PROYECTO

ADAPTACIÓN AL CAMBIO CLIMÁTICO EN COMUNDIADES ANDINAS BOLIVIANAS QUE DEPENDEN DE GLACIARES TROPICALES

ANEXO AL INFORME DE PROGRESO SEMESTRAL

NORDIC CLIMATE FACILITY

DOCUMENTO:	Anexo 3.1. Informe Oferta de Agua
FECHA:	Julio 2011
LUGAR:	La Paz, Bolivia

Contenido del informe

1. Introducción

1.1. Antecedentes

1.2. Contenido del informe

1.3. Zona del proyecto

2. Metodología de la evaluación

2.1. Enfoque de la investigación

2.2. Limitaciones en la evaluación del régimen hídrico de la cuenca de estudio

2.3. Determinación del régimen hídrico de la cuenca de estudio

2.4. Semejanza de cuencas

3. Consolidación de la base de datos

3.1. Base de datos climatológica

3.1.1. Recopilación de información

3.1.1.1. Información termométrica

3.1.1.2. Información pluviométrica

3.1.1.3. Otra información

3.1.2. Procesamiento de la información

3.1.2.1. Base de datos empleada

3.1.2.2. Ubicación de las estaciones

3.1.2.3. Periodo de registro

3.1.2.4. Análisis de consistencia de la información

3.1.3. Generación de los datos climatológicos para el periodo 1970 – 2009

3.1.3.1. Temperatura

3.1.3.2. Evapotranspiración

3.1.3.2.1. Determinación de las temperaturas máxima, mínima y media en el centro de gravedad de la cuenca de estudio

3.1.3.2.2. Estimación de la humedad relativa del aire

3.1.3.2.3. Estimación de los datos de insolación

3.1.3.2.4. Estimación de los datos de velocidad del viento

3.1.3.2.5. Cálculo de la ETP

3.1.3.3. Precipitación

3.2. Base de datos hidrológica

3.2.1. Recopilación de información

3.2.1.1. Información de escorrentía de la cuenca de estudio

3.2.1.2. Otra información

4. Modelación glaciofluviométrica en la cuenca de estudio

4.1. Formulación teórica

4.2. Estructura del modelo

4.3. Parametrización del modelo

4.3.1. Características de la cuenca

4.3.1.1. Delimitación de la cuenca y las zonas de elevación

4.3.1.2. Determinación de la curva hipsométrica

4.3.2. Variables meteorológicas

4.3.2.1. Temperatura

4.3.2.2. Precipitación

4.3.2.3. Cobertura de nieve

4.3.3. Parámetros

4.3.3.1. Coeficiente de escurrimiento

4.3.3.2. Factor grado – día

4.3.3.3. Temperatura crítica

4.3.3.4. Coeficiente de recesión

4.4. Calibración

4.5. Oferta de agua del periodo 1975 – 2009

Anexos

1. Introducción.-

1.1. Antecedentes.-

En los últimos años se ha evidenciado en el país y en el mundo un aumento significativo de la temperatura así como otros efectos atribuidos al cambio climático que afectan a los sectores productivos, económicos y sociales.

En consecuencia se han elaborado proyectos de adaptación que proponen estrategias de mitigación a los efectos de cambio climático, gestión del agua y manejo del sistema de cultivos, entre otros.

Uno de estos proyectos, el "Proyecto Illimani", es impulsado por la Facultad de Agronomía, el Instituto de Hidráulica e Hidrología de la Universidad Mayor de San Andrés y Agua Sustentable cuyas beneficiarias son las comunidades de Khapi, Cebollullo, Tahuapalca y Jalancha del municipio de Palca.

1.2. Contenido del informe.-

En el presente documento se exponen los resultados de las investigaciones hidrológicas elaboradas por el Instituto de Hidráulica e Hidrología en el componente de escorrentía.

Para su mejor comprensión el informe se ha dividido en dos partes; la primera parte incluye el procesamiento, la crítica y la generación de una base de datos hidrometeorológicos. La segunda parte aborda la modelación glaciofluviométrica con la cual es determinada la oferta de agua actual en las cuencas estudiadas.

1.3. Zona del proyecto.-

El proyecto engloba el estudio de la cuenca del Illimani, ubicada en la Cordillera Oriental, y las subcuencas que la conforman: Jalancha, Khapi, Cebollullo y Tahuapalca.

La ubicación geográfica de las cuencas de estudio se muestra en la figura 1.

La Cordillera Oriental, con una longitud aproximada de 1100 km y un ancho que varía entre 150 y 400 km, atraviesa los departamentos de La Paz, Oruro y Cochabamba. Este ramal andino es, tanto por su longitud como por su altura media, el más importante de Bolivia y constituye la divisoria de aguas de las tres cuencas hidrográficas que drenan el territorio: la amazónica, la platense y la interior.

La formación de la cordillera Real u Oriental es producto de la presión de Escudo Brasileño sobre la placa del Pacífico que provocó el plegamiento de la corteza terrestre y el levantamiento del lecho marino, dando forma a la cordillera de los andes y a su ramificación más importante: la cordillera Real u Oriental. La presión provocó que las diferentes capas de la corteza terrestre se plegasen durante las eras Secundaria y Terciaria formando diferentes

elevaciones donde pueden encontrarse lutitas y areniscas además de intrusiones graníticas provenientes del enfriamiento del magma procedente del interior de la Tierra. La acción de la erosión ha sido tan intensa en esta zona que en la actualidad han aflorado esos materiales a la superficie y se ha rebajado casi a la mitad la altura original de esas elevaciones.

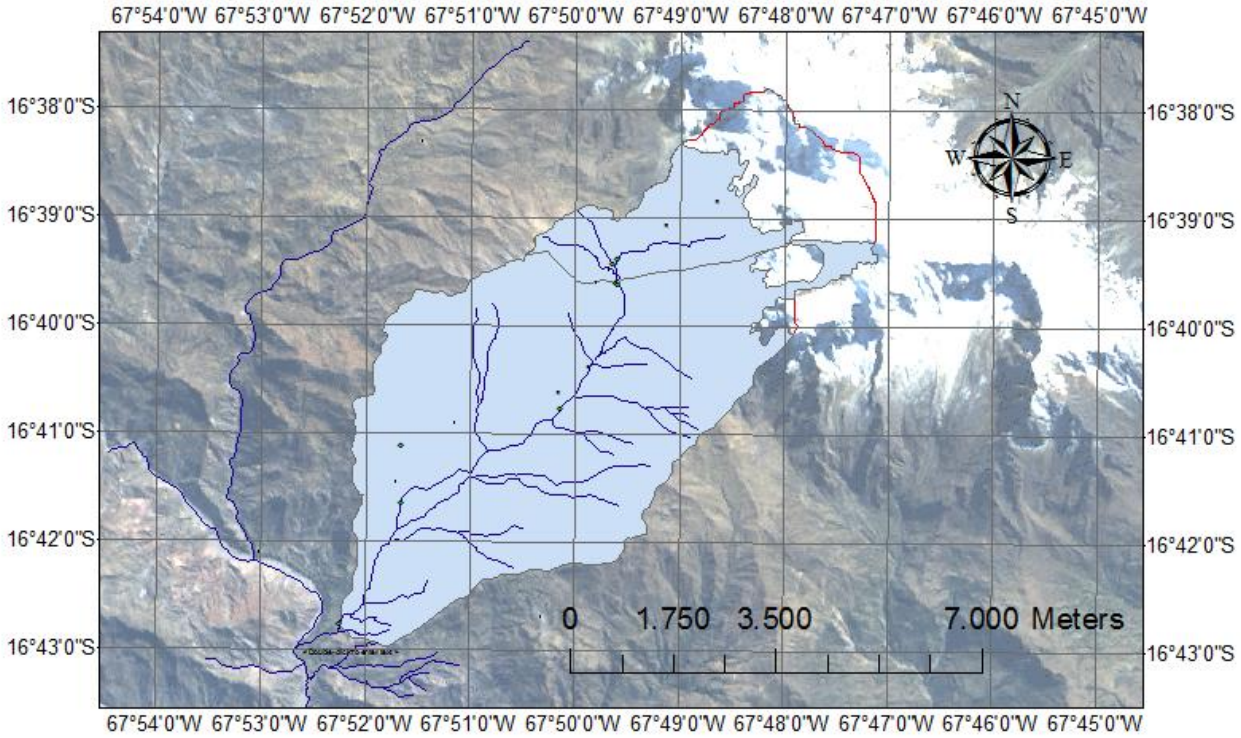


Figura 1. Ubicación geográfica de la cuenca del Illimani

Fuente: Elaboración propia

La Cordillera Oriental es una cordillera joven en la que predominan las tierras áridas producto de la acción de los vientos en su zona meridional. Este gran macizo rocoso constituye una barrera orográfica para los vientos húmedos procedentes de la cuenca amazónica, que al llegar a la cordillera descargan su humedad y ascienden por esta vertiente hasta llegar totalmente desecados al otro lado de la cordillera, dando origen a paisajes que son predominantemente de tierras áridas.

Desde el macizo del Illampu hasta el Illimani sus altas cimas nevadas superan los 6000 metros de altitud y presenta, entre sus grandes quebradas, enormes glaciares, que con el deshielo forman numerosas lagunas en las faldas de las montañas. Sus cimas tienen nieves perpetuas por encima de los 5300 metros de altitud sobre el nivel del mar.

Las cumbres más importantes de la Cordillera de La Paz son: al noroeste, el macizo de Sorata, que comprende las cimas de Illampu o Sorata [6421 m] y el Ancohuma [6380 m].

Sigue con el Illimani [6322 m], Casiri [5910 m], Chiaraco [6240 m] y Huayna Potosí [6088 m], Chachacomani [6150 m], Condoriri [5850 m], Taquesi [5550 m] y Mururata [5869 m].

El clima de esta zona es muy frío. En su zona occidental, debido a los vientos que vienen del Pacífico, las precipitaciones son abundantes, lo que influye directamente en la existencia de importantes extensiones de vegetación en la zona norte del Altiplano. En la parte oriental, las lluvias son torrenciales a causa de los vientos del Atlántico, que influyen en la vegetación de los valles y llanos orientales. De acuerdo a la clasificación de Köppen, el clima característico de esta zona es el clima de alta montaña (EB) que corresponde a las altas cumbres de las cordilleras que están cubiertas de nieve o hielo la mayor parte del año.

Las áreas cordilleranas que superan los 4500 metros sobre el nivel del mar constituyen estadios alpinos, subalpinos y nivales. Las condiciones climáticas de estos estadios, donde no se superan los 6 ºC y en los que las precipitaciones ocurren generalmente en forma de nieve, limitan el crecimiento de la vegetación, que en su mayoría presenta características singulares, al adaptarse al rigor del clima: su crecimiento, por ejemplo, es más lento. En el estadio nival, en las cimas de nieves perpetuas de las cordilleras andinas, a unos 4500 metros sobre el nivel del mar, el desarrollo de la vegetación es muy limitado. La vegetación típica de estos estadios es el huari coca, pupusa, zapatilla, cuncuna, ihurpa y paita. En esta región geográfica existe mayor vegetación que en similares altitudes de la cordillera Occidental, especialmente en la zona septentrional, debido a su mayor humedad. Las cimas más altas presentan bofedales con plantas higrófitas, pastos húmedos o chijis[1].

En la siguiente tabla se presentan algunas características de la cuenca glaciar:

Características de la cuenca del Illimani	
Coordenadas de la cuenca (WGS84)	16º40'S/67º50'E
Rango altitudinal [m]	±6300 - ±2500
Superficie [km^2]	44,955
Exposición general	Sur y Oeste
Pendiente media [%]	35%
Longitud del curso principal [km]	11,19
Temperatura media anual [ºC]	19,7
Precipitación media anual [mm]	621,2

[1] Enciclopedia de Bolivia, AA.VV

Tabla 1. Características generales de la cuenca de estudio

Fuente: Elaboración propia

Las subcuencas que conforman la cuenca de estudio así como sus características geométricas se muestran en la siguiente tabla:

Subcuenca	Área [km^2]	Perímetro [km]	X_{cg} [m]	Y_{cg} [m]	Altura media [msnm]
Jalancha	5,874	15,619	625833,38	8158647,5	4480,0
Khapi	10,030	17,984	625834,13	8156639,0	4440,0
Cebollullo	10,437	15,795	622632,44	8155859,5	3610,0
Tahuapalca	10,053	15,864	622933,81	8153422,5	3360,0
Glaciar Jalancha	6,321	13,784	627968,94	8159871,0	5600,0
Glaciar Khapi	2,244	8,455	628569,38	8157927,0	5480,0

Tabla 2. Características geométricas de las subcuencas

Fuente: Elaboración propia

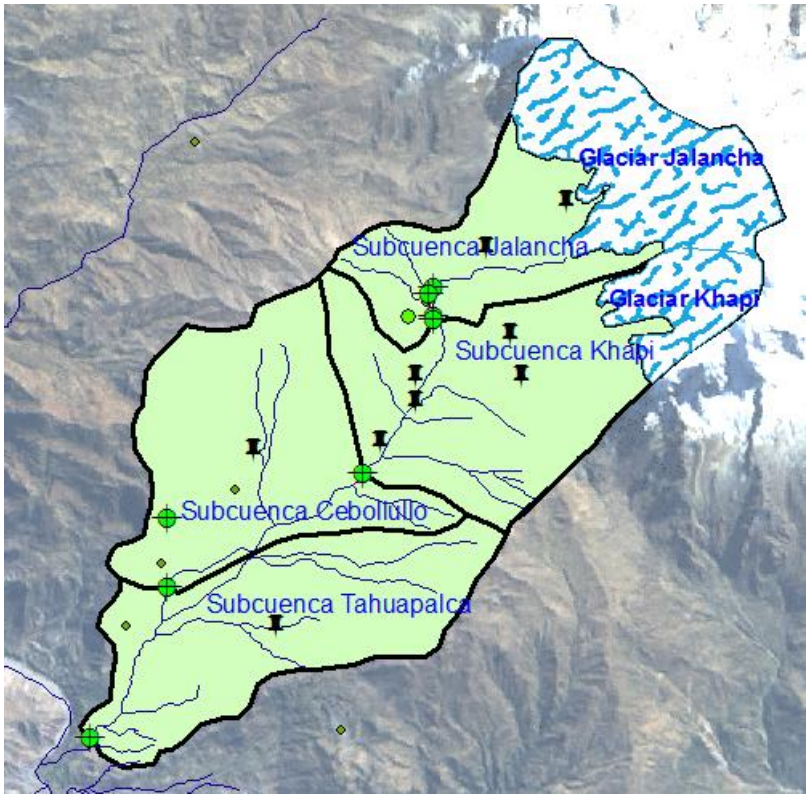


Figura 2. Ubicación de las subcuencas

Fuente: Elaboración propia

2. Metodología de la evaluación.-

El objetivo de la evaluación de los recursos hídricos es cuantificar la oferta de agua y su proyección a futuro bajo escenarios de cambio climático. Los resultados de este análisis serán utilizados para la elaboración de estrategias de gestión para riego y dotación de agua potable.

2.1. Enfoque de la investigación.-

La investigación está dividida en dos partes: una corresponde al análisis temporal y espacial de las variables meteorológicas de precipitación y temperatura y a la determinación de sus tendencias a futuro y la otra incumbe a la determinación de los hidrogramas de uso actual y futuro de agua.

Estos componentes generan un modelo hidrológico que, una vez calibrado y validado, simula los caudales en el punto de salida de la cuenca de estudio para un periodo determinado.

2.2. Limitaciones en la evaluación del régimen hídrico de la cuenca de estudio.-

El estudio se desarrolla sobre una cuenca bastante compleja que incluye glaciares, bofedales, sistemas de riego, obras hidráulicas y comunidades por lo que su estudio debe efectuarse de manera integral.

La primera limitación reside en la poca coordinación que existe entre las diferentes áreas de investigación que intervienen de manera directa en el estudio de los componentes hidrológicos, condicionando la cantidad y calidad de información que se requiere.

Asimismo, la baja disponibilidad de datos históricos de precipitación, temperatura y caudal en la cuenca de estudio, limitan el planteamiento del modelo en la misma por lo que recurrimos a hipótesis de cálculo e información proveniente de cuencas similares que sirven de soporte para la determinación de parámetros de entrada al modelo hidrológico.

2.3. Determinación del régimen hídrico en la cuenca de estudio.-

El régimen hídrico de la cuenca de estudio es determinado a partir de la aplicación de un modelo glaciofluviométrico debidamente calibrado para las condiciones regionales medias y los caudales observados.

El modelo SRM (Snowmelt Runoff Model) está diseñado para simular y pronosticar los caudales de salida en cuencas de montaña donde la fusión de la nieve y el hielo juegan un papel importante.

Este modelo fue desarrollado por Martinec en 1975 y ha sido aplicado en más de 100 cuencas situadas en más de 20 países.

El modelo puede ser utilizado en cuencas de montaña de cualquier tamaño (de acuerdo a estudios realizados desde 0,76 a 917.444 km^2) y cualquier rango altitudinal.

La simulación empieza con un valor conocido y puede proceder para un número ilimitado de días, mientras se disponga de los datos de entrada: precipitación, temperatura y cobertura de nieve.

2.4. Semejanza de cuencas.-

De acuerdo a la Guía Metodológica para el Balance Hídrico de América del Sur, se considerará que en un lugar o cuenca se tiene información suficiente cuando posea control fluviométrico.

Cuando no existen datos, es decir en cuencas sin estaciones de aforo, el cálculo de los caudales medios puede efectuarse a través de la semejanza de cuencas.

Cuando se seleccionan cuencas afines, deberá tenerse en cuenta, para la semejanza de las cuencas, sus características fisiográficas (topografía, geología, clima, suelos, vegetación), hidrográficas (superficie de lagos, densidad de red de ríos, etc.), morfológicas (superficie de cuenca, pendientes, etc.) y otras.

Si existe suficiente semejanza entre las cuencas, por comparación de las características señaladas anteriormente, mayor será la garantía para pasar los valores del caudal desde la estación base a la cuenca sin estaciones.

El modelo hidroglaciológico determina los caudales a la salida de la cuenca de estudio (cuenca Illimani). Para determinar los caudales en los distintos puntos de interés (puntos de aforo, obras de toma y salidas de las subcuencas de estudio) aplicamos la semejanza de cuencas.

En el caso de dos cuencas de características fisiográficas y de ambiente vegetal similares, con precipitaciones análogas, es posible plantear una relación del siguiente tipo suponiendo caudales específicos iguales:

$$Q_x = \frac{A_x}{A_B} Q_B$$

Donde:

Q = caudal en m^3/s

A = área en km^2

Esta relación puede modificarse empleando coeficientes que ponderen otras variables como ser precipitación, altitud, etc.

3. Consolidación de la base de datos.-

La investigación del ciclo hidrológico en una cuenca requiere el conocimiento, medición, procesamiento y análisis de varios componentes entre los que figuran como más importantes:

- La precipitación (líquida y sólida).
- Las pérdidas (evaporación, evapotranspiración y sublimación).
- La escorrentía (superficial, subsuperficial y subterránea).
- El almacenamiento o regulación (en los ríos, lagos, embalses, pantanos, campos de nieve, glaciares, acuíferos).
- La infiltración.
- El uso de agua por el hombre.

Adicionalmente, deben estudiarse otros parámetros que son necesarios para estimar los anteriores, por ejemplo:

- Temperatura
- Humedad
- Insolación
- Radiación solar
- Velocidad del viento

La elaboración de los estudios de balance hídrico sólo podrá ser efectuada cuando se tenga una base de datos consistente y completa durante el periodo de análisis.

3.1. Base de datos climatológica.-

3.1.1. Recopilación de información.-

La primera tarea en cualquier estudio de hidrología consiste en recopilar la información registrada por las estaciones meteorológicas y de aforo ubicadas dentro de la cuenca de estudio y en zonas cercanas a la misma, de manera de conformar una red de observación que posibilite la evaluación cuantitativa espacial y temporal de los recursos hídricos.

3.1.1.1. Información termométrica.-

Se tienen instaladas en la zona de estudio seis estaciones HOBO con medidores automáticos de temperatura máxima y mínima desde el año 2009. Existe además una red de estaciones meteorológicas administrada por el Servicio Nacional de Meteorología e Hidrología con una serie larga de registros que nos permitirá evaluar la calidad de información de las estaciones automáticas así como ampliar sus registros.

3.1.1.2. Información pluviométrica.-

El conocimiento del régimen pluviométrico es fundamental para el análisis de las características hidroclimáticas de la zona de estudio. No obstante, existe en la cuenca solamente una estación pluviométrica cuyos registros no son consistentes por lo que debemos recurrir a estaciones cercanas con series históricas debidamente criticadas con las cuales se reconstruirán y regionalizarán los valores medios de precipitación.

3.1.1.3. Otra información.-

El estudio se complementa con la información cartográfica y fotogramétrica, fundamental para determinar las características físicas y de cobertura de la cuenca de estudio.

3.1.2. Procesamiento de la información.-

3.1.2.1. Base de datos empleada.-

El software utilizado para la generación de la base de datos hidrológica es el Hydraccess. Es un software completo y homogéneo que permite importar y guardar varios tipos de datos hidrológicos en una base de datos en formato Microsoft Access 2000 y realizar los procesamientos básicos.

Hydraccess puede manejar los siguientes datos:

- Series cronológicas: cotas, caudales, datos de calidad de aguas, lluvias y datos meteorológicos.
- Aforos.
- Calibraciones.
- Información de historial de las estaciones.
- Cotas de los ceros de escalas en nivelación general (en metros sobre el nivel del mar).

Los datos cronológicos tales como cotas, caudales, calidad de aguas, lluvias o datos meteorológicos son organizados por tablas. Son vinculados a una **estación** (un sitio de medición) y a un **captor** (el nombre de una serie de mediciones). El captor posee propiedades que definen su descripción, su unidad, su número de dígitos significativos y de decimales. Existen tres tipos de captores:

- Captores instantáneos: los datos son ingresados con fecha y hora libres sin imponer un intervalo de tiempo fijo.
- Captores diarios: se ingresa un solo valor por día.
- Captores mensuales: se ingresa un solo valor por mes.

Entre los procesamientos que ofrece es posible generar numerosas funciones gráficas que producen datos y gráficos simples o comparativos; realizar calibraciones cotas – caudales y visualización gráfica de los aforos sobre las curvas de calibración; calcular automáticamente los caudales líquidos y sólidos a partir de las calibraciones; agregar datos con varios intervalos de tiempo fijo, desde el minuto hasta el año, pasando por el día, 5 días, 10 días, 15 días y el mes; elaborar tablas de anuario a nivel diario o mensual; realizar un inventario de los datos presentes en la base.

3.1.2.2. Ubicación de las estaciones.-

Las estaciones meteorológicas se encuentran instaladas a diferentes cotas dentro de la zona de estudio posibilitando la determinación del perfil térmico en la región.

Por otro lado, el control fluviométrico de la cuenca se realiza a través de cuatro estaciones de aforo dispuestas sobre el curso principal. Estas estaciones registran los caudales de respuesta a la precipitación y los provenientes del deshielo del glaciar.

En la Figura 2 se muestra la ubicación de las estaciones meteorológicas y de aforo.

Figura 3. Ubicación de estaciones HOBO y puntos de aforo

Fuente: Elaboración propia

3.1.2.3. Periodo de registro.-

Una de las limitaciones del estudio reside en la baja disponibilidad de registros de temperatura producto de la reciente instalación de los equipos de medición. En las tablas siguientes se muestran los periodos de registro de cada estación tanto para temperaturas máximas como mínimas.

Temperatura máxima			
Estación	**Altura [msnm]**	**Fecha Inicio**	**Fecha Final**
Khapi HOBO	3326	21/09/2009	23/08/2010
Uyupata	2924	23/09/2009	23/08/2010
Cebollullo	2771	23/09/2009	23/08/2010
Plaza	2631	23/09/2009	23/08/2010
Tahuapalca HOBO	2410	23/09/2009	23/08/2010
Pinaya HOBO	3800	30/12/2009	29/08/2010

Tabla 3. Periodo de registro de temperaturas máximas

Fuente: Elaboración propia

Temperatura mínima			
Estación	**Altura [msnm]**	**Fecha Inicio**	**Fecha Final**
Khapi HOBO	3326	21/09/2009	24/08/2010
Uyupata	2924	30/09/2009	24/08/2010
Cebollullo	2771	30/09/2009	23/08/2010
Plaza	2631	30/09/2009	24/08/2010
Tahuapalca HOBO	2410	30/09/2009	24/08/2010
Pinaya HOBO	3800	30/12/2009	29/08/2010

Tabla 4. Periodo de registro de temperaturas mínimas

Fuente: Elaboración propia

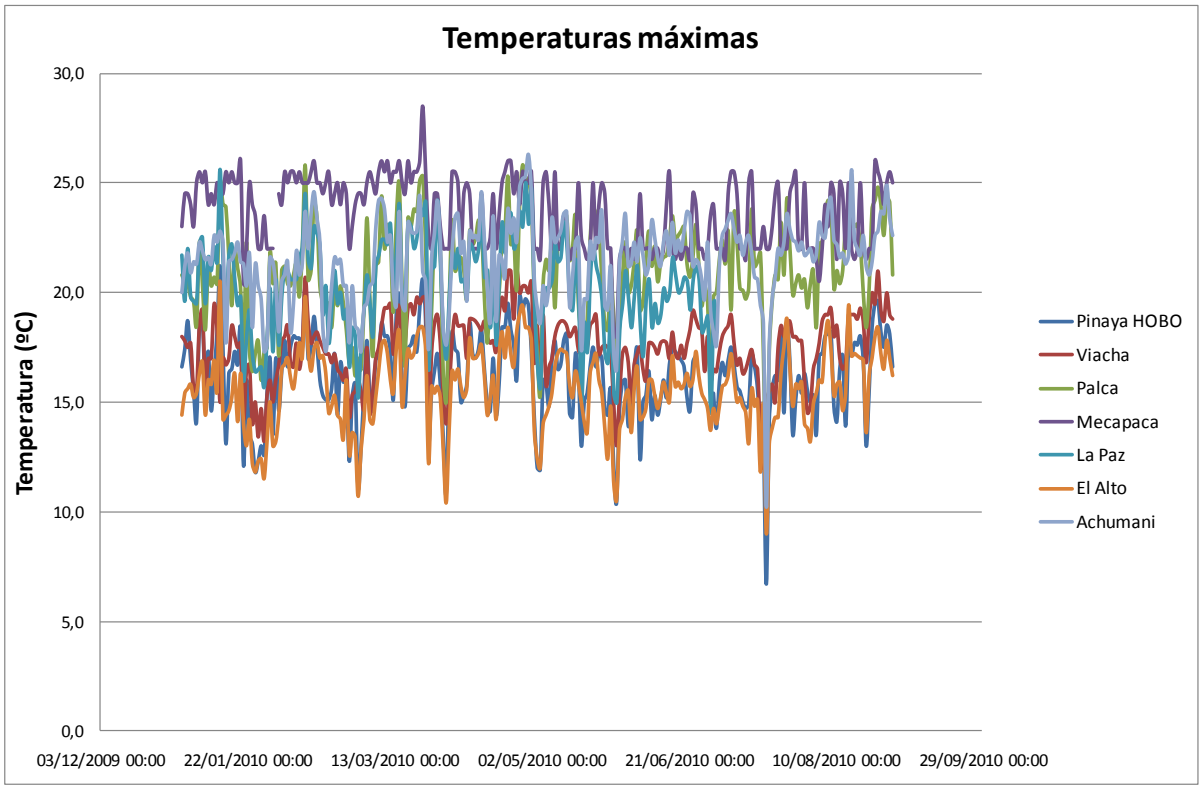
Estos registros deben ser contrastados y ampliados con las series históricas de estaciones cercanas con periodos de información más amplios como son La Paz, El Alto, Viacha, Palca, Mecapaca y Achumani.

3.1.2.4. Análisis de consistencia de la información.-

La calidad de la información está condicionada por varios factores sujetos en mayor o menor proporción a errores difíciles de detectar. En general, la calidad dependerá de las previsiones tomadas para definir la localización de las estaciones hidrometeorológicas, así como a los periodos de registro disponibles y las condiciones que prevalezcan respecto a la operación, mantenimiento y procesamiento de la información.

El análisis de consistencia de la información termométrica se efectúa a través del análisis de correlación basado en la suposición de que dos variables se relacionan en forma lineal.

Los gráficos siguientes muestran las series temporales de temperatura máxima y mínima de las estaciones consideradas en el análisis durante el periodo 2009 – 2010.



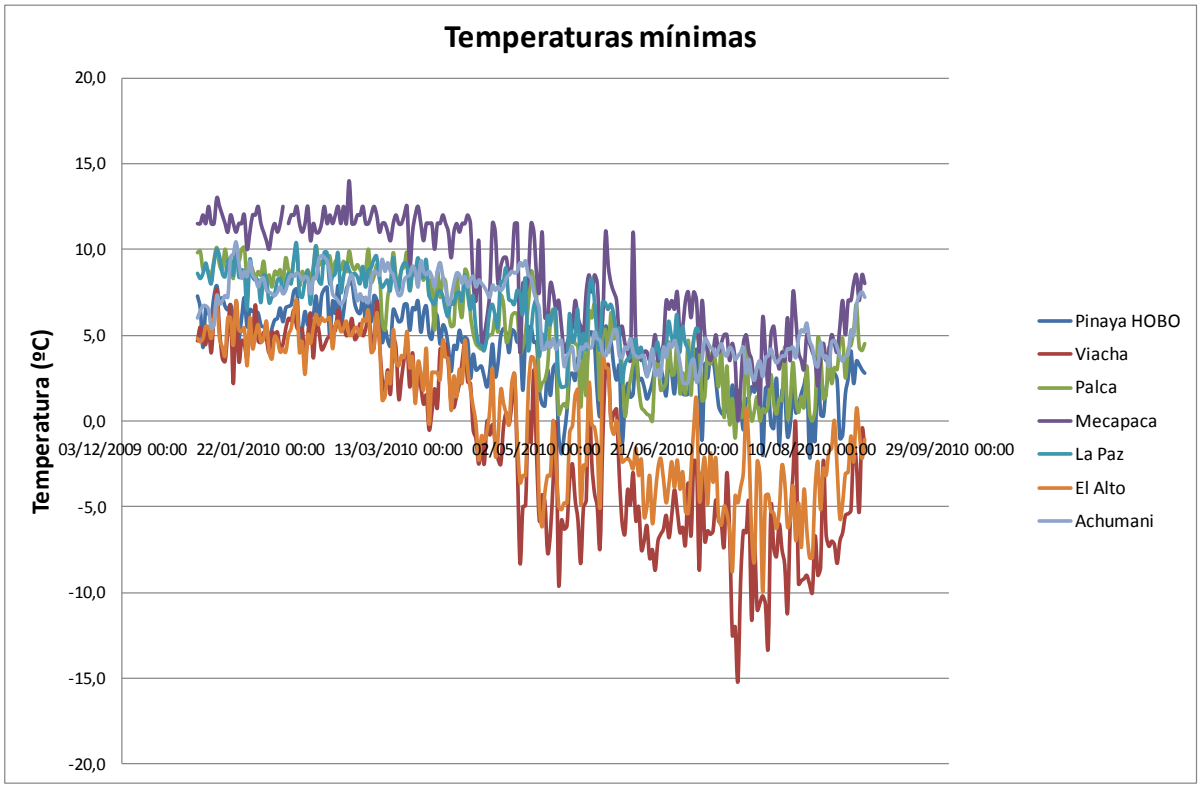


Gráfico 1. Series temporales de temperatura máxima y mínima

Fuente: Elaboración propia

En los anteriores gráficos se observa que existe correspondencia entre las temperaturas registradas en las diferentes estaciones durante el periodo considerado. Suponiendo que estas variables se correlacionan linealmente, podemos plantear un modelo de regresión múltiple para analizar la consistencia de la estación Pinaya HOBO y efectuar el relleno de datos.

Los coeficientes de determinación que comparan los valores calculados y reales en el análisis de regresión múltiple para diferentes juegos de estaciones se muestran en las tablas siguientes:

Resumen Tmax		
Estaciones	**r^2**	**r**
Pinaya HOBO vs Todos	0,823	0,907
Pinaya HOBO vs Viacha - La Paz - El Alto	0,793	0,890
Pinaya HOBO vs La Paz - El Alto	0,791	0,889
Pinaya HOBO vs Viacha - La Paz	0,770	0,877
Pinaya HOBO vs Viacha - El Alto	0,687	0,829

Resumen Tmin		
Estaciones	**r^2**	**r**
Pinaya HOBO vs Todos	0,861	0,928
Pinaya HOBO vs Viacha - La Paz - El Alto	0,860	0,927
Pinaya HOBO vs La Paz - El Alto	0,860	0,927
Pinaya HOBO vs Viacha - La Paz	0,844	0,919
Pinaya HOBO vs Viacha - El Alto	0,799	0,894

Tabla 5. Coeficientes de determinación de la regresión múltiple

Fuente: Elaboración propia

Podemos observar que la estación analizada es consistente y que existe una buena correlación entre ésta y las estaciones de referencia. Seleccionamos las estaciones de La Paz y el Alto para efectuar el relleno por ser las estaciones con el record más largo de información.

3.1.3. Generación de los datos climatológicos para el periodo 1970 – 2009.-

La información climatológica a ser generada para el estudio de oferta de agua durante el periodo 1970 – 2009 concierne principalmente a las variables meteorológicas de temperatura, evapotranspiración y precipitación.

3.1.3.1. Temperatura.-

Existen registros de temperatura máxima y mínima en las estaciones de La Paz y El Alto desde el año 1945. Sin embargo, existen lagunas de datos que se extienden durante meses en ambas estaciones por lo que se toma el periodo 1970 – 2009 durante el cual se tienen mejores registros.

Antes de generar los datos climatológicos para las estaciones de la cuenca de estudio, se completan los registros de las estaciones de La Paz y El Alto que tienen una buena correlación mediante regresión simple.

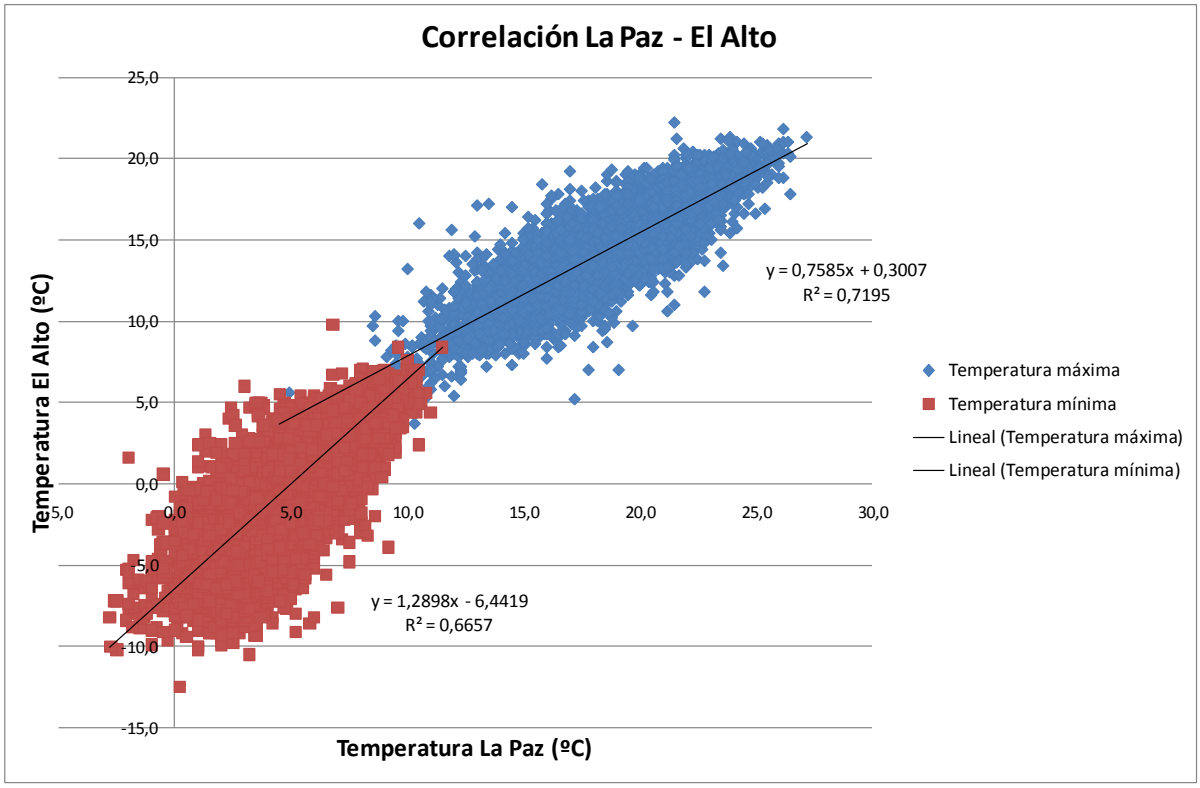


Gráfico 2. Correlación La Paz – El Alto

Fuente: Elaboración propia

La generación de datos termométricos se realiza a través del modelo de regresión múltiple siguiendo el siguiente procedimiento:

- Se generan las temperaturas máximas y mínimas diarias de la estación Pinaya HOBO, la estación con mayor cota, con las estaciones de La Paz y El Alto.
- Se generan las temperaturas máximas y mínimas diarias de las demás estaciones en orden decreciente de cota mediante regresión múltiple con las estaciones precedentes.

El orden de cálculo, los coeficientes de determinación de la regresión múltiple y las ecuaciones empleadas se muestran en las tablas siguientes:

Tmax			
Estaciones	**r^2**	**r**	**Ecuación**
PH vs LP - EA	0,791	0,889	PH = 0,572*LP + 0,329*EA - 0,579
KH vs LP - EA - PH	0,689	0,830	KH = 0,308*LP - 0,344*EA + 0,975 PH + 2,168
U vs LP - EA - PH - KH	0,779	0,883	U = 0,092*LP - 0,109*EA + 0,028 PH + 0,955*KH + 6,123
C vs LP - EA - PH - KH - U	0,923	0,961	C = -0,185*LP - 0,044*EA + 0,241 PH + 0,130*KH + 0,751*U + 3,013
Pza vs LP - EA - PH - KH - U - C	0,933	0,966	Pza = 0,102*LP - 0,069*EA - 0,115 PH + 0,133*KH + 0,101*U + 0,842*C + 0,905
TH vs LP - EA - PH - KH - U - C - Pza	0,732	0,856	TH = -0,096*LP + 0,100*EA - 0,037 PH + 0,354*KH - 0,519*U + 0,666*C + 0,553*Pza + 6,384

Tmin			
Estaciones	**r^2**	**r**	**Ecuación**
PH vs LP - EA	0,860	0,927	PH = 0,586*LP + 0,232*EA + 0,182
KH vs LP - EA - PH	0,875	0,935	KH = 0,245*LP + 0,069*EA + 0,496 PH + 2,520
U vs LP - EA - PH - KH	0,922	0,960	U = 0,111*LP + 0,036*EA - 0,094 PH + 0,925*KH + 3,172
C vs LP - EA - PH - KH - U	0,929	0,964	C = 0,138*LP - 0,132*EA + 0,004 PH + 0,144*KH + 0,719*U + 3,373
Pza vs LP - EA - PH - KH - U - C	0,964	0,982	Pza = 0,013*LP + 0,031*EA - 0,101 PH - 0,311*KH + 0,758*U + 0,617*C + 0,194
TH vs LP - EA - PH - KH - U - C - Pza	0,872	0,934	TH = -0,101*LP + 0,226*EA - 0,145 PH + 0,256*KH + 0,065*U - 0,230*C + 0,862*Pza + 3,505

Tabla 6. Generación de temperaturas máximas y mínimas[1]

Fuente: Elaboración propia

[1]La notación empleada para identificar las estaciones es la siguiente:

PH = Pinaya HOBO; LP = La Paz; EA = El Alto; KH = Khapi HOBO; U = Uyupata; C = Cebollullo; Pza = Plaza; TH = Tahuapalca HOBO

Las temperaturas generadas para las distintas estaciones se presentan en los anexos.

3.1.3.2. Evapotranspiración.-

Si bien el modelo no precisa de la evapotranspiración como dato de entrada, este es un parámetro importante pues constituye una de las principales fuentes de pérdida de agua dentro del balance hídrico.

Se conoce como evapotranspiración a la combinación de dos procesos por los que el agua se pierde a través de la superficie del suelo por evaporación y mediante la transpiración del cultivo[2].

El clima, las características del cultivo, el manejo y el medio de desarrollo son factores que afectan la evaporación y la transpiración. La tasa máxima a la que se podría evapotranspirar agua bajo condiciones óptimas de suministro con el suelo existente se denomina evapotranspiración potencial o del cultivo de referencia. En el presente estudio el cálculo de la evapotranspiración del cultivo de referencia se realiza a través del método FAO Penman Monteith cuya ecuación es la siguiente:

[2] Evapotranspiración del Cultivo. Guías para la determinación de los requerimientos de agua de los cultivos, FAO

$$ETP_r = \frac{\Delta \cdot (R_n - G) + \rho_a \cdot C_p \cdot \frac{(e_s - e)}{r_a}}{\rho_w \cdot I_v \cdot \left(\Delta + \gamma \cdot \left(1 + \frac{r_c}{r_a}\right)\right)}$$

Donde:

R_n = radiación neta.

G = flujo de calor en el suelo.

$(e_s – e)$ = déficit de presión de vapor del aire.

ρ_a = densidad media del aire a presión constante.

C_p = calor específico del aire.

Δ = pendiente de la curva de presión de vapor de saturación.

γ = constante psicrométrica.

r_s y r_a = resistencias superficial y aerodinámica.

La FAO define como superficie de referencia a “un cultivo hipotético de referencia con una altura asumida de 0.12 metros, una resistencia superficial fija de 70 s/m y un albedo de 0.23”. Esta superficie de referencia se asemeja a una superficie extensa de pasto verde de altura uniforme, creciendo activamente, sombreando totalmente la tierra y con un adecuado aporte de agua.

La ecuación FAO Penman Monteith requiere datos de localización del sitio (altura sobre el nivel del mar y latitud), temperatura del aire, humedad atmosférica, radiación y velocidad del viento. Si no se dispone de alguno de los datos requeridos, éstos pueden ser estimados a partir de metodologías estandarizadas que precisan mínimamente de los datos diarios de temperaturas máximas y mínimas.

El procedimiento del cálculo es el siguiente:

3.1.3.2.1. Determinación de las temperaturas máxima, mínima y media en el centro de gravedad de la cuenca de estudio.-

El modelo CHAC (Cálculo Hidrológico de Aportaciones y Crecidas) requiere como datos de entrada para la simulación los valores de precipitación y evapotranspiración areales, es decir, en el baricentro de la cuenca de estudio.

Como las mediciones se realizan a diferentes cotas, es necesario trazar un perfil térmico que, además de mostrar el gradiente térmico en la zona, ajuste la temperatura medida a la cota del centro de gravedad de la cuenca correspondiente.

En el gráfico 3 se presentan los perfiles térmicos construidos para las temperaturas máximas y mínimas.

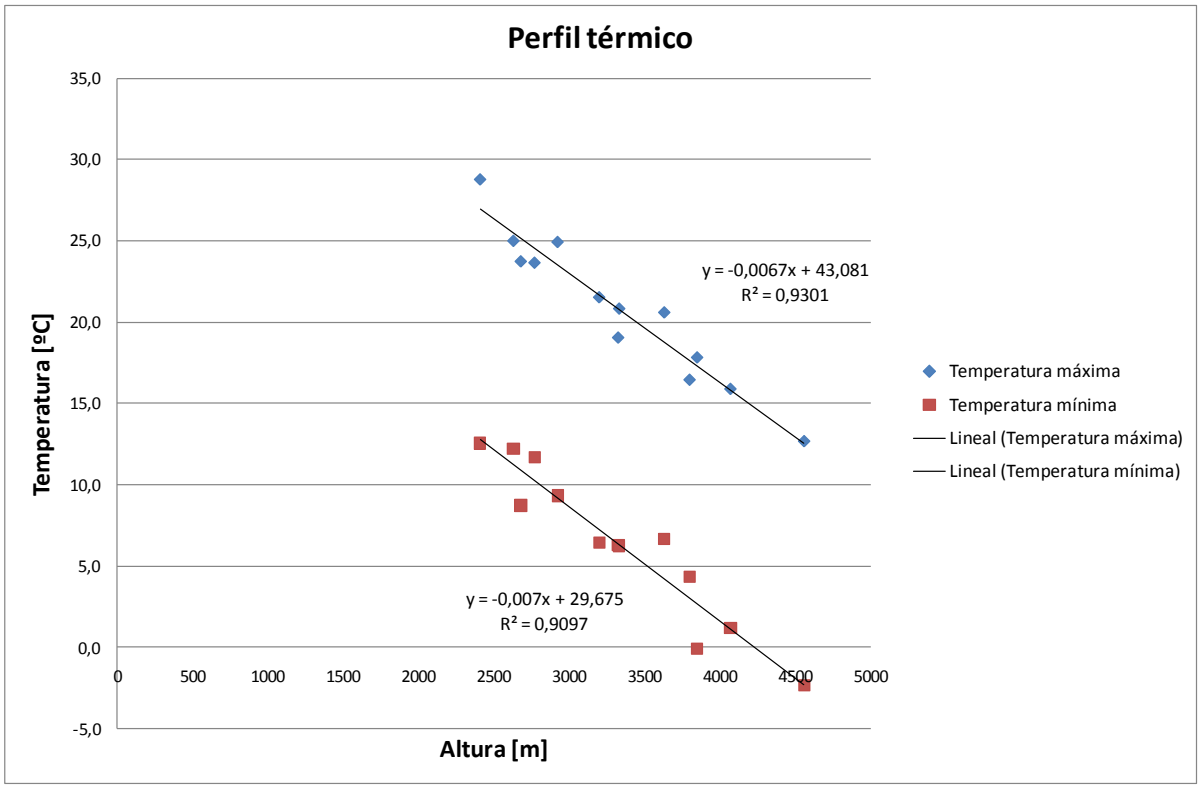


Gráfico 3. Perfiles térmicos

Fuente: Elaboración propia

Los altos coeficientes de correlación muestran que existe una variación de las temperaturas con la altitud por lo que son necesarias las correcciones por perfil térmico.

La temperatura media diaria del aire (T_{media}) se emplea en la ecuación FAO Penman Monteith para calcular la pendiente de la curva de presión de saturación de vapor y del impacto de la densidad del aire. Para periodos de 24 horas, se define la temperatura media diaria como el promedio de las temperaturas máxima y mínima diaria:

$$T_{media} = \frac{T_{max} + T_{min}}{2}$$

3.1.3.2.2. Estimación de la humedad relativa del aire.-

La humedad relativa expresa el grado de saturación del aire como el cociente entre la presión real de vapor a una temperatura dada y la presión de saturación de vapor a la misma temperatura:

$$HR = \frac{e_a}{e_s} \cdot 100$$

La presión de saturación de vapor puede ser calculada en función de la temperatura del aire. La relación entre ambas variables se expresa a través de la siguiente ecuación:

$$e°(T) = 0{,}6108 \cdot e^{\left[\frac{17{,}27 \cdot T}{T+237{,}3}\right]}$$

Donde:

eº (T) = presión de saturación de vapor a la temperatura del aire [kPa]

T = temperatura del aire [ºC]

Debido al carácter no lineal de la anterior ecuación, la presión media de saturación de vapor debe ser calculada como el promedio de la presión de saturación de vapor a la temperatura máxima media y la presión de saturación de vapor a la temperatura mínima media del aire para un periodo determinado:

$$e_s = \frac{e°(T_{max}) + e°(T_{min})}{2}$$

En caso de no disponer de datos de humedad, se puede estimar la presión real de vapor, e_a, asumiendo que la temperatura del punto de rocío ($T_{rocío}$), temperatura a la cual el aire necesita ser enfriado para saturarse, es similar a la temperatura mínima diaria. Esta relación se mantiene para localidades en que el cultivo que cubre el suelo de la estación está bien regado. En regiones áridas, el aire no está saturado cuando la temperatura está en el mínimo, por ello la temperatura mínima puede ser mayor que la del punto de rocío y se necesita otra calibración para estimar la temperatura del punto de rocío. En estas situaciones, la temperatura del punto de rocío puede aproximarse más adecuadamente restándole 2 - 3ºC a la temperatura mínima.

En el presente estudio se emplea la siguiente ecuación para calcular la presión real de vapor:

$$e_a = 0{,}611 \cdot e^{\left[\frac{17{,}27 \cdot (T_{min}-2)}{(T_{min}-2)+237{,}3}\right]}$$

3.1.3.2.3. Estimación de los datos de insolación.-

La diferencia entre la temperatura máxima y mínima del aire se relacionan con el grado de nubosidad en una localidad. Condiciones despejadas determinan altas temperaturas durante el día porque la atmósfera es transparente a la radiación solar entrante. También se presentan bajas temperaturas durante la noche porque menos radiación saliente de onda larga es absorbida por la atmósfera. Por otra parte, en condiciones cubiertas, el valor de la temperatura máxima es más pequeño porque una parte significativa de la radiación solar entrante nunca alcanza la superficie de la tierra es absorbida y reflejada por las nubes.

Asimismo, la temperatura mínima será más alta porque la cobertura de la nubosidad disminuye la radiación neta de onda larga saliente. Por lo tanto, la diferencia entre la temperatura máxima y mínima del aire se puede utilizar como indicador de la fracción de la radiación extraterrestre que alcanza la superficie de la tierra. Este principio fue empleado por Hargreaves y Samani para estimar la evapotranspiración empleando solamente datos de temperatura del aire. La ecuación de Hargreaves, ajustada y validada en varias estaciones meteorológicas en una amplia gama de condiciones climáticas está dada por:

$$R_s = k_{Rs} \cdot \sqrt{T_{max} - T_{min}} \cdot R_a$$

Donde:

R_a = radiación extraterrestre [MJ/m^2.día]

$T_{máx}$, $T_{mín}$ = temperatura máxima y mínima del aire [ºC]

k_{Rs} = coeficiente de ajuste

Los coeficientes de ajuste son empíricos y se diferencian para zonas del interior y zonas costeras.

- Para localidades interiores, en donde las masas de tierra dominan y las masas de aire no están influenciadas significativamente por un cuerpo grande de agua, $k_{Rs} \approx 0{,}16$.
- Para localizaciones costeras, situadas en la costa o cerca de una masa grande de tierra y donde las masas de aire están influenciadas por un cuerpo de agua cercano, $k_{Rs} \approx 0{,}19$.

La aplicación CHAC utiliza la duración de la insolación solar en lugar de la radiación de onda corta. Podemos hallar una relación entre la diferencia de las temperaturas y la duración de la insolación a través de la ecuación de Angstrom:

$$R_s = \left(a_s + b_s \cdot \frac{n}{N}\right) \cdot R_a$$

Donde:

R_s = radiación solar o de onda corta [MJ/m^2.día]

n = duración real de la insolación [horas]

N = duración máxima posible de la insolación [horas]

n/N = duración relativa de la insolación.

R_a = radiación extraterrestre [MJ/m^2.día]

a_s = constante de regresión, que expresa la fracción de radiación extraterrestre que llega a la tierra en días muy nublados (n = 0).

$a_s + b_s$ = fracción de radiación extraterrestre que llega a la tierra en días despejados (n = N).

Dependiendo de las condiciones atmosféricas y de la declinación solar, los valores de la ecuación de Angstrom pueden variar. En casos en que no se disponga de mediciones de radiación solar y cuando no se han realizado calibraciones previas, se recomienda usar valores de a_s = 0,25 y b_s = 0,50.

La duración máxima de insolación está dada por:

$$N = \frac{24}{\pi} \cdot \omega_s$$

Donde:

ω_s = ángulo de radiación a la hora de la puesta del sol, se calcula con la siguiente expresión:

$$\omega_s = \cos^{-1}[-\tan\varphi \cdot \tan\delta]$$

Donde:

φ = latitud [rad]

δ = declinación solar [rad], calculada con la ecuación siguiente:

$$\delta = 0{,}409 \cdot \sin\left(\frac{2\pi}{365} \cdot J - 1{,}39\right)$$

Donde:

J = número de día del año entre 1 (1 de enero) y 365 (31 de diciembre)

Igualando las ecuaciones de Hargreaves y Angstrom:

$$k_{Rs} \cdot \sqrt{T_{max} - T_{min}} = 0{,}25 + 0{,}50 \cdot \frac{n}{N}$$

De donde:

$$n = \frac{0{,}16 \cdot \sqrt{T_{max} - T_{min}} - 0{,}25}{0{,}50} \cdot N$$

3.1.3.2.4. Estimación de los datos de velocidad del viento.-

Como la variación del promedio de la velocidad del viento en periodos mensuales es relativamente pequeña y fluctúa alrededor de los valores medios, los valores mensuales de la velocidad del viento pueden ser estimados. Las estimaciones medias de la velocidad del viento se pueden seleccionar de la información disponible para el clima regional, pero deben tomar en cuenta los cambios estacionales.

Algunos valores generales se sugieren en el siguiente cuadro:

Valores generales de la velocidad del viento en términos mensuales

Descripción	Velocidad media mensual del viento a 2 m de altura
Vientos suaves	...≤ 1,0 m s^{-1}
Vientos suaves a moderados	1 - 3 m s^{-1}
Vientos moderados a fuertes	3 - 5 m s^{-1}
Vientos fuertes	... ≥ 5,0 m s^{-1}

Tabla 7. Valores generales de la velocidad del viento a nivel mensual

Fuente: FAO

En caso de no tener disponibilidad de datos de viento dentro de la misma región, un valor de 2 m/s se puede utilizar como estimación temporal. Este valor es el promedio de 2000 estaciones meteorológicas alrededor del mundo.

3.1.3.2.5. Cálculo de la ETP.-

El modelo CHAC utiliza ficheros de datos para el cálculo de la evapotranspiración del cultivo. Los ficheros necesarios así como sus formatos se describen a continuación:

- Fichero de parámetros: contiene el código de la estación; la longitud en grados, minutos y segundos; la latitud en grados, minutos y segundos; la altura del anemómetro; el albedo; el cociente entre las velocidades diurna y nocturna y la altitud de la estación.

```
Jal    -674912 -163905   2.0    0.23    2.0  4480.0    0.0
Tahua  -675001 -164032   2.0    0.23    2.0  3820.0    0.0
Khapi  -674900 -163944   2.0    0.23    2.0  4480.0    0.0
Ceboll -674944 -164003   2.0    0.23    2.0  3980.0    0.0
```

Figura 4. Fichero de parámetros para el cálculo de ETP

Fuente: Elaboración propia

- Temperaturas medias: contiene las series cronológicas de temperaturas medias diarias mensuales organizadas de la siguiente manera: coordenada X-UTM; coordenada Y-UTM; código de la estación; tipo de dato; año; datos de los meses del año hidrológico y dato anual.

624880	8156868	Ceboll	TMD 1970	8.5	8.0	7.6	7.9	7.4	6.9	6.0	7.1	7.6	8.9	9.4	8.1	7.8
624880	8156868	Ceboll	TMD 1971	8.4	6.9	8.6	7.6	6.5	5.4	5.4	6.3	7.6	7.1	8.0	7.7	7.1
624880	8156868	Ceboll	TMD 1972	7.5	7.5	7.9	7.9	7.0	6.0	6.6	6.5	7.1	8.9	9.2	8.4	7.5
624880	8156868	Ceboll	TMD 1973	8.7	9.0	8.9	8.3	7.7	6.1	5.6	6.2	6.9	9.0	9.4	8.6	7.9
624880	8156868	Ceboll	TMD 1974	7.2	7.0	7.8	7.3	6.8	5.6	6.5	4.8	6.7	7.8	9.1	8.5	7.1
624880	8156868	Ceboll	TMD 1975	7.5	7.5	8.1	8.2	6.7	5.5	4.6	6.4	6.7	8.0	8.7	7.9	7.1
624880	8156868	Ceboll	TMD 1976	7.1	8.0	8.1	7.4	5.9	5.8	6.0	5.7	6.5	8.8	8.7	9.1	7.3
624880	8156868	Ceboll	TMD 1977	9.7	8.2	7.7	8.2	6.2	5.3	5.7	6.4	7.1	7.9	8.6	8.5	7.5
624880	8156868	Ceboll	TMD 1978	7.5	8.3	8.0	7.7	7.2	6.0	5.4	6.3	7.1	8.4	8.6	8.0	7.4
624880	8156868	Ceboll	TMD 1979	7.4	8.5	7.7	7.7	7.4	6.8	5.7	7.2	8.1	7.8	9.5	8.4	7.7
624880	8156868	Ceboll	TMD 1980	8.9	9.2	7.8	8.5	7.4	6.9	6.1	6.6	6.8	8.1	9.2	8.7	7.8

Figura 5. Fichero de temperaturas para el cálculo de ETP

Fuente: Elaboración propia

- Humedades relativas: contiene las series cronológicas de humedad relativa media mensual y tiene un formato similar al de temperaturas.

624373	8155971	Tahua	HMM 1975	61.1	64.8	60.2	55.2	54.8	53.6	47.0	51.0	56.6	55.2	55.7	59.7	56.2
624373	8155971	Tahua	HMM 1976	64.3	59.8	59.1	54.0	54.2	51.5	51.7	52.7	57.3	50.4	51.7	56.5	55.3
624373	8155971	Tahua	HMM 1977	55.9	60.6	62.4	54.6	53.3	50.1	52.6	50.2	54.9	54.6	58.5	58.2	55.5
624373	8155971	Tahua	HMM 1978	63.0	60.8	59.3	56.4	52.0	50.3	50.3	52.5	53.4	52.8	58.9	59.2	55.7
624373	8155971	Tahua	HMM 1979	63.9	58.2	61.9	57.4	49.9	50.4	52.6	50.1	51.4	57.0	56.0	60.6	55.8
624373	8155971	Tahua	HMM 1980	58.5	58.4	64.1	54.4	51.3	49.4	55.1	52.3	55.9	57.5	53.9	54.6	55.5
624373	8155971	Tahua	HMM 1981	62.1	62.4	58.3	55.0	49.4	48.1	46.3	54.0	53.9	55.1	56.4	57.9	54.9
624373	8155971	Tahua	HMM 1982	59.4	56.5	59.0	57.2	49.4	51.2	50.6	51.5	56.4	57.9	58.5	56.1	55.3
624373	8155971	Tahua	HMM 1983	57.7	58.7	55.4	55.5	53.0	51.9	50.6	51.5	54.5	54.3	52.2	56.6	54.3
624373	8155971	Tahua	HMM 1984	65.9	65.4	63.5	57.2	51.6	53.8	51.5	52.9	51.3	57.9	59.8	57.9	57.4
624373	8155971	Tahua	HMM 1985	61.6	62.8	59.4	60.0	54.9	54.4	50.4	51.3	56.9	53.1	60.5	61.7	57.3

Figura 6. Fichero de humedades relativas para el cálculo de ETP

Fuente: Elaboración propia

- Horas de sol: contiene las series cronológicas de horas de insolación mensuales y su formato es similar a los anteriores.

625833	8158648	Jal	HSM 1972	188.1	177.4	172.8	190.7	203.4	197.4	205.2	207.6	194.1	224.4	201.8	196.2	2359.1
625833	8158648	Jal	HSM 1973	179.6	165.1	172.7	177.0	201.2	209.7	213.0	215.0	198.3	227.2	222.8	216.6	2398.2
625833	8158648	Jal	HSM 1974	172.2	135.9	190.0	175.1	225.4	201.0	225.8	183.8	214.7	227.1	244.3	226.8	2422.1
625833	8158648	Jal	HSM 1975	186.6	137.5	182.8	203.3	202.5	197.2	244.8	230.6	195.6	223.1	221.0	199.5	2424.5
625833	8158648	Jal	HSM 1976	160.6	179.9	190.6	209.3	204.7	210.8	219.1	218.8	191.1	259.6	250.1	225.9	2520.5
625833	8158648	Jal	HSM 1977	230.8	168.7	166.3	207.5	211.6	218.3	212.6	235.9	209.0	228.1	200.8	212.1	2501.7
625833	8158648	Jal	HSM 1978	171.7	167.4	189.7	194.3	221.5	218.5	226.4	220.9	218.1	241.7	198.2	204.4	2472.8
625833	8158648	Jal	HSM 1979	164.5	185.6	170.1	187.4	234.6	219.0	212.9	238.7	233.1	210.6	221.5	193.7	2471.7
625833	8158648	Jal	HSM 1980	210.0	192.5	153.1	208.6	225.8	225.2	197.6	222.6	201.5	207.3	235.7	240.3	2520.2
625833	8158648	Jal	HSM 1981	180.4	155.5	197.6	202.1	238.4	230.8	252.1	209.6	211.7	225.1	218.6	216.7	2538.6
625833	8158648	Jal	HSM 1982	201.9	198.6	193.1	189.9	236.8	212.4	226.9	228.8	197.8	204.0	202.5	231.0	2523.7

Figura 7. Fichero de horas de sol para el cálculo de ETP

Fuente: Elaboración propia

- Velocidad del viento: es el último fichero y contiene las series temporales de velocidad del viento.

626172	8157447	Khapi	VMD 1975	172.8	172.8	172.8	172.8	172.8	172.8	172.8	172.8	172.8	172.8	172.8	172.8	172.8
626172	8157447	Khapi	VMD 1976	172.8	172.8	172.8	172.8	172.8	172.8	172.8	172.8	172.8	172.8	172.8	172.8	172.8
626172	8157447	Khapi	VMD 1977	172.8	172.8	172.8	172.8	172.8	172.8	172.8	172.8	172.8	172.8	172.8	172.8	172.8
626172	8157447	Khapi	VMD 1978	172.8	172.8	172.8	172.8	172.8	172.8	172.8	172.8	172.8	172.8	172.8	172.8	172.8
626172	8157447	Khapi	VMD 1979	172.8	172.8	172.8	172.8	172.8	172.8	172.8	172.8	172.8	172.8	172.8	172.8	172.8
626172	8157447	Khapi	VMD 1980	172.8	172.8	172.8	172.8	172.8	172.8	172.8	172.8	172.8	172.8	172.8	172.8	172.8
626172	8157447	Khapi	VMD 1981	172.8	172.8	172.8	172.8	172.8	172.8	172.8	172.8	172.8	172.8	172.8	172.8	172.8
626172	8157447	Khapi	VMD 1982	172.8	172.8	172.8	172.8	172.8	172.8	172.8	172.8	172.8	172.8	172.8	172.8	172.8
626172	8157447	Khapi	VMD 1983	172.8	172.8	172.8	172.8	172.8	172.8	172.8	172.8	172.8	172.8	172.8	172.8	172.8
626172	8157447	Khapi	VMD 1984	172.8	172.8	172.8	172.8	172.8	172.8	172.8	172.8	172.8	172.8	172.8	172.8	172.8
626172	8157447	Khapi	VMD 1985	172.8	172.8	172.8	172.8	172.8	172.8	172.8	172.8	172.8	172.8	172.8	172.8	172.8

Figura 8. Fichero de velocidades del viento para el cálculo de ETP

Fuente: Elaboración propia

Las series calculadas de evapotranspiración del cultivo para las cuencas de estudio se presentan en los anexos.

3.1.3.3. Precipitación.-

Se denomina precipitación al agua que proviene de la humedad atmosférica y cae a la superficie terrestre, principalmente en estado líquido (lluvia) o sólido (granizo y nieve).

La precipitación constituye la principal fuente de agua para escurrimiento en una cuenca por lo que su evaluación espacial y temporal es fundamental para el estudio de balance hídrico.

El procesamiento y tratamiento de la información pluviométrica se trata en otro informe cuyos resultados son empleados en el presente estudio para la determinación de los hidrogramas de respuesta a la precipitación.

Para evaluar la precipitación espacial en la cuenca de estudio se utiliza el método del inverso de la distancia, expresado por la siguiente ecuación:

$$P_x = \frac{P_1 \cdot \frac{1}{d_1^2} + P_2 \cdot \frac{1}{d_2^2} + \cdots + P_n \cdot \frac{1}{d_n^2}}{\sum_{i=1}^{n} \frac{1}{d_i^2}}$$

Donde:

P_x = precipitación media de la cuenca en su baricentro [mm]

P_1, P_2,…, Pn = precipitación media en la estación 1, 2,…, n [mm]

d_1, d_2,…, d_n = distancia entre la estación 1, 2,…, n y el baricentro de la cuenca de estudio [m]

Las estaciones elegidas para la evaluación espacial son: Lambate, Mecapaca, Mina Bolsa Negra y Palca.

Las precipitaciones generadas por este método son consistentes pues, al considerarse estaciones cercanas a la cuenca de estudio y con régimen de precipitaciones similares, cada estación aporta su peso sobre la precipitación media generada.

Las series generadas de precipitación se presentan en los anexos.

3.2. Base de datos hidrológica.-

3.2.1. Recopilación de información.-

3.2.1.1. Información de escorrentía de la cuenca de estudio.-

Existen registros de aforos en ocho puntos de la cuenca de estudio que se llevaron a cabo por técnicos del proyecto durante el año 2010. Los datos recopilados son los siguientes:

CAUDAL JALANCHA_VELO D NOVIA (m^3/s)								
HORA	MARZO	ABRIL	MAYO	JUNIO	JULIO	AGOSTO	SEPTIEMBRE	OCTUBRE
8:00			0,1300	0,0820	0,0460	0,1125	0,0810	0,0964
9:00			0,1300	0,0840	0,0500	0,1190	0,0843	0,1541
10:00			0,1700	0,0860	0,0580	0,1254	0,0979	0,3153
11:00			0,1990	0,0880	0,0600	0,1305	0,0993	0,4303
12:00			0,3000	0,0900	0,0480	0,1383	0,2030	0,5329
13:00			0,3800	0,1100	0,0560	0,1815	0,3718	0,6602
14:00			0,4784	0,1311	0,0591	0,2778	0,7090	1,3921
15:00			0,5376	0,1854	0,0900	0,3315	0,9036	1,2583
16:00			0,5068	0,2030	0,2200	0,4315	1,1069	0,8241
17:00			0,3500	0,1810	0,2900	0,5081	0,8101	1,1394
18:00			0,3410	0,1560	0,2990	0,4634	0,7133	0,8239

CAUDAL JALANCHA_BOFEDAL (m^3/s)								
HORA	MARZO	ABRIL	MAYO	JUNIO	JULIO	AGOSTO	SEPTIEMBRE	OCTUBRE
8:00			0,0455	0,0453	0,0461	0,0461	0,0461	0,0461
9:00			0,0429	0,0435	0,0461	0,0461	0,0461	0,0461
10:00			0,0435	0,0433	0,0461	0,0461	0,0461	0,0461
11:00			0,0455	0,0461	0,0461	0,0461	0,0461	0,0461
12:00			0,0455	0,0453	0,0461	0,0461	0,0461	0,0461
13:00			0,0462	0,0468	0,0461	0,0461	0,0461	0,0461
14:00			0,0501	0,0453	0,0461	0,0461	0,0461	0,0461
15:00			0,0501	0,0461	0,0461	0,0461	0,0461	0,0461
16:00			0,0501	0,0453	0,0461	0,0461	0,0461	0,0461
17:00			0,0502	0,0462	0,0461	0,0461	0,0461	0,0461
18:00			0,0508	0,0460	0,0461	0,0461	0,0461	0,0461

CAUDAL JALANCHA_MANANTIAL (m^3/s)								
HORA	MARZO	ABRIL	MAYO	JUNIO	JULIO	AGOSTO	SEPTIEMBRE	OCTUBRE
8:00			0,00415	0,00417	0,00417	0,00417	0,00417	0,00417
9:00			0,00326	0,00417	0,00417	0,00417	0,00417	0,00417
10:00			0,00416	0,00417	0,00417	0,00417	0,00417	0,00417
11:00			0,00526	0,00417	0,00417	0,00417	0,00417	0,00417
12:00			0,00412	0,00417	0,00417	0,00417	0,00417	0,00417
13:00			0,00416	0,00417	0,00417	0,00417	0,00417	0,00417
14:00			0,00399	0,00417	0,00417	0,00417	0,00417	0,00417
15:00			0,00409	0,00417	0,00417	0,00417	0,00417	0,00417
16:00			0,00496	0,00417	0,00417	0,00417	0,00417	0,00417
17:00			0,00426	0,00417	0,00417	0,00417	0,00417	0,00417
18:00			0,00416	0,00417	0,00417	0,00417	0,00417	0,00417

CAUDAL JALANCHA_TOTAL (m^3/s)								
HORA	MARZO	ABRIL	MAYO	JUNIO	JULIO	AGOSTO	SEPTIEMBRE	OCTUBRE
8:00			0,1797	0,1315	0,0963	0,1628	0,1313	0,1466
9:00			0,1761	0,1316	0,1003	0,1692	0,1345	0,2044
10:00			0,2176	0,1334	0,1083	0,1757	0,1482	0,3656
11:00			0,2498	0,1383	0,1103	0,1807	0,1495	0,4806
12:00			0,3496	0,1395	0,0983	0,1886	0,2532	0,5832
13:00			0,4303	0,1609	0,1063	0,2317	0,4221	0,7104
14:00			0,5325	0,1806	0,1093	0,3280	0,7593	1,4424
15:00			0,5918	0,2357	0,1403	0,3817	0,9539	1,3085
16:00			0,5620	0,2525	0,2703	0,4817	1,1571	0,8744
17:00			0,4045	0,2314	0,3403	0,5584	0,8604	1,1897
18:00			0,3959	0,2061	0,3493	0,5137	0,7636	0,8742

CAUDAL TOMA AGUA KHAPI (m^3/s)								
HORA	MARZO	ABRIL	MAYO	JUNIO	JULIO	AGOSTO	SEPTIEMBRE	OCTUBRE
8:00								
9:00							0,0965	
10:00							0,1165	0,2980
11:00			0,1397				0,1565	
12:00							0,2465	0,4674
13:00							0,2965	0,6771
14:00			0,1500	0,1843			0,3765	0,8513
15:00			0,1057	0,1742			0,3965	0,9140
16:00			0,0882	0,1455			0,4965	1,0771
17:00			0,0363				0,4965	1,2306
18:00			0,0237				0,4015	

CAUDAL PUENTE COHONI (m^3/s)								
HORA	MARZO	ABRIL	MAYO	JUNIO	JULIO	AGOSTO	SEPTIEMBRE	OCTUBRE
8:00							0,0051	0,0822
9:00							0,0056	0,1668
10:00	0,4122				0,0268	0,0138	0,0062	0,1721
11:00					0,0327	0,0132	0,0447	0,1475
12:00						0,0204		0,1239
13:00						0,0213	0,0079	0,0968
14:00						0,0235	0,0816	0,1064
15:00						0,0383	0,0710	0,1071
16:00						0,0406	0,3021	0,2079
17:00						0,0373	0,3148	0,4179
18:00						0,0300	0,2286	0,6961

CAUDAL CEBOLLULLO (m^3/s)								
HORA	MARZO	ABRIL	MAYO	JUNIO	JULIO	AGOSTO	SEPTIEMBRE	OCTUBRE
8:00								
9:00								
10:00								
11:00					0,0221			
12:00					0,0299			
13:00								
14:00								
15:00								
16:00								
17:00								
18:00								

CAUDAL TAHUAPALCA (m^3/s)								
HORA	MARZO	ABRIL	MAYO	JUNIO	JULIO	AGOSTO	SEPTIEMBRE	OCTUBRE
8:00								
9:00	0,9285							
10:00						0,0486		0,0425
11:00						0,0499		
12:00						0,0483		
13:00	0,9284	0,1726	0,0780	0,0540	0,0427		0,0222	
14:00			0,0640	0,0461				
15:00								
16:00					0,0159	0,0084		
17:00								
18:00								

Tabla 8. Caudales aforados

Fuente: Proyecto Illimani

Es importante mencionar que estos aforos fueron realizados durante los meses correspondientes y a las horas especificadas. En este sentido, los valores medios diarios y mensuales pueden no ser representativos al no existir aforos durante las 24 horas del día ni todos los días del mes.

Las estaciones de aforo ubicadas en Jalancha, Khapi, Cebollullo y Tahuapalca determinan cuatro subcuencas con control fluviométrico que se muestran en la siguiente figura.

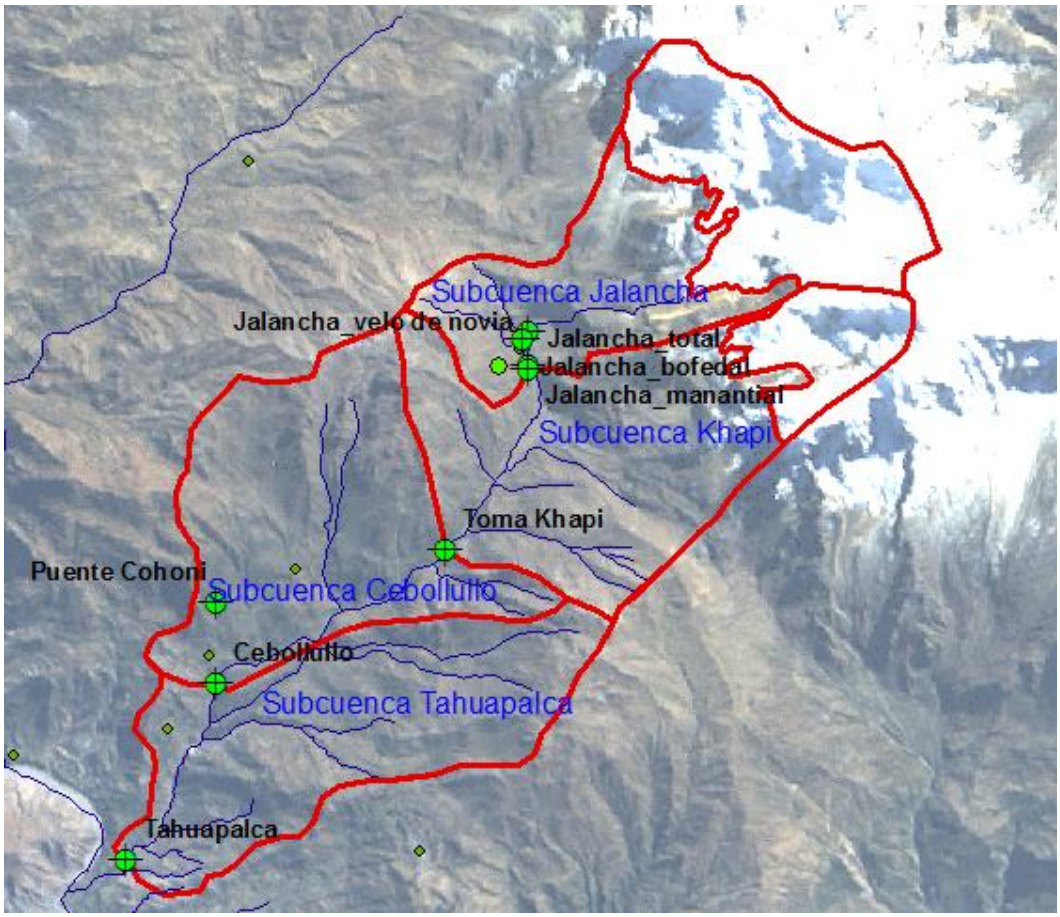


Figura 9. Subcuencas y estaciones de aforo

Fuente: Elaboración propia

3.2.1.2. Otra información.-

La información fluviométrica es complementada con la información geográfica, fundamental para la aplicación del modelo hidroglaciológico que se explica más adelante así como para el análisis hidrológico en la cuenca de estudio. Asimismo, se emplea la información proveniente de cuencas cercanas a la cuenca de soporte a efectos de analizar su consistencia y ampliar sus registros.

4. Modelación glaciofluviométrica en la cuenca de estudio.-

4.1. Formulación teórica.-

Se han desarrollado muchos modelos para la determinación de los caudales de deshielo provenientes de glaciares. Particularmente han sido utilizados los métodos de balance de energía e índice de temperatura para modelar los caudales de derretimiento de nieve y deshielo en muchas cuencas de montaña.

Aunque los modelos de balance de energía tienen una sólida base física, su uso no es muy frecuente ya que requieren muchos datos de entrada, en especial en cuencas de montaña con información escasa.

En contraste, los modelos de índice de temperatura son comúnmente usados por los bajos requerimientos de datos de entrada y buenos resultados que reportan así como la simplicidad en su cálculo (Li & Williams, 2008).

Estos modelos se inspiran en una correlación entre caudales y temperaturas, es decir una ecuación lineal de la forma:

$$Q_d = b \cdot \left(T_d - T_{ref}\right)$$

Para el día "d", el caudal diario Q_d está vinculado a la temperatura diaria T_d luego de sustracción de una temperatura T_{ref}, elegida generalmente igual a cero (Ribstein, Francou, Rigaudière & Saravia, 1995). Estos modelos de índice de temperatura fueron utilizados en hidrología de glaciares, en una forma a veces más sofisticada con variación estacional del parámetro "b" (Braun & Aellen, 1990) o formulando modelos que incluían a la radiación de onda corta o al albedo (Cazorzi & Dalla Fontana, 1996; Kane & Gieck, 1997; Dunn & Colohan, 1999; Hock, 1999; Pellicciotti, 2005; Li & Williams, 2008).

El factor de proporcionalidad "b" es un parámetro clave, que resume la compleja interacción entre los diversos componentes energéticos.

4.2. Estructura del modelo.-

Cada mes, el agua producida por el deshielo y la precipitación es calculada de acuerdo a la siguiente ecuación:

$$Q_{n+1} = \left[c_{Sn} \cdot (a_n \cdot 30) \cdot (T_n + \Delta T_n) \cdot S_n + c_{Rn} \cdot P_n\right] \cdot \frac{A \cdot 10000}{86400 \cdot 30} \cdot (1 - k_{n+1}) + Q_n \cdot k_{n+1}$$

Donde:

Q = cauda medio mensual [m^3/s]

c = coeficiente de escurrimiento que expresa las pérdidas como una razón (escurrimiento/precipitación), con c_S referida al aporte glaciar y c_R al aporte de la precipitación.

a = factor grado – día que indica la pérdida de nieve resultante del aumento de 1ºC de temperatura [cm/ºC.día]

T = número de grados día [ºC.día]

S = razón del área cubierta de nieve al área total

P = precipitación que contribuye al escurrimiento. Un umbral de temperatura prefijado, $T_{crítica}$, determina si esta constribución es inmediata (precipitación líquida) o si se mantiene almacenada temporalmente en el área no cubierta de nieve hasta que ocurre la fusión (precipitación sólida) [cm].

A = área de la cuenca o zona de elevación [km^2]

k = coeficiente de recesión que índica el decaimiento del hidrograma en un periodo sin lluvia ni fusión.

$$k = \frac{Q_{m+1}}{Q_m}$$

m, m+1 son la secuencia de días durante un periodo de recesión real.

n = secuencia de meses durante un periodo de calibración o simulación.

10000/(86400*30) = factor de conversión de $cm.km^2$/mes a m^3/s.

La temperatura, precipitación y cobertura de nieve son variables que deben determinarse para cada periodo.

Los parámetros del modelo (c_S, c_R, ΔT, $T_{crítica}$, k) son característicos para cada cuenca o, de manera más general, para cada clima.

4.3. Parametrización del modelo.-

4.3.1. Características de la cuenca.-

4.3.1.1. Delimitación de la cuenca y las zonas de elevación.-

La cuenca es delimitada a partir de la ubicación de una estación de aforo o cualquier punto arbitrario sobre el curso principal, identificando en un mapa topográfico la divisoria de aguas.

El mapa topográfico empleado en el presente estudio fue obtenido a partir de restitución fotogramétrica con una resolución de 5 metros (figura 9).

Como el rango altitudinal excede los 500 metros (aprox. 4000 metros entre la salida y el punto más alto de la cuenca), es recomendable dividir la cuenca en zonas de elevación de 500 metros.

Una vez definidas las zonas, las diferentes variables y parámetros del modelo son aplicados a cada una para la determinación de los caudales de salida.

Esta aplicación requiere el trazado de la curva hipsométrica (área – elevación) para la estimación de la altura media de cada zona.

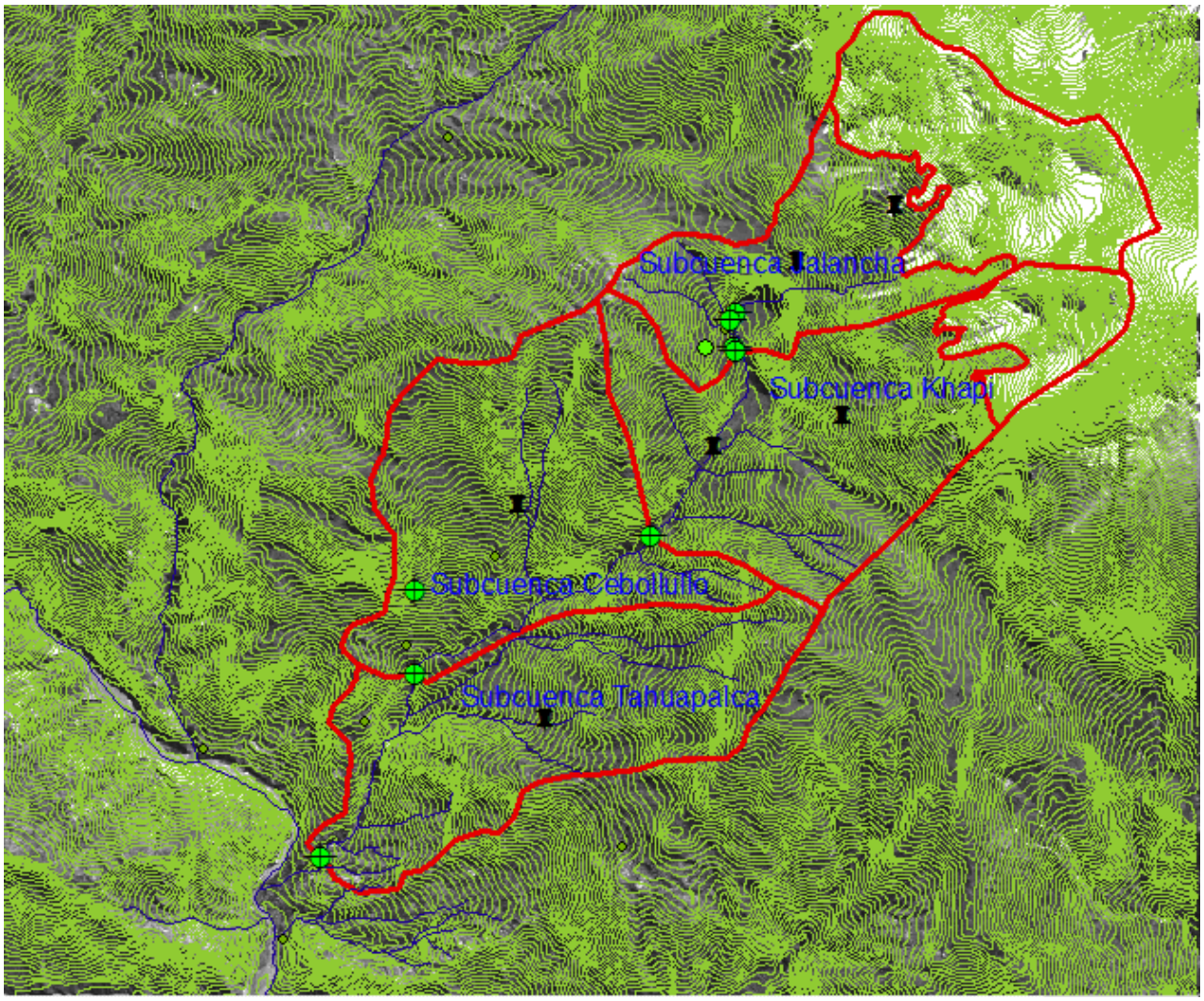


Figura 10. Mapa topográfico, curvas cada 20 metros

Fuente: Elaboración propia

4.3.1.2. Determinación de la curva hipsométrica.-

La curva área – elevación muestra el área dominada por una cota. Se traza calculando las áreas que encierran los límites de las zonas de elevación y otras curvas de nivel adicionales. La elevación media de cada zona se determina a partir de esta curva igualando las áreas por encima y por debajo de la altura media. Este valor es utilizado para extrapolar las temperaturas y precipitaciones de la estación base.

La curva hipsométrica mostrada a continuación fue obtenida a través de algoritmos de procesamiento en plataforma SIG y el modelo digital de elevación (DEM).

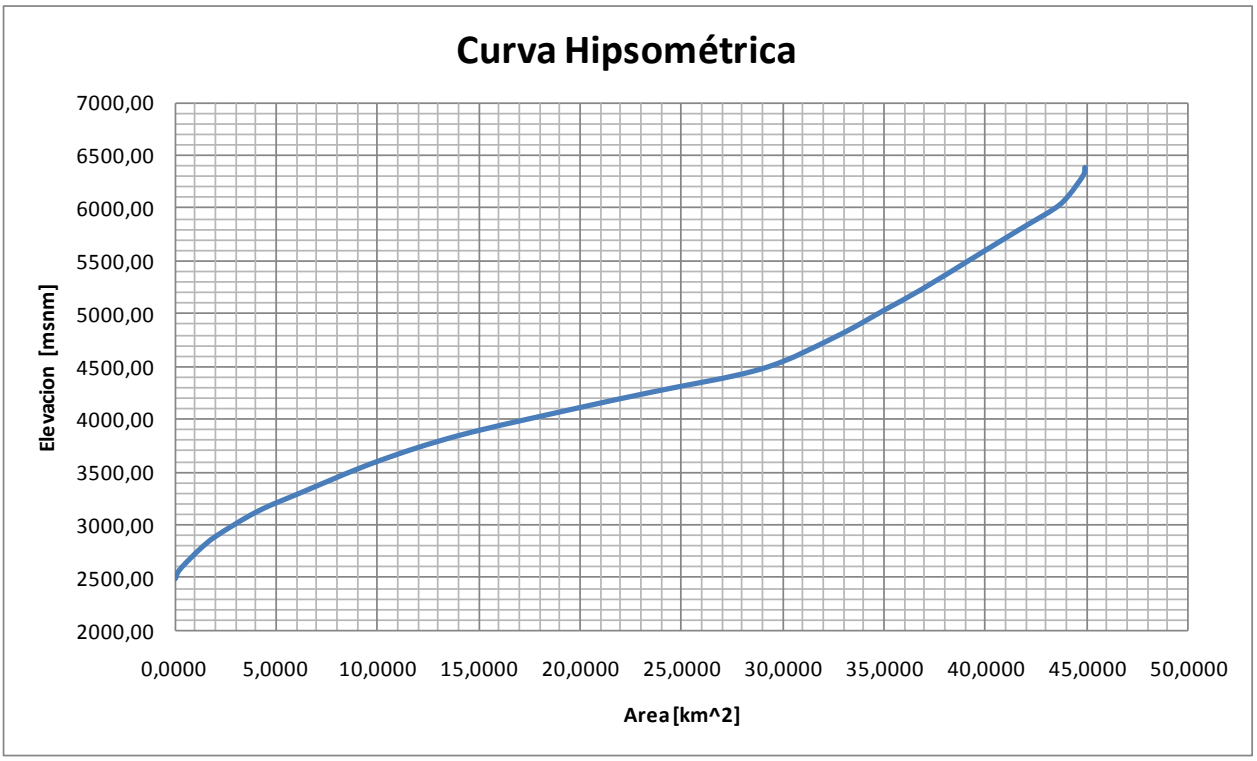


Gráfico 4. Curva hipsométrica

Fuente: Elaboración propia

En la tabla siguiente se presenta un resumen del área y altura media de cada zona de elevación.

Zona	Rango	Altura media
A	2497 - 3000	2800
B	3000 - 3500	3280
C	3500 - 4000	3800
D	4000 - 4500	4250
E	4500 - 5000	4700
F	5000 - 5500	5250
G	5500 - 6000	5760
H	6000 - 6384	6120

Tabla 9. Zonas de elevación

Fuente: Elaboración propia

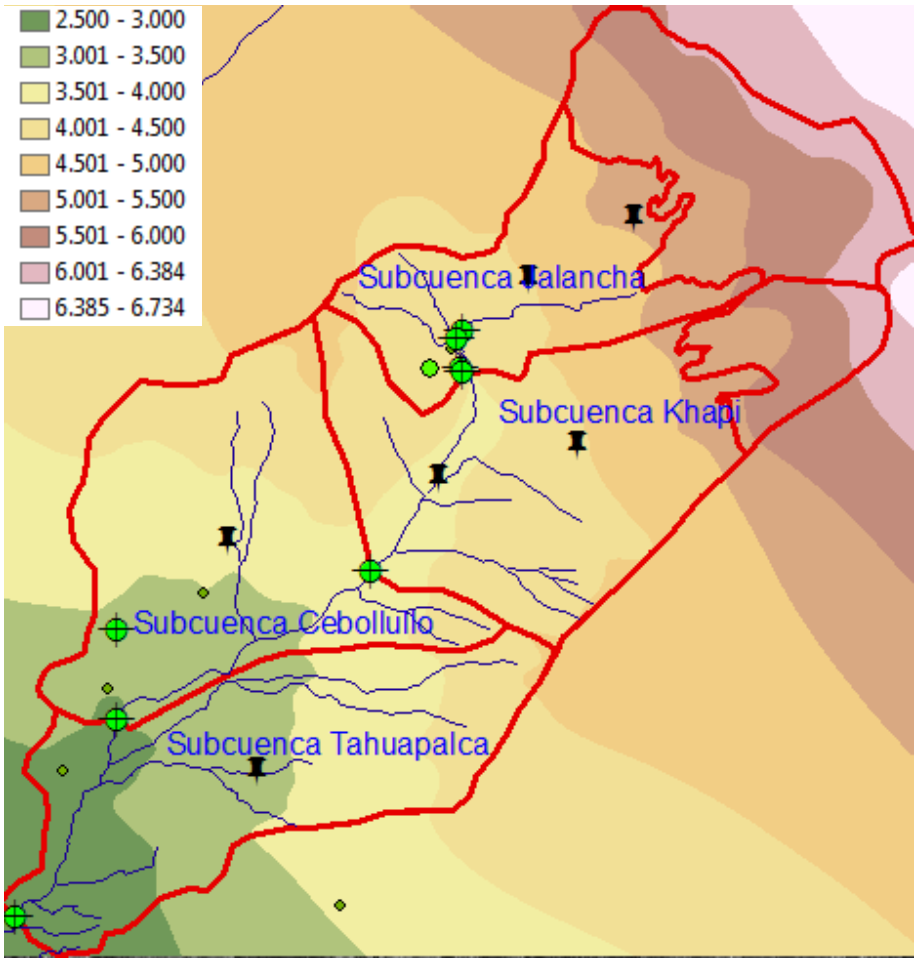


Figura 11. Zonas de elevación

Fuente: Elaboración propia

4.3.2. Variables meteorológicas.-

4.3.2.1. Temperatura.-

La temperatura (número de grados – día) permite determinar la cantidad de agua que proviene del deshielo así como la naturaleza de la precipitación (sólida o líquida).

Las temperaturas medidas en la estación base deben extrapolarse a la elevación media de cada zona a través del gradiente térmico (ΔT).

$$\Delta T = \gamma \cdot \left(h_{st} - \bar{h}\right) \cdot \frac{1}{100}$$

Donde:

γ = gradiente térmico [ºC/100m]

h_{st} = altura de la estación base [m]

h = elevación media de la zona “i” [m]

Si el número de grados día (T+ΔT) es negativo, se fija automáticamente en 0ºC de manera que no existan valores negativos de caudal.

Para determinar el gradiente térmico, se trazó el perfil térmico con los datos de 6 estaciones ubicadas en la cuenca y 6 estaciones ubicadas fuera de la cuenca (tabla 9 y gráfico 5).

Perfil Térmico		
Estación	**Altura [msnm]**	**Tmed [ºC]**
Pinaya HOBO	3800	10,4
Khapi HOBO	3326	12,7
Uyupata	2924	17,1
Cebollullo	2771	17,7
Plaza	2631	18,6
Tahuapalca HOBO	2410	20,7
Viacha	3850	8,9
La Paz	3632,0	13,6
El Alto	4071	8,5
Palca	3333	13,5
Mecapaca	2680	16,2
Achumani	3200	14,0

Tabla 10. Estaciones termométricas

Fuente: Elaboración propia

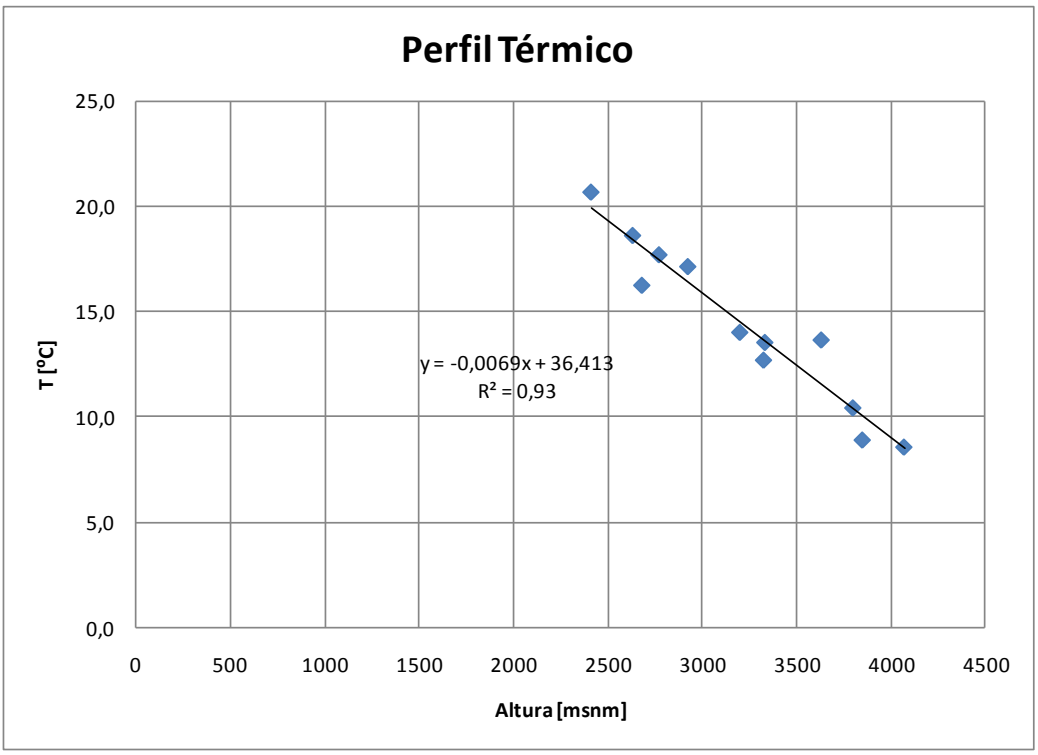


Gráfico 5. Perfil térmico

Fuente: Elaboración propia

Se tomó como estación base a la estación Tahuapalca HOBO (altura 2410 msnm) por encontrarse en el punto más bajo de la cuenca.

El gradiente térmico está dado por:

$$\Delta T = 0.69 \cdot \left(2400 - \overline{h_i}\right) \cdot \frac{1}{100}$$

Donde:

hi = altura media de la zona “i” [m]

4.3.2.2. Precipitación.-

La evaluación de la precipitación en cuencas de montaña es bastante compleja y la información y pronóstico pluviométrico está disponible en raras ocasiones. Afortunadamente, el caudal proveniente del deshielo prevalece sobre el componente precipitación en cuencas de montaña. Sin embargo, los picos de los hidrogramas son subestimados al no considerarse el efecto de la precipitación por lo que su estimación es de importancia.

Al no existir estaciones pluviométricas en la cuenca de estudio, recurrimos a estaciones cercanas con registros consistentes cuyos valores son extrapolados a una estación “sintética” ubicada en el punto más bajo de la cuenca (Tahuapalca).

Esta extrapolación se realiza empleando el método del inverso de la distancia (raster modificado).

Luego, la precipitación media mensual en cada zona es calculada a través de un gradiente altitudinal determinado a partir del perfil pluviométrico mostrado en el siguiente gráfico.

Perfil Pluviométrico		
Estación	**Altura [msnm]**	**Pmed [mm]**
Tahuapalca	2497	561,8
Cebollullo	2940	586,2
Khapi	3710	638,0
Jalancha	4040	668,8

Tabla 11. Estaciones sintéticas

Fuente: Elaboración propia

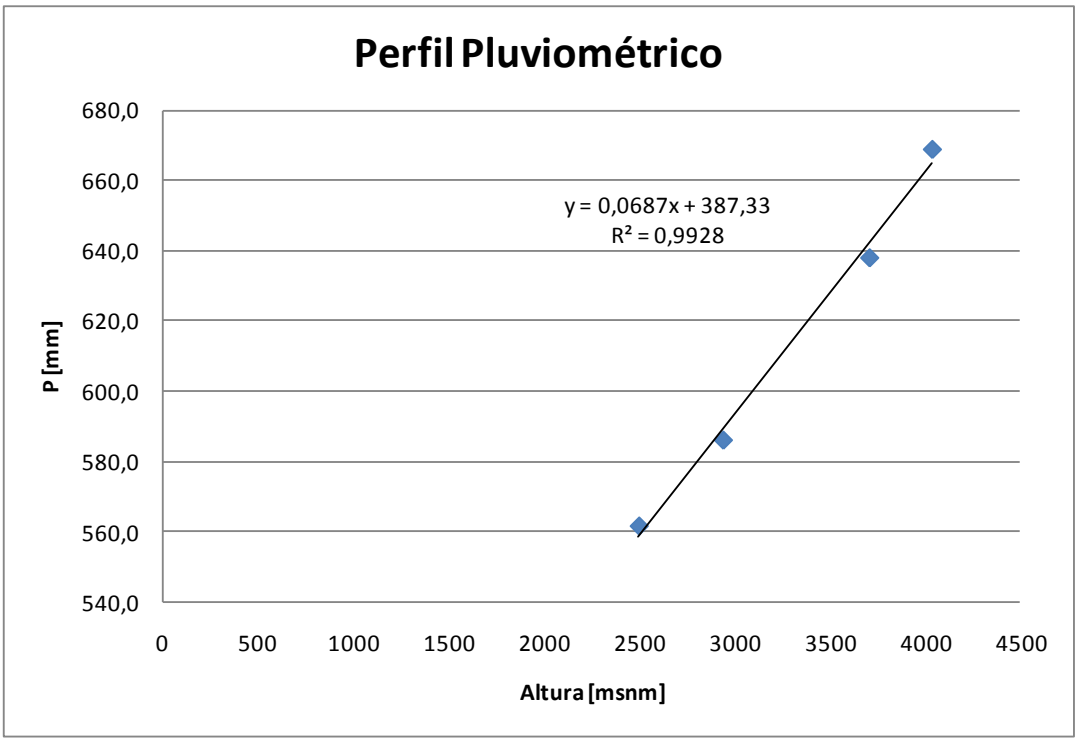


Gráfico 6. Perfil pluviométrico

Fuente: Elaboración propia

El gradiente altitudinal corresponde a la diferencia porcentual de precipitación por cada 100 metros de desnivel.

H [m]	0	100
P [mm]	387,33	394,2

Tabla 12. Gradiente altitudinal

Fuente: Elaboración propia

De acuerdo a la tabla 11, el gradiente corresponde a 1.74%.

Una temperatura crítica ($T_{crítica}$) prefijada define si la precipitación es tratada como lluvia ($T \geq T_{crit}$) o nieve fresca ($T < T_{crit}$). Cuando se determina que el evento es nieve, su efecto retrasado en el escurrimiento es tratado de diferente manera dependiendo si cae en el área cubierta de nieve o en el área no cubierta de la cuenca. La nieve fresca que cae en el área previamente cubierta se asume como parte de la capa de nieve estacional y su efecto se incluye en la curva normal de decaimiento. La nieve fresca que cae en el área no cubierta se considera como precipitación que aporta al escurrimiento, con su efecto retrasado hasta el mes suficientemente caliente para producir fusión.

De manera análoga, si el evento es lluvia, puede tratarse de dos maneras. En la situación inicial, se asume que la lluvia que cae en la capa de nieve a comienzos de la época húmeda es retenida por la nieve, usualmente seca y profunda. La lluvia se añade al escurrimiento por fusión solamente en la zona no cubierta. Más tarde la cobertura de nieve se satura y se asume que la precipitación que cae sobre esta capa libera la misma cantidad de agua y la precipitación de toda la zona es añadida al escurrimiento por fusión.

4.3.2.3. Cobertura de nieve.-

En cuencas de montaña es característico que la cobertura de nieve disminuya durante el período de fusión. En el caso de los glaciares tropicales, como es el caso del glaciar Illimani, esta cobertura glaciar ha venido disminuyendo de forma sostenida desde la denominada "Pequeña Edad de Hielo" que se produjo en esta región entre los siglos XVI y XVII.

Para la aplicación del modelo SRM es importante proporcionar la información correspondiente a ésta pérdida de superficie en el tiempo. Estos datos son introducidos a través de la denominada "Curva de agotamiento", la cual debe ser determinada para cada uno de los rangos altitudinales definidos[3].

Estas curvas de agotamiento pueden ser interpoladas a partir de medidas periódicas, de modo que los valores diarios pueden ser introducidos en SRM como variable de entrada. Los mapas de cobertura de nieve pueden obtenerse con observaciones desde el suelo (en cuencas muy pequeñas), mediante fotografía aérea (especialmente cuando hay riesgo de riada) y, del modo más eficiente, mediante satélites. Para obtener una adecuada precisión de los mapas de nieve, el área mínima de la cuenca depende de la resolución espacial del satélite.

La figuras 11-14 muestran las coberturas glaciares de la cuenca del glaciar Illimani determinadas utilizado fotografías aéreas históricas obtenidas por el Servicio Nacional de Aerofotogrametría de la Fuerza Aérea Boliviana (FAB) desde el año 1963.

[3] Ramírez, 2009

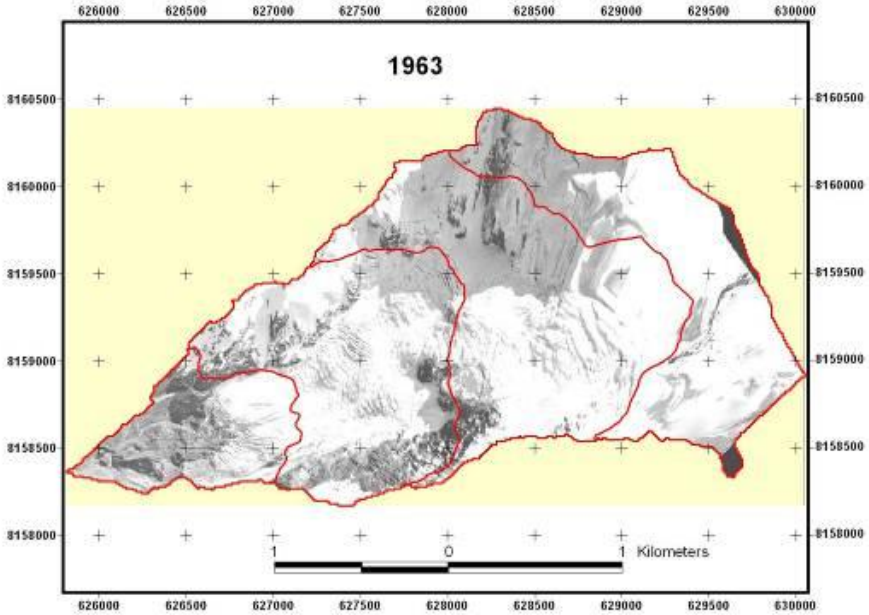


Figura 12. Cobertura del glaciar Illimani para el año 1963

Fuente: Ramírez, 2009

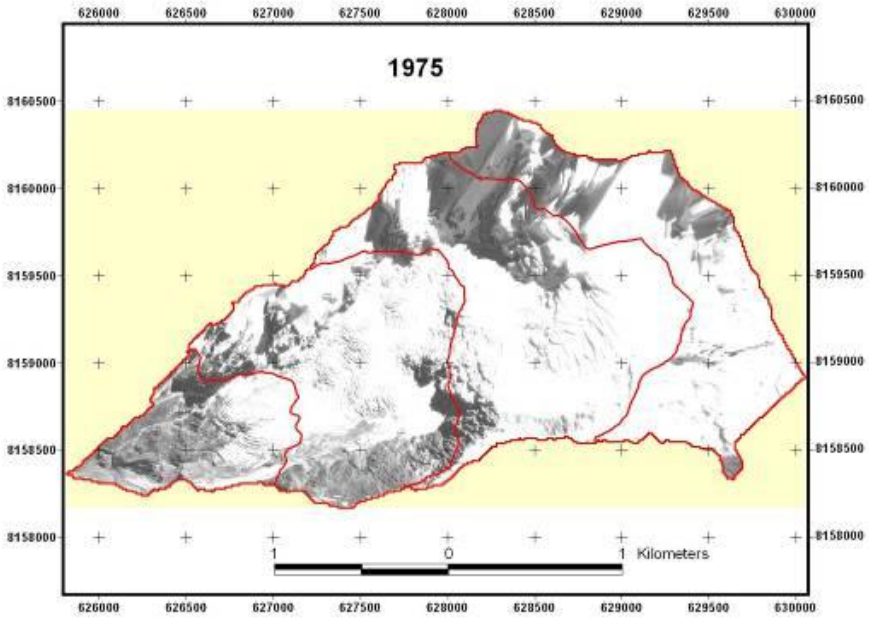


Figura 13. Cobertura del glaciar Illimani para el año 1975

Fuente: Ramírez, 2009

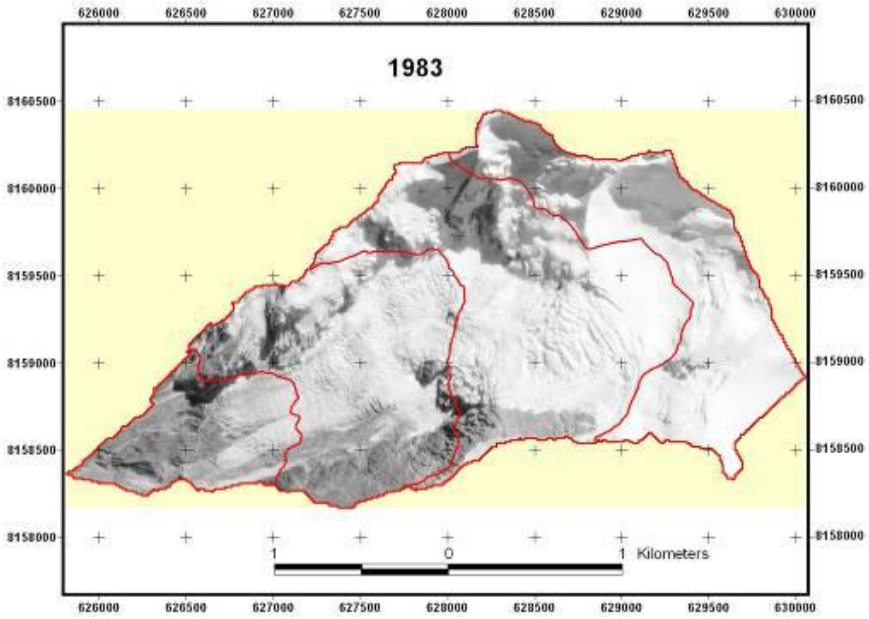


Figura 14. Cobertura del glaciar Illimani para el año 1983

Fuente: Ramírez, 2009

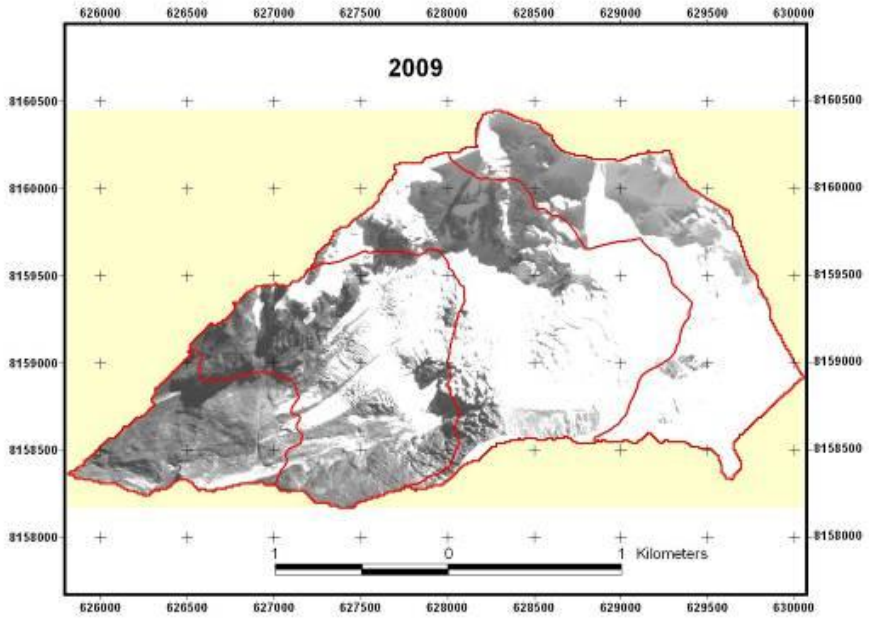


Figura 15. Cobertura del glaciar Illimani para el año 2009

Fuente: Ramírez, 2009

Las áreas cubiertas y los respectivos porcentajes fueron determinados a través del procesamiento mediante SIG, obteniendo los siguientes resultados:

Zona	Rango de Cotas	Altura media	Area Total	Área de cobertura glaciar [km^2]			
	[m]	[m]	[Km^2]	1963	1975	1983	2009
A	2497 - 3000	2800	2,754	0,000	0,000	0,000	0,000
B	3000 - 3500	3280	5,943	0,000	0,000	0,000	0,000
C	3500 - 4000	3800	8,568	0,000	0,000	0,000	0,000
D	4000 - 4500	4250	12,193	0,000	0,000	0,000	0,000
E	4500 - 5000	4700	5,235	1,947	1,658	1,529	0,103
F	5000 - 5500	5250	4,523	2,797	2,438	2,411	1,954
G	5500 - 6000	5760	4,278	4,126	4,111	3,869	3,827
H	6000 - 6384	6120	1,460	1,460	1,460	1,460	1,460

Tabla 13. Áreas de cobertura glaciar

Fuente: Elaboración propia

Zona	Rango de Cotas	Altura media	Area Total	% de Cobertura glaciar por Rango Altitudinal			
	[m]	[m]	[Km^2]	01/07/1963	01/07/1975	01/07/1983	01/07/2009
A	2497 - 3000	2800	2,754	0,00%	0,00%	0,00%	0,00%
B	3000 - 3500	3280	5,943	0,00%	0,00%	0,00%	0,00%
C	3500 - 4000	3800	8,568	0,00%	0,00%	0,00%	0,00%
D	4000 - 4500	4250	12,193	0,00%	0,00%	0,00%	0,00%
E	4500 - 5000	4700	5,235	37,19%	31,67%	29,21%	1,97%
F	5000 - 5500	5250	4,523	61,84%	53,90%	53,31%	43,20%
G	5500 - 6000	5760	4,278	96,45%	96,10%	90,44%	89,46%
H	6000 - 6384	6120	1,460	100,00%	100,00%	100,00%	100,00%

Tabla 14. Porcentajes de cobertura glaciar por zona de elevación

Fuente: Elaboración propia

Finalmente se trazó la curva de decaimiento para cada zona de elevación y la línea de tendencia que mejor se ajusta a la serie de datos, como se muestra en el siguiente gráfico.

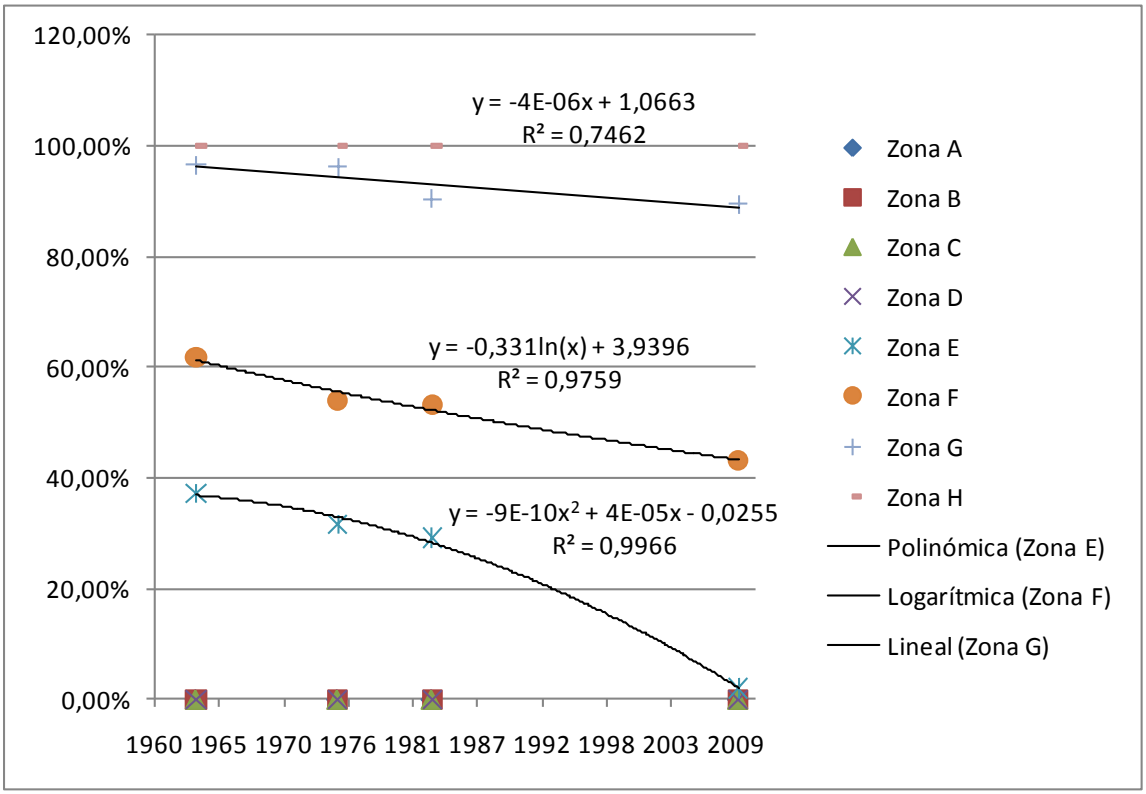


Gráfico 7. Curva de decaimiento por zona de elevación

Fuente: Elaboración propia

4.3.3. Parámetros.-

4.3.3.1. Coeficiente de escurrimiento.-

El coeficiente de escurrimiento toma en cuenta las pérdidas o diferencia entre el agua disponible (fusión + precipitación) y el caudal de salida de la cuenca.

Estos coeficientes pueden variar estacional y espacialmente tanto para la fusión como para la lluvia.

En el presente estudio se considera un único coeficiente para lluvia y deshielo, para todo el periodo y para todas las zonas.

Este coeficiente es un parámetro de calibración del modelo.

4.3.3.2. Factor grado – día.-

El factor grado – día convierte el número de grados – día en altura de fusión.

$$M = a \cdot T$$

Donde:

M = pérdida por fusión [cm]

a = factor grado día [cm/ºC.día]

T = número de grados día [ºC.día]

Al no disponerse de lisímetros u otro tipo de instrumentos de medición, se considera el factor grado – día como un parámetro de calibración.

4.3.3.3. Temperatura crítica.-

La temperatura crítica determina si un evento de precipitación es tratado como lluvia o nieve fresca. Un modelo que considera la evolución de la cobertura de nieve, con el objetivo de simular los caudales, depende de este parámetro no sólo en la época de ablación sino particularmente en la época de acumulación.

El modelo SRM necesita este parámetro para decidir si la precipitación contribuye inmediatamente al escurrimiento o si es almacenada hasta que un número de grados día suficiente produzca la fusión.

En el presente estudio se fija la temperatura crítica en 0ºC.

4.3.3.4. Coeficiente de recesión.-

El coeficiente de recesión es una variable importante ya que (1-k) es la proporción de caudal mensual que aparece directamente en el escurrimiento. El análisis de los datos históricos proporciona una buena herramienta para determinar “k”:

$$k_{n+1} = x \cdot Q_n^{-y}$$

Graficando los valores de Q_{n+1} y Q_n en escala logarítmica es posible determinar los valores de “x” y “y”.

Fecha	Q observado	Qn	Qn+1	ln Qn	ln Qn+1
16/03/2010 12:00	0,928	0,928	0,173	-0,0742	-1,7568
16/04/2010 12:00	0,173	0,173	0,071	-1,7568	-2,6451
16/05/2010 12:00	0,071	0,071	0,050	-2,6451	-2,9956
16/06/2010 12:00	0,050	0,050	0,029	-2,9956	-3,5292
16/07/2010 12:00	0,029	0,029	0,039	-3,5292	-3,2493
16/08/2010 12:00	0,039	0,039			

Tabla 15. Cálculo del coeficiente de recesión

Fuente: Elaboración propia

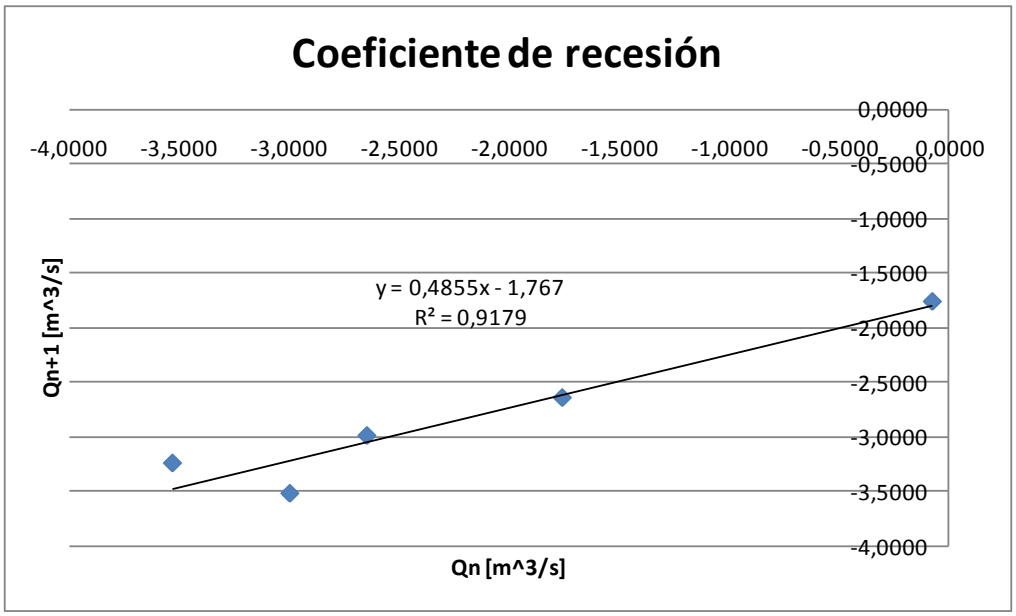


Gráfico 8. Ajuste del coeficiente de recesión

Fuente: Elaboración propia

El ajuste lineal da la siguiente ecuación:

$$ln(Q_{n+1}) = a + b \cdot ln(Q_n)$$

$$a = lnx$$

$$b = 1 - y$$

$$k_{n+1} = \frac{Q_{n+1}}{Q_n} = x \cdot Q_n^{-y}$$

Los coeficientes obtenidos son:

a	-1,767	**b**	0,4855
x	0,1708	**y**	0,5145

Tabla 16. Coeficientes "x" y "y"

Fuente: Elaboración propia

El coeficiente de recesión es:

$$k_{n+1} = 0.1708 \cdot Q_n^{-0.5145}$$

Donde:

Q_n = caudal del mes "n" [m^3/s]

4.4. Calibración.-

La calibración de los parámetros "c" y "a" se realiza a través de la comparación de datos medidos y calculados a la salida de la subcuenca de Jalancha. Este punto es elegido al ser esta cuenca la que presenta menos pérdidas por obras de toma y uso de agua.

Los parámetros calibrados se presentan en la siguiente tabla:

Csn	0,75
an [cm/ºC.mes]	20
Crn	0,75

Tabla 17. Parámetros de calibración

Fuente: Elaboración propia

Los caudales aportados por cada zona con estos parámetros son:

Zona A					
Date	**T [?C]**	**P [mm]**	**T vs Tcrit**	**S [%]**	**Qi [m^3/s]**
01/01/2009 12:00	18,4	72,9	Lluvia	0,00%	0,058
01/02/2009 12:00	18,5	115,9	Lluvia	0,00%	0,092
01/03/2009 12:00	18,1	64,9	Lluvia	0,00%	0,052
01/04/2009 12:00	17,6	25,6	Lluvia	0,00%	0,020
01/05/2009 12:00	16,7	14,3	Lluvia	0,00%	0,011
01/06/2009 12:00	15,8	11,9	Lluvia	0,00%	0,009
01/07/2009 12:00	15,6	26,7	Lluvia	0,00%	0,021
01/08/2009 12:00	16,5	15,8	Lluvia	0,00%	0,013
01/09/2009 12:00	17,7	35,3	Lluvia	0,00%	0,028
01/10/2009 12:00	18,3	40,6	Lluvia	0,00%	0,032
01/11/2009 12:00	19,9	82,4	Lluvia	0,00%	0,066
01/12/2009 12:00	18,9	118,8	Lluvia	0,00%	0,095

Tabla 18. Caudales aportados por la banda A

Fuente: Elaboración propia

Zona B					
Date	**T [?C]**	**P [mm]**	**T vs Tcrit**	**S [%]**	**Qi [m^3/s]**
01/01/2009 12:00	15,0	81,3	Lluvia	0,00%	0,140
01/02/2009 12:00	15,1	124,3	Lluvia	0,00%	0,214
01/03/2009 12:00	14,8	73,3	Lluvia	0,00%	0,126
01/04/2009 12:00	14,2	33,9	Lluvia	0,00%	0,058
01/05/2009 12:00	13,4	22,6	Lluvia	0,00%	0,039
01/06/2009 12:00	12,5	20,3	Lluvia	0,00%	0,035
01/07/2009 12:00	12,3	35,1	Lluvia	0,00%	0,060
01/08/2009 12:00	13,1	24,2	Lluvia	0,00%	0,042
01/09/2009 12:00	14,4	43,7	Lluvia	0,00%	0,075
01/10/2009 12:00	14,9	49,0	Lluvia	0,00%	0,084
01/11/2009 12:00	16,5	90,8	Lluvia	0,00%	0,156
01/12/2009 12:00	15,5	127,1	Lluvia	0,00%	0,219

Tabla 19. Caudales aportados por la banda B

Fuente: Elaboración propia

Zona C					
Date	T [?C]	P [mm]	T vs Tcrit	S [%]	Qi [m^3/s]
01/01/2009 12:00	11,5	90,3	Lluvia	0,00%	0,224
01/02/2009 12:00	11,6	133,3	Lluvia	0,00%	0,331
01/03/2009 12:00	11,2	82,4	Lluvia	0,00%	0,204
01/04/2009 12:00	10,7	43,0	Lluvia	0,00%	0,107
01/05/2009 12:00	9,8	31,7	Lluvia	0,00%	0,079
01/06/2009 12:00	8,9	29,3	Lluvia	0,00%	0,073
01/07/2009 12:00	8,7	44,2	Lluvia	0,00%	0,109
01/08/2009 12:00	9,6	33,2	Lluvia	0,00%	0,082
01/09/2009 12:00	10,8	52,8	Lluvia	0,00%	0,131
01/10/2009 12:00	11,4	58,0	Lluvia	0,00%	0,144
01/11/2009 12:00	13,0	99,8	Lluvia	0,00%	0,248
01/12/2009 12:00	12,0	136,2	Lluvia	0,00%	0,338

Tabla 20. Caudales aportados por la banda C

Fuente: Elaboración propia

Zona D					
Date	T [?C]	P [mm]	T vs Tcrit	S [%]	Qi [m^3/s]
01/01/2009 12:00	8,4	98,2	Lluvia	0,00%	0,346
01/02/2009 12:00	8,5	141,2	Lluvia	0,00%	0,498
01/03/2009 12:00	8,1	90,2	Lluvia	0,00%	0,318
01/04/2009 12:00	7,6	50,8	Lluvia	0,00%	0,179
01/05/2009 12:00	6,7	39,5	Lluvia	0,00%	0,139
01/06/2009 12:00	5,8	37,2	Lluvia	0,00%	0,131
01/07/2009 12:00	5,6	52,0	Lluvia	0,00%	0,183
01/08/2009 12:00	6,5	41,1	Lluvia	0,00%	0,145
01/09/2009 12:00	7,7	60,6	Lluvia	0,00%	0,214
01/10/2009 12:00	8,3	65,9	Lluvia	0,00%	0,232
01/11/2009 12:00	9,9	107,7	Lluvia	0,00%	0,380
01/12/2009 12:00	8,9	144,0	Lluvia	0,00%	0,508

Tabla 21. Caudales aportados por la banda D

Fuente: Elaboración propia

Zona E					
Date	T [?C]	P [mm]	T vs Tcrit	S [%]	Qi [m^3/s]
01/01/2009 12:00	5,2	106,0	Lluvia	13,47%	0,375
01/02/2009 12:00	5,3	149,0	Lluvia	13,47%	0,444
01/03/2009 12:00	5,0	98,1	Lluvia	13,47%	0,352
01/04/2009 12:00	4,4	58,7	Lluvia	13,47%	0,270
01/05/2009 12:00	3,6	47,4	Lluvia	13,47%	0,219
01/06/2009 12:00	2,7	45,0	Lluvia	13,47%	0,178
01/07/2009 12:00	2,5	59,9	Lluvia	13,47%	0,193
01/08/2009 12:00	3,3	48,9	Lluvia	13,47%	0,211
01/09/2009 12:00	4,6	68,4	Lluvia	13,47%	0,291
01/10/2009 12:00	5,1	73,7	Lluvia	13,47%	0,322
01/11/2009 12:00	6,7	115,5	Lluvia	13,47%	0,450
01/12/2009 12:00	5,7	151,9	Lluvia	13,47%	0,465

Tabla 22. Caudales aportados por la banda E

Fuente: Elaboración propia

Zona F					
Date	T [?C]	P [mm]	T vs Tcrit	S [%]	Qi [m^3/s]
01/01/2009 12:00	1,5	115,6	Lluvia	43,20%	0,316
01/02/2009 12:00	1,6	158,6	Lluvia	43,20%	0,383
01/03/2009 12:00	1,2	107,6	Lluvia	43,20%	0,277
01/04/2009 12:00	0,7	68,3	Lluvia	43,20%	0,163
01/05/2009 12:00	-0,2	57,0	Nieve	43,20%	0,000
01/06/2009 12:00	-1,1	54,6	Nieve	43,20%	0,000
01/07/2009 12:00	-1,3	69,4	Nieve	43,20%	0,000
01/08/2009 12:00	-0,4	58,5	Nieve	43,20%	0,000
01/09/2009 12:00	0,8	78,0	Lluvia	43,20%	0,205
01/10/2009 12:00	1,4	83,3	Lluvia	43,20%	0,268
01/11/2009 12:00	3,0	125,1	Lluvia	43,20%	0,498
01/12/2009 12:00	2,0	161,5	Lluvia	43,20%	0,432

Tabla 23. Caudales aportados por la banda F

Fuente: Elaboración propia

Zona G					
Date	T [?C]	P [mm]	T vs Tcrit	S [%]	Qi [m^3/s]
01/01/2009 12:00	-2,1	124,5	Nieve	89,46%	0,000
01/02/2009 12:00	-2,0	167,5	Nieve	89,46%	0,000
01/03/2009 12:00	-2,3	116,5	Nieve	89,46%	0,000
01/04/2009 12:00	-2,9	77,2	Nieve	89,46%	0,000
01/05/2009 12:00	-3,7	65,8	Nieve	89,46%	0,000
01/06/2009 12:00	-4,6	63,5	Nieve	89,46%	0,000
01/07/2009 12:00	-4,8	78,3	Nieve	89,46%	0,000
01/08/2009 12:00	-4,0	67,4	Nieve	89,46%	0,000
01/09/2009 12:00	-2,7	86,9	Nieve	89,46%	0,000
01/10/2009 12:00	-2,2	92,2	Nieve	89,46%	0,000
01/11/2009 12:00	-0,6	134,0	Nieve	89,46%	0,000
01/12/2009 12:00	-1,6	170,4	Nieve	89,46%	0,000

Tabla 24. Caudales aportados por la banda G

Fuente: Elaboración propia

Zona H					
Date	T [?C]	P [mm]	T vs Tcrit	S [%]	Qi [m^3/s]
01/01/2009 12:00	-4,5	130,8	Nieve	100,00%	0,000
01/02/2009 12:00	-4,4	173,8	Nieve	100,00%	0,000
01/03/2009 12:00	-4,8	122,8	Nieve	100,00%	0,000
01/04/2009 12:00	-5,3	83,4	Nieve	100,00%	0,000
01/05/2009 12:00	-6,2	72,1	Nieve	100,00%	0,000
01/06/2009 12:00	-7,1	69,8	Nieve	100,00%	0,000
01/07/2009 12:00	-7,3	84,6	Nieve	100,00%	0,000
01/08/2009 12:00	-6,4	73,6	Nieve	100,00%	0,000
01/09/2009 12:00	-5,2	93,2	Nieve	100,00%	0,000
01/10/2009 12:00	-4,6	98,5	Nieve	100,00%	0,000
01/11/2009 12:00	-3,0	140,3	Nieve	100,00%	0,000
01/12/2009 12:00	-4,0	176,6	Nieve	100,00%	0,000

Tabla 25. Caudales aportados por la banda H

Fuente: Elaboración propia

De estos resultados podemos realizar varias observaciones interesantes:

- Las zonas A, B, C y D responden como cuencas P, Q; es decir, cuencas con respuesta únicamente a la precipitación.
- La zona E recibe aporte de precipitación y de deshielo pero su cobertura de nieve no almacena agua proveniente de la lluvia.

- La zona F responde a la precipitación y a la temperatura (aporte glaciar) y su cobertura de nieve almacena agua proveniente de la precipitación.
- Las zonas G y H no aportan ningún caudal, más bien son zonas de acumulación. El nivel más bajo de la zona G determina la línea de equilibrio (5500 msnm).

El gráfico siguiente muestra la calibración por comparación de caudales promedio y mínimos observados en Jalancha y caudales calculados en las zonas D, E, F, G y H correspondientes a la misma cuenca.

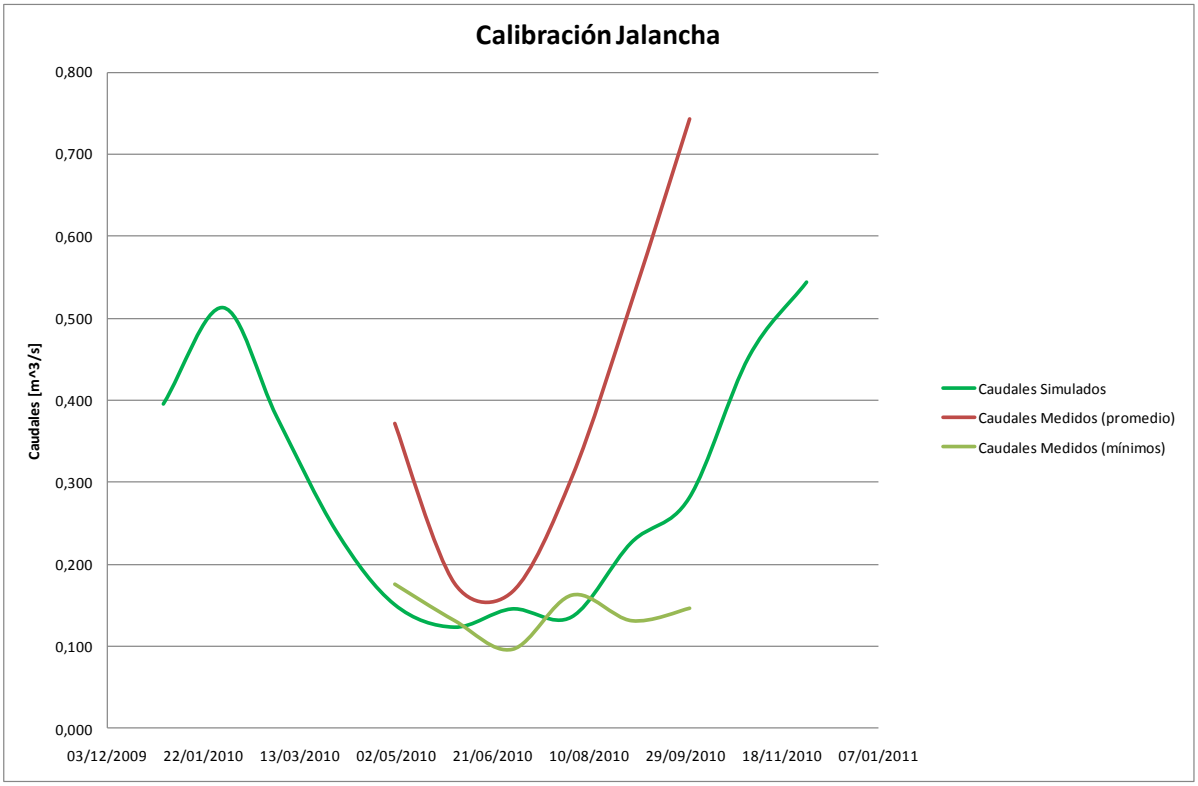


Gráfico 9. Comparación de caudales observados y calculados

Fuente: Elaboración propia

Se puede observar que los caudales calculados se encuentran entre los mínimos caudales registrados y los valores promedio.

La calibración es razonable pues las mediciones hechas en la cuenca no son continuas por lo que sus valores no son confiables. Además, la calibración fue realizada empleando valores medios de los coeficientes de calibración.

4.5. Oferta de agua del periodo 1975 – 2009.-

Los caudales de oferta del periodo 1975 – 2009 son generados a partir del modelo calibrado que requiere como datos de entrada las variables hidrometeorológicas correspondientes al mismo periodo.

En los siguientes gráficos se presentan las series temporales determinadas a la salida de las distintas cuencas de estudio para el periodo mencionado.

Los registros a nivel mensual para cada subcuenca se presentan en los anexos.

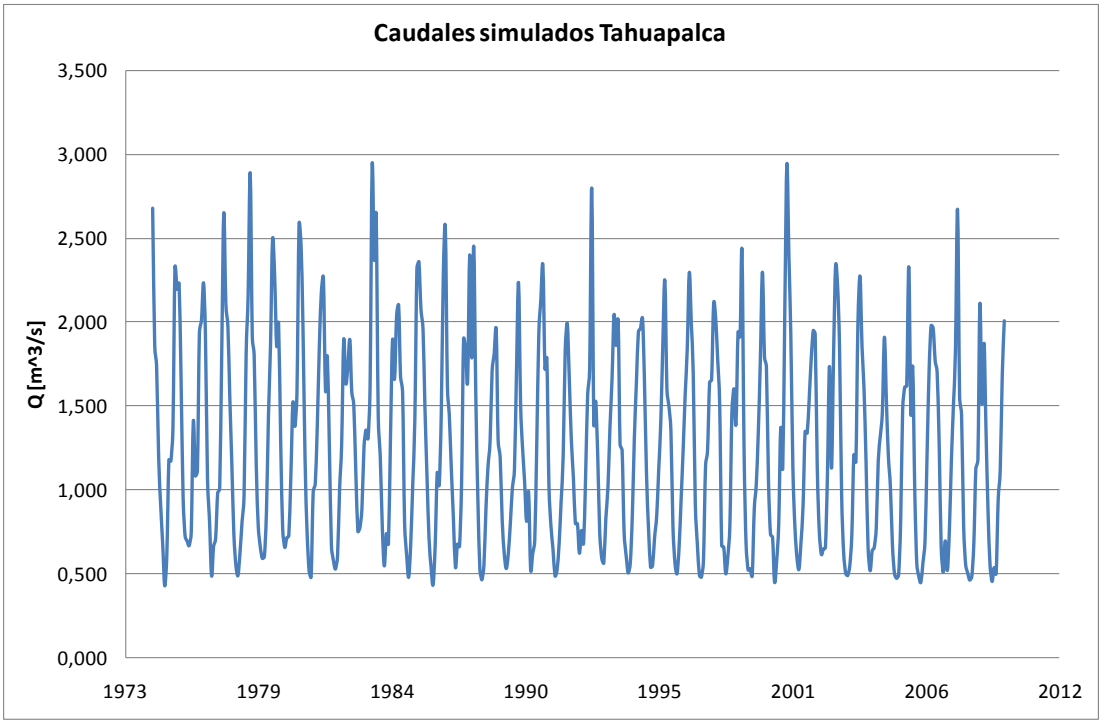


Gráfico 10. Caudales simulados en Tahuapalca, periodo 1975 – 2009

Fuente: Elaboración propia

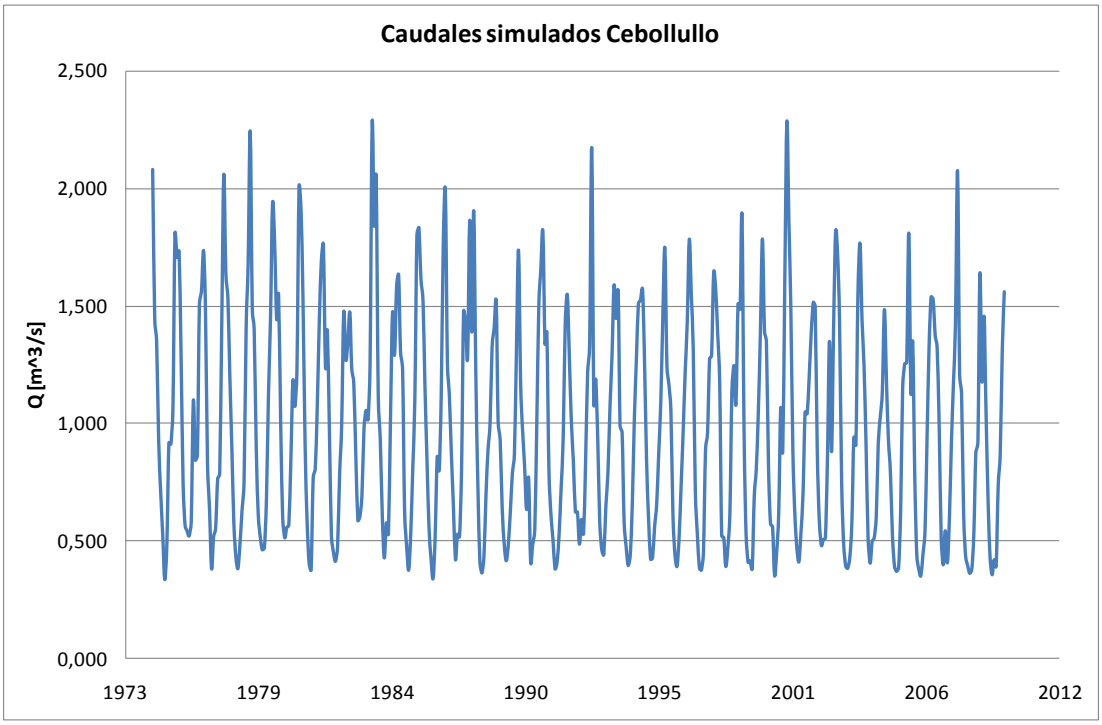


Gráfico 11. Caudales simulados en Cebollullo, periodo 1975 – 2009

Fuente: Elaboración propia

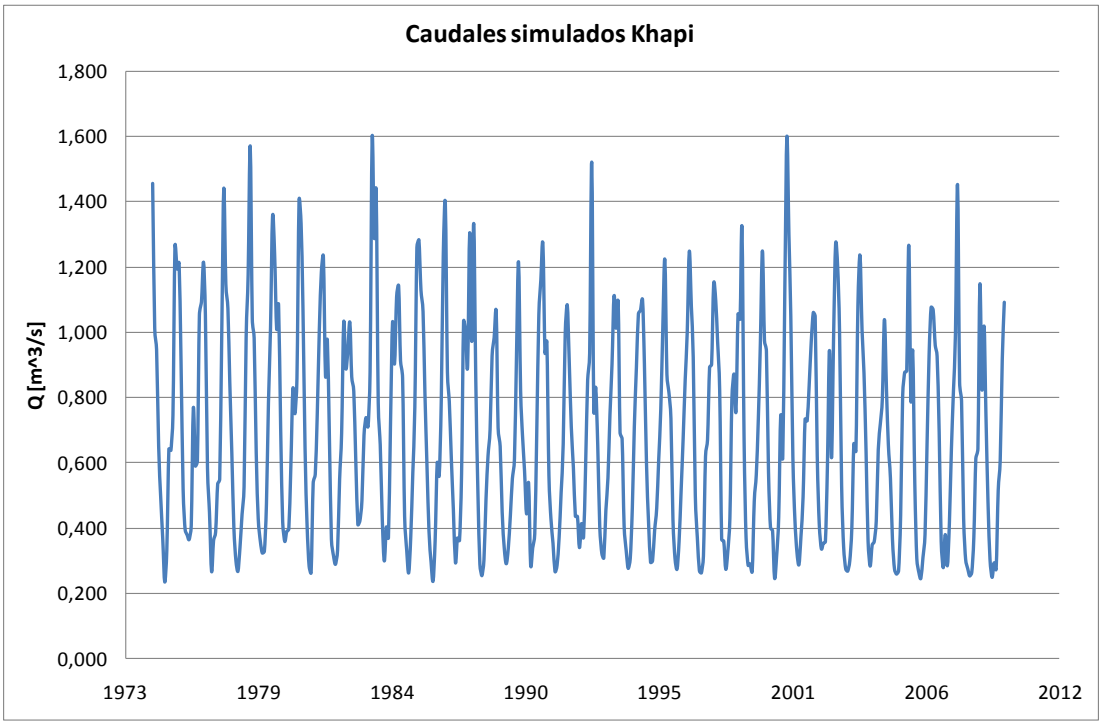


Gráfico 12. Caudales simulados en Khapi, periodo 1975 – 2009

Fuente: Elaboración propia

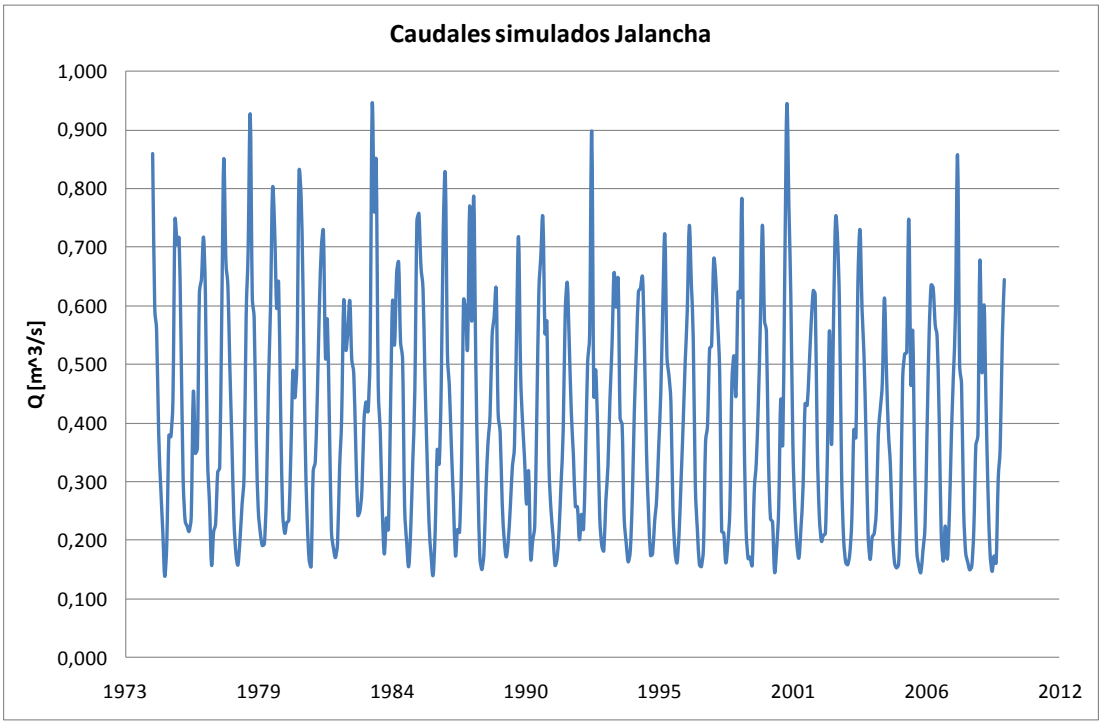


Gráfico 13. Caudales simulados en Jalancha, periodo 1975 – 2009

Fuente: Elaboración propia