *et al.*, 2000). Una oscilación decadal está presente desde 1972 con valores intensos centrados entre 8 y 12 años desde 1992 hasta el 2007, aunque con un bajo nivel de significancia estadística.

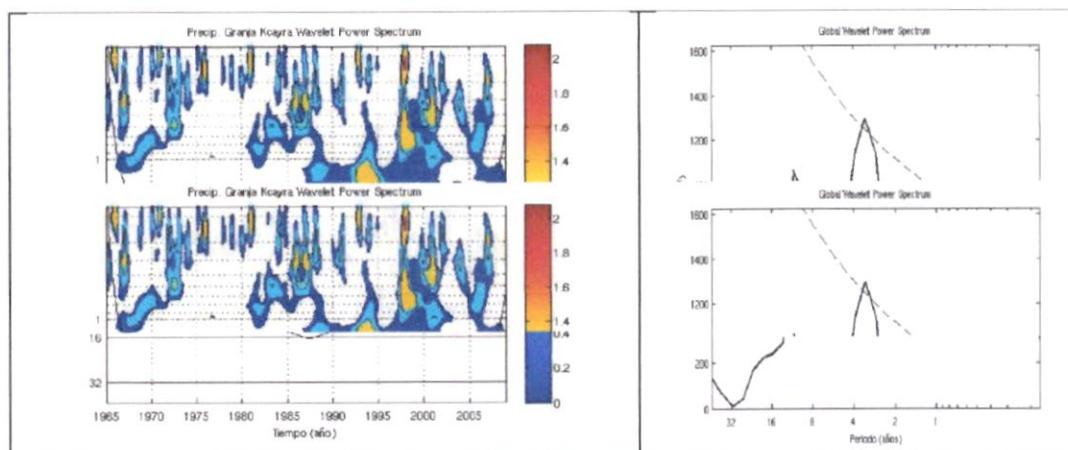


Figura 4.6 Análisis de wavelets (onditas) de la serie temporal de precipitación en la estación de Granja Kcayra (Cusco).
Derecha: Energía espectral; Izquierda: Espectro global y desviación estándar (Línea punteada indica valores significantes al 95%)

En el Anexo 01, se presentan los mapas de anomalías o cambios de la precipitación durante los eventos El Niño 1997/98 y La Niña 1999/2001, ambos eventos fueron catalogados como los más intensos de las últimas décadas. Hay que considerar que tanto El Niño como La Niña generan amenazas e impactos diferenciados en la región andina, el primero asociado generalmente a deficiencias de precipitaciones y el segundo a excesos de lluvias³. Durante la mayoría de los eventos La Niña, los impactos positivos son mayores que los negativos dado que generalmente llueve más de lo normal y los ríos tanto de la costa como los interandinos tienen suficiente agua para la agricultura bajo riego y generación de energía, las pasturas altoandinas son beneficiadas y las heladas de otoño no son muy intensas. No obstante, hay que considerar que las amenazas están ligadas a la vulnerabilidad de la población teniendo en cuenta el contexto económico, social, cultural, ambiental y político.

² Análisis de wavelets: La ventaja de este análisis no lineal radica en que se pueden localizar fenómenos físicos presentes en una serie de datos, en tiempo y en frecuencia.

³ Hay que considerar que estas estadísticas se basan en series históricas circunscritas mayormente en la fase positiva de la PDO.

Tabla 4.2 Anomalías o cambios de la precipitación en la cuenca del río Urubamba durante el ENOS 1997-2001
 $\Delta\%$: cambio porcentual

Estaciones	Altitud (msnm)	El Niño 1997/98 ($\Delta\%$)	La Niña 1999-2001 ($\Delta\%$)
Quillabamba	990	- 12	+ 9
Machu Picchu	2563	*	+ 7
Urubamba	2863	- 21	+ 27
Calca	2926	- 17	*
Pisac	2950	- 9	- 3
Cay cay	3150	- 26	+ 69
Acomayo	3160	- 4	- 2
Pomacanchi	3200	- 10	+ 2
Granja Kcayra	3219	+ 11	- 1
Anta Ancachuro	3340	+ 23	+ 46
Sicuani	3574	+ 2	+ 28
Chitapampa	3600	+ 7	*
Ccatcca	3729	- 20	+ 14
Colquepata	3729	- 70	+ 37

*: Sin información

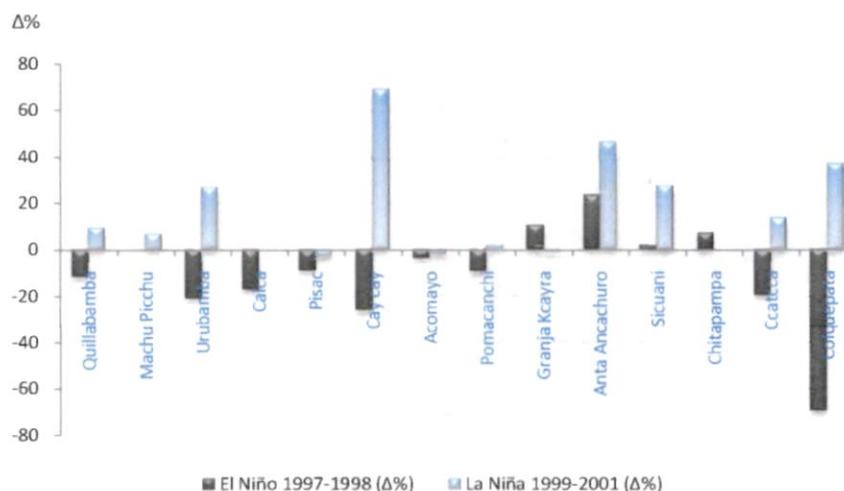


Figura 4.7 Cambio porcentual de la precipitación en algunas estaciones meteorológicas de la cuenca del río Urubamba durante el ENOS 1997-2001.

En promedio, durante El Niño 1997/98 la cuenca experimentó una reducción de lluvias del orden de -11% sin embargo hubo algunos sectores como Colquepata, Cay Cay, Urubamba y Ccatcca que presentaron mayores reducciones del orden de -69%, -26%, -21% y -19% respectivamente (ver Tabla 4.2 y Figura 4.7). Entre enero y febrero de 1998, intensas lluvias afectaron la parte central-occidental de la cuenca provocando la crecida del río Ahobamba, afluente del río Urubamba (o Vilcanota), arrasando el poblado de Santa Teresa (Provincia de La Convención) e inundando la Central Hidroeléctrica de Machu Picchu. Las estaciones ubicadas cerca de la zona afectada registraron dichas anomalías positivas; es decir, incrementos de las precipitaciones anuales por encima de sus valores normales; es el caso de Anta Ancachuro (+ 23%), Granja Kcayra (+ 11%) y Chitapampa (+ 7%).

Durante La Niña 1999/01, en promedio las lluvias se incrementaron en la cuenca a razón de +19% por encima de su valor normal, y algunos sectores de la cuenca donde se habían presentado deficiencias durante el Niño 1997/98, presentaron esta vez excesos de lluvias de hasta +69% en Cay Cay, +37% en Colquepata, +27% en Urubamba y +14 % en Ccatcca, entre otros. Las estaciones Anta Ancachuro y Sicuani, presentaron un incremento más marcado de lluvias en comparación al periodo lluvioso 1997/98.

Las variaciones en la cantidad de precipitaciones observadas durante ambos eventos en diferentes puntos de la cuenca, son una muestra que la variabilidad climática natural local es la que induce mayores anomalías de la precipitación en la cuenca y está relacionada a anomalías de la circulación de gran escala temporal y espacial, tal como el ENOS.

4.1.4 Tendencias de la precipitación

La determinación de la tendencia de la precipitación no es fácil en ningún ámbito geográfico, debido, entre otras cosas a la compleja distribución espacial de las lluvias, a las diferencias en cuanto a su reparto estacional y a su notable variabilidad interanual. Durante el Siglo XX, las lluvias han aumentado en la mayoría de las localidades de latitudes altas del Hemisferio Norte, mientras que las reducciones han dominado desde los 10° S a 30° N desde el decenio de 1970. En Sudamérica, se presume que desde 1970 las precipitaciones han ido incrementándose, al igual que su intensidad en zonas del noroeste de Perú y Ecuador, sur de Brasil, Paraguay, Uruguay y en la Pampa Argentina. Inversamente, se observa una disminución en el centro-sur de Perú, norte de Bolivia, centro-sur de Chile y centro-sur de Argentina (Banco Mundial, 2009; Magrín, 2007; Vuille *et al.*, 2003). Sin embargo, aún existe poca coherencia espacial entre las tendencias de la precipitación y no existe un patrón claro de incremento o decrecimiento (Vuille *et al.*, 2003). En el Perú, estudios recientes dan cuenta de incrementos en la costa y sierra norte, disminuciones en la Amazonía y sierra central entre 1965-2006, y son los eventos ENOS más intensos los responsables de esta tendencia (SENAMHI, 2009).

Para determinar las tendencias anuales y estacionales de la precipitación en la cuenca y sus niveles de significancia de forma porcentual durante la segunda mitad del siglo XX, se han escogido las estaciones con series más largas y completas. El periodo analizado es más extenso que el utilizado para los mapas climáticos con valores medios (1971-2000), teniendo en cuenta la necesidad que existe de observar un fenómeno como las tendencias en periodos más prolongados (1965 – 2009). Estas tendencias se calculan mediante el test de Mann-Kendall (Kendall, 1975) y metodología desarrollada por Sen (1968), para obtener la pendiente o la magnitud de la inclinación (tasa de cambio de la variable por unidad de tiempo).

En la **Tabla 4.2**, se presenta que las tendencias anuales y estacionales de la precipitación observadas en el periodo 1965-2010 en estaciones representativas de la cuenca. Los valores de significancia asociada al 99% es resaltada en negrita.

Tabla 4.2 Tendencia anual y estacional de la precipitación (mm) y significancia al 99% (en negrita) en la cuenca del río Urubamba.
ST: Sin tendencia

Estaciones	Tendencia Anual (mm/ década)	Tendencia Verano (mm/ década)	Tendencia Otoño (mm/década)	Tendencia Invierno (mm/ década)	Tendencia Primavera (mm/ década)
Urubamba	+20	+ 11	ST	ST	+ 9
Pisac	+ 9	+ 18	-10	ST	+ 4
Cay Cay	+22	+ 10	+ 4	+ 1	+ 7
Granja Kcayra	+ 2	+ 9	-2	ST	-2
Ccatcca	+12	+ 12	-1	+ 2	+ 5
Sicuani	+18	+ 11	+ 7	ST	+10

Nota: DEF: diciembre-enero-febrero; JJA: junio-julio-agosto, MAM: marzo-abril-mayo; SON: setiembre-octubre-noviembre

En diferentes puntos de la cuenca las tendencias son generalmente de aumento (positivas) con incrementos muy marcados de hasta +22 mm/década en la estación Cay Cay a un nivel de significancia del 99%. Este valor representa un aumento de la precipitación de hasta 90 mm en los últimos 46 años. Cabe resaltar, que a pesar de no contar con altos niveles de significancia (menores al 87%), en el resto de localidades (Granja Kcayra, Pisac, Ccatcca, Sicuani), presentan también un claro incremento de las lluvias (Figura 4.8).

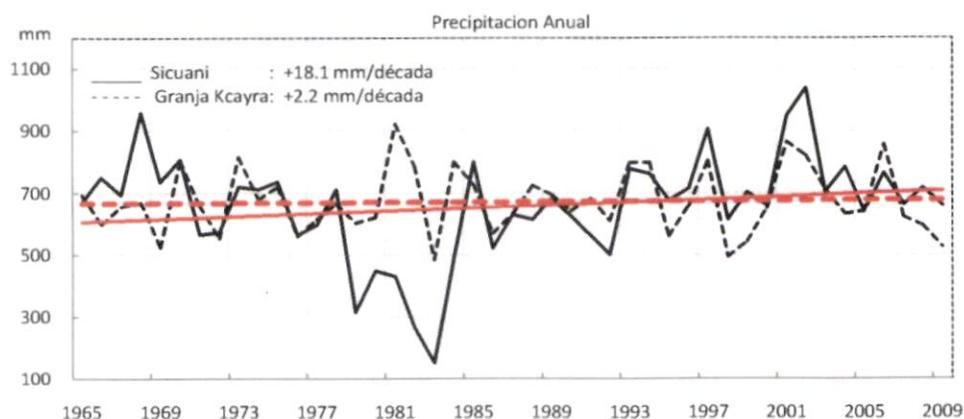


Figura 4.8 Distribución temporal de la precipitación total anual (1965-2010) en mm de las estaciones Sicuani y Granja Kcayra. El mejor ajuste de la tendencia lineal es indicado por las líneas rojas.

La tendencia de la precipitación anual estimada por SENAMHI (2007) para el periodo 1965-2006 en estaciones como Urubamba, Granja Kcayra y Sicuani fueron positivas y del orden de +0.7 a +2.9 mm/año, mayores en relación al periodo reciente 1965-2010 que son del orden de +0.2 a +2.2 mm/año. Si bien es cierto se mantiene la tendencia positiva, ésta es de menor magnitud debido a que en la última década 2001-2010 se advierte una disminución de las lluvias principalmente en la parte alta de la cuenca. Este comportamiento de aparente disminución en la década reciente, amerita estudios más detallados, dado que es coherente y consistente con lo encontrado *in situ* basado en entrevistas realizadas sobre *percepción del clima* del poblador de la cuenca en diferentes puntos de la cuenca⁴. Las lluvias percibidas por la población tienen características de mayor intensidad, corto periodo de duración y además alternadas con periodos de sequedad o “veranillos”, que en la escala mensual se reflejan con la disminución de lluvias en la década reciente (ver ítem 4.16).

Suarez, W. (2010)⁵ analiza la tendencia de la serie de precipitación anual (1964-2008) para el periodo hidrológico (setiembre - agosto) en seis regiones pluviométricas que comprende las cuencas de los ríos Apurímac, Pampas y Urubamba de las regiones Cusco y Apurímac, donde encuentra que no existe tendencia de manera significativa, sin embargo, en la parte altoandina del extremo oeste de la región (proximidades de la cordillera Vilcabamba), la tendencia es positiva, en concordancia con la tendencia actual estimada en la cuenca del río Urubamba.

A nivel estacional, la tendencia de la precipitación en el verano presenta un comportamiento similar al del periodo anual, con valores positivos en Urubamba, Pisac, Cay Cay y Ccatcca, en el orden de 10-18 mm/década, con altos niveles estadísticos de significancia (99%). En el resto de localidades (Granja Kcayra y Sicuani), muestran también valores de tendencia positiva, aunque éstas no son estadísticamente significativas; en otras palabras, las lluvias en la cuenca durante el verano presentan un comportamiento regional de incremento. En otoño, a pesar de no contar con altos niveles de significancia (menores al 88%), un gran número de estaciones vienen presentando tendencias negativas, es decir disminución de las precipitaciones a razón de -10 a -1 mm/década en Pisac, Granja Kcayra y Ccatcca. En tanto, tendencias positivas con niveles de significancia estadística menores al 97%, son observadas en Cay Cay (+4 mm/década) y Sicuani (+7 mm/década). En el invierno, época de mínimas precipitaciones, un mayor número de estaciones no presentan una tendencia clara en comparación a las tendencias de verano y otoño. Se advierte que la mayor tasa de incremento (1 mm/década) se presenta en Cay Cay (zona central de la cuenca). Finalmente en primavera, época de inicio del periodo lluvioso, las tendencias de la precipitación son positivas (aumento) en Pisac, Urubamba, Cay Cay, Ccatcca y Sicuani con valores entre +5 y +10 mm/década, con altos niveles de significancia (superior a 99%); es decir, las lluvias correspondientes al inicio del periodo lluvioso, en gran parte de las estaciones analizadas, van en aumento.

⁴ Fase de Campo de las Componentes Hidro-Agrometeorológica de los proyectos PRAA y PACC (2009-2010).

⁵ Informe Técnico “Clima presente y futuro en la región Cusco-Apurímac: impacto en la disponibilidad hídrica” – PACC (2010)

4.1.5 Periodos secos y húmedos

Las sequías son eventos naturales complejos desde el punto de vista físico y social. A menudo, una sequía es el resultado de una gran complejidad de factores que interactúan con el medio, suele ser bastante difícil determinar su inicio o final, incluso, es difícil su identificación y caracterización espacio-temporal que únicamente son reconocibles tras un largo periodo sin precipitaciones. No obstante las diferentes definiciones y tipos de sequía se puede considerar que, las sequías son un fenómeno esencialmente climático y que el origen de las mismas suele estar en un descenso anormal de las precipitaciones.

Las precipitaciones en la cuenca del Urubamba presentan una alta variabilidad espacial y temporal, pasando rápidamente de periodos secos o deficientes a húmedos y con excesos, especialmente a partir de los años ochenta. Aunque no se ha encontrado una relación directa entre las sequías en la región andina del Perú con el ENOS (SENAMHI, 2009), se sabe que en algunos episodios de su fase cálida (El Niño), las precipitaciones en la cuenca fueron deficientes, incluso dentro de los percentiles correspondiente a sequías severas a extremas, que ocurrieron de manera localizada en los años 1978/80, 1982/83, 1983/84, 1986/87, 1989/92, 1994/95, 1998/99 y 2007/08.

En el presente estudio, se caracterizaron los periodos secos y húmedos en la cuenca, utilizando la metodología de los percentiles (Valiente, 2001). Con esta metodología han sido evaluadas las precipitaciones anuales totalizadas entre septiembre y agosto durante 1965 al 2010, en ocho estaciones meteorológicas con un record de información óptimo (46 años) para este análisis. Se establecen como periodo deficiente a todas las lluvias anuales que están por debajo del percentil 30 y se le denominará sequías a aquellas por debajo del percentil 15, determinándose tres categorías, Percentil 15 (Sequía moderada), Percentil 10 (Sequía severa) y Percentil 5 (Sequía extrema). En lo que respecta a la caracterización de periodos húmedos, los valores extremos superiores al percentil 80 van a representar excesos de precipitaciones, teniendo dos categorías, las lluvias superiores al percentil 80 y menores al 90 son considerados excesos moderados, mientras las lluvias por encima del percentil 90 son considerados excesos extremos. (Ver Tabla 4.4):

Tabla 4.4 Caracterización de periodos secos y húmedos, según el método del percentil.

Percentil	Caracterización
Percentil 30	Deficiencia
Percentil 15	Sequía moderada
Percentil 10	Sequía severa
Percentil 5	Sequía extrema
Percentil 80	Exceso moderado
Percentil 90	Exceso extremo

Según la tabla anterior, un periodo seco es caracterizado por deficiencias de lluvias, cuyos valores extremos se llamarán sequías, por lo tanto una sequía será un periodo seco o deficiente, pero no necesariamente un periodo seco o deficiente es una sequía.

En la Tabla 4.5 se presenta la evolución y secuencia de periodos secos y húmedos en cuatro estaciones meteorológicas representativas de la parte alta de la cuenca (encima de los 2800 m de altitud), en el periodo 1965-2010.

Los resultados indican periodos largos de sequías y deficiencias de características moderadas y extremas en localidades como Urubamba, Anta, Granja Kcayra y Sicuani, entre 1976 y 1984, siendo particularmente más recurrentes e intensas en Urubamba (2863 msnm) y Sicuani (3574 msnm). En tanto, periodos cortos y discontinuos de sequías mayormente de intensidad severa y extrema se presentaron en Anta (3340 msnm) y Granja Kcayra (3219 msnm) durante la década de los noventa.

En el año 1976/77 (El Niño débil), se presentaron sequías severas en Anta y Granja Kcayra, mientras que en Urubamba y Sicuani las lluvias se presentaron con normalidad. El año 1982/83 (El Niño muy fuerte) fue un año crítico para la cuenca, las precipitaciones se presentaron muy por debajo de lo normal,

registrándose sequías entre severas y extremas en Urubamba, Anta y Sicuani. No obstante, en el año 1997/98 (El Niño extraordinario), no se presentaron deficiencias en la cuenca.

El año 1987/88 fue un año particularmente húmedo en toda la cuenca, la mayoría de las estaciones presentaron lluvias por encima del percentil 80, y a partir de ese año hasta la actualidad los periodos lluviosos anuales en la cuenca se han presentado dentro de lo normal o por encima de lo normal (periodos lluviosos húmedos) con presencia de periodos secos episódicos y muy localizados, tal como ocurrió en Anta (1988 – 1992) y Granja Kcayra (1994 – 1999), que presentaron episodios de sequías de severas a extremas en medio de un panorama húmedo a nivel de cuenca.

La temporada de lluvias 2004/05, se presentó deficiente en Urubamba y Anta, mientras que en el resto de la cuenca alta, las lluvias estuvieron dentro de su variabilidad normal. Entre el 2005-2010, han predominado excesos moderados, sin embargo, la estación Granja Kcayra entre el 2007/09 presentó deficiencias importantes con características de sequía severa en el 2007/08.

Tabla 4.5 Secuencia de periodos secos y húmedos en la Cuenca del río Urubamba durante el periodo 1965 –2010.

Año	Urubamba	Anta	G. Kayra	Sicuani
1965/66				
1966/67				
1967/68				
1968/69				
1969/70				
1970/71				
1971/72				
1972/73				
1973/74				
1974/75				
1975/76				
1976/77				
1977/78				
1978/79				
1979/80				
1980/81				
1981/82				
1982/83				
1983/84				
1984/85				
1985/86				
1986/87				
1987/88				
1988/89				
1989/90				
1990/91				
1991/92				
1992/93				
1993/94				
1994/95				
1995/96				
1996/97				
1997/98				
1998/99				
1999/00				
2000/01				
2001/02				
2002/03				
2003/04				
2004/05				
2005/06				
2006/07				
2007/08				
2008/09				
2009/10				

Percentil	Deficiencias
5	Sequía extrema
10	Sequía severa
15	Sequía moderada
	Deficiencia
Percentil	Excesos
80	Exceso moderado
90	Exceso extremo

En la Figura 4.9 se presenta la distribución temporal de las lluvias en base a los percentiles tanto de excesos como de déficit, obtenidos en la primera parte de este ítem, correspondientes a las localidades de Urubamba, Anta, Sicuani y Granja Kcayra, todas ubicadas en la cuenca del Urubamba, por encima de los 2800 msnm. La característica más saltante en dichas figuras, es el cambio de régimen en los valores de los percentiles que se presentaron a partir del año 1976. Aunque no se cuente con mayor información antes de este año, puede observarse de manera general que antes de esa fecha, no se presentaron lluvias intensas con la frecuencia que se vienen observando en los últimos años.

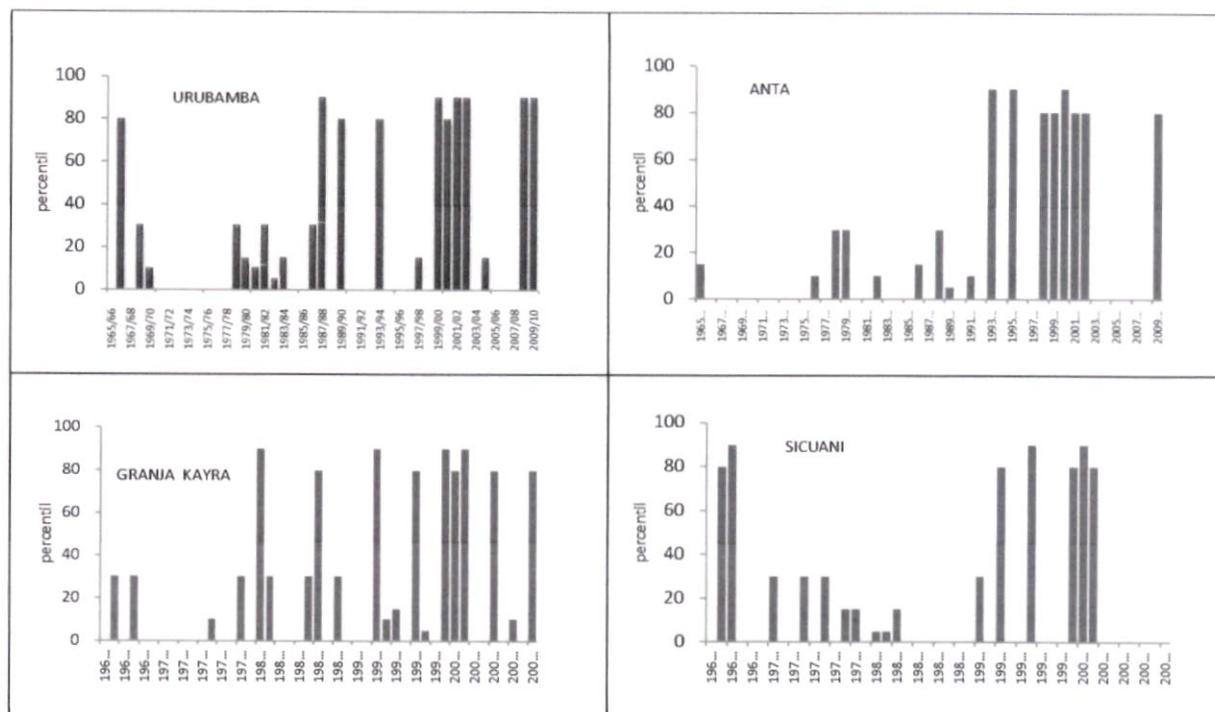


Figura 4.9 Representación gráfica de la precipitación en percentiles en Urubamba, Anta, Granja Kayra y Sicuani.

4.1.6 Índices de eventos extremos de la precipitación

El cambio climático puede ser percibido o sentido de mejor manera a través de la incidencia de los impactos extremos (IPCC, 2007). Considerando esto, la detección del cambio climático debería ser más observable a través de sus tendencias y extremos climáticos (Messerli y Ives, 1997 – citado por Liu. X. 2006; Díaz *et al.*, 2003).

El IPCC ha alertado en sus sucesivos informes sobre un posible aumento, en frecuencia e intensidad, de eventos extremos asociados a las precipitaciones. Para el caso particular de la región andina tropical, los fenómenos de *precipitación extrema* podrían estar aumentando el número de casos de aceleración de la sedimentación de reservorios, colapsándolos mucho antes que se cumpla el plazo de su vida proyectada; las fluctuaciones de los niveles de los lagos altoandinos empiezan a presentar grandes cambios temporales, así mismo, la *reducción de lluvias* en otras partes de esta región, empiezan a configurar episodios de veranillos en plena época de lluvias, así como presentar retardo del periodo lluvioso, con la consecuente afectación en sistemas agrícolas y de producción de energía, principalmente. A este panorama se suma el hecho de que la verificación de estos fenómenos extremos no es fácil, debido entre otros factores, al complejo reparto espacial que exhibe la precipitación en la región andina, a su estacionalidad y a su notable variabilidad interanual. No obstante, los tomadores de decisión necesitan una mejor comprensión del uso potencial de la información climática (Karl y Easterling, 1999), en especial la relacionada a los extremos climáticos, pues permite definir en relación a los impactos con cuánta frecuencia se dan, dónde se producen y con qué magnitud.

La detección de cambios en la intensidad y frecuencia de eventos extremos de precipitación, dependerá de la técnica de análisis empleada (Zhang *et al.*, 2004; Trömel y Schönwiese, 2007). Entre muchos métodos estadísticos usados para el diagnóstico de eventos extremos tanto de precipitación como de temperaturas, se tiene el que se basa en los "índices extremos", a través del análisis de tendencias y niveles de significancia, propuesto por Frich *et al.* (2002), metodología que ha sido utilizada por el IPCC en su Cuarto Reporte de Evaluación (Kamiguchi *et al.*, 2006).

Para el análisis de indicadores de eventos extremos en la cuenca del río Urubamba, se ha utilizado información diaria de precipitación, para el periodo 1965 – 2010, considerando las tendencias con un nivel de significancia de $p < 0.01$, para lo cual se ha utilizado el software RCLimDex - desarrollado por el área de Investigación Climática del Servicio Meteorológico de Canadá con la finalidad de monitorear la evolución de los valores extremos de la precipitación y temperatura. Seis índices de precipitación fueron calculados y son enumerados en la Tabla 4.4 y los puntos de evaluación se muestran en la Figura 4.10. Muchos de estos índices relacionan la precipitación extrema, aunque dos son más indicativos de cambios en la distribución total de la precipitación: Precipitación Total Anual en los días húmedos (PRCPTOT) y el Índice de intensidad diaria de precipitación en días húmedos (SDII). Un día húmedo se refiere a días con al menos 1 mm de precipitación.

Tabla 4.4 Índices de precipitación (definición y unidades). Todos los índices son calculados anualmente de enero a diciembre

Indicador	Nombre del Indicador	Definición	Unidades
PRCPTOT	Precipitación en días húmedos	Precipitación Total Anual en los días húmedos (RR \geq 1mm)	mm
SDII	Índice de intensidad diaria de precipitación	Precipitación total anual dividida por el número de días húmedos en un año	mm día ⁻¹
CDD	Días secos consecutivos	Número máximo de días consecutivos con RR<1mm	días
CWD	Días húmedos consecutivos	Número máximo de días consecutivos con RR \geq 1mm	días
R95p	Días muy húmedos	Precipitación total anual en que RR>95 percentil	mm
R99p	Días extremadamente húmedos	Precipitación total anual en que RR>99 percentil	mm

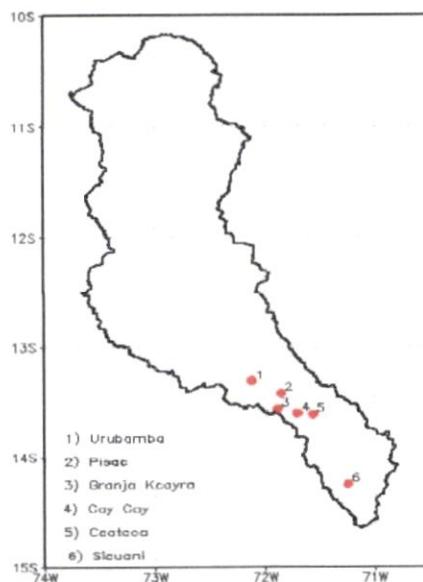


Figura 4.10 Ubicación de estaciones meteorológicas consideradas para el análisis de índices extremos.

Los resultados para todas las estaciones en la cuenca del Urubamba, se muestran en la Tabla 4.5.

Tabla 4.5 Tendencia y niveles de significancia de los índices extremos de precipitación en la cuenca del río Urubamba

ESTACIONES	SDII	CDD	CWD	R95p	R99p	PRCPTOT
Urubamba	O	O	+	+	+	+
Pisac	O	+	+	O	O	O
Granja Kcayra	+	O	+	+	+	+
Cay Cay	+	O	+	+	+	+
Ccatcca	+	O	O	+	+	+
Sicuani	O	O	+	+	+	+

Legenda: Tendencia positiva sin significancia (+), Tendencia positiva con significancia (**+**),
Tendencia negativa sin significancia (O), Tendencia negativa con significancia (**O**)

En los últimos 46 años, la tendencia media de las lluvias (índice de precipitación acumulada en un año PRCPTOT) indica incrementos a una tasa promedio de 3.3 mm/día/año, excepto en la estación de Pisac, donde se viene observando disminuciones de la precipitación en los últimos 46 años.

En relación a la intensidad de las lluvias (distribución de la tendencia del índice de intensidad diaria de precipitación anual SDII), en general, la tendencia es positiva y estadísticamente significativa en Cay-Cay y Granja Kcayra, siendo el incremento de la intensidad de 1 mm/año; en tanto, Urubamba, Sicuani y Pisac registran una disminución en la intensidad de sus lluvias, aunque sólo es estadísticamente significativa en Pisac (20 mm/año). La distribución espacial de la tendencia de este índice de intensidad de lluvias se muestra en la Figura 4.11.

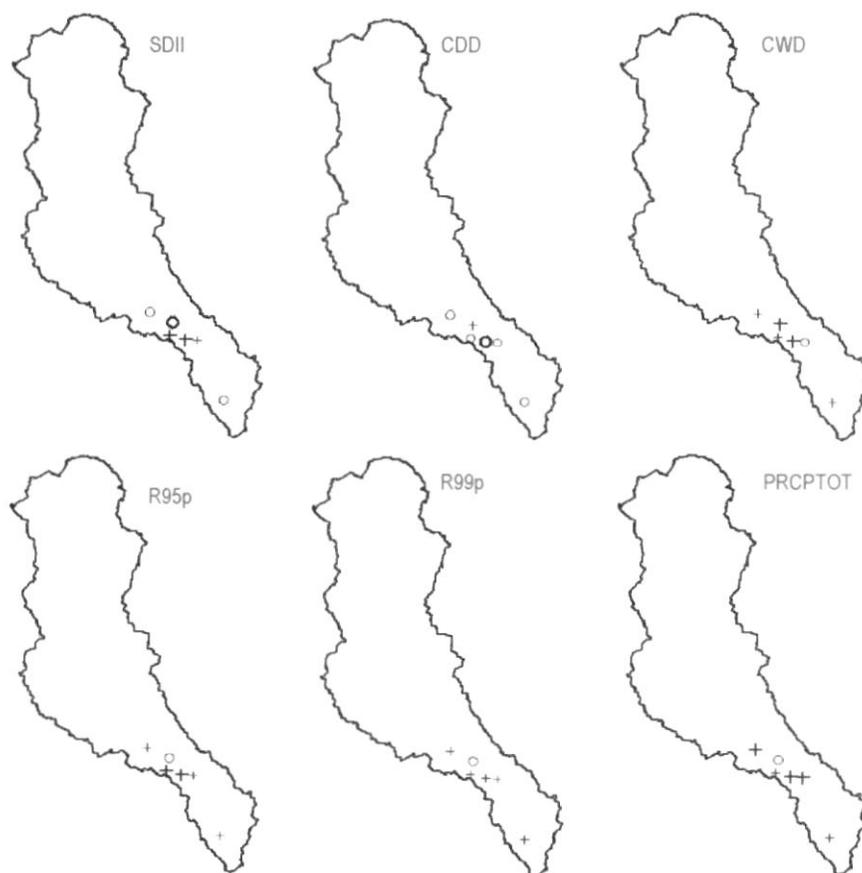


Figura 4.11 Señal de tendencia en indicadores de precipitación. El incremento es mostrado por el símbolo cruz y el decrecimiento por un círculo. Valores en negrita indican significancia en $p < 0.01$.

Las tendencias de los periodos de deficiencia (máximo número de días consecutivos secos CDD) y periodos lluviosos (máximo número de días consecutivos con precipitación CDW) pueden ser interpretados como indicadores de sequías y excesos, respectivamente. En general, existe una reducción de los días secos consecutivos (tendencia negativa de CDD) del orden de 2 días/década, que se corresponde con el incremento del número de días lluviosos (tendencia positiva de CDW) que es del orden de 0.4 días/década siendo estadísticamente significativa en Cay Cay, en otras palabras, el periodo de estiaje se ha reducido hasta en 9 días mientras que el periodo lluvioso se ha incrementado hasta en 2 días, en los últimos 46 años. Si bien es cierto han aumentado los días con lluvia, este aumento ha sido de menor magnitud en comparación a la disminución de los días sin lluvia, lo que interpretaríamos como: en los últimos 46 años, los episodios lluviosos se han presentado con mayor frecuencia, con mayor intensidad y se caracterizan por ser de muy corta duración.

Más allá de cálculos estadísticamente significativos o no, lo cierto es que estos cambios en la ocurrencia de periodos secos y húmedos son percibidos por los pobladores de la cuenca, así:

"... las lluvias se han incrementado en estos últimos años y son más intensas, antes empezaban en setiembre y ahora hay un retraso, ahora están empezando en octubre o noviembre y duran hasta más allá de mayo, las lluvias ya no caen en su debido tiempo ..."

(Sr. Pio Montaña Apaza (50), poblador de la subcuenca de Chaupimayo)

La relación existente entre los días secos consecutivos y la intensidad de las lluvias es inversa; es decir, si bien el número de días sin lluvia (periodo seco) está disminuyendo, la intensidad diaria de precipitación anual se está incrementando, lo que concuerda con la percepción de los pobladores, que manifiestan que las lluvias están siendo más intensas y en periodos cortos.

"... el clima ha cambiado mucho, ahora cuando llueves es fuerte, como chaparral, puede llover hasta dos días seguidos y luego nada, antes las lluvias eran más suaves..."

José Camacho Rivera (40), poblador de la subcuenca de Salkantay

"... todos los años se está sintiendo más calor y las lluvias son más intensas cada año, antes las lluvias ocurrían a partir de setiembre, ahora con el cambio del clima las lluvias aparecen recién en diciembre, ..., ahora las lluvias son más intensas y torrenciales..."

Manual Salas (54), poblador de la subcuenca de Salkantay

*Información recopilada por Clara Oria (Ing. Meteoróloga del SENAMHI-PERU)
Fase de campo del PRAA. Santa Teresa, setiembre - 2010*

Las tendencias del número de días muy lluviosos (R95p) y días extremadamente lluviosos (R99p) son positivas (Figura 4.11); es decir, hay un incremento de precipitaciones extremas en los 46 años de evaluación, tendencias que guarda una relación directa con el índice de precipitación acumulada anual (PRCPTO), excepto en Pisac en donde viene ocurriendo exactamente lo contrario; es decir, una disminución de los días lluviosos y extremadamente lluviosos, así como de la precipitación anual. Estadísticamente, el incremento de los días muy lluviosos es más significativo que el incremento de los días extremadamente lluviosos y además es de mayor orden (26 días/año).

4.2 Temperatura del aire

4.2.1 Distribución espacial de las temperaturas del aire

Las formas del relieve que dominan la Cuenca del río Urubamba condicionan el comportamiento de la temperatura. Las diferencias altitudinales propician la existencia de variados escenarios térmicos, de fuertes contrastes entre el temple del Bajo Urubamba y los fríos de la parte alta de la cuenca. La diversidad térmica y dependencia al relieve quedan bien expresadas en los mapas del Anexo 01 correspondientes a las temperaturas máximas y mínimas. Las isotermas se disponen en líneas paralelas decrecientes que prácticamente reproducen las curvas de nivel, desde el valle del Vilcanota hasta los márgenes montañosos de las cordilleras de Paucartambo al este, Vilcanota al sur y Vilcabamba al oeste. Con el descenso hacia las tierras bajas al norte de la cuenca (provincias de La Convención y Atalaya), las temperaturas muestran un lógico y progresivo incremento que es moderado al principio (clima semicálido) y luego más vertiginoso (clima cálido) hacia los territorios del Bajo Urubamba, donde la topografía es menos abrupta. Las razones de la relación entre la temperatura del aire y la altitud no son "estadísticas" sino físicas: en el trópico la temperatura no varía mucho en la horizontal pero sí disminuye en la vertical porque el aire cerca de la superficie es más caliente.

Si para el conjunto de la cuenca se ha obtenido una temperatura media anual de 16 °C, los territorios correspondientes al Bajo Urubamba superan ampliamente ese valor promedio registrando hasta 25 °C, mientras que la parte alta de la cuenca presenta una temperatura media del orden de los 12 °C. En la Figura 4.12, se aprecia el transecto norte - sur de la temperatura media en la cuenca del río Urubamba.

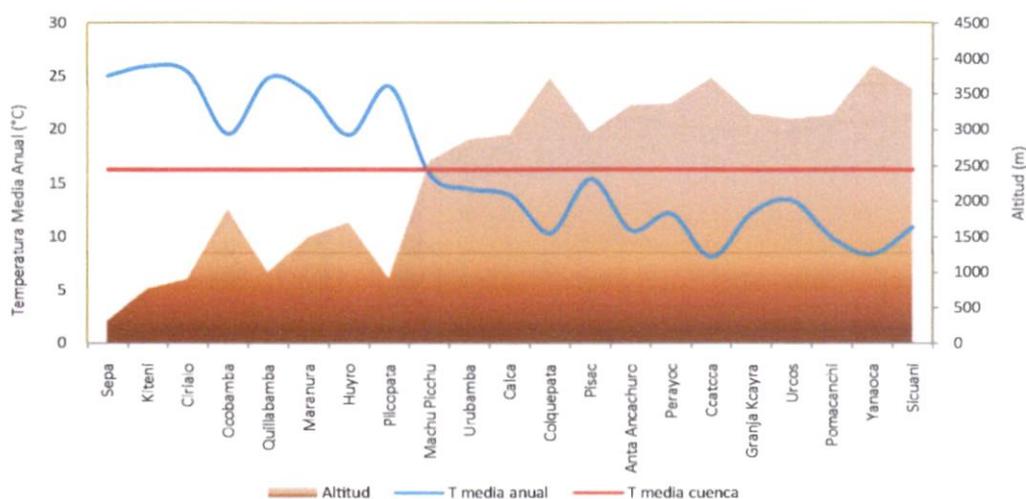


Figura 4.12 Transecto norte - sur de la temperatura media anual de la Cuenca del río Urubamba. La curva azul representa el valor de esta variable. La superficie marrón corresponde con un perfil topográfico longitudinal de la cuenca. La línea recta roja señala el valor de la temperatura media anual ponderada para el conjunto de estaciones de la cuenca.

De manera similar, la distribución espacial de las temperaturas extremas (máxima y mínima) exhibe una dependencia con el relieve de la cuenca. La temperatura máxima anual en toda la cuenca es 25 °C y la temperatura mínima 13 °C. Los valores más altos se dan en el Bajo Urubamba entre 20 °C ($T_{mín}$) y 30 °C ($T_{máx}$), mientras que en el sector más altoandino de la cuenca los regímenes térmicos son del orden de 6 °C ($T_{mín}$) y 20 °C ($T_{máx}$) (ver Mapas del Anexo 01).

4.2.2 Ciclo anual y régimen estacional

Durante el año, la temperatura máxima presenta dos máximos, uno en mayo y el más intenso en octubre, mientras que los valores mínimos se dan en verano (enero y febrero). El ciclo anual de la temperatura máxima en la cuenca del río Urubamba refleja la ausencia de nubosidad cerca del mediodía durante los meses de invierno (época de estiaje), lo cual determina que dichas temperaturas sean mayores durante esta temporada que las correspondientes a las de verano, tal como muestran las

Figuras 4.13a-b. Posteriormente durante los meses de primavera, se conjugan dos factores que producen máximas temperaturas diurnas; en primer lugar debido a la posición solar, mayor energía en superficie, respecto a invierno, y en segundo lugar, menor nubosidad respecto a verano.

Respecto a la temperatura mínima (Figuras 4.13c-d), los menores valores ocurren durante los meses de invierno, asociado a la menor presencia de nubosidad nocturna que favorece una mayor pérdida de energía por efecto invernadero. Durante los meses de primavera y verano, la presencia de nubes asociado a la temporada de lluvias aumenta así como el contenido de humedad en la atmósfera, por lo que la pérdida de energía por efecto invernadero disminuye y la temperatura mínima se incrementa.

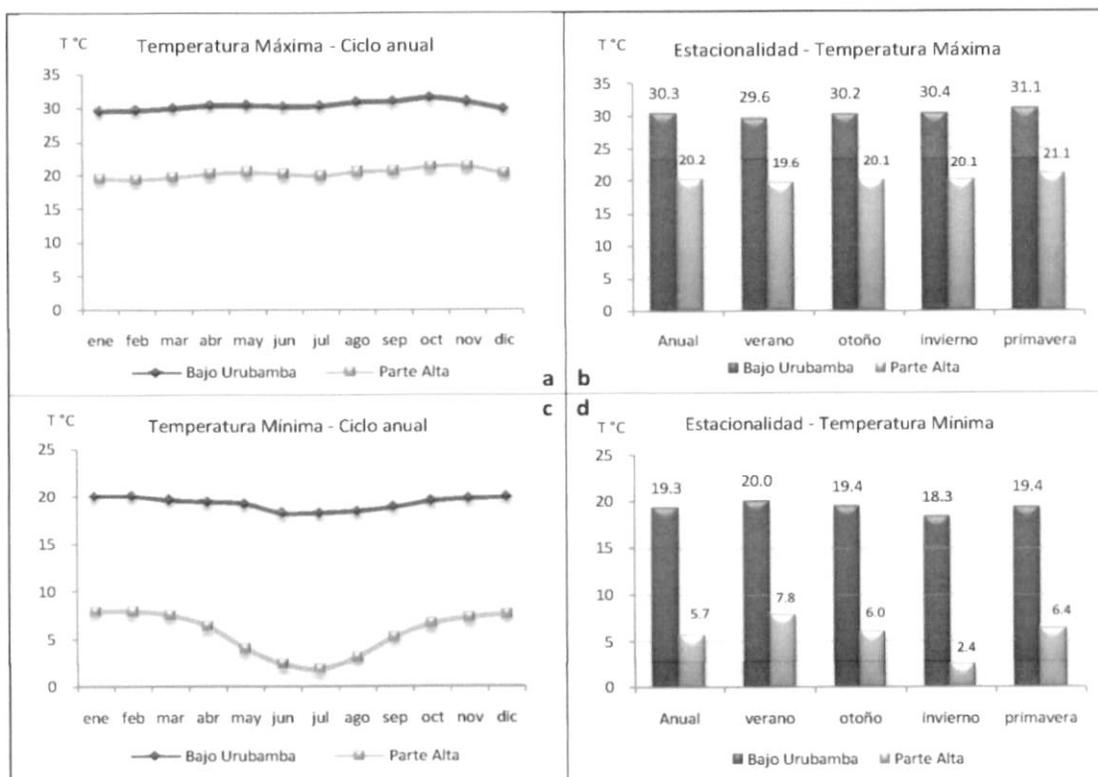


Figura 4.13 Valores medios ponderados del ciclo anual y estacional de las temperaturas máxima (arriba) y mínima (abajo), para el conjunto de la cuenca del río Urubamba.

4.2.3 Tendencias de las temperaturas del aire

Al igual que en la precipitación, para determinar las tendencias lineales de las temperaturas extremas se ha utilizado el test de Mann-Kendall (Kendall, 1975) y la metodología desarrollada por Sen (1968) para obtener la pendiente o magnitud de inclinación (tasa de cambio de la variable por unidad de tiempo). La tendencia anual y estacional de las temperaturas extremas en la cuenca para el periodo 1965-2010 asociada a una significancia igual o mayor a 99% es resaltada en **negrita** en las Tabla 4.8 y Tabla 4.9.

Tabla 4.8 Tendencia anual de las Temperaturas Máxima y Mínima (°C) y significancias al 99% (*en negrita*) en algunos puntos de la cuenca del río Urubamba (1965-2010)

LUGAR	Altitud	ST: Sin tendencia	
		TMÁX (°C/década)	TMÍN (°C/década)
Urubamba	2863	0.07	0.2
Granja Kcayra	3219	0.5	0.2
Ccatcca	3729	ST	0.1
Sicuani	3574	0.07	-0.1

Los antecedentes de observación desde 1965 a la fecha demuestran que la cuenca, como en el resto del mundo, se ha estado calentando prácticamente durante toda la segunda mitad del siglo XX. En la Tabla 4.8 y Figura 4.14 se aprecia que la tendencia anual de la temperatura máxima en los puntos de observación considerados es generalmente ascendente (calentamiento), siendo estadísticamente significativa sólo en la estación más representativa de la parte central de la cuenca: Granja Kcayra (3219 msnm) con 0.5 °C/década. En cuanto a la temperatura mínima, también es observable que la tendencia anual es positiva en gran parte de la cuenca, a excepción de Sicuani (-0.1°C /década). Los valores positivos oscilan entre 0.1-0.2 °C/década, siendo más acentuado en Urubamba y Granja Kcayra. Resultados similares fueron encontrados en un estudio de tendencias entre 1965-2005 realizado por el SENAMHI (2007) en la misma cuenca.

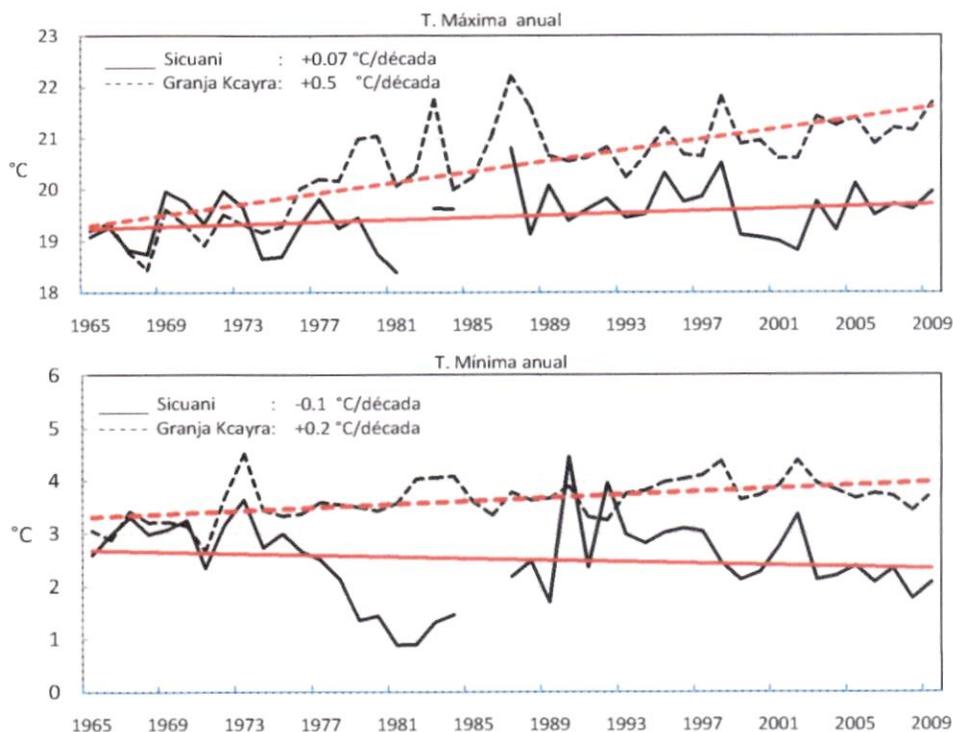


Figura 4.14 Distribución temporal de las temperaturas del aire máxima (arriba) y mínima (abajo) anual (1965-2010) en las estaciones Sicuani y Granja Kcayra. El mejor ajuste de las tendencias lineales es indicado por las líneas rojas.

Las tendencias estacionales se corresponden con la tendencia anual; es decir, son predominantemente positivas. En verano, la tendencia de la temperatura máxima viene siendo positiva en gran parte de la cuenca, con valores entre 0.1 - 0.6 °C/década, siendo Granja Kcayra, la que viene presentando incrementos más acentuados respecto a los otros puntos de observación (0.4 – 0.6 °C/década), principalmente entre verano e invierno (ver Tabla 4.9). En Urubamba y Sicuani, a pesar de no contar con altos niveles de significancia (menores de 96%), se observa tendencias positivas pero de menor magnitud.

Tabla 4.9 Tendencia estacional de las temperaturas máxima y mínima del aire (°C) y significancias al 99% (en negrita) en la cuenca del río Urubamba (1965-2010)
ST: Sin tendencia

LUGAR	UNIDADES	Verano		Otoño		Invierno		Primavera	
		TMÁX	TMÍN	TMÁX	TMÍN	TMÁX	TMÍN	TMÁX	TMÍN
Urubamba	°C/década	0.1	0.2	0.2*	0.2	0.05	0.2	0.1	0.2
Granja Kcayra	°C/década	0.6	0.1	0.5	0.2	0.6	0.2	0.4	0.1
Ccatcca	°C/ década	ST	0.1	ST	0.2	ST	0.3	ST	ST
Sicuani	°C/ década	0.1	0.1	0.06	-0.1	0.05	-0.4	0.08	-0.2

Las tendencias estacionales de la temperatura mínima presentan el mismo patrón que la temperatura máxima, aunque con valores ligeramente inferiores, la tasa de calentamiento llega hasta 0.3 °C/década, principalmente en invierno (en la estación de Ccatcca). En Sicuani, ubicada en la parte sur de la cuenca a 3574 msnm, se observa un claro descenso en las temperaturas mínimas, tanto a nivel anual como estacional, siendo la tendencia estacional de invierno (-0.4 °C/década), la que modula la tendencia anual (-0.1 C/década).

4.2.4 Índices de eventos extremos de temperatura del aire

Existe una clara evidencia que la temperatura media global observada se ha incrementado aproximadamente en 0.76 °C desde inicios del Siglo XX. El IPCC en 1996 indicaba: “..... esto nos lleva a pensar que si hay grandes cambios en la temperatura media, también existirá la probabilidad de cambios en las temperaturas extremas (máxima y mínima)...”. Un reciente estudio realizado por Easterling *et al.* (1997) muestra que tanto la temperatura máxima como la mínima diaria están incrementándose, pero es la tasa de incremento de la temperatura mínima la que se incrementa en dos veces, en comparación a la máxima media diaria (Karl and Easterling, 1999). Este incremento de la temperatura mínima afecta la longitud del periodo de heladas (FDO), así como al rango diurno de temperatura (DTR). Por otro lado, se espera también que incrementos en la temperatura media, vengan acompañados por incremento en la frecuencia de días y noches cálidas (Liu, X. *et al.* 2006).

Las tendencias de ocho índices de temperaturas extremas, seleccionados para este estudio, son definidos en la Tabla 4.11. Estos índices se basan en el análisis de la temperatura diaria tanto máxima como mínima, así como también de la relación entre ambas. Los índices fueron calculados en una escala mensual y anual, a partir de datos diarios, y describen la tendencia de las temperaturas extremas cálidas y frías. Algunas están basadas en un umbral fijo (ej., días con heladas) y su impacto es fácil de entender y evaluar. Otros se basan en umbrales definidos como percentiles (ej. días cálidos, noches frías) y éstos son usados para facilitar la comparación entre estaciones. Otros índices son calculados desde la combinación de ambas temperaturas para proporcionar una medida de la variabilidad de temperaturas extremas.

Los índices de temperaturas basados en percentiles son calculados como porcentajes de días (en un mes o año) por encima o por debajo de 90th o 10th percentil. En el presente estudio las tendencias de los índices extremos fueron calculadas para el periodo 1965-2010, considerando a lo más el 15% de datos faltantes. La significancia estadística de las tendencias fue evaluada al 99% de nivel de confianza.

Tabla 4.11 Índices de eventos extremos de temperatura del aire con su definición y unidades. Todos los índices son calculados anualmente de enero a diciembre

Indicador (en inglés)	Nombre del Indicador	Definición	Unidades
FDO	Días de Heladas	Número de días en un año cuando T_n (mínimo diario) $< 0^{\circ}\text{C}$	días
Txx	Temperatura Máxima Máxima	Valor mensual máximo de temperatura máxima diaria	°C
Tnn	Temperatura Mínima Mínima	Valor mensual mínimo de temperatura mínima diaria	°C
DTR	Rango diurno de temperatura	Diferencia media mensual entre T_x y T_n	°C
Tx10p	Días fríos	Porcentaje de días cuando $T_x < 10$ percentil	días
Tx90p	Días calientes	Porcentaje de días cuando $T_x > 90$ percentil	días
Tn10p	Noches frías	Porcentaje de días cuando $T_n < 10$ percentil	días
Tn90p	Noches calientes	Porcentaje de días cuando $T_n > 90$ percentil	días

Los resultados para algunas estaciones de la cuenca, se muestran a continuación en la Tabla 4.12.

Tabla 4.12 Tendencia y niveles de significancia de los índices extremos de temperatura del aire en la cuenca del río Urubamba

ESTACIONES	FD0	Txx	Tnn	DTR	Tx10p	Tx90p	Tn10p	Tn90p
Urubamba	O	+	+	O				
Granja Kcayra	O	+	+	+	O	+	O	+
Ccatcca	O	O	+	O	O	+	O	+
Sicuani	+	+	O	+				

Legenda: Tendencia positiva sin significancia (+), Tendencia positiva con significancia (+), Tendencia negativa sin significancia (O), Tendencia negativa con significancia (O).

4.2.4.1 Índices extremos de Temperatura Máxima

La Figura 4.15 presenta la distribución espacial de la tendencia para el índice de temperatura máxima (Txx), el cual en su mayoría tiene una tendencia positiva, es decir los días están tendiendo a ser más calientes, con excepción de Ccatcca, donde se observa una disminución de este índice (días menos calientes).



Figura 4.15 Señal de tendencia en indicadores de temperatura máxima del aire. El incremento es mostrado por el símbolo cruz y el decremento por un círculo. Valores en negrita indican significancia en $p < 0.01$

Los índices basados en percentiles sólo se han calculado en las estaciones Granja Kcayra y Ccatcca, encontrándose que el índice del número de días muy fríos (Tx10p) presenta una tendencia negativa con valores estadísticamente significativos en Granja Kcayra, la cual se corresponde con el patrón de tendencias positivas del índice de días cálidos (TX90p), en otras palabras, durante las últimas cuatro décadas los días fríos están disminuyendo paulatinamente, mientras que los días cálidos vienen aumentando.

4.2.4.2 Índices de eventos extremos de temperatura mínima del aire

Las islas de calor locales muchas veces tienden a manifestarse con más fuerza durante horas nocturnas (Landsberg, 1981, citado en Karl *et al.*, 1993). En ese sentido, el análisis de los índices extremos relacionados a las temperaturas mínimas diarias (Tnn), indica un alto nivel de significancia (ver Figura 4.16). En la cuenca predominan las tendencias positivas en la intensidad de este índice, es decir las noches frías están tendiendo a ser menos frías o más cálidas, con excepción de Sicuani, donde existe una disminución significativa en la intensidad de este índice, por lo que en esta localidad las noches tienden a ser cada vez más frías.

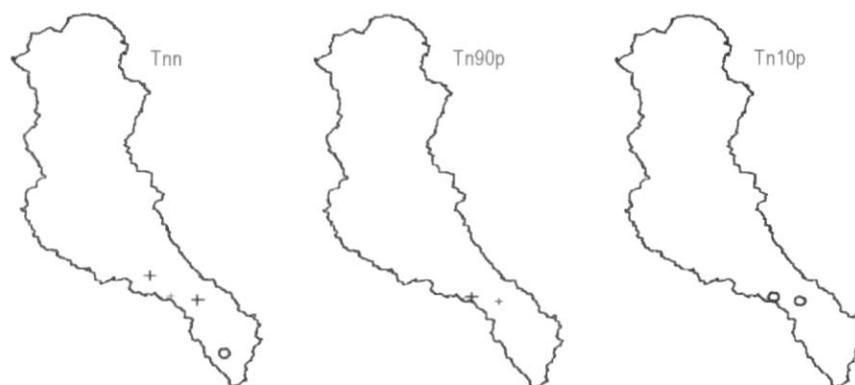


Figura 4.16 Señal de tendencia en indicadores de temperatura mínima del aire. El incremento es mostrado por el símbolo cruz y el decrecimiento por un círculo. Valores en negrita indican significancia en $p < 0.01$

Los índices basados en percentiles (ocurrencia o frecuencia de eventos más extremos), se han calculado sólo en las estaciones de Granja Kcayra y Ccatcca, encontrándose que el índice de días con noches frías (Tn10p) en ambas localidades está disminuyendo mientras que el índice días con noches cálidas (Tn90p) va en aumento, dicho de otro modo, las noches frías están disminuyendo o tornándose más cálidas y las noches cálidas están aumentando en los últimos 46 años, con alto nivel de significancia estadística. Estos resultados indican una fuerte señal de calentamiento durante el periodo nocturno.

La tendencia del índice que determina los días con heladas meteorológicas (fdo) es generalmente negativa en toda la cuenca (ver Figura 4.17a); es decir, los días con heladas meteorológicas están disminuyendo, siendo estadísticamente significativa en la estación de Granja Kcayra. Este comportamiento se exceptúa en la estación de Sicuani ubicada en la parte alta de la cuenca a 3574 msnm, donde la tendencia es positiva con alto nivel de significancia estadística; es decir, las heladas meteorológicas se están incrementando, aparentemente debido a efectos muy locales que desconocemos y que amerita un estudio más profundo.

La tendencia positiva de las heladas meteorológicas guarda estrecha relación con el aumento de las temperaturas mínimas (Tnn), dado que la longitud del periodo de heladas se ve afectada, lo cual tiene un potencial impacto en el sector agropecuario principalmente. Esta disminución en el número de heladas en el último siglo también se presenta en muchos lugares a nivel mundial como Australia y Nueva Zelanda (Karl and Easterling, 1999). La disminución del número de días con heladas meteorológicas en los últimos 46 años fue a razón de 0.33 días/año, esto es aproximadamente una disminución de 15 días, en tanto que en Sicuani la tasa de incremento de heladas es de 1.2 días/año, esto es aproximadamente 45 días de aumento de los días con heladas meteorológicas.



Figura 4.17 (a) Señal de tendencia en indicador de heladas meteorológicas (FDO); **(b)** Señal de tendencia en indicador de calentamiento diurno - DTR El incremento es mostrado por el símbolo cruz y el decrecimiento por un círculo. Valores en negrita indican significancia en $p < 0.01$

Finalmente, la tendencia del índice de rango diario de temperatura (DTR), que es la diferencia entre la temperatura máxima y mínima diaria, es negativa en las estaciones de Urubamba y Ccatcca (ver Figura 4.17b), es decir, el aumento de la temperatura nocturna (noches más cálidas) es mayor en relación a la temperatura diurna. Una tasa de incremento de la temperatura mínima mayor a la de temperatura máxima ha sido observada también en otras partes del mundo. Karl *et al.*, 1993 y Easterling *et al.*, 1997) indican que el calentamiento observado en Australia, Canadá y Nueva Zelanda no es uniforme en todo el día, observándose un menor calentamiento de las temperaturas máximas o diurna respecto a un sustancial calentamiento de las temperaturas mínimas o nocturna.

“... en el día el sol quema mucho ...”, lo que no les permite realizar su trabajo en campo de manera adecuada, “existen noches frías y también calientes, varían mucho últimamente”.

Pablo Montaña (50), poblador de la subcuenca de Chaupimayo

*Información recopilada por Clara Oria (Ing. Meteoróloga del SENAMHI-PERU)
Fase de campo del PRAA. Santa Teresa, setiembre - 2010*

En las estaciones de Granja Kcayra y Sicuani la tendencia de este índice es positiva, pues es la temperatura diurna (Tmáxima) la que se viene incrementando más respecto a la temperatura nocturna (Tmínima), excepto en Sicuani, pues aunque la tendencia de este índice es positiva ésta no se debe al incremento de las temperaturas diurna sino mas bien a la disminución de las temperaturas nocturnas (ver índice FD0). El incremento del rango diario en estas estaciones es del orden de 1 °C.

Para analizar la evolución histórica de la intensidad de periodos fríos en la estación Sicuani ubicada a 3577 msnm al sur de la cuenca, se ha considerado sólo episodios continuos de temperaturas mínimas por debajo de 4 °C, durante el mes en donde los termómetros registran las temperaturas más bajas de la temporada de invierno. En la Figura 4.18, se presenta las caídas totales de temperatura diaria histórica en el mes de junio para el periodo 1965-2010; mensualmente se calcula la suma total de las temperaturas por debajo de la referencia. El aspecto más saltante de la figura es que a partir de 1976 aproximadamente, se aprecia un incremento de la intensidad de los episodios fríos.

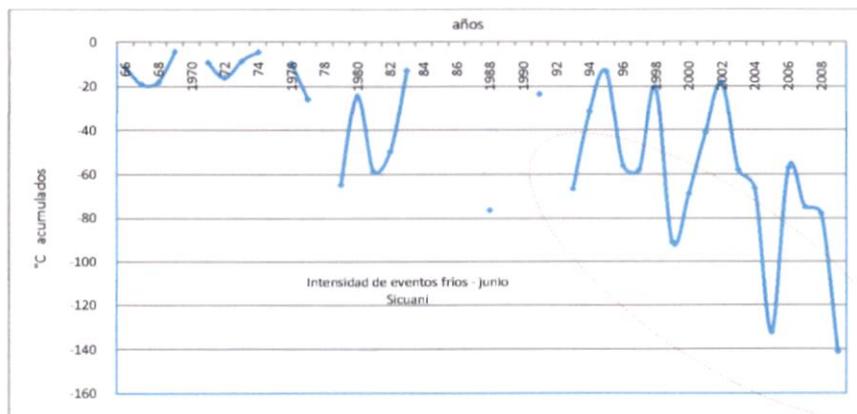


Figura 4.18 Intensidad de “Eventos Fríos” en la estación Sicuani, ubicada sobre los 3500 msnm en la parte alta de la cuenca del río Urubamba .

La explicación de tal comportamiento merece un análisis más exhaustivo, sin embargo, podría haber una conexión muy estrecha con el patrón de tormentas y precipitaciones en el océano Pacífico y la PDO. La Figura 4.18 muestra que el número de días consecutivos en donde la temperatura fue menor de 4 °C viene incrementándose desde la segunda mitad de los años setenta, siendo más recurrentes en los últimos años. También se observa que los enfriamientos están asociados a la presencia de La Niña 1988/89, 1995/96, 1999/2000; sin embargo, los enfriamientos más intensos de los años 2004/05 y 2008/09, ambos enmarcados en años El Niño, es un aspecto que merece un análisis más detallado, además es necesario considerar la hipótesis que características locales como sequedad del suelo y escasa cobertura vegetal, le añaden un componente local adicional para que predomine un panorama de incremento de heladas.

4.2.5 Las heladas

Se considera la ocurrencia de una helada meteorológica cuando la temperatura del aire, registrada en el abrigo meteorológico (es decir a 1.5 metros sobre el nivel del suelo), es igual o inferior a los 0 °C⁶ (OMM, 1992). La cuenca del Urubamba presenta una topografía muy abrupta especialmente desde Machu Picchu hasta Sicuani, con un valle bastante estrecho y laderas que están orientadas en diferentes direcciones. Las heladas que se presentan en esta cuenca en localidades por encima de los 2500 de altitud, se deben mayormente a procesos irradiativos, proceso físico que es explicado por la pérdida de energía debido a la ausencia de nubosidad, viento en calma y escasa humedad atmosférica (Atlas de Heladas, SENAMHI 2005), unido a los procesos de circulación del aire en las laderas (circulación local) y a su elevada altitud.

4.2.5.1 Distribución temporal de las heladas

En la Figura 4.19 se presenta la frecuencia mensual de las heladas para algunas localidades de la cuenca del Urubamba ubicadas por encima de los 2600 msnm. La mayor frecuencia de heladas se registra en los meses de invierno (junio-agosto), con un máximo en julio, asociada a la ausencia de nubosidad y escasa humedad atmosférica y del suelo y a la dinámica de los vientos catabáticos (brisa montaña-valle). En localidades ubicadas entre 2600 a 3000 msnm como Machu Picchu, Calca, Yuca y Cay Cay, la frecuencia de heladas no supera los 10 días de heladas por mes, mientras que en localidades ubicadas por encima de los 3000 msnm (Granja Kcayra y Anta Ancachuro) la frecuencia es mayor a 20 días por mes.

En los meses de verano y otoño (diciembre – abril), la frecuencia de heladas es muy baja o nula, debido a la presencia de cobertura nubosa y alta humedad atmosférica proveniente de la Cuenca Amazónica. Parte de esta época comprende el periodo libre de heladas.

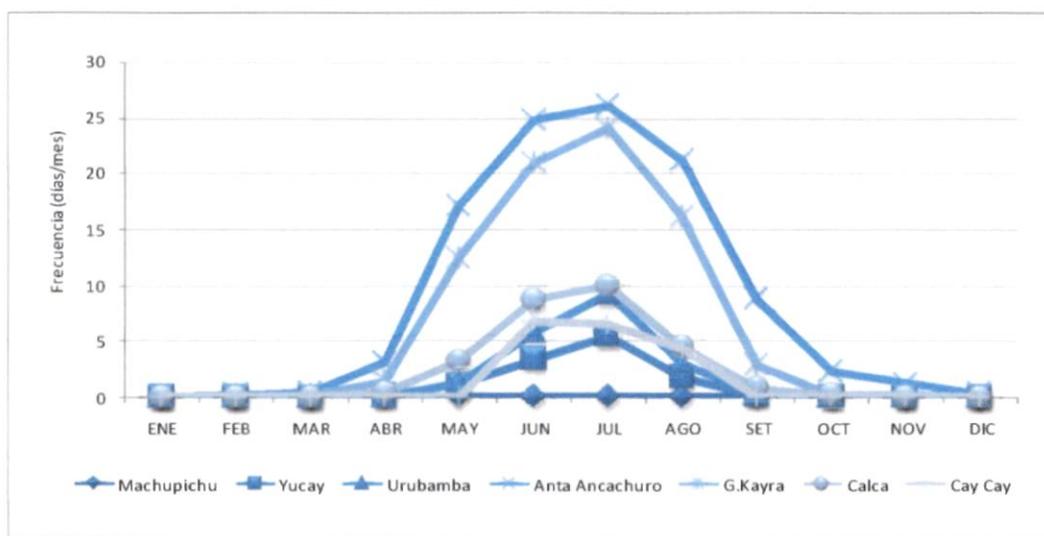


Figura 4.19 Frecuencia mensual de las heladas (días mes⁻¹)

El periodo libre de heladas es el número de días que transcurren desde la última helada de un periodo hasta la primera helada del siguiente periodo. Estudios realizados por el SENAMHI (Huamaní, 2005) en localidades ubicadas en Cusco, Apurímac y Puno, demuestran que existe una relación entre el periodo libre de heladas y la altitud, justificado estadísticamente con un coeficiente de correlación de 0.85. (ver Figura 4.20).

⁶ Investigaciones realizadas en la sierra central y sur del Perú por Villegas (1991), Grace (1983) y Earls (2006), dan cuenta que la temperatura registrada en el abrigo meteorológico difiere (hasta 7 °C por encima) de aquella registrada en la superficie cerca del suelo (al nivel de las hojas de las plantas). Quiere decir que una temperatura de 5 °C registrada a 1.5 m de altura horas antes del amanecer, puede indicar la ocurrencia de una helada al nivel del suelo.

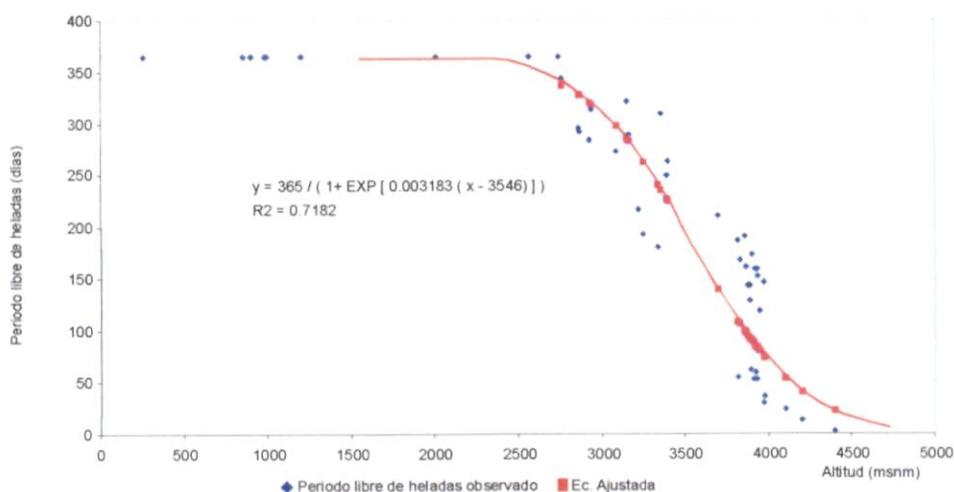


Figura 4.20 Correlación de Pearson entre el periodo libre de heladas y la altitud en Cusco, Apurímac y Huancavelica
Fuente: Huamani J.C., 2005

Considerando la dependencia lineal entre la ocurrencia de heladas meteorológicas y la altitud (mayores altitudes mayor frecuencia de heladas) y considerando la ecuación de ajuste de la Figura 4.20, se determinó la distribución espacial de las heladas meteorológicas en la cuenca del río Urubamba. Lógicamente existen otros factores que modulan la señal local de las heladas como por ejemplo la orientación de las pendientes, situación que determina un calentamiento diferenciado de la superficie, así como a la presencia de las brisas de valle y montaña.

4.2.5.2 Distribución espacial de las heladas

La frecuencia de heladas⁷ se incrementa desde la provincia de Urubamba con dirección al sur, hasta la parte alta de la cuenca (provincias de Anta, Cusco, Canchis, Acomayo y Canas). Son las tierras más bajas y cálidas del sector norte de la cuenca (Bajo Urubamba) las que no registran heladas meteorológicas durante el año, mientras que a medida que las altitudes aumentan hacia el sector central y sur, la frecuencia de heladas también se incrementa registrándose entre 10-30 días de heladas en las proximidades de La Convención, Urubamba, Calca y entre 60-90 días entre el Cusco, Anta y Canas. Más hacia el sur, en la cabecera de cuenca, la frecuencia de heladas suele ser hasta 120 -180 días a más al año (ver mapas del Anexo 02).

En la parte alta más occidental de la cuenca, en las proximidades de las subcuencas de Santa Teresa, Sacsara y Ahobamba, las heladas suelen presentarse con una frecuencia de hasta 60 días al año entre la parte media y alta de dichas subcuencas.

Pero, ¿por qué ocurren las heladas? ¿Cuál es el entorno sinóptico que las acompaña?. Intentamos responder estas preguntas a través de la identificación de los mecanismos responsables de este evento en la región centro-sur del Perú, para lo cual se han analizado una veintena de casos (no se presentan en este estudio) en donde se registraron disminuciones importantes de las temperaturas mínimas (debajo del umbral de 0 °C), incluyendo aquellos ocurridos durante periodos lluviosos. El factor responsable de estos eventos es la ausencia de nubosidad asociada a la presencia de movimientos atmosféricos descendentes, los cuales redujeron substancialmente la nubosidad y humedad con el consecuente descenso brusco de temperaturas del aire. ¿Qué origina esos movimientos descendentes?. En las simulaciones numéricas con el modelo WRF⁸ implementado para el análisis de estos eventos, así como con los reanálisis del NCEP (Kalnay *et al.*, 1996) encontramos que el mecanismo causante consiste en el ingreso de aire frío en niveles medios y bajos de la atmósfera proveniente del sur del continente hacia la

⁷ Número de días al año con temperaturas por debajo de los 0 °C

⁸ Weather Research and Forecast Model – Modelo regional para la predicción del tiempo.

región centro-sur del Perú y que es posible ser diagnosticado a través del parámetro de transporte de calor (valores negativos indican transportes fríos). Coherentemente con el transporte de aire frío descrito líneas arriba, tanto el modelo WRF como los Reanálisis muestran la presencia de movimientos descendentes en la atmósfera media así como disminuciones de humedad relativa. Adicionalmente, estas simulaciones guardan correspondencia con las imágenes del satélite GOES en el canal de *vapor de agua*⁹ en cada uno de los eventos analizados; dichas imágenes muestran la presencia de baja humedad atmosférica en niveles medios, lo cual corrobora el diagnóstico físico obtenido a partir de las simulaciones. Ahora, ¿qué factor favorece tales incursiones de aire frío hacia el centro-sur del Perú?. La hipótesis que manejamos basada en el análisis de los casos estudio y que va a dar lugar a un estudio más profundo, consiste en que ondas atmosféricas en niveles altos de la atmósfera (aprox. 12 000 msnm), se desplazan en latitudes medias y altas del Hemisferio Sur provenientes de las regiones occidentales del Pacífico Sur llegando en el lapso de algunos días a la región sur de Chile, donde la orientación norte-sur de la cordillera de los Andes, permite el ingreso de aire frío hacia el Perú.

4.2.6 El ENOS y el régimen térmico en la cuenca

El Niño 1997/98 fue un evento extraordinario en el Perú y en el mundo. Su referente más cercano por la intensidad es El Niño 1982/83, pero con algunas diferencias importantes; mientras que el segundo se hizo presente en octubre de 1982 (“Niño clásico”), el de 1997/98 ya estaba presente en marzo y claramente identificado en junio de 1997 (Franco, 2007). En el Perú, como en otros lugares del planeta, un episodio El Niño presente en esta época del año generó un aumento de la temperatura y humedad ambiental, principalmente en regiones costeras tropicales y ecuatoriales¹⁰, desde inicios del otoño de 1997. En la costa peruana, entre abril y julio se registraron incrementos de la temperatura del aire por encima de sus patrones normales, ocasionando uno de los inviernos más cálidos de la historia peruana documentada, con anomalías positivas (calentamientos) que alcanzaron hasta 5.0 °C en la costa norte, 6.0 °C en la costa central y 3.0 °C en la costa sur; anomalías superiores a las ocurridas durante El Niño 1982/83 y dos veces más altas que las anomalías experimentadas durante El Niño 1972/73 (Woodman, 1998). A mediados de 1998 se inicia el enfriamiento del Pacífico ecuatorial central y en 1999 se consolida un episodio La Niña, dando paso a anomalías térmicas negativas del aire (enfriamientos), que si bien no fueron tan intensas como La Niña 1988/89, sí fueron persistentes incluso hasta inicios del año 2001.

El régimen térmico de la región andina también es afectada por el ENOS, pero la información climática disponible no basta para formular generalizaciones, no obstante, se entiende que los eventos El Niño generan alteraciones de los mecanismos habituales de calentamiento atmosférico en el trópico, debido a que el calor latente liberado en la atmósfera media y alta asociado a la intensa actividad convectiva en el Pacífico central y oriental, se redistribuye en toda la región tropical. Un aspecto importante relacionado con la convección en el Pacífico ecuatorial es el cambio de la circulación atmosférica o “circulación zonal de Walker” la cual incluye los niveles altos de la atmósfera en dicha región, de manera que durante los eventos El Niño aire más caliente es transportado hacia la región andina.

Cómo se presentaron estos calentamientos y enfriamientos en la cuenca del río Urubamba durante El ENOS 1997/2001?. Los resultados de este estudio revelan que la cuenca experimentó, en promedio, un calentamiento neto de + 1 °C durante El Niño 1997/98 y un enfriamiento neto de – 0.2 °C durante La Niña 1999/2001. No obstante estas anomalías promedio, es importante resaltar el mayor calentamiento/enfriamiento que experimentaron algunas localidades de la cuenca, por encima de la desviación estándar (Ver Tabla 4.13).

⁹ Canal para identificar la presencia de humedad en la atmósfera media. Colores cercanos al negro (*blanco*) identifican carencia (*presencia*) de humedad.

¹⁰ Las temperaturas del aire muestran claramente una desviación positiva durante la fase cálida del ENOS (El Niño), y una desviación negativa durante la fase fría (La Niña).

Tabla 4.13 Cambio o anomalías térmicas en la cuenca del río Urubamba durante el ENOS 1997/2001

Nº	Estación	Alt	EL NIÑO		LA NIÑA	
			Δ° Tmáx	Δ° Tmín	Δ° Tmáx	Δ° Tmín
1	Anta Ancachuro	3340	+1.8	- 0.7	+ 0.1	- 0.7
2	Calca	2926	+1.8	+2.4	*	*
3	Cay Cay	3150	+0.5	+0.3	-0.1	- 0.5
4	Ccatcca	3729	+1.4	+0.1	-0.7	+0.1
5	Granja Kcayra	3219	+1.3	+1.1	+0.3	0.0
6	Machu Picchu	2563	*	*	-0.5	- 0.2
7	Paruro	3084	+2.3	- 0.4	0.0	- 1.6
8	Pisac	2950	+1.2	+0.3	-0.6	- 0.4
9	Pomacanchi	3200	+1.1	+1.2	-0.3	+0.4
10	Quillabamba	990	+0.6	+1.3	-0.7	+0.7
11	Sicuaní	3574	+1.5	+0.5	-0.4	0.0
12	Urubamba	2863	+1.1	+0.3	+0.1	0.0
Anomalia promedio			+1.3	+0.6	-0.3	-0.2
Calentamiento/Enfriamiento Neto			+1.0		-0.2	

Nota: Anomalia negativa: disminución; Anomalia positiva: incremento

*: No hay información

La temperatura máxima experimentó un incremento sostenido y generalizado durante El Niño 1997/98 de hasta 2.3 °C en Paruro, 1.8 °C en Anta Ancachuro y Calca y 1.5 °C en Sicuaní, mientras que la temperatura mínima presentó incrementos de hasta 2.4 °C en Calca, 1.3 °C en Quillabamba y 1.2 °C en Pomacanchi. Durante años El Niño la atmósfera tiende a perder menos calor como consecuencia de una mayor subsidencia y presencia de humedad cerca de la superficie, por lo que el rango térmico se acorta; es decir, las noches tienden a ser menos frías y los días son más cálidos. Tal hecho es observable en algunos puntos de la cuenca como Calca, Pomacanchi y Quillabamba en donde el incremento de la temperatura mínima fue mayor que la máxima.

Durante La Niña 1999/2001, la temperatura máxima en la cuenca disminuyó en promedio -0.3 °C mientras que la disminución promedio de la temperatura mínima fue -0.2 °C. Algunas localidades de la cuenca registraron anomalías positivas de la temperatura mínima de hasta 0.7 °C (Quillabamba) y 0.4 °C (Pomacanchi) así como en la temperatura máxima, aunque éstas fueron de menor magnitud (a los más +0.3 en Granja Kcayra). La pregunta es, ¿por qué se dieron estos calentamientos?. Como habíamos mencionado en párrafos anteriores, durante el calentamiento del Pacífico ecuatorial central-oriental desde inicios de 1997 hasta mediados de 1998, la intensa convección calentó toda la tropósfera media tropical (aproximadamente hasta los 5500 msnm) a través de la redistribución de calor latente; en consecuencia, cuando a finales de 1998 ya se estaban sintiendo los efectos de La Niña en superficie (diminución de la temperatura del aire), regiones de mayor altitud como la puna de la región andina tropical aún presentaban anomalías cálidas, debido a la no presencia de mecanismos rápidos de enfriamiento de la tropósfera tropical media y alta. Adicionalmente, las concentraciones de humedad superficial (generalmente alta durante El Niño 1997/98) que aún persistían hasta inicios de 1999 y la mayor presencia de lluvias durante La Niña 1999/2001, condicionaron un menor enfriamiento superficial y presencia de mayor nubosidad, respectivamente, lo cual explica que las temperaturas mínimas no se redujeran significativamente debido al mayor efecto invernadero.

En la Figura 4.21, se presenta la variación de la temperatura media anual durante el ENOS 1997/2001 y las anomalías térmicas promedio durante sus fases cálida (El Niño) y fría (La Niña). Respecto a esto último, las anomalías positivas observadas durante El Niño fueron de mayor magnitud que las anomalías negativas durante La Niña, en otras palabras, hubo un calentamiento neto de la cuenca durante el ENOS 1997/2001, evento que junto a El Niño 1982/83 definieron la tendencia creciente de las temperaturas en la cuenca hasta finales del siglo pasado.

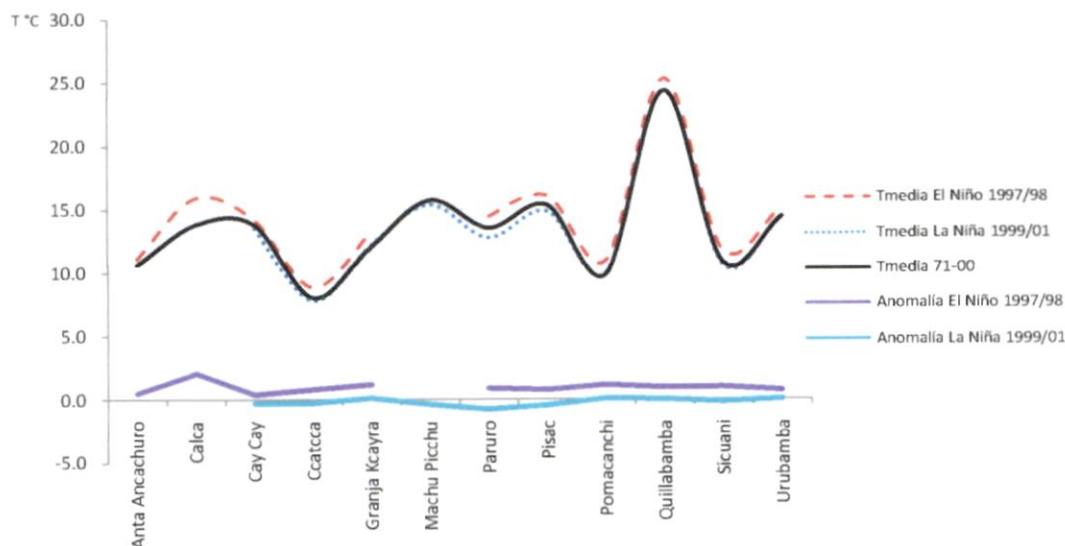


Figura 4.21 Variación de la temperatura media anual en algunos puntos de la cuenca del río Urubamba durante El Niño 1997/98 y La Niña 1999/2001; y anomalías térmicas promedio durante ambos eventos.

Tanto para la temperatura máxima como para la mínima, uno de los factores importantes es la nubosidad. Por ejemplo, días con reducida nubosidad diurna, generalmente está asociada a temperaturas máximas relativamente elevadas, por la mayor radiación solar disponible en superficie. En términos generales, los eventos El Niño están asociados con menores precipitaciones en la región andina y por ende menor nubosidad y mayor temperatura diurna, lo cual explicaría la mayor temperatura máxima durante estos episodios. De otro lado, noches con escasa nubosidad, están generalmente asociadas con temperaturas relativamente bajas debido al menor efecto invernadero. Otro parámetro similar en este contexto es la humedad relativa cerca de la superficie terrestre. Aire superficial seco (húmedo) tiene un menor (mayor) efecto invernadero por lo que la temperatura mínima tiende a alcanzar valores relativamente bajos (altos).

En el anexo 01, se presenta la distribución espacial de las anomalías o cambios de la temperatura durante El ENOS 1997/2001. En términos generales, es la parte alta de la cuenca la que presentó un mayor calentamiento durante El Niño 1997/98, calentamiento que fue mayor durante el otoño para la temperatura máxima y en verano para la temperatura mínima. Durante La Niña, la cuenca experimentó un enfriamiento promedio de -0.2 °C, excepto el sector suroriental cerca de la cordillera de Vilcanota en donde se aprecian anomalías positivas de hasta 0.5 °C. En los mapas también se observa un calentamiento de la misma magnitud en el sector cercano a la cordillera de Vilcabamba, cerca de las partes altas de las subcuencas de Santa Teresa, Sacsara y Ahobamba.

Se sabe del efecto amplificador de El Niño en la retracción de los glaciares tropicales, por lo tanto, conocer cómo varía el régimen térmico en los Andes durante la ocurrencia de la fase cálida del ENOS en términos cuantitativos es de primera importancia. Investigaciones desarrolladas por Francou *et al.* (2000) con el Instituto para la Investigación y Desarrollo – IRD de Francia, dan cuenta de la evolución glaciar de los Andes Tropicales durante las últimas décadas del siglo XX, con especial énfasis en los glaciares de Ecuador y Bolivia. Desafortunadamente las observaciones en los glaciares de Perú son más reducidas que las de los países vecinos por lo que el peso de sus aportes a las conclusiones obtenidas es menor. Los datos apuntan a una clara aceleración en la retracción glaciar, con intensidades de derretimiento entre 3 a 5 veces mayores que durante décadas anteriores. Se logra también reforzar la hipótesis de que la aceleración del retroceso glaciar en los Andes tropicales aumentó a partir del final de la década de los años setenta. Por otro lado Francou *et al.* (1995) realizaron un balance de masa en el glaciar Zongo en la cordillera Real de Bolivia, confirmando que los eventos El Niño tienen una influencia importante en un rápido retroceso glaciar afectando esa región de los Andes.

Con respecto a la variabilidad de balances de masa en la cordillera Blanca de Perú, Vuille *et al.* (2008) encontraron que en escalas de tiempo interanual, la variabilidad de la precipitación pluvial es el principal factor de las fluctuaciones del balance de masa en los glaciares. Ello es corroborado por un análisis de la relación entre las variaciones del balance de masa con la variabilidad a escala local y regional de la precipitación. La mayor temperatura tiende a incrementar el efecto de la disminuida precipitación en el balance de masa teniendo en cuenta que años secos son a menudo caracterizados por condiciones calientes, mientras que años húmedos coinciden con condiciones frías. En algunos años, sin embargo, condiciones cálidas y húmedas coinciden, circunstancias bajo las cuales las condiciones cálidas minimizan y en algunos casos neutralizan los efectos de la precipitación. La investigación de Vuille *et al.* (2008) da cuenta que balances de masa con anomalías negativas (mayor reducción de masa glaciar) tienden a presentarse durante episodios El Niño y viceversa. Ellos también demuestran que cambios en el flujo atmosférico este-oeste en niveles altos en el Pacífico, asociados con episodios El Niño, determinan la cantidad de nieve durante la época lluviosa y por consiguiente afectan significativamente el balance de masa de los glaciares peruanos.

Finalmente, Francou *et al.* (2004) analizan el impacto del ENOS en los glaciares ubicados en bajas latitudes en los Andes de Ecuador. Medidas mensuales de balance de masa durante el periodo enero 1995 a diciembre 2002 indican que las tasas de ablación en el glaciar Antisana fueron en promedio altas, llegando a ser intensas durante la fase cálida del ENOS 1997/98. Este hecho sugiere que existe una relación directa entre El Niño y la fusión de los glaciares ubicados sobre las cordilleras occidental y oriental de los Andes ecuatorianos. Adicionalmente, estudios de balance de energía en la superficie de los glaciares indicaron que el incremento de la temperatura en la atmósfera media (alrededor de +1 °C entre 1979 y 2004), ha favorecido la presencia de lluvias en lugar de nieve, lo cual no es suficiente para mantener un albedo alto. Finalmente, la reducida cobertura de nubes durante los eventos El Niño favorece el incremento de la radiación incidente de onda corta, por tanto la fusión del glaciar también se incrementa.

4.3 Humedad Relativa

4.3.1 Variación anual

La atmósfera contiene una cantidad variable de vapor de agua durante el año. Las fuentes de humedad son distintas, desde evaporación de los suelos, de la vegetación, de los cuerpos de agua (ríos, lagunas y lagos), y en particular de las aportaciones de las masas de aire tropicales. En el caso de la cuenca del Urubamba, la principal fuente de humedad para las lluvias de verano proviene de la evapotranspiración de los bosques de la Cuenca Amazónica y de la evaporación de agua del océano Atlántico Tropical, humedad que es transportada por los vientos alisios del noreste y que son canalizados por las cordilleras de Paucartambo y Vilcabamba.

La humedad del aire es un elemento climatológico importante, pues está estrechamente relacionada con la formación de nubes y por consiguiente con la precipitación siempre y cuando la atmósfera presente un perfil térmico inestable. Una manera de conocer el grado de saturación de la atmósfera, es a través de la variación y distribución de la humedad relativa, que viene a ser la relación porcentual entre la cantidad de vapor de agua que contiene un volumen de aire y la cantidad de vapor de agua que podría contener si estuviese saturado, en otras palabras, es la relación entre la humedad absoluta real y la humedad absoluta potencial, a la misma temperatura y presión atmosférica.

En el presente estudio, se hace un análisis de la variación mensual y estacional de la humedad relativa media en algunas localidades de la cuenca del río Urubamba: Granja Kcayra, Machu Picchu, Anta-Ancachuro, Sicuani, Ccatcca, Paruro, Quillabamba y Urubamba. La escases de información temporal (series largas) y espacial (pocas estaciones) no permite realizar una cartografía adecuada de la humedad relativa en toda la cuenca; sólo ocho estaciones cuentan con información lo suficientemente larga para este análisis (al menos 20 años).

La humedad relativa disminuye cuando la temperatura aumenta, suele comenzar con un máximo en las mañanas, cuando la temperatura del aire es mínima y luego se hace mínima cuando la temperatura es máxima (después del mediodía). Igual ocurre con las variaciones durante el año; es decir, la humedad relativa es máxima en invierno (atmósfera más fría) y mínima en verano (atmósfera más caliente) (Biel, A., 1963). Esta relación es válida en climas de regiones templadas (extratropicales), sin embargo, en el trópico esta relación tiende a perder significancia incluso, el ritmo estacional se invierte, tal como veremos en las Figuras 4.22 y 4.23 correspondientes a la marcha anual y estacional de la humedad relativa en diferentes puntos de la cuenca del río Urubamba; es decir, la humedad relativa es máxima en verano (atmósfera húmeda) y mínima en invierno (atmósfera seca), es más, en un día sin lluvias o en ausencia de cualquier otro hidrometeoro (nieve, granizo, niebla), la humedad relativa disminuye cuando la temperatura aumenta, esto explica el mínimo de la humedad relativa en invierno. Puede apreciarse un menor valor durante inicios de la primavera (setiembre), esto debido fundamentalmente, a la influencia de la mayor temperatura máxima en esa época del año.

La Figura 4.22 presenta la distribución mensual de la humedad relativa media en las siete localidades mencionadas líneas arriba. Son dos los hechos que destacan claramente en esta figura: la estacionalidad (máximo ocurre en verano y el mínimo en invierno), y por otro lado la sectorización de los regímenes de humedad relativa, fuertemente relacionada con la distribución de las lluvias en la cuenca (ver mapas de distribución anual de precipitación en Anexo 01). Para entender lo segundo, partimos del hecho que son los flujos del este la principal fuente de ingreso de humedad a la cuenca, los cuales son más intensos durante el periodo de lluvias, debido a que los vientos en todos los niveles de la atmósfera tiene persistentemente una componente este. Takahashi, K. (2005) encontró correlaciones positivas bastante significativas entre las lluvias y la humedad relativa, particularmente en la zona centro y sur de la cuenca del río Mantaro, lo cual estaría explicado de la siguiente manera: una elevada humedad relativa en la atmósfera adyacente a la superficie significa que la condensación del vapor de agua ocurrirá con mayor facilidad al ascender el aire, durante el tiempo de calentamiento superficial.

Se observa entonces tres regímenes de humedad relativa en la cuenca. Podemos apreciar que los mayores valores en la parte baja de la cuenca se dan en Machu Picchu (hasta 95%) y Quillabamba (hasta 80%). Para entender la presencia de esta característica, debemos tener en cuenta que al norte de estas estaciones, se encuentran zonas más cálidas y húmedas correspondientes a la región Amazónica, en tales condiciones, es más fácil la presencia de mayores valores de humedad en esas regiones. Luego, tenemos valores de humedad relativa que varían entre 62-80%, y corresponden a las localidades de Urubamba, Paruro, Granja Kcayra y Ccatca en el sector central-sur de la cuenca, sector que se caracteriza por presentar un clima lluvioso pero semiseco. Finalmente, están los rangos de humedad relativa entre 57-71% que corresponden a la localidad de Sicuani ubicada en la parte alta de la cuenca hacia el extremo sur, cerca del cinturón concéntrico de moderadas a bajas precipitaciones en la cuenca (ver mapas de precipitación en Anexo 01).

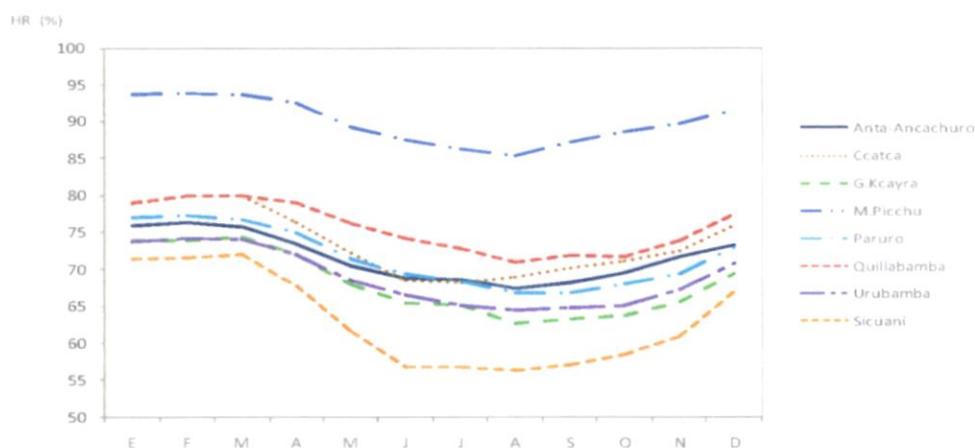


Figura 4.22 Variación anual de la Humedad Relativa en algunas localidades de la cuenca del río Urubamba

4.3.2 Variación estacional

Los valores más altos de humedad relativa se presentan en verano (periodo lluvioso), cuando la irrupción de masas de aire húmedo y cálido procedente de la Cuenca Amazónica y del Atlántico tropical es mayor y la convección es persistente. La humedad relativa decrece notablemente en invierno coincidiendo con los fuertes descensos de lluvias y mayores valores de temperatura máxima, dicho de otro modo, el aire próximo al suelo durante el día se calienta más debido a la escasa presencia de nubes y humedad en el suelo (época de estiaje) y como consecuencia de este intenso caldeoamiento la humedad relativa desciende. En los meses correspondientes a las estaciones de transición de otoño y primavera, los valores de la humedad relativa se ubican entre los valores observados en verano/invierno e invierno/verano respectivamente, pero es la primavera donde continúan las condiciones de menor humedad que se observa desde el invierno (ver Figura 4.23).

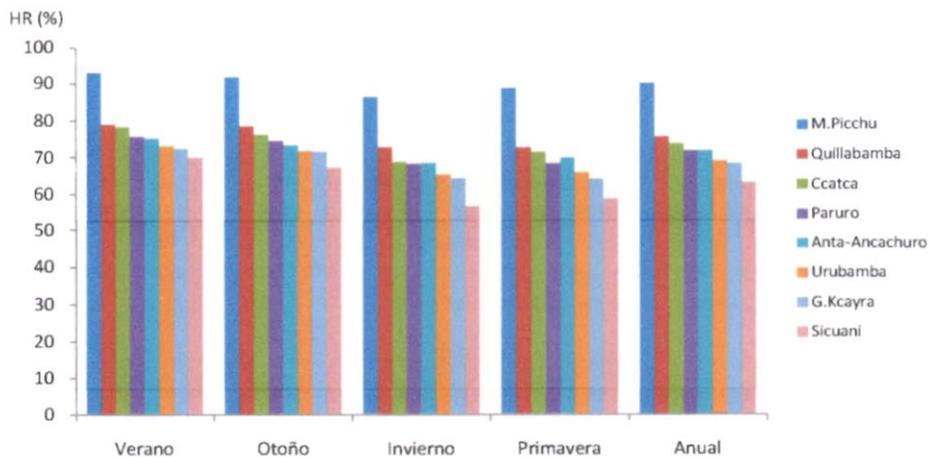


Figura 4.23 Comportamiento estacional de la Humedad Relativa en algunas estaciones meteorológicas ubicadas en la cuenca del río Urubamba

La distribución de regímenes estacionales de humedad relativa permite encontrar áreas afines y a la vez permite sectorizar la información disponible. La humedad relativa es mayor en el sector norte de la cuenca, en Machu Picchu (93% en verano y 87% en invierno), luego va disminuyendo hacia el sector medio de la cuenca (77% en verano y 72% en invierno) y finalmente en sector sur en Sicuani los montos son menores (69% en verano y 57% en invierno).

Capítulo 5.

EL CLIMA EN LAS SUBCUENCAS: Santa Teresa, Sacsara y Ahobamba

En su conjunto, la cuenca del río Urubamba es una región andina y amazónica articulada internamente por el valle del río Urubamba (o Vilcanota) y en ese contexto las subcuencas de Santa Teresa, Sacsara y Ahobamba ubicadas en la parte central occidental de la cuenca, se caracterizan por presentar una variada y compleja topografía, que favorece la presencia de una gran variedad de climas en distancias muy cortas. Se puede decir que las subcuencas se encuentran en una "franja transicional" bajo la influencia de los Andes pero expuesta a la influencia cálida y húmeda de la Amazonía, con climas locales tan diversos con su propia geografía.

Entre los años 1961 a 1993, las subcuencas mostraron un crecimiento poblacional sostenido debido a la migración poblacional atraída por el auge de la producción de café; sin embargo, en los últimos años la población ha ido disminuyendo de manera sostenida, según los censos de 1993 y 2005, debido entre otras cosas a la desaparición física del centro poblado de Santa Teresa en febrero de 1998 como consecuencia del embalse del río Ahobamba, afluente del río Vilcanota, aunque la población en su mayoría pudo ponerse a buen recaudo escapando a las partes altas (Centro, 2007).

La información disponible en la cuenca indica que las precipitaciones se están incrementando y los episodios de lluvias intensas se vienen presentando de manera más recurrente en los últimos años, lo cual podría configurar un patrón de riesgo potencial, particularmente en las subcuencas de interés, donde la variabilidad espacial del clima local, podría presentarse más intensa en el contexto del cambio climático, donde se espera que la variabilidad del clima regional se exacerbe, y episodios similares al de 1998 pueden ocurrir nuevamente.

Si bien se ha focalizado el análisis del clima en estas tres subcuencas (Santa Teresa, Sacsara y Ahobamba), es importante tener en consideración que el área de intervención del PRAA en Cusco abarca también territorios adyacentes en la parte baja como la subcuenca de Chaupimayo.

5.1 Ubicación y entorno ecológico

Las subcuencas de Santa Teresa, Sacsara y Ahobamba se ubican en la provincia de La Convención, a 130 Km al noroeste de la capital Cusco, entre los paralelos geográficos 13° 14' y 13°34' y los meridianos 75°68' y 73°22', con 1 328.09 Km² de superficie territorial aproximadamente y asentada desde los 500 a más de 5000 msnm.

El área de las subcuencas estudio es el siguiente: Santa Teresa con 93 052 Ha, Sacsara con 22 950 Ha y Ahobamba con 12 915 Ha. Todas las subcuencas están relacionadas a la red de nevados que incluye al Salkantay, Sacsarayoc y Chaupimayo, ubicados por encima de los 5000 msnm (Almet G., 2007), los cuales aseguran la presencia de numerosas fuentes de agua entre lagunas y ríos, destacando los ríos Salkantay y Ahobamba que nacen de los deshielos del nevado Salkantay (6271 msnm).

La Figura 5.1 presenta el mapa correspondiente a la distribución altitudinal en la subcuencas mencionadas que incluye el río Santa Teresa y regiones vecinas, en el cual quisiéramos enfatizar la presencia de la quebrada por la cual discurre el río del mismo nombre, con elevaciones sobre el nivel del mar en el rango entre 1300 y 2000 m y con una orientación de norte a sur (zona en color verde).

La variedad fisiográfica, climática y edáfica, favorecen el desarrollo de una variedad de formaciones vegetales, que van desde una vegetación de puna compuesta por pastizales entre los 4550 y 4900 msnm y con una biotemperatura de 1.5 °C a 3 °C, seguida de una vegetación de matorrales y praderas

naturales en los valles interandinos ubicados entre los 4000 y 4500 msnm, en donde la biotemperatura es de 3 °C a 6 °C, la precipitación total anual de 800 a 1000 mm anuales, hasta los bosques perennifolios muy húmedos compuestos por bosques algo achaparrados, que se ubican en la selva alta entre los 2500 y 3800 msnm, con una biotemperatura de 6 °C a 12 °C y la precipitación total anual varía entre 2000 a 3000 mm.

El resto de zonas de vida, expresan condiciones ecológicas de climas templados y muy lluviosos, ubicados en zonas localizadas, así como zonas de condiciones de aridez y vegetación tipo sabana ubicadas en el piso de valle.

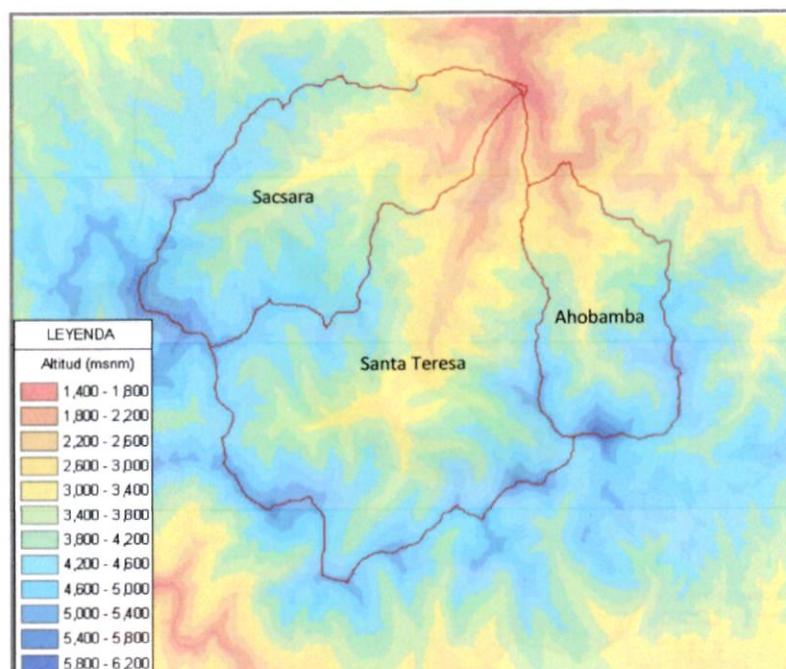


Figura 5.1 Distribución altitudinal de las subcuencas Santa Teresa, Sacsara y Ahobamba. Fuente: SENAMHI-DGH (2010)

5.2 Aspectos relevantes del clima en Santa Teresa, Sacsara y Ahobamba

El clima de las subcuencas, se halla bajo la influencia macro climática de grandes masas de aire provenientes de la Cuenca Amazónica que implican el transporte de masas de aire cálido cargadas de humedad, que son impulsadas por los vientos alisios del oriente. Las condiciones geomorfológicas de la región generan condiciones microclimáticas tan diversas como su propia geografía, y que le confieren condiciones y posibilidades especiales en cuanto a disponibilidad y uso de recursos naturales.

Según la clasificación de climas de Thornthwaite (SENAMHI, 1988) que se muestra en la Figura 5.2, el clima predominante entre los 4200 – 5100 msnm es lluvioso, semifrío y húmedo con invierno seco. En esta zona las precipitaciones abundantes se dan entre diciembre y marzo, siendo el resto del año relativamente seco. La temperatura media anual es del orden de 2 °C – 6 °C y las lluvias acumuladas en el año pueden ser de hasta 1600 mm, en promedio. En las partes más altas, sobre los 5100 msnm y que comprende a los nevados Sacsarayoc, Salkantay, Padreyoc, Tucarhuay y Chaupimayo, predomina un clima lluvioso polar con invierno seco, la temperatura media anual es 0 °C y las lluvias pueden ser del orden de los 850-1000 mm en el año.

Otra zona climática importante es la que corresponde a la parte media de las subcuencas entre los 3600 y 4400 msnm, en donde predomina un clima lluvioso y frío durante gran parte del año. La precipitación se distribuye en un rango de 950 – 1500 mm y la temperatura media oscila entre 6.5 °C – 9 °C.

En el sector bajo de la cuenca, entre los 2000 – 2600 msnm el clima es lluvioso y semifrío. Presenta una precipitación anual de 2600 – 2900 mm sin un periodo seco definido; la temperatura media es del orden

de 13 °C. Finalmente, entre los 1000 – 1200 msnm correspondiente a la parte más baja de la cuenca, predomina un clima lluvioso semicálido, con lluvias anuales entre 1600 – 2900 mm que se presentan entre diciembre y marzo, mientras que el periodo seco se presenta de mayo a julio; la temperatura media anual varía entre 20 °C – 22 °C.

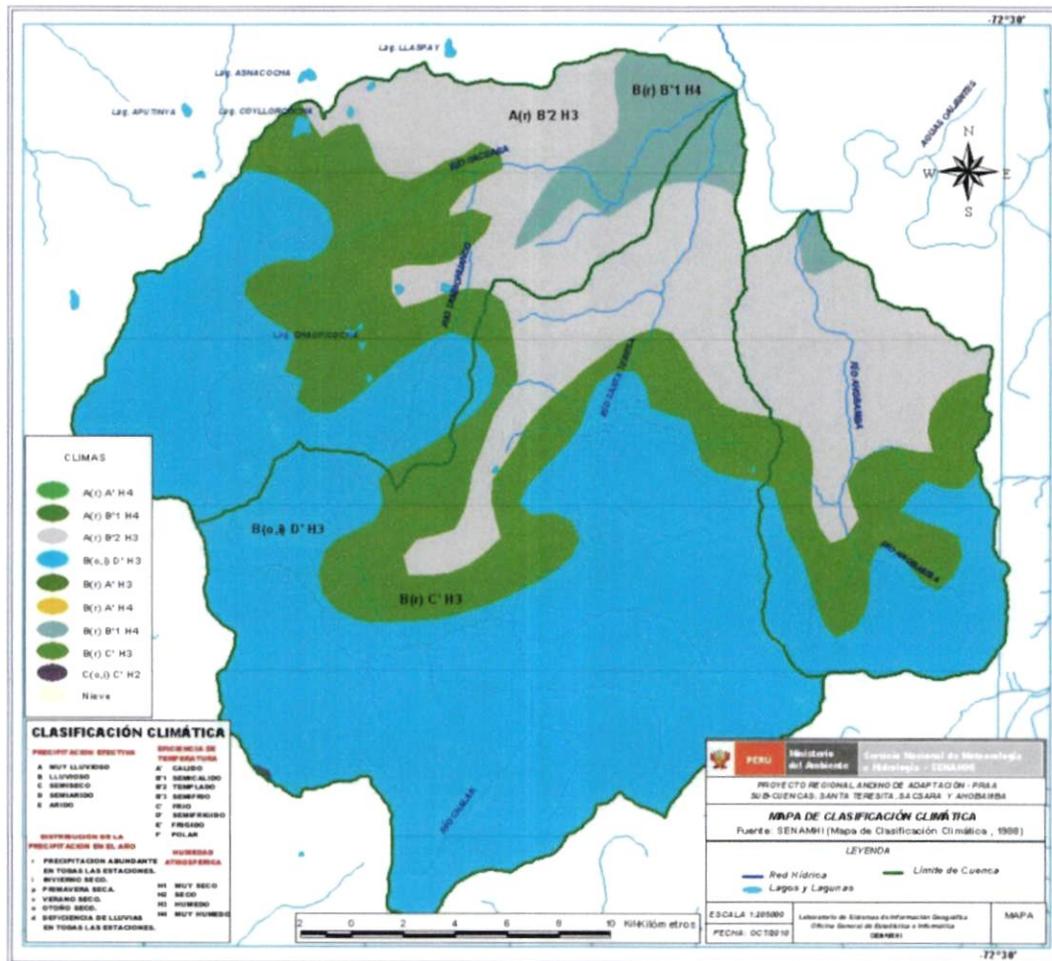


Figura 5.2 Clasificación de climas de Thornthwaite en las Subcuencas de Santa Teresa, Sacsara y Ahoambamba. Fuente: SENAMHI (1988)

• **Precipitación y temperatura del aire**

En cuanto a la distribución estacional de las lluvias (Figura 5.3), entre diciembre y febrero (verano) las subcuencas reciben los mayores acumulados de lluvias. En la parte alta de la subcuenca las lluvias acumuladas en esta temporada varían entre 200 – 500 mm y en la parte baja los montos pueden ser de hasta 1000 mm. En otoño (marzo-mayo), los montos disminuyen notablemente, principalmente entre abril y mayo, en la parte alta las lluvias acumuladas son del orden de 350 mm mientras que en la parte baja los acumulados son ascienden hasta los 700 mm. Durante el periodo seco o de estiaje (julio-agosto), las lluvias tienden a ser más episódicas y de menor cuantía, acumulándose hasta 100 mm entre la parte alta y hasta 200 mm en la parte baja. Finalmente entre setiembre y noviembre (primavera), inicio del periodo lluvioso, las lluvias en la parte baja y media nuevamente se incrementan hasta los 450 mm mientras en la parte alta son del orden de 250 mm.

**PROMEDIO MULTIANUAL DE PRECIPITACIÓN ACUMULADA
SUB- CUENCA DEL RÍO SANTA TERESA - SACSARA - AHOBAMBA
(1971 - 2000)**

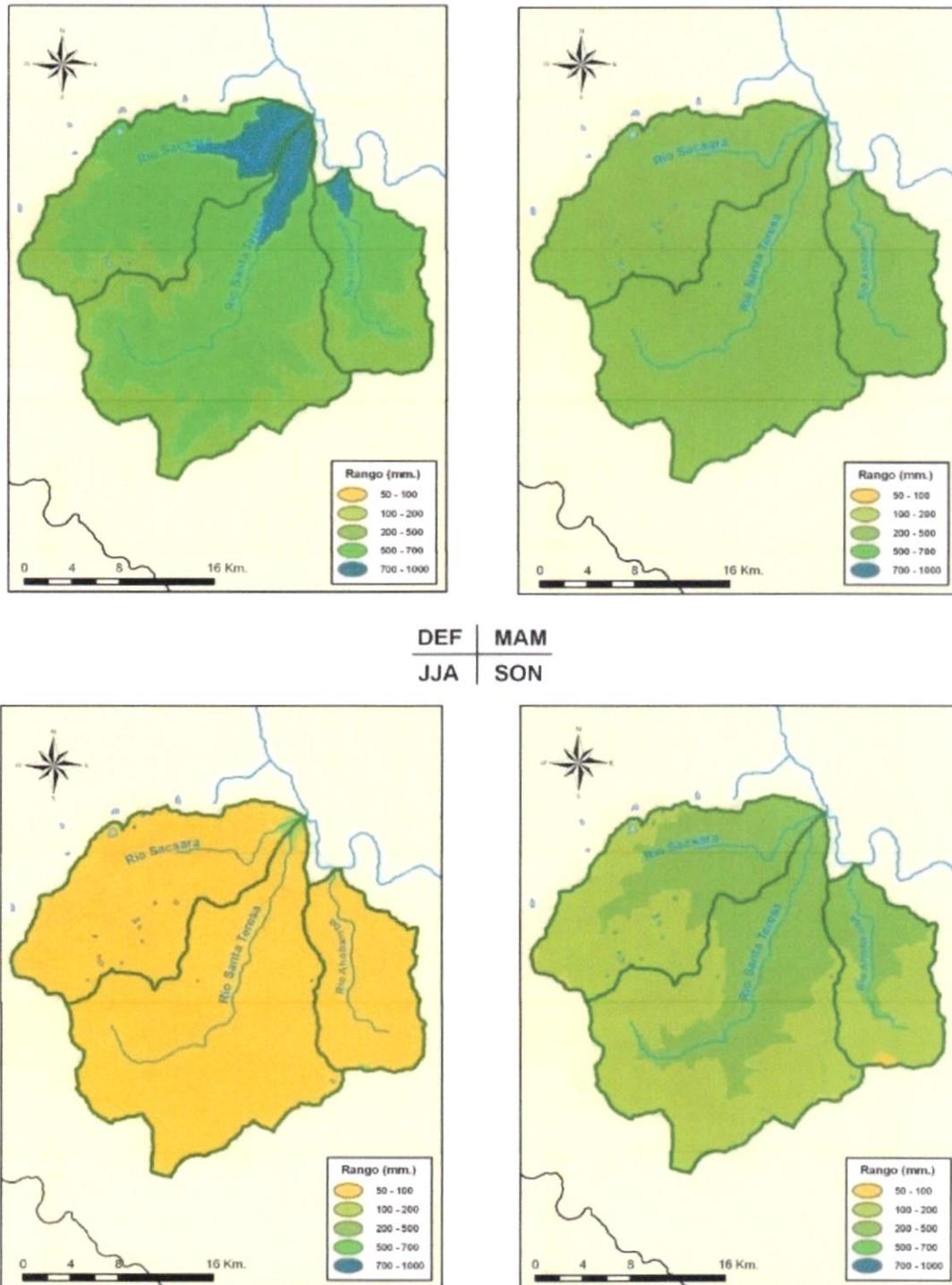


Figura 5.3 Distribución espacial estacional de la precipitación (mm) en las subcuencas de Santa Teresa, Sacsara y Ahobamba

PROMEDIO MULTIANUAL DE TEMPERATURA MÁXIMA DEL AIRE
SUB-CUENCA DE LOS RÍOS STA. TERESA, SACSARA Y AHOBAMBA
(1971 - 2000)

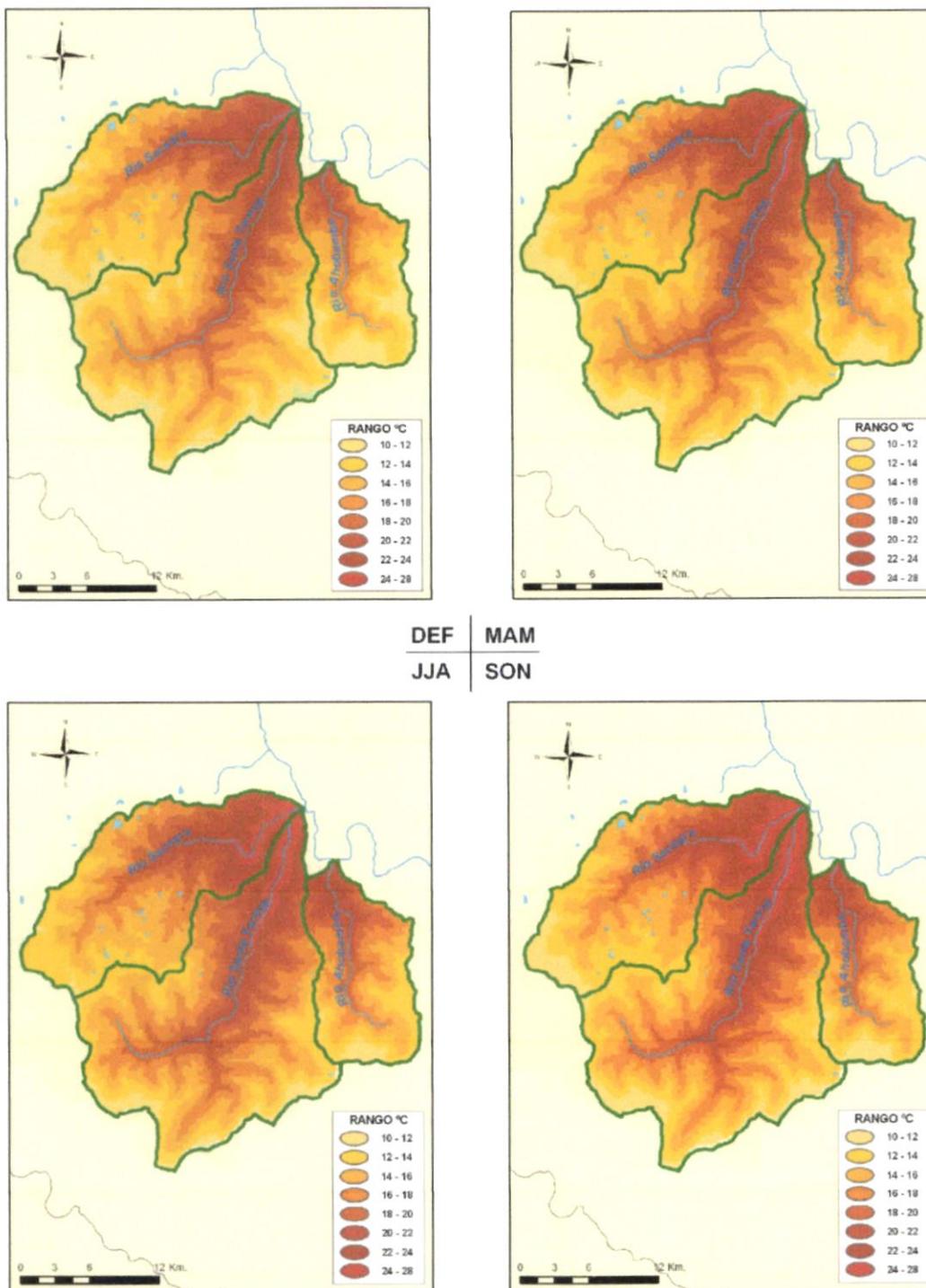


Figura 5.4 Variación estacional de la temperatura máxima del aire (°C) en las subcuencas de Santa Teresa, Sacsara y Ahobamba.

**PROMEDIO MULTIANUAL DE TEMPERATURA MÍNIMA DEL AIRE
SUB- CUENCA DE LOS RÍOS STA. TERESA, SACSARA Y AHOBAMBA
(1971 - 2000)**

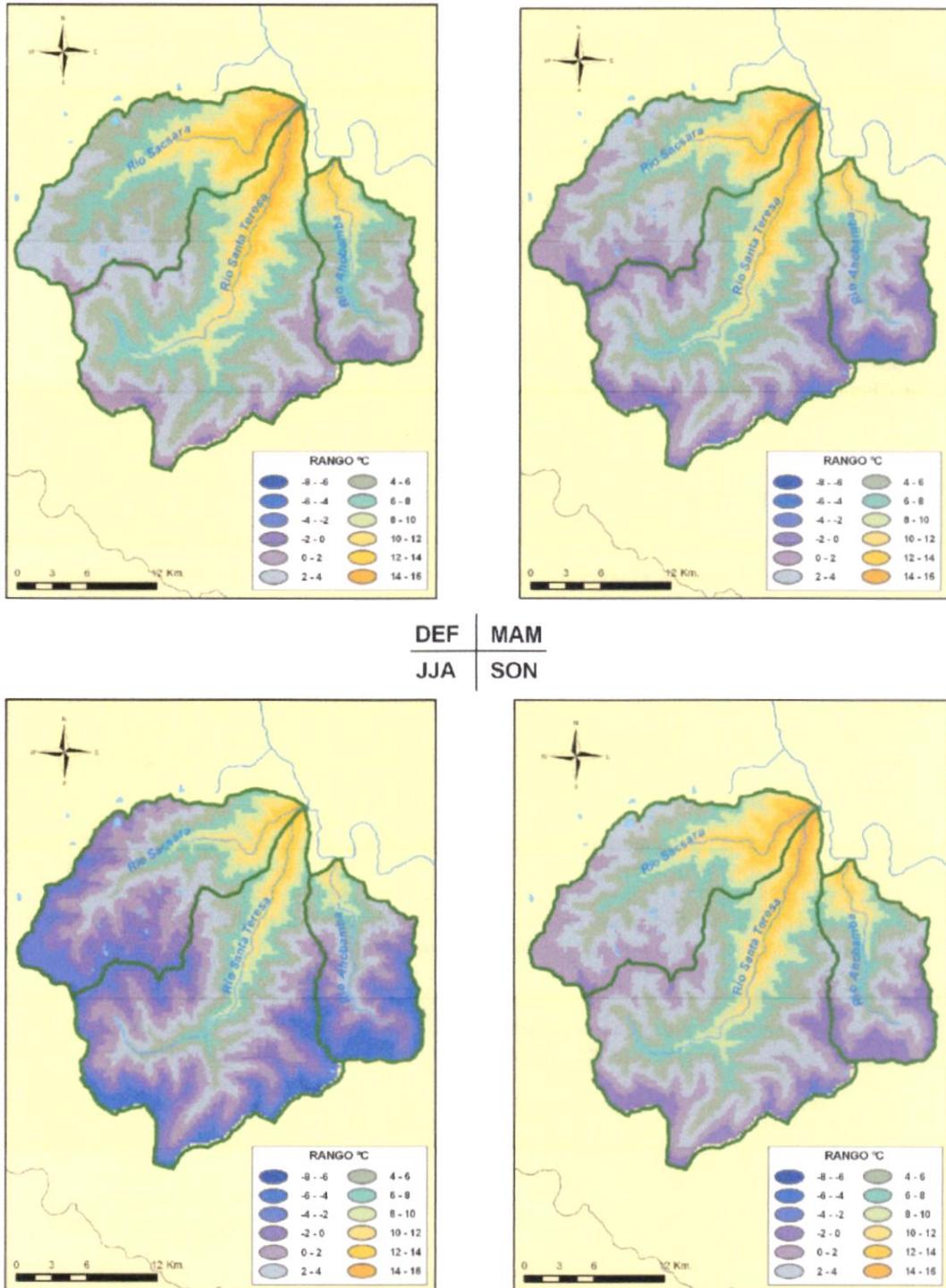


Figura 5.5 Variación estacional de la temperatura mínima del aire (°C) en las subcuencas de Santa Teresa, Sacsara y Ahobamba.

En asociación con las características altitudinales particulares de las subcuencas, se configuran las correspondientes distribuciones de temperaturas máximas y mínimas en las diferentes estaciones del año, las cuales se muestran en las Figuras 5.4 y 5.5, respectivamente. Puede apreciarse que las condiciones más cálidas predominan en la parte baja con valores del orden de 24 °C -28 °C para la temperatura máxima y entre 12 °C - 14 °C para la temperatura mínima. En la medida que las altitudes se incrementan, las temperaturas disminuyen, de modo que en la parte media la temperatura máxima llega hasta los 20 °C mientras que la mínima bordea el rango de los 4 °C -6 °C. Finalmente, en las partes altas de la cuenca en donde el paisaje es predominantemente andino y las punas y valles glaciares son las principales expresiones geomórficas, la temperatura máxima puede alcanzar sólo los 10 °C y la temperatura mínima puede variar entre -2 °C y 0 °C, y en las zonas próximas a los glaciares puede llegar a ser hasta de -6 °C.

En el ámbito de las subcuencas, una neblina casi permanente cubre los flancos elevados de las montañas más arriba de los 2300 msnm, dándose un contraste notable de luminosidad con relación a la otra vertiente de los Andes. El viento local es predominantemente del oeste con fuertes ventarrones en algunas épocas del año (Centro, 2007).

Desafortunadamente, no se cuenta con información climática observada en la zona de estudio, los mapas mostrados anteriormente han sido generados a través de técnicas de interpolación¹¹ considerando el entorno físico de la cuenca (altitud, longitud, latitud, vegetación, orientación de pendiente, flujo predominante, etc) y la información de otras estaciones aledañas (las más próximas), y aunque estadísticamente son representativos ($r=0.9$), no debemos perder de vista que las connotaciones particulares del relieve de las subcuencas determinan microclimas variados, que pueden "no ser bien representados" en los mapas, especialmente la variable precipitación, ligada a procesos físicos más complejos. En este contexto, no podemos determinar "cuantitativamente" cuál es la tendencia del clima en las subcuencas de Santa Teresa, Sacsara y Ahobamba; sin embargo, considerando la información de las estaciones meteorológicas más próximas, se ha podido determinar que todo este sector viene presentando incrementos de la temperatura del aire, así como una mayor frecuencia e intensidad de lluvias, configurándose potenciales escenarios de riesgo ante inundaciones y deslizamientos. Es un hecho que el clima de la cuenca en su conjunto viene presentando cambios, que en realidad son expresiones de cambios del clima local, y que son percibidos por los pobladores de distintas maneras. La principal característica de estos cambios en las subcuencas de interés es la "atemporalidad" de los eventos extremos del clima como lluvias intensas, veranillos, friajes, etc., los mismos que se vinculan con un alto nivel de afectación principalmente en la actividad agropecuaria y turística de la zona.

"..... antes en setiembre todo era verde, ahora para ese mismo mes los campos se mantienen secos", mencionan además que el periodo de inicio de las lluvias ha cambiado, y éstas son más intensas seguido de periodos con ausencia de precipitaciones, denominados veranillos,..., *"las lluvias son más esporádicas, antes durante todo el año había algo de lluvia, pero ahora no es así, además, también son más intensas".*

Juvenal Ismodes (43), poblador de la subcuenca de Chaupimayo

"..... la temperatura ha aumentado mucho en los últimos años", indicando que el ciclo de la granadilla se ha acortado. En relación a las lluvias, dicen: *"las lluvias ahora son sorprendidas e intensas"*

José Camacho (40), poblador de la subcuenca de Salkantay

Alfonso Orosco (50), presidente del proyecto Palto – subcuenca de Santa Tera

*Información recopilada por Clara Oria (Ing. Meteoróloga del SENAMHI-PERU)
Fase de campo del PRAA. Santa Teresa, setiembre - 2010*

¹¹ Técnicas de interpolación implementadas por la Dirección General de Hidrología del SENAMHI-Perú.

RECOMENDACIONES

Se ha observado la deficiencia de información climática en importantes sectores de la cuenca del río Urubamba, principalmente en la parte baja de la cuenca (Bajo Urubamba), por lo que el análisis de la distribución espacial de la precipitación, en este sector, ha sido complementado con información del satélite TRMM¹², mientras que la temperatura del aire fue interpolada en base a las estaciones meteorológicas ubicadas en la margen izquierda del río y áreas aledañas. En este contexto, es importante fomentar la implementación de un mayor número de estaciones que permitan, en el mediano plazo, contar con series climáticas suficientes para cubrir la mayor parte de esta importante cuenca, lo cual permitirá conocer mejor la interacción entre la variabilidad de largo plazo a nivel regional/global, atribuida a los efectos antropogénicos, con el clima local.

Es necesario tener presente que los resultados obtenidos en el análisis de tendencias e indicadores de eventos extremos son representativos de las estaciones meteorológicas utilizadas y no pueden ser interpolados para escalas menores y presentadas como mapas con distribuciones continuas, los que son obtenidos con una mayor densidad de información. Esto es debido a que las características geográficas regionales (cientos de Km) que modulan el día a día de las condiciones de tiempo y clima local y/o regional, no son capaces de revelar las verdaderas condiciones climáticas de lugares donde no hay información, más aun, en regiones de gran complejidad topográfica como los Andes¹³. Aún cuando estas interpolaciones consideren los factores de altitud y longitud, siempre tendrán la limitante de no llevar consigo la información física adecuada que considere los efectos de la orientación de los valles, la interacción de pendiente de laderas con las circulaciones locales, propiedades físicas del suelo, entre otros (SENAMHI, 2009). Se ha considerado las mismas restricciones para representar los cambios o anomalías de la precipitación durante el ENOS.

¹² El TRMM (Tropical Rainfall Measuring Mission) es un satélite americano-japonés, diseñado para monitorear y estudiar precipitaciones tropicales y subtropicales (35 °N y 35 °S).

¹³ "Son tan complejas las gradientes ambientales entre picos de montañas cubiertos de nieve y la plataforma pluvial (valles), que todas las descripciones realizadas son simplificaciones" (Flannery et al., 1989, citado por Earls, 2006).

REFERENCIAS

- Almet, G., 2007. Estudios de adaptación a los impactos de cambio climático en la Región Cusco, Subcuenca Santa Teresa – Caracterización del área de trabajo. 26 pp.
- Avalos, G., 2005. Validación del pronóstico de precipitación del modelo regional Eta/SENAMHI durante periodos secos y lluviosos. Tesis para optar el título de Ingeniero Meteorólogo. 98 pp., UNALM.
- Banco Mundial, 2005. Project Appraisal Document of Adaptation to the impact of rapid glacier retreat in the tropical Andes. Washington D.C.
- Bradley, R. S., F. T. Keimig y H. F. Diaz, 2004. Projected temperature changes along the American cordillera and the planned GCOS network, *Geophys. Res. Lett.*, 31, L16210, doi:10.1029/2004GL020229.
- CENTRO, 2007. Evaluación socioeconómica de las condiciones para la adaptación en las subcuencas del río Santa Teresa, provincia de La Convención, región Cusco. Estudio elaborado por el Instituto de Estudios Socioeconómicos y Fomento del Desarrollo. 61 pp.
- Chu, P.-S., 1985. A contribution to the upper-air climatology of tropical South America. *J. Climatol.*, 5, 403–416.
- Diaz, H. F., y V. Markgraf, 1992. *El Niño: Historical and Paleoclimatic Aspects of the Southern Oscillation*. Cambridge University Press, 476 pp.
- Diaz, H. F., M. Grosjean, L. Graumlich, 2003. Climate variability and changes in high elevation regions: Past, present and future, *Clim. Change*, 59, 1-4.
- DINAMA (Dirección Nacional de Medio Ambiente) 2005. Análisis de la estadística climática y desarrollo y evaluación de escenarios climáticos e hidrológicos de las principales cuencas hidrográficas del Uruguay y de su Zona Costera (río Uruguay, río Negro, laguna Merín, río de la Plata y Océano Atlántico). Unidad de Cambio Climático. Dirección Nacional de Medio Ambiente. Ministerio de Vivienda, Ordenamiento Territorial y Medio Ambiente. Global Environment Facility (GEF), Programa de las Naciones Unidas para el Desarrollo (PNUD-Uruguay), Uruguay. 88 pp.
- Earls, J., 2006. Topoclimatología de alta montaña: Una experiencia en la vertiente oriental andina. CONCYTEC. ISBN: 9972500683. 167 pp.
- Ferreira, N., Correia, A., Ramirez C., 2003. Synoptic scale features of the tropospheric circulation over tropical South American during the WETAMC TRMM/LBA experiment. *Atmósfera*, 13-30.
- Franco, E., 2007. Siempre habrá un Niño en nuestro futuro. Aportes de Eduardo Franco al estudio de las respuestas sociales a El Niño y cambio climático. CEPRODA MINGA/OXFAN AMERICA/ITDG. 157 pp.
- Frich, P., Alexander, L., Della-Marta, P., Gleason, B., Haylock, M., Klein, A., y Peterson, T., 2002. Observed coherent changes in climatic extremes during the second half of the twentieth century. *Clim. Res.*, 19, 193-212.
- Francou, B., Ribstein, P., Saravia, R., 1995. Monthly balance and water discharge of an inter-tropical glacier : Zongo Glacier, Cordillera Real, Bolivia, 16°S. *Journal of Glaciology* Vol 41, 137, 1995.
- Francou, B., Ramirez, E., Cáceres, B., Mendoza, J., 2000. Glacier Evolution in the Tropical Andes during the Last Decades of the 20th Century : Chacaltaya, Bolivia, and Antizana, Ecuador. *Royal Swedish Academy of Sciences Ambio* Vol 29 No 7.
- Francou, B., Vuille, M., Favier, V., Cáceres, B., 2004. New evidence for an ENSO impact on low-latitude glaciers : Antizana 15, Andes of Ecuador, 0°28'S. *Journal of Geophysical Research* Vol 109, D18106, doi:10.1029/2003JD04484, 20.
- Fuenzalida, H. A., Sánchez, R., y Garreaud, R. D., 2005. A climatology of cutoff lows in the Southern Hemisphere, *J. Geophys. Res.*, 110, D18101, doi:10.1029/2005JD005934.
- Garreaud, R.D., 1999. A multiscale analysis of the summertime precipitation over the central Andes. *Mon. Wea. Rev.*, 127, 901–921.

- Garreaud, R.D., Aceituno, P., 2007. Atmospheric circulation over South America: mean features and variability. In: Veblen, T., Young, K., Orme, A. (Eds.), *The Physical Geography of South America*. Oxford University Press, Oxford, pp. 45–66.
- Garreaud, R.D., Vuille, M., Compagnucci, R., Marengo, J., 2008. Present-day South American climate, *Paleogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.* doi:10.1016/j.palaeo.2007.10.032
- Giannini, A., Kushnir, Y., Cane, M.A., 2000. Interannual Variability of Caribbean rainfall, ENSO and the Atlantic Ocean. *En: Journal of Climate*, 13, 297-311.
- Grace, B., 1983. *El clima del Altiplano: Departamento de Puno. Puno – Perú. INIPA, CIPA XV. 1983.*
- Hastenrath, S., 1976. Variations in low-altitude Circulation and Extreme Events in the Tropical Americas. *Journal of Atmospheric Sciences*, 25, 2222-2231.
- Horel, J.D., Cornejo-Garrido, A.G., 1986. Convection along the coast of northern Peru during 1983: Spatial and temporal variation of clouds and rainfall, *Mon. Wea. Rev.*, 114, 2091–2105, 1986.
- IPCC, 2007. *Climate Change 2007, Working Group I Contribution to the Fourth Assessment report of the IPCC Intergovernmental Panel on Climate Change*. Cambridge University Press: Cambridge, New York.
- IPCC, 2007. *Climate Change 2007, Working Group II Contribution to the Fourth Assessment report of the IPCC Intergovernmental Panel on Climate Change*. Cambridge University Press: Cambridge, New York.
- Kamiguchi, K., Kitoh, A., Uchiyama, T., Mizuta, R., Noda, A., 2006. Changes in Precipitation-based Extremes Indices due to Global Warming Projected by a Global 20-Km-mesh Atmospheric Model. *SOLA*, 2, 64-67.
- Karl, T.R., Jones, P.D., Knight, R.W., Kukla, G., Plummer, N., Razuvayev, V., Gallo, K.P., Lindseay, J., Charlson, R.J., Peterson, T.C., 1993. A new perspective on recent global warming: Asymmetric trends of daily maximum and minimum temperature. *Bull. Am. Meteorol. Soc.*, 74: 1007-1023.
- Karl, T.R., Easterling, D.R., 1999. Climate extremes: selected review and future research directions. *Climatic Change*, 42, 309-325.
- Kendal, M.G., 1975. *Rank correlation methods*. 4th Ed., Charles Griffin, London.
- Lau, K. and H. Weng, 1995. Climate signal detection using wavelet transform: How to make a time series sing. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 76(12), 2391-2402.
- Lenters, J.D., Cook, K.H., 1996. On the origin of the Bolivian High and related Circulation Features of the South American climate. *J. Atmos. Sc.* 54: 656-677.
- Liu, X., Yin, Z.-Y., Shao, X., Qin, N., 2006. Temporal trends and variability of daily maximum and minimum, extreme temperature events, and growing season length over the eastern and central Tibetan Plateau during 1961-2003. *J. Geophys. Res.*, 111, D19109, doi: 10.1029/2005JD006915.
- Magrin, G., 2007. *Evaluación de la vulnerabilidad e impactos del cambio climático y del potencial de adaptación en América Latina*. Lima.
- Marengo, J., 1992. Interannual variability of surface climate in the Amazon basin. *Int. J. Climatol.* 12, 853–863.
- Montecinos, A., Díaz, A., Aceituno, P., 2000. Seasonal diagnostic and predictability of rainfall in subtropical South America based on tropical Pacific SST. *Journal of Climate*, 13, 746-758.
- Ninyerola, M., Pons, X., Roure, J.M., 2000. A methodological approach of climatological modelling of air temperature and precipitation through GIS techniques". *International Journal of Climatology*. Vol. 20, pp. 1823-1841.
- Nishizawa, T., Tanaka, M., 1983. The annual change in the tropospheric circulation and the rainfall in South America. *Arch. Meteor. Geophys. Bioclimatol.*, 33B, 107–116.
- OMM, 1992. *Glosario Meteorológico Internacional OMM - Nº 182*. Organización Meteorológica Mundial Ginebra–Suiza.1993. Segunda Edición, 759 pp.

- OMM, 1993. Guía del sistema mundial de proceso de datos OMM – Nº 305. Organización Meteorológica Mundial Ginebra–Suiza.1993.
- Oncken, O., Chong, G., Franz, G., Guiese P., Jürgen Götz H., Ramos V., Striker M., Vigger P., 2006. The Andes: active subduction orogeny. Ed. Springer, California University, 568 pp.
- Peña-Herrera C., 1986. Geografía Física del Perú. Lima, Editorial Manfer-Juan Mejia Baca. Gran Geografía del Perú: Naturaleza y Hombre, Vol. I.
- PNUD, 2010. Informe sobre Desarrollo Humano Perú 2009. Por una densidad del estado al servicio de la gente. Parte II: una visión desde las cuencas. ISBN: 978-9972-612-33-6, Lima-Perú, 251 pp.
- Quispe, N., Avalos, G., 2006. Intense Snowstorm in the Southern Mountains of Peru associated to the incursion of Cut-off low-pressure systems at Upper Level. Proceedings of 8 ICSHMO, Foz do Iguazu, Brazil, April 24-28, 2006, Inpe, P. 1945-2958
- Quispe, N., 2005. Condiciones Sinópticas de la Incursión de una Masa de Aire Frío en Sudamérica y su Impacto en los Cultivos de la Selva Caso específico: verano de 1996 e invierno de 2000. Tesis para optar el Título de Ingeniero Meteorólogo. UNALM, Lima – Perú.
- Ropelewski, C., Halpert, M., 1987. Global and regional scale precipitation patterns associated with the El Niño/Southern Oscillation. *Mon.Weather Rev.* 115, 1606–1626.
- Sen, P.K., 1968. Estimates of the regression coefficient based on Kendall's tau". *Journal of the American Statistical Association*, 63: 1379-1389.
- SENAMHI, 1988. Mapa de Clasificación Climática del Perú. Método de Thornthwaite. *Eds. Senamhi Perú*, 14 pp.
- SENAMHI - MINAG, 2005. Atlas de Heladas. Huamaní, J. C., 37 pp.
- SENAMHI, 2007. Escenarios de cambio climático en la cuenca del río Urubamba para el año 2100. Por: Avalos G., Díaz A., Oria C., Acuña D., Metzger L., Rosas G. y Miguel R. *Eds. Senamhi Perú*, 120 pp.
- SENAMHI, 2009. Escenarios Climáticos en el Perú para el año 2030. Por: Obregón, G., Díaz, A., Rosas, G., Avalos, G., Oria, C., Acuña, D., Llacza, A., Richard, M. Proyecto SCNCC, Segunda Comunicación de Cambio Climático en Perú. Editor Ministerio del Ambiente.
- Sinha Ray, K., De, U., 2003. Cambio climático en la India evidenciado a partir de registros instrumentales. *Boletín Organización Meteorológica Mundial*. 52(1):56-62.
- Solis, O., 2006. Herramienta tecnológica para el control de calidad de datos hidrometeorológicos. *Presentación en ECI 2006*.
- Toma, V.E., Webster, P.J., 2009. Oscillations of the intertropical convergence zone and the genesis of easterly waves Parte I: diagnostics and theory. *Clim Dyn*. DOI 10.1007/s00382-009-0584-x.
- Trömel, S., Schönwiese, C.D., 2007. Probability change of extreme precipitation observed from 1901 to 2000 in Germany. *Theoretical and Applied Climatology*, 87, 29-39. DOI 10.1007/s00704-005-0230-4.
- Valiente, O.M., 2001. Sequía: Definiciones, tipologías y métodos de cuantificación. *Invest. Geog.*, 26:59-80.
- Veblen, T., Young, K., Orme, A., 2007. The Physical Geography of South America. *Ed. Oxford University*, 368 pp.
- Vera, C., J. Baez, M. Douglas, C. B. Emmanuel, J. Marengo, J. Meitin, M. Nicolini, . Noguez-Paegle, J. Paegle, O. Penalba, P. Salio, C. Saulo, M. A. Silva Dias, P. Silva Dias, And E. Zipser. 2006. The South American Low-Level Jet Experiment (SALLEX). *Bull. American Meteorological Society* 87, 63-67.
- Vuille, M., Bradley, R. S., Werner, M., Keimig, F.T., 2003. 20th Century climate change in the tropical Andes: observations and model results. *Climatic Change*, 59, 75-99.
- Vuille, M., Francou, B., Wagnon, P., Juen, I., Kaser, G., Mark, B., Bradley, R., 2008. Climate change and tropical Andean glaciers : Past, present and future. *Earth-Science Reviews*, 89: 79-96.

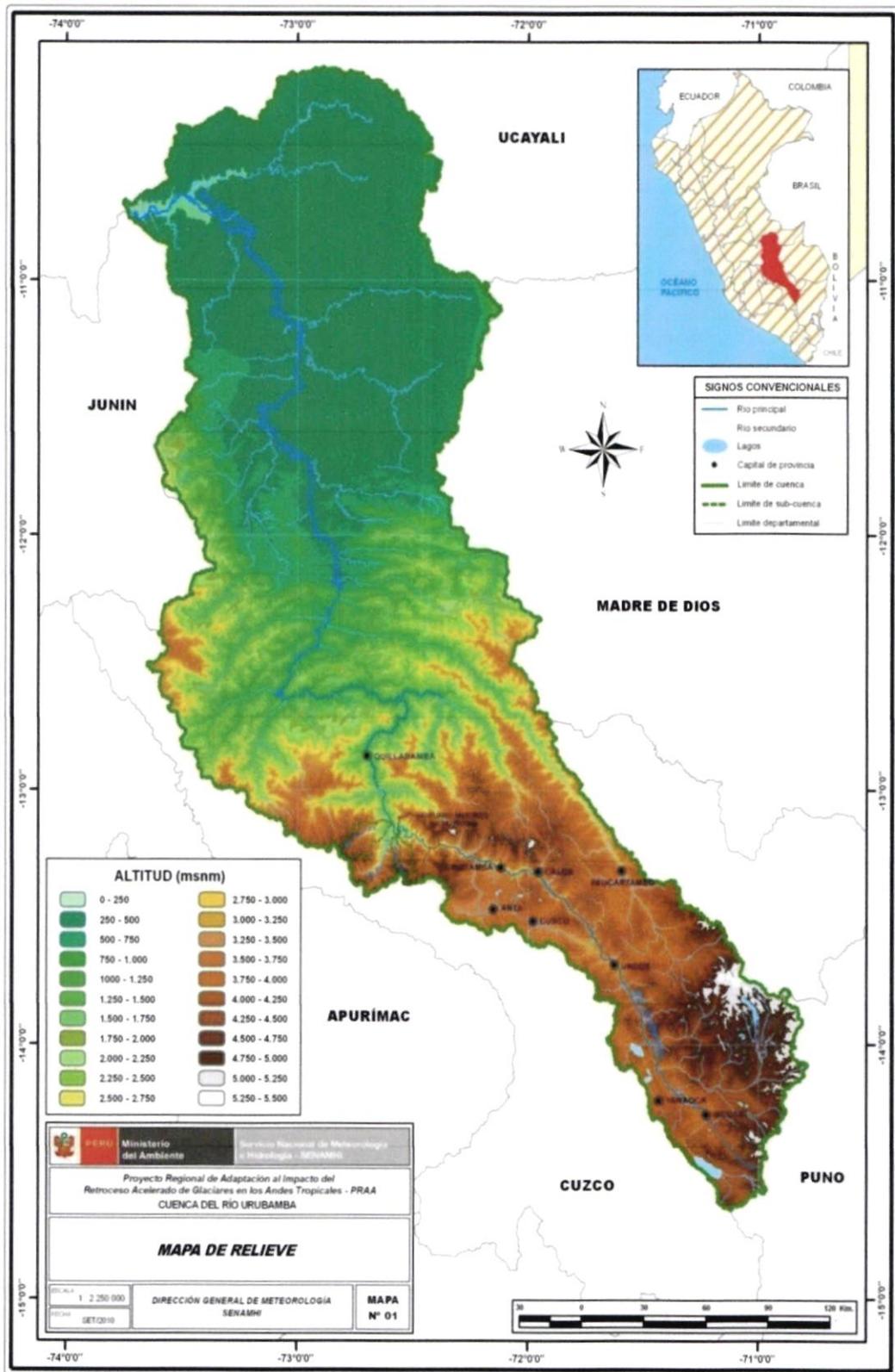
- Vuille, M., Kaser, G., Juen, I., 2008. Glacier mass balance variability in the Cordillera Blanca, Peru and its relationship with climate and the large-scale circulation: *Global and Planetary Change* 62, 14-28
- Waylen, P.R., Compagnucci, R.H., Caffera, R., 2000. Interannual and Inter-decadal Variability of Streamflow from the Argentine Andes. *Physical Geography*, 21, 452-465.
- Webster, P.J., Lukas, R., 1992. TOGA-COARE: the coupled ocean-atmosphere response experiment. *Bull AMS* 73:1377-1416.
- Woodman, R., 1998. El fenómeno El Niño y el clima en el Perú. *Disponible: <http://www.igp.gob.pe/fenomenonino.pdf>*
- Zhang K., Douglas, C. B., Leatherman, S. P., 2004. Global warming and coastal erosion. *Climate Change* 64, 41-58.
- Zhou J., Lau K-M., 1998. Does a monsoon climate exist over South America? *Journal of Climate* 11: 1020-1040.

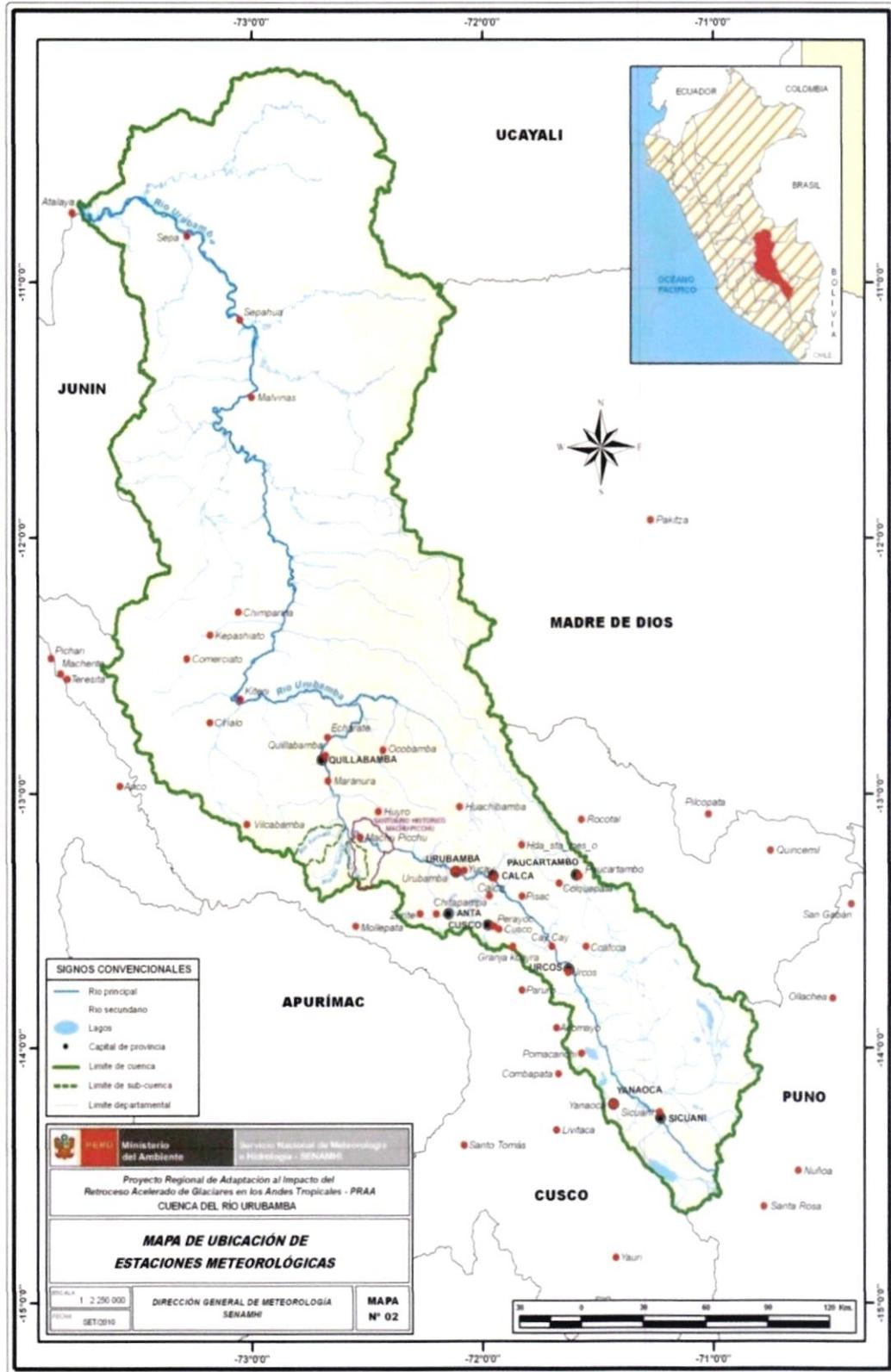
ANEXO 01

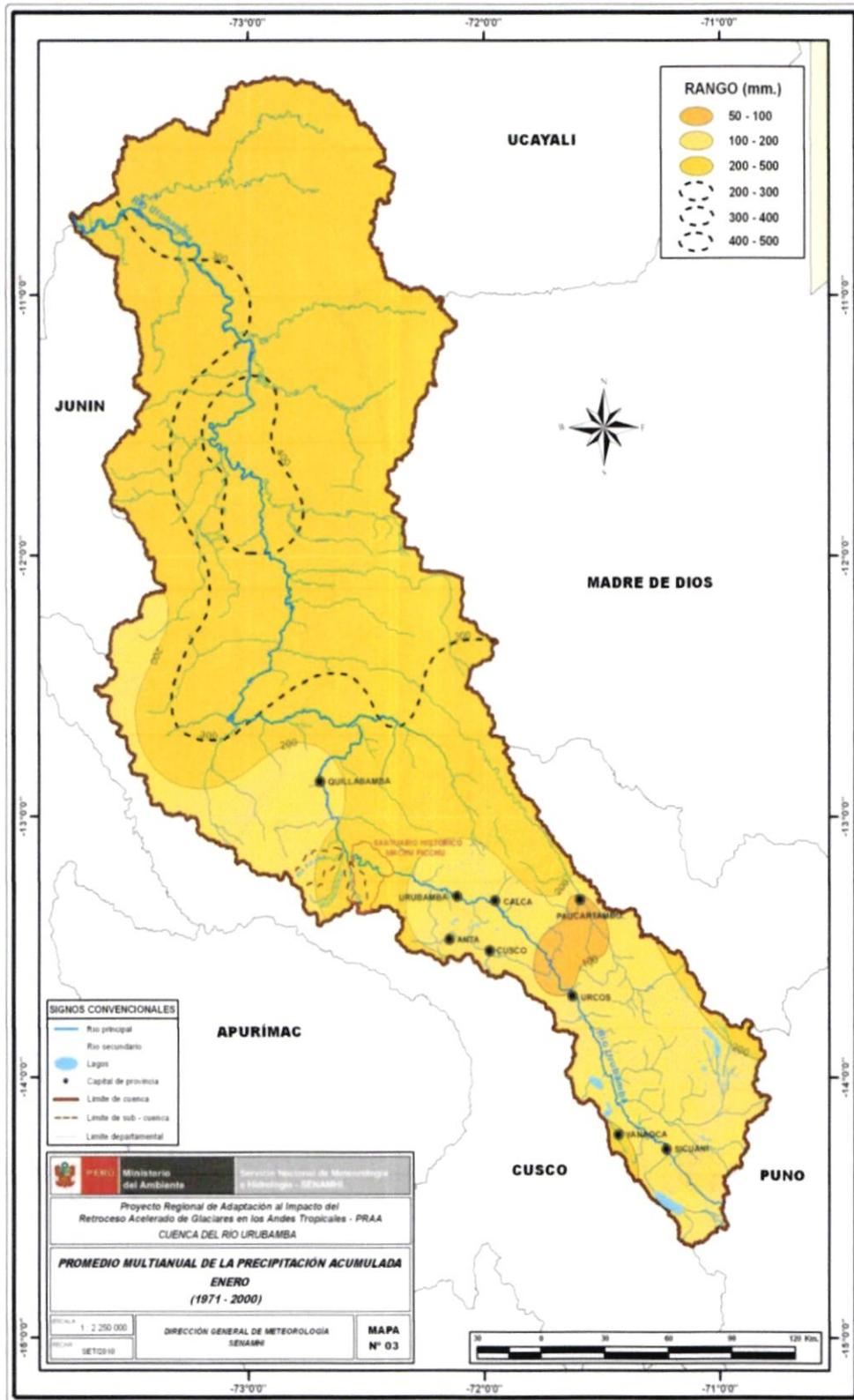
Mapas climáticos de precipitación y temperatura del aire en la cuenca del río Urubamba

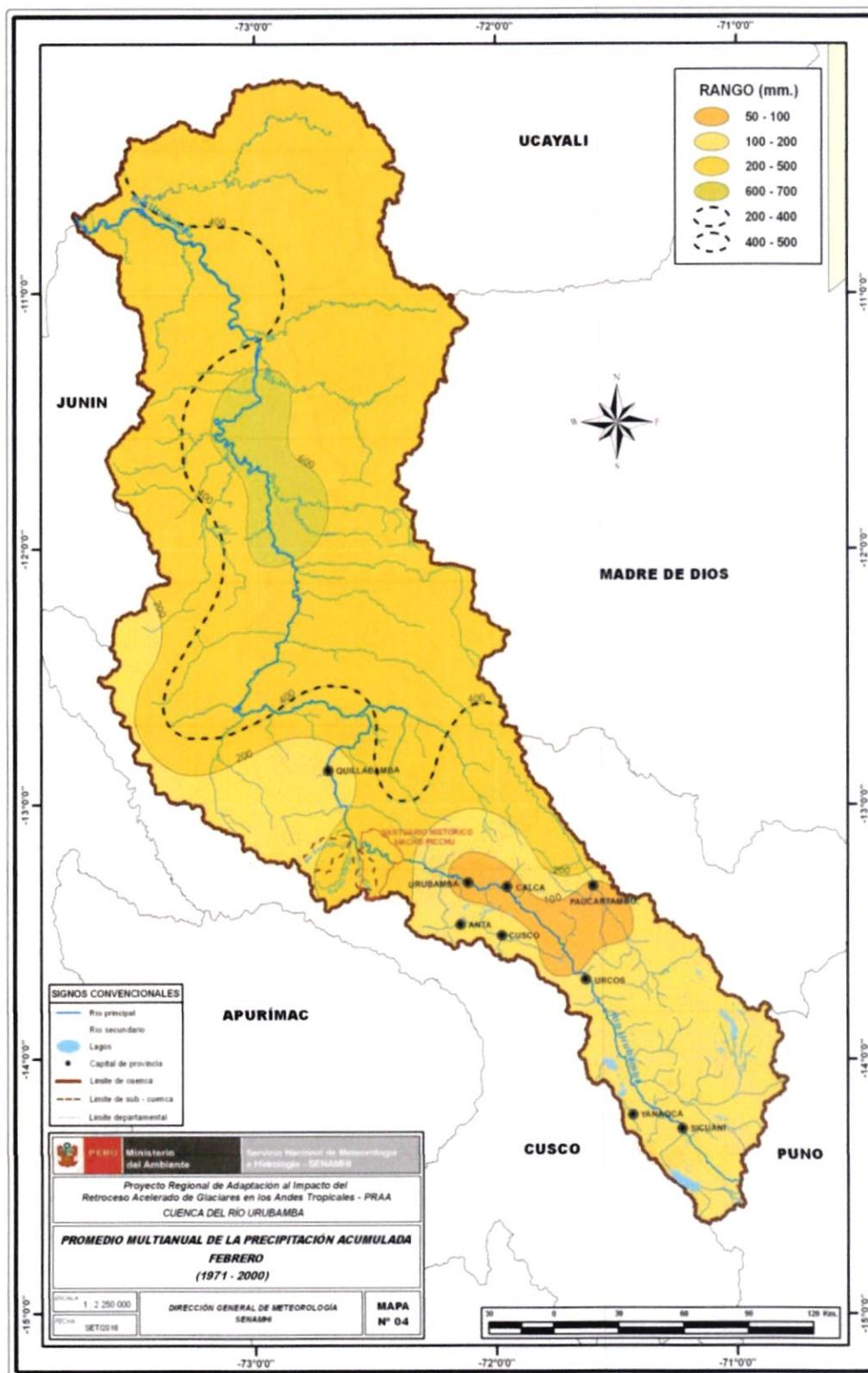
ANEXO 1: MAPAS CLIMATICOS

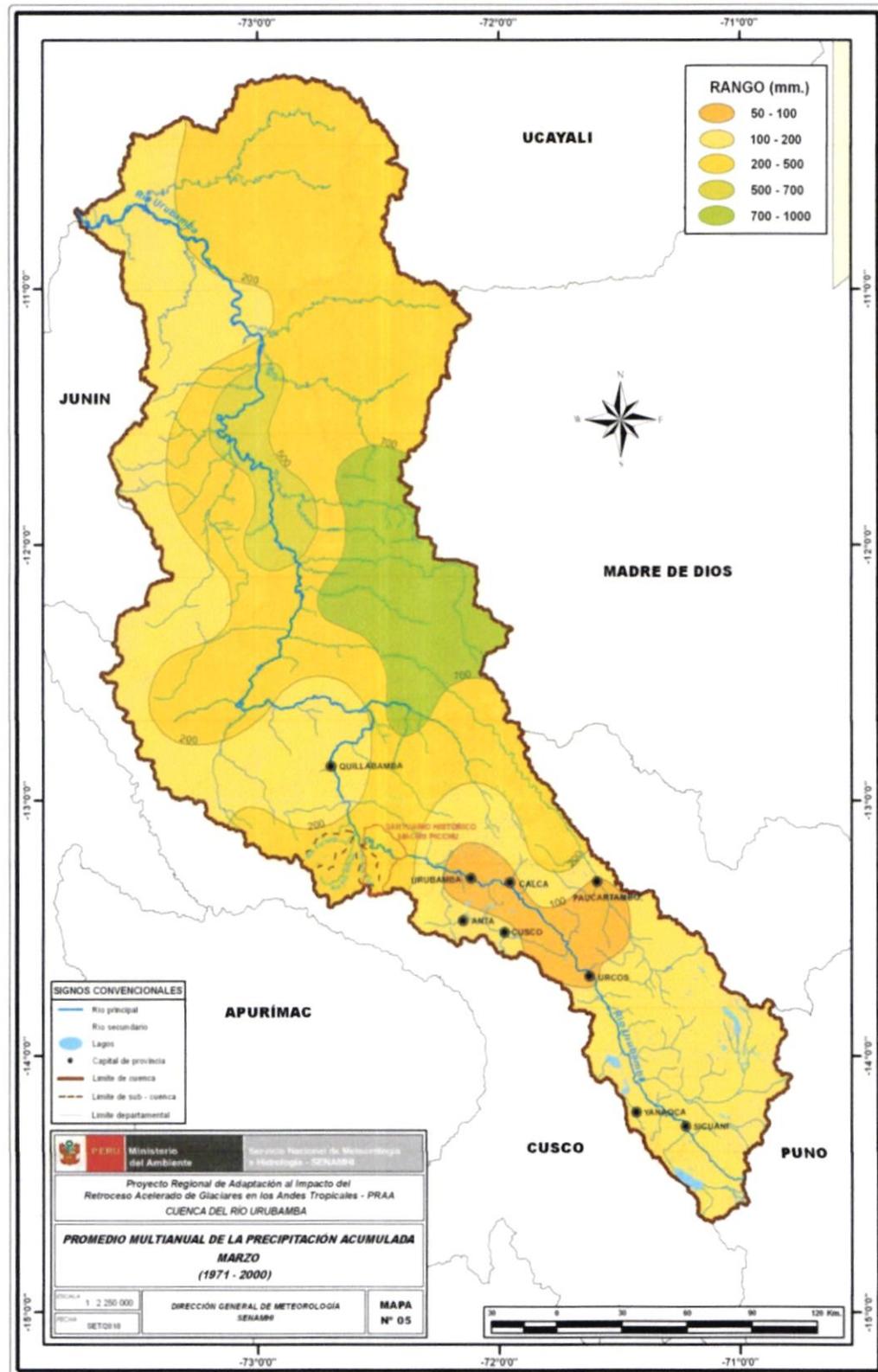
- Mapa 01: Mapa de relieve
- Mapa 02: Mapa de ubicación de estaciones meteorológicas
- Mapa 03: Promedio multianual de la precipitación acumulada en enero
- Mapa 04: Promedio multianual de la precipitación acumulada en febrero
- Mapa 05: Promedio multianual de la precipitación acumulada en marzo
- Mapa 06: Promedio multianual de la precipitación acumulada en abril
- Mapa 07: Promedio multianual de la precipitación acumulada en mayo
- Mapa 08: Promedio multianual de la precipitación acumulada en junio
- Mapa 09: Promedio multianual de la precipitación acumulada en julio
- Mapa 10: Promedio multianual de la precipitación acumulada en agosto
- Mapa 11: Promedio multianual de la precipitación acumulada en septiembre
- Mapa 12: Promedio multianual de la precipitación acumulada en octubre
- Mapa 13: Promedio multianual de la precipitación acumulada en noviembre
- Mapa 14: Promedio multianual de la precipitación acumulada en diciembre
- Mapa 15: Promedio multianual de la precipitación acumulada en verano (dic-ene-feb)
- Mapa 16: Promedio multianual de la precipitación acumulada en otoño (mar-abr-may)
- Mapa 17: Promedio multianual de la precipitación acumulada en invierno (jun-jul-ago)
- Mapa 18: Promedio multianual de la precipitación acumulada en primavera (set-oct-nov)
- Mapa 19: Promedio multianual de la precipitación acumulada (período: 1971-2000)
- Mapa 20: Cambio porcentual de la precipitación acumulada durante El Niño 1997/1998
- Mapa 21: Cambio porcentual de la precipitación acumulada durante La Niña 1999/2001
- Mapa 22: Promedio multianual de la temperatura máxima del aire en enero
- Mapa 23: Promedio multianual de la temperatura máxima del aire en febrero
- Mapa 24: Promedio multianual de la temperatura máxima del aire en marzo
- Mapa 25: Promedio multianual de la temperatura máxima del aire en abril
- Mapa 26: Promedio multianual de la temperatura máxima del aire en mayo
- Mapa 27: Promedio multianual de la temperatura máxima del aire en junio
- Mapa 28: Promedio multianual de la temperatura máxima del aire en julio
- Mapa 29: Promedio multianual de la temperatura máxima del aire en agosto
- Mapa 30: Promedio multianual de la temperatura máxima del aire en setiembre
- Mapa 31: Promedio multianual de la temperatura máxima del aire en octubre
- Mapa 32: Promedio multianual de la temperatura máxima del aire en noviembre
- Mapa 33: Promedio multianual de la temperatura máxima del aire en diciembre
- Mapa 34: Promedio multianual de la temperatura máxima del aire en verano (dic-ene-feb)
- Mapa 35: Promedio multianual de la temperatura máxima del aire en otoño (mar-abr-may)
- Mapa 36: Promedio multianual de la temperatura máxima del aire en invierno (jun-jul-ago)
- Mapa 37: Promedio multianual de la temperatura máxima del aire en primavera (set-oct-nov)
- Mapa 38: Promedio multianual de la temperatura máxima del aire (período: 1971-2000)
- Mapa 39: Cambio de la temperatura máxima del aire durante El Niño 1997/1998
- Mapa 40: Cambio de la temperatura máxima del aire durante La Niña 1999/2001
- Mapa 41: Promedio multianual de la temperatura mínima del aire en enero
- Mapa 42: Promedio multianual de la temperatura mínima del aire en febrero
- Mapa 43: Promedio multianual de la temperatura mínima del aire en marzo
- Mapa 44: Promedio multianual de la temperatura mínima del aire en abril
- Mapa 45: Promedio multianual de la temperatura mínima del aire en mayo
- Mapa 46: Promedio multianual de la temperatura mínima del aire en junio
- Mapa 47: Promedio multianual de la temperatura mínima del aire en julio
- Mapa 48: Promedio multianual de la temperatura mínima del aire en agosto
- Mapa 49: Promedio multianual de la temperatura mínima del aire en setiembre
- Mapa 50: Promedio multianual de la temperatura mínima del aire en octubre
- Mapa 51: Promedio multianual de la temperatura mínima del aire en noviembre
- Mapa 52: Promedio multianual de la temperatura mínima del aire en diciembre
- Mapa 53: Promedio multianual de la temperatura mínima del aire en verano (dic-ene-feb)
- Mapa 54: Promedio multianual de la temperatura mínima del aire en otoño (mar-abr-may)
- Mapa 55: Promedio multianual de la temperatura mínima del aire en invierno (jun-jul-ago)
- Mapa 56: Promedio multianual de la temperatura mínima del aire en primavera (set-oct-nov)
- Mapa 57: Promedio multianual de la temperatura mínima del aire (período: 1971-2000)
- Mapa 58: Cambio de la temperatura mínima del aire durante El Niño 1997/1998
- Mapa 59: Cambio de la temperatura mínima del aire durante La Niña 1999/2001

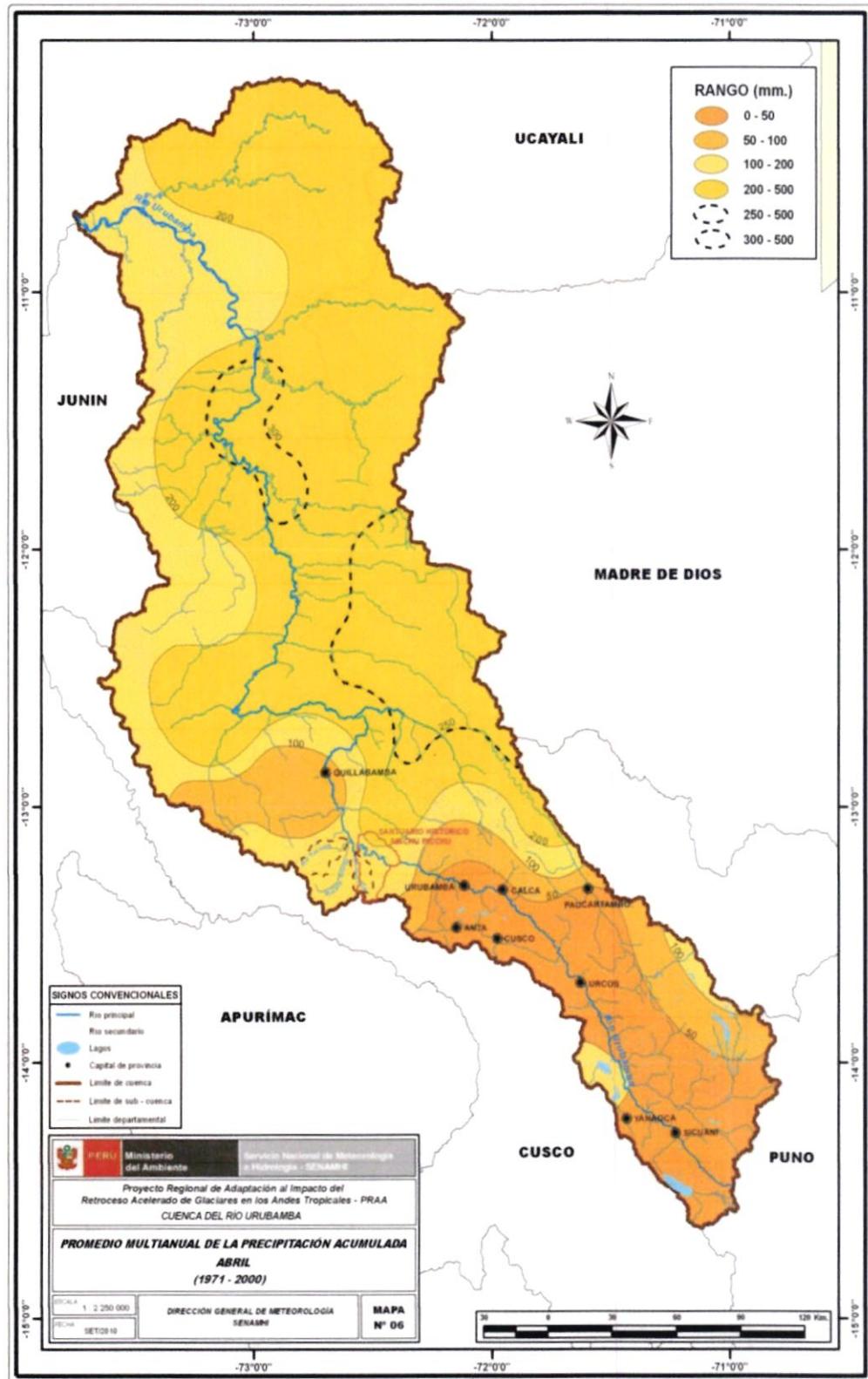


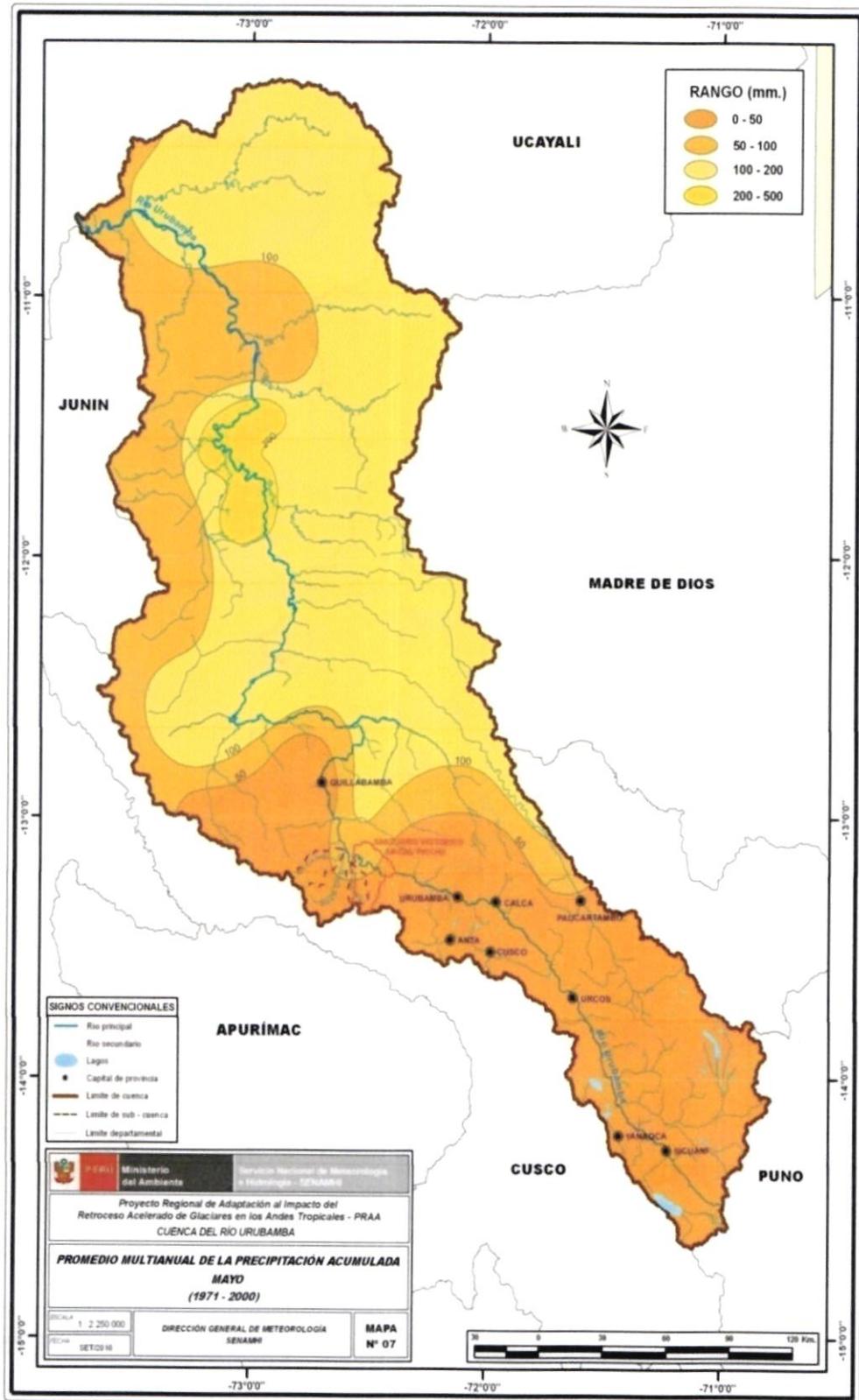


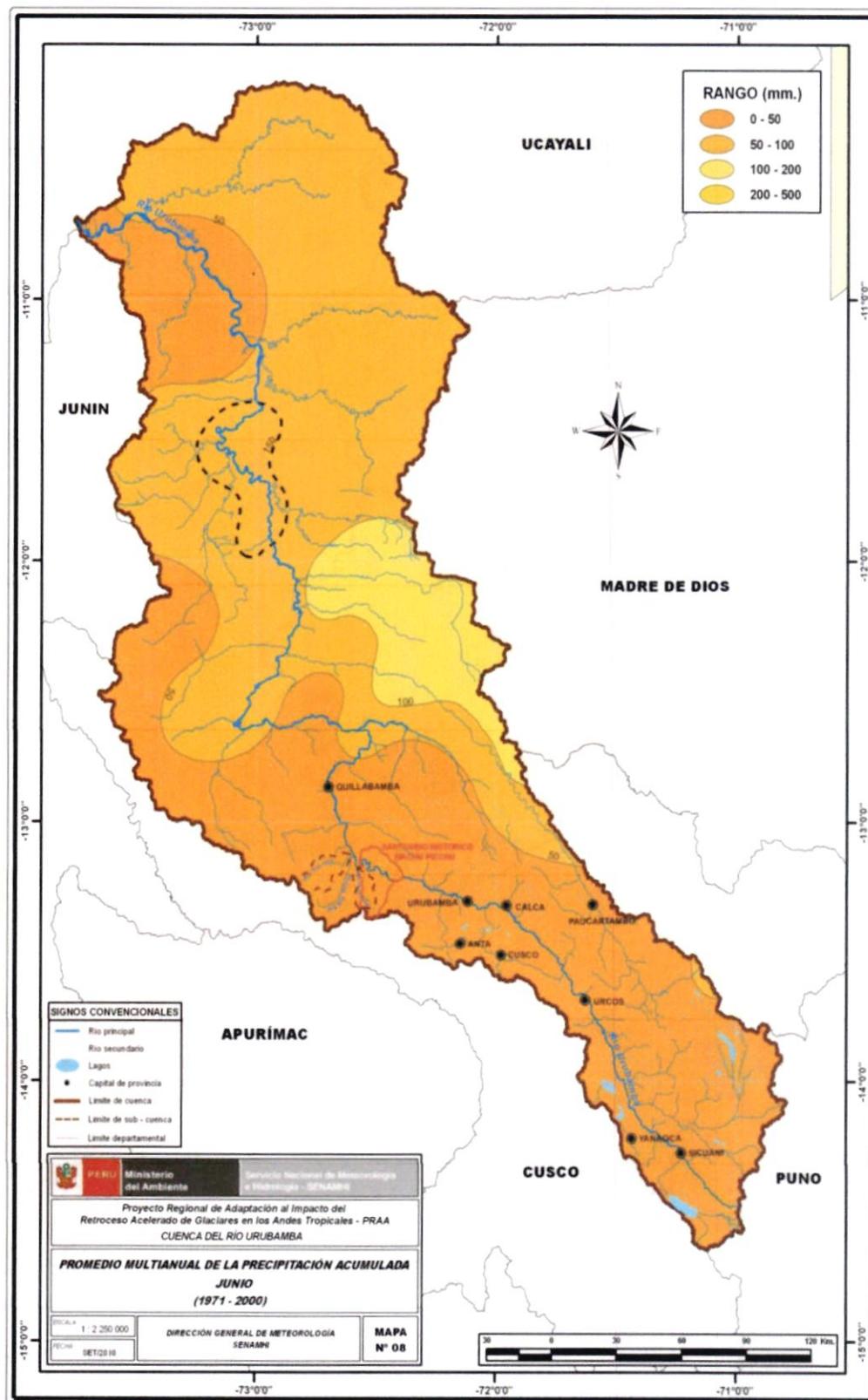


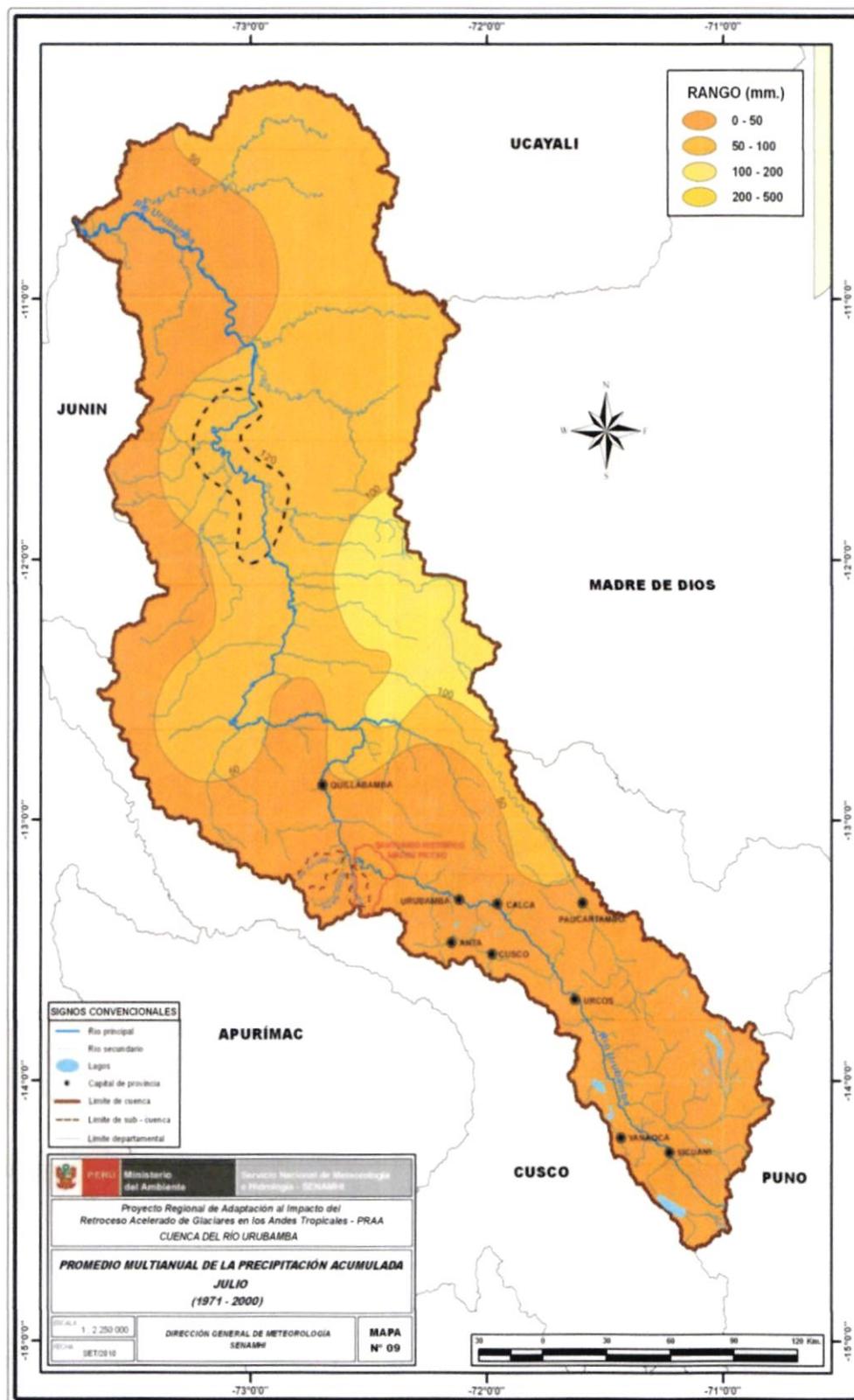


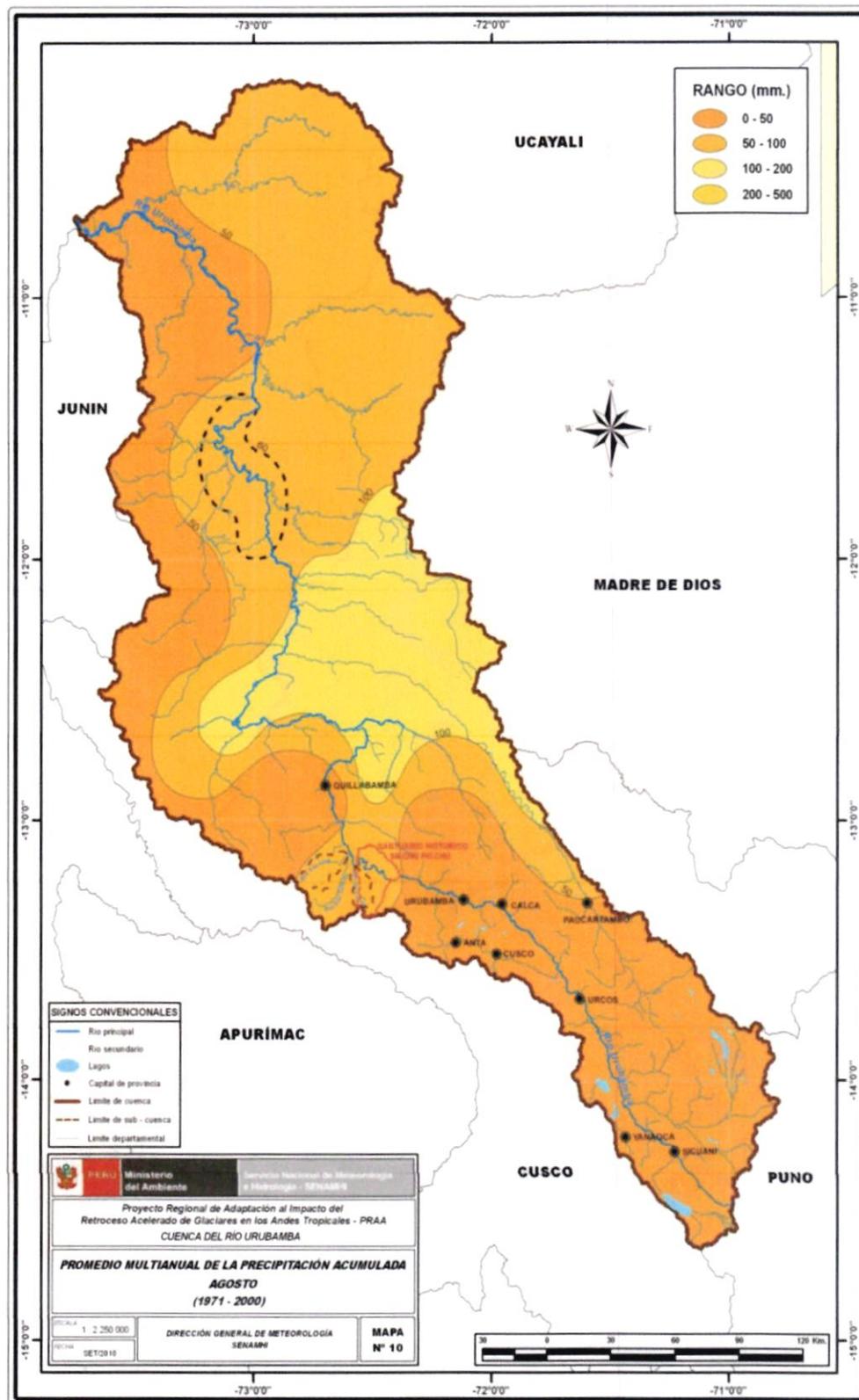


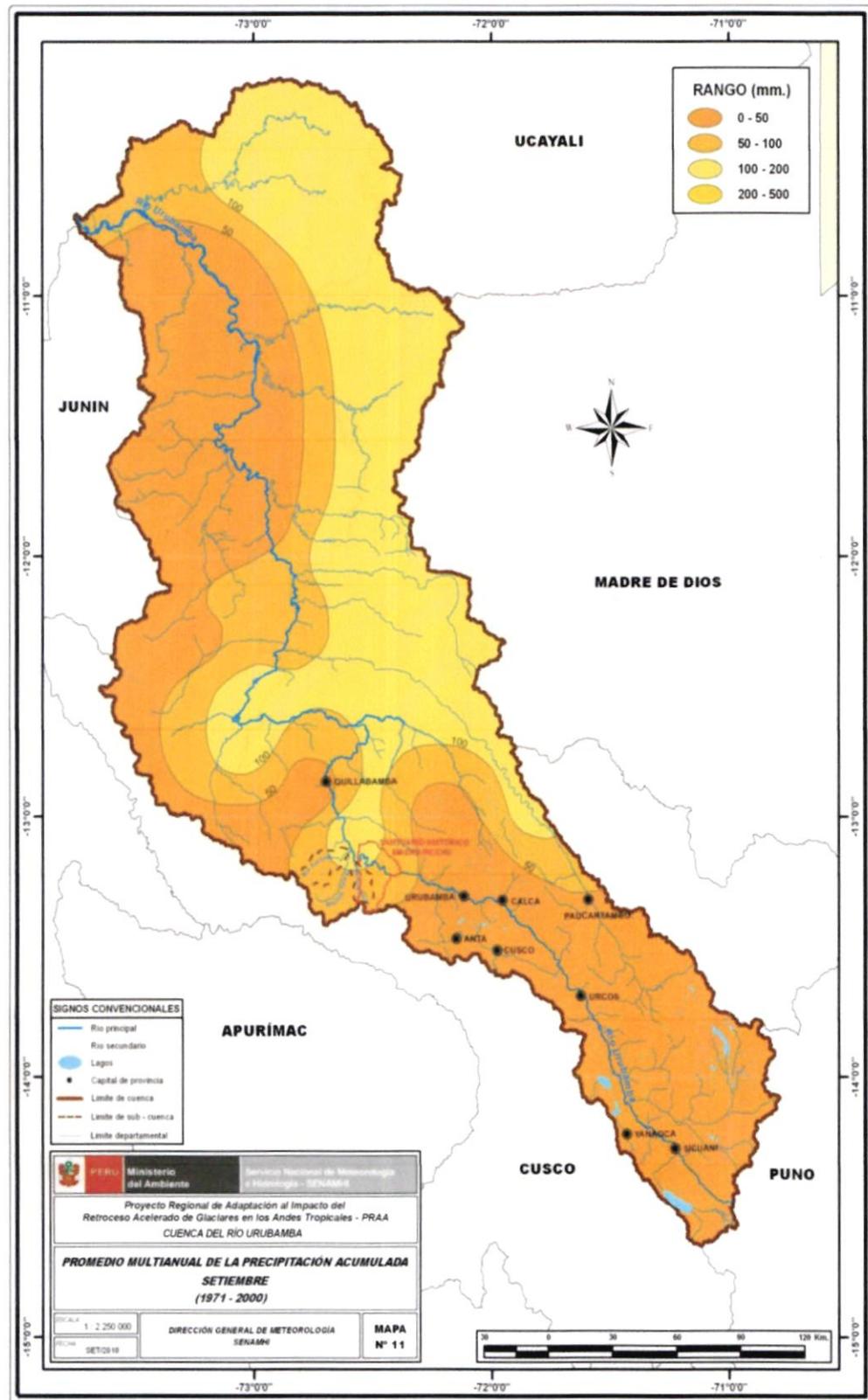


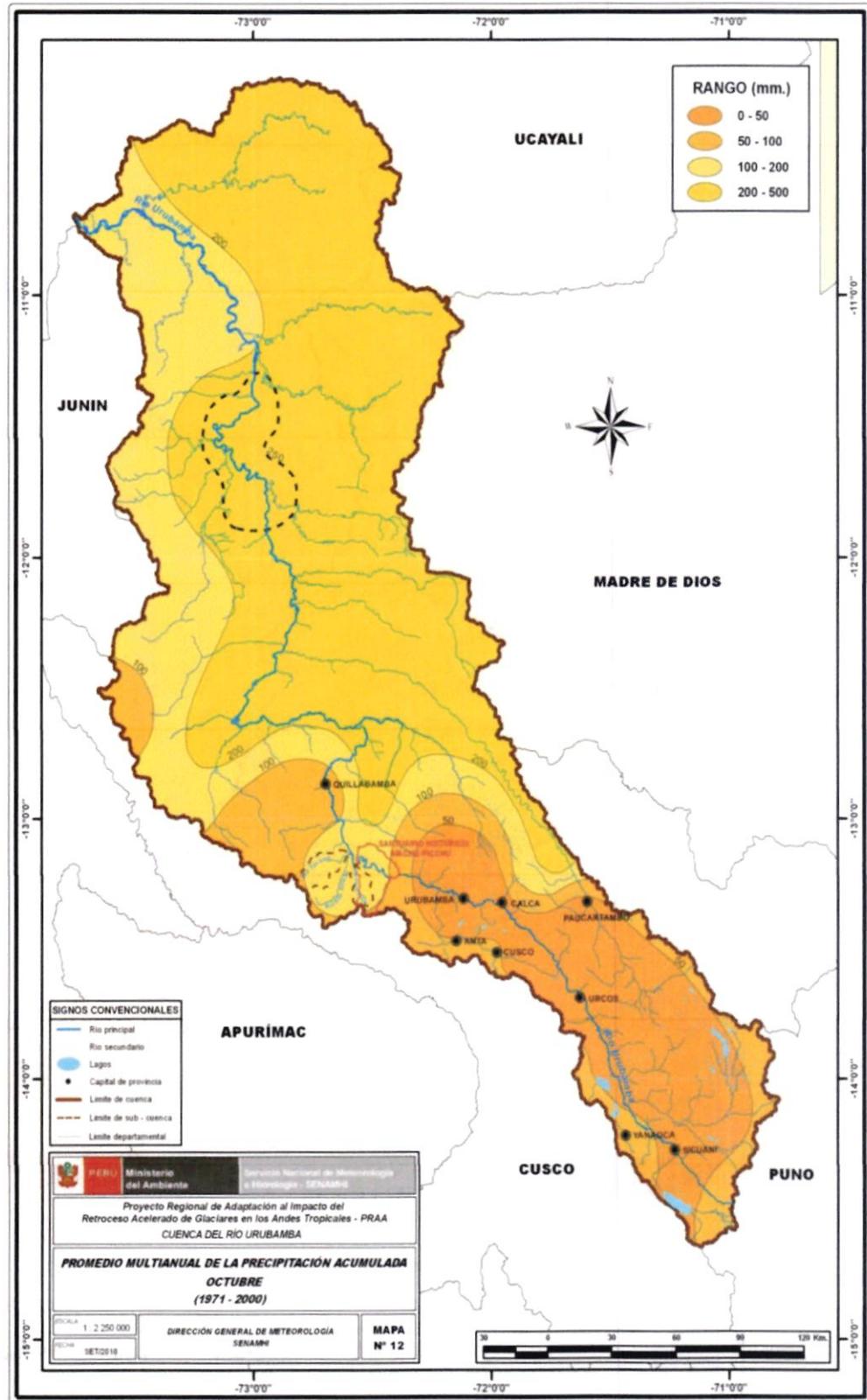


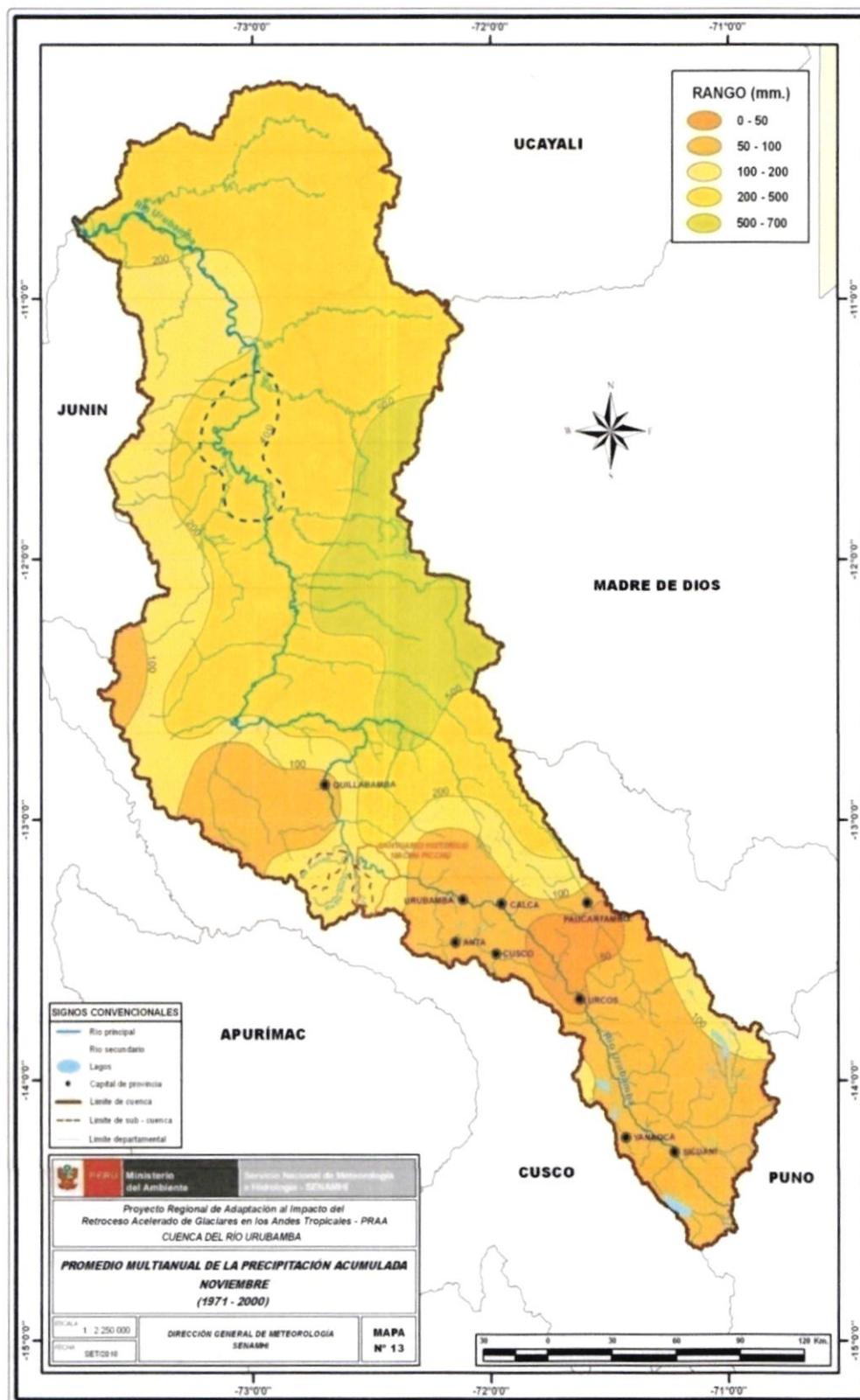


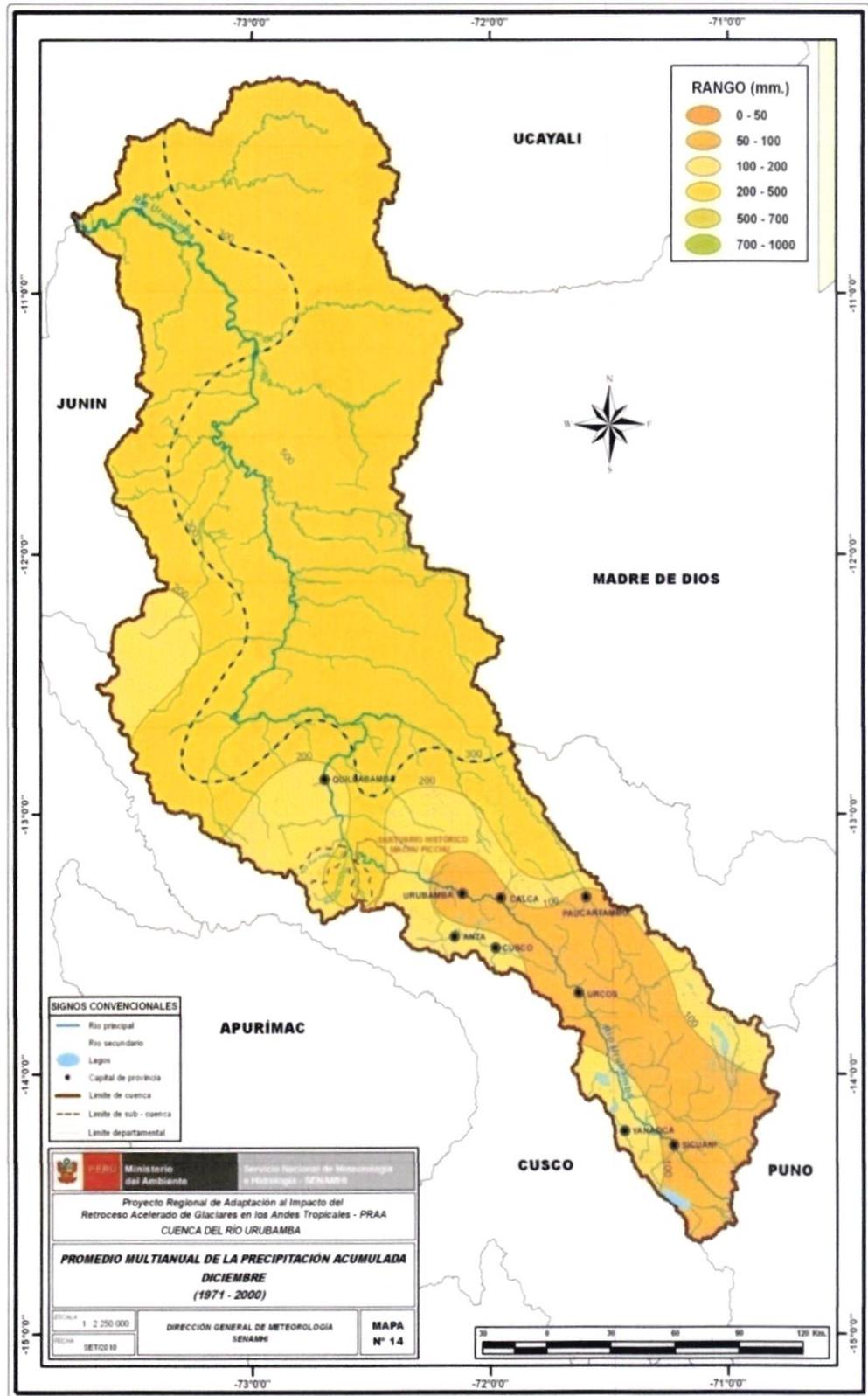


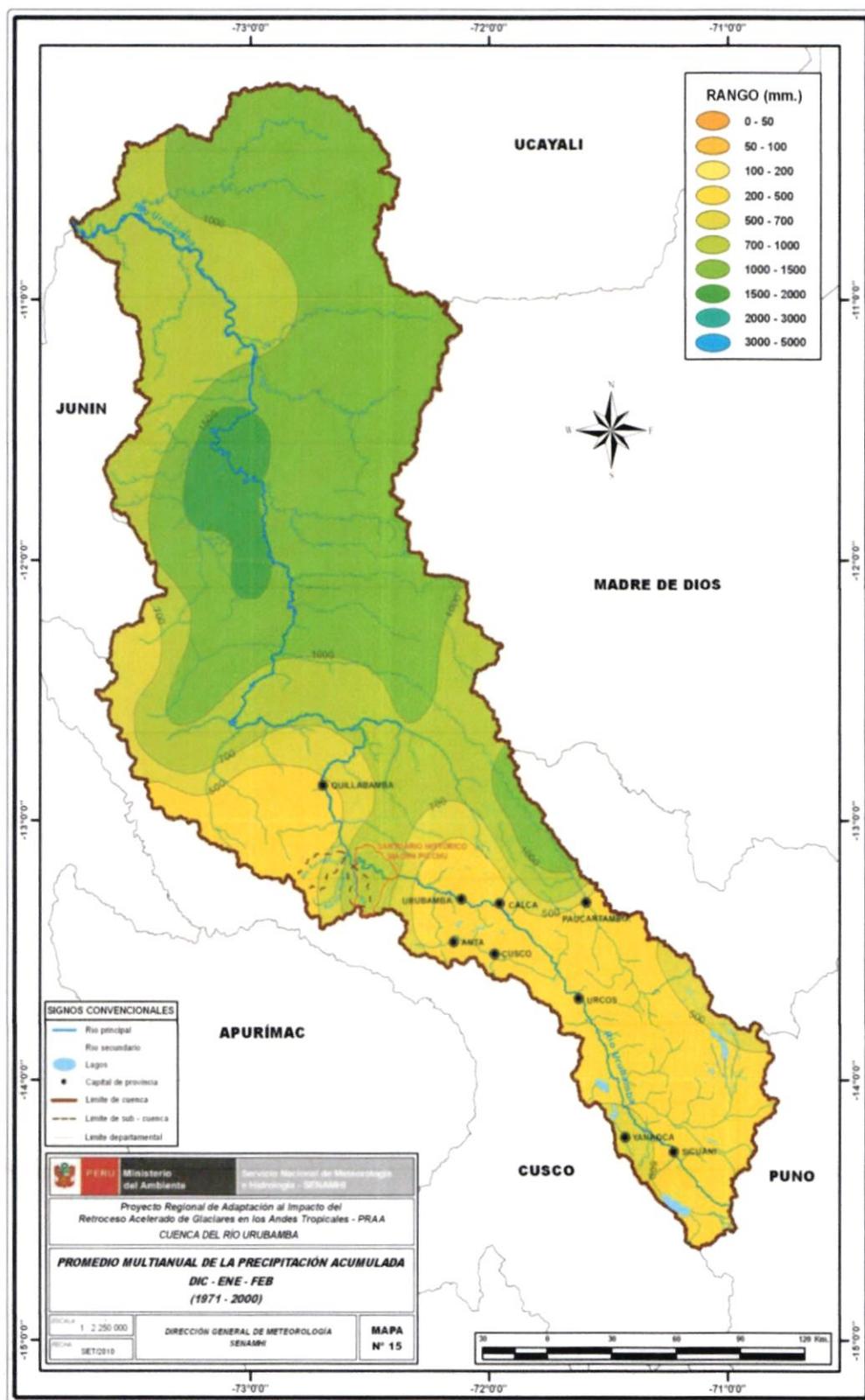


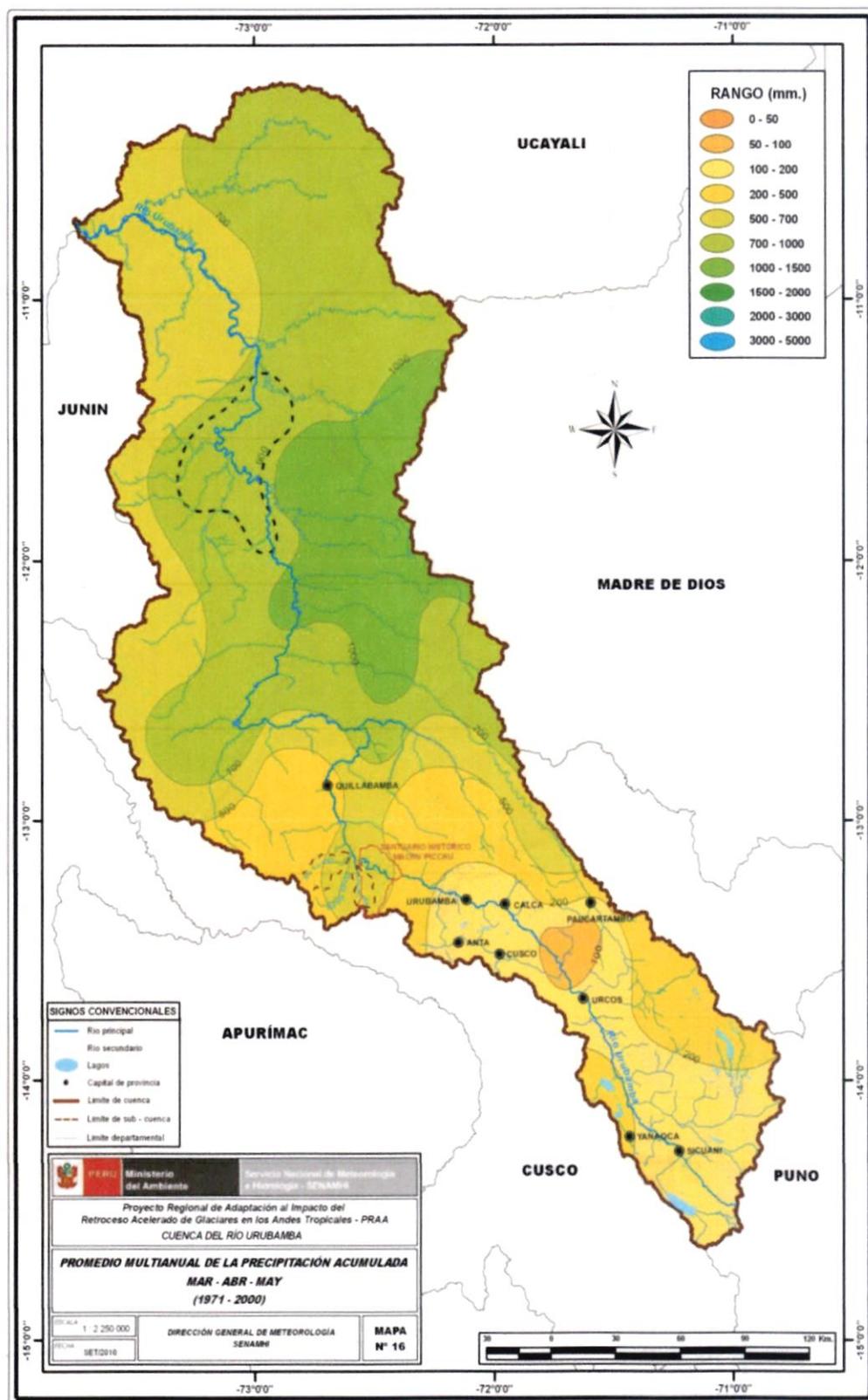


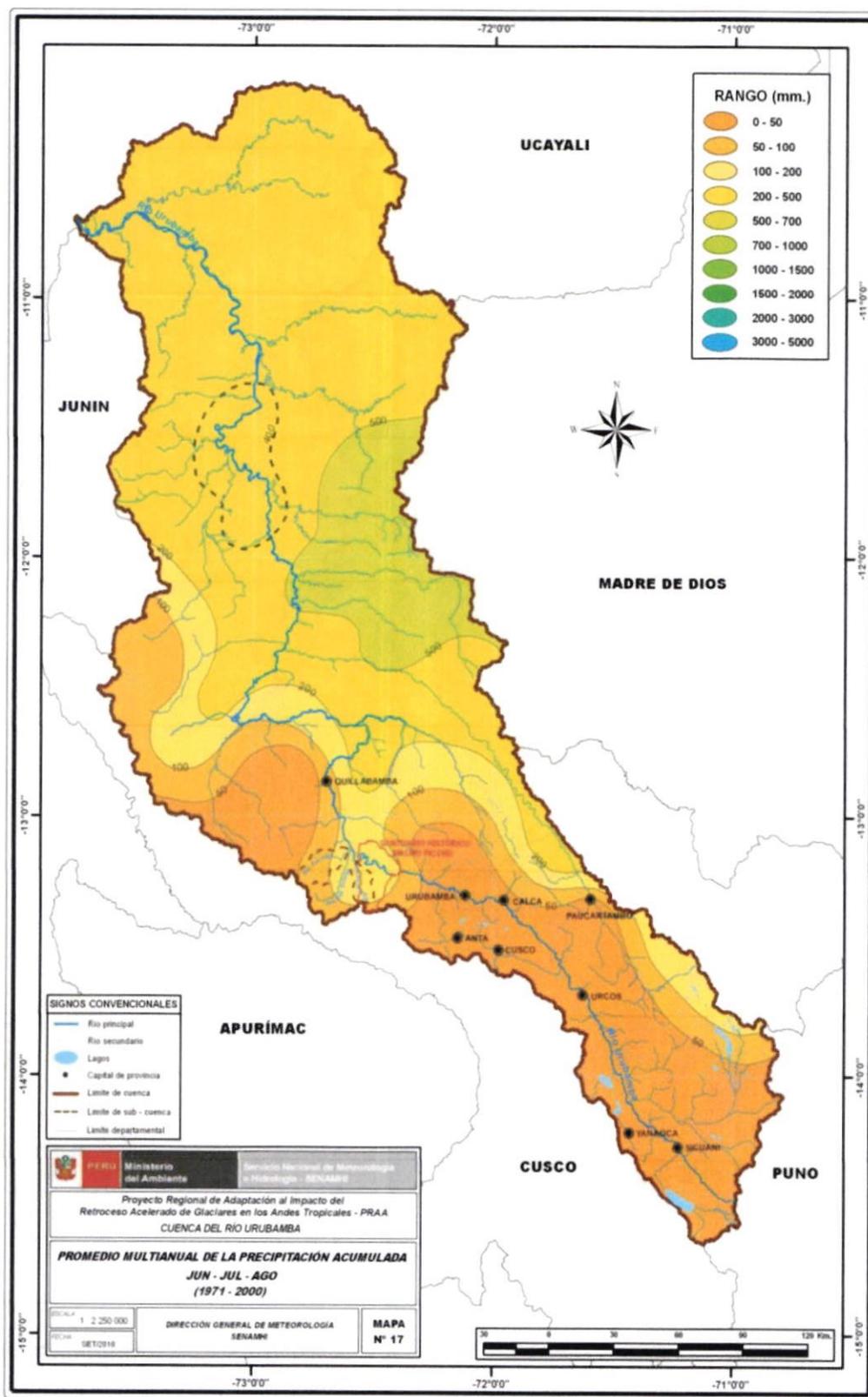


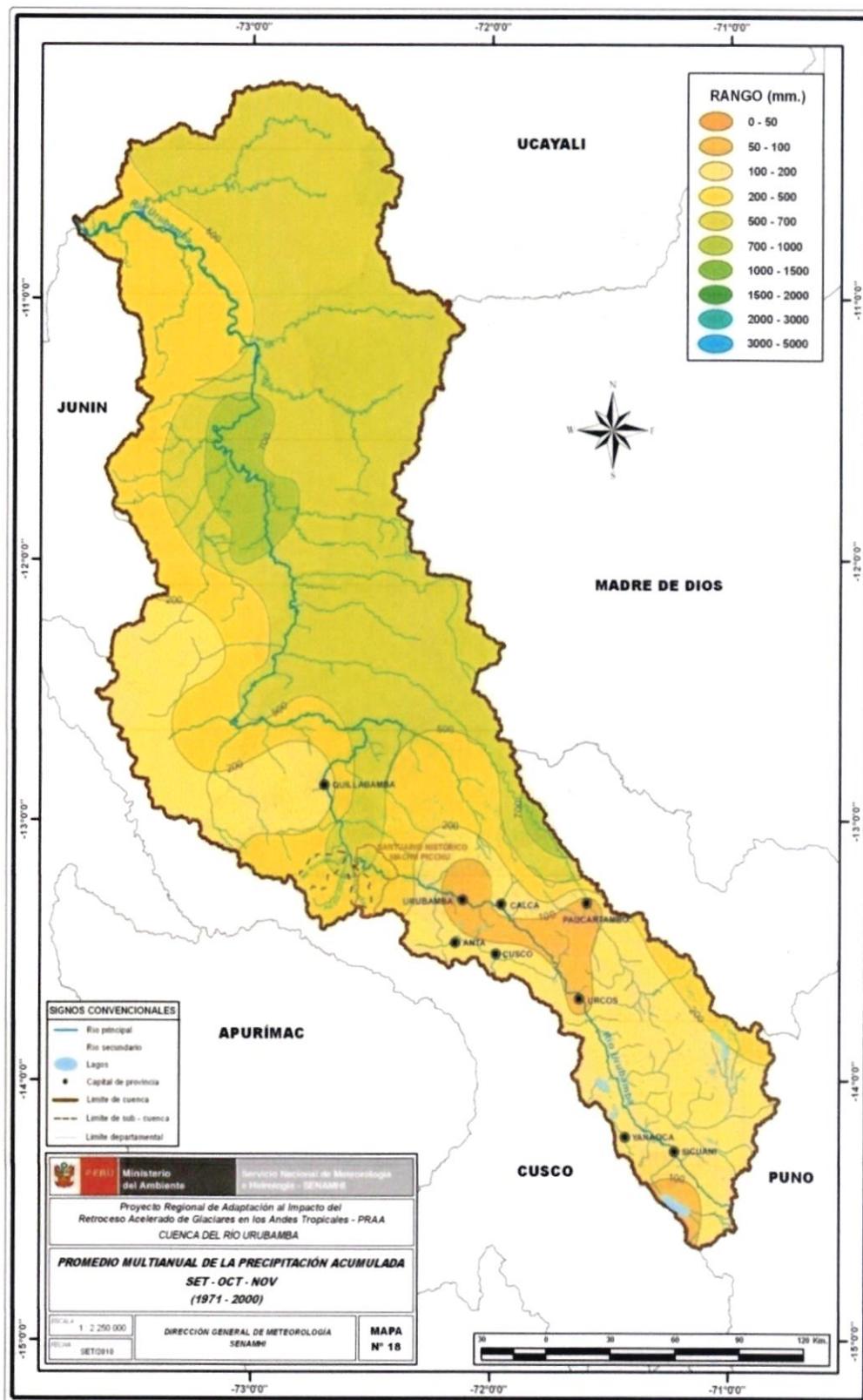


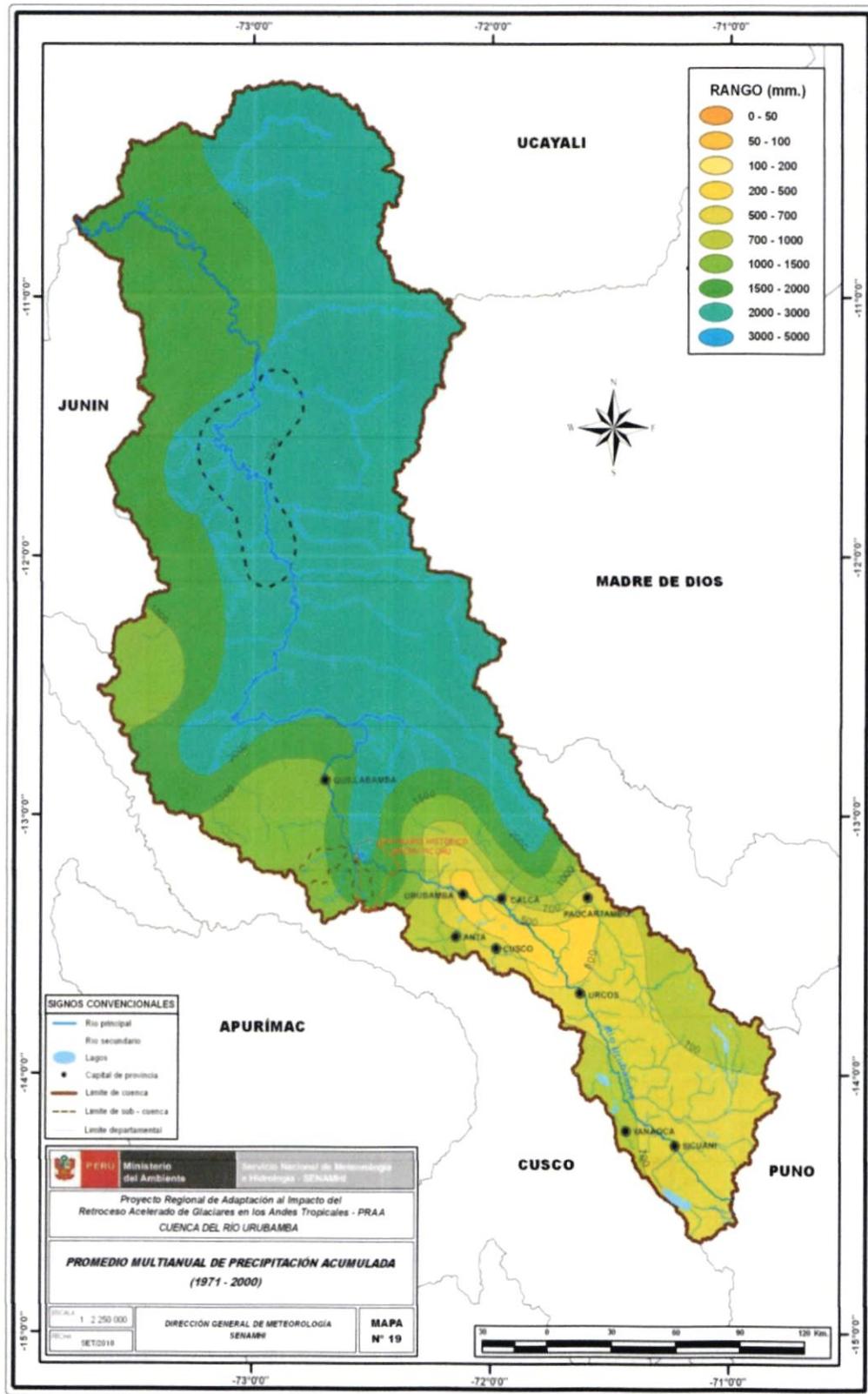


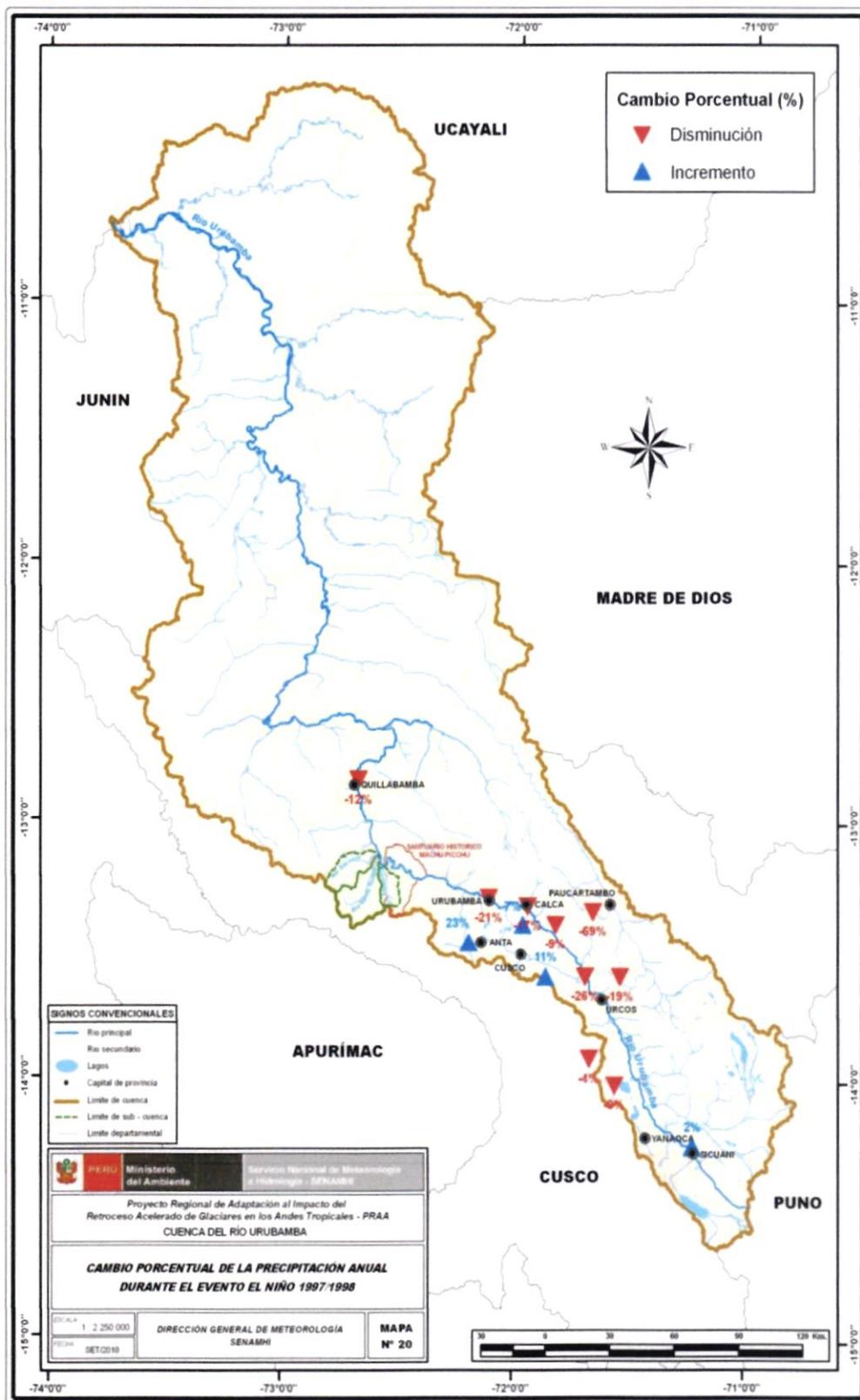


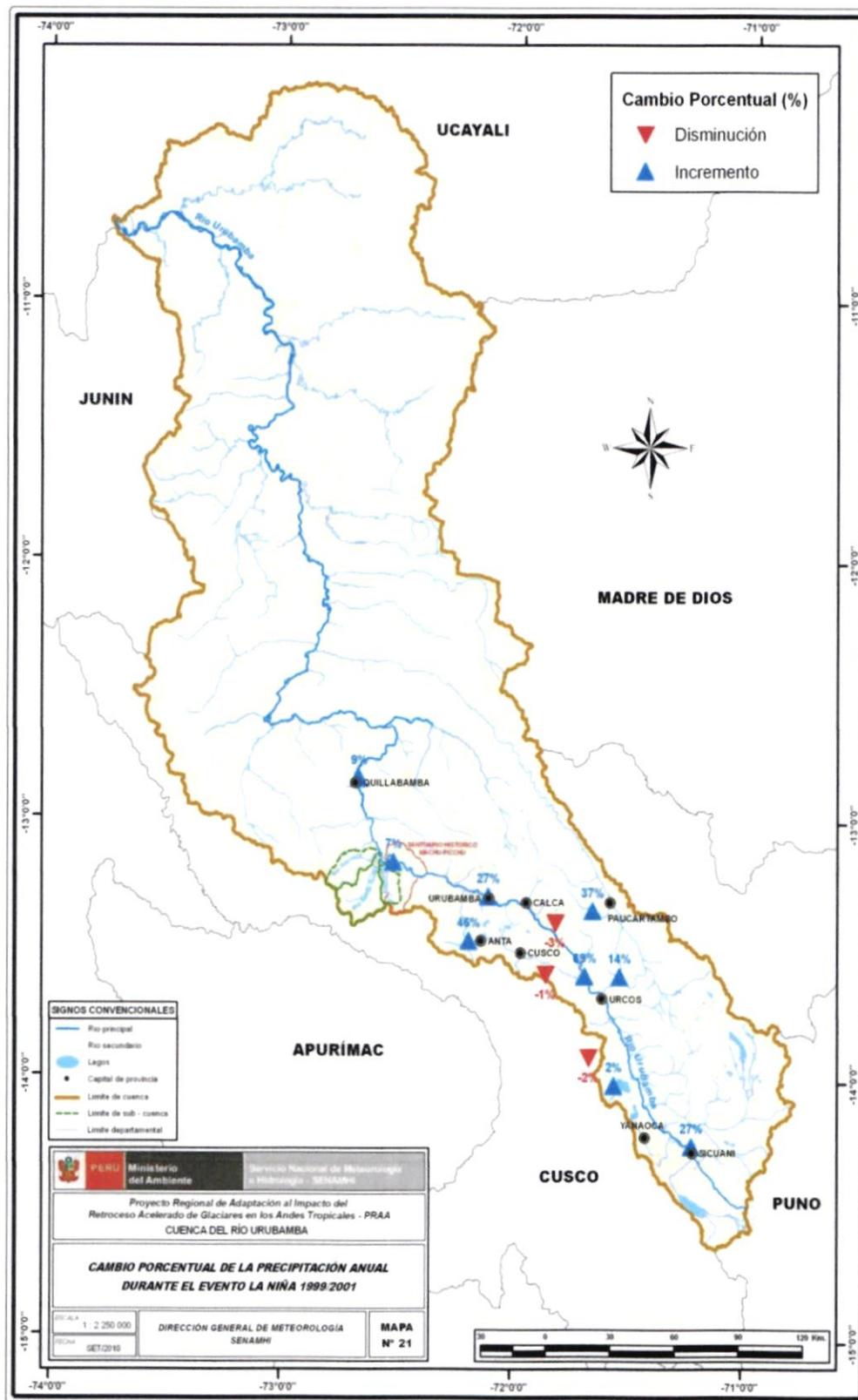


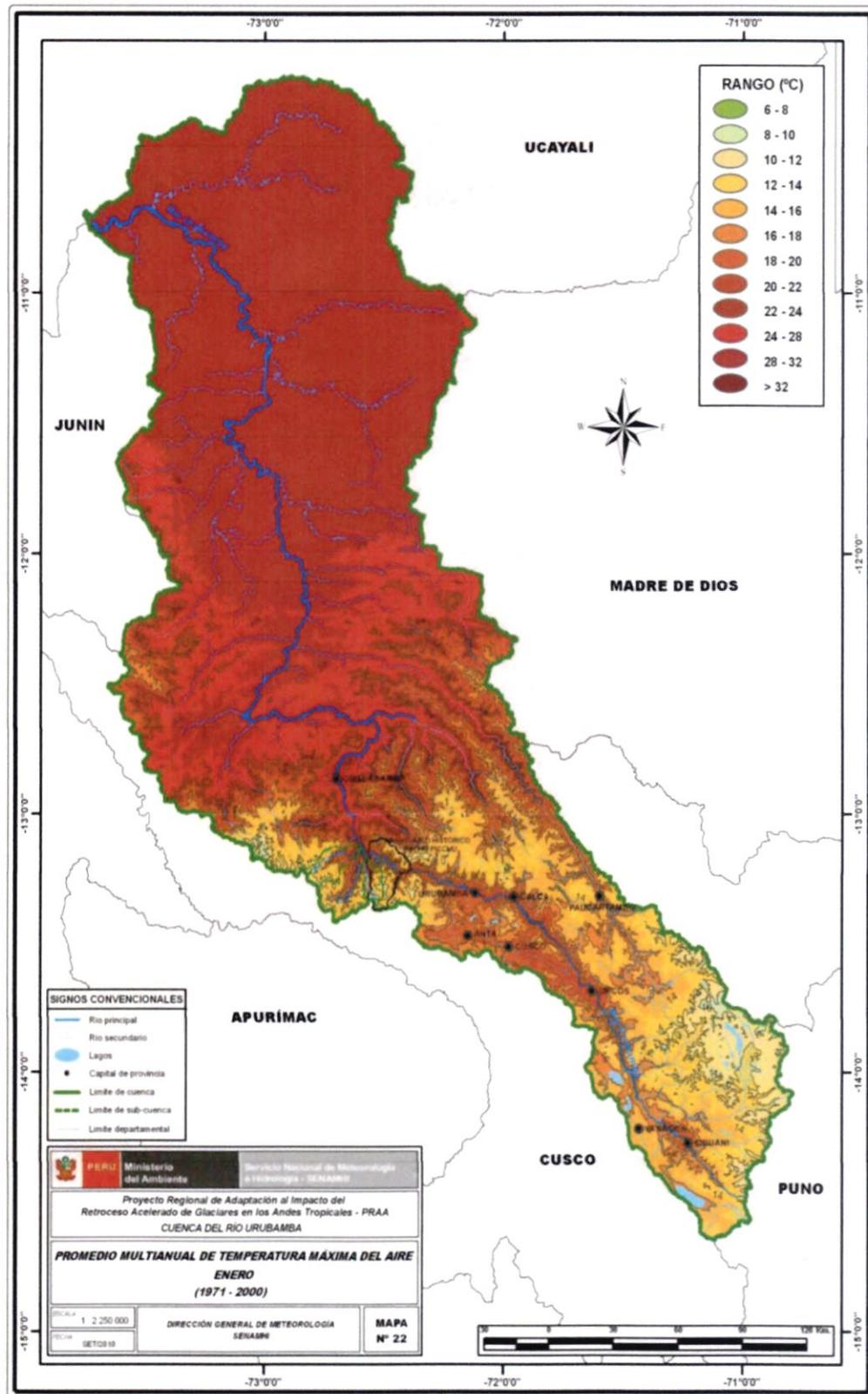


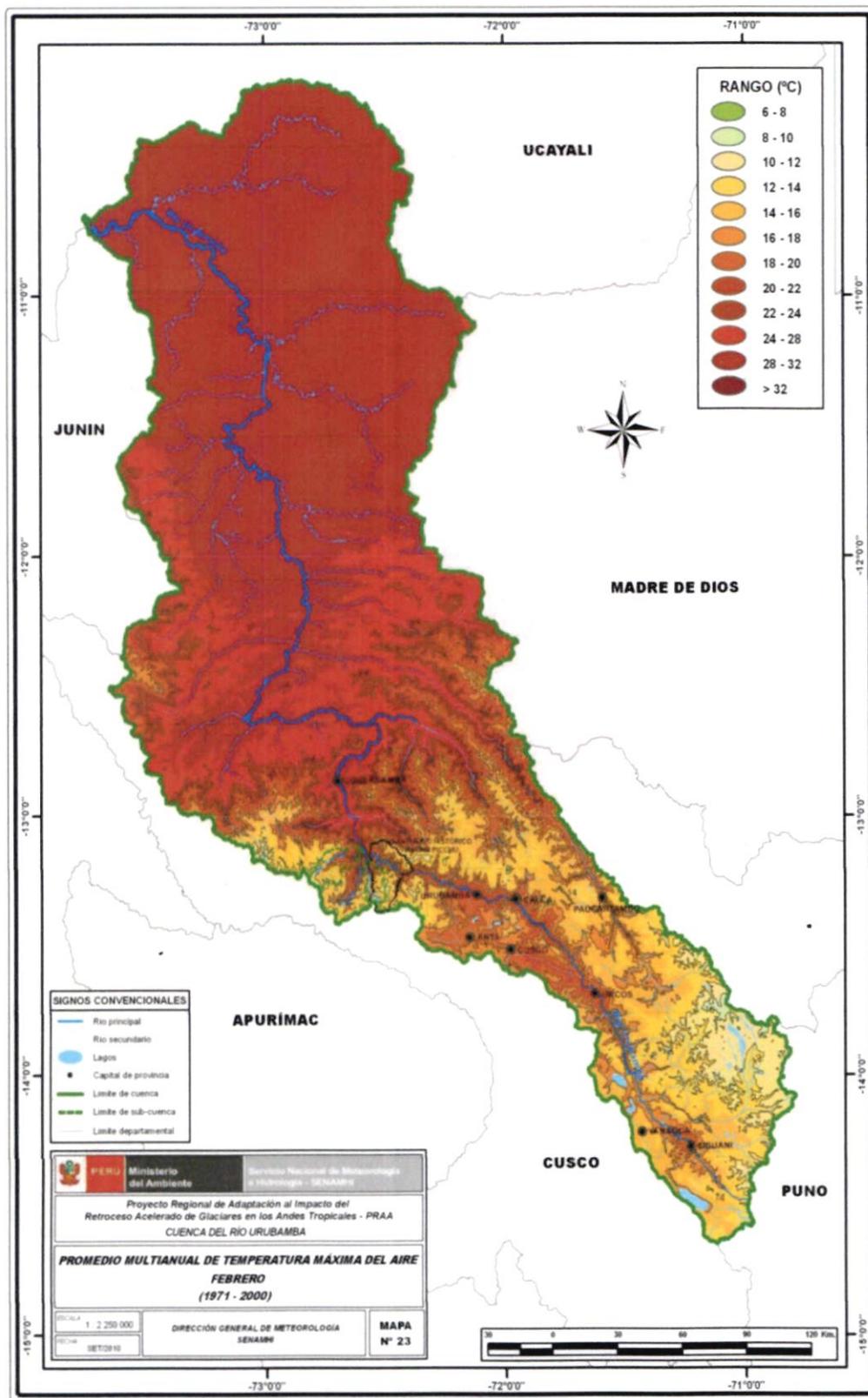


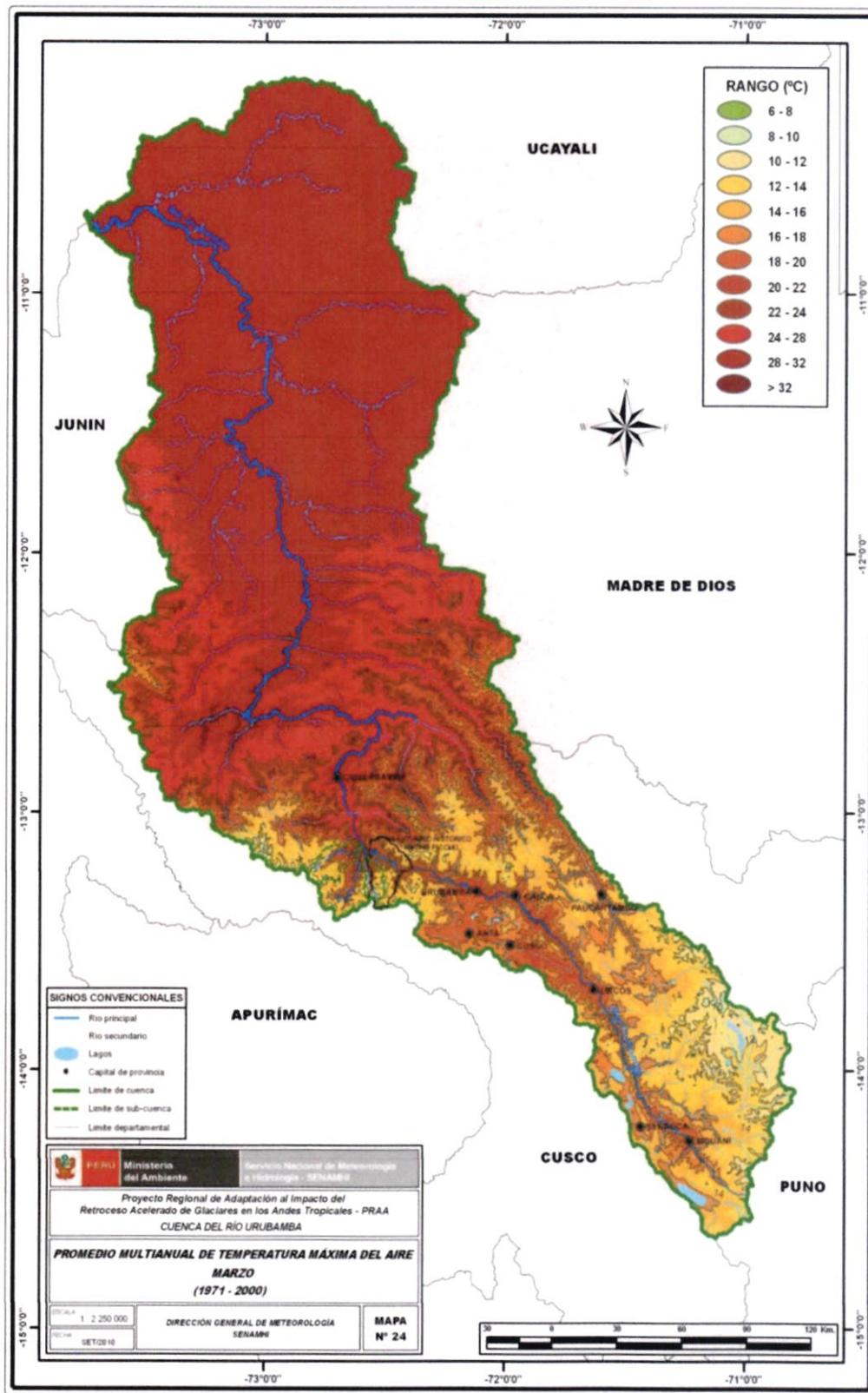


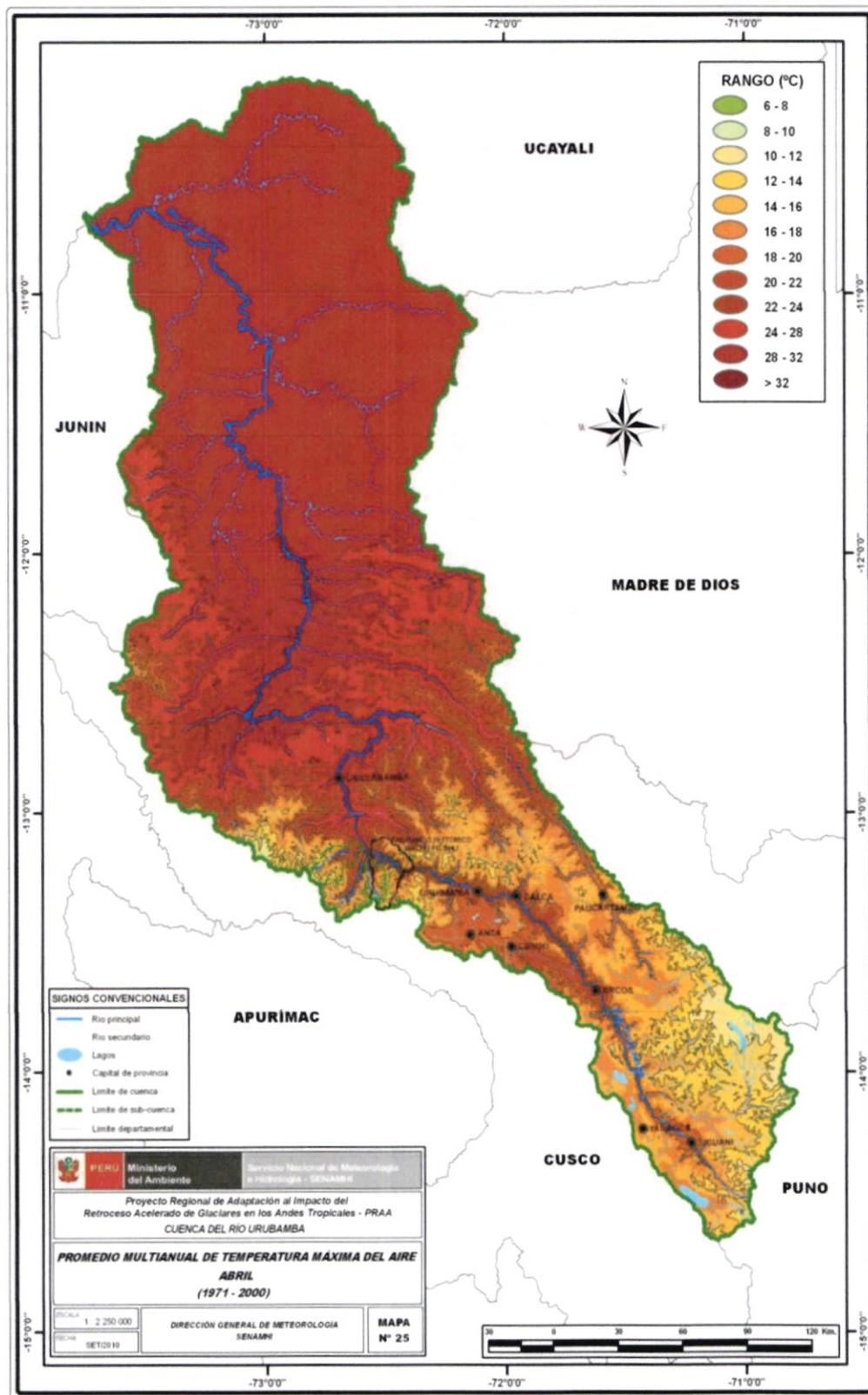


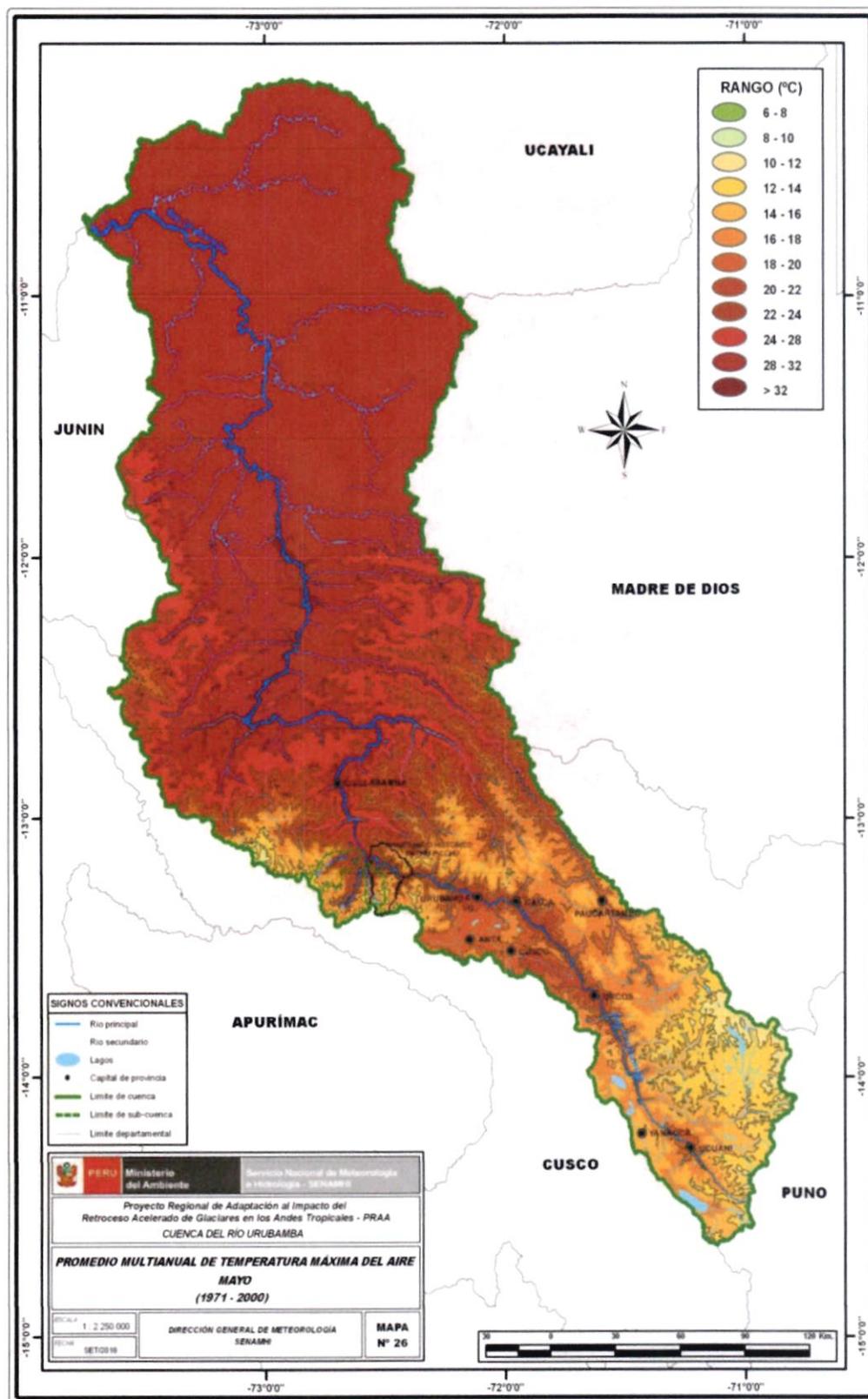


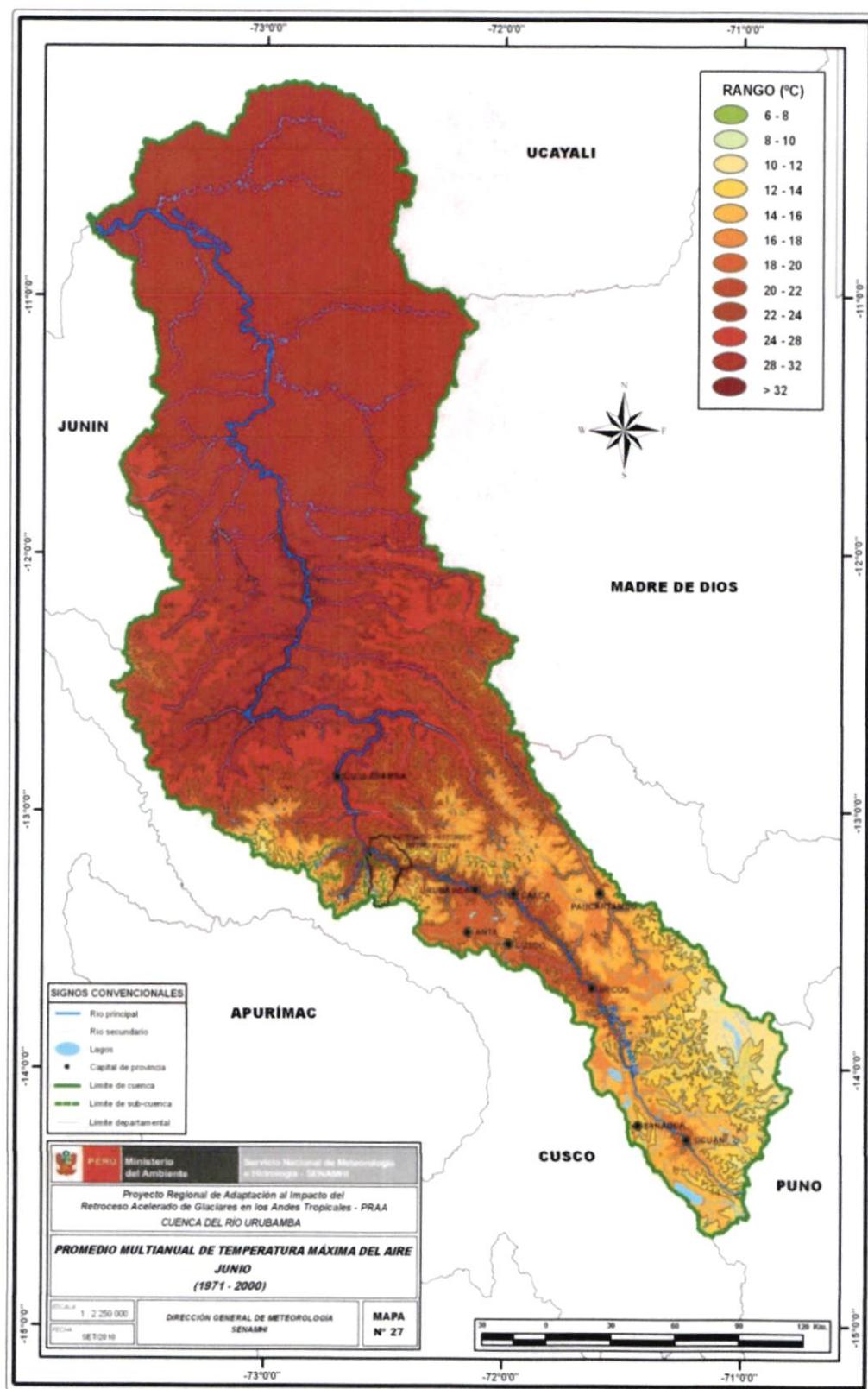


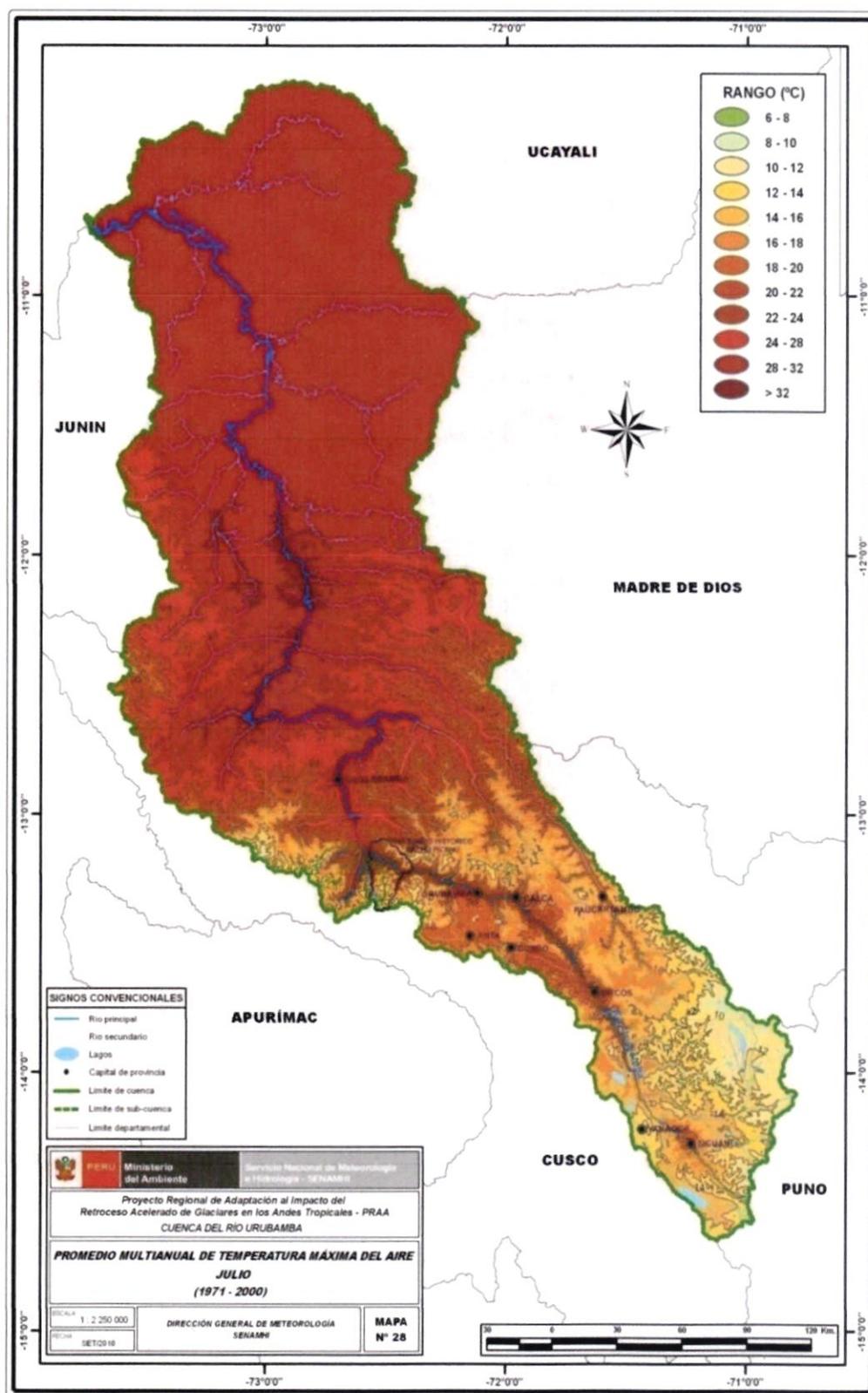


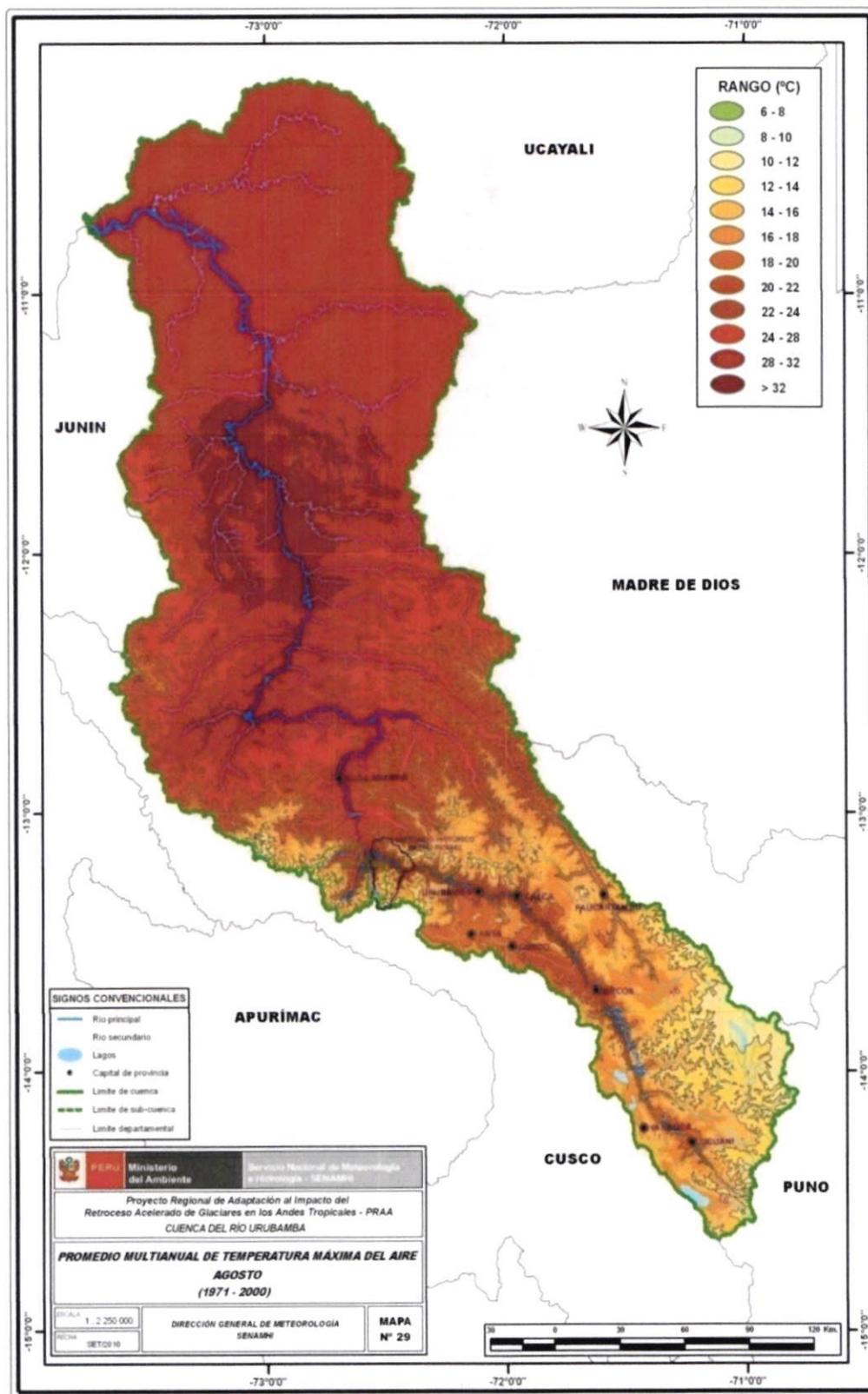


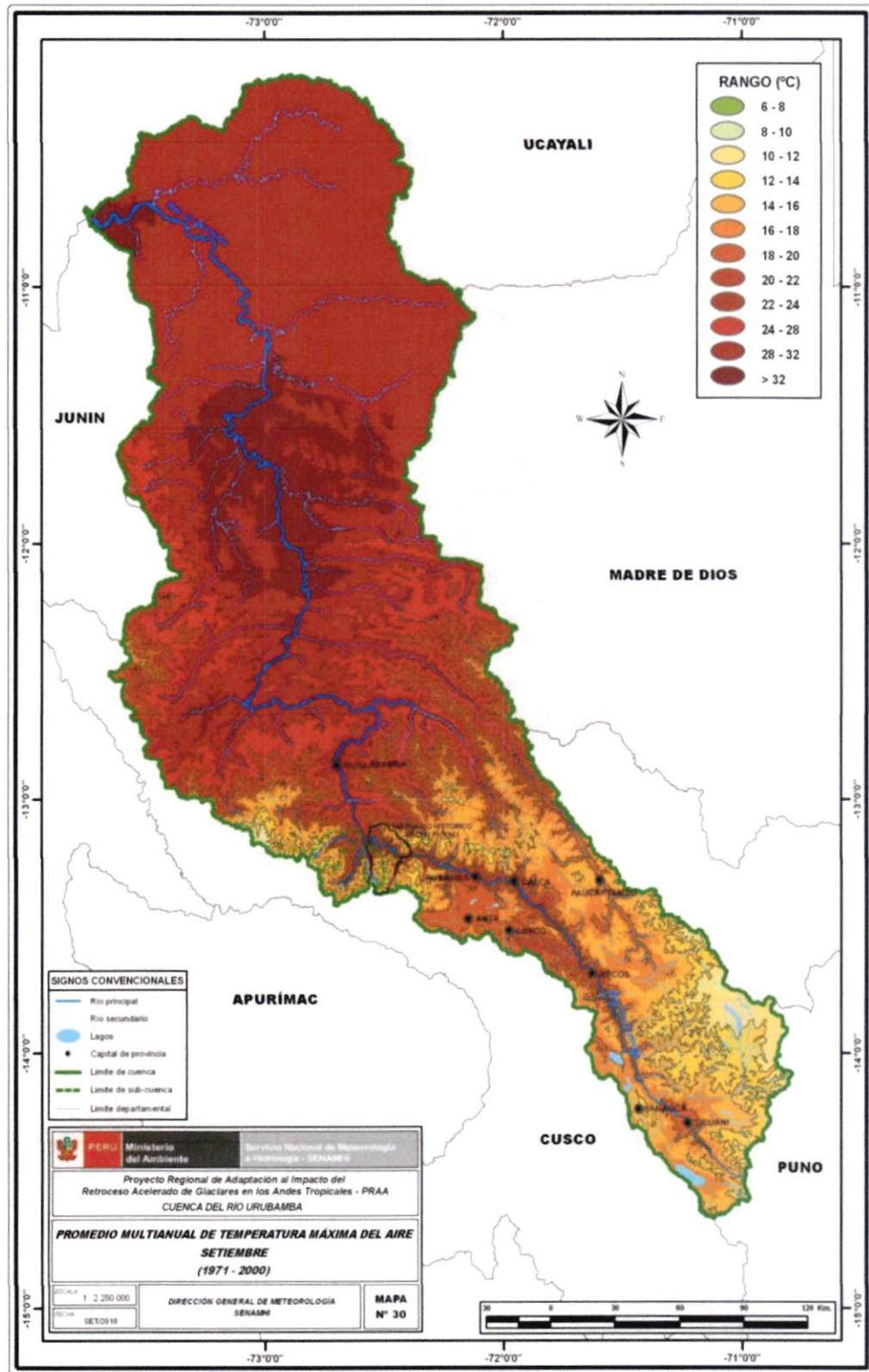


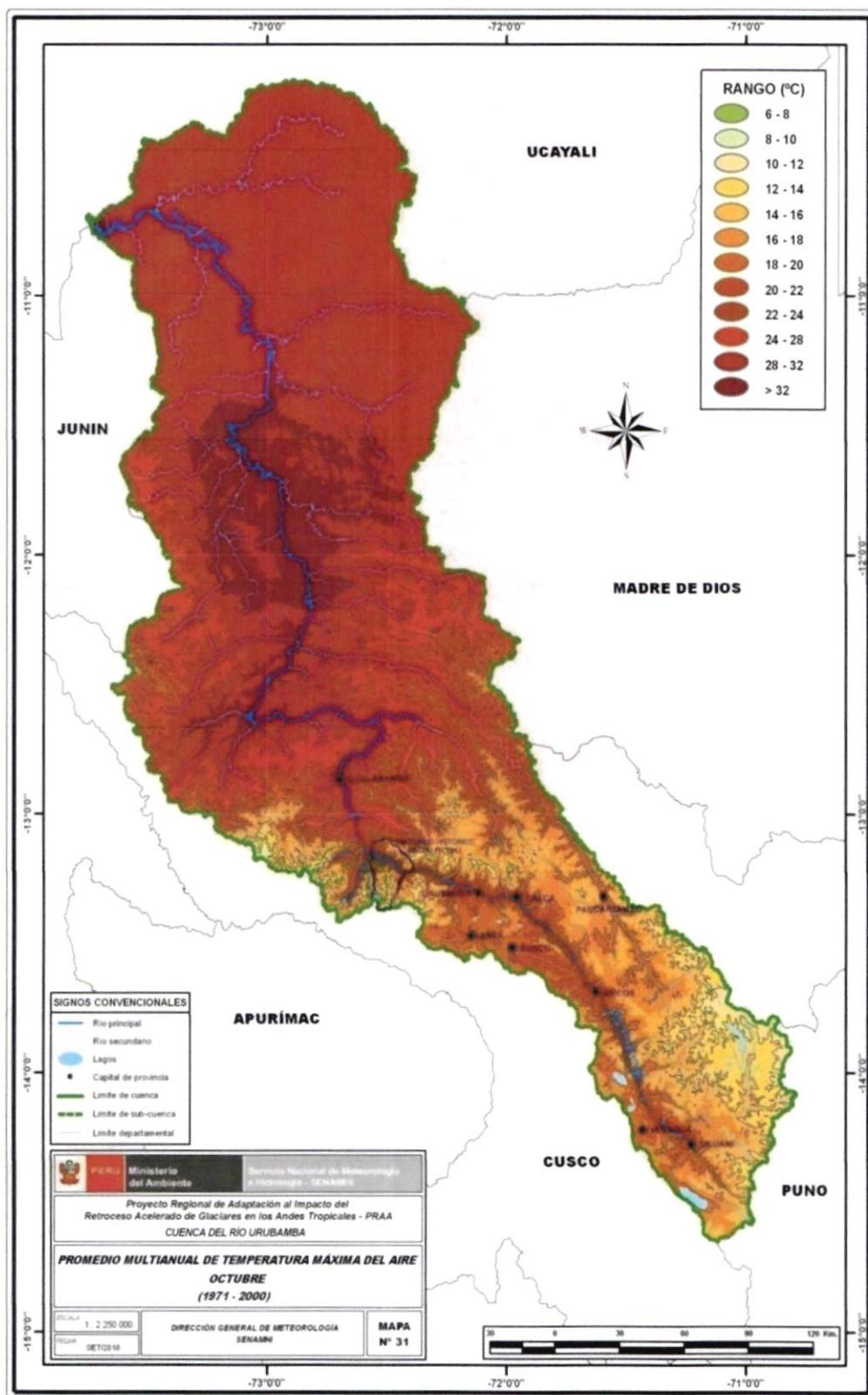


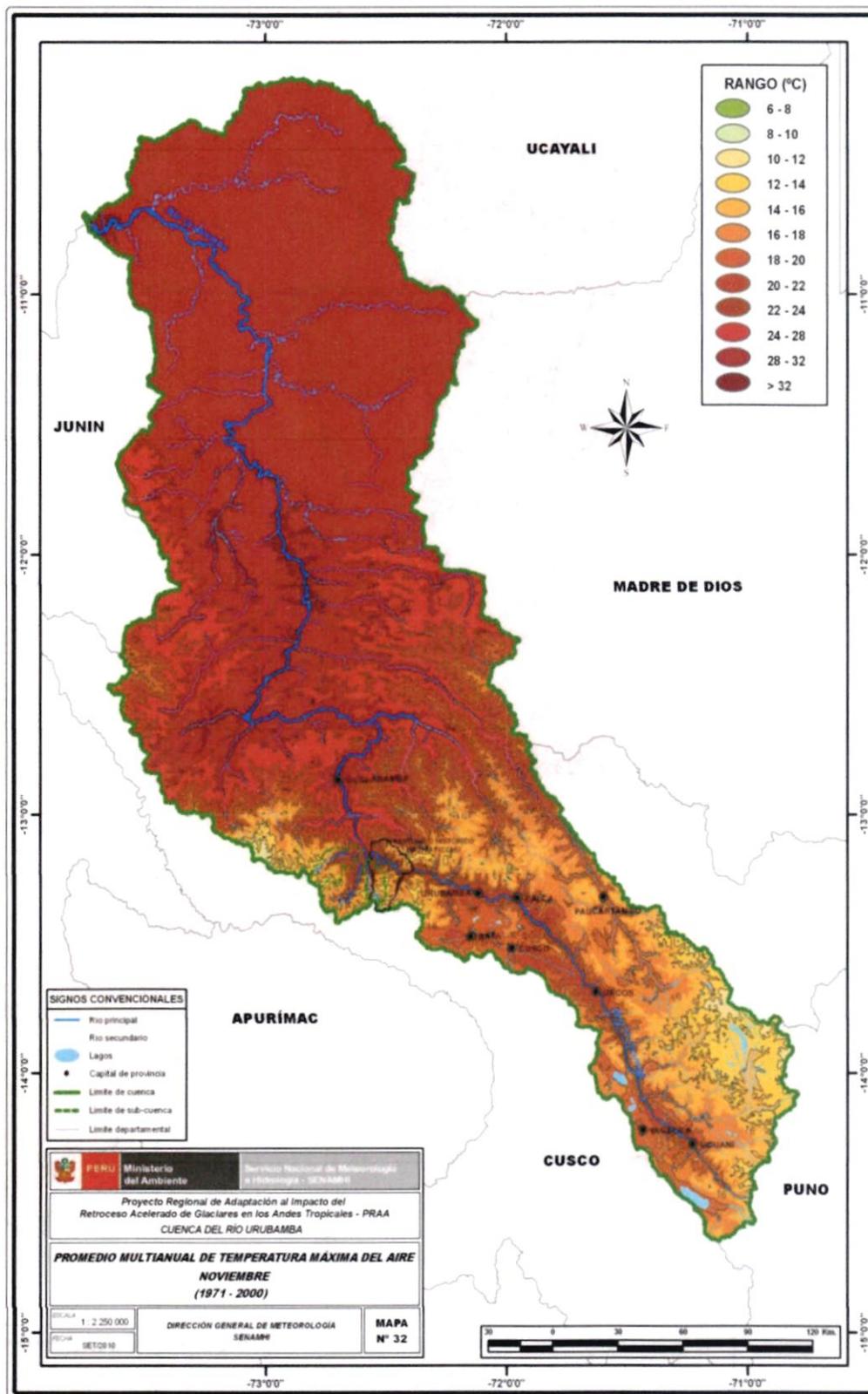


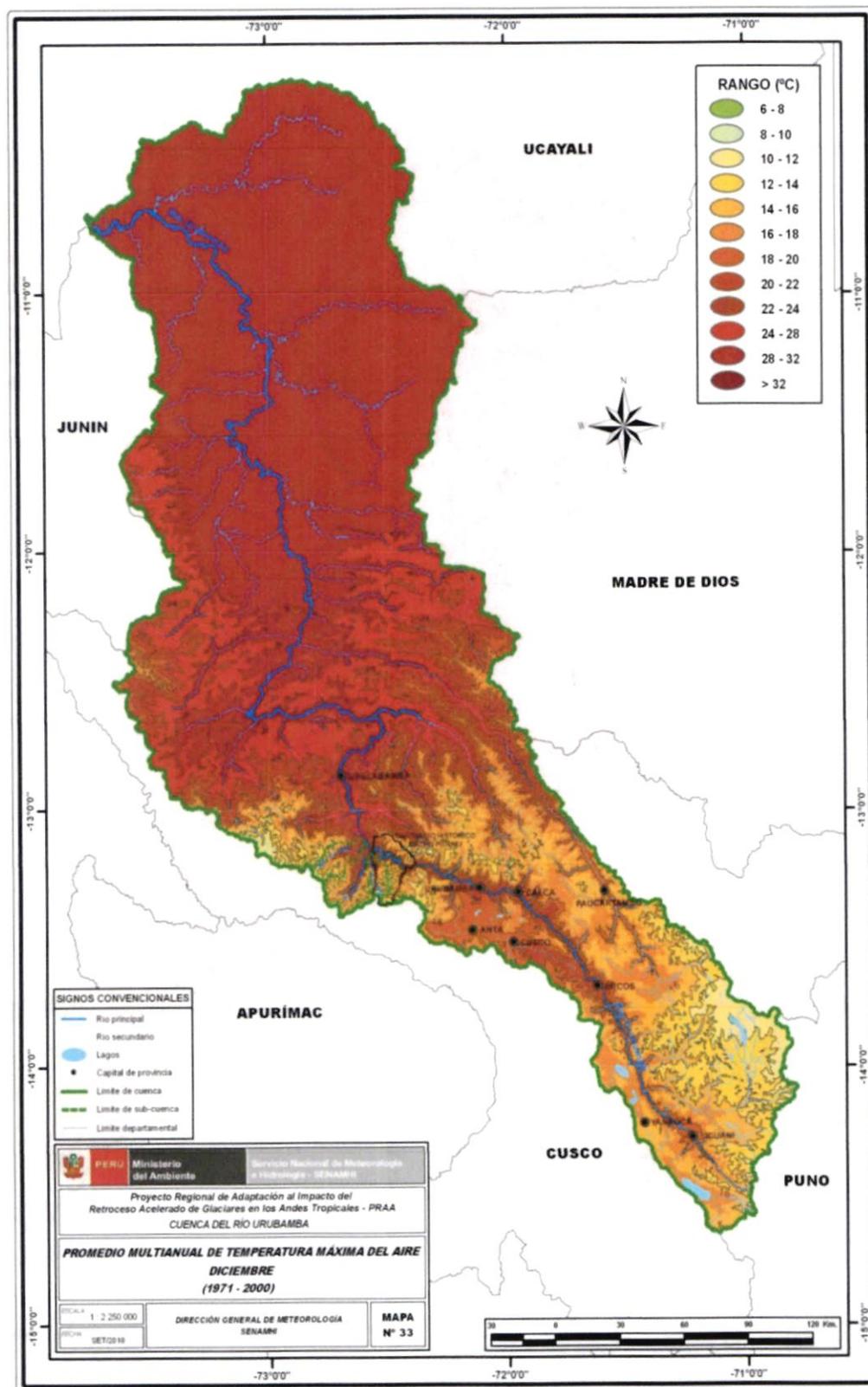


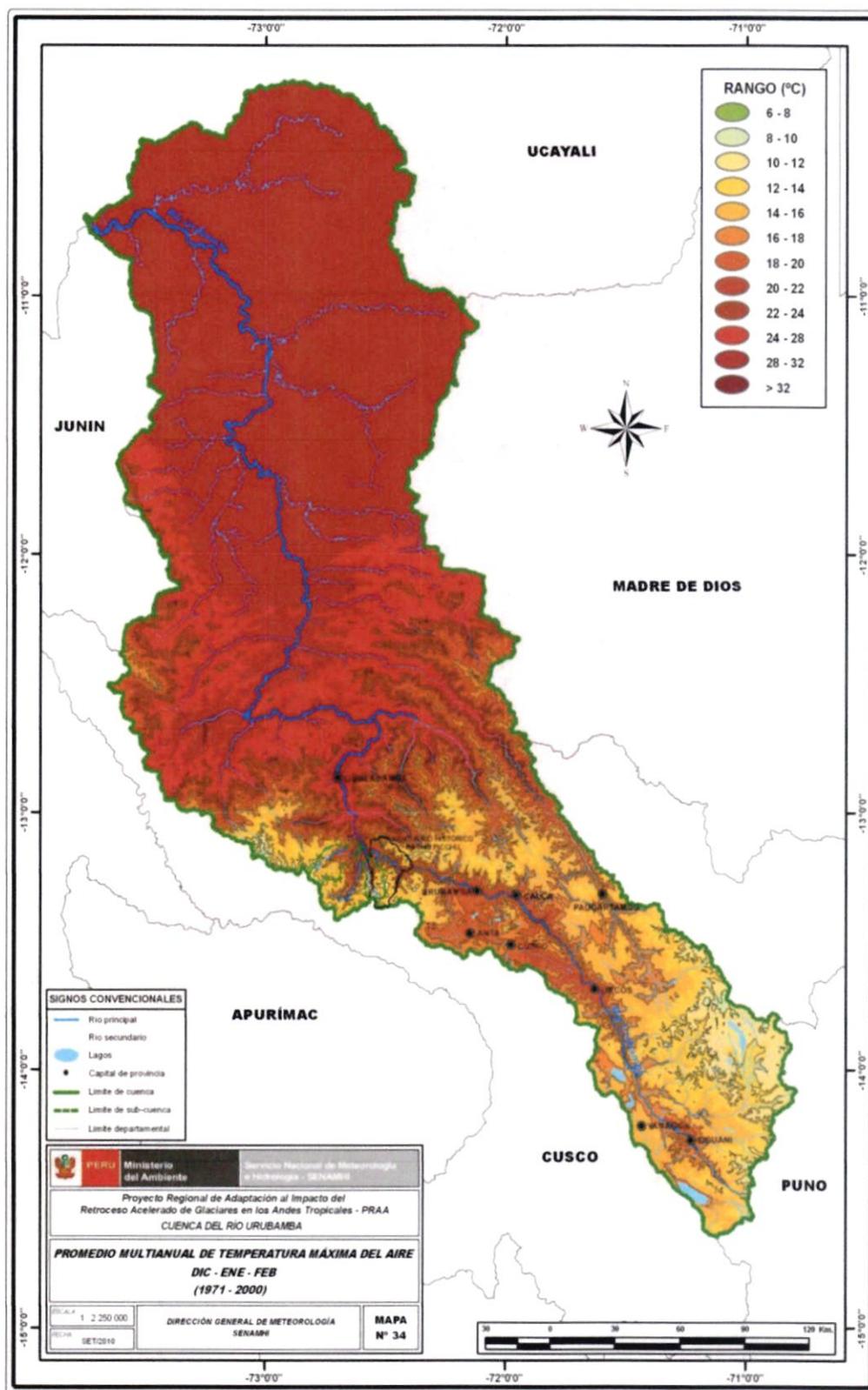


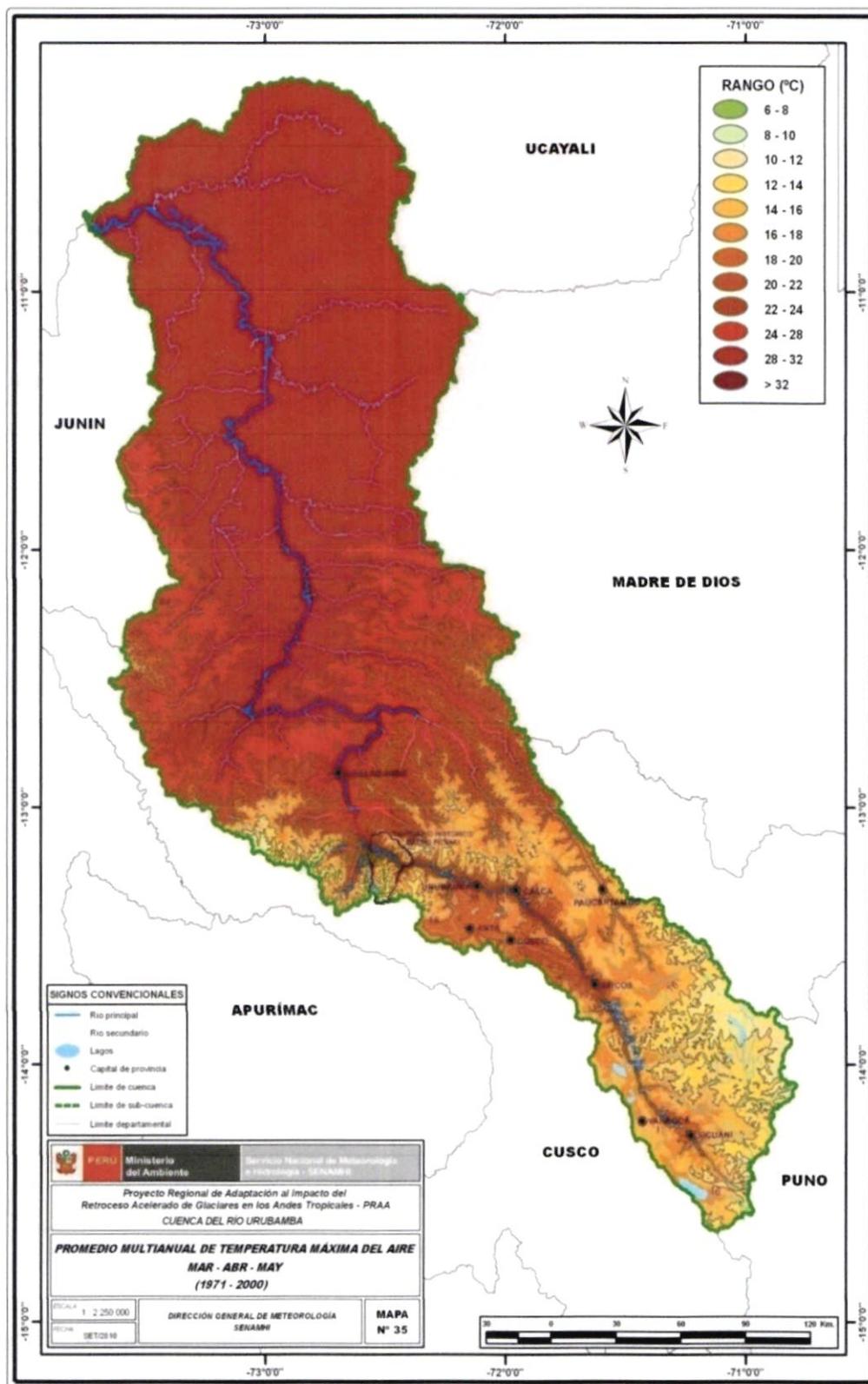


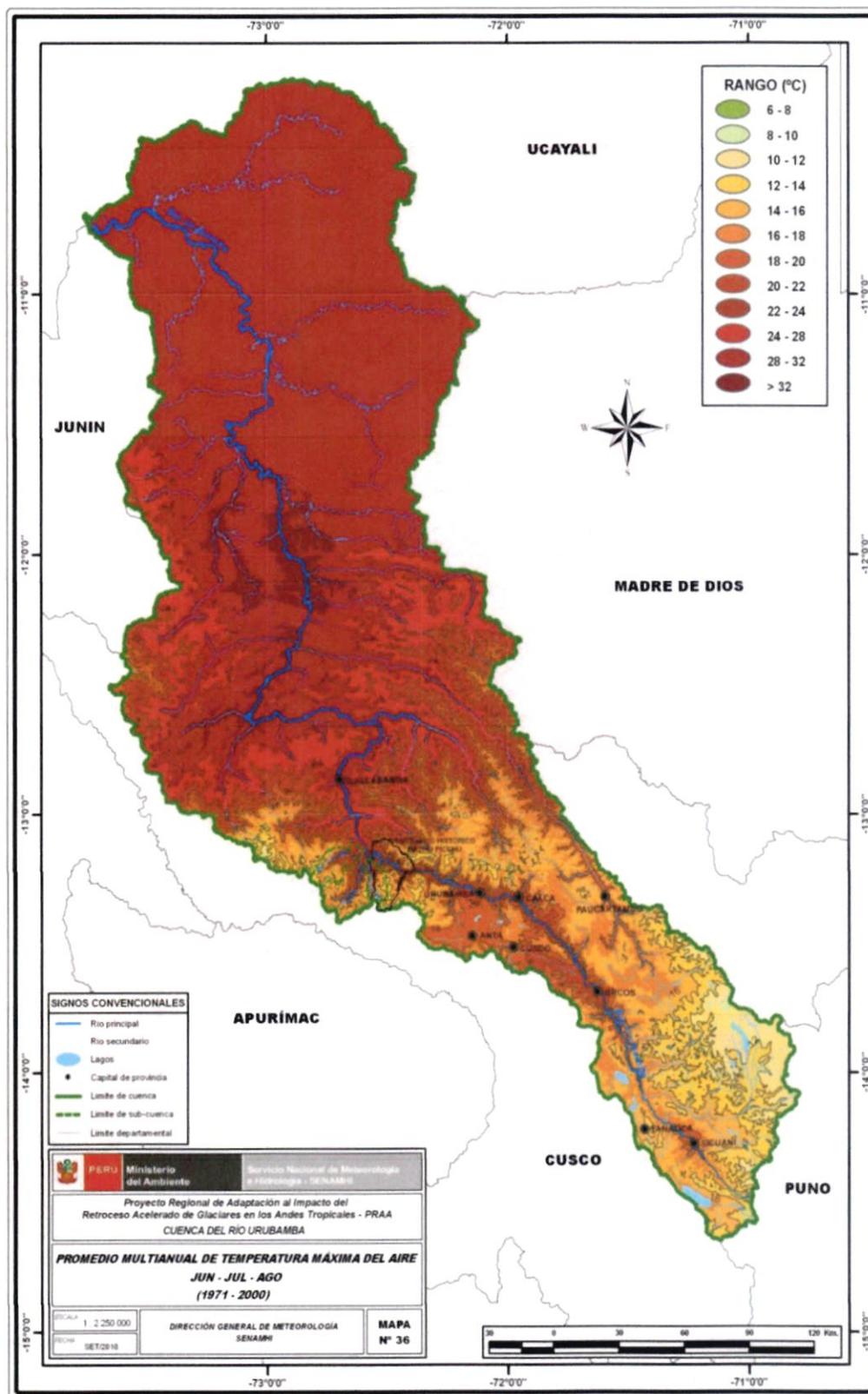


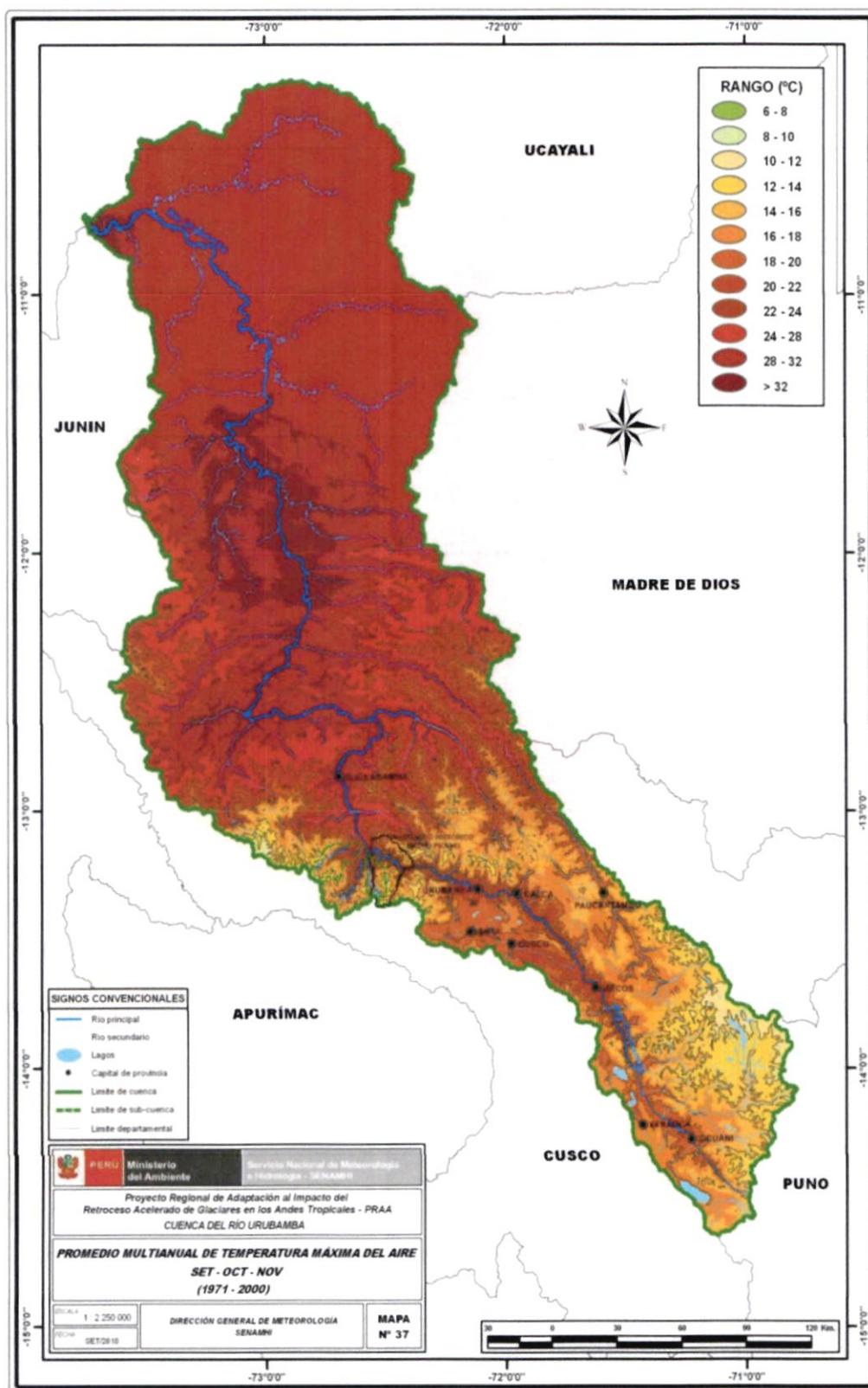


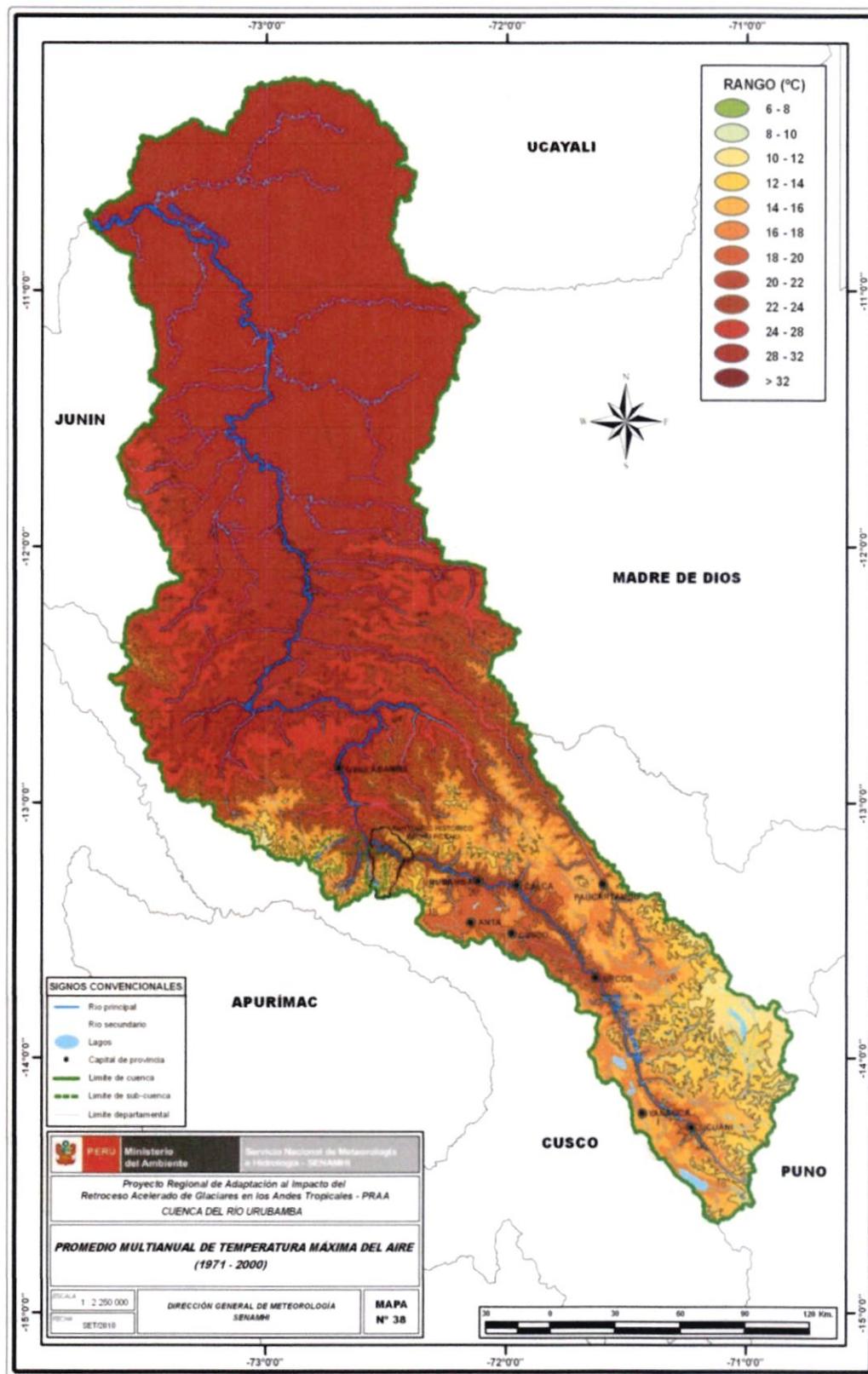


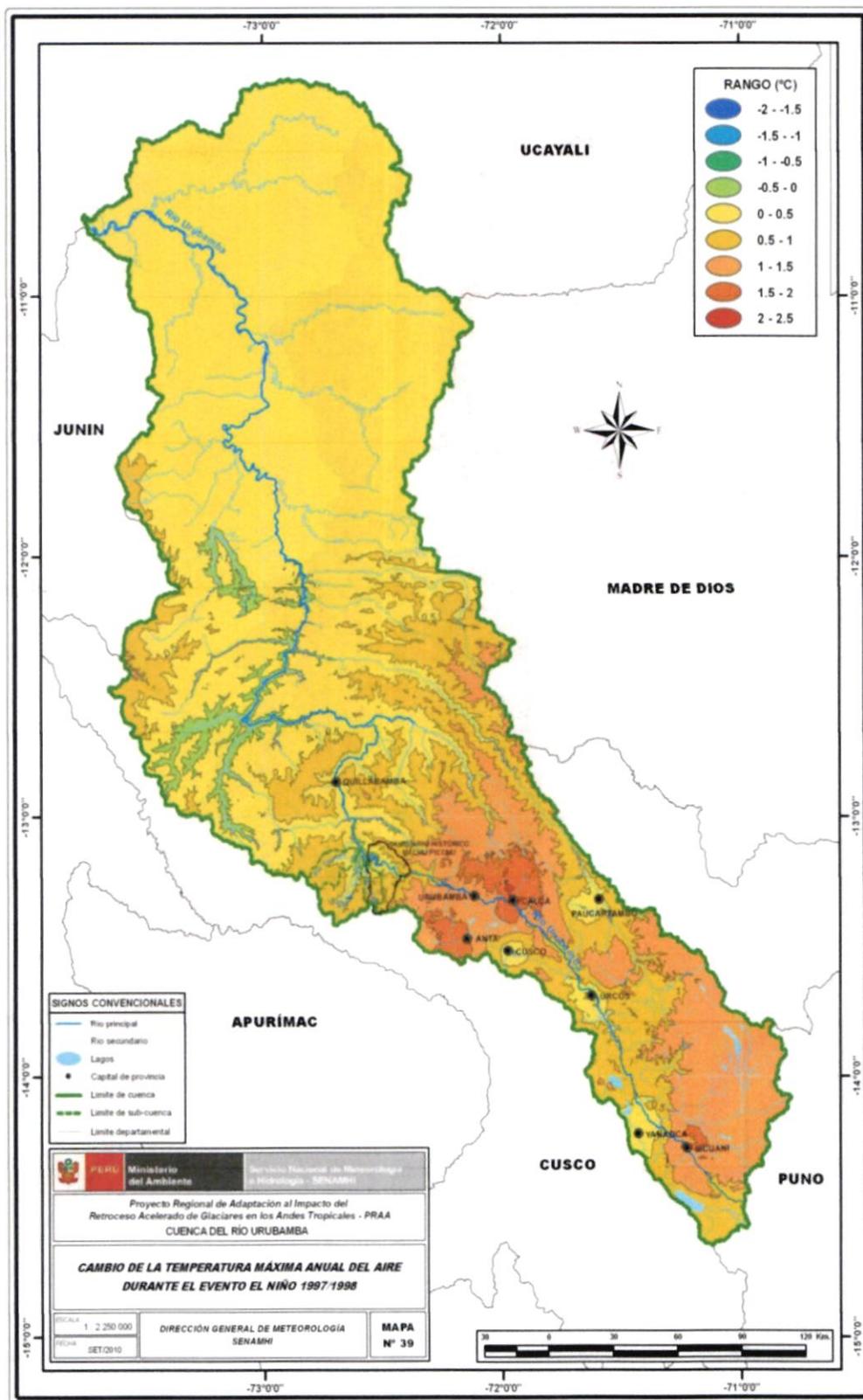


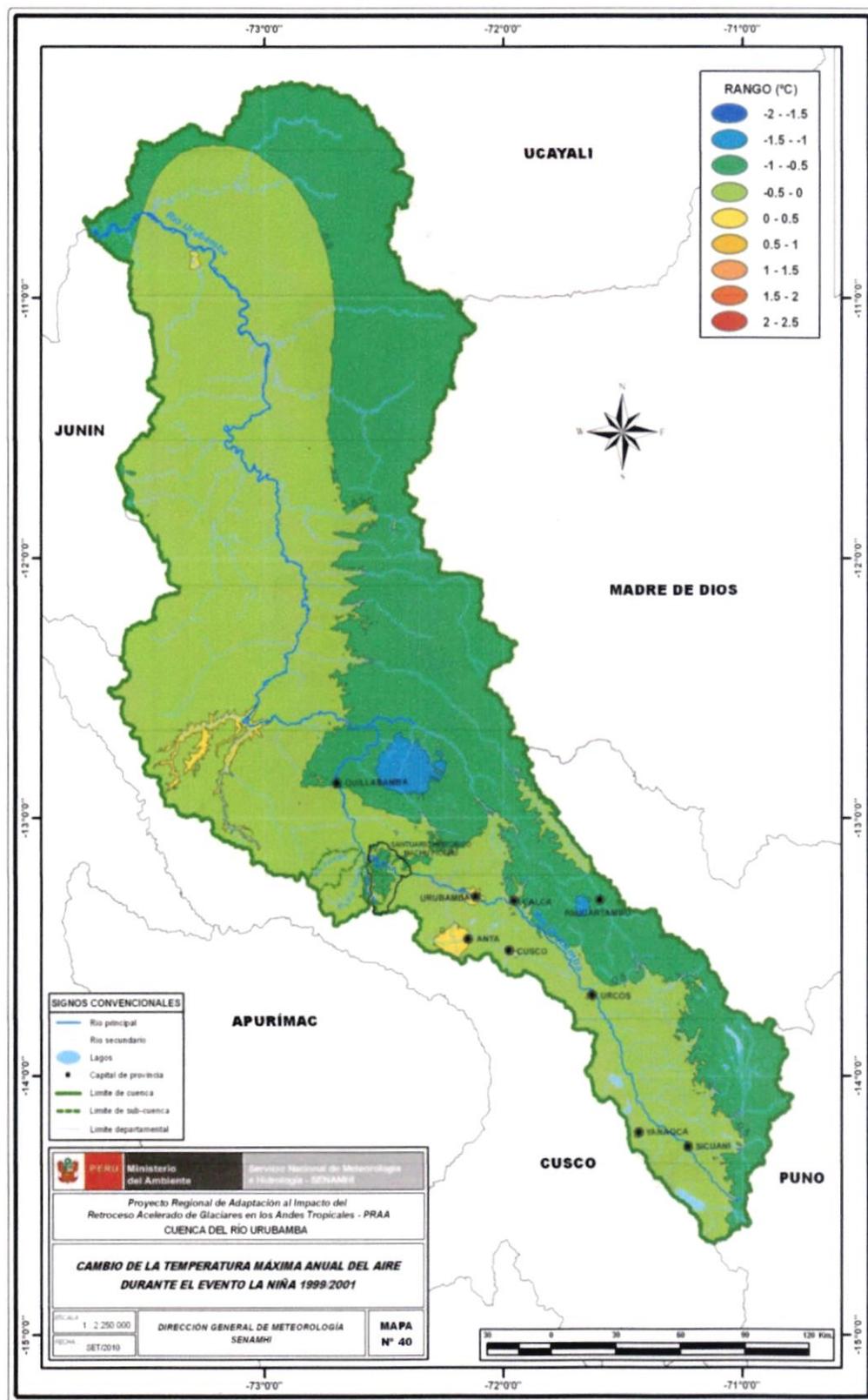


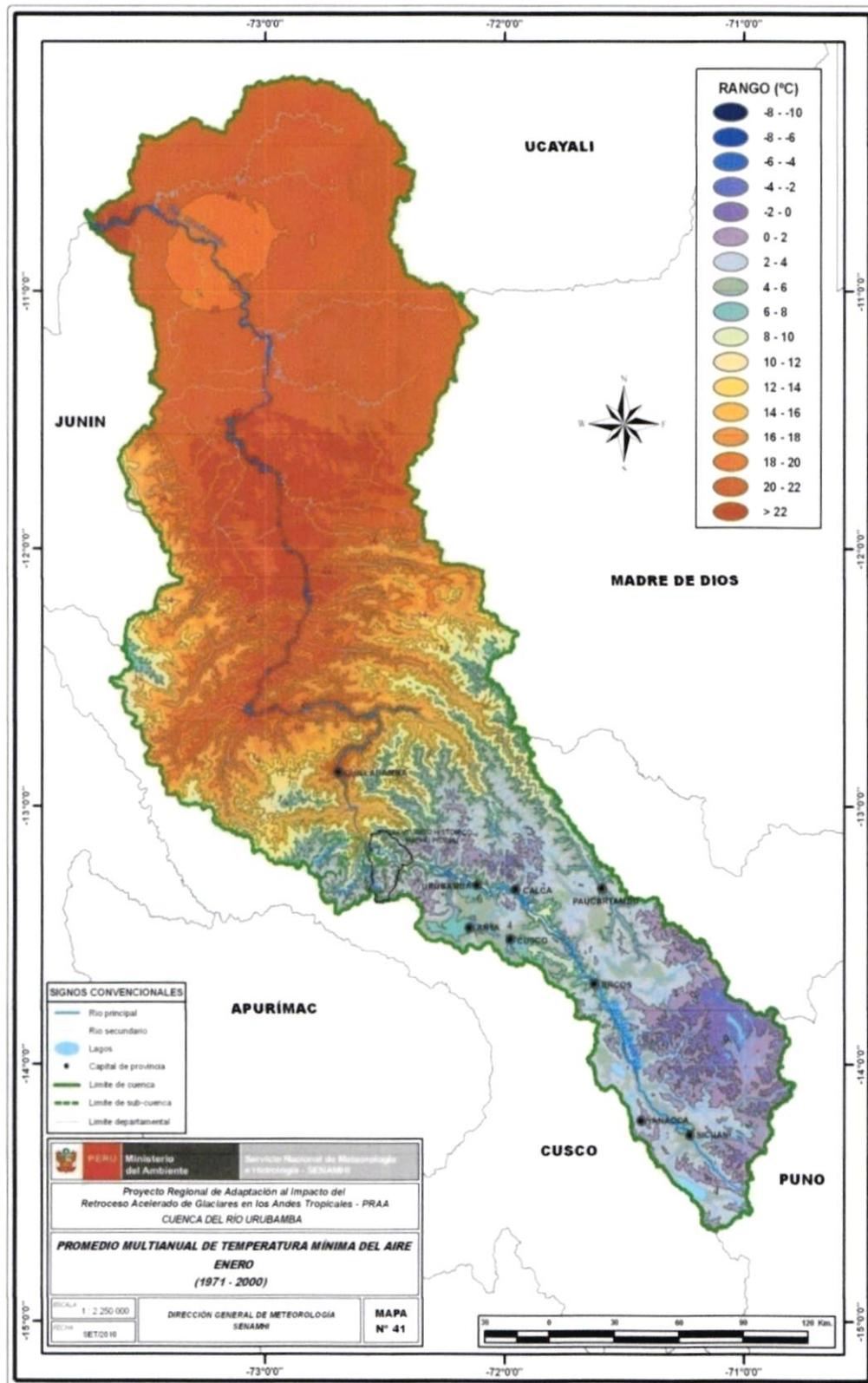


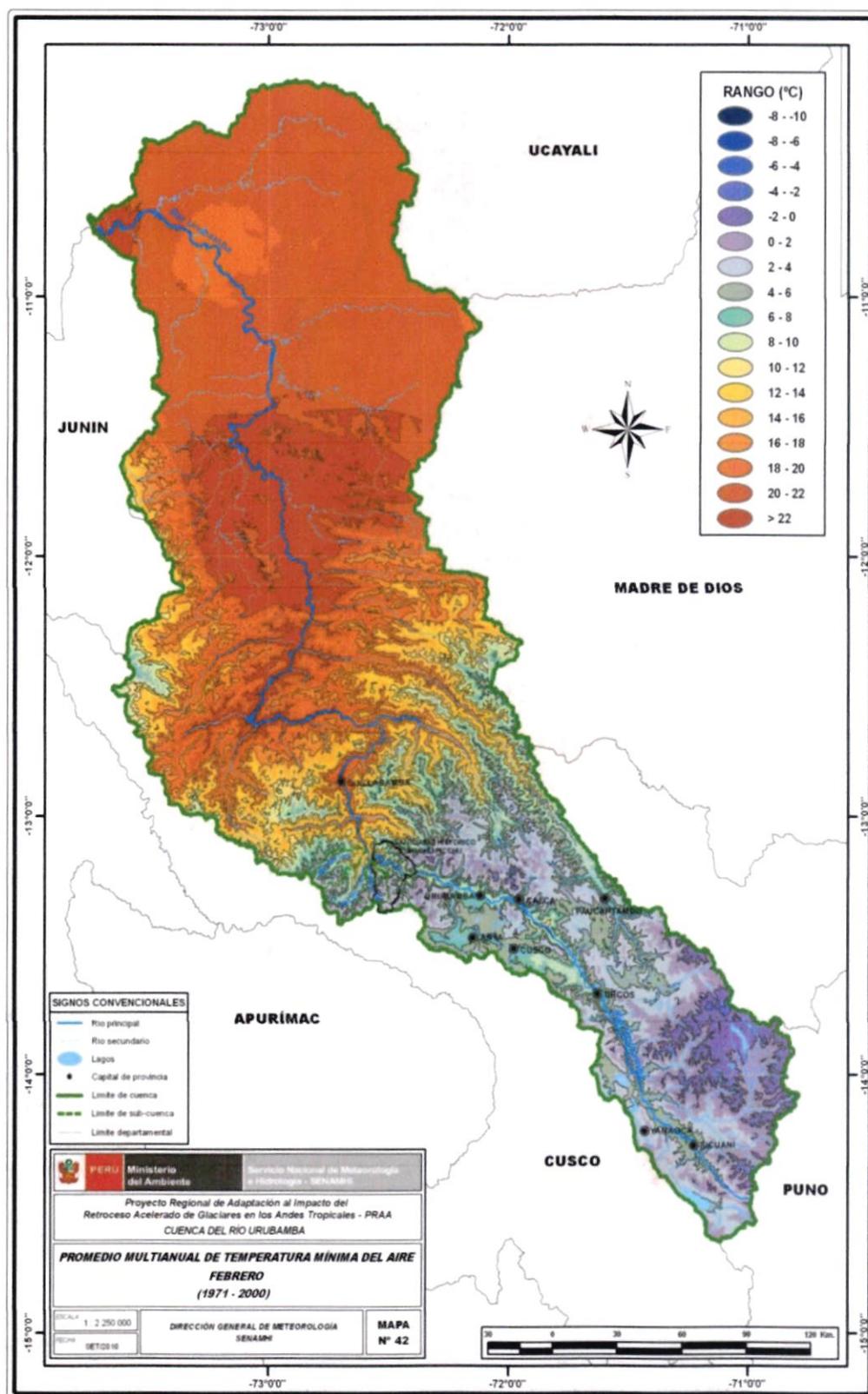


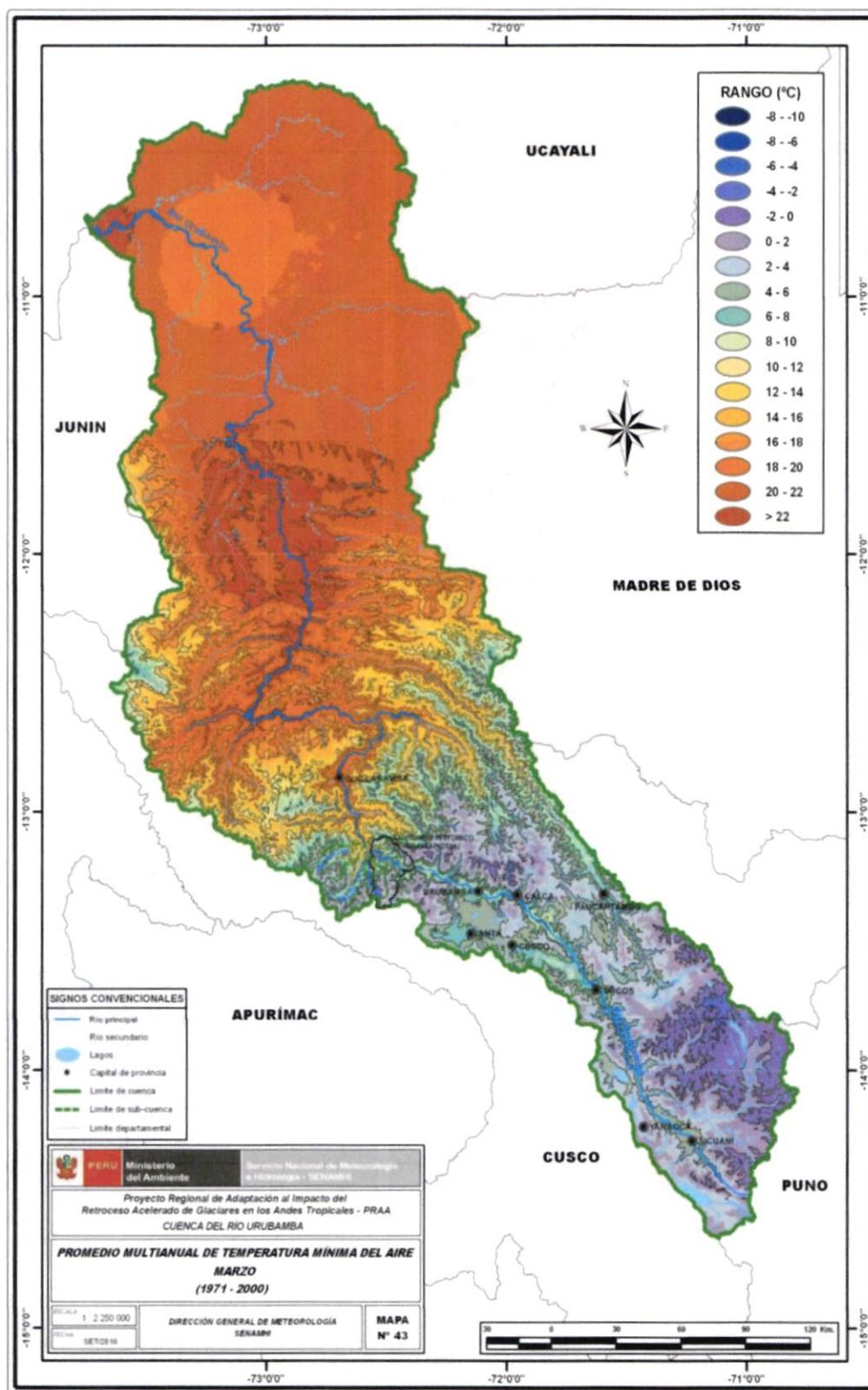


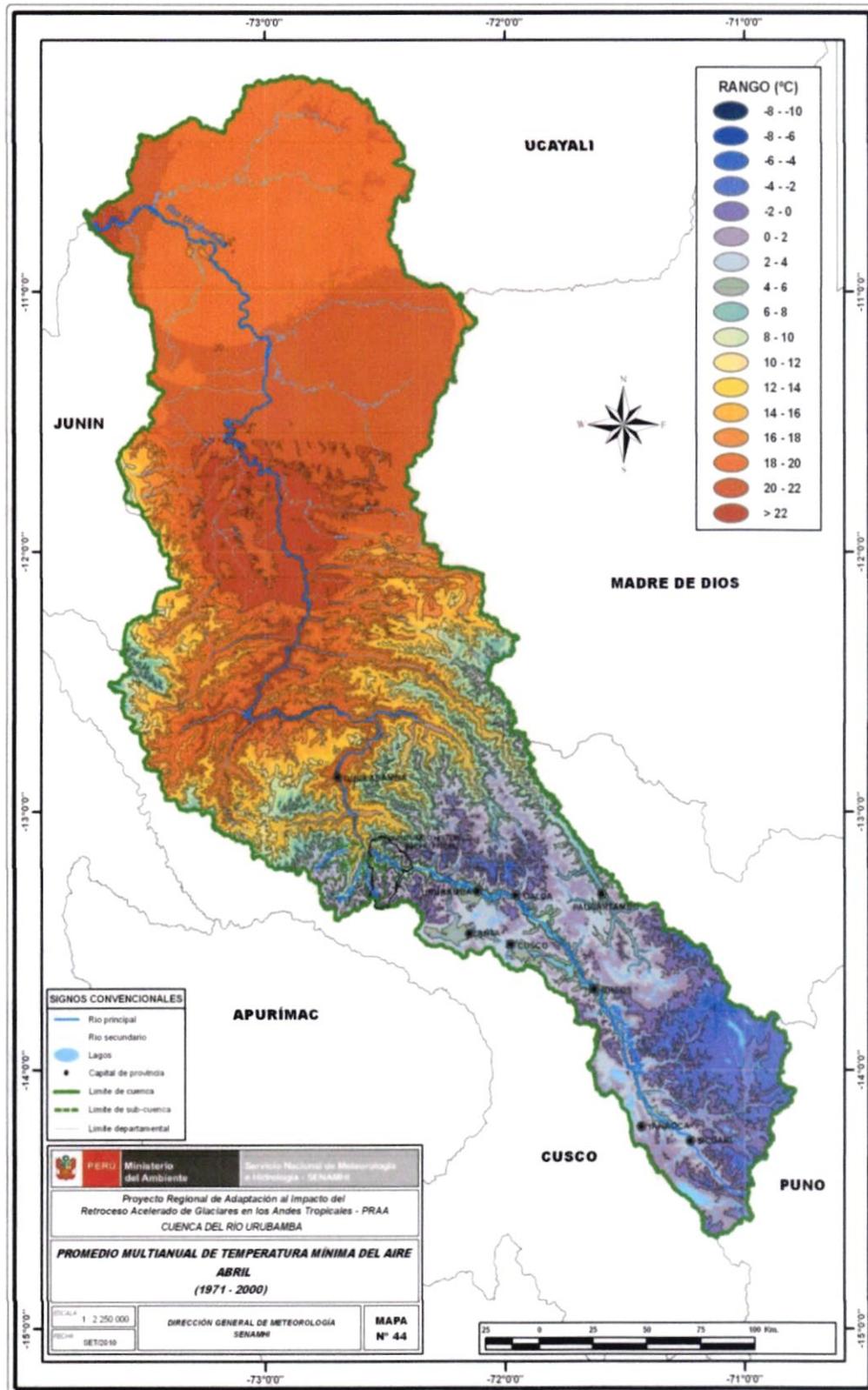


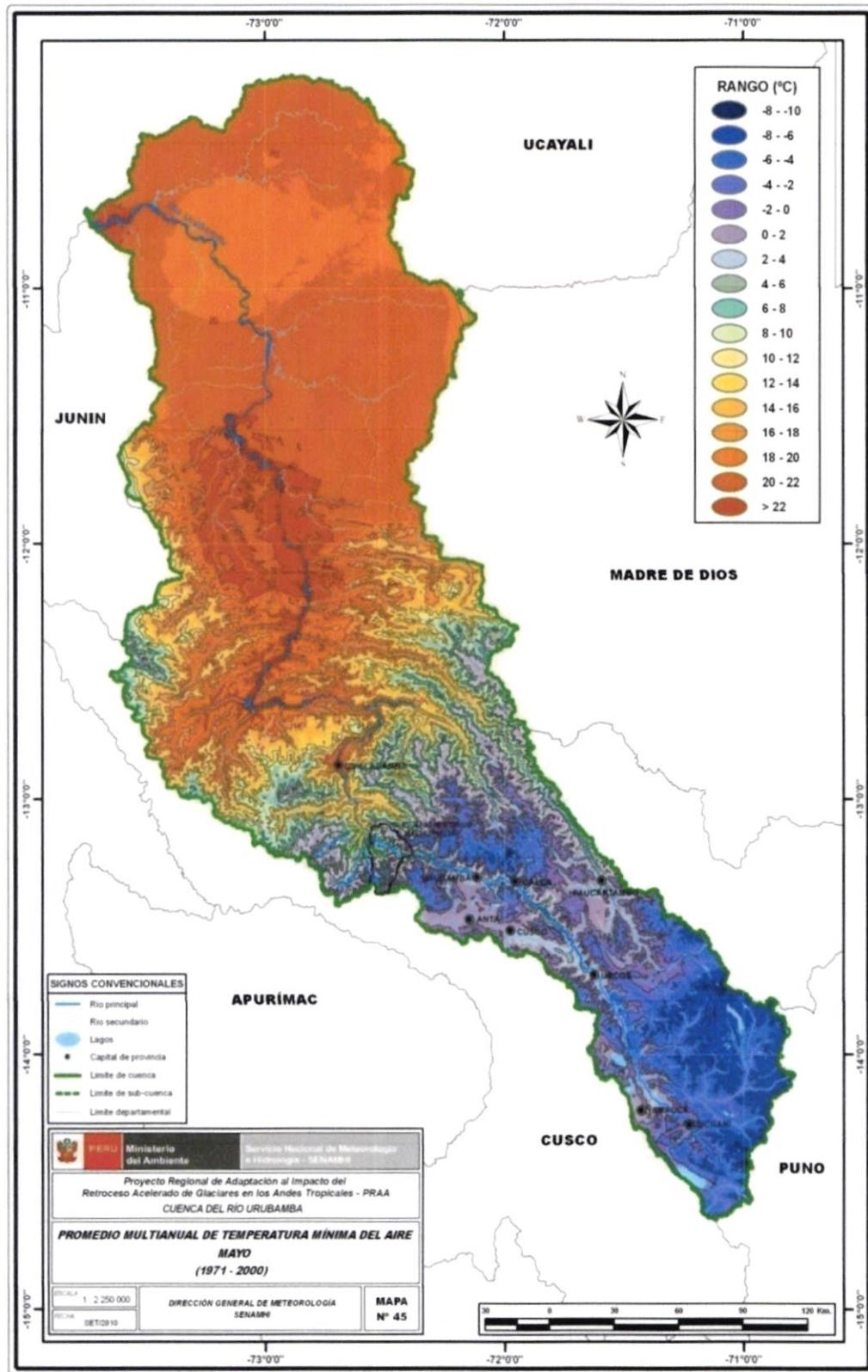


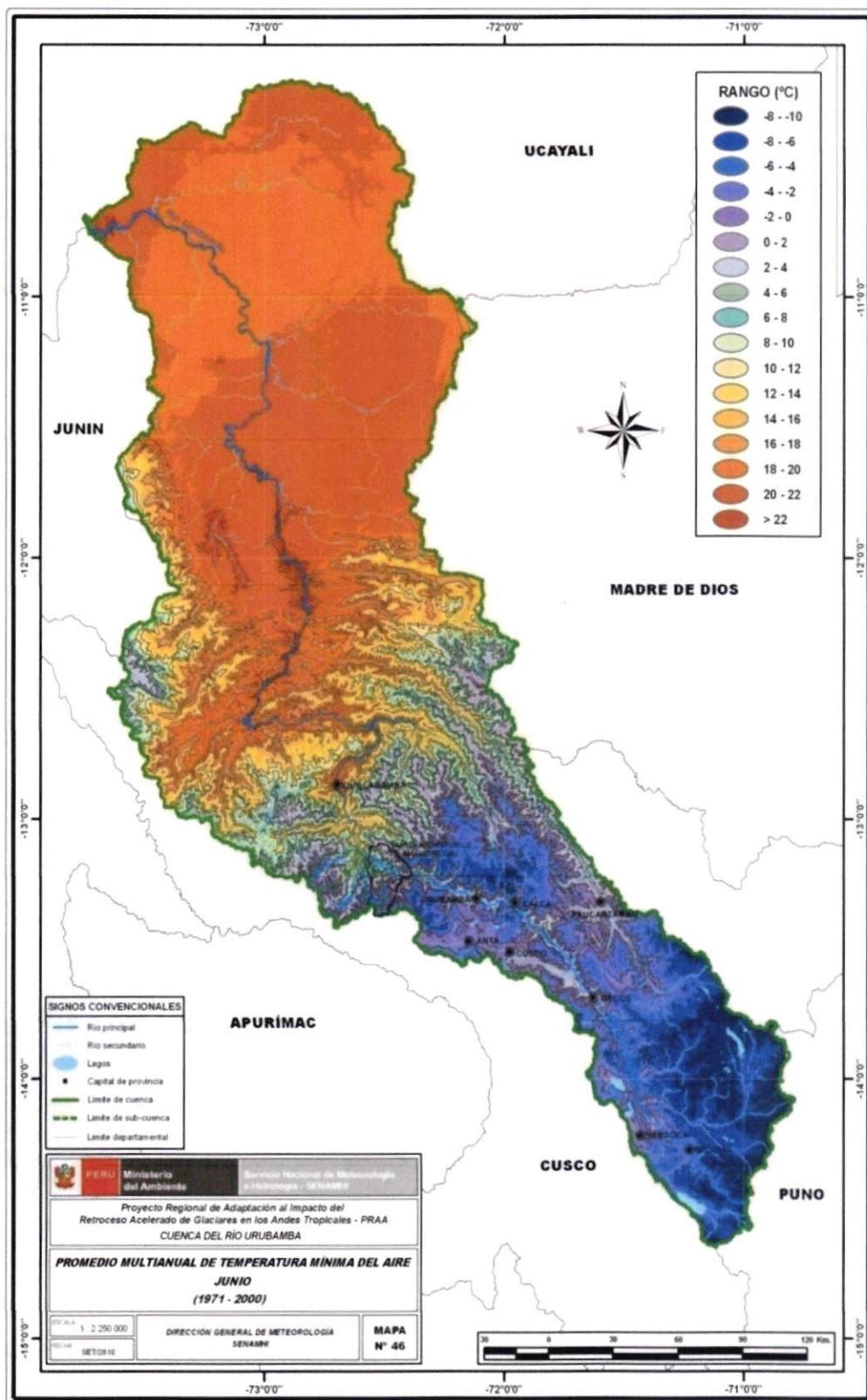


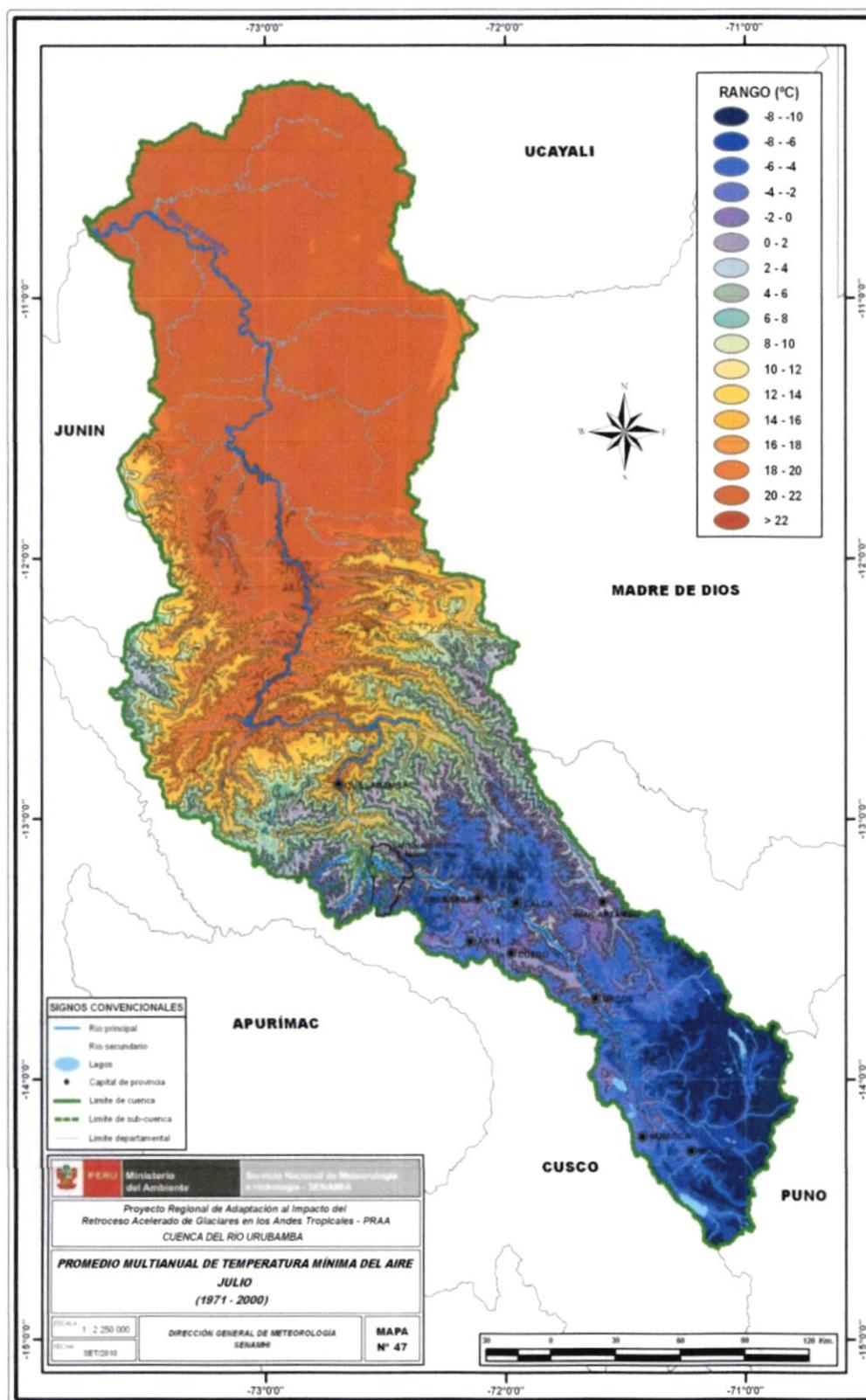


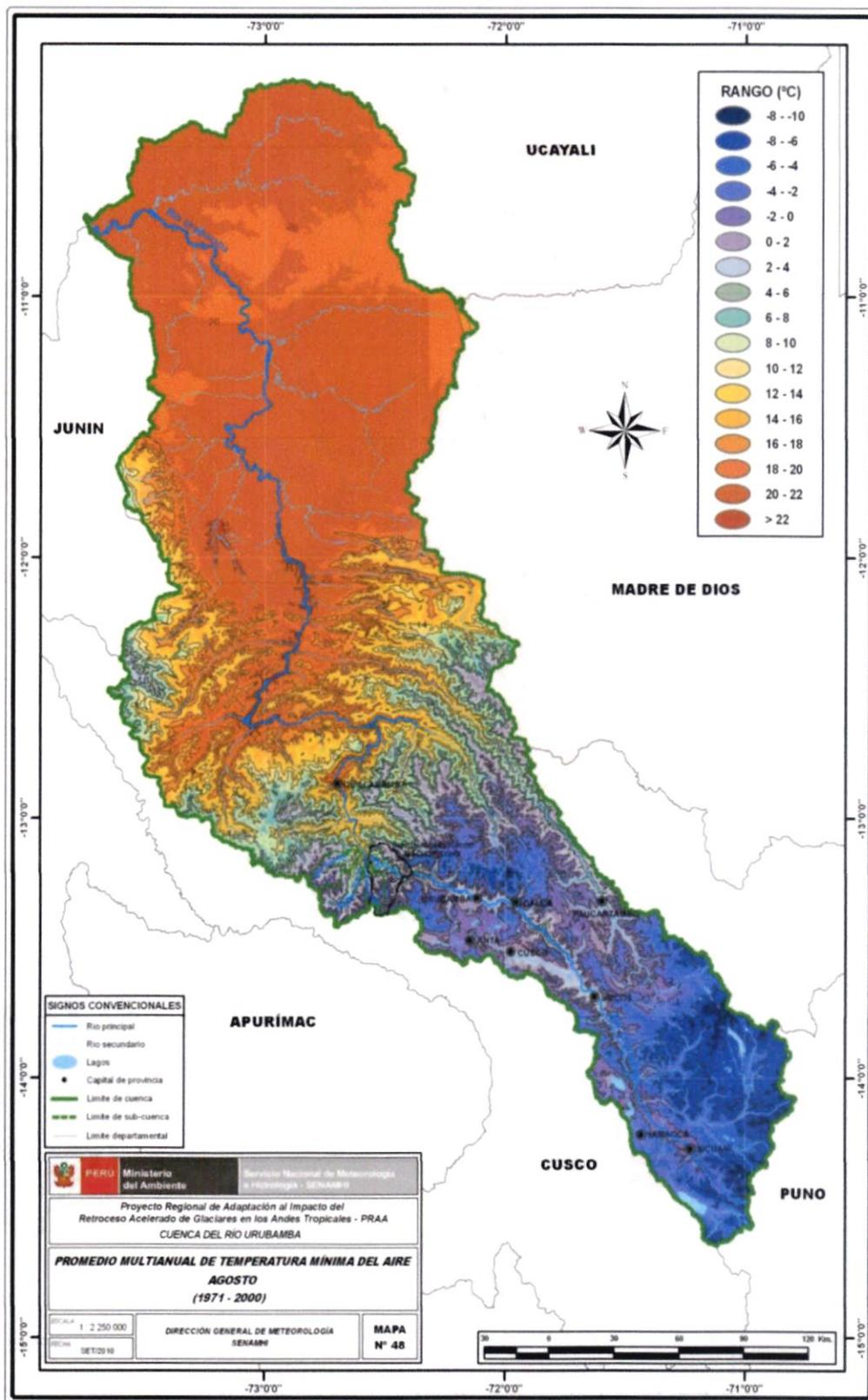


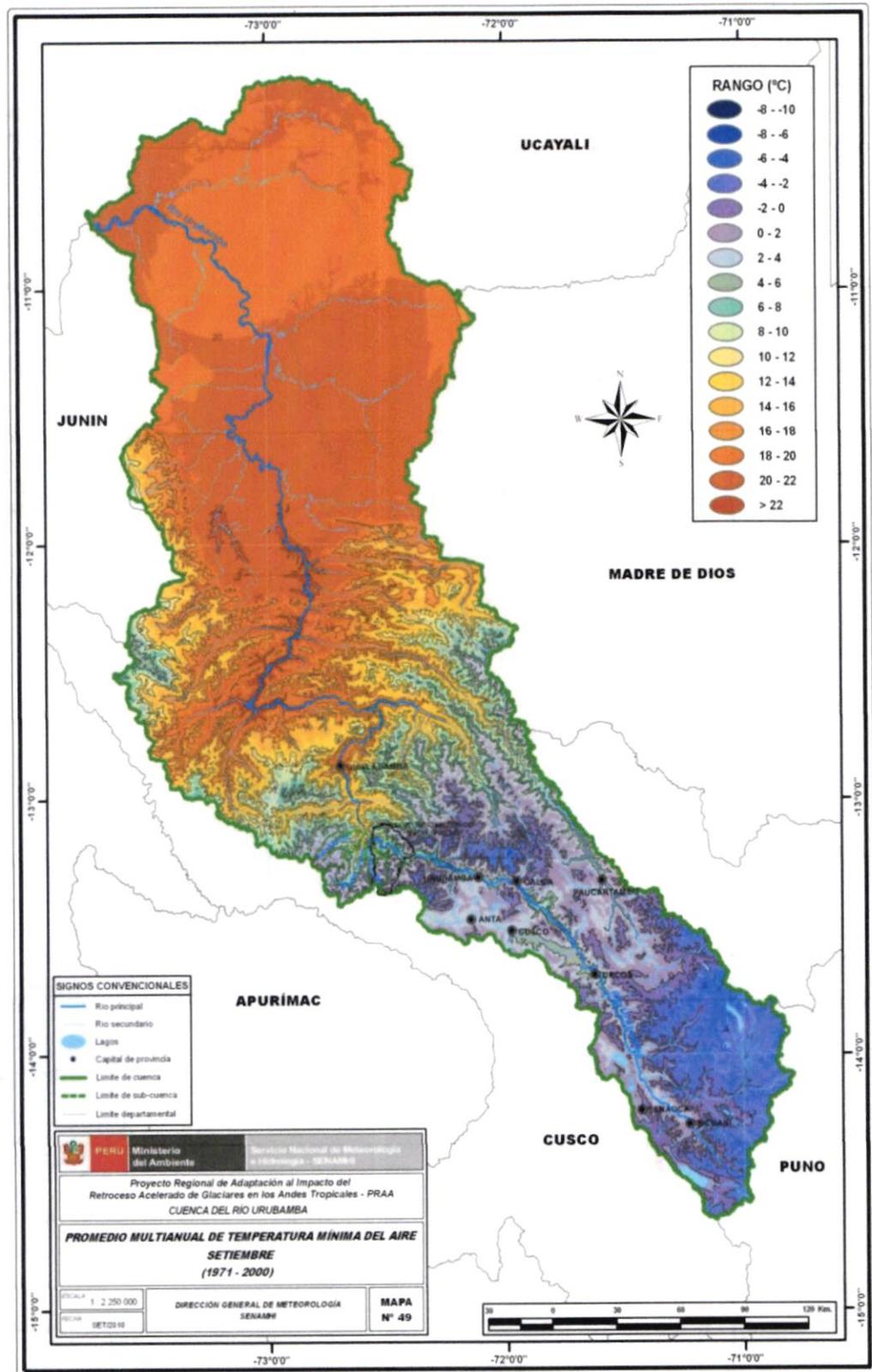


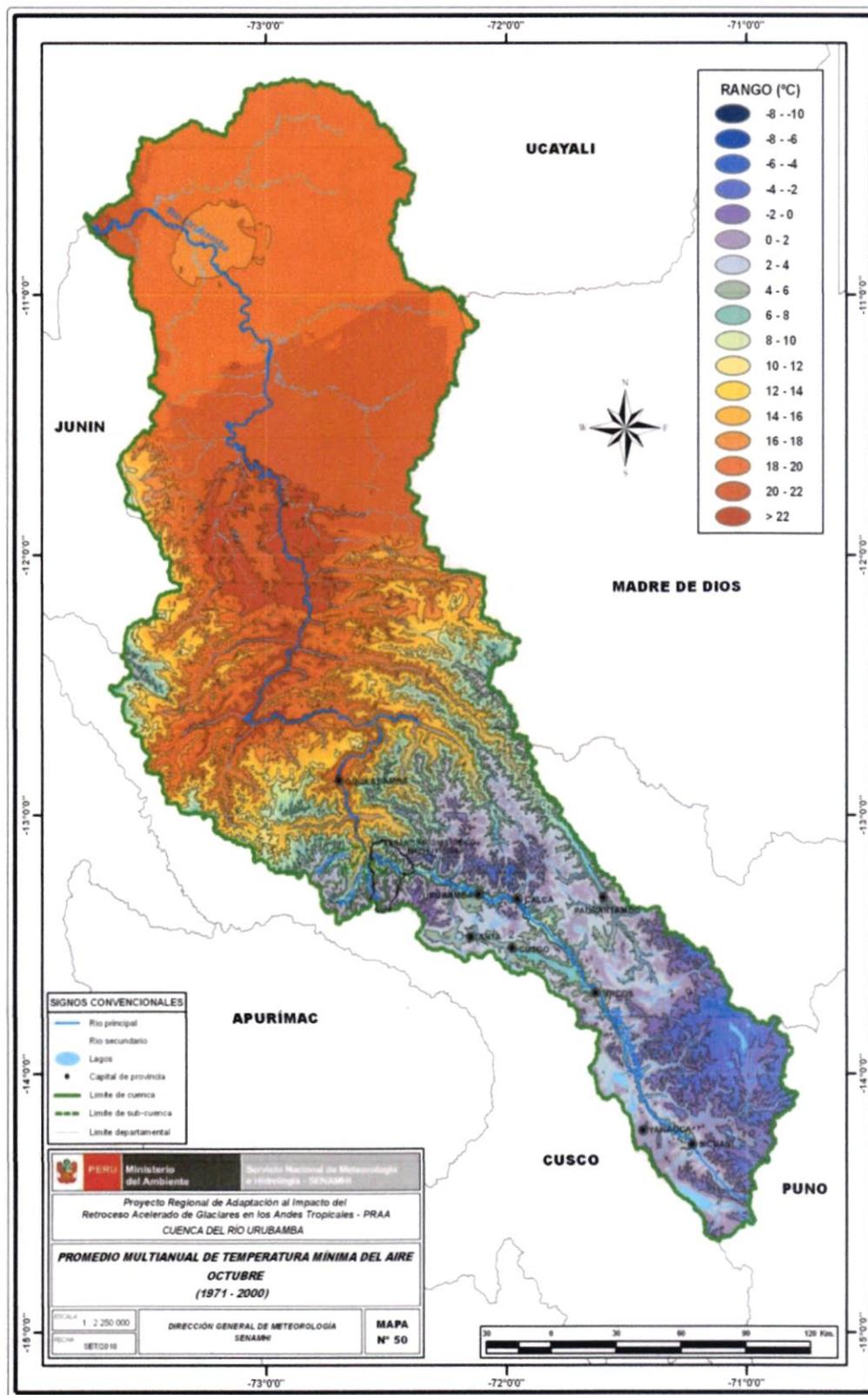


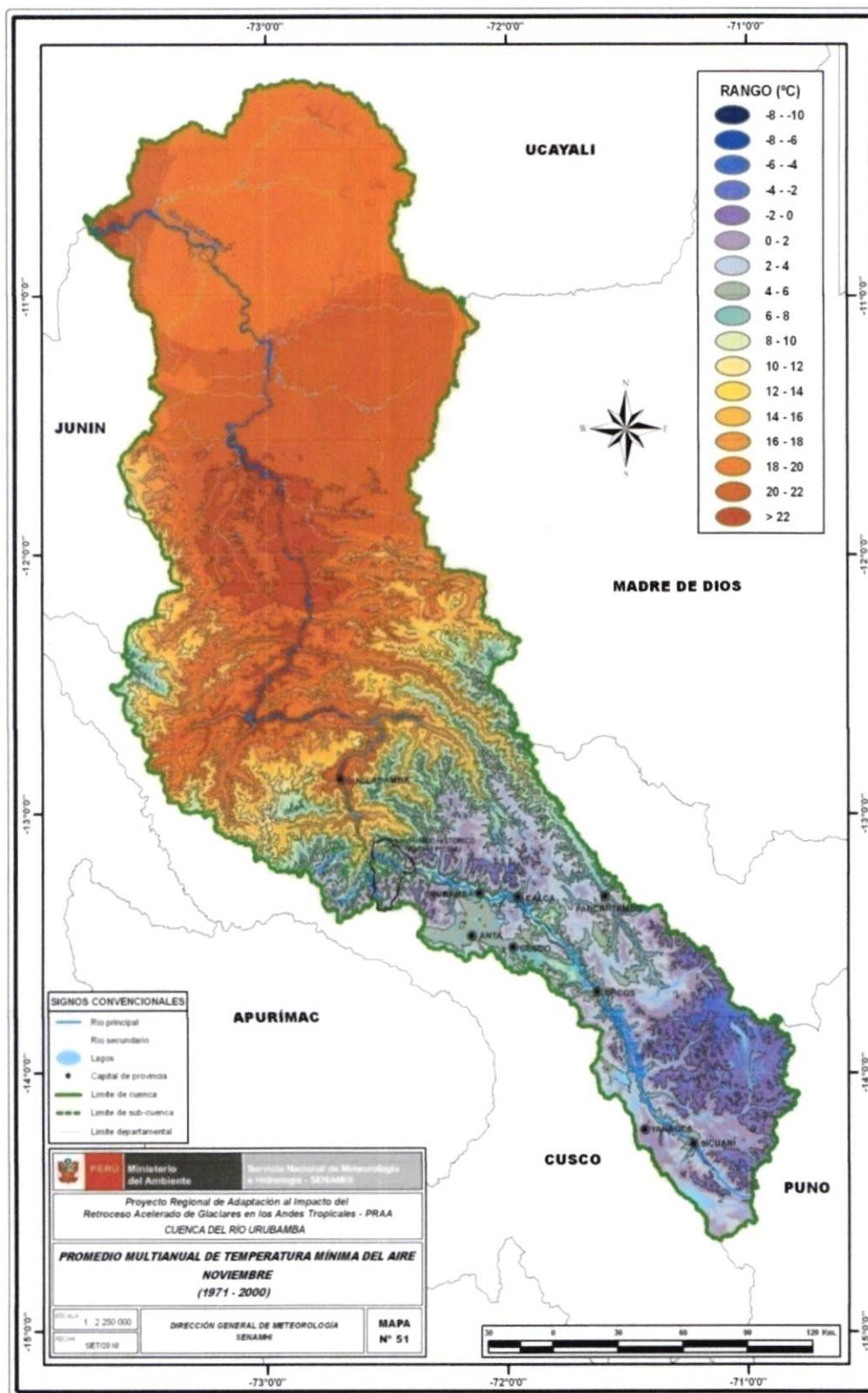


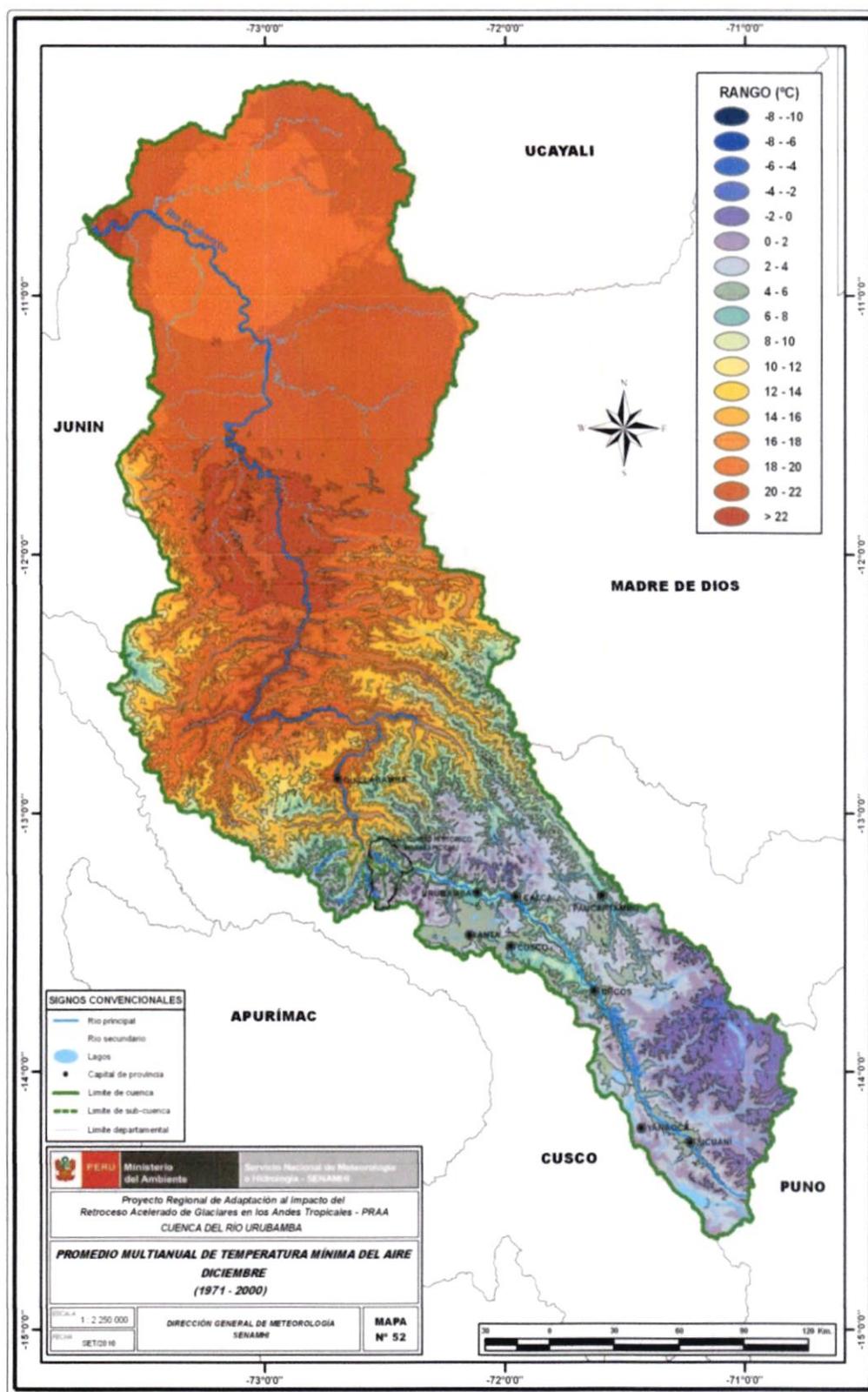


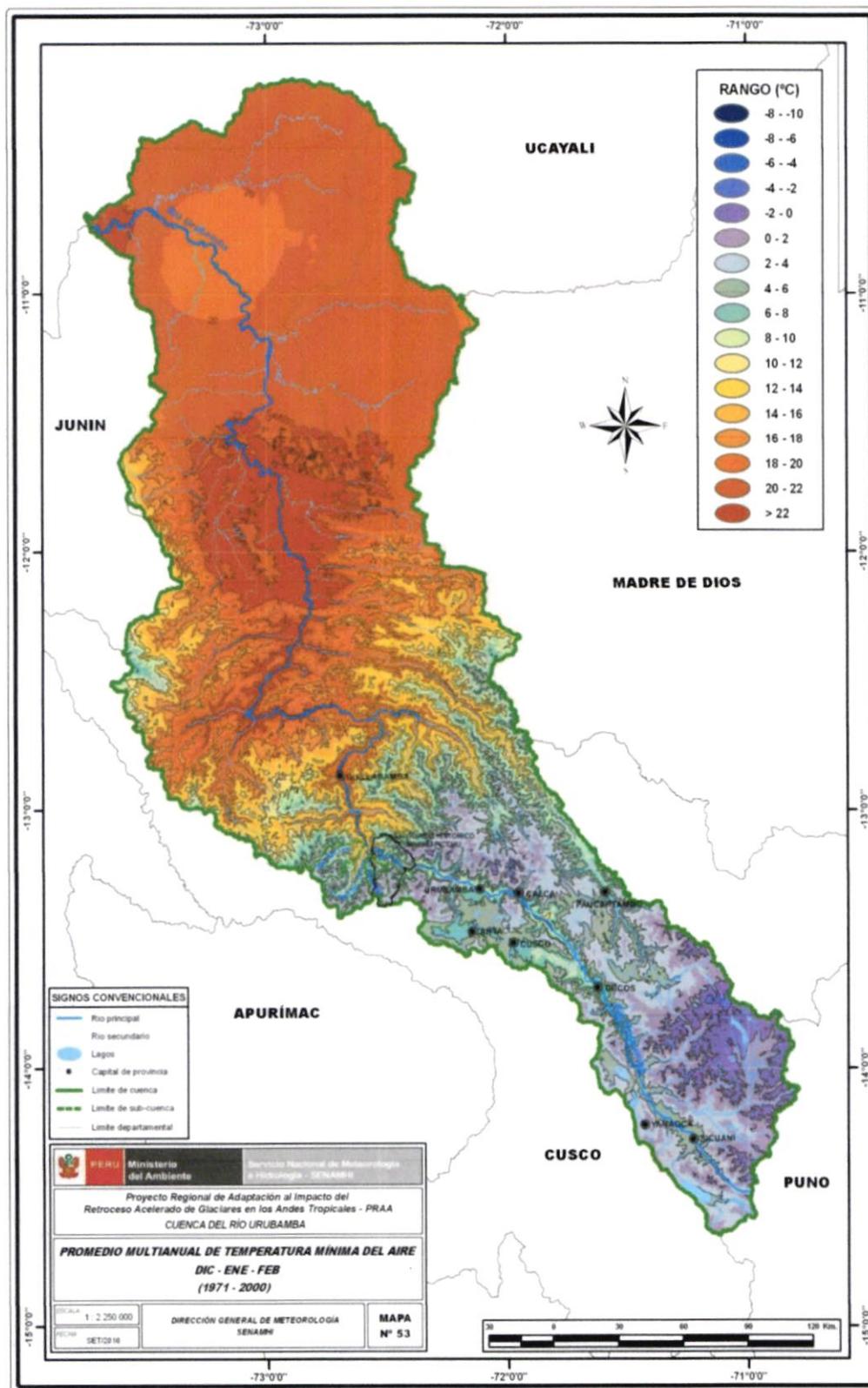


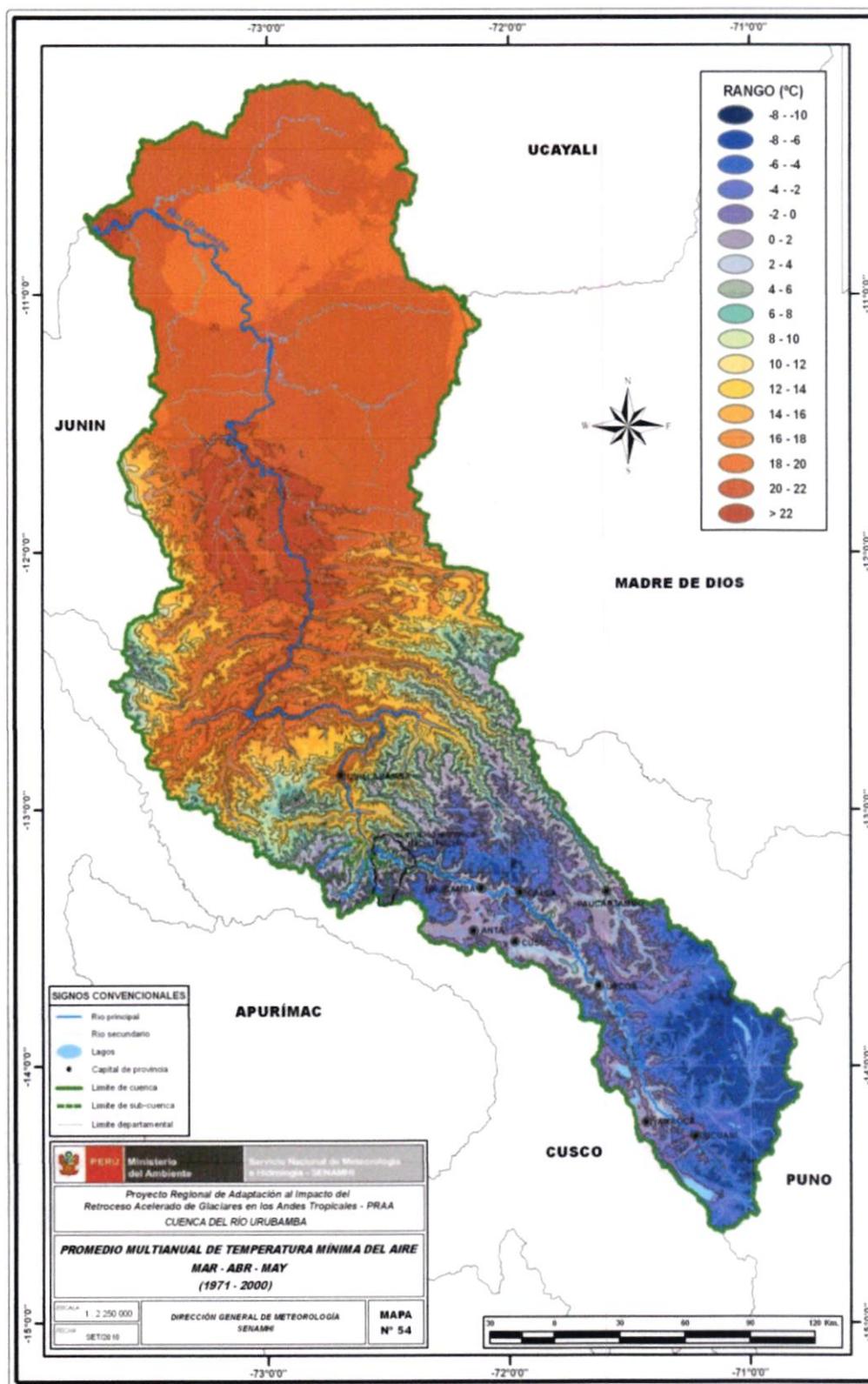


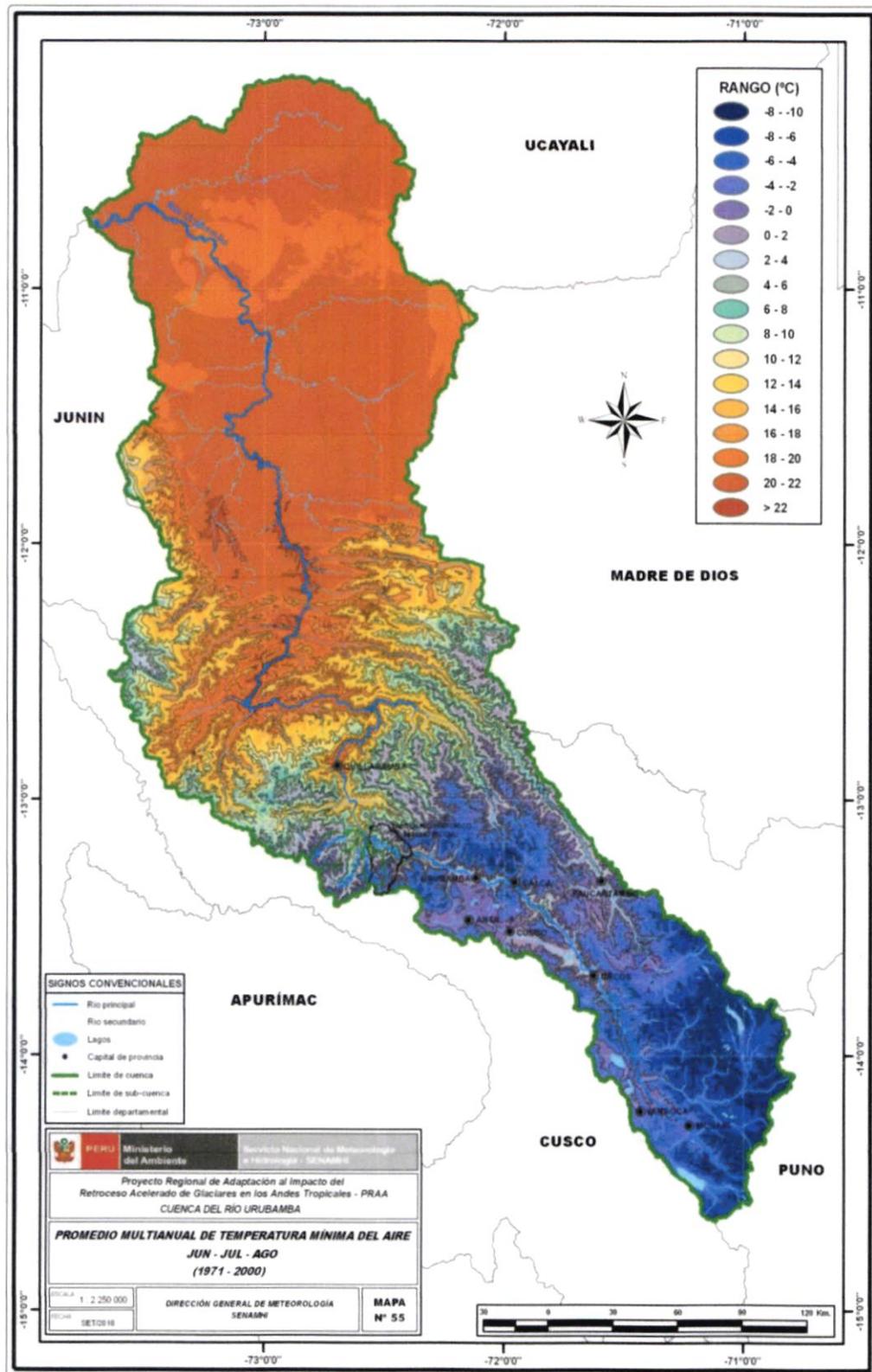


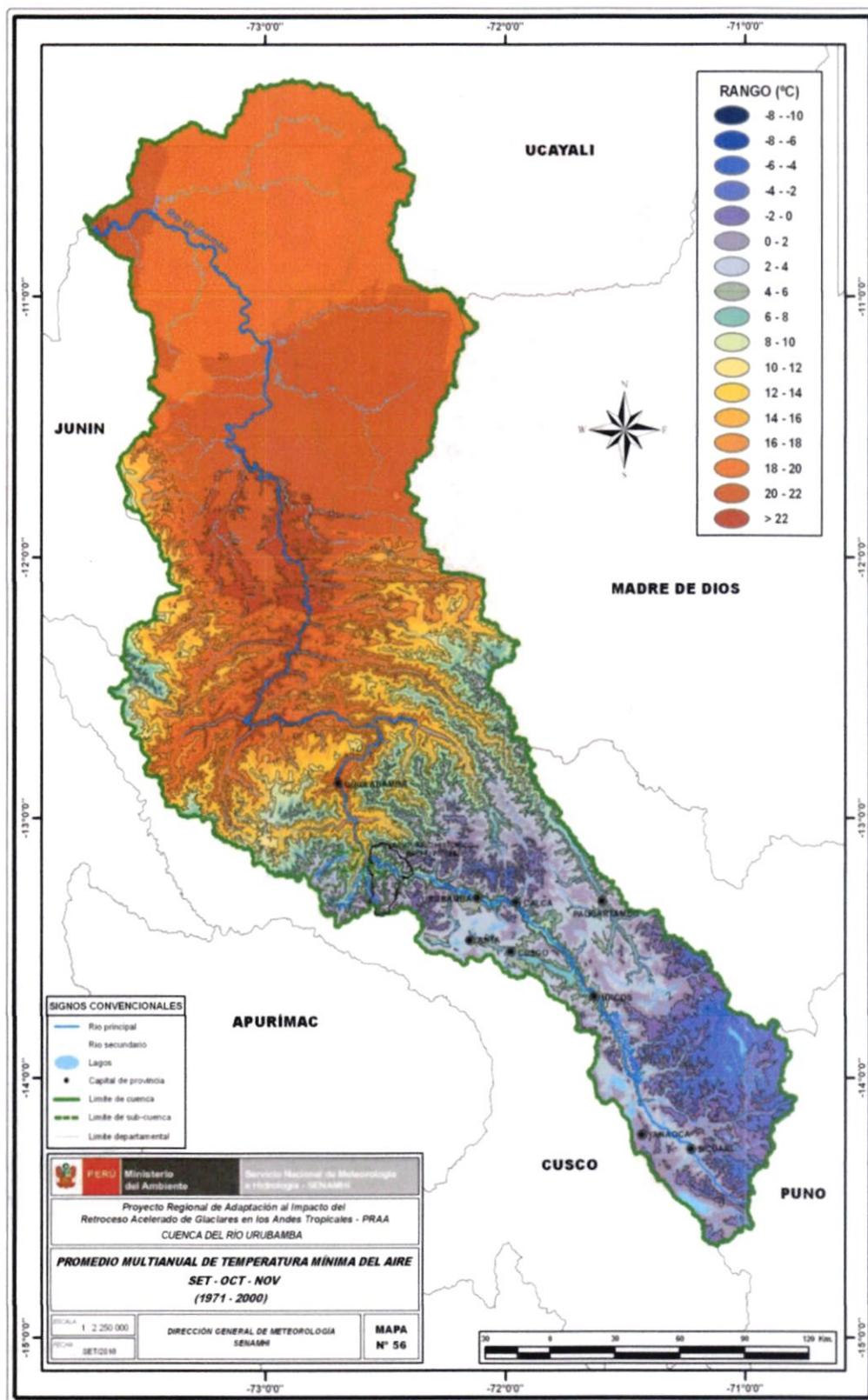


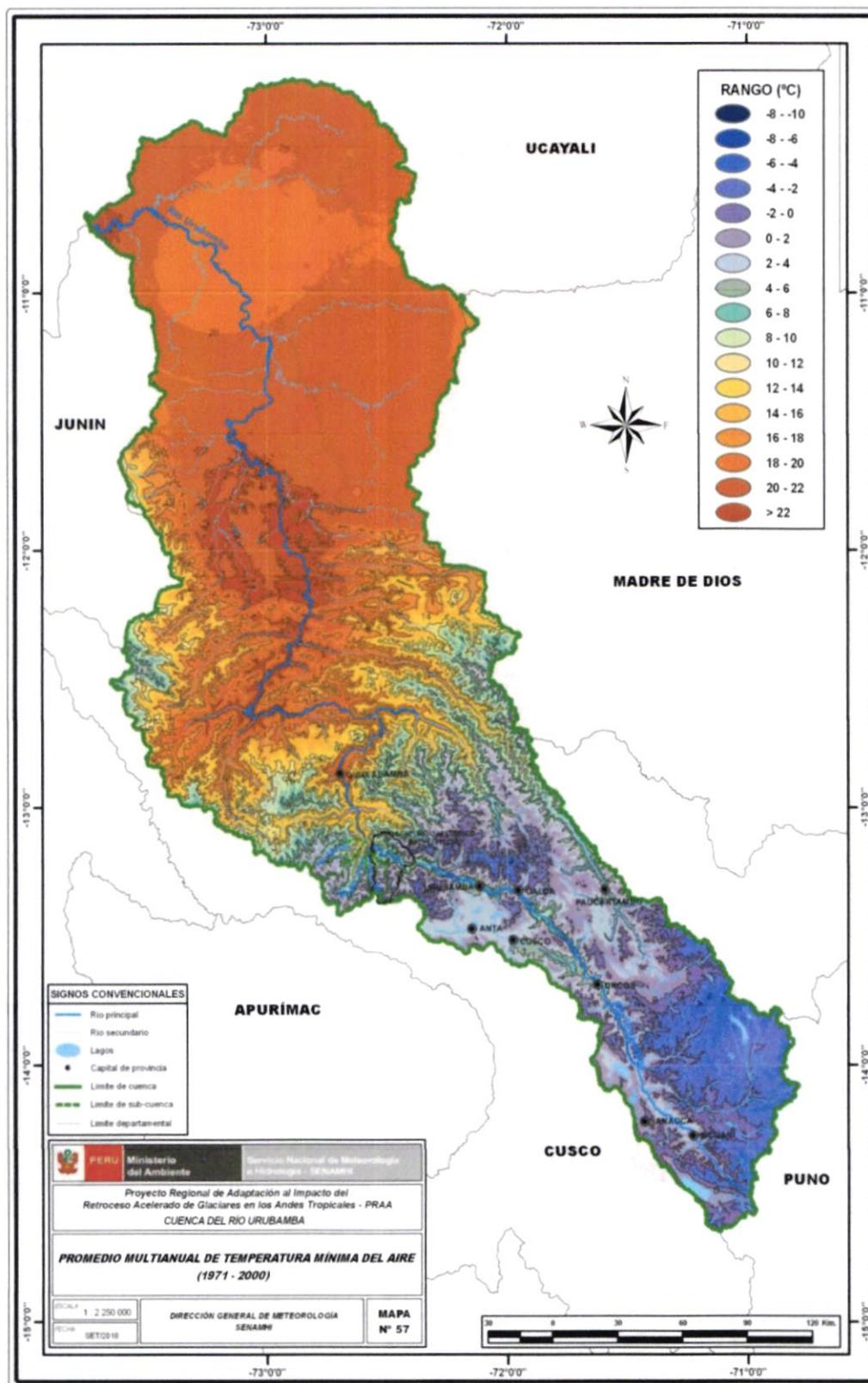


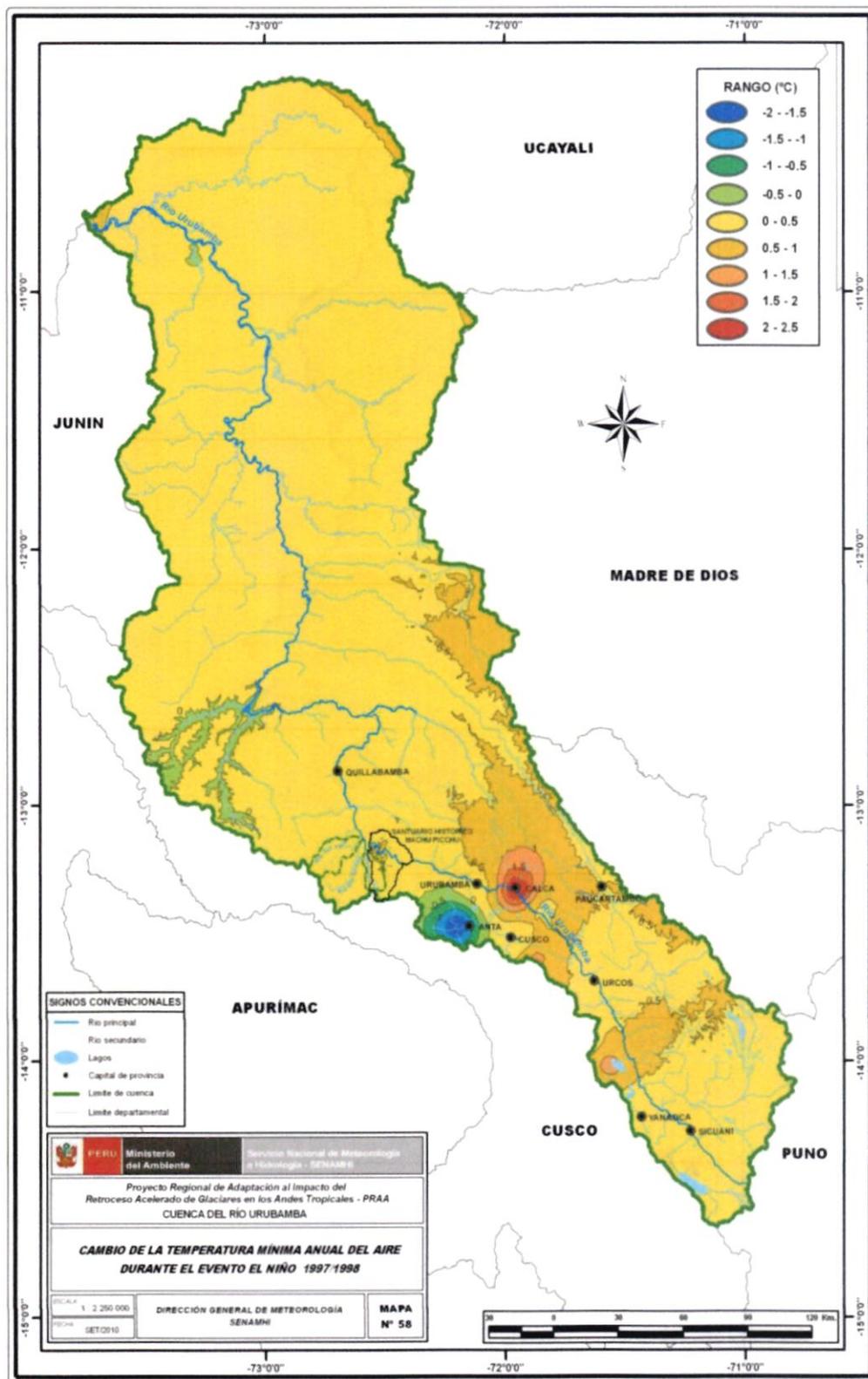


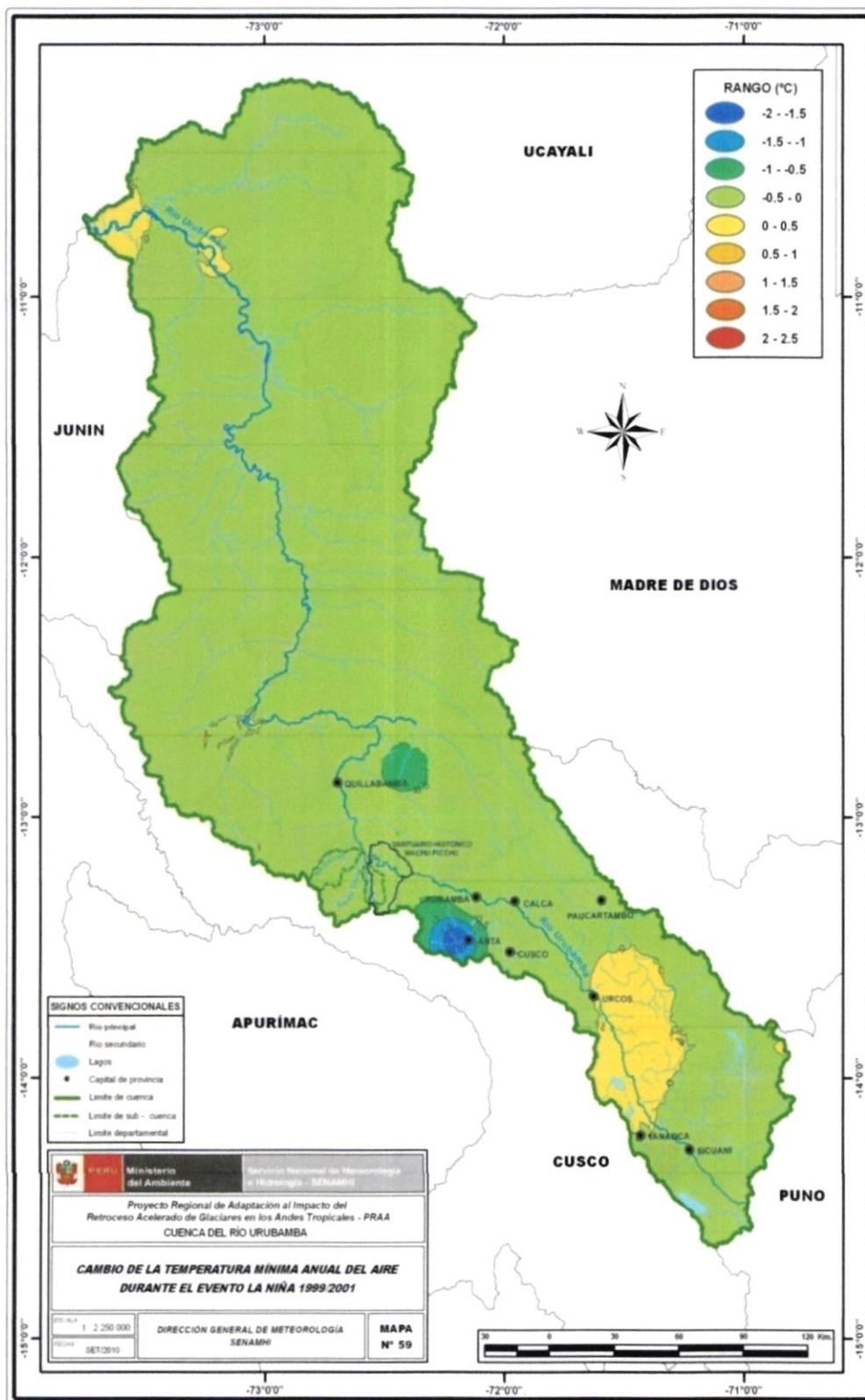










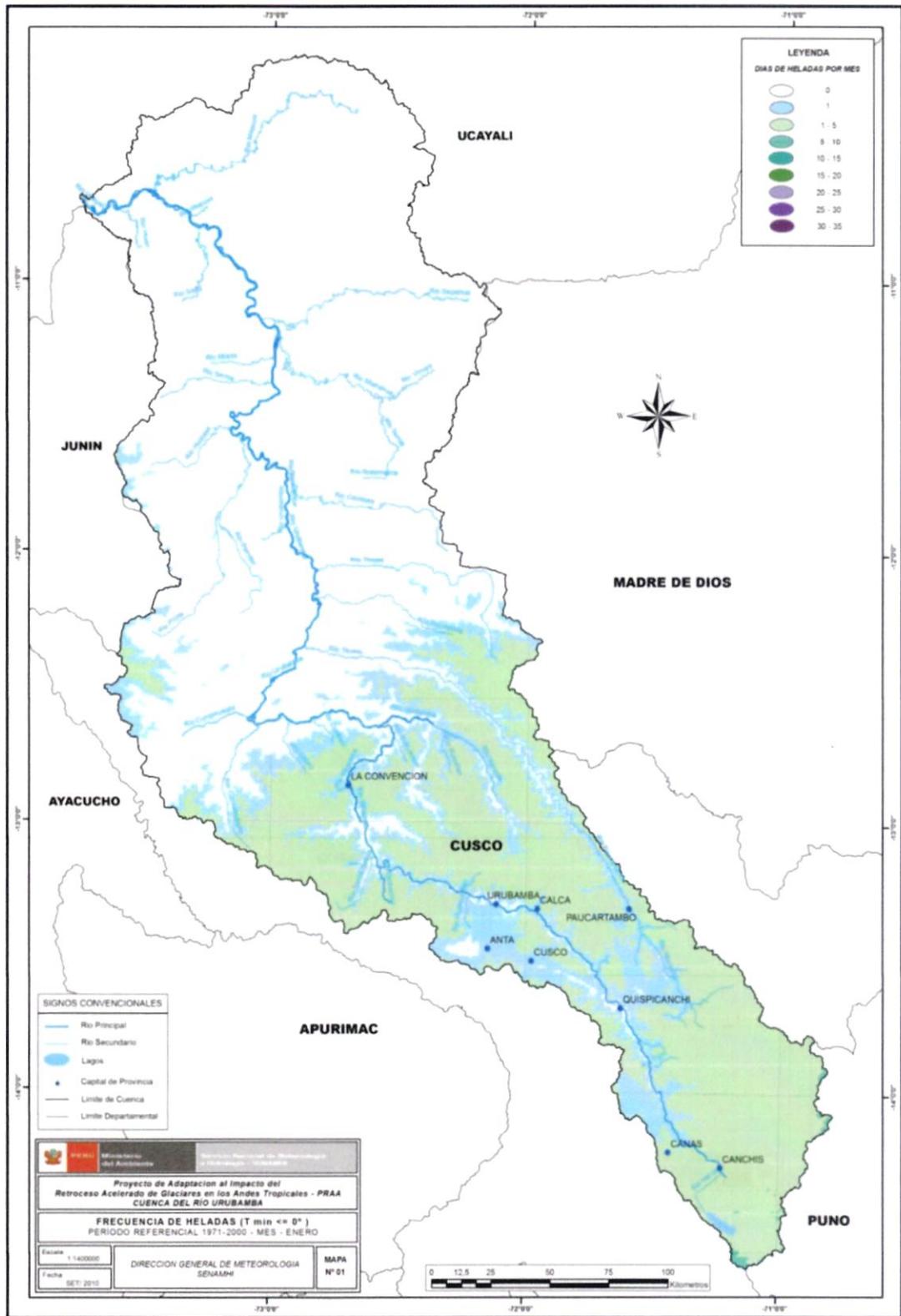


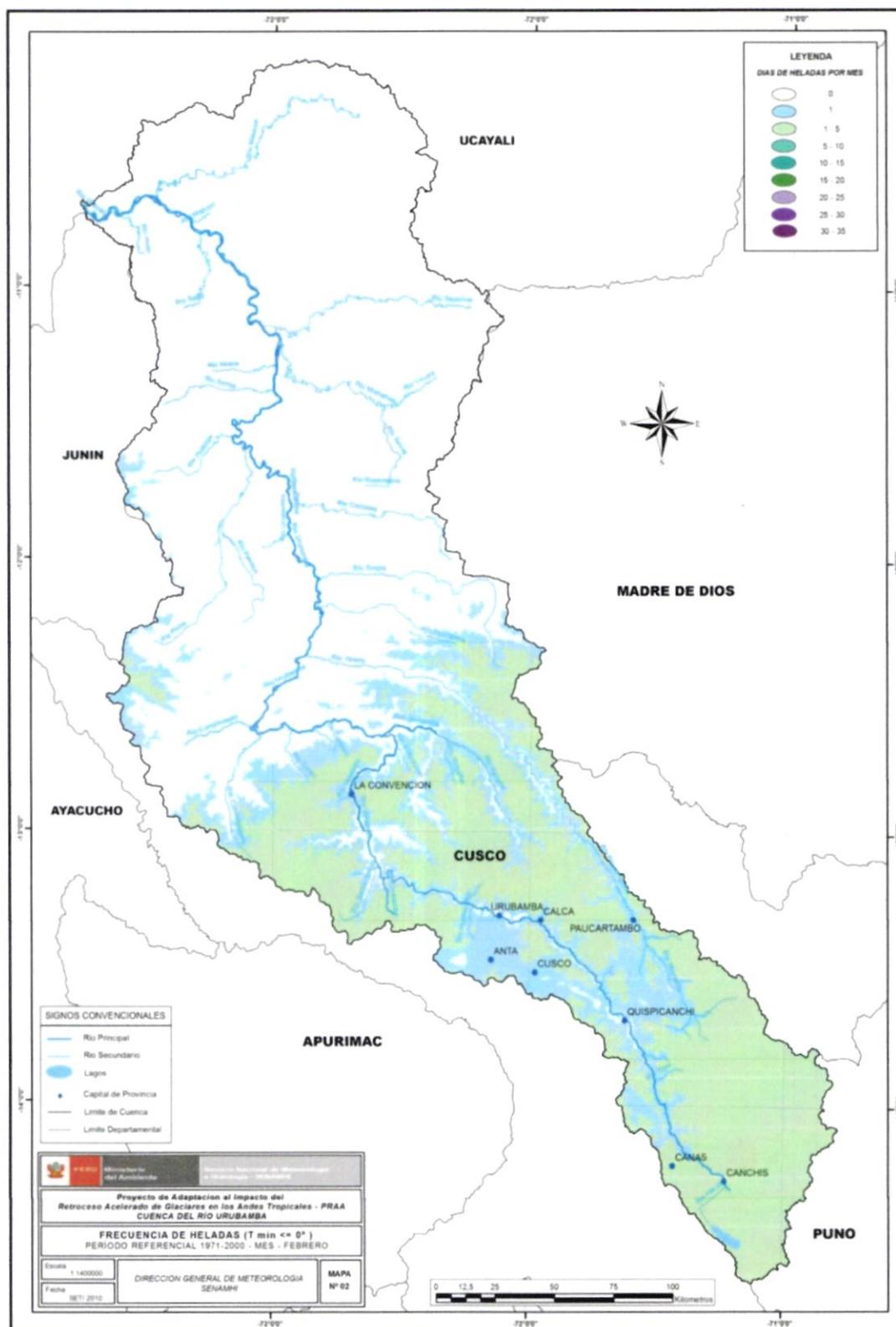
ANEXO 02

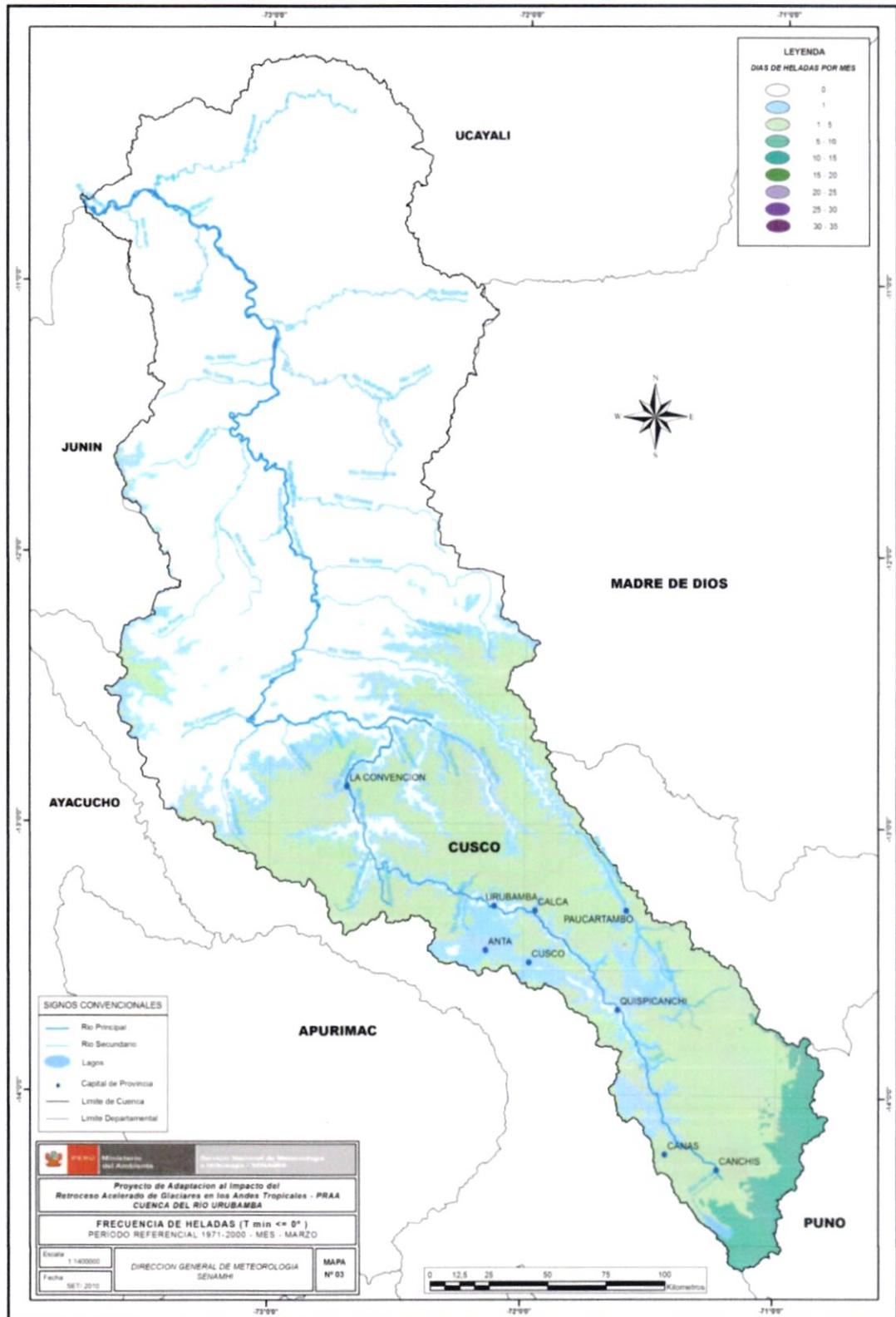
Mapas de frecuencia de heladas en la cuenca del río Urubamba

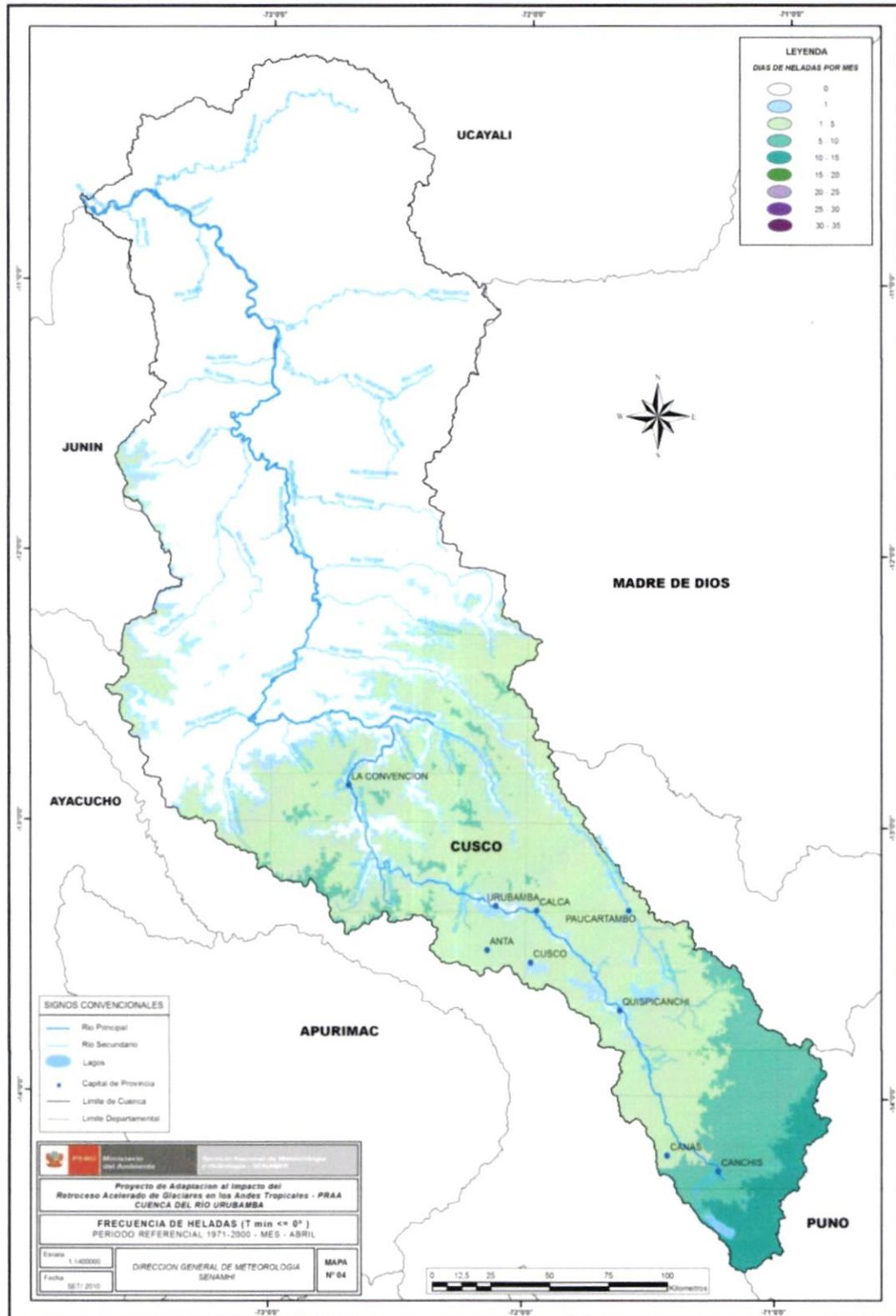
ANEXO 2: MAPAS DE FRECUENCIA DE HELADAS

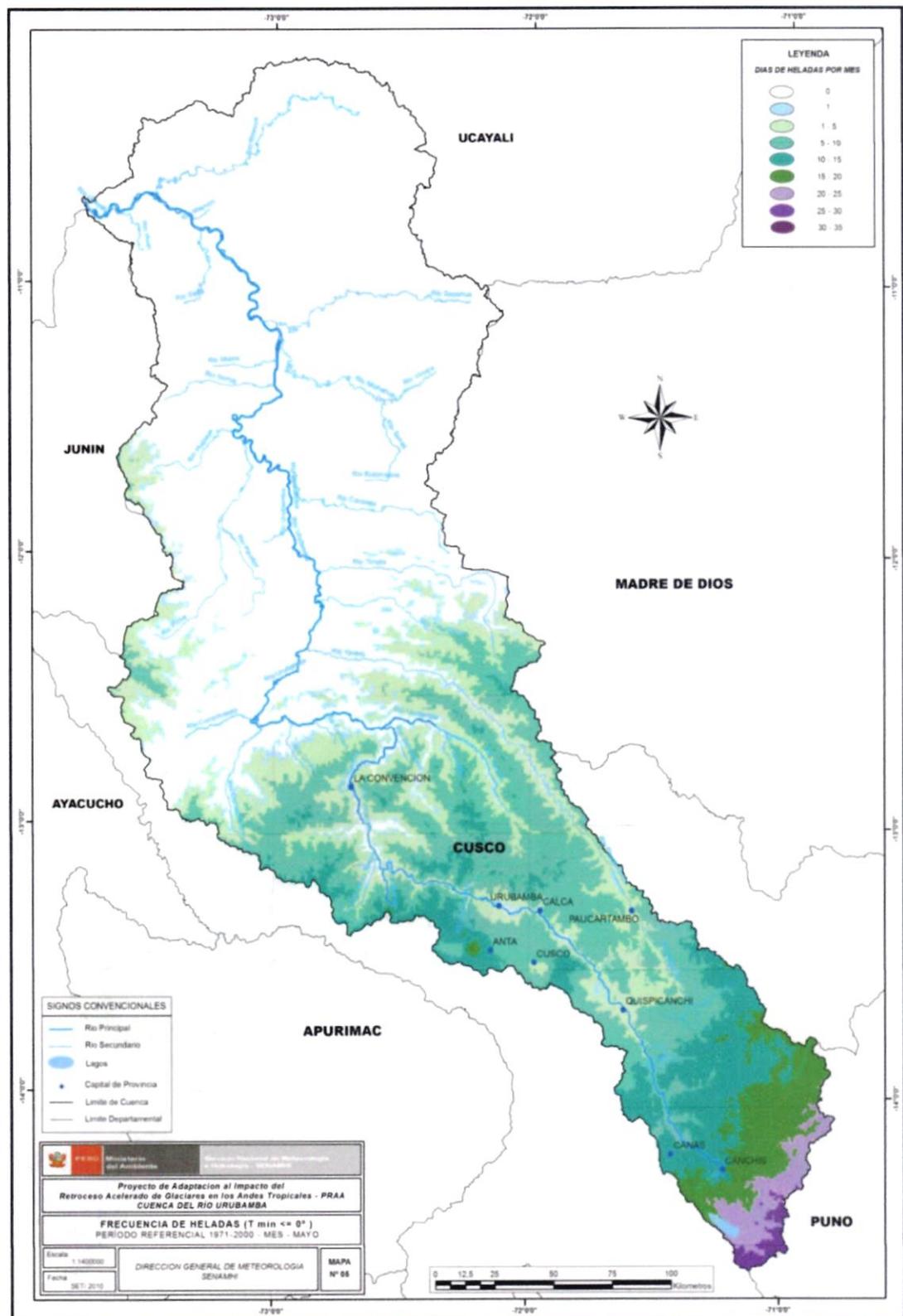
- Mapa 01: Mapa de frecuencia de heladas (T. Mínima $\leq 0^\circ$) para el mes de ENERO (periodo: 1971-2000)
- Mapa 02: Mapa de frecuencia de heladas (T. Mínima $\leq 0^\circ$) para el mes de FEBRERO (periodo: 1971-2000)
- Mapa 03: Mapa de frecuencia de heladas (T. Mínima $\leq 0^\circ$) para el mes de MARZO (periodo: 1971-2000)
- Mapa 04: Mapa de frecuencia de heladas (T. Mínima $\leq 0^\circ$) para el mes de ABRIL (periodo: 1971-2000)
- Mapa 05: Mapa de frecuencia de heladas (T. Mínima $\leq 0^\circ$) para el mes de MAYO (periodo: 1971-2000)
- Mapa 06: Mapa de frecuencia de heladas (T. Mínima $\leq 0^\circ$) para el mes de JUNIO (periodo: 1971-2000)
- Mapa 07: Mapa de frecuencia de heladas (T. Mínima $\leq 0^\circ$) para el mes de JULIO (periodo: 1971-2000)
- Mapa 08: Mapa de frecuencia de heladas (T. Mínima $\leq 0^\circ$) para el mes de AGOSTO (periodo: 1971-2000)
- Mapa 09: Mapa de frecuencia de heladas (T. Mínima $\leq 0^\circ$) para el mes de SETIEMBRE (periodo: 1971-2000)
- Mapa 10: Mapa de frecuencia de heladas (T. Mínima $\leq 0^\circ$) para el mes de OCTUBRE (periodo: 1971-2000)
- Mapa 11: Mapa de frecuencia de heladas (T. Mínima $\leq 0^\circ$) para el mes de NOVIEMBRE (periodo: 1971-2000)
- Mapa 12: Mapa de frecuencia de heladas (T. Mínima $\leq 0^\circ$) para el mes de DICIEMBRE (periodo: 1971-2000)
- Mapa 13: Mapa de frecuencia de heladas (T. Mínima $\leq 0^\circ$) promedio multianual (periodo: 1971-2000)

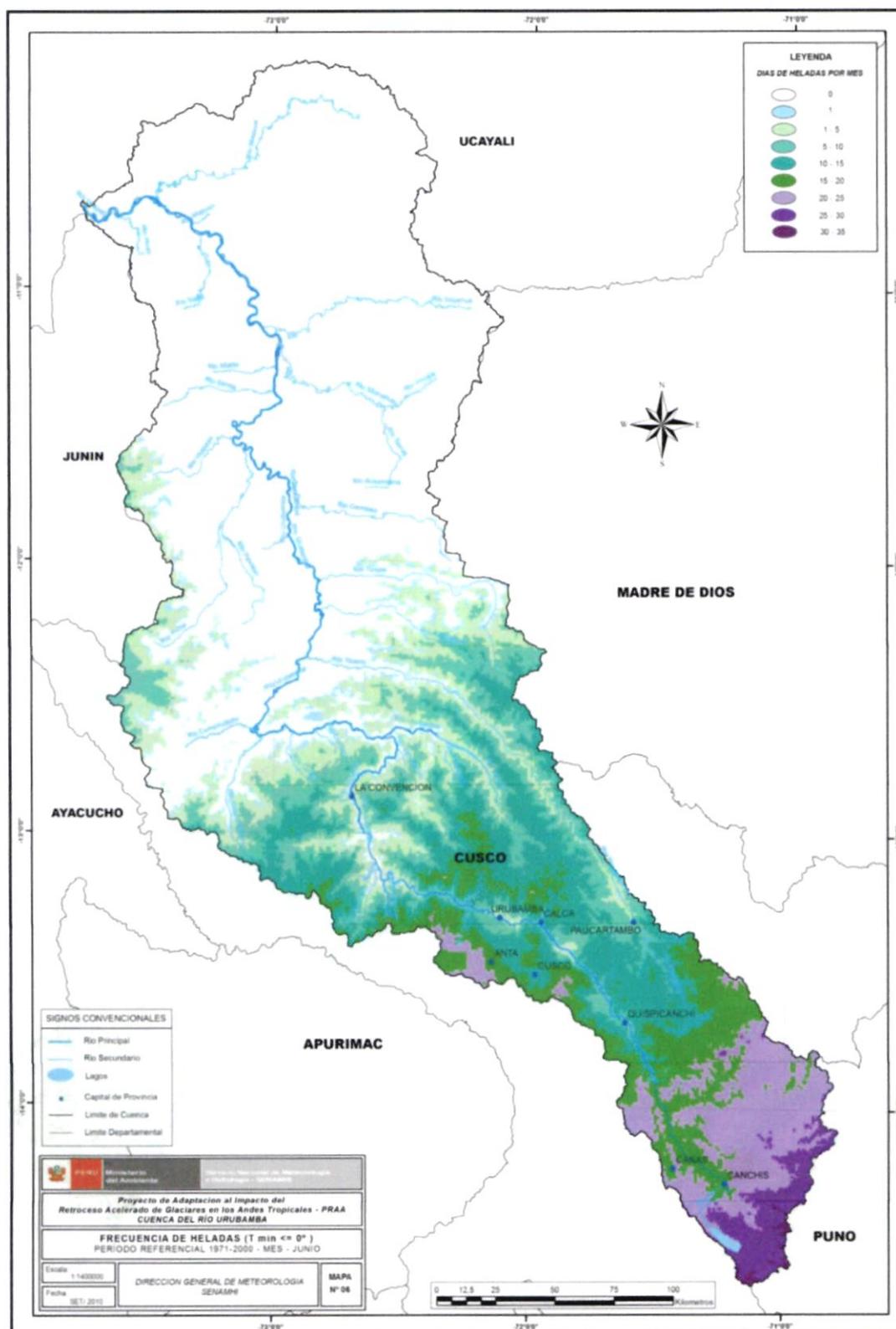


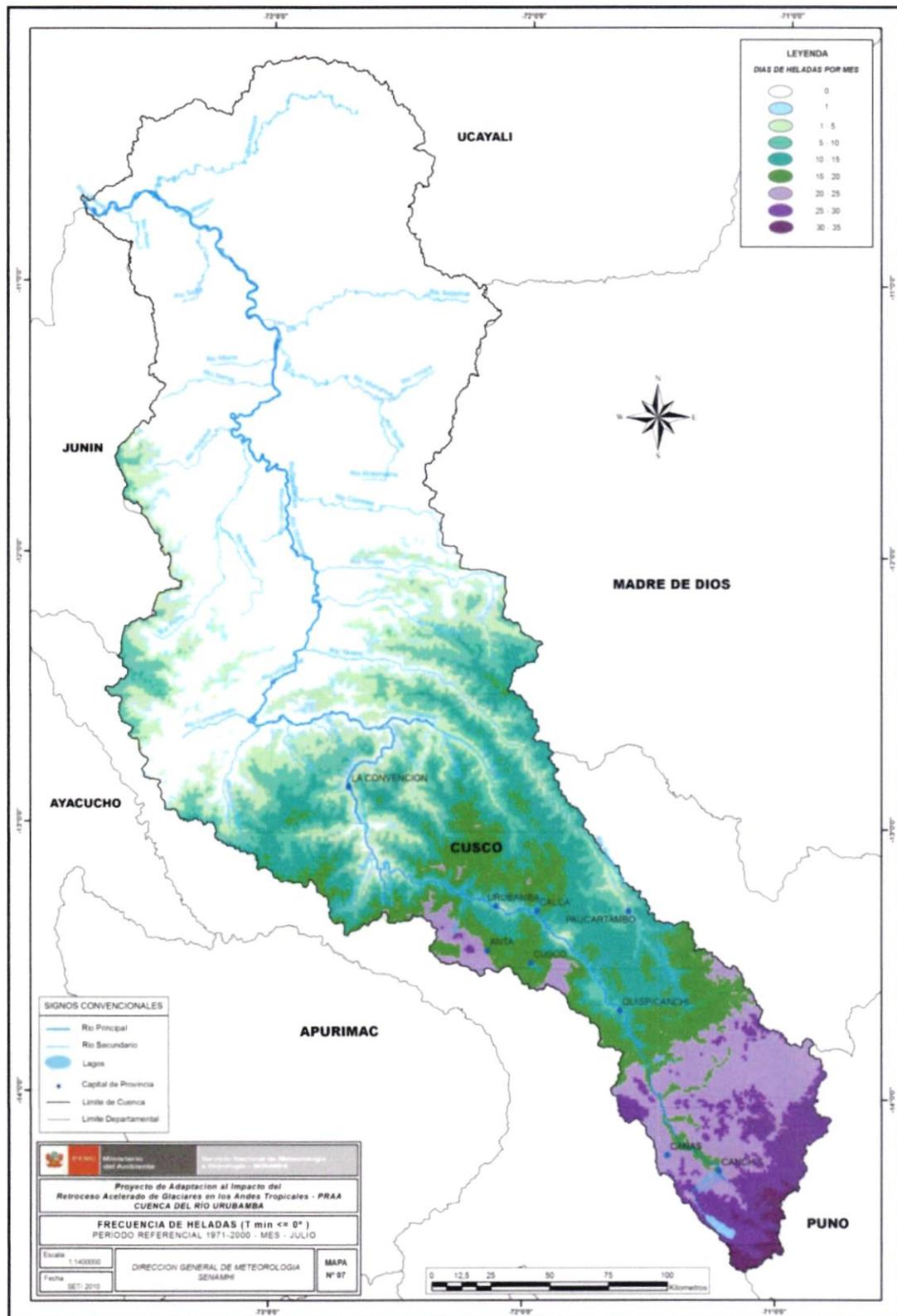


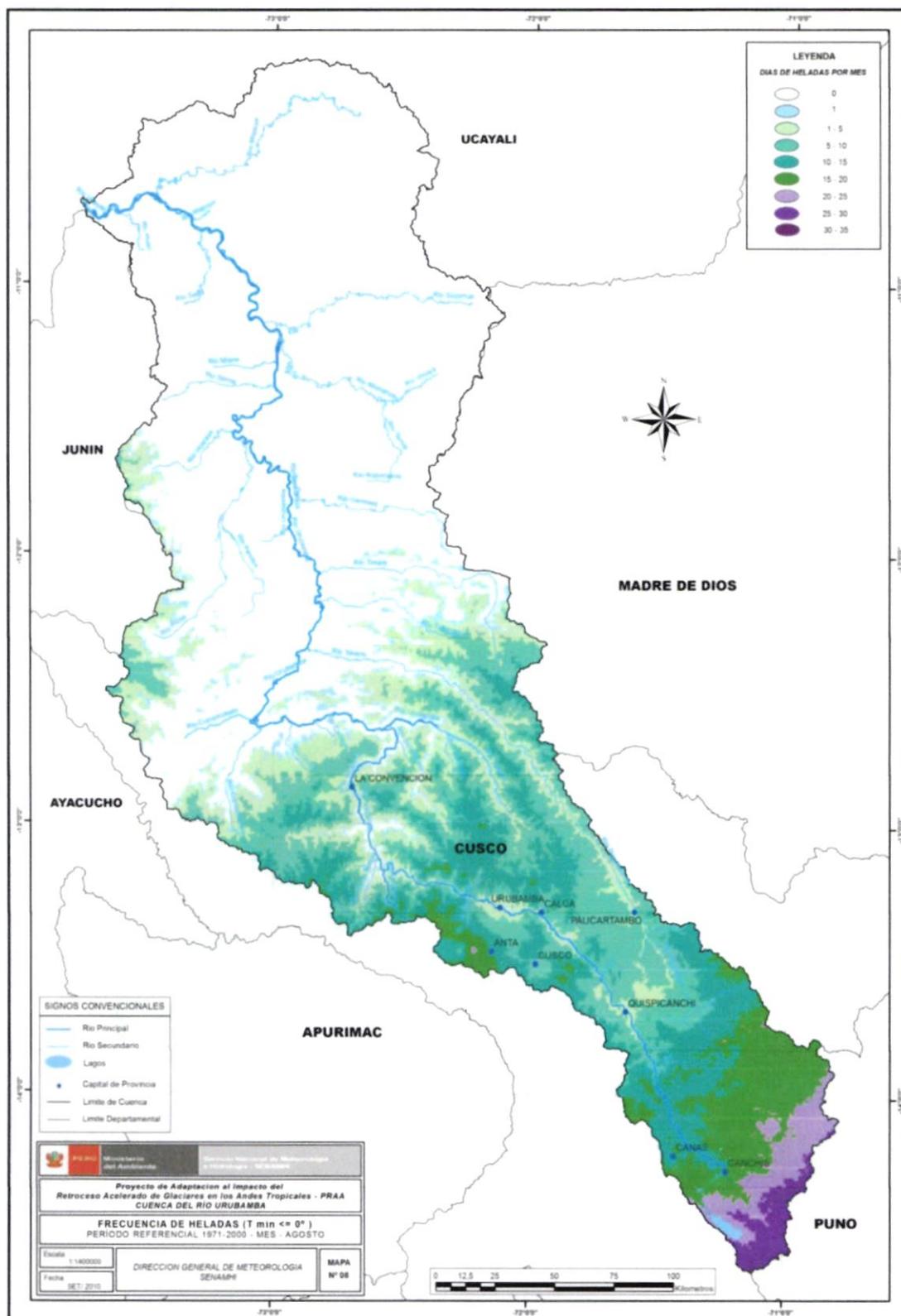


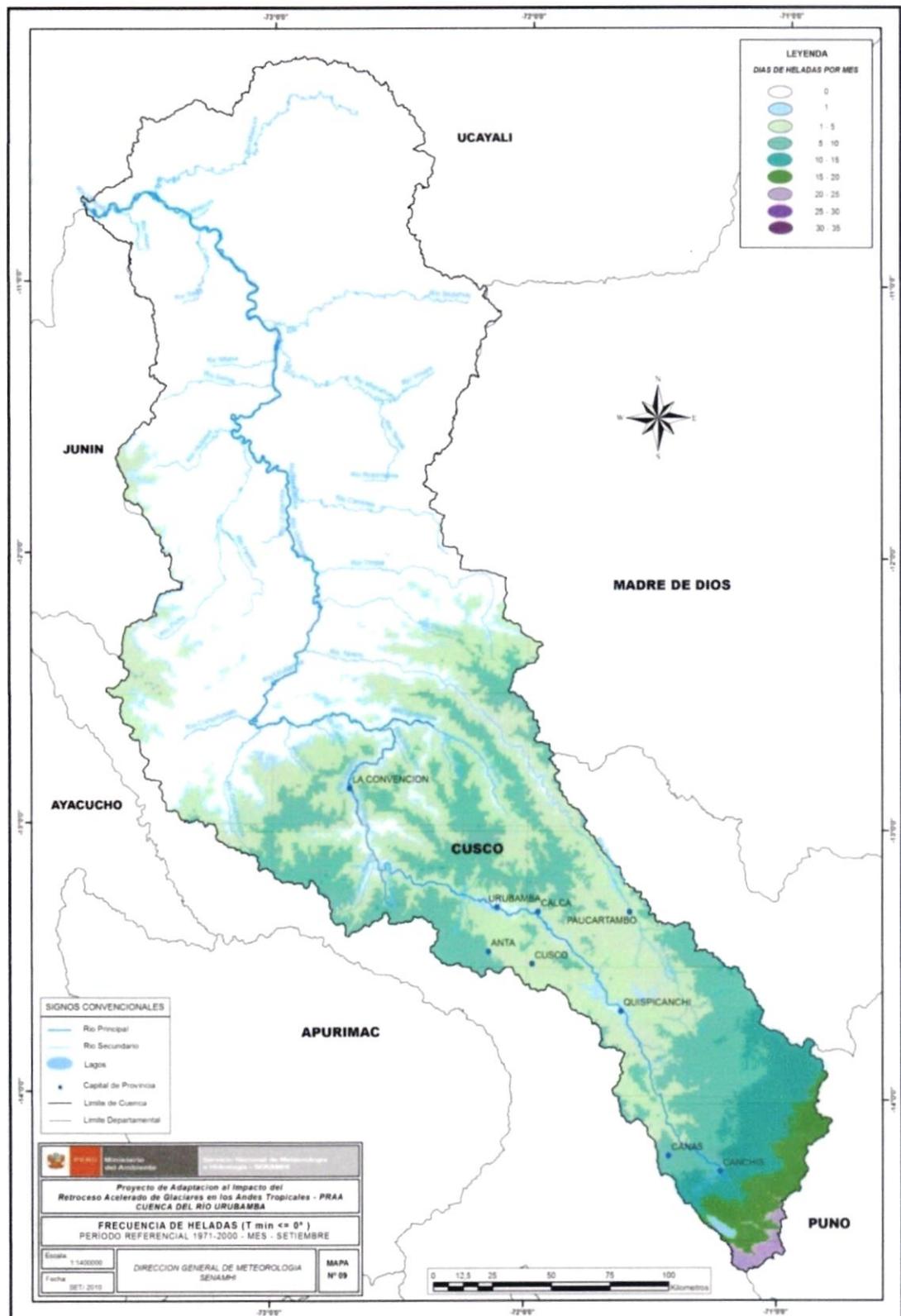


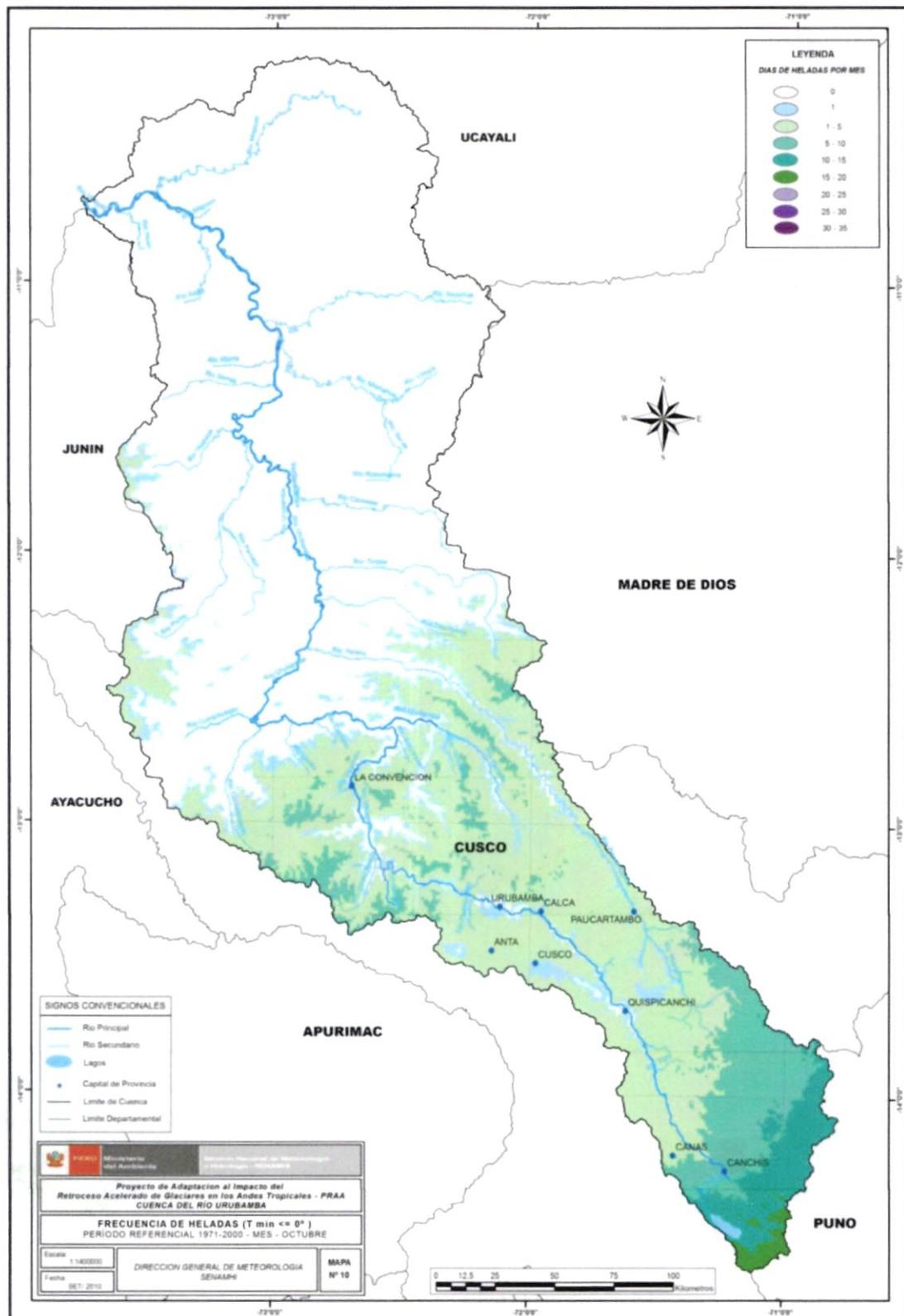


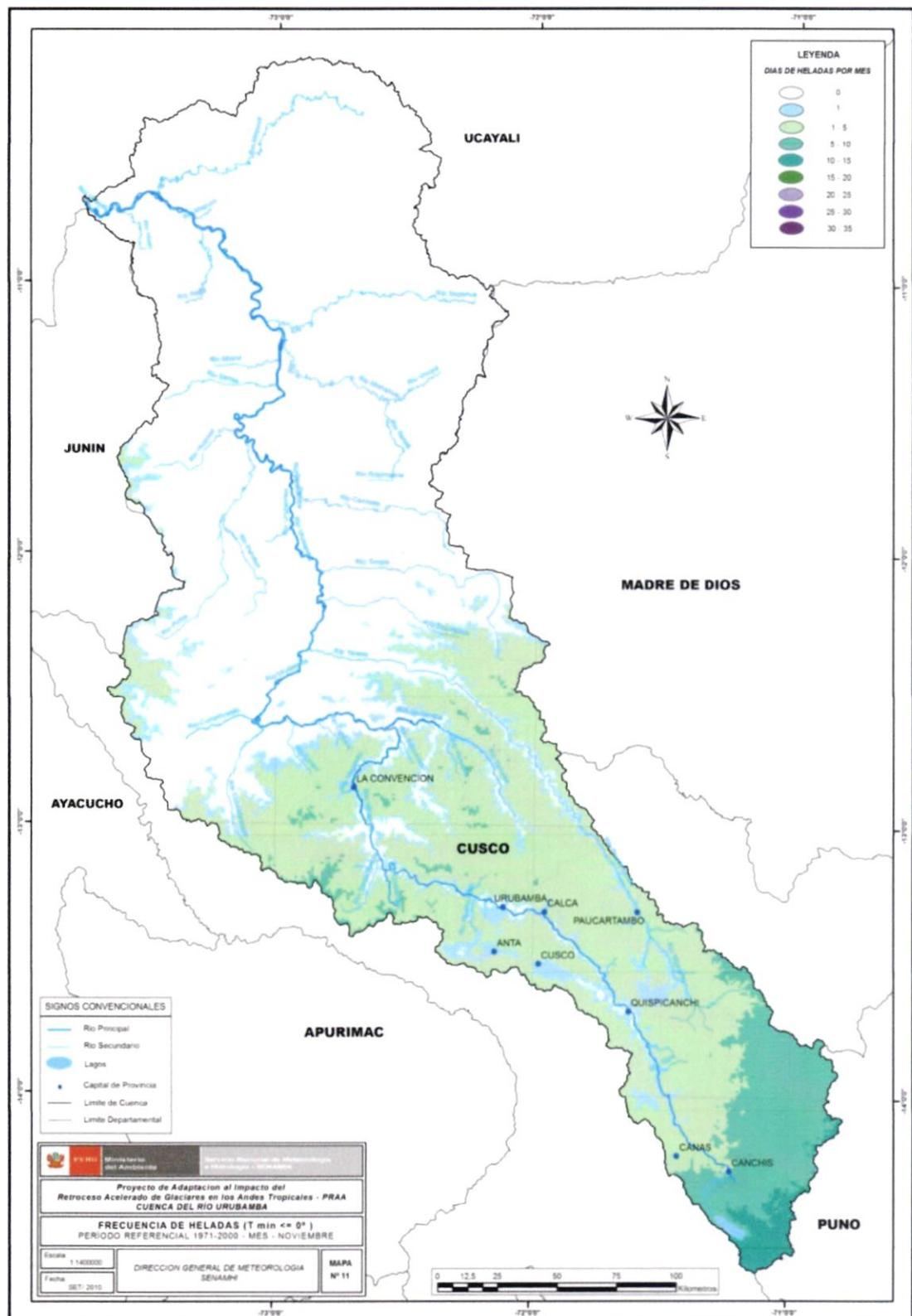


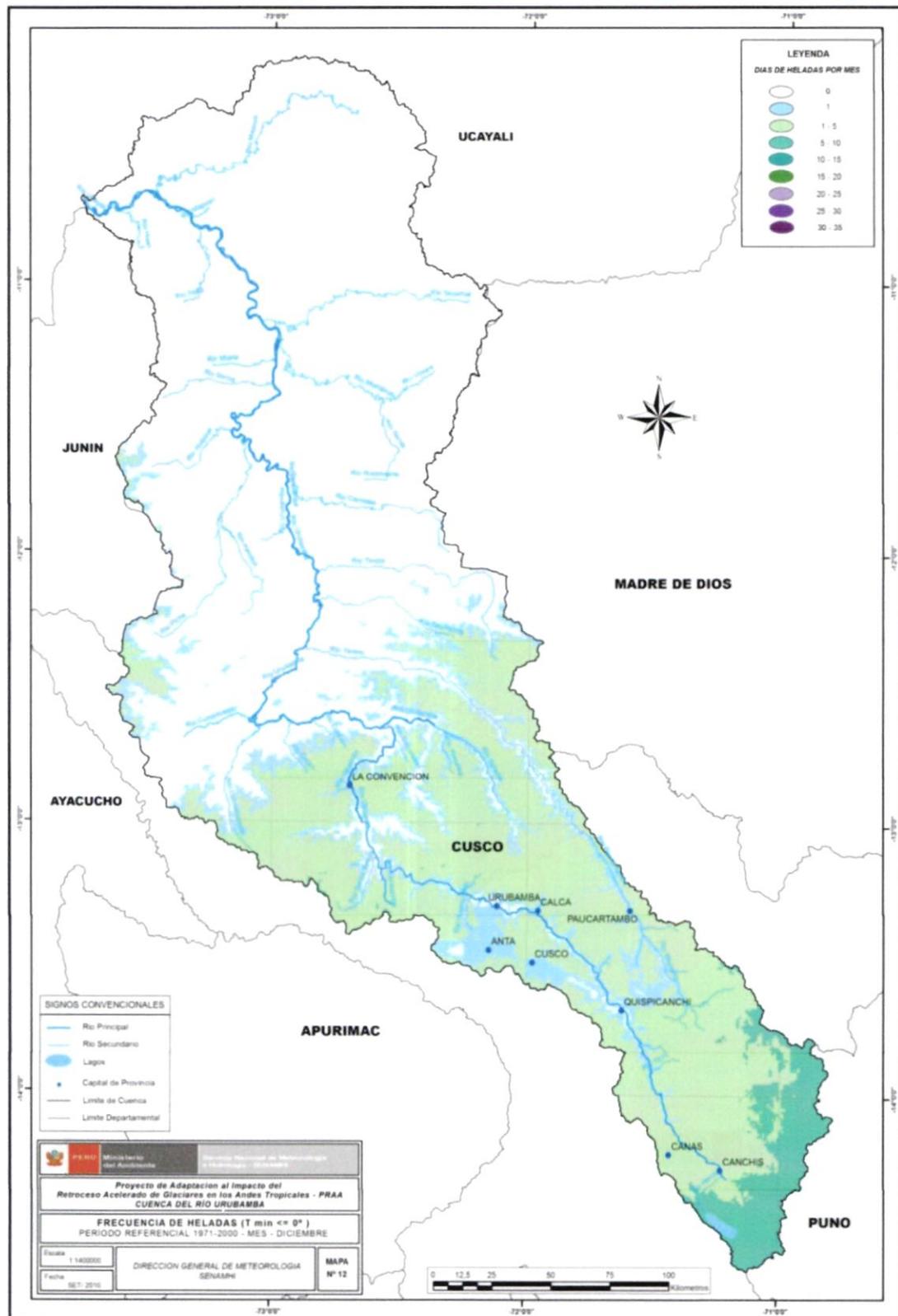


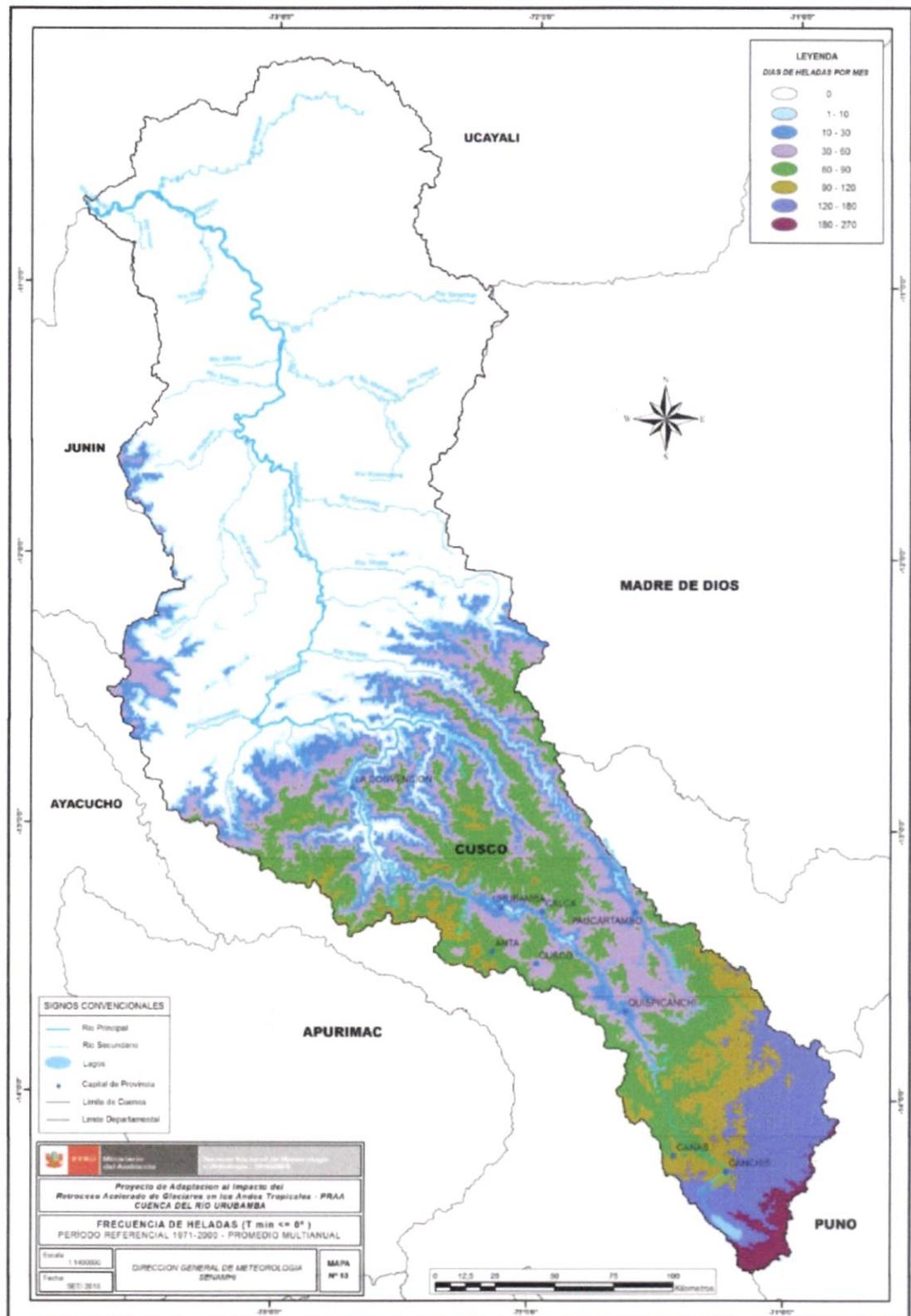












Servicio Nacional de Meteorología e Hidrología del Perú
SENAMHI

<http://www.senamhi.gob.pe>

Jr. Cahuide 785 Jesús María, Lima11 - Perú, Central telefónica: (511)614 1414

Centro de Predicción Numérica: 6141408

Consultas: cpn@senamhi.gob.pe