

ESCUELA POLITÉCNICA NACIONAL

FACULTAD DE INGENIERÍA CIVIL Y AMBIENTAL

**MODELACIÓN HIDRO GLACIOLÓGICA CON ESCENARIOS
GLOBALES RCP8.5 Y RCP4.5 EN EL GLACIAR CRESPOS DEL
ANTISANA**

**PROYECTO DE TITULACIÓN PREVIO A LA OBTENCIÓN DEL TÍTULO DE
INGENIERO AMBIENTAL**

DAVID FERNANDO PIEDRA SANTILLAN

(david.piedra@epn.edu.ec)

DIRECTOR: MARCOS JOSHUA VILLACIS ERAZO

(marcos.villacis@epn.edu.ec)

QUITO, 2021

DECLARACIÓN

Yo, David Fernando Piedra Santillan, declaro que el trabajo aquí descrito es de mi autoría, que no ha sido previamente presentado para ningún grado o calificación profesional; y, que he consultado las referencias bibliográficas que se incluyen en este documento.

La Escuela Politécnica Nacional puede hacer uso de los derechos correspondientes a este trabajo, según lo establecido por la Ley de Propiedad Intelectual, por su Reglamento y por la normativa institucional vigente.

DAVID FERNANDO PIEDRA SANTILLAN

CERTIFICACIÓN

Certifico que el presente trabajo fue desarrollado por David Fernando Piedra Santillan, bajo mi supervisión.

Dr. Marcos Joshua Villacis Erazo

DIRECTOR DE PROYECTO

AGRADECIMIENTOS

A mi madre, Myrian, quien se ha esforzado y sacrificado de manera incansable para que yo pueda cumplir mis metas, dándome el cariño, el apoyo y la voluntad para seguir en cada momento difícil y permitirme creer que puedo alcanzar a ser lo que yo me imagine.

A mis hermanos Darío, Andrea, Camilo y Andrés, que han sido la luz que guía cada paso de mi vida, con sus consejos, el cariño y el apoyo me llevaron a cumplir esta meta.

A cada uno de mis amigos de la universidad, especialmente Mishu, David, Bryan y Andreita que son como mis hermanos, con ustedes compartí momentos felices y momentos de desanimo, pero jamás nos rendimos.

A mi querida Naghia por tu amor incondicional y paciencia conmigo en cada momento.

De igual forma, agradezco a mi director de Tesis, Doctor Marcos Villacis, que con su experiencia me guio en este trabajo.

A la Escuela Politécnica Nacional que me brindo un sinfín de conocimientos en estos años.

DEDICATORIA

El presente trabajo va dedicado a mi madre que me apoyo todo el tiempo en cada momento.

A mis sobrinos Adrián y Emiliano que espero ser un modelo en sus vidas para puedan logran todo lo que se propongan.

A cada una de las personas que siempre confiaron en mí.

CONTENIDO

| | |
|--|------------|
| DECLARACIÓN | II |
| CERTIFICACIÓN | III |
| AGRADECIMIENTOS..... | IV |
| DEDICATORIA | V |
| LISTA DE FIGURAS..... | IX |
| LISTA DE TABLAS | XI |
| RESUMEN | XII |
| ABSTRACT | XIV |
| CAPÍTULO 1 | 1 |
| INTRODUCCIÓN | 1 |
| 1.1. ANTECEDENTES | 1 |
| 1.2. PROBLEMÁTICA | 2 |
| 1.3. HIPÓTESIS..... | 3 |
| 1.4. OBJETIVOS..... | 3 |
| 1.4.1. OBJETIVO GENERAL..... | 3 |
| 1.4.2. OBJETIVOS ESPECÍFICOS..... | 3 |
| 1.5. JUSTIFICACIÓN..... | 4 |
| CAPÍTULO 2..... | 5 |
| MARCO TEÓRICO Y ESTADO DEL ARTE | 5 |
| 2.1. FUNDAMENTOS TEÓRICOS | 5 |
| 2.1.1. Glaciar | 5 |
| 2.1.2. Zona de acumulación | 5 |
| 2.1.3. Zona de ablación | 5 |
| 2.1.4. Línea de equilibrio | 6 |
| 2.1.5. Balance de masa..... | 6 |
| 2.1.6. Balance de energía..... | 6 |
| 2.1.7. Balance hidrológico | 7 |
| 2.2. ESTADO DEL ARTE | 7 |
| 2.2.1. Modelación hidrológica | 7 |
| 2.2.2. Modelación glaciológica..... | 8 |
| 2.2.4. Modelación Climática..... | 9 |
| 2.2.5. Modelos de Circulación General | 10 |

| | |
|---|----|
| 2.2.6. CMIP5 | 11 |
| 2.2.6.1. CSIRO-Mk36 | 12 |
| 2.2.6.2. GISS-E2 | 12 |
| 2.2.6.3. IPSL-CM5A-MR | 12 |
| 2.2.7. Trayectorias Representativas De Concentración (RCP) | 13 |
| 2.3. FUNCIONAMIENTO DEL MODELO HIDROGLACIOLÓGICO | 14 |
| CAPÍTULO 3 | 17 |
| METODOLOGÍA | 17 |
| 3.1. ZONA DE ESTUDIO | 17 |
| 3.2. DATOS HISTÓRICOS | 18 |
| 3.2.1. Área del Glaciar | 18 |
| 3.2.2. Precipitación | 19 |
| 3.2.3. Temperatura | 21 |
| 3.2.4. Caudales | 22 |
| 3.2.5. Otras Variables | 22 |
| 3.3. PROCESAMIENTO DE LOS DATOS DE LOS TRES MODELOS | 22 |
| 3.4. MÉTODOS Y CÁLCULOS | 23 |
| 3.4.1. Balance de masas del glaciar y caudal glaciar | 23 |
| 3.4.2. Condiciones Iniciales | 24 |
| 3.4.3. Variación del Volumen Glaciar | 24 |
| 3.4.4. Sublimación | 26 |
| 3.4.5. Fusión | 28 |
| 3.4.6. Determinación del Factor de corrección por radiación incidente | 29 |
| 3.4.7. Determinación de la Pendiente | 30 |
| 3.4.8. Determinación de las alturas límites | 32 |
| 3.4.9. Caudal no glaciar | 34 |
| 3.5. CALIBRACIÓN | 36 |
| 3.5.1. Optimización de BBahr y CBahr | 36 |
| 3.5.2. Optimización de $aice_{\uparrow}$ y $aice_{\downarrow}$ | 37 |
| 3.5.3. Corrección de k_r y k_b | 37 |
| 3.5.4. Corrección de F_i | 38 |
| 3.6. COEFICIENTES DE EFICIENCIA | 38 |
| 3.6.1. Coeficiente de Nash | 38 |
| 3.6.2. Coeficiente de Bias | 39 |
| 3.6.3. Raíz del error cuadrático medio | 39 |
| 3.7. PROGRAMACIÓN DEL MODELO EN R-STUDIO | 39 |
| CAPÍTULO 4 | 43 |
| RESULTADOS Y DISCUSIONES | 43 |
| 4.1. SERIES DE DATOS METEOROLÓGICOS | 43 |
| 4.1.1. Series del periodo de calibración de datos del ensamble | 43 |
| 4.2. CAUDAL NO GLACIAR | 45 |
| 4.2.1. Periodo de calibración | 45 |

| | |
|--|----|
| 4.3. CAUDAL GLACIAR Y VARIACIÓN DEL ÁREA..... | 46 |
| 4.3.1. Periodo de calibración | 46 |
| 4.3.2. Serie histórica de 1981 a 2010 | 47 |
| 4.3.3. Escenarios futuros | 48 |
| 4.3.3.1. Escenario RCP4.5..... | 48 |
| 4.3.3.2. Escenario RCP8.5..... | 50 |
| 4.4. DISCUSIÓN | 52 |
| 4.4.1. Periodo de calibración | 52 |
| 4.4.2. Temperatura en los escenarios futuros..... | 53 |
| 4.4.3. Precipitación en los escenarios futuros..... | 54 |
| 4.4.4. Cambios por la pendiente y Radiación Incidente | 56 |
| 4.4.5. Caudal no glaciar..... | 57 |
| 4.4.6. Caudal glaciar..... | 58 |
| 4.4.7. Caudal total | 58 |
| 4.4.8. Variación del área..... | 59 |
| 4.4.9. Factores calibrados y corregidos | 60 |
| CAPÍTULO 5..... | 63 |
| CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES..... | 63 |
| 5.1. CONCLUSIONES | 63 |
| 5.1.1. Respecto al objetivo general..... | 63 |
| 5.1.2. Respecto a los objetivos específicos | 65 |
| 5.1.2.1. Variación del área y el volumen del glaciar..... | 65 |
| 5.1.2.2. Escorrentía de origen glaciar y no glaciar..... | 65 |
| 5.1.2.3. Proyección a futuro de la variación del glaciar y descarga total..... | 66 |
| 5.2. RECOMENDACIONES | 67 |
| REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS | 68 |
| ANEXOS..... | 76 |
| ANEXO N°1 | 77 |
| GRÁFICOS DE LA SERIE DE PRECIPITACIÓN EN LOS ESCENARIOS RCP4.5 Y RCP8.5 | 77 |
| ANEXO N°2 | 79 |
| SCRIPT DEL MODELO HIDROGLACIOLÓGICO | 79 |

LISTA DE FIGURAS

| | |
|--|----|
| Figura 2.1. Partes de un glaciar y el balance de masa que ocurre. | 7 |
| Figura 2.2. Diagrama del funcionamiento del cálculo del caudal total en el modelo glaciológico. | 15 |
| Figura 3.1. Ubicación de los glaciares 15 y 12 (Los Crespos) en el volcán Antisana. | 18 |
| Figura 3.2. Ubicación del vector regional J utilizado para la extensión de la serie de datos. | 20 |
| Figura 3.3. Variación de la precipitación mensual del vector J y la media de las estaciones P05, P06 y P07. | 21 |
| Figura 3.4. Variación de la temperatura mensual del medida y ensamble de los modelos. | 22 |
| Figura 3.5. Perfil medio del glaciar “Los Crespos” del volcán Antisana. | 32 |
| Figura 3.6. Caudal Base y Caudal no glaciar calculado a partir de los datos de caudal instantáneo en el periodo 2005-2010. | 36 |
| Figura 3.7. Diagrama de flujo del funcionamiento del modelo hidrogliaciológico del glaciar Los Crespos. | 42 |
| Figura 4.1. Serie histórica de precipitación con datos del reanálisis rellenos con datos observados. | 44 |
| Figura 4.2. Serie histórica de temperatura con datos del reanálisis rellenos datos observados. | 44 |
| Figura 4.3. Comparación entre el caudal no glaciar observado y el caudal no glaciar modelado en el periodo de calibración. | 45 |
| Figura 4.4. Comparación entre el área glaciar observada y el área modela en el periodo de calibración. | 46 |
| Figura 4.5. Comparación del caudal mensual observado y el caudal modelado en el periodo de 2005-2010. | 47 |
| Figura 4.6. Comparación entre la serie del periodo histórico del caudal total modelo y el caudal medido. | 47 |
| Figura 4.7. Series del periodo histórico de caudales resultantes del modelo hidrogliaciológico. | 48 |

| | |
|---|----|
| Figura 4.8. Serie de caudal total modelado en el escenario RCP4.5..... | 49 |
| Figura 4.9. Series de caudal glaciar y no glaciar modelados en el escenario RCP4.5..... | 49 |
| Figura 4.10. Área del glaciar modelada en el escenario RCP4.5..... | 50 |
| Figura 4.11. Serie de caudal total modelado en el escenario RCP8.5..... | 50 |
| Figura 4.12. Series de caudal glaciar y no glaciar modelados en el escenario RCP8.5..... | 51 |
| Figura 4.13. Área del glaciar modelada en el escenario RCP8.5..... | 51 |
| Figura 4.14. Serie de temperatura del ensamble de los modelos utilizados en el escenario RCP4.5..... | 53 |
| Figura 4.15. Serie de temperatura del ensamble de los modelos utilizados en el escenario RCP8.5..... | 54 |
| Figura 4.16. Variación de la precipitación en el periodo de 1981 a 2070 en el escenario RCP4.5..... | 55 |
| Figura 4.17. Variación de la precipitación en el periodo de 1981 a 2070 en el escenario RCP8.5..... | 55 |
| Figura 4.18. Variación a lo largo del año de la Radiación Incidente en cada pendiente(S)..... | 57 |
| Figura 4.19. Series de caudal total modelados en los escenarios RCP4.5 y RCP8..... | 59 |
| Figura 4.20. Comparación del área del glaciar modelada en los escenarios RCP4.5 y RCP8.5..... | 60 |
| Figura A1.1. Series de precipitación de los datos del ensamble del escenario RCP4.5, procesados y sin procesar..... | 77 |
| Figura A1.2. Series de precipitación de los datos del ensamble del escenario RCP8.5, procesados y sin procesar..... | 79 |

LISTA DE TABLAS

| | |
|--|----|
| Tabla 3.1. Variación de la superficie del glaciar los crespos en el periodo de 1956-2007..... | 19 |
| Tabla 3.2. Ubicación de las estaciones de las tres de la cuenca humboldt usadas para obtener datos de precipitación. | 19 |
| Tabla 4.1. Parámetros calibrados en la modelación del área y valores de los coeficientes nash, bias y rmse. | 61 |
| Tabla 4.2. Parámetros corregidos en la modelación del caudal y valores de los coeficientes nash, bias y rmse..... | 62 |

RESUMEN

En el Ecuador los glaciares se ubican en volcanes activos y la mayoría son reservorios de agua para las principales ciudades de la región Sierra. En el volcán Antisana se cuentan 17 glaciares, los cuales contribuyen de suministro de agua a los ríos que llegan a la ciudad de Quito. En los últimos años, el retroceso acelerado de los glaciares por el cambio climático (producido mayormente debido a acción antropogénica) afecta a las ciudades y poblaciones que se proveen del recurso hídrico que proviene de estos. El monitoreo y estudio de los glaciares permite realizar análisis de la evolución del área glaciaria.

Para el estudio de los glaciares se han desarrollado varias metodologías, una de las más usadas y eficientes es la modelación hidroglaciológica. En esta se simulan y evalúan los cambios que se producen en el glaciar y permite además modelar los cambios que ocurren en la cuenca hidrográfica y en cada componente del ciclo hidrológico.

En la presente investigación se implementa un modelo hidroglaciológico para el glaciar Los Crespos ubicado en el volcán Antisana, simulando el caudal de origen glaciar, el caudal no glaciar y la variación del área en el periodo de 1981 a 2070. Las variables de entrada utilizan datos meteorológicos del ensamble de los modelos climáticos CSIRO-Mk36, GISS-E2, y IPSL-CM5A-MR en los dos escenarios de cambio climático RCP4.5 Y RCP8.5. También se usan datos de precipitación observados en las estaciones P05 Mica, P06 Humboldt, P07 Crespos, y los datos de temperatura observados en la estación ORE.

La calibración del modelo hidroglaciológico respecto al caudal glaciar obtuvo valores de ajuste de Nash de 0.68 y con respecto a la simulación del área glaciar se obtuvo un valor de ajuste de Nash de 0.60. En la modelación de las series futuras se obtuvo que en el escenario RCP4.5 el área glaciar se habrá reducido en un 75% del valor inicial en el año 1981 y en el escenario RCP8.5 la reducción será del 80%. En cuanto al caudal total, la variación de ambos escenarios es similar, siendo los años finales de la serie donde el caudal en el escenario RCP8.5 será 10% mayor

al escenario RCP4.5, donde el caudal no glaciar se incrementa en los dos escenarios llegando a ser mayor al caudal glaciar al final de la serie en 2070.

La calibración del modelo con el uso de datos medidos, permite tener una precisión mayor en la simulación de las variables glaciológicas e hidrológicas lo que permite una mayor fiabilidad en los resultados. Estos nos muestran que en los dos escenarios de cambio climático la reducción del glaciar será inevitable. El escenario RCP8.5 es el que tiene una tasa de reducción más rápida y de igual manera será en este dónde se tenga un caudal mayor en la década de 2060 a 2070.

ABSTRACT

In Ecuador, glaciers are located in active volcanoes and most are water reservoirs for the main cities of the Sierra region. In the Antisana volcano there are 17 glaciers, which contribute to the supply of water to the rivers that reach the city of Quito. In recent years, the accelerated retreat of glaciers due to climate change (produced mainly due to anthropogenic action) affects cities and towns that are supplied with the water resource that comes from them. The monitoring and study of glaciers allows analysis of the evolution of the glacier area.

For the study of glaciers, several methodologies have been developed, one of the most used and efficient is hydro-glaciological modeling. This simulates and evaluates the changes that occur in the glacier and also allows modeling the changes that occur in the hydrographic basin and in each component of the hydrological cycle.

In this research, a hydroglaciological model is implemented for the Los Crespos glacier located in the Antisana volcano, simulating the flow of glacial origin, the non-glacial flow and the variation of the area in the period from 1981 to 2070. The input variables use data meteorological data from the assembly of the CSIRO-Mk36, GISS-E2, and IPSL-CM5A-MR climate models in the two climate change scenarios RCP4.5 and RCP8.5. Precipitation data observed at stations P05 Mica, P06 Humboldt, P07 Crespos, and temperature data observed at ORE station are also used.

The calibration of the hydroglaciological model with respect to the glacial flow obtained Nash adjustment values of 0.68 and with respect to the simulation of the glacial area, a Nash adjustment value of 0.60 was obtained. In the modeling of the future series, it was obtained that in the RCP4.5 scenario the glacier area will have been reduced by 75% of the initial value in 1981 and in the RCP8.5 scenario the reduction will be 80%. Regarding the total flow, the variation of both scenarios is similar, being the final years of the series where the flow in the RCP8.5 scenario will be 10% higher than the RCP4.5 scenario, where the non-glacial flow increases in

both. scenarios becoming greater than the glacial flow at the end of the series in 2070.

The calibration of the model with the use of measured data, allows to have a greater precision in the simulation of glaciological and hydrological variables, which allows greater reliability in the results. These show us that in the two climate change scenarios the reduction of the glacier will be inevitable. The RCP8.5 scenario is the one with the fastest reduction rate and in the same way it will be in this one where there is a higher flow in the decade from 2060 to 2070.

CAPÍTULO 1

INTRODUCCIÓN

1.1.ANTECEDENTES

El 99% de los glaciares tropicales del mundo están ubicados en los Andes (mayores a 4000 m s.n.m.), el 4 % de estos se encuentran en el Ecuador (Rabatel et al., 2013). En los últimos años se viene dando un retroceso acelerado en la superficie de glaciares andinos, que está asociado al cambio climático por acción antropogénica principalmente. Este retroceso afecta de manera importante a suministros de agua para ciudades y poblaciones ubicadas en sitios donde los glaciares representan un aporte significativo de este recurso (Johansen et al., 2018).

En el caso de los glaciares que se encuentran en el Ecuador, su mayoría están ubicados en cumbres de volcanes activos y representan en parte reservorios de agua dulce para las principales ciudades de la región Sierra (Tapia, 2015). El casquete glaciar del volcán Antisana está subdividido en 17 glaciares (Basantes, 2010), que llegaban a cubrir 14 km² de área en el año 2004, de los cuales dos han sido monitoreados constantemente desde 1999: Los Crespos y el glaciar 15 (α y β) (Cauvy-Fraunié, 2014). El seguimiento que se ha dado en estos glaciares ha contribuido a estimar la reducción de su superficie y ha permitido realizar análisis históricos (1950-presente) del retroceso del glaciar.

Recientemente, Basantes-Serrano et al. (2016) demostraron ligeras fluctuaciones en el glaciar 15 α del volcán Antisana tanto como en retroceso del frente glaciar y pérdida de volumen. Este estudio analiza tales fluctuaciones mediante el uso de fotografías aéreas, imágenes satelitales, mediciones de precipitación in situ y medidas puntuales de balance de masa sobre la zona de ablación del glaciar. El balance de masa glaciológico es entonces estimado utilizando métodos estadísticos, entre ellos el método de Lliboutry, para posteriormente ser refinado con una corrección geodésica.

Por otro lado, Mancinati et al. (2014) proponen un modelo estadístico utilizando correlaciones múltiples para crear series de tiempo del balance de masa. La serie de variación de temperatura más larga se compara con la variación de la temperatura en el hemisferio sur y con esto crean una relación entre el balance de masa y la tendencia de temperatura. De este modelo podemos destacar que la temperatura y el viento son los mejores factores meteorológicos para realizar el balance de masa.

El modelo para glaciares tropicales planteado por Aubry-Wake et al. (2017) utilizan temperaturas superficiales para calcular margen de flujo de onda larga. Esto permite obtener una mejor evaluación en el balance energético de glaciares tropicales. Para modelos de derretimiento basados en la física también permite una estimación más acertada de la generación de agua de deshielo.

El modelo glaciológico propuesto por Pouget (2010) permite crear una división dinámica en el glaciar. La cual se da dependiendo de un límite de temperatura en las zonas de acumulación y ablación. Esto permite que se pueda explicar la sublimación en otras variables meteorológicas.

1.2.PROBLEMÁTICA

Los glaciares que se sitúan en el volcán Antisana y en el volcán Cotopaxi tienen gran importancia. El promedio anual de agua proveniente de deshielo glaciar que contribuye al suministro de los ríos que llegan a la ciudad de Quito es del 2.2% en un año normal, con un máximo mensual de 5.3%. Sin embargo, en un año de sequía este valor se incrementa a un promedio anual de 3.7% y máximo mensual de 15.4% (Buytaert et al., 2017).

Actualmente Quito cuenta aproximadamente con más de 2.5 millones de habitantes y desde 1950 su población se ha multiplicado por siete, con un crecimiento anual del 1.5% (Pouget et al., 2017). Esto conlleva a que sea necesario una mayor cantidad de recurso hídrico para satisfacer la necesidad de la creciente población. Esta es la razón por lo que resulta conveniente conocer la capacidad de producción de los glaciares que proveen este recurso.

Los glaciares tropicales además tienen una sensibilidad muy alta, por lo que son claves para poder determinar la variación de la cantidad de agua producida, percibir el cambio climático y entender las fluctuaciones climáticas a través del tiempo (Bernard Francou et al., 2004). Los glaciares del Antisana se ubican en un régimen climático complejo debido a la topografía de los Andes que controla la interacción de circulaciones regionales y locales (Favier, 2004; Laraque et al., 2007). Es así como en este proyecto de investigación se implementa un modelo que permita cuantificar el recurso hídrico proveniente del glaciar Los Crespos del Antisana. El análisis se realiza entonces, en condiciones presentes, pasadas y especialmente futuras tomando en cuenta diferentes modelos climáticos globales y Trayectorias de Concentración Representativas (RCP, por sus siglas en inglés).

1.3.HIPÓTESIS

Las condiciones de los escenarios ligados al cambio climático provocarán la desaparición de los glaciares en los próximos años, afectando a la cantidad de agua proveniente de estos que es aprovechada por varias ciudades.

1.4.OBJETIVOS

1.4.1. OBJETIVO GENERAL

Evaluar los escenarios climáticos futuros en el glaciar Los Crespos del volcán Antisana, mediante la aplicación de un modelo hidroglaciológico.

1.4.2. OBJETIVOS ESPECÍFICOS

- Determinar la variación del área y el volumen del glaciar bajo las condiciones meteorológicas de la zona.
- Estimar la escorrentía de origen glaciar y no glaciar.

- Realizar la proyección a futuro de la variación del glaciar y la descarga total ante las posibles condiciones climáticas, tomando en cuenta las correcciones necesarias del clima respecto al periodo de referencia.

1.5.JUSTIFICACIÓN

Se pronostica que la mayoría o casi todos los glaciares que se ubican en los Andes vayan disminuyendo en tamaño en los próximos años. Los cambios hidrológicos ligados a este proceso van a repercutir de manera significativa en los ecosistemas asociados a estos (Johansen et al., 2018). El retroceso de la cobertura glaciar afecta de manera significativa a los recursos hídricos, las consecuencias que se tendrán en las altas cuencas glaciares serán inevitables (Francou et al., 2013).

La ciudad Quito que obtiene parte del recurso hídrico del glaciar Los Crespos, se vería afectada por los cambios que se produzcan, tanto en la variación del recurso hídrico como en la disminución de este. Se han desarrollado varios modelos que permiten verificar la variación del volumen de los glaciares tropicales tanto a escala regional como local. En estos el aporte máximo del glaciar Antisana a la red de suministro de agua, se ha estimado hasta en un 15% en los meses secos (Buytaert et al., 2017).

La modelación hidro glaciológica nos permite determinar mediante el uso de datos climáticos en diferentes escenarios globales RCP4.5 y RCP8.5, como se dará el cambio de la capacidad de producir el recurso hídrico del glaciar Los Crespos. También se puede analizar cómo se va a dar la variación del volumen del glaciar en cada uno de los dos escenarios climáticos. Por último, nos permite estimar la velocidad de retroceso del área del glaciar y las implicaciones asociadas a esta disminución.

CAPÍTULO 2

MARCO TEÓRICO Y ESTADO DEL ARTE

2.1.FUNDAMENTOS TEÓRICOS

Para facilitar la comprensión del trabajo desarrollado a partir del capítulo 3, se describen algunos conceptos que son utilizados para concernir los procesos físicos que ocurren en un glaciar.

2.1.1. Glaciar

Es una masa de hielo compactado que se forma y se conserva cuando la precipitación de nieve se va acumulando en un sitio el tiempo suficiente para transformarse en hielo (National Snow and Ice Data Center, 2020). En este sitio las condiciones favorecen que la cantidad de nieve que precipita supere la cantidad de hielo y nieve que se sublima, así produciéndose acumulación de esta (Ortega, 2010). En los glaciares se puede distinguir tres partes principales: zona de acumulación, zona de ablación y zona de equilibrio. Estos además son capaces de moverse lentamente de acuerdo a la mecánica del medio continuo, también tienen avances o retrocesos en su superficie dependiendo de la cantidad de nieve acumulada, sublimada o derretida (National Snow and Ice Data Center, 2020).

2.1.2. Zona de acumulación

Es la parte del glaciar donde se acumula la nieve, debido a que las pérdidas por sublimación o fusión no llegan a ser mayores a la cantidad de precipitación de nieve. Esta zona se ubica generalmente en la parte más alta y siempre está cubierta por nieve (Singh et al., 2011).

2.1.3. Zona de ablación

Es la zona que se ubica entre la línea de equilibrio y la zona terminal, donde la nieve y el hielo del glaciar se pierden debido a varios procesos. Los principales causantes son derretimiento, escorrentía, sublimación, evaporación, desprendimiento e inclusive por acción del viento que lleva la nieve de la cuenca glaciar (Singh et al., 2011).

2.1.4. Línea de equilibrio

La línea de equilibrio (Equilibrium Line Altitude, ELA) es la altitud media que muestra la zona de un glaciar donde se separa la zona de acumulación y la zona de ablación. Está determinado por las condiciones meteorológicas locales y es un buen indicador del clima regional, debido a que se relaciona con la variabilidad climática. Esto debido a que la cantidad y fase de precipitación de nieve influye de manera directa en su acumulación (Singh et al., 2011).

2.1.5. Balance de masa

El balance de masa permite conocer de manera precisa la pérdida o ganancia de masa de un glaciar, en base al proceso de acumulación o ablación que tenga mayor influencia en el glaciar. Tanto la acumulación como la ablación están relacionados de manera importante con la temperatura, precipitación, humedad, entre otras variables climáticas (Cáceres, 2010). El balance de masa se puede obtener a partir de mediciones mensuales en la zona de acumulación y ablación del glaciar, esta variación se representa generalmente durante el periodo de un año hidrológico (enero a diciembre). El balance de masa es la información más importante en el estudio de glaciares (Cáceres, 2010; Ortega, 2010).

2.1.6. Balance de energía

El balance de energía se consigue al realizar una estimación de los flujos energéticos (radiativos, conductivos y turbulentos) entre la atmósfera y el glaciar. Convencionalmente el balance de energía es positivo cuando el flujo va hacia la

superficie del glaciar generando ganancia de energía. El balance es negativo cuando el flujo va desde la superficie hacia la atmósfera lo que supone una pérdida de energía (Bernard Francou & Pouyaud, 2008; Gualco, 2018).

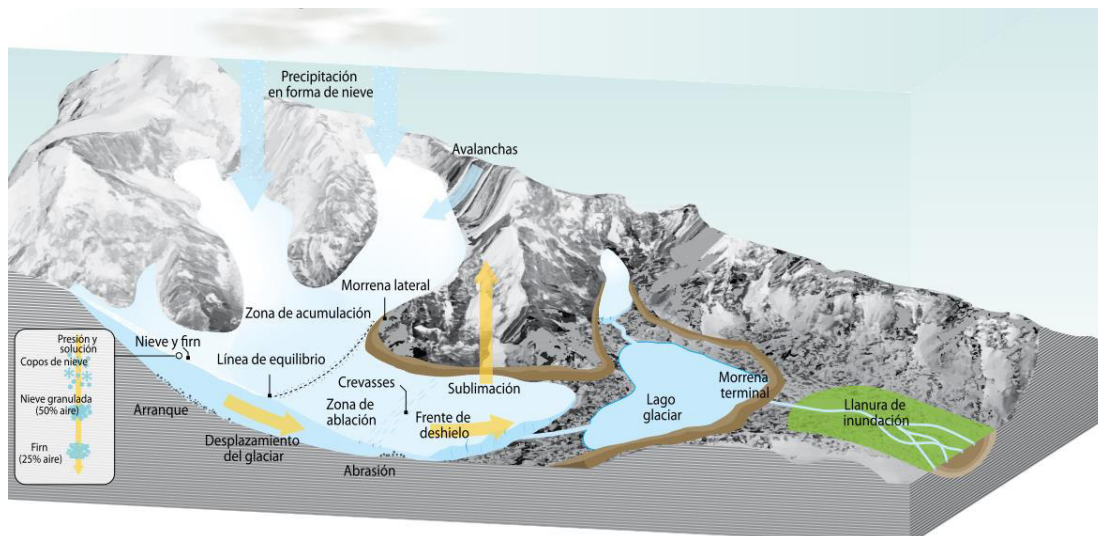


Figura 2.1. Partes de un glaciar y el balance de masa que ocurre.

(Johansen et al., 2018)

2.1.7. Balance hidrológico

El balance hidrológico permite obtener el valor acumulado de la fusión de todo el glaciar, se calcula tomando en cuenta la precipitación sobre el glaciar y su cuenca. También se toma el volumen de agua escurrido a una estación ubicada en un río, el área de glaciar, el área total de la cuenca y un coeficiente de escurrimiento para el área no cubierta por el glaciar (Ortega, 2010).

2.2. ESTADO DEL ARTE

2.2.1. Modelación hidrológica

La modelación hidrológica consiente en simular los procesos que corresponden al balance que ocurre en una cuenca hidrográfica y a cada uno de los componentes del ciclo hidrológico. Es necesario conocer cuáles son las entradas y las salidas a de esta cuenca, para poder representar los caudales con una precisión mayor. Es una herramienta que permite conocer el funcionamiento y comportamiento del ciclo hidrológico en una cuenca (Cárdenaz, 2017; Garzón Martínez et al., 2018).

La simulación resultante de los modelos no puede representar de manera perfecta los procesos que se dan en la hidrología, ya que se pueden presentar errores de distintos orígenes. Para reducir este error se lleva a cabo un proceso de calibración adecuado, que consiste en identificar los valores de cada parámetro del modelo en los que estos se ajustan de manera más óptima a los datos observados. Para evaluar la bondad de ajuste de un modelo se usa una función objetivo, entre ellas, el más usado en la hidrología es el criterio Nash-Sutcliffe (Cabrera, 2012; Nash & Sutcliffe, 1970).

Para que los resultados de la modelación sean los de mejor calidad se debe además tener en cuenta información relacionada con la cobertura vegetal, la elevación y datos geomorfológicos de la zona de estudio. La calidad de la información de ingreso también permitirá tener menor incertidumbre en la respuesta del modelo (Garzón Martínez et al., 2018). En los datos de entrada del modelo que se implementa en el glaciar Los Crespos no se toman datos de cobertura vegetal, ya que se enfoca en los procesos que se producen en el glaciar.

2.2.2. Modelación glaciológica

La modelación glaciológica se basa principalmente en evaluar los cambios que se producen en un glaciar: en su geometría, el área cubierta por hielo, la longitud del glaciar y el espesor del hielo. Para evaluar cada variable de un glaciar se usan métodos diversos como mediciones de estacas de ablación in situ, teledetección, aerofotografías, entre otros. También se utilizan modelos que combinen balance de masa superficial que refleje el forzamiento climático y la dinámica del flujo de hielo (Cauvy-Fraunié, 2014). La modelación glaciológica permite evaluar la respuesta que se produce de un glaciar a cambios climáticos y como estos afectan a otros componentes ambientales. Es por esto que se debe desarrollar un acoplamiento entre el clima, el balance de masas del glaciar y la geometría del glaciar (Albrecht et al., 2000).

Existen varios procesos naturales involucrados en la glaciología, cada uno con múltiples características físicas y escalas de tiempo. Es por esta razón que la modelación glaciológica siempre integrará solo una parte del extenso conjunto que

se lleva a cabo en el sistema general, lo que genera que el resultado del modelo tenga un margen de error (Martin, 2013). Para que este error sea el menor posible se debe abarcar varios procesos de la glaciología con la que se tengan datos medidos.

2.2.3. Modelación Hidro glaciológica

La modelación hidro glaciológica es la adaptación de modelos que permitan simular la fusión de nieve o hielo que se produce en el glaciar, con modelos que establezcan la escorrentía. Lo que permite estimar el caudal proveniente de cuencas que estén parcialmente cubiertas por glaciar (Gualco, 2018). También permiten conocer la variación del volumen y área del glaciar.

Los datos más frecuentemente usados de entrada en un modelo hidrogliaciológico son la temperatura y la precipitación, siendo este último el más importante para simular la acumulación de nieve. Estos datos se pueden obtener mediante: mediciones directas e interpolaciones de datos de estaciones ubicadas en el glaciar, datos de reanálisis, datos de modelos climáticos y datos satelitales (van Tiel et al., 2020). En el modelo que se implementa también se incluyen datos de humedad relativa y velocidad de viento.

2.2.4. Modelación Climática

El clima lo podemos definir como una descripción estadística del tiempo en la media y variabilidad de ciertas magnitudes en grandes periodos de tiempo. Las variables de superficie más comúnmente usadas son la temperatura, precipitación y el viento (John T. Houghton et al., 1997).

La modelación del clima es la representación de los procesos que ocurren en un sistema climático (interacción entre la atmósfera, hidrosfera, criósfera, litosfera y biosfera, que evoluciona en el tiempo por su dinámica interna y por forzamientos externos), para poder representar el clima presente y su evolución en el tiempo (Alonso & Jimenez, 1999). Existen gran cantidad de modelos que permiten simular el clima, cada uno de estos debe partir de condiciones iniciales que se encuentren

en un estado de equilibrio lo más realista al sistema climático. Debido a que la mayoría de las veces no se cuenta con toda información disponible, para llegar a este estado de equilibrio se interpola las observaciones puntuales disponibles (Castro, 2008).

Para el caso de Ecuador se dispone de 15 simulaciones de modelos climáticos detallados en Armenta et al., (2016). Dichos modelos ofrecen una representación para la zona tropical de Sudamérica más optima, éstos se evaluaron en el periodo de 1981-2005 comparándolos con las series de datos mensuales observados en las estaciones del INAMHI (Instituto Nacional de Meteorología e Hidrología). De este grupo de modelos se eligieron 3 que se utilizan para obtener los datos climatológicos en el funcionamiento del modelo hidroglaciológico.

2.2.5. Modelos de Circulación General

Los Modelos de Circulación General (GCM) se definen de acuerdo a Armenta et al., (2016) como “una representación numérica multidimensional de la dinámica atmosférica, y por lo tanto de la circulación general alrededor del planeta que buscan representar procesos físicos en la atmósfera, los océanos, la criósfera y en la superficie terrestre” (p.15). Estos modelos permiten generar proyecciones de la evolución climática en el futuro y pasado a escala global y regional, los modelos funcionan simulando los procesos físicos provenientes del clima del planeta dividiéndole en atmosfera, hidrosfera y el resto de sus componentes. Los procesos climáticos que generalmente se simulan son la temperatura de la atmosfera y océanos, las precipitaciones, las nubes, las corrientes oceánicas, etc. Estas proyecciones proporcionan resultados que llegan a tener una resolución horizontal que generalmente es de 100 km (IPCC, 2014; Paz et al., 2019).

La resolución de los modelos no es suficiente para la representación en la escala regional. Esto es debido a que los fenómenos locales que tienen menor escala espacial y temporal no se representan de manera adecuada, por lo que se utilizan métodos de reducción de escala para solucionar este problema. Los métodos que se utilizan pueden ser estáticos (análisis del comportamiento de los datos observados en un periodo de tiempo largo), dinámicos (se configura datos de los

GCM para tener resoluciones más detalladas) y dinámicos-estáticos (una combinación de los dos métodos) (Armenta et al., 2016).

La información acerca del clima en el futuro que nos brindan estos modelos, nos permite proyectar el cambio climático a nivel regional, también evaluar riesgos para generar políticas de adaptación a este cambio. En la actualidad se han desarrollado una gran cantidad de modelos de circulación general. Alrededor de 22 centros en todo el mundo han trabajado para extender más de 35 GCM que están sistematizados en la quinta fase del Proyecto de Intercomparación de Modelos Acoplados (CMIP5) (Fajardo et al., 2020).

2.2.6. CMIP5

El Proyecto de Intercomparación de Modelos Acoplados (CMIP) es un marco experimental estándar que permite estudiar el conjunto de datos de varios modelos GCM acoplados y evaluar su desempeño. La finalidad que tiene es proporcionar información de las proyecciones climáticas y ayudar a mejorarlas para el desarrollo de modelos futuros (Ambrizzi et al., 2019). Este proyecto actualmente cuenta con 6 fases, siendo la quinta fase la última en estar completa.

Para promover la quinta fase del proyecto (CMIP5) se contó con la ayuda del programa de Investigación del Clima Mundial (World Climate Research Programme's, WCRP), el Grupo de Trabajo en Modelos Acoplados (Working Group on Coupled Modelling, WGCM). También se tuvieron contribuciones del Programa Internacional de Geosfera y Biosfera (International Geosphere–Biosphere Programme's, IGBP) y con el proyecto Análisis, Integración y Modelado del Sistema Terrestre (Analysis, Integration and Modeling of the Earth System, AIMES). Otros 20 grupos de modelación climática alrededor del mundo también contribuyeron en quinta fase (Taylor et al., 2012).

Los experimentos de CMIP5 incluye dos tipos de modelación del cambio climático: integraciones de corto plazo (10-30 años) e integraciones a largo plazo (escala de tiempo de 100 años). Estas investigaciones se ha convertido en un elemento principal que permite evaluaciones nacionales e internacionales del cambio climático (Rivera & Arnould, 2020; Taylor et al., 2012). Los modelos CMIP5 de

cuales se obtiene los datos climatológicos para el funcionamiento del modelo que se implementa son CSIRO-Mk36, GISS-E2, y IPSL-CM5A-MR. Ya que de acuerdo con Armenta et al. (2016) se encuentran entre los 15 modelos que mejor representan el clima del país y además en estos modelos los valores de las métricas tienen los valores más altos y menor diferencia entre cada uno de ellos.

2.2.6.1. CSIRO-Mk36

Este es un modelo dinámico / termodinámico que tiene 31 niveles verticales y una resolución horizontal de $1.9^\circ \times 1.9^\circ$, además cada cuadrícula está asociada a dos capas oceánicas. Este modelo se desarrolló a partir de la versión anterior CSIRO-Mk3.5 por la Organización de Investigación Científica e Industrial de la Commonwealth en colaboración con el Centro de Excelencia sobre Cambio Climático de Queensland. En este modelo además de incluir el hielo marino en la modelación atmosférica se incluyen las variables tratamiento de aerosol interactivo, radiación actualizada y un esquema actualizado de la capa límite atmosférica (Campozano et al., 2020; Collier et al., 2013).

2.2.6.2. GISS-E2

El modelo GISS-E2 fue desarrollado por Instituto Goddard de Estudios Espaciales (Goddard Institute for Space Studies, GISS) se ayuda del CMIP5 para expandir sus versiones de modelos anteriores, puede simular la nubosidad convectiva y el cálculo de la temperatura de los ciclos solares diarios y estacionales. En el esquema de radiación de este modelo se incluyen partículas de nubes, aerosoles y gases traza radioactivos. En este modelo se establece que la precipitación se da cuando existen condiciones sobresaturadas. El modelo tiene una resolución horizontal de $2^\circ \times 2.5^\circ$, dos capas hidrológicas terrestres y nueve capas de atmosfera (Campozano et al., 2020; Schmidt et al., 2014).

2.2.6.3. IPSL-CM5A-MR

IPSL-CM5A-MR es un modelo atmosférico que cuenta con 39 niveles verticales con una resolución horizontal $2.5^\circ \times 1.25^\circ$, este modelo se desarrolló en el Instituto Pierre Simon Laplace. El modelo utiliza una mejor resolución mejor que su última versión IPSL-CM4A, lo que permite una mejor simulación climática especialmente para latitudes medias. Este modelo permite obtener la variabilidad estratosférica y muestra calentamientos repentinos (Campozano et al., 2020; Wen et al., 2016).

2.2.7. Trayectorias Representativas De Concentración (RCP)

Las Trayectorias Representativas de Concentración (RCP) describen diferentes rutas de emisiones de gases de efecto invernadero (GEI), concentraciones atmosféricas, emisiones de contaminantes de aire y uso del suelo. Se han desarrollado utilizando modelos de evaluación integrada para una extensa serie de simulaciones de modelos climáticos. Estas RCP nos permiten saber que escenarios se darán mediante las características de forzamiento radiactivo, que es el cambio en el flujo de energía radiactiva (calor) en la atmosfera de la tierra y que es una forma útil de comparar las causas de las alteraciones en los sistemas climáticos. Ya que el aumento en la concentración de gases de efecto invernadero y aerosoles propician el cambio en el forzamiento radiactivo, también se ve afectado por cambios en la propiedades reflectivas del planeta y cambios en la radiación solar incidente (Armenta et al., 2016; IPCC, 2014).

Los RCP ayudan a evitar una mala interpretación de escenarios climáticos surgidos a partir de otros modelos, eliminando la noción de predicción del escenario debido a trabajar con la cantidad de calentamiento atmosférico futuro, en lugar de comprender el papel de los GEI en el forzamiento radiactivo. En estos escenarios además se asume que se llevaran a cabo políticas que permitan lograr objetivos en cuanto a emisiones (Fajardo et al., 2020; Taylor et al., 2012). En base al reporte del Panel Intergubernamental del Cambio Climático - IPCC (2014), las 4 principales RCP que se han generado a partir de modelos de evaluación integrados son:

- RCP2.6 escenario de mitigación de GEI estricto, que alcanza un valor máximo de 3 W m^{-2} de forzamiento radiactivo antes de 2100 y después disminuye.

- RCP4.5 el valor de forzamiento radiactivo es de 4.5 W m^{-2} después de 2100.
- RCP6.0 el valor de forzamiento radiactivo es de 6.0 W m^{-2} después de 2100.
- RCP8.5 escenario con altas emisiones de GEI, en donde el valor de forzamiento radiactivo alcanza un valor de 8.5 W m^{-2} en 2100 y este sigue en aumento durante un tiempo.

Estos escenarios dependen del tamaño de la población, la actividad económica, el uso de suelo, el estilo de vida, la tecnología, el uso de energía y la política ambiental, lo cual permite que estas predicciones abarquen de una manera más precisa los nuevos escenarios (IPCC, 2014). Debido a que se consigue vincular las actividades antropogénicas que generan emisiones de gases de efecto invernadero, con las consecuencias directas en los cambios climáticos que se produzcan en el futuro. También muestran que cuanto mayor sea la perturbación del clima por acción humana, mayor serán los impactos en los componentes climáticos.

Los RCP seleccionados para obtener la información de entrada en el funcionamiento del modelo hidroglaciológico son los RCP4.5 y el RCP8.5, ya que estos nos permiten plantear dos escenarios. El primero es RCP4.5 y que se considera intermedio, con emisiones que alcanzan su punto máximo en 2040 y luego van reduciéndose con un forzamiento radiactivo es de 4.5 W m^{-2} . El segundo escenario (RCP8.5) en el cual las emisiones siguen en aumento durante todo este siglo con un forzamiento radiactivo de 8.5 W m^{-2} , sin que se realicen acciones para mitigarlas (IPCC, 2014).

2.3.FUNCIONAMIENTO DEL MODELO HIDROGLACIOLÓGICO

El modelo hidroglaciológico del glaciar Los Crespos busca representar la evolución temporal del caudal producido por el derretimiento del glaciar, el caudal proveniente de la zona no glaciar y el retroceso del glaciar. Para ello, el modelo simula el funcionamiento del caudal de salida de la cuenca, balance de masas, variación del

área y el volumen del glaciar. Los resultados del modelo se los obtiene en series temporales desde 1981 a 2070.

Para empezar la cuenca del glaciar se va a separar en dos zonas, la zona glaciar y la no glaciar. La primera zona se comprende como el área glaciar, que se divide en tres: a) en la parte más alta donde solo existe acumulación, b) en la parte intermedia donde la fusión que se produce es relativamente débil (zona de equilibrio) y c) la parte baja donde la fusión es más fuerte. Esta división facilita el cálculo de los procesos que se dan en toda el área glaciar.

En el área glaciar se realiza un balance de masa en base a un perfil vertical de masas y se calcula el cambio de masa neto específico con cada altitud, esta variación de la energía (masa) depende del viento y pendiente, la temperatura, y la posición geográfica (Juen, 2006). El modelo calcula la variación mensual del volumen del glaciar que se da mediante la fusión, la precipitación y la sublimación. Para a su vez determinar el cambio en el área del glaciar, la variación glaciar al final del año y con la relación de Bahr se determina la variación del volumen (Bahr et al., 1997). El caudal glaciar se calcula con la diferencia entre volúmenes de dos tiempos diferentes. El área glaciar que se calcula es la que se usa para el comienzo de los cálculos del año siguiente.

En cuanto al área no glaciar se desarrolla un modelo hidrológico sencillo, en el cual se usa la precipitación y un factor de infiltración que permite determinar el escurrimiento, llamado caudal no glaciar. Pero también se considera que una fracción del agua infiltrada pasa a ser parte del caudal glaciar (Villacis, 2008). Para calibrar el modelo y obtener mayor precisión en el resultado a los datos de caudal de descarga y área del glaciar al final de periodo se los compara con series de datos observados. Finalmente, la proyección de la descarga total y la variación del área glaciar en base a las posibles condiciones meteorológicas se realiza usando los datos observados del reanálisis de los modelos CMIP5 en los escenarios RCP4.5 y RCP8.5, con los datos de temperatura, humedad relativa y velocidad del viento calibrados.

En la figura 2.2 se observa el esquema del funcionamiento del modelo hidroglaciológico en cuanto al cálculo del caudal total, la información que es

mesaría para realizar este cálculo y los resultados de cada una de las partes del glaciar. Este proceso de cálculo se lleva a cabo de manera mensual tomado los resultados como los iniciales del siguiente mes. En el área de acumulación no desprende un caudal ya que no existe derretimiento. En la zona de ablación alta y baja, la precipitación que cae se convierte en el caudal de origen glaciar ya que existe derretimiento en esta zona, en esta zona también existe una infiltración. En el área no glaciar la precipitación existente se convierte en el caudal después que parte de esta se infiltre. El caudal total es la suma del caudal glaciar y el caudal no glaciar.

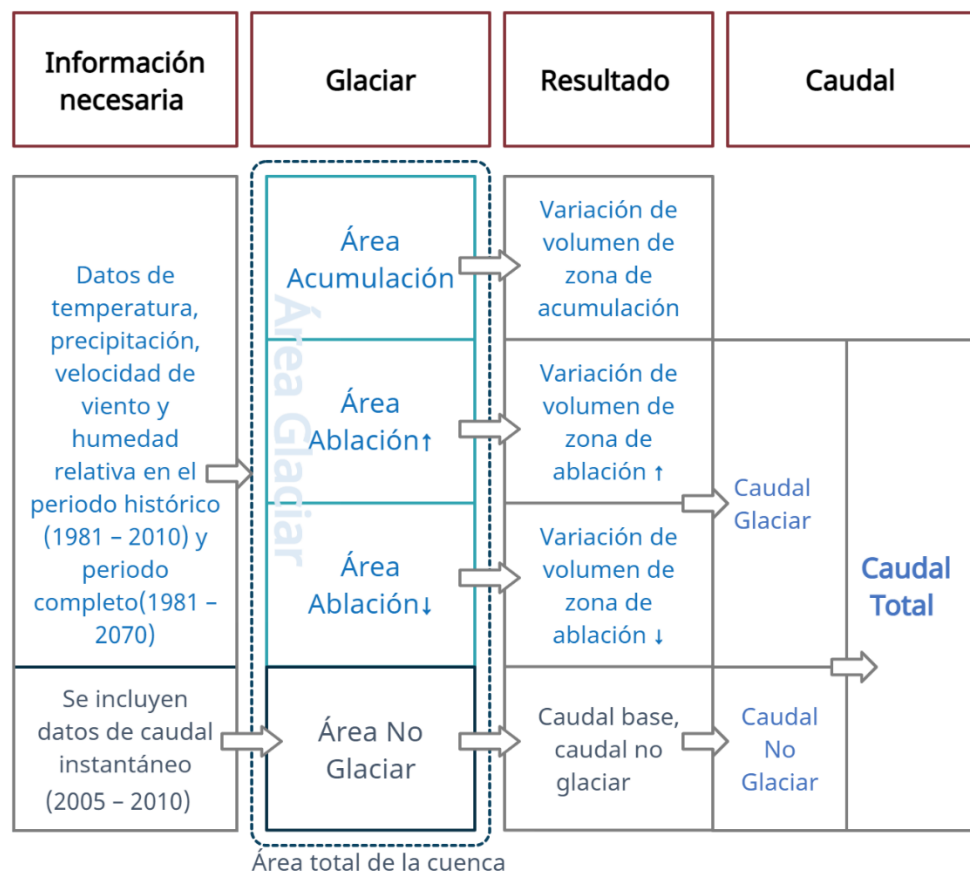


Figura 2.2. Diagrama del funcionamiento del cálculo del caudal total en el modelo hidroglaciológico.

CAPÍTULO 3

METODOLOGÍA

3.1.ZONA DE ESTUDIO

El volcán Antisana es el cuarto más alto del Ecuador (5758 m s.n.m.), ubicado en la cordillera oriental en el límite de las provincias de Napo y Pichincha al sur este de Quito (Moret et al., 2020). Este volcán cuenta con 17 glaciares numerados en sentido de las agujas del reloj, cuenta con una superficie de hielo de 13.4 km². El macizo tiene una extensión de norte a sur de 14 km y el casquete de la cumbre con las lenguajes glaciares que lo rodean tiene una extensión de cerca 5 km (Villacis, 2008).

El glaciar Los Crespos se ubica en al suroeste del macizo (Figura 3.1), para el 2014 el glaciar contaba con una superficie de 1.73 km², una longitud de 2.3 km y un ancho promedio de 0.7 km (Basantes-Serrano, 2015; Villacis, 2008). Este se extiende desde 5705 m (cumbre) hasta los 4735m, tiene una pendiente media de 15° en la zona de ablación alcanzando su valor máximo entre 5300 y 5500m (Gualco, 2018). Las mediciones glaciológicas del glaciar Los Crespos empezaron en 2004 con balizas y perforaciones en la zona de acumulación para calcular el balance de masa de hielo. Debido al aporte hídrico que el glaciar 12 tiene sobre las cuencas que proveen de agua al sistema de abastecimiento de Quito, este glaciar fue implementado con una red montero amplia por parte de la estación ORE (Observatorio de Investigación del Medio Ambiente) (Basantes-Serrano, 2015).

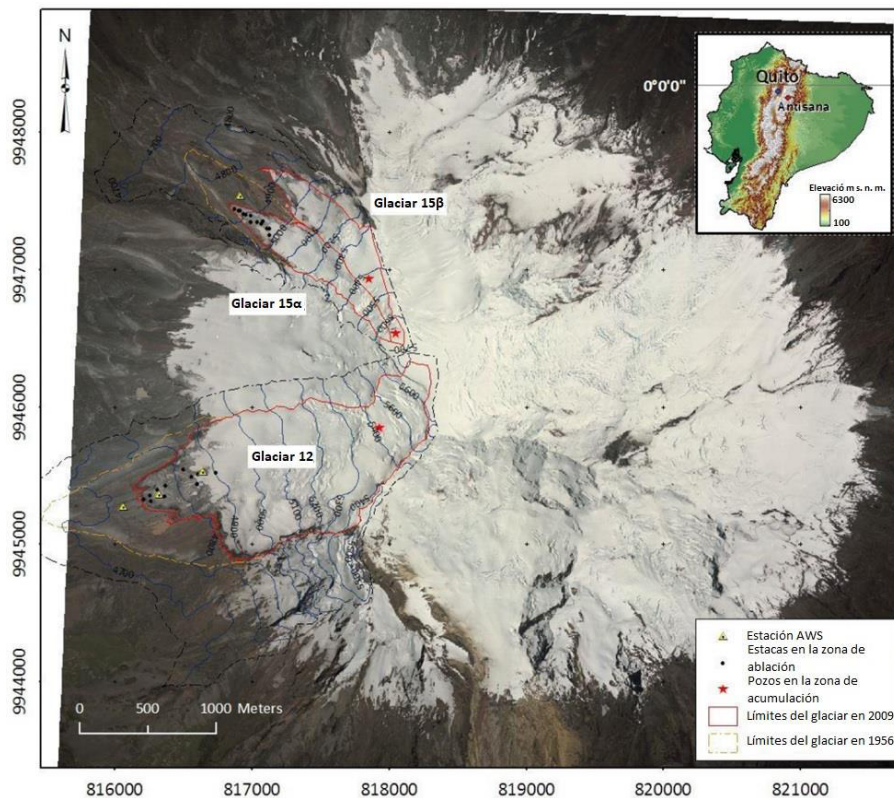


Figura 3.1. Ubicación de los glaciares 15 y 12 (Los Crespos) en el volcán Antisana.

(Basantes-Serrano, 2015)

3.2.DATOS HISTÓRICOS

3.2.1. Área del Glaciar

El área del glaciar se obtuvo mediante modelos digitales de elevaciones (MDE) en el caso de restitución de fotografías aéreas y usando imágenes LANDSAT (Basantes, 2010), en la Tabla 3.1 se presentan los datos de área del glaciar en los años en los que se tiene información disponible. Estos datos sirven de entrada al modelo hidrogliaciológico, que toma como área inicial el dato del más antiguo con el que se cuenta y que además se tenga información de las otras variables. Es así que el año en el que más antiguamente se tiene datos de área es 1979, sin embargo, la serie de datos del ensamble de los tres modelos climatológicos comienzan en 1981. Por lo cual toda la serie de tiempo con el comienza el modelo hidrogliaciológico es en el año 1981 hasta 2070.

Tabla 3.1. Variación de la superficie del glaciar Los Crespos en el periodo de 1956-2007.

| Año | Superficie (m ²) | Error | Fuente |
|-------|------------------------------|-------|------------------|
| 1956 | 2563167.13 | 0.09% | Aerofotografía |
| 1965 | 2540321.73 | 0.14% | Aerofotografía |
| *1979 | 2518036.22 | 0.29% | Imagen Satelital |
| 1987 | 2447547.25 | 0.62% | Imagen Satelital |
| 1991 | 2330792.81 | 0.63% | Imagen Satelital |
| 1993 | 2324250.77 | 0.29% | Aerofotografía |
| 1999 | 216920.06 | 0.29% | Imagen Satelital |
| 2001 | 2049549.64 | 0.29% | Imagen Satelital |
| 2004 | 1907627.55 | 0.32% | Imagen Satelital |
| 2007 | 1807005.31 | 0.29% | Imagen Satelital |

*Año más antiguo en el que se tiene información de precipitación

3.2.2. Precipitación

Para los datos de precipitación se usaron las tres estaciones mostradas en la Tabla 3.2 que se ubicada en la cuenca Humboldt, la estación P06-Humboldt cuenta con datos de precipitación desde 1995 siendo la serie más larga con que se dispone. Debido a que el modelo trabaja con series de datos de mayor tiempo se debió extender la serie hacia el pasado con la ayuda de un vector regional. Utilizando este método se puede homogenizar los datos pluviométricos siempre y cuando los datos sean independientes uno del otro anualmente, y que la variación se de en proporciones similares y en un mismo sentido (Serrano, 2011).

Tabla 3.2. Ubicación de las estaciones de las tres de la cuenca Humboldt usadas para obtener datos de precipitación.

| Estación | Coordenadas WGS84 | | Altura |
|--------------|-------------------|---------|--------|
| | Este | Oeste | |
| P05 Mica | 809054 | 9942411 | 3930 |
| P06 Humboldt | 810430 | 9943645 | 4059 |
| P07 Crespos | 815067 | 9945705 | 4450 |

El vector regional usado para la extensión de serie de datos de precipitación fue calculado por Serrano (2011) mediante la homogenización de series de datos de estaciones que se ubican en la zona de estudio que tienen una correlación mayor a 0.9. Las tres estaciones que se usaron para el modelo se encuentran en la región del vector J (Figura 3.2), el cual es un vector unitario y se lo debe multiplicar por un módulo que exprese la precipitación promedio de un sitio. Cuenta con datos desde 1970 y es el que se utilizó para realizar la extensión de la serie de datos.

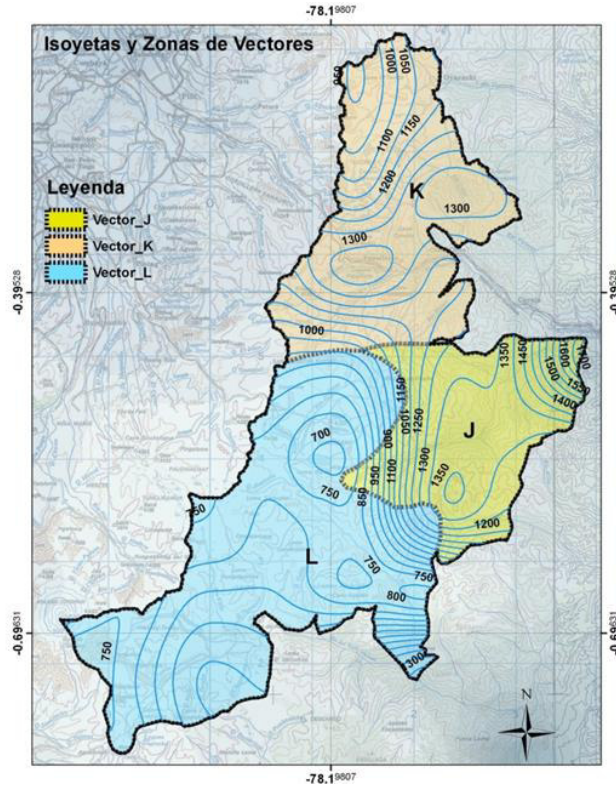


Figura 3.2. Ubicación del vector regional J utilizado para la extensión de la serie de datos.

(Serrano, 2011)

Para trabajar con una sola serie se obtuvo la media de las series de datos mensuales de las tres estaciones, después se realizó una comparación con el vector regional J con un valor de 0.79 de correlación. El módulo con el que trabaja el vector regional para extender la serie de datos hacia el pasado fue el promedio de la serie de datos de las estaciones, así se pudo extender los datos de precipitación desde el año 2005 hasta 1979. La serie de datos de precipitación usada en el modelo hidrológico corresponde al vector regional J en el periodo de 1979-2005 y a la media de las tres estaciones para 2005-2011 en el periodo de calibración (Figura 3.3).

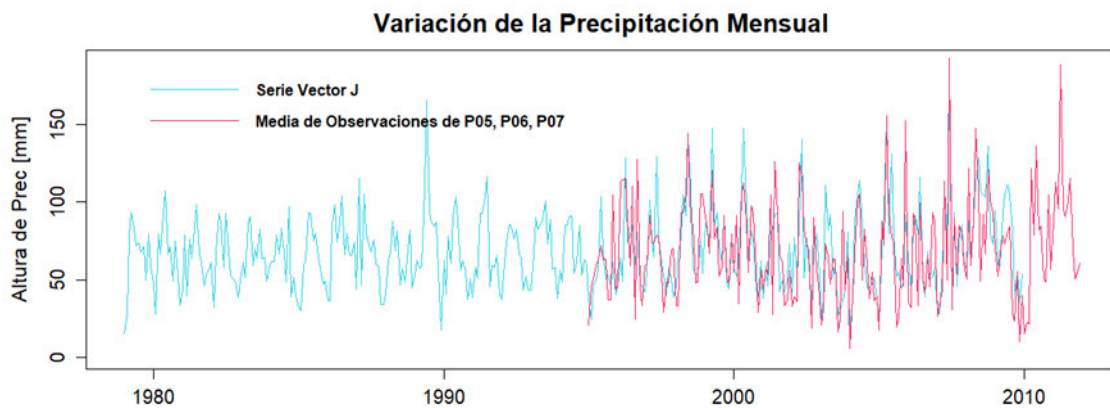


Figura 3.3. Variación de la precipitación mensual del vector *J* y la media de las estaciones P05, P06 y P07.

3.2.3. Temperatura

Los datos de temperatura se obtuvieron de la estación ORE de coordenadas $0^{\circ}28'26.26''$ S y $78^{\circ}9'13.19''$ O, que se está situada en el glaciar 15 α a una altura de 4859 m s.n.m. en funcionamiento desde 2004 (Chamorro, 2018). Al igual que la serie de datos de precipitación, los datos de temperatura se extendieron hacia el pasado con la ayuda de los valores de temperatura de reanálisis del ensamble de los tres modelos. Para ajustar los datos de la estación ORE se utilizó una regresión lineal con el coeficiente de Nash que es el más adecuado:

$$T = A + B * T_o \quad [3.1]$$

Donde:

T: Serie de temperatura mensual ajustada a los datos medidos por la estación ORE.

A: Constante de ajuste igual a 0.90.

B: Factor de corrección igual a 1.14.

T_o: Temperatura medida en la estación ORE.

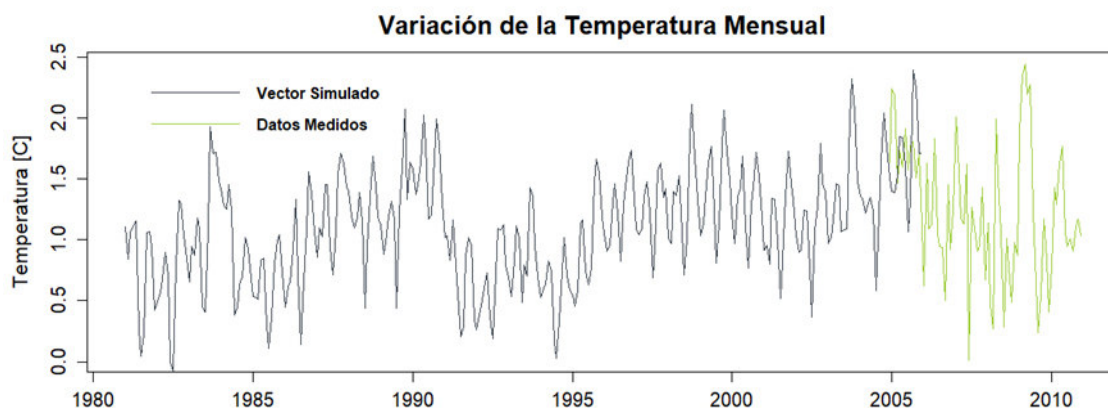


Figura 3.4. Variación de la temperatura mensual del medida y ensamble de los modelos.

3.2.4. Caudales

La serie de datos de caudales se obtuvieron de la estación hidrológica Los Crespos ($0^{\circ}29'19.61''$ S y $78^{\circ}10'13.25''$ O) ubicada en la parte alta de la cuenca del río Antisana a una altura de 4521 m s.n.m., la estación realiza mediciones automáticas y manuales de calado en su vertedero trapezoidal. A esta estación llega el agua de un área de 2.4 km², que se divide en área glaciar y área no glaciar. Con ayuda de los sensores automáticos que tiene la estación y el tratamiento de sus mediciones se obtuvo la serie de datos para el modelo hidroglaciológico.

3.2.5. Otras Variables

La humedad relativa y la velocidad del viento se obtuvieron de la estación ORE para el mismo periodo de la temperatura 2005-2010. A estos datos también se les ha realizado una extensión hacia el pasado para el periodo de 1981-2005 a partir de los datos del ensamble de los tres modelos seleccionados, de manera similar a la calibración de la temperatura.

3.3. PROCESAMIENTO DE LOS DATOS DE LOS TRES MODELOS

Para obtener una modelación en los dos escenarios establecidos, se realizó un ensamble de los tres modelos climáticos de los cuales se obtuvieron los datos. El

ensamble consistió en el promedio de los datos de cada una de las variables (temperatura, precipitación, humedad relativa, velocidad del viento) de los tres modelos seleccionados. Y después una calibración de cada una de estas series con la ecuación 3.2.

Los datos climáticos provenientes de estos modelos vienen en resolución en área geográfica de 0.1° de latitud y longitud, estos datos fueron seleccionados dentro la grilla más cercana a las coordenadas del volcán Antisana (-0.4813, -78.14). Para que los datos climatológicos obtenidos del ensamble tengan una relación más puntual con los datos medidos en el glaciar Los Crespos, se los calibro mediante el uso de la serie de datos de temperatura y precipitación establecidos en el periodo histórico de 1981 a 2010. Para lograr la calibración de los datos del ensamble de los tres modelos se utilizó la siguiente ecuación lineal:

$$Y = aX + b \quad [3.2]$$

Las constantes a y b se obtuvieron con los datos del ensamble y los datos medidos, para la constante a se utilizó esta ecuación:

$$a = \frac{\max(\text{Ensamble}) - \min(\text{Ensamble})}{\max(\text{Medido}) - \min(\text{Medido})} \quad [3.3]$$

Al ajustar esta constante se consiguió que los datos del ensamble tengan la misma magnitud que los datos medidos. La constante b se la logro obtener mediante la siguiente ecuación:

$$b = \frac{\text{mean}(a * \text{Ensamble})}{\text{mean}(\text{Medido})} \quad [3.4]$$

Después de obtener las constantes se aplicó la ecuación [3.2] a los datos del ensamble de los tres modelos, lo que permitió que estos tengan la misma magnitud y media que los datos que midieron en el glaciar.

3.4. MÉTODOS Y CÁLCULOS

3.4.1. Balance de masas del glaciar y caudal glaciar

Para el modelo hidrogliaciológico se utilizaron dos escalas de tiempo, una mensual (j) y una anual (i), no se utiliza escala diaria debido a que esta no se adapta de

manera óptima la contribución diaria del glaciar en las zonas tropicales (Condom et al., 2011). Aunque se debe tener en cuenta que el derretimiento del glaciar se da en una escala incluso menor a la diaria. Debido a escalas de tiempo y espacio grandes que utiliza el modelo se deben tomar simplificaciones que se ajustan mediante la calibración.

3.4.2. Condiciones Iniciales

En primer lugar, se realizó una relación entre el área del glaciar y el volumen del glaciar. Esta se obtiene de la ecuación de Bahr, que nos permite obtener los valores del volumen del glaciar mediante un método muy práctico (Bahr et al., 1997). La ecuación es la siguiente:

$$A_{gla_i} = \left(\frac{V_{gla_i}}{c} \right)^{1/b} \quad [3.5]$$

Donde:

A_{gla}: Área del glaciar anual.

V_{gla}: Volumen del glaciar anual.

b y *c*: Constantes de la ecuación de Bahr que varían de acuerdo con las características físicas del glaciar (pendiente, ancho) y el balance de masa. Estas constantes tienen valores cercanos a 0.048 para *b* y 1.36 para *c*, sin embargo, los usados se desprenden de la calibración del modelo.

Se utilizaron los datos del área en los años que se tienen disponibles, el año más antiguo del que se tiene una medición de esta es de 1979. Debido a que la serie de datos del ensamble de los tres comienza en 1981, se calculó el área para ese año mediante la media de pérdida anual de área y que este valor sea la base para calcular el resto de las variables. Con el cálculo de estas variables se obtiene el valor del área del año siguiente.

3.4.3. Variación del Volumen Glaciar

Para el cálculo de la variación del volumen del glaciar se utilizó la ecuación [3.6], en la que el volumen del glaciar anual es igual al volumen del año pasado más la variación del volumen en el año:

$$Vgla_i = Vgla_{(i-1)} + \Delta Vgla_i \quad [3.6]$$

La variación total del volumen glaciar viene dada de la interacción que existe entre las 2 zonas de contribución que fue dividido la zona de ablación y la también la zona de acumulación. Ya que como se explica en (Pouget, 2010) se realiza una división dinámica del glaciar en el modelo que depende de un límite de temperatura, obteniendo la zona de acumulación y ablación.

En cada una de estas de estas áreas (acumulación y ablación) se da de manera distinta la variación del volumen, debido a que en la parte más alta la precipitación que se da esta en estado sólido (nieve) y a menor altura la precipitación se produce en forma líquida. La línea de equilibrio permite establecer las dos zonas principales de acumulación y ablación. En esta última zona las condiciones existentes varían dependiendo de la altura, para representarlas se separa la zona en 2; zona de ablación alta y zona de ablación baja, cada una con condiciones diferentes y con una temperatura de referencia mayor.

La ecuación para la variación del volumen es:

$$\Delta Vgla_i = (\Delta Vabla_i + \Delta Vacum_i) \frac{\delta w}{\delta ice} \quad [3.7]$$

Para la variación de volumen en la zona de ablación se tiene la siguiente ecuación, en la que se suman tres variables mensuales sumadas para tener un año:

$$\Delta Vabla_i = \sum_{j=1}^{12} (VPabla_j + VQgla_j + Vsublim_j) \quad [3.8]$$

Volumen de precipitación: es el volumen de agua que se produce a partir de la precipitación en el área de ablación y dado que en la superficie glaciar no ocurre infiltración, no se la toma en cuenta.

$$VPabla_j = P_j * Aabla \uparrow_j + P_j * Aabla \downarrow_j \quad [3.9]$$

Volumen del caudal de derretimiento: es el volumen de agua que se crea a partir de los procesos de derretimiento en la zona de ablación alta y la zona de ablación

baja. En cada zona el índice de derretimiento es diferente, también la altura, por lo que cada caso es diferente.

$$VQgla_j = VQabla \uparrow_j + VQabla \downarrow_j \quad [3.10]$$

Volumen de sublimación: es el volumen que se produce a partir de la sublimación en la zona de ablación, se calculó a partir del área y la sublimación como altura.

$$Vsublim_j = S_j \uparrow * Aabla \uparrow_j + S_j \downarrow * Aabla \downarrow_j \quad [3.11]$$

El volumen del caudal de derretimiento depende del área, la altura de derretimiento y un factor de ajuste, este factor está relacionado con la variación de la radiación incidente por la posición geográfica y la pendiente, por lo que la relación que representa esto es:

$$VQabla \uparrow_j = F \uparrow_j * Mabla \uparrow_j * Aabla \uparrow_j \quad [3.12]$$

$$VQabla \downarrow_j = F \downarrow_j * Mabla \downarrow_j * Aabla \downarrow_j \quad [3.13]$$

En cuanto a la variación del volumen en la zona de acumulación esta dado solamente por la diferencia entre la precipitación y la sublimación, debido a que el derretimiento es inexistente en esta zona. Obteniendo la siguiente ecuación:

$$\Delta Vacum_i = \sum_{j=1}^{12} (P_j - Sacum_j) Aacum_j \quad [3.14]$$

El caudal glaciar se lo obtuvo de manera sencilla, al transformar la variación mensual del glaciar en caudal, mediante la siguiente ecuación:

$$Q_{gj} = \frac{VQgla_j}{mes} \quad [3.15]$$

Se tomo en cuenta las condiciones del suelo y debido a estas se estableció que gran parte de este caudal se infiltra, por lo que fue necesario utilizar un factor de infiltración, el que a su vez se lo corrigió para obtener un valor más aproximado al valor real. Este caudal también es un aporte a la descarga de la cuenca con origen glaciar.

3.4.4. Sublimación

Para el cálculo de la sublimación se usaron los datos de viento zonal, viento meridional y humedad relativa del ensamble de los tres modelos, en el periodo histórico de 1981 a 2010. Estos datos corresponden al nivel de 600hPa (cercano a 4600 m s.n.m.) ya que aquí se puede obtener una coherencia mucho mejor con respecto a los datos de temperatura de las estaciones ubicadas en las cercanías del volcán Antisana (Villacis, 2008). Para calcular la sublimación se tomó en cuenta que el flujo turbulento de calor latente depende principalmente de la velocidad del viento y la humedad (Bernard Francou et al., 2004). La fórmula empírica propuesta es:

$$S_n = a * u * (q - q_s) \quad [3.16]$$

Donde:

S_n : Sublimación en mm/mes.

a : Constante para la homogeneidad de la ecuación.

u : Velocidad media del viento en m/s (vector resultante de la suma del viento meridional y zonal).

q : Media mensual de humedad específica.

q_s : Media mensual de humedad específica para la superficie de hielo o nieve en condiciones de fusión.

La humedad específica se calculó con las siguientes formulas (Tejeda, 2018):

$$q = 0.622 * \frac{e}{P} * 1000 \quad [3.17]$$

$$q_s = 0.622 * \frac{e_s}{P} * 1000 \quad [3.18]$$

$$e = \frac{Hr}{100} * \exp^{\ln(6.108) + \frac{Lv}{Rv} \left(\frac{1}{273.175} - \frac{1}{T} \right)} \quad [3.19]$$

$$e_s = 6.108$$

Donde:

P : Presión, igual a 600 hPa.

Hr : Humedad relativa.

L_v : Calor de vaporización a 0°C (2.5*106 J/kg).

R_v : Constante específica del vapor de agua (461 J/kg).

T : Temperatura en grados Kelvin, esta se obtiene a partir de los datos de temperatura de las dos zonas de ablación: alta y baja, además de la zona de acumulación.

e : Presión de vapor.

e_s : Presión de vapor en condiciones de fusión.

Para el cálculo de la sublimación en los escenarios climáticos futuros RCP4.5 y RCP8.5, se utilizaron las mismas ecuaciones. Esto es debido a que los ensambles de los modelos de cada escenario cuentan con los valores de viento zonal, viento meridional y humedad relativa. Escogidos de la grilla más próxima a las coordenadas del volcán Antisana.

3.4.5. Fusión

La fusión se calculó en función de la temperatura, es así que cuando la temperatura es mayor a la temperatura límite de fusión, la fusión es mayor a cero y en caso contrario la fusión es cero.

$$M_{\text{abla}} \uparrow_j = \text{Max} \left\{ \begin{array}{l} 0 \\ (a_{\text{ice}} \uparrow + \Delta_{\text{ice}})(T_{\text{abla}} \uparrow_j - T_{\text{lim}} \uparrow) \end{array} \right. \quad [3.20]$$

$$M_{\text{abla}} \downarrow_j = \text{Max} \left\{ \begin{array}{l} 0 \\ (a_{\text{ice}} \downarrow + \Delta_{\text{ice}})(T_{\text{abla}} \downarrow_j - T_{\text{lim}} \downarrow) \end{array} \right. \quad [3.21]$$

Mediante la aplicación de esta premisa, aparecen constantes de derretimiento y de índice de temperatura ($a_{\text{ice}} \uparrow$ y $a_{\text{ice}} \downarrow$), estas se calculan a partir de la calibración del modelo. Fernandez (2010), sugiere que los valores promedio para estas constantes son 180 mm.mes⁻¹.°C⁻¹ para la zona de ablación alta y de 240 mm.mes⁻¹.°C⁻¹ para la zona de ablación baja. En cuanto al índice de temperatura, se lo calculo mediante regresiones de las variables explicativas centradas reducidas. En Villacis (2008) se

utiliza el viento meridional en el Antisana para predecir este índice, por lo que para el modelo se usó que el viento meridional del ensamble de los modelos.

3.4.6. Determinación del Factor de corrección por radiación incidente

La radiación incidente no es uniforme en todo el glaciar, ya que depende de la posición geográfica y la pendiente del lugar donde se mida. Esta tiene una variación mensual respecto a la radiación potencial sobre el tope de la atmosfera, creando así una diferencia significativa en la radiación incidente debido al cambio de la pendiente. Por lo que el modelo hidroglaciológico considera esta variación, siendo la radiación incidente la principal fuente de energía que produce la fusión.

Para calcular este factor se necesita la hora solar, la cual depende de la posición geográfica, la zona horaria del Ecuador está en GMT+5, correspondiente al meridiano de Greenwich. Las coordenadas del volcán Antisana son -0.5° de latitud y 78.1° de longitud, para relacionarlas con el meridiano de Greenwich tenemos que están a 3.1° de este meridiano. Para realizar la relación entre el ángulo y el tiempo se tomó en cuenta que 360° corresponden a 24 horas, así se determinó que la corrección horaria del volcán Antisana es de 12.4 minutos. Esta corrección se la aplica al medio día del 1 de enero, inicio del año juliano, pero debido a que la serie de datos climáticos del glaciar comienza a las 00:00 del 1 de enero, se aplicó una segunda corrección de 12 horas más, así dándonos finalmente una corrección total de -11 horas con 48 minutos.

Bourges en 1985, planteo la siguiente fórmula para determinar el ángulo de inclinación solar en cada instante:

$$\delta = 0.3723 + 23.2567 * \sin(D) - 0.758 * \cos(D) + 0.1149 * \sin(D) + 0.3656 * \cos(D) - 0.1712 * \sin(D) + 0.0201 * \cos(D) \quad [3.22]$$

En donde D es el número de día (Corripio, 2003):

$$D = \frac{2\pi}{365.25} (J - 79.346) \quad [3.23]$$

Por su parte J es la diferencia entre el día Juliano considerado y el inicio del año Juliano. Este valor es la suma del día más la hora como fracción.

Las variables que se usan para calcular la radiación en un punto incidente son: la posición del punto en el mundo, la radiación al tope de la atmosfera, el ángulo de la pendiente, el azimut y el zenit, mediante la siguiente formula:

$$S_d = S_0 \left[\cos\beta (\sin\varphi \sin\delta + \cos\varphi \cos\delta \cos\omega) + \sin\beta \left(\cos A \frac{\sin\varphi \cos z - \sin\delta}{\cos\varphi} - \sin A \cos\delta \sin\omega \right) \right] \quad [3.24]$$

Donde:

S_0 : Radiación incidente en el tope de la atmósfera igual a 1368 W.m⁻².

β : Pendiente de la superficie.

φ : Latitud en la estación ORE en el Antisana igual -0. 5°.

ω : Día corregido transformado a radianes.

z : Zenit solar.

A : Azimut desde el sur en sentido antihorario igual a 225°.

$$\cos z = \sin\delta \sin\varphi + \cos\delta \cos\varphi \cos\omega \quad [3.25]$$

El cálculo de la radiación incidente se realiza de forma horaria, siendo necesario calcular la variación durante cada día, además se toma en cuenta que el modelo utiliza una escala temporal mensual. Es por esta razón que el modelo realiza series de tiempo diaria para cada mes, calculando la radiación incidente para esta escala de tiempo. Para obtener el valor mensual, se escoge el valor de radiación incidente medio diario.

Para calcular finalmente el valor del factor de corrección, se calcula la radiación incidente mensual durante todo un año y se obtiene el valor mensual en relación con la media mensual:

$$F_j = \frac{S_{dj}}{S_{dj\text{media}}} \quad [3.26]$$

3.4.7. Determinación de la Pendiente

El volcán Antisana tiene una superficie bastante irregular, con unas pendientes variables en las distintas zonas del glaciar. Existen variaciones en el perfil del glaciar a lo ancho de este. Por lo cual se utilizó un perfil medio del glaciar uniendo todo lo ancho del glaciar. En este perfil se ubican las alturas límites y la pendiente se obtiene mediante la suma de las pendientes entre sus límites, donde cada una de estas pendientes contribuyen al cálculo de acuerdo con la distancia que ocupan entre los límites.

Para realizar este cálculo es necesario tener la geometría del glaciar, su forma y sus curvas de nivel, se realizaron varios perfiles a lo ancho del glaciar con intersecciones. Se obtuvo así una grilla de 100x100 m con el fin de determinar las alturas existentes cada cierta distancia en cada uno de los perfiles. Se calcularon 12 perfiles a lo ancho del glaciar Los Crespos. Para calcular la altura en cada abscisa se obtuvo la media ponderada de los perfiles, siendo los centrales los que tienen un peso mayor en el cálculo ya que los perfiles exteriores generalmente no son tan representativos y cuentan con un área menor. La fórmula para la altura media en cada abscisa es:

$$Alt_{med} = \frac{Alt_1}{N} + \sum_2^{n-1} \frac{Alt_i}{N} + \frac{Alt_n}{N} \quad [3.27]$$

$$N = (n - 2) * 2 + 2 \quad [3.28]$$

Así mediante el uso de N se da a los perfiles centrales el doble de los perfiles exteriores. Una vez obtenida la altura media en cada abscisa se calcula un perfil medio para el glaciar (Figura 3.5), este perfil medio es el que se utiliza en el modelo hidroglaciológico.

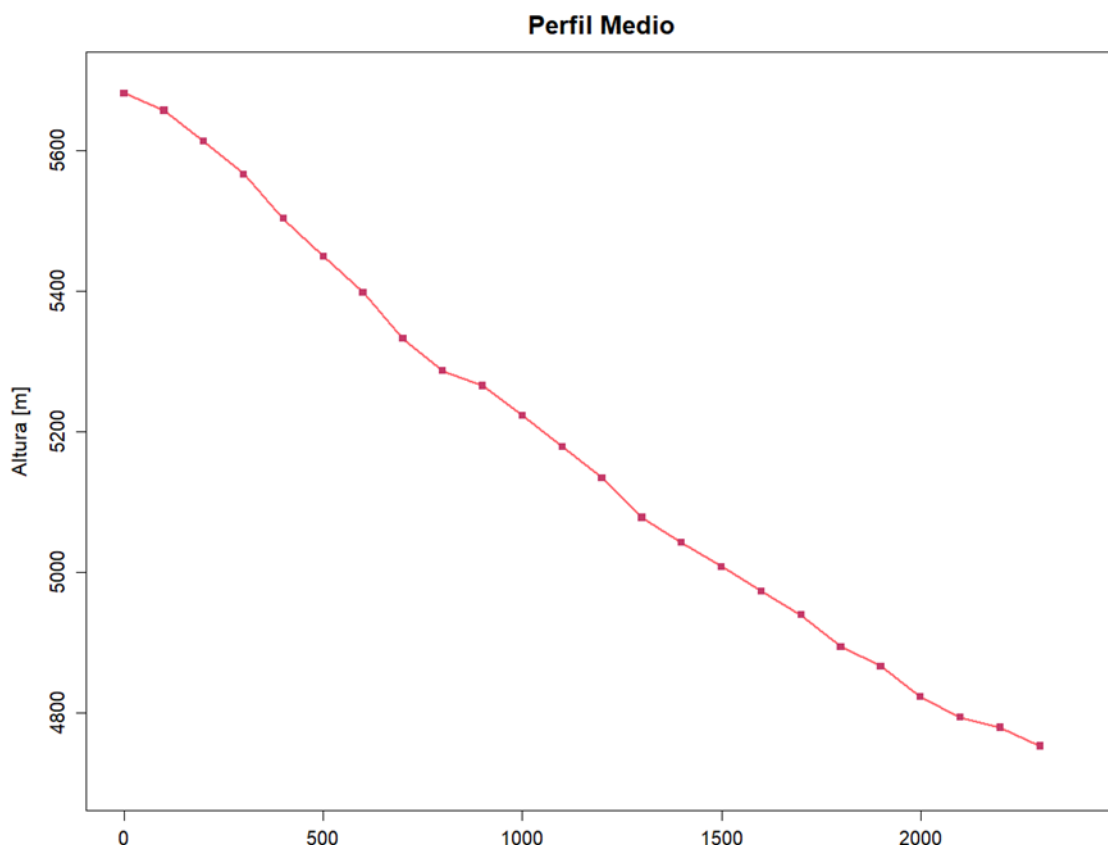


Figura 3.5. Perfil medio del glaciar “Los Crespos” del volcán Antisana.

3.4.8. Determinación de las alturas límites

Las alturas límites cumplen un papel importante en el modelo hidroglaciológico, debido a que mediante el valor de estas se realiza la división dinámica del glaciar en las tres zonas establecidas. Los valores de las alturas límites son variables y dependen de la temperatura del aire.

La temperatura varía en base a la altitud con un gradiente de temperatura, el cual está relacionado con la variación en la circulación atmosférica y la humedad relativa. El gradiente de temperatura tiene valores que van de $-0.77^{\circ}\text{C}\cdot 100\text{m}^{-1}$ y $-0.31^{\circ}\text{C}\cdot 100\text{m}^{-1}$ para los niveles de 500hPa y 600 hPa respectivamente (Villacis, 2008). El valor que se usó en el modelo es $-0.58^{\circ}\text{C}\cdot 100\text{m}^{-1}$.

Para definir las alturas límites, se debe definir en primer lugar las temperaturas límites que separan a cada una de las zonas. El valor de temperatura límite $T_{lim} \uparrow$, que separa la zona de ablación de la zona de acumulación, es de -1°C , este valor normalmente es 0°C (temperatura que separa el estado líquido del gaseoso), sin

embargo, debido a que el modelo utiliza una escala media mensual de temperatura y que la variación de temperatura en un día es muy grande, el límite se extendió. Mientras tanto el valor de $Tlim \downarrow$, que separa la zona de ablación, es de 0.5°C , valor óptimo para la separación establecida. En base a esto las fórmulas para las alturas límites son:

$$Alt.Tlim \uparrow_j = \frac{Tlim \uparrow - Temp_j}{\Delta T} + Alt_{REF} \quad [3.29]$$

$$Alt.Tlim \downarrow_j = \frac{Tlim \downarrow - Temp_j}{\Delta T} + Alt_{REF} \quad [3.30]$$

Donde:

$Temp$: Temperatura del aire en la estación ORE.

Alt_{REF} : Altura de la estación ORE (4859 m s.n.m.)

Para calcular el área del glaciar fue necesario crear una función que relacione la altura con el área. Mediante el uso de imágenes satelitales se logró obtener el valor de área desde la cima hasta ciertas alturas, mediante esta relación se obtuvo una función que abarque las dos variables. Una función polinómica de segundo grado con un $R^2=0.99$, que es la siguiente:

$$Alt = f(Area) = 55 * Area^2 - 535 * Area + 5602 \quad [3.31]$$

La función contraria es:

$$Area = f(Alt) = 0.000000787 * Alt^2 - 0.01054 * Alt + 34.35 \quad [3.32]$$

En base a esta ecuación se obtienen dos áreas más, el área de la zona de acumulación y el área de la zona de acumulación incluyendo la zona de ablación alta con las siguientes ecuaciones:

$$Aaccum_j = \min \left\{ \begin{array}{l} 0.99 * Agla_i \\ f(Alt.Tlim \uparrow_j) \end{array} \right. \quad [3.33]$$

$$Aaccumabla \uparrow_j = \min \left\{ \begin{array}{l} 0.99 * Agla_i \\ f(Alt.Tlim \downarrow_j) \end{array} \right. \quad [3.34]$$

Estas ecuaciones permiten definir el área de la zona de ablación alta y la zona de ablación baja:

$$Aabla \uparrow_j = Aacmabla \uparrow_j - Aacum_j \quad [3.35]$$

$$Aabla \downarrow_j = Agla_i - Aacumabla \uparrow_j \quad [3.36]$$

Para determinar la temperatura por cada zona se tomó en cuenta que la temperatura es igual a la temperatura en la altura que representa la mitad en cada zona. Por lo que se calculó en primer lugar el área media en cada zona con las siguientes formulas:

$$Aabla \uparrow_{med_j} = Aacum_j + Aabla \uparrow/2_j \quad [3.37]$$

$$Aabla \downarrow_{med_j} = Aacumabla \uparrow_j + Aabla \downarrow/2_j \quad [3.38]$$

Mediante la fórmula inversa que se muestra se puede obtener la altura:

$$Altabla \uparrow_{med_j} = f(Aabla \uparrow_{med_j}) \quad [3.39]$$

$$Altabla \downarrow_{med_j} = f(Aabla \downarrow_{med_j}) \quad [3.40]$$

Por último, se obtuvo la temperatura a partir de los cálculos anteriores de las alturas:

$$Tabla \uparrow_j = Temp_j + \Delta T(Altabla \uparrow_{med_j} - Alt_{ORE_j}) \quad [3.41]$$

$$Tabla \downarrow_j = Temp_j + \Delta T(Altabla \downarrow_{med_j} - Alt_{ORE_j}) \quad [3.42]$$

3.4.9. Caudal no glaciar

El nivel de escurrimiento del glaciar Los Crespos es sumamente bajo, debido a su gran capacidad de infiltración del suelo ya que existe gran cantidad de arenas y gravas (Villacis, 2008).

Villacis (2008) considera que la precipitación es uniforme en toda la cuenca, obteniendo el aporte de la superficie no glaciar a la cuenca mediante la siguiente ecuación:

$$Q_{ngd_j} = k_r * P_j * A_{ng_i} \quad [3.43]$$

$$A_{ng_i} = A_t - A_{gla_i} \quad [3.44]$$

En esta ecuación el factor kr representa la parte que no se evapora ni se infiltra, el escurrimiento. También se tomó en cuenta, que el área no glaciar va variando cada año y está en función del área glaciar.

En el cálculo del caudal no glaciar se toma en cuenta además una parte variable la cual es $(1 - k_r) * k_b$, que representa la existencia de una proporción kb de la infiltración que forma parte del caudal no glaciar, mediante la siguiente la fórmula:

$$Q_{var_j} = (1 - k_r) * k_b * P_j * A_{ng_i} \quad [3.45]$$

El caudal de infiltración es:

$$Q_{inf_j} = (1 - k_r) * (1 - k_b) * P_j * A_{ng_i} \quad [3.46]$$

Por último, el caudal no glaciar esta dado por:

$$Q_{ng_j} = Q_{ngd_j} + Q_{ngvar_j} + Q_{b_j} \quad [3.47]$$

Las constantes de la ecuación son Q_b y Q_{ngvar} , que se calcularon mediante los datos de caudal instantáneo en el periodo de 2005 – 2010. Los datos de caudal instantáneo se transformaron a caudales diarios, en estos caudales diarios se tomaron los mínimos de cada hora. A nivel mensual se obtuvo un caudal diario mínimo Q_{minmin} y también un caudal medio Q_{min} , asumiendo que el caudal diario mínimo es el caudal mínimo horario en el día. Así se toma en cuenta que el caudal base Q_b es Q_{minmin} y el caudal no glaciar Q_{ng} es Q_{min} , se determina estos caudales para todo el periodo (Figura 3.6). Los factores kr y kb se corrigieron para obtener la mejor relación entre los datos de caudal modelado en comparación con datos medidos.

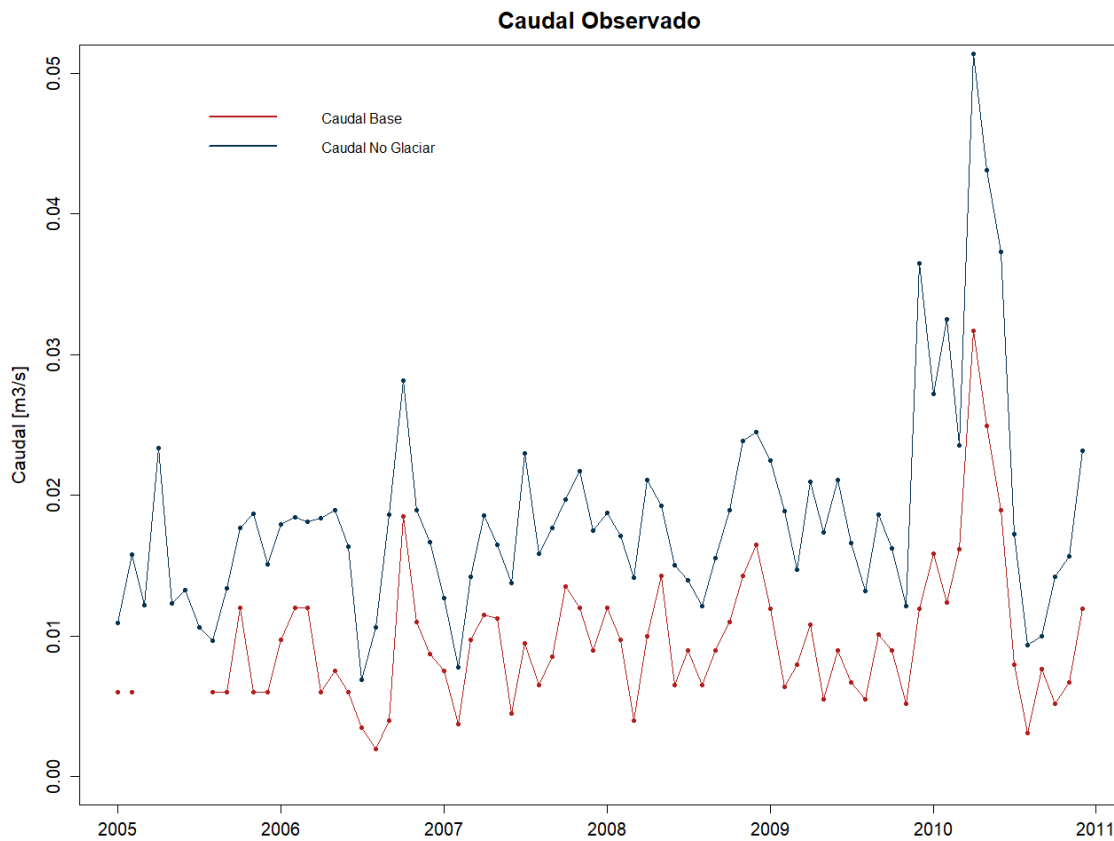


Figura 3.6. Caudal Base y Caudal no glaciar calculado a partir de los datos de caudal instantáneo en el periodo 2005-2010.

3.5. CALIBRACIÓN

La calibración permite ajustar los parámetros B_{Bahr} , C_{Bahr} , $a_{ice\uparrow}$ y $a_{ice\downarrow}$, que intervienen el cálculo del área glaciar en el modelo hidroglaciológico para que tengan una mayor similitud con los datos medidos. También se debe corregir los parámetros kr , kb y Fi para lograr un caudal de salida de mayor similitud a los caudales observados en la estación hidrológica. Esta calibración permite tener además una tendencia de la variación de cada uno de los resultados del modelo más óptimo.

3.5.1. Optimización de B_{Bahr} y C_{Bahr}

Bahr et al., (1997) propone valores que varían de 1.3 a 1.4 para B_{Bahr} y 0.066 para C_{Bahr} , los que se obtuvieron de una ecuación desarrollada con el análisis de los

datos de 144 glaciares ubicados en Europa, América del Norte, Asia central y el Ártico. La relación que establece esta ecuación es puramente empírica y para utilizar los mismos valores en circunstancias diferentes a las utilizadas para establecer la relación se necesita una justificación científica (Bahr et al., 2015). Es por esta razón que los valores que se proponen no se pueden utilizar tal cual para el glaciar Los Crespos, ya que no tomaron en cuenta glaciares Andinos. Los factores dependen de la forma del glaciar, su pendiente y la superficie de este. Estos se calibran en base a (Cepeda, 2017) donde los valores que se proponen son 0.027 para C_{Bahr} y 1.36 para B_{Bahr} para glaciares de Chile, estos se ajustaron de la mejor manera para poder simular el valor del área glaciar más precisa al valor medido.

3.5.2. Optimización de $a_{ice\uparrow}$ y $a_{ice\downarrow}$

La calibración de los parámetros $a_{ice\uparrow}$ y $a_{ice\downarrow}$ es la más complicada, debido a que se han de obtener de manera simultánea, para lo que se realizó un bucle que tiene como rango de valores de 80-280 para $a_{ice\uparrow}$ y de 140-340 para $a_{ice\downarrow}$. El rango de los parámetros es muy amplio debido que no se tiene información de dicho valor para glaciares de la región y esto crea una gran variedad de combinaciones. El coeficiente de determinación que se utilizó para la calibración de estos parámetros es obtuvo entre el caudal calculado y el caudal observado. Para este caso no se utilizó el coeficiente de Nash ya que el coeficiente de determinación es invariable ante distintas escalas, ya que solo se basa en la correlación, también se debe considerar para la optimización de estos parámetros, el coeficiente F_i ya debe estar calculado.

3.5.3. Corrección de kr y kb

Para la corrección de estos parámetros se utilizó un bucle, debido a que al igual que los parámetros previos estos se deben obtener de manera simultánea, el rango de estos valores varían entre 0 y 1. Villacis (2008) permite reducir este rango y que el bucle se realice de manera más rápida. El criterio de optimización utilizado para

estos parámetros es el de los mínimos cuadrados entre en caudal no glaciar simulado y el caudal no glaciar obtenido con observaciones.

3.5.4. Corrección de F_i

Este valor tiene una variación que va desde 0 a 1, es calculado después de obtener el valor del caudal glaciar y se utiliza un bucle que determina el valor de manera rápida. Se comparo el valor del caudal total simulado y el caudal observado al igual que en los cálculos previos tomando en cuenta la escala. El criterio de optimización es el coeficiente de Nash, este funciona bien cuando la correlación entre ambas variables ya está optimizada y solo se necesita ajustar la escala. Queda así definido el caudal glaciar final y el caudal de infiltración, mediante las siguientes ecuaciones:

$$Qg_f = (1 - F_i) * Qg \quad [3.48]$$

$$Q_{inf} = F_i * Qg \quad [3.49]$$

Y el caudal total es:

$$Q_t = Qg_f + Q_{ng} \quad [3.50]$$

3.6. COEFICIENTES DE EFICIENCIA

3.6.1. Coeficiente de Nash

Este criterio permite establecer como la variabilidad de las observaciones se expone en la simulación, cuando es igual a 1 la simulación es perfecta y cuando es cero la simulación es insuficiente. Mediante el uso de este criterio se puede reducir el efecto de los flujos pico que produce una incertidumbre grande, permite además una simulación buena en cuanto a los caudales (Cárdenaz, 2017). Se utiliza la siguiente ecuación de Cabrera, (2012):

$$Nash = 1 - \frac{\sum_{i=1}^n (Q_{sim,i} - Q_i)^2}{\sum_{i=1}^n (Q_i - \bar{Q})^2} \quad [3.51]$$

Donde:

Q_{sim} : Caudal simulado en el modelo hidrogliaciológico.

- Q_i : Caudal observado.
 \bar{Q}_i : Media del caudal observado.
 n : Número de valores en consideración.

3.6.2. Coeficiente de Bias

El coeficiente de Bias indica la tendencia promedio de los valores simulados a estar por encima o por debajo de los valores que se midieron. Así es como se puede reflejar un valor de caudal alto o bajo. Cuando el valor es 0 el ajuste es perfecto, se calcula mediante (García, 2012):

$$Bias = \frac{\sum_{i=1}^n (Q_i - Q_{sim,i})^2}{n} \quad [3.52]$$

3.6.3. Raíz del error cuadrático medio

La raíz del error cuadrático medio permite evaluar la magnitud de desviación de los valores simulados con respecto a los valores medidos. Lo que permite obtener un ajuste en los picos (García, 2012). Cuando está cerca de 0 significa que se tiene un ajuste perfecto, se obtiene con la siguiente formula:

$$RMSE = \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^n (Q_{sim,i} - Q_i)^2}{n}} \quad [3.53]$$

3.7. PROGRAMACIÓN DEL MODELO EN R-Studio

El programa R Studio más conocido como R, es un lenguaje de programación especializado en análisis estadísticos. En este se introduce el código propio de su lenguaje a través de una consola con la finalidad de obtener los resultados ansiados. R se puede obtener de manera de software libre y se puede utilizar en los sistemas operativos más conocidos como Windows (Castillo, 2010).

El paquete de software de R tiene una gran capacidad análisis y poder estadístico, resolviendo operaciones de gran complejidad estadística, permite crear funciones que se adapten a las necesidades y de ser necesario extender las actuales con el editor de programas. También trabajar en estadística compleja como análisis multivariado y modelos complejos que alberguen varios cálculos, también se puede realizar graficas personalizadas (Craveri et al., 2019). El código del modelo

hidroglaciológico se encuentra en el anexo 2. La programación del modelo hidroglaciológico se la llevó a cabo en base al diagrama de flujo que se presenta en la Figura 3.7 y de acuerdo con los siguientes pasos se escribió el código del modelo hidroglaciológico:

- (1) Los datos con los que se inicia el modelo son: área inicial del glaciar = 2.5078 km^2 , altura de referencia = 4859 m s. n. m. , límite de temperatura ablación alta = $-1 \text{ }^\circ\text{C}$, límite de temperatura ablación baja = $-0.5 \text{ }^\circ\text{C}$, gradiente de temperatura = $-0.0058 \text{ }^\circ\text{C} \cdot \text{m}^{-1}$, densidad del agua = $1 \text{ g} \cdot \text{cm}^{-3}$, densidad del hielo = $0.92 \text{ g} \cdot \text{cm}^{-3}$, $C_{Bahr} = 0.025$, $B_{Bahr} = 1.35$, latitud = -0.5° , longitud = 78.1° , azimut = 225 .
- (2) Se inicia el bucle variando los valores de $aice\uparrow$ en el rango de 1 a d y $aice\downarrow$ en el rango de 1 a m.
- (3) Se da inicio al bucle principal del modelo donde se varía de mes a mes en el rango de 1 hasta i.
- (4) Inicia con los valores de área inicial del glaciar, se calcula el volumen del glaciar a partir del área y se asume que la variación del glaciar ΔV_{ice} es 0.
- (5) Se toman los datos mensuales de temperatura.
- (6) Se calculan las alturas límites, áreas ablación alta y baja y el área de acumulación, las alturas de las zonas y la temperatura de cada zona a partir de los datos de (5) y el área glaciar del mes anterior.
- (7) Se calcula la fusión en la zona de ablación alta y baja sin tomar en cuenta la corrección por radiación incidente, pero si se calcula la radiación incidente mensual.
- (8) Se toman los datos mensuales de precipitación y sublimación.
- (9) Se calcula los factores de corrección de radiación incidente para todo el año y en con esta corrección se calcula la fusión nuevamente.
 1. Se calcula la media de radiación incidente mensual al final de cada año.
 2. Se inicia el bucle de enero a diciembre, periodo en el que se calcula la media de la radiación anual.
 3. Los valores que se calcularon en el bucle se dividen para la media anual, obteniendo así un factor para cada mes.

- (10) Se calcula la variación de volumen en la zona de ablación y en la zona de acumulación de manera mensual, asumiendo que la variación del todo el glaciar es igual a 0, manteniendo el mismo volumen y área durante todo el año.
- (11) Se calcula la variación del volumen en la zona de ablación y en la zona de acumulación mensualmente, haciendo una sumatoria durante todo un año.
- (12) Se calcula el valor de volumen y área anual nuevos.
- (13) Se toman los datos mensuales del caudal base y caudal variable en el punto de control.
- (14) Se inicia el bucle con la variación del factor de infiltración k_r en el rango de 0.15 a 0.25 cada 0.01 y factor de resurgencia k_b en el rango de 0.01 a 0.15 cada 0.01.
- (15) Se realiza la estimación de mínimos cuadrados entre el caudal no glaciar modelado a partir de los factores en (14) y los valores medidos en el punto de control, el bucle se repite para hallar la simulación que se ajuste de mejor manera.
- (16) El valor del caudal no glaciar es el que se obtiene de la mejor simulación en (15).
- (17) Se calcula el caudal total incluyendo el coeficiente de infiltración en el caudal glaciar.
- (18) Se evalúa el coeficiente de Nash y el caudal total con el valor de Nash mas optimo es el que toma.
- (19) Se toma el coeficiente de determinación entre el caudal total ajustado y el valor del caudal medido en el punto de control hasta hallar el valor que mejor represente el valor del caudal, y con la mejor relación se estable el valor definitivo para el caudal, el área y el volumen.

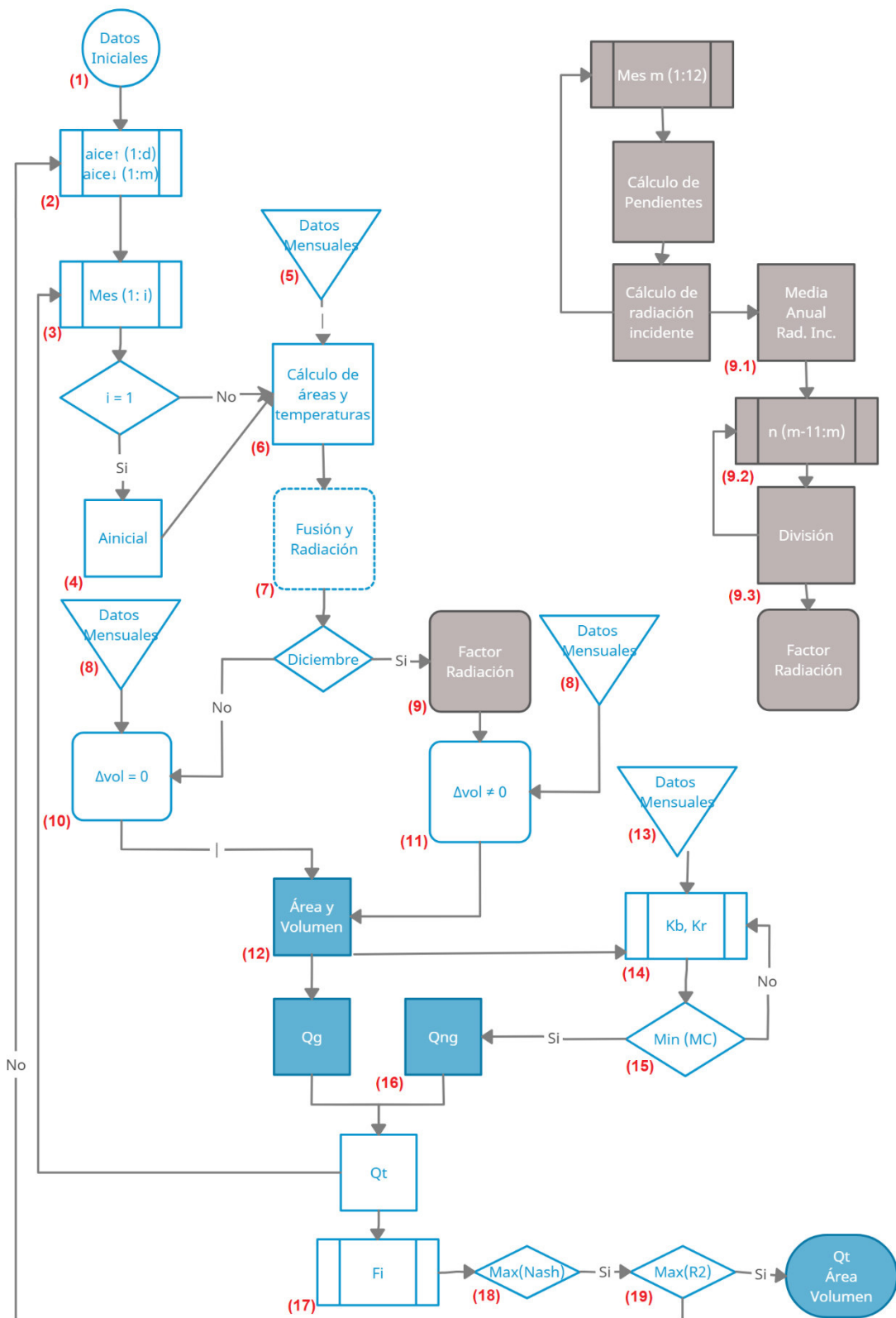


Figura 3.7. Diagrama de flujo del funcionamiento del modelo hidrológico del glaciar Los Crespos.

CAPÍTULO 4

RESULTADOS Y DISCUSIONES

En el siguiente capítulo que se presentan los resultados obtenidos del modelo hidrogliaciológico en el periodo de tiempo histórico y de calibración en cuanto a la representación de la precipitación y la temperatura. De igual manera se muestra el resultado de la calibración de los parámetros B_{Bahr} , C_{Bahr} , $a_{\text{ice}\uparrow}$ y $a_{\text{ice}\downarrow}$ y la corrección de los parámetros k_r , k_b y F_i respecto a el área glaciario y el caudal total. Con los datos de los escenarios climatológicos RCP4.5 Y RCP8.5 se evalúan la evolución de la superficie del glaciario, del caudal glaciario, el caudal no glaciario en el periodo de tiempo futuro en el cálculo de la variación del área glaciario

4.1.SERIES DE DATOS METEOROLÓGICOS

4.1.1. Series del periodo de calibración de datos del ensamble

La serie de la precipitación en el periodo histórico de 1979 a 2010, obtenida con los datos de las observaciones de las estaciones P05, P06 y P07 que se observa en la Figura 4.1. Es la adecuada para calibrar los datos de precipitación en datos del ensamble de los tres modelos utilizados. Esto debido a que al momento de analizar el ajuste del vector J y la media de las tres estaciones dio un valor de correlación R de 0.34.

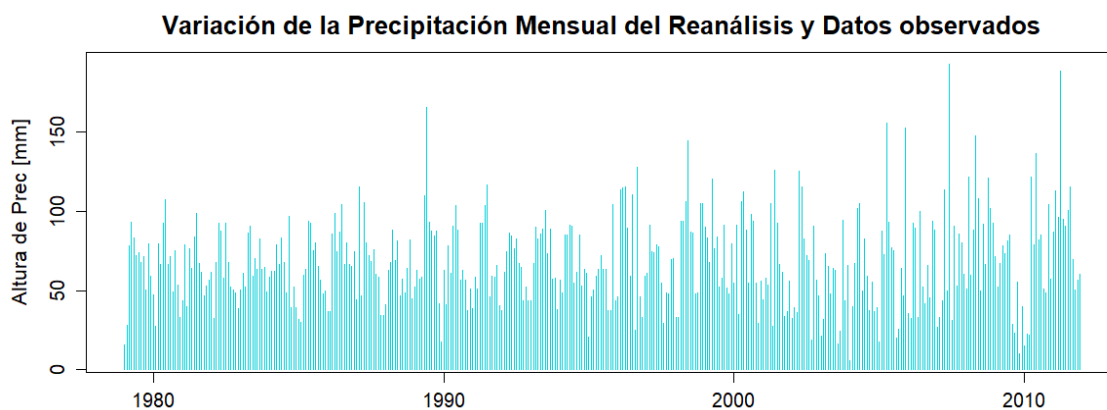


Figura 4.1. Serie histórica de precipitación con datos del reanálisis y rellenados con datos observados.

Los datos de la serie del periodo de 1981 a 2010 de temperatura Figura 4.2, tuvieron una mejor correlación en cuanto al ajuste de los datos medidos en la estación ORE con datos del ensamble de los tres modelos. Ya que el resultado que se obtuvo tiene un valor de 0.72, siendo una muy buena la relación. Es así que al calibrar los datos de los escenarios futuros se demostró una variación en el futuro de temperatura adecuada para cada escenario climático.

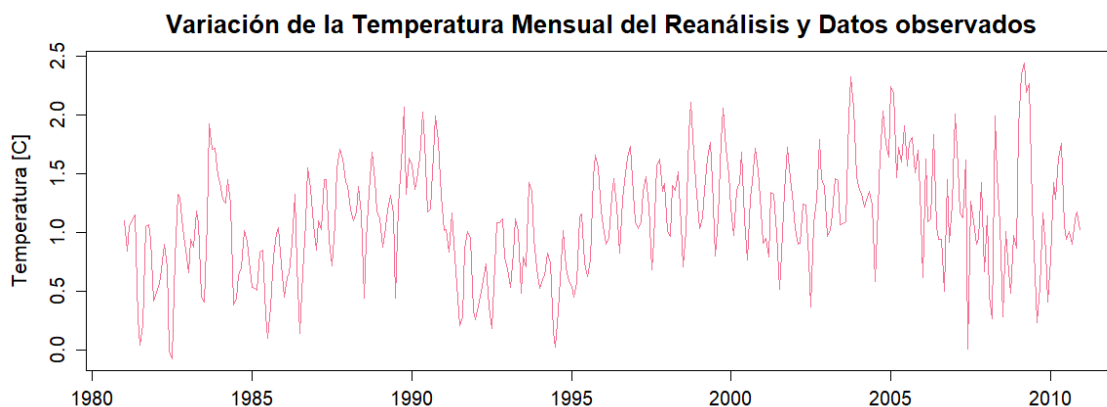


Figura 4.2. Serie histórica de temperatura con datos del reanálisis y rellenados datos observados.

La sublimación no se pudo ajustar debido a que no se cuenta con valores medidos en el periodo establecido. Dado que la temperatura mensual afecta a la sublimación al igual que la altitud, se espera que los resultados buenos obtenidos de los datos de temperatura en su ajuste con respecto a los datos del ensamble. También se reflejen en los datos sublimación y que estos tengan un comportamiento similar.

4.2. CAUDAL NO GLACIAR

4.2.1. Periodo de calibración

Para la representación del caudal no glaciar (Figura 4.3) los valores que mejor se ajustaron a la corrección de los factores k_r y k_b fueron 0.21 y 0.02 respectivamente. El valor de k_r nos indica que el 79% de la precipitación total se infiltra o se evapora y el valor de k_b quiere decir que solo el 2% de la infiltración pasa a formar parte del caudal no glaciar. Se obtuvieron valores del coeficiente de Nash igual a 0.3, el coeficiente de Bias de 0.001, la correlación de r y el error medio cuadrático igual a 0.004. Los valores estadísticos obtenidos nos permiten establecer una relación muy buena entre el caudal no glaciar resultante del modelo y el caudal no glaciar medido en el periodo de calibración de 2005 a 2009.

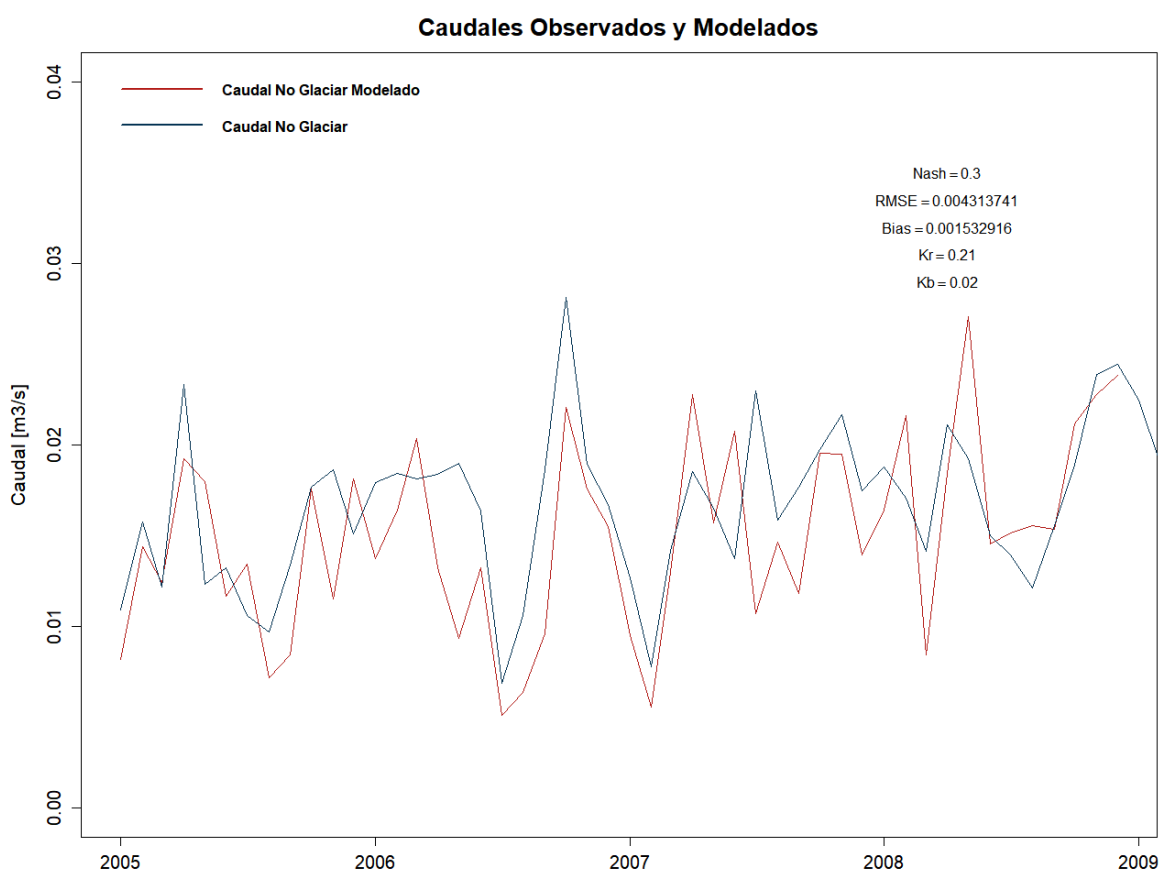


Figura 4.3. Comparación entre el caudal no glaciar observado y el caudal no glaciar modelado en el periodo de calibración.

4.3. CAUDAL GLACIAR Y VARIACIÓN DEL ÁREA

4.3.1. Periodo de calibración

El área del glaciar y el caudal están relacionados fuertemente debido a la influencia de los factores de derretimiento. Mediante la calibración de estos dos términos se obtuvo los valores para los parámetros B_{Bahr} y C_{Bahr} , siendo el valor del primero igual a 0.025 y el segundo igual a 1.35. Para los factores de derretimiento que permitan la mejor relación entre el caudal modelado y el caudal medido (Figura 4.4), se obtuvieron valores para $a_{\text{ice}\uparrow}$ de 260 y para $a_{\text{ice}\downarrow}$ de 150. Estos valores son valores cercanos a los que se obtuvieron en Fernandez (2010) y se obtuvo un valor de coeficiente de determinación igual a 0.6 y el coeficiente Bias de 0.1, lo que permitió obtener la mejor simulación para el caudal. En cuanto al valor del área glaciar en comparación con el área medida se obtuvo una simulación adecuada con respecto a la variación de esta en el periodo de calibración como se muestra en la Figura 4.5, con un error relativo de 3 % para los últimos 4 años en los que se tiene medición dentro del periodo. El factor de infiltración que se obtuvo una vez calibrados estos parámetros, fue de 0.42, lo que indica que cerca del 50% del caudal proveniente del glaciar se infiltra a estratos más bajos. Se tuvo un coeficiente de Nash de 0.68, demostrando una relación buena entre el caudal modelado y el caudal medido.

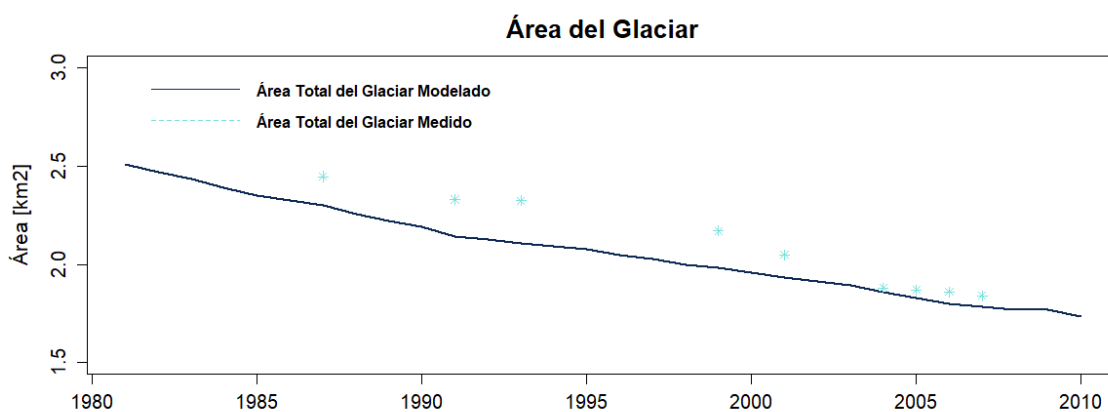


Figura 4.4. Comparación entre el área glaciar observada y el área modela en el periodo de calibración.

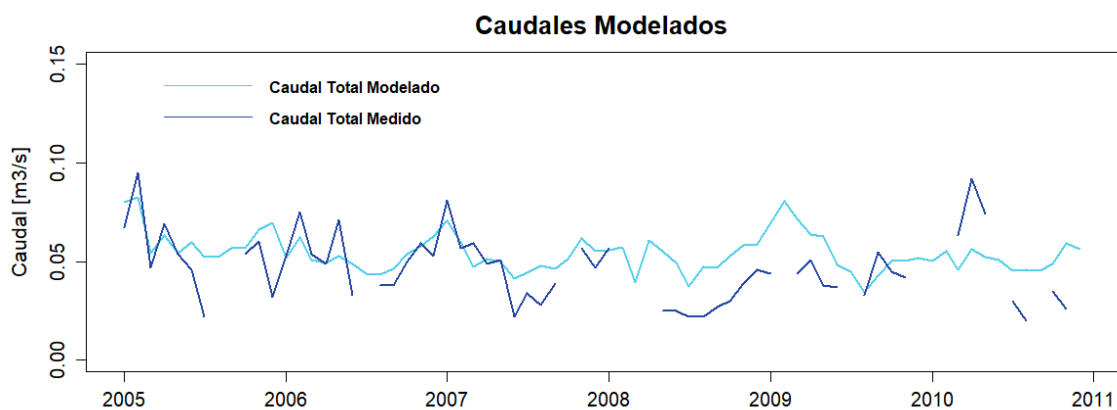


Figura 4.5. Comparación del caudal mensual observado y el caudal modelado en el periodo de 2005-2010.

4.3.2. Serie histórica de 1981 a 2010

El caudal modelado (Figura 4.6) en la serie histórica de 1981 a 2010 muestra una tendencia uniforme en cuanto a su comportamiento anual, teniendo valores de caudal bajos al inicio y final de cada año y valores alto en los meses de julio a agosto. La tendencia uniforme que se tiene es debido al equilibrio que busca el modelo en el cual la suma del caudal glaciar y el caudal no glaciar forman el caudal total y de forma que el primero disminuye el segundo aumenta. También se muestra que el caudal tiene los valores mayores en toda la serie son al comienzo de esta, y con los valores más bajos en esto los meses de medio año van de 1991 a 1995.

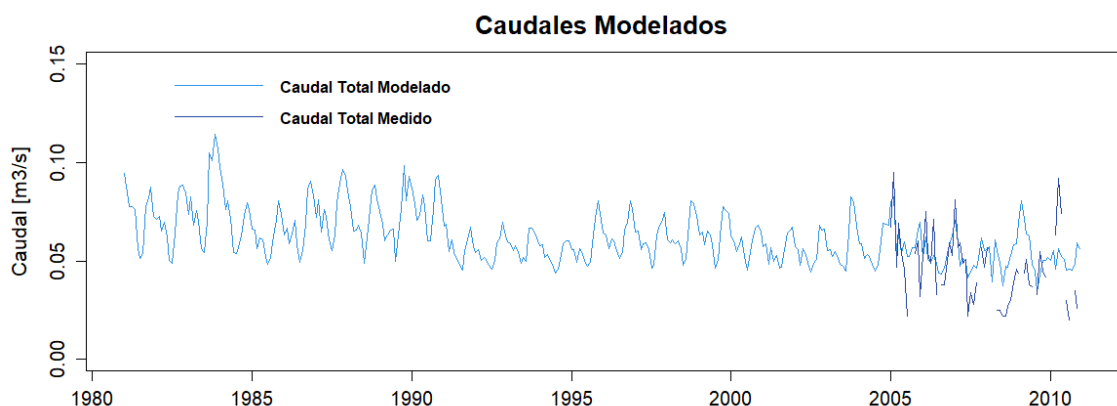


Figura 4.4. Comparación entre la serie del periodo histórico del caudal total modelado y el caudal medido.

El cálculo del caudal glaciar y el caudal no glaciar en el periodo histórico al igual que en las proyecciones futuras, se obtuvo con los valores de los parámetros

descritos en 4.2.1. En la figura 4.7 se puede ver que el caudal no glaciar tiene un aumento con más picos desde 1995, teniendo valores máximos en los últimos años del periodo y con un comportamiento contrario al caudal glaciar ya que, en los valores bajos de este en la serie, el caudal no glaciar tiene valores altos en su tendencia. Hay que resaltar que el caudal glaciar tiene un comportamiento similar al caudal total y esto es debido simplemente a que el caudal total es la suma entre el caudal glaciar y el caudal no glaciar.

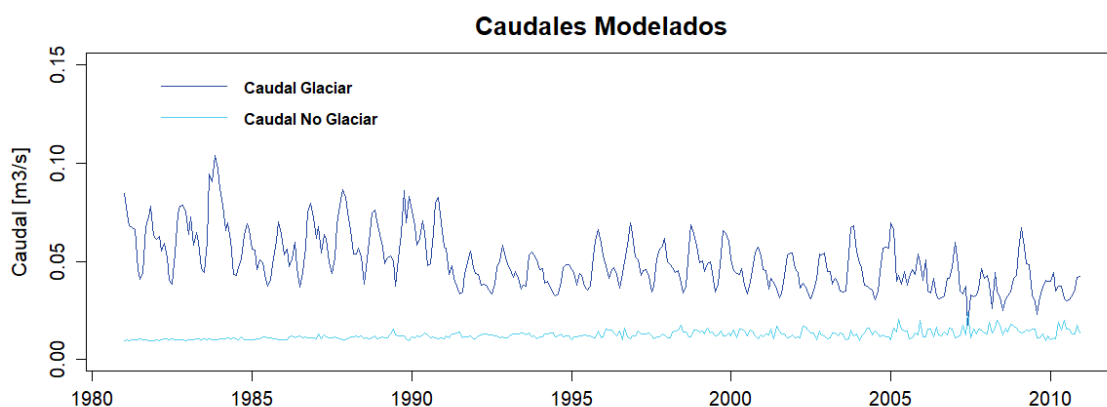


Figura 4.5. Series del periodo histórico de caudales resultantes del modelo hidroglaciológico.

4.3.3. Escenarios futuros

4.3.3.1. Escenario RCP4.5

El escenario RCP4.5 que se muestra en la Figura 4.8, nos da como resultado una serie de caudal total estable en cuanto a los años de 2020 a 2070. El valor máximo en la proyección futura es en 2024 y valores mínimos en 2063. Esta serie tiene un comportamiento en un año similar a la serie histórica, teniendo valores altos a inicio y final de año, con valores bajos a mediados de año.

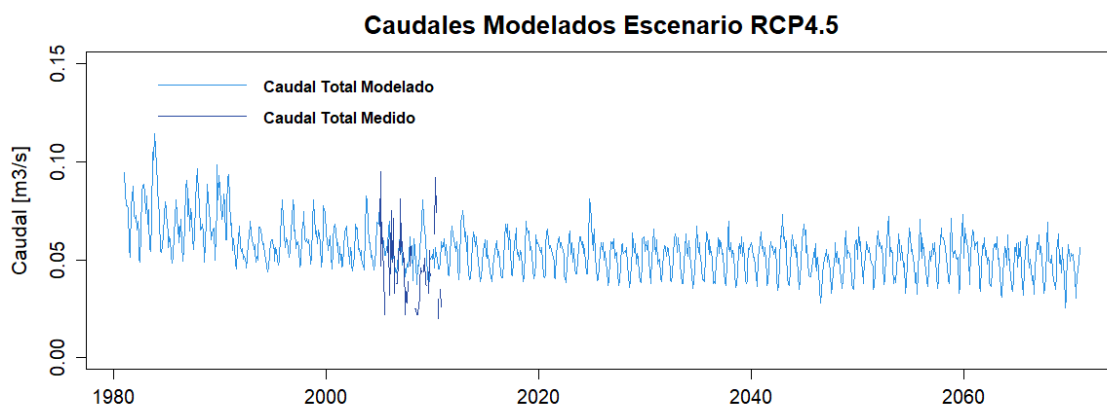


Figura 4.6. Serie de caudal total modelado en el escenario RCP4.5.

El caudal glaciar resultante del modelo en este escenario nos muestra que este se va reduciendo en forma uniforme con valores mínimos en los años finales del periodo, donde incluso el caudal no glaciar lo supera. Por su parte la variación del caudal no glaciar de una manera más acelerada a partir de 2011 teniendo su valor más alto en 2055 (Figura 4.9). Este comportamiento en el caudal glaciar se debe a la reducción del área glaciar que se va dando en cada año, mientras que el aumento del área no glaciar propicia también que el aporte al caudal no glaciar también aumente.

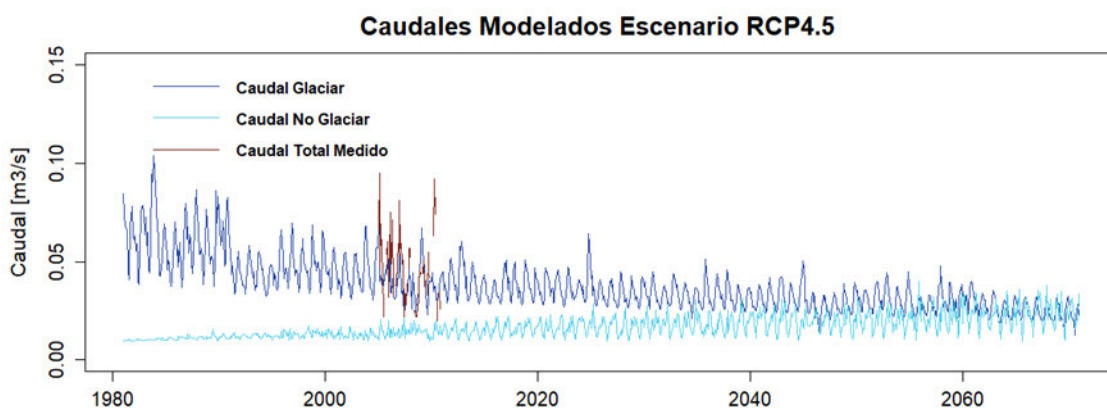


Figura 4.7. Series de caudal glaciar y no glaciar modelados en el escenario RCP4.5.

La variación del área glaciar en el escenario RCP4.5 como se muestra en la Figura 4.10, nos muestra una reducción uniforme en todo el tiempo de la serie, pero sin llegar a reducirse en una relación lineal. Al analizar el valor del área glaciar en 2070 final del periodo, se establece que se habrá perdido cerca del 75% área glaciar inicial (1981). En este escenario climatológico se alcanzará el punto máximo de

emisiones contaminantes en 2040, para entonces el modelo muestra que se habrá perdido más del 45% del área glaciar.

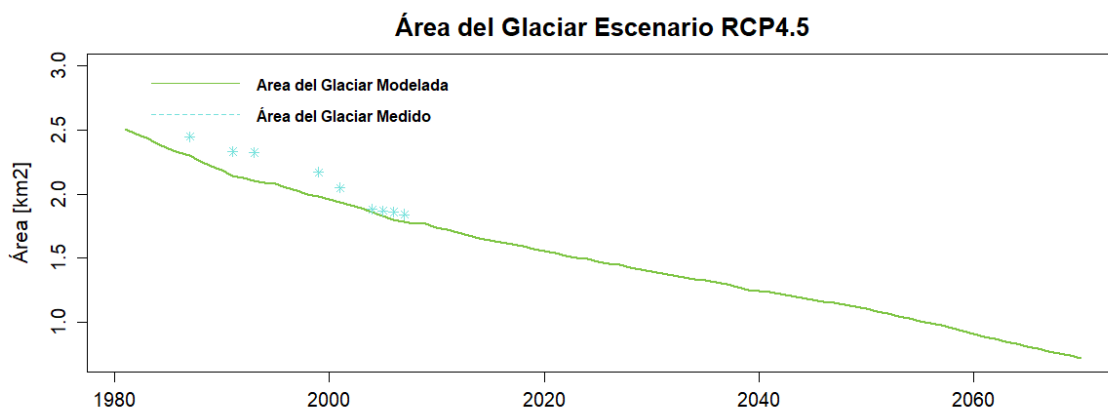


Figura 4.8. Área del glaciar modelada en el escenario RCP4.5.

4.3.3.2. Escenario RCP8.5

En cuanto al escenario RCP8.5, el caudal total resulto tener un comportamiento uniforme a lo largo de la serie, similar al caudal resultante del escenario anterior. Con valores altos de caudal en 2053, excluyendo el periodo histórico, y con valores más bajos en años finales de la serie, pero sin estar tan lejanos de los valores bajos de toda serie. Esta serie presenta los valores altos de caudal a inicio de cada año y valores bajos a mediados de años en cuanto a su variación durante el año.

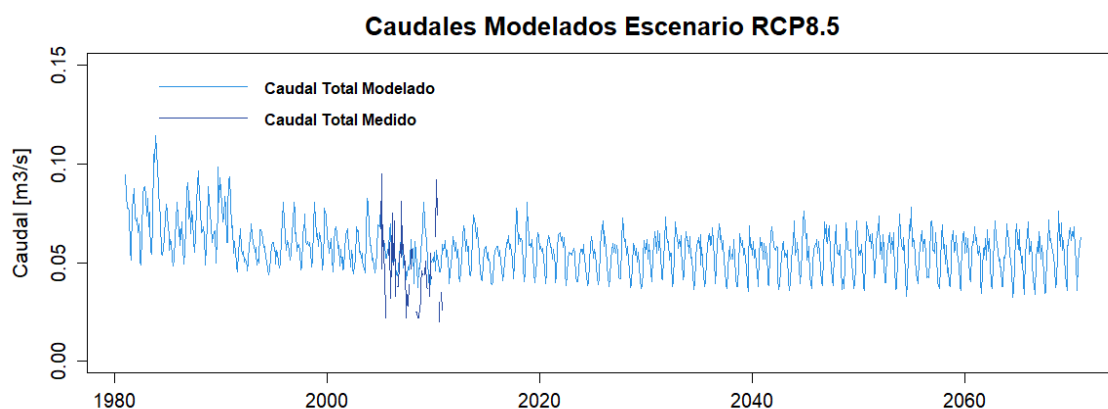


Figura 4.9. Serie de caudal total modelado en el escenario RCP8.5.

El caudal glaciar resultante que se muestra en la Figura 4.12, muestra una tendencia de reducción conforme a lo modelado en el escenario previo, con valores

más bajos en los años finales de la serie, y con valores altos en 2044 además de los del periodo histórico. El caudal no glaciar por su parte tiene un crecimiento más acelerado a partir de los años 2030 con los máximos valores para el año 2070 y 2068. Lo mismo que ocurre en escenario anterior ocurre en este, la variación de cada una de las partes del glaciar (área glaciar y área no glaciar) influye el aporte al caudal glaciar y el caudal no glaciar.

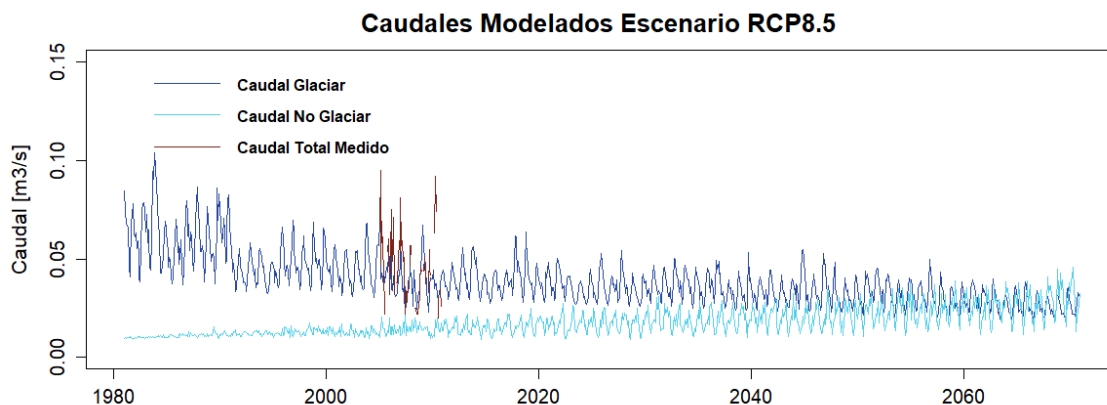


Figura 4.10. Series de caudal glaciar y no glaciar modelados en el escenario RCP8.5.

En cuanto al área glaciar que se tiene en el escenario RCP8.5 (Figura 4.13), tenemos una reducción uniforme en cuanto a su valor, teniendo para 2070 un valor de 0.49 km² siendo la reducción del 80% del valor inicial del área en 1981 (2.507 km²). Esto permite establecer que bajo este escenario se da una reducción más acelerada del área propiciando un aumento más amplio en cuanto al caudal glaciar proveniente de este.

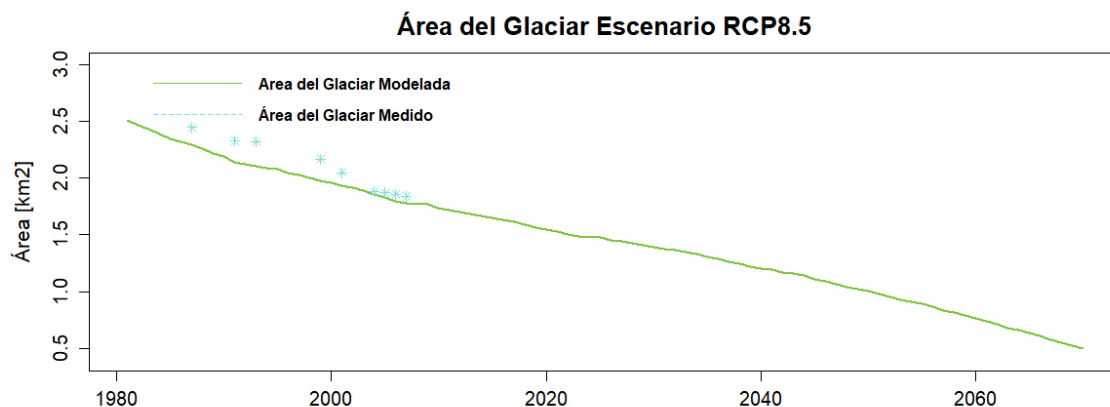


Figura 4.11. Área del glaciar modelada en el escenario RCP8.5.

4.4.DISCUSIÓN

4.4.1. Periodo de calibración

La serie de precipitación proveniente del ensamble de los tres modelos, para el periodo de calibración de 1981 a 2010 tiene una correlación muy baja con respecto a la serie de precipitación obtenida del vector J y la media de las mediciones de las tres estaciones (Figura 4.1). Para que los valores de magnitud y de media de los datos del ensamble en el futuro no tengan una variabilidad mayor a los datos medidos, se realizó la corrección (sección 3.3) de toda la serie de los datos a futuro. Este método sin embargo no llega a replicar exactamente los caudales medidos, en cuanto a los valores de caudal máximo y mínimo, dándose casos en los que el modelo presenta meses con valores muy superiores a los valores medidos. Al ser la precipitación uno de los datos más relevantes para modelación, se podría aumentar un error en el resultado final, este error sin embargo no se produce en la serie histórica ya que esta cuenta con valores de precipitación medidos. Pero para la proyección futura que comienza en 2010 se presentaría este error y los resultados para cada escenario se verían afectados debido a las diferencias entre los valores máximos y mínimos de precipitación.

La temperatura por su parte presenta una correlación muy buena entre los datos medidos en la estación ORE y los datos del ensamble histórico. Es así que los datos con los que se trabajó representan de una manera acertada el cambio de temperatura para el periodo histórico. Por lo que se espera que para la proyección futura la temperatura bajo cada uno de los escenarios, los resultados sean los más convenientes.

Para la sublimación, realizar una correlación no es posible ya que no se tiene datos medidos, por lo que existe una gran incertidumbre de verificar si los datos de las series cuentan con credibilidad. Sin embargo, dado que el cálculo de la sublimación se lleva acabo con varias variables del ensamble del modelo y como se pudo ver con la temperatura, estas variables parecen ser confiables, salvo la precipitación. Si la sublimación se la tomaría como valor constante se cometería un error, ya que se debe tomar en cuenta que la para la zona de acumulación la sublimación es despreciable, no obstante, para la zona de ablación esta si tiene relevancia. También se debe tener en cuenta que la sublimación está relacionada con la

variación de altura, por su fuerte dependencia con la temperatura. Es por esto que el modelo utiliza una zona de ablación con distintas temperaturas y el cálculo de la sublimación se realiza en el interior del modelo tomando en cuenta la variación de la altura y la temperatura.

4.4.2. Temperatura en los escenarios futuros

Los dos escenarios tienen un comportamiento similar en los valores de temperatura hasta el 2010, final del periodo histórico, en donde el escenario RCP8.5 (Figura 4.15) tiene un crecimiento más uniforme con incrementos constantes cada año. Mientras tanto el escenario RCP4.5 (Figura 4.14) tiene un crecimiento de temperatura con periodos en donde el incremento de temperatura entre años es muy bajo, salvo valores máximos. Desde 2015 hasta 2035 el crecimiento de temperatura que se tiene es un valor promedio de 0.7°C , momento en el que se da un incremento más de la temperatura, la que se vuelve a mantener estable hasta los años de 2045 a 2049, periodo en el cual temperatura se reduce 1°C . Finalmente después de este periodo la temperatura tiene un crecimiento más rápido de 2°C hasta el 2060, después de año la temperatura se vuelve a mantener estable sin un crecimiento hasta el final de la serie. El valor más alto de temperatura que se alcanza bajo este escenario es de 3.93°C en el año de 2060, diez años antes de finalizar la serie, y con incremento respecto al valor inicial de la serie de cerca de 2°C .

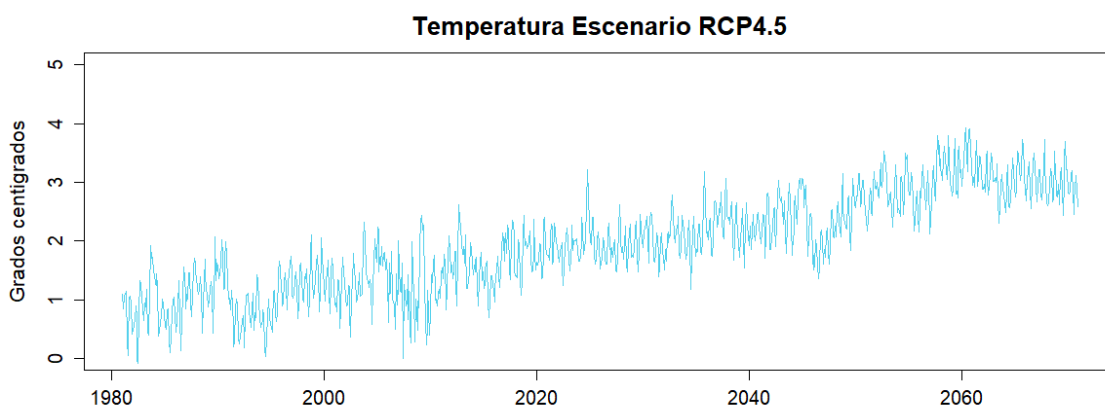


Figura 4.12. Serie de temperatura del ensamble de los modelos utilizados en el escenario RCP4.5.

El crecimiento de la temperatura en el escenario RCP8.5 tiene un periodo en el cual la temperatura se mantiene constante sin aumentar que va 2019 a 2021. En el periodo siguiente se reduce en los años 2023 a 2025 cerca de 0.3°C . Después de esta reducción el incremento que se da es de 0.55°C cada 10 años en promedio. El valor más alto de temperatura es de 4.8°C al final del periodo con un incremento de más de 3°C con respecto al año de inicio de la proyección futura (2011).

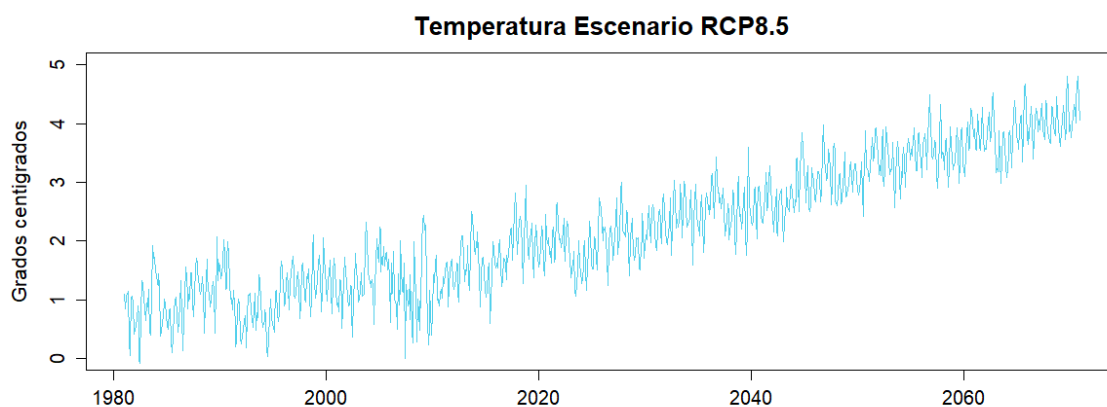


Figura 4.13. Serie de temperatura del ensamble de los modelos utilizados en el escenario RCP8.5.

El escenario que sufre un cambio menor en la variación de temperatura es el RCP4.5, siendo 1°C menor el cambio que sufre con respecto a los valores máximos de temperatura en cada serie. Al final de la serie la temperatura del escenario RCP8.5 tiene una tenencia de crecimiento, mientras que la tendencia del primer escenario es a estabilizarse. La diferencia entre las temperaturas de los dos escenarios al finalizar el periodo de proyección futura es 1.5°C .

4.4.3. Precipitación en los escenarios futuros

La precipitación tiene un comportamiento mayor en el escenario RCP8.5 (Figura 4.16) en la serie en periodo futuro (2010-2070) con una media mayor en 5 mm al escenario RCP4.5 (Figura 4.17). En comparación a la media del periodo histórico que es de 67.5 mm, los dos escenarios son mayores en la primera década del escenario futuro. El aumento es de 6 mm y 7 mm para los escenarios RCP4.5 y RCP8.5 respectivamente.

Los valores de mayor precipitación se presentan en el escenario RCP4.5 para el año de 2055 el cual llega a ser de más de 210 mm. Por otro lado, el valor más bajo de la serie es de 1 mm está en el escenario RCP8.5 en el año 2028. El valor más alto que se presenta en el periodo histórico es de 157 mm, mientras que el mínimo de este periodo es de 5.6 mm muy cercano a 5.2 mm el valor mínimo que se presenta en el escenario RCP4.5.

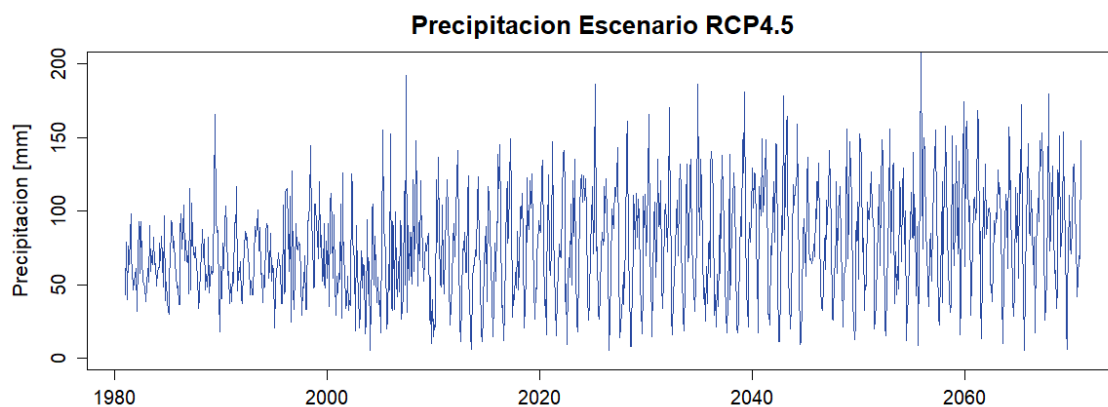


Figura 4.14. Variación de la precipitación en el periodo de 1981 a 2070 en el escenario RCP4.5.

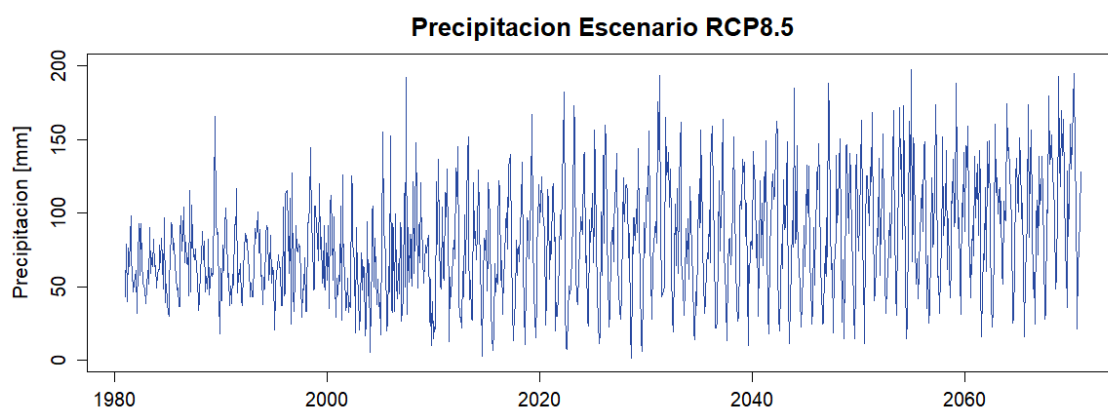


Figura 4.15. Variación de la precipitación en el periodo de 1981 a 2070 en el escenario RCP8.5.

Los valores de precipitación del escenario RCP8.5 tienden a incremento más acelerado en la media mensual de precipitación con 5 mm de aumento en cada década del periodo futuro. Mientras que el crecimiento mensual de la precipitación del escenario RCP 4.5 es de 3 mm en cada década. En las gráficas esta diferencia en el crecimiento de los dos escenarios no se llega a apreciar, esto es debido a los

valores de la precipitación en los escenarios se alejan más del valor medio a diferencia de la serie histórica donde los valores están mucho más cercanos y el cambio en la precipitación se puede apreciar de mejor manera.

El procesamiento de los datos de precipitación del ensamble en los dos escenarios de los modelos, permitió tener un margen similar al que se midió en el periodo de 1981 a 2010. La magnitud de los datos del escenario RCP4.5 se diferencia en 36 mm entre los datos que fueron procesados y los datos brutos, en la cuanto a la media la diferencia es de 47 mm. Los datos del escenario RCP8.5 tienen una diferencia en la magnitud de 34 mm y la media se diferencia en 48 mm. La diferencia entre las series de precipitación se puede observar en el Anexo 1, en las gráficas A1.1 y A1.2.

4.4.4. Cambios por la pendiente y Radiación Incidente

La variación del caudal se ve influenciado fuertemente por el factor de radiación incidente durante la modelación hidro glaciología. Se calculo la pendiente en cada altura (sección 3.4.7) y también la radiación incidente debido al cambio de cada una de estas pendientes (sección 3.4.6). Esto permitió obtener una respuesta respecto al caudal buena, sin despreciar el cambio de la radiación incidente por el cambio de pendiente.

En la Figura 4.16 se puede observar como la radiación incidente se ve afectada por el cambio en la pendiente, la variación es más evidente en los meses de enero, febrero, marzo, octubre, noviembre y diciembre. El cambio de pendiente S:0.5 es la que presente los valores son los más bajos y los más altos, mientras que el cambio de pendiente S:01 tiene los valores que menos se alejan entre sí. Tomar en cuenta la variación que se da en la radiación incidente por el cambio de pendiente para el cálculo, resulto ser la adecuada, debido a que la radiación incidente es el principal flujo de energía que permite la fusión.

Si no tomamos en cuenta esta variación y se coloca el valor medio de la pendiente o cualquier valor de las pendientes, la radiación solar varia en cerca de 25 [W/m²] con respecto a los valores de las otras pendientes en el inicio y final de año. Esto es debido a que en los meses de abril, mayo, agosto y septiembre este valor es

similar entre las pendientes, y en los meses de medio año este valor se incrementaría. Sin embargo, no se puede tomar un valor constante, ya que los valores de inicio tienen gran diferencia entre ellos y, por tanto, si afectarían en gran medida a la modelación.

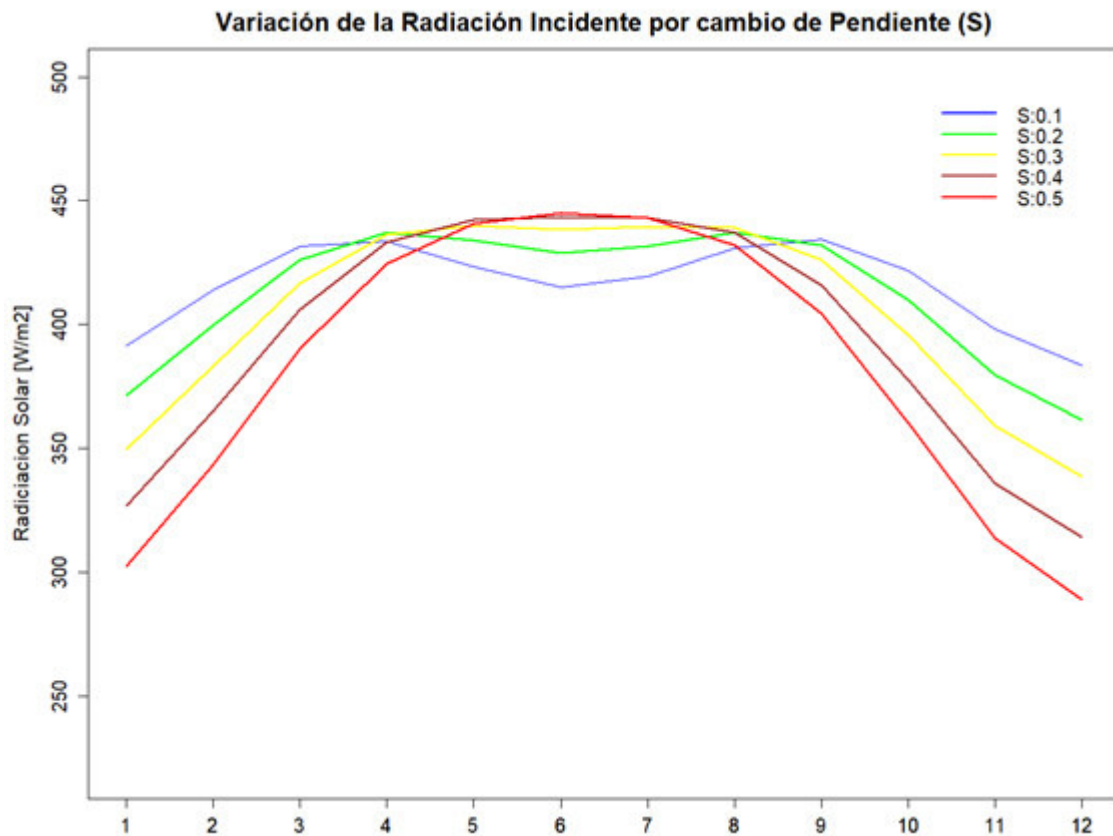


Figura 4.16. Variación a lo largo del año de la Radiación Incidente en cada pendiente(S).

4.4.5. Caudal no glaciario

La modelación del caudal no glaciario permitió obtener un valor del coeficiente de escurrimiento (K_r) de 0.21%, este valor está próximo al valor que se describe en (Villacis, 2008), donde se establece que este nivel se puede encontrar entre el 5% al 17%, en alturas de 3600 a 4000 m s.n.m. También se indica que el valor se puede incrementar de acuerdo con las condiciones de la humedad del suelo y la precipitación, asimismo se debe tomar en cuenta que el valor de K_r varía de acuerdo a la altura y se debe notar que la cuenca de Los Crespos se halla aproximadamente a los 4700 m s.n.m. En cuanto al coeficiente K_b se tiene un valor del 2% a diferencia del valor de 10% obtenido en (Villacis, 2008), esta diferencia es

principalmente debido a que en el trabajo citado la variación del caudal base no se considera variable de manera mensual, mientras que el modelo hidroglaciológico planteado si lo hace.

4.4.6. Caudal glaciar

En cuanto al caudal glaciar se puede apreciar que el 58% del caudal glaciar no se infiltra y es parte del escurrimiento total de la cuenca. La infiltración llega a ser casi la mitad debido al tipo de suelo que se tiene, arenoso y granular, en el área no glaciar sin embargo la infiltración es menor debido a las condiciones de humedad existentes en la cuenca. Mena (2010) afirma.” Dentro del caudal base de la crecida analizada existe un porcentaje de aporte glaciar de aproximadamente el 10% en volumen, que proviene de infiltraciones de origen glaciar que resurgen antes de la estación Humboldt” (p.94). Mediante este análisis se puede establecer que en caso del caudal de infiltración del glaciar Los Crespos está en el valor 52%, siendo un valor de que se aproxima al factor de infiltración. Es así como se puede observar que el caudal glaciar se reduce a más de la mitad por la infiltración, convirtiéndose en el aporte más importante de la cuenca. El caudal glaciar es mucho mayor al caudal no glaciar durante el periodo histórico (1981-2011), este valor se incrementa en los escenarios climatológicos futuros.

4.4.7. Caudal total

El caudal total se reduce de manera acelerada durante el periodo histórico, donde se reduce inclusive la variación mensual, con periodos en donde la variación del caudal está muy baja. En los escenarios RCP4.5 y RCP8.5 se puede ver que ambos varían de manera similar con meses en los que el primer escenario tiene valores más altos y bajos (Figura 4.17). Al final del periodo se observa que el escenario RCP8.5 es el que tiene el valor de caudal total más alto, teniendo un 10% más.

En las figuras 4.9 y 4.12, se puede observar que en el periodo histórico el caudal glaciar es la fuente principal del caudal total, debido al valor del área glaciar que se tiene en ese periodo, pero a medida que el valor del área se reduce, este caudal pierde importancia. Es así como al final de las dos series futuras el caudal no glaciar

termina siendo mayor al caudal glaciar y siendo más del 50% del caudal total. La variación del caudal glaciar se ve beneficiada con la reducción del área glaciar, aumentando cada año, de manera más acelerada después de 2011.

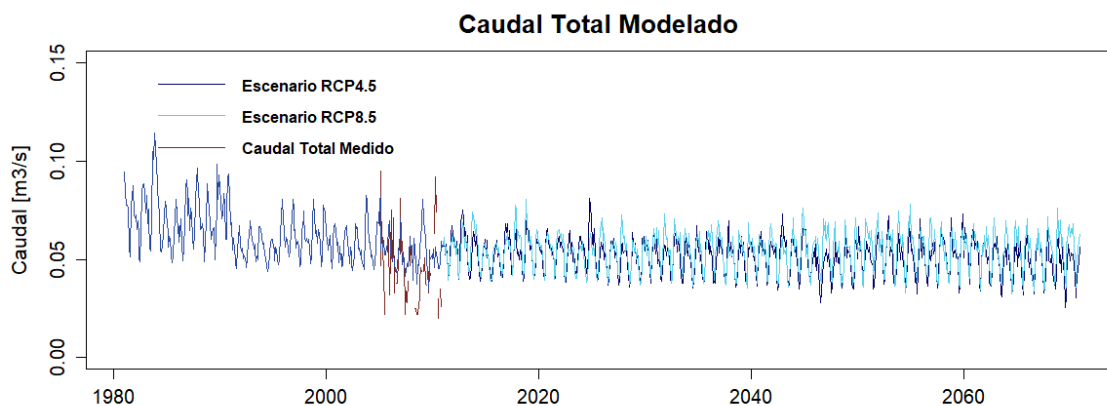


Figura 4.17. Series de caudal total modelados en los escenarios RCP4.5 y RCP8.

4.4.8. Variación del área

La modelación de la variación del área glaciar no se ajusta de manera adecuada al periodo de 1987 a 2001 con respecto a los valores medidos, sin embargo, para la variación total del periodo histórico de 1981 hasta 2001. La variación general representa muy bien la reducción total que se da desde el primer valor medido hasta el último. Permitiendo que los valores anuales que se midieron entre el año 2004 y 2007, se ajusten a la modelación glaciar de la modelación más optima. Por esta razón la calibración de los parámetros BBahr y CBahr, está enfocada en la representación de la variación del área glaciar total de 1981 a 2011, buscando una correlación mejor en los años finales con los que se cuenta con datos medidos.

La comparación de la variación del área glaciar entre los escenarios climatológicos que se observa en la Figura 4.18, muestra que la variación se mantiene igual entre los dos hasta el año 2035 (tomando en cuenta el periodo histórico de 1981 a 2011 similar para los dos), cuando el escenario RCP8.5 comienza una disminución más acelerada del valor del área glaciar. La diferencia entre los dos escenarios al final del periodo es del 30%, siendo el escenario RCP4.5 el que tiene una disminución anual promedio más baja siendo de 0.017 km² por año desde 2011, el escenario

RCP8.5 por su parte muestra una disminución del área glaciar a una tasa de 0.0207 km² por año.

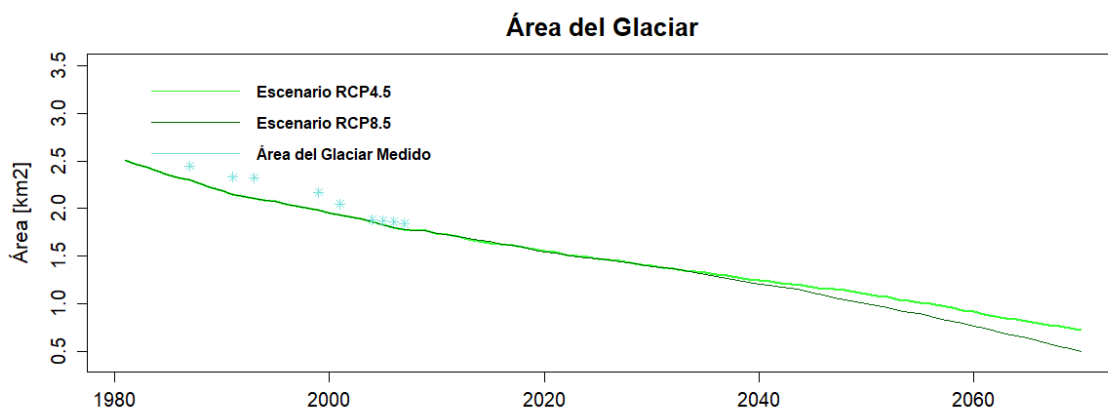


Figura 4.18. Comparación del área del glaciar modelada en los escenarios RCP4.5 y RCP8.5.

4.4.9. Factores calibrados y corregidos

Para la calibración de los valores de los parámetros B_{Bahr} , C_{Bahr} , $a_{\text{ice}\uparrow}$ y $a_{\text{ice}\downarrow}$ se realizaron varias simulaciones que lleven a tener el mejor valor de correlación, según los valores de eficiencia provenientes de los coeficientes Nash, Bias y RMSE (Raíz del error cuadrático medio) del valor del área medida con el valor del área glaciar modelada. Los resultados se los puede observar en la Tabla 4.1. Las variaciones pequeñas de los parámetros establecidos no alteran significativamente a los resultados del modelo, las variaciones de gran magnitud son las que afectan ciertamente al cálculo final. Esto se puede ver de manera gráfica al momento de graficar cada modelación del caudal total y compararlo con el caudal medido.

Para el caso de la correlación según Nash se tiene que los datos más bajos posibles de esta, para $a_{\text{ice}\uparrow}$ y $a_{\text{ice}\downarrow}$ se dan cuando los valores de estos parámetros son bajos y cuando la diferencia entre estos es muy grande. Y esto se explica debido a que en la zona de ablación baja existe un mayor índice de derretimiento que la zona de ablación alta principalmente por la temperatura más alta que existe en la zona de valores máximos para Bias llegan a ser del 0.15, para los valores máximo y mínimo de $a_{\text{ice}\uparrow}$ y $a_{\text{ice}\downarrow}$ respectivamente. En cuanto a los valores de la raíz del error medio

cuadrático se tiene que el aumento de este valor va en con un aumento en la diferencia de los dos valores llegando a ser el máximo de 0.2.

En cuanto a los parámetros B_{Bahr} y C_{Bahr} , la variación de los valores de la correlación de Nash, Bias y RMSE está influenciada principalmente por la reducción de los valores, ya que estos se alejan de los óptimos. Para el caso de Nash el valor más bajo es de 0.21 cuando los valores son 0.020 y 1.3 para B_{Bahr} y C_{Bahr} . Lo mismo ocurre en Bias cuyo valor da 0.19 en valores similares para estos parámetros. Mientras tanto el valor de la raíz del error medio cuadrático tiene su valor menos óptimo es de 0.3 cuando los valores de los parámetros son los más bajos.

Tabla 4.1. Parámetros calibrados en la modelación del área y valores de los coeficientes Nash, Bias y RMSE.

| Parámetro | Valor | Nash | Bias | RMSE |
|-----------|-------|------|------|-------|
| Cbarh | 0.025 | 0.66 | 0.03 | 0.05 |
| Bbarh | 1.35 | 0.66 | 0.03 | 0.05 |
| aice↑ | 260 | 0.60 | 0.01 | 0.015 |
| aice↓ | 150 | 0.60 | 0.01 | 0.015 |

Para lograr la mejor correlación del caudal medido con el caudal modelado se corrigieron los parámetros F_i , K_r y K_b , se corrió varias simulaciones para calcular en primer lugar F_i y después de eso calcular los siguientes parámetros. La variable que se simuló para poder calibrar estos parámetros fue el caudal no glaciar, como se puede observar en la Figura 4.3. La simulación consiguió replicar de manera buena la variación del caudal glaciar que se calculó mediante las mediciones del caudal instantáneo.

Los mejores valores de la correlación según Nash para el coeficiente F_i , se obtuvieron cuando los valores estaban entre 0.4 y 0.6, con valores de Nash que superaban 0.50. Los peores valores se obtuvieron con valores de F_i bajos. De igual manera ocurre con la raíz del error medio cuadrático donde los valores más altos se dan en valores de F_i bajos. Por su parte los mejores valores de Bias se encuentran cuando el valor de F_i se acerca más a 1, con sus peores valores igualmente cerca de 0.1.

Para los valores de K_r y K_b , la calibración se la llevo a cabo mediante un bucle que contenía a los estos dos parámetros al mismo tiempo, y la evaluación de las

correlaciones incluidas en este bucle. Para los valores de Nash se tiene que la correlación que existió fue bastante buena con todos los valores posibles para Kr y Kb. El valor menos óptimo para los valores de Kr igual 0.06 y Kb igual a 1, similar comportamiento se dio en la correlación de RMSE con los valores óptimos en 0.05 y 1 para Kr y Kb respectivamente. En cuanto a Bias los valores óptimos se dieron en Kr de 0.17 y Kb de 1. Lo que representa que no todo el caudal de infiltración va a formar parte del caudal no glaciar.

Tabla 4.2. Parámetros corregidos en la modelación del caudal y valores de los coeficientes Nash, Bias y RMSE.

| Parámetro | Valor | Nash | Bias | RMSE |
|------------------|--------------|-------------|-------------|-------------|
| Fi | 0.42 | 0.68 | 0.01 | 0.008 |
| Kr | 0.21 | 0.917 | 0.0015 | 0.0043 |
| Kb | 0.02 | 0.917 | 0.0015 | 0.0043 |

CAPÍTULO 5

CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES

5.1. CONCLUSIONES

5.1.1. Respecto al objetivo general

- La modelación hidro glaciológica que se implementó en el glaciar Los Crespos, permitió tener resultados cercanos a los valores medidos de las variables hidrológicas y glaciológicas en los periodos de calibración, lo que permite concluir que cuando se utilizan los datos meteorológicos de los escenarios climatológicos futuros los resultados son confiables.
- El modelo hidrogliaciológico logro simular de manera muy confiable la variación total del área glaciar correspondiente al periodo en que se tiene la primera y la última medición. En cuanto al periodo de 1987 a 2001 la representación del área no se ajusta a los valores medidos debido a que la variación del área en este periodo no se da de manera uniforme, teniendo años en el que el área glaciar no tiene una gran disminución. Por el contrario, la simulación de la variación de las últimas cuatro mediciones del área glaciar nos da un error relativo del 3%, lo que nos muestra que la simulación de este periodo fue aceptable.
- La calibración del modelo tiene énfasis en los factores de fusión e infiltración, para conseguir una simulación del retroceso del área del glaciar óptima. Se toma en cuenta que existen limitaciones al momento de simular el derretimiento del glaciar ya que en la realidad este proceso se da en un tiempo menor a la escala mensual en la cual el modelo trabaja.
- Los coeficientes resultantes del modelo en cuanto a los parámetros $aice_{\uparrow}$ y $aice_{\downarrow}$, fueron 0.60 para Nash, 0.01 para Bias y 0.015 para el RMSE, obteniendo así un buen ajuste y esto a pesar de que las variables que se utilizan para el cálculo tienen un aporte intrascendente al caudal diario.
- Considerar una división dinámica del glaciar permitió tener 4 zonas divididas por la temperatura (área de acumulación, área de ablación y área no glaciar),

en cada una de ellas se llevó a cabo una serie de cálculos específicos para las condiciones que tengan. Esta metodología dio un resultado más próximo a la realidad y que toma en cuenta cada variación que se produce en cada parte del glaciar y que con la se incluye la sublimación parte importante en la modelación hidro glaciológica propuesta.

- El uso del ensamble de los modelos CSIRO-Mk36, GISS-E2 y IPSL-CM5A-MR, nos permitió abarcar de una forma más amplia la serie de datos modelados que están disponibles para la zona.
- Los datos de precipitación obtenidos del ensamble de los modelos climatológicos para el periodo de 2011 a 2070 para los dos escenarios, no muestran cambios significativos en cada una de las décadas de dicho periodo, sin embargo, esto no quiere decir que la tendencia o que la variabilidad climática será la misma. En el futuro se puede presentar eventos extremos a escalas temporales diarias, que sin embargo no afecten a los promedios mensuales de esta variable. En el caso de la temperatura los cambios se muestran claramente, con una tendencia a aumentar hasta llegara a valores máximos en el final de la serie.
- El procesamiento de los datos del ensamble de los modelos para los dos escenarios futuros tuvo un impacto importante en los resultados, ya que se mostraron resultados que se ajusten realidad en el periodo histórico, logrando una serie que tenga la misma magnitud y la misma media, por tanto, los resultados a futuro estén más relacionados a la realidad.
- Incluir en la modelación el cálculo de la pendiente, permitió que los resultados del modelo hidrogliaciológico se ajusten de una manera más optima, debido a que de esta manera se pudo incluir a cada una de las zonas del glaciar Los Crespos, a pesar de las distintas superficies irregulares que tiene. Con el uso de la metodología para este cálculo además se puede tener un resultado mucho más preciso que la metodología usada en otros trabajos (Tapia, 2015).
- Utilizar un factor de corrección de radiación incidente por el cambio de pendiente permitió incluir el cambio que se da en la radiación incidente durante todo el año, lo que evito que se tome como constante este valor alterando los cálculos en las zonas de ablación y acumulación. Además, este

valor nos dio un ajuste mucho mejor del modelo a diferencia de Pouget (2010), donde este valor no es tomado en cuenta.

5.1.2. Respecto a los objetivos específicos

5.1.2.1. Variación del área y el volumen del glaciar

- La calibración de las constantes B_{Bahr} y C_{Bahr} tomando en cuenta el área del glaciar medido permitió tener un resultado del modelo en cuanto a la variación del volumen del glaciar muy bueno. Esto es debido a que el área del glaciar y el volumen del glaciar está relacionado muy estrechamente en el modelo hidrogliaciológico mediante la ecuación el uso de la ecuación de Bahr et al., (1997).
- El modelo presenta limitaciones en cuanto a la simulación de los caudales como se observa en la Figura 4.5, ya que representa un sistema hidrogliaciológico que se tiene un glaciar en la parte alta, el cual tiene procesos a los cuales se les dio énfasis al momento de la calibración. En la parte baja no se tiene reservorios, lo que impide que se simulen de la manera óptima los picos y los mínimos del caudal medido. Y en cuanto a la infiltración se tiene un coeficiente de escurrimiento el cual es insuficiente para representar el proceso que se tiene en realidad.
- La representación del caudal total resultó ser complicada de simular, debido a gran cantidad de datos faltantes en la serie de datos medidos en el periodo de calibración. Por lo tanto, se tomaron las mediciones en años continuos existentes para calibración de los parámetros F_i , K_r y K_b y que de esta manera el caudal simulado se aproxime lo máximo posible al caudal medido.

5.1.2.2. Escorrentía de origen glaciar y no glaciar

- El cálculo del caudal de origen glaciar se dio en base al volumen del caudal de derretimiento de las zonas de ablación alta y baja, en donde el factor por radiación por corrección incidente permitió tener un valor más acertado y con el factor F_i de infiltración de 0.42 se prevé que la mitad del caudal glaciar se infiltra.

- En el cálculo del caudal no glaciar se trabajó con datos de caudal instantáneo en el periodo de 2005-2010 medidos, lo que permitió calibrar los factores K_r y K_b de 0.21 y 0.02 respectivamente y que tienen valores aceptables de los coeficientes de Nash, Bias y RMSE de 0.917, 0.004 y 0.0015 para cada uno de estos.

5.1.2.3. Proyección a futuro de la variación del glaciar y descarga total

- El resultado de la modelación del caudal total en los dos escenarios climáticos y en periodo histórico no varía desde inicio del periodo futuro hasta el final de la serie. Esto se debe a que existe un equilibrio entre en el área glaciar y el área no glaciar, y al aporte de caudal de cada una de estas zonas.
- La variación futura de los valores del caudal glaciar y caudal total, resulto ser similar para los dos escenarios, por lo que éste se estabilizará, esto debido al incremento del caudal no glaciar y la reducción del caudal glaciar. En el escenario RCP8.5 la proyección del caudal no glaciar se muestra mayor al escenario RCP4.5, teniendo valores mayores en los últimos años de la serie (2070).
- La modelación del caudal glaciar en los dos escenarios climáticos muestra que la tendencia con la que cambia en el futuro es a menos. Este caudal tiene una gran importancia en el inicio de la serie debido al área glaciar con la que se empieza y este se reduce a la par que esta área disminuye. Por otra parte, el caudal no glaciar tiene una tendencia contraria, debido a que la reducción del área glaciar en la cuenca propicia que el crecimiento del área que no está cubierta por el glaciar, lo que también aumenta el caudal no glaciar.
- Los resultados del modelo glaciar muestran que en los próximos 15 años en los dos escenarios se perderá el 15% del área actual, y de ahí en adelante el escenario RCP8.5 muestra una reducción del área glaciar más rápida, del 62% en los 35 años siguientes hasta finalizar el periodo. Por su parte el escenario RCP4.5 muestra una reducción del 46% en los 35 años finales.

5.2.RECOMENDACIONES

- Realizar investigaciones con respecto a la medición de la sublimación en el glaciar Antisana, para poder mejorar el resultado del modelo en cuanto a la variable de sublimación, una de las más importantes dentro del modelo. Con estos datos además se puede calibrar los datos de los modelos climáticos.
- Se recomienda obtener información relacionada con la cobertura vegetal, elevación y datos geomorfológicos del glaciar Antisana para tener una mejor calidad en los resultados del modelo.
- Realizar mediciones anuales del área del glaciar para verificar en cuál de los dos escenarios climatológicos se está desarrollando el valor real del área glaciar y para verificar la respuesta del modelo. Y de ser necesario ajustar el modelo para ajustar los resultados obtenidos.
- Se recomienda realizar una modelación hidro glaciológica para los demás nevados del país, principalmente los que provean de recurso hídrico a grandes ciudades, para tener una idea de cómo puede variar este recurso.
- Se recomienda que se optimice la escala de tiempo en la que trabaja el modelo, debido a que varios de los procesos que se dan en el glaciar se producen en una escala incluso menor a la diaria. Este es el caso del derretimiento en el hielo del glaciar.

REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Albrecht, O., Jansson, P., & Blatter, H. (2000). Modelling glacier response to measured mass-balance forcing. *Annals of Glaciology*, 31, 91–96. <https://doi.org/10.3189/172756400781819996>
- Alonso, S., & Jimenez, M. A. (1999). ¿Que son los modelos de simulación del clima? *Revista de La Real Academia de Ciencias Exactas, Físicas y Naturales*, 93(1), 45–56.
- Ambrizzi, T., Reboita, M. S., da Rocha, R. P., & Llopart, M. (2019). The state of the art and fundamental aspects of regional climate modeling in South America. *Annals of the New York Academy of Sciences*, 1436(1), 98–120. <https://doi.org/10.1111/nyas.13932>
- Armenta, G., Villa, J., & Jácome, P. S. (2016). Proyecciones climáticas de precipitación y temperatura para Ecuador, bajo distintos escenarios de cambio climático.
- Aubry-Wake, C., Zéphir, D., Baraer, M., McKenzie, J. M., & Mark, B. G. (2017). Importance of longwave emissions from adjacent terrain on patterns of tropical glacier melt and recession. *Journal of Glaciology*, 64(243), 49–60. <https://doi.org/10.1017/jog.2017.85>
- Bahr, D. B., Meier, M. F., & Peckham, S. D. (1997). The physical basis of glacier volume-area scaling. *Journal of Geophysical Research*, 102(B9), 20355–20362. <https://doi.org/doi:10.1029/97JB01696>
- Bahr, D. B., Pfeffer, W. T., & Kaser, G. (2015). A review of volume-area scaling of glaciers. *Reviews of Geophysics*, 53(1), 95–140. <https://doi.org/10.1002/2014RG000470>
- Basantes-Serrano, R. (2015). Contribution à l' étude de l' évolution des glaciers et du changement climatique dans les Andes équatoriennes depuis les années 1950. Grenoble Alpes.
- Basantes-Serrano, R., Rabatel, A., Francou, B., Vincent, C., Maisincho, L., Cáceres, B., Galarraga, R., & Alvarez, D. (2016). Slight mass loss revealed by

reanalyzing glacier mass-balance observations on Glaciar Antisana 15 α (inner tropics) during the 1995-2012 period. *Journal of Glaciology*, 62(231), 124–136. <https://doi.org/10.1017/jog.2016.17>

Basantes, R. (2010). Análisis Espacio-temporal del comportamiento geométrico de los glaciares del volcán Antisana y su relación con la variabilidad climática y el cambio climático. Caso de estudio: Glaciares 12 Los Crespos y 15 (α, β). . Universidad de Niza Sophia Antipo.

Bourges, B. (1985). Improvement in solar declination computation. *Solar Energy*, 35(4), 367–369. [https://doi.org/10.1016/0038-092X\(85\)90144-6](https://doi.org/10.1016/0038-092X(85)90144-6)

Buytaert, W., Moulds, S., Acosta, L., De Bièvre, B., Olmos, C., Villacis, M., Tovar, C., & Verbist, K. M. J. (2017). Glacial melt content of water use in the tropical Andes. *Environmental Research Letters*, 12(11). <https://doi.org/10.1088/1748-9326/aa926c>

Cabrera, J. (2012). Calibración de Modelos Hidrológicos. http://www.imefen.uni.edu.pe/Temas_interes/modhidro_2.pdf

Cáceres, B. (2010). Actualización del Inventario de Tres Casquetes Glaciares del Ecuador. Université Nice Sophia Antipolis.

Camposano, L., Ballari, D., Montenegro, M., & Avilés, A. (2020). Future Meteorological Droughts in Ecuador: Decreasing Trends and Associated Spatio-Temporal Features Derived From CMIP5 Models. *Frontiers in Earth Science*, 8(February). <https://doi.org/10.3389/feart.2020.00017>

Cárdenaz, Y. J. J. (2017). Definición de perímetros de protección en cuencas hidrográficas mediante modelación hidrológica conceptual: caso de la cuenca Jatunhuaycu en las cercanías del Volcán Antisana. ESCUELA POLITÉCNICA NACIONAL.

Castillo, A. J. S. (2010). Métodos Estadísticos con R y R Commander. Universidad de Jaén.

Castro, M. De. (2008). El modelado del clima terrestre.

Cauvy-Fraunié, S. (2014). Hydro-écologie des communautés d ' invertébrés

aquatiques dans les rivières glaciaires équatoriennes. Université Pierre et Marie Curie.

Cepeda, J. (2017). Análisis de los caudales nivo-glaciares históricos y proyectados en la cuenca del Río Olivares: Comparación entre el modelo DHSVM y WEAP. UNIVERSIDAD DE CHILE FACULTAD.

Chamorro, C. del C. D. (2018). Análisis del comportamiento de las frecuencias de valores extremos de temperatura y precipitación en zonas de alta montaña: caso de estudio Volcán Antisana. ESCUELA POLITÉCNICA NACIONAL.

Collier, M. A., Rotstayn, L. D., Kim, K. Y., Hirst, A. C., & Jeffrey, S. J. (2013). Ocean circulation response to anthropogenic-aerosol and greenhouse gas forcing in the CSIRO-Mk3.6 coupled climate model. *Australian Meteorological and Oceanographic Journal*, 63(1), 27–39. <https://doi.org/10.22499/2.6301.003>

Condom, T., Escobar, M., Purkey, D., Pouget, J. C., Suarez, W., Ramos, C., Apaestegui, J., Zapata, M., Gomez, J., & Vergara, W. (2011). Modelling the hydrologic role of glaciers within a Water Evaluation and Planning System (WEAP): a case study in the Rio Santa watershed (Peru). *Hydrology and Earth System Sciences Discussions*, 8(1), 869–916. <https://doi.org/10.5194/hessd-8-869-2011>

Corripio, J. G. (2003). Vectorial algebra algorithms for calculating terrain parameters from dems and solar radiation modelling in mountainous terrain. *International Journal of Geographical Information Science*, 17(1), 1–23. <https://doi.org/10.1080/713811744>

Craveri, A., Kern, R., & Pacini, D. (2019). Implementación de R Studio en el área Estadística en las carreras de Ingeniería. I CONGRESO INTERNACIONAL DE INGENIERÍA APLICADA A LA INNOVACIÓN Y EDUCACIÓN Y ASAMBLEA GENERAL DE ISTECH 2019, 237–251.

Fajardo, J., Corcoran, D., Roehrdanz, P. R., Hannah, L., & Marquet, P. A. (2020). GCM compareR: A web application to assess differences and assist in the selection of general circulation models for climate change research. *Methods in Ecology and Evolution*, 11(5), 656–663. <https://doi.org/10.1111/2041->

210X.13360

- Favier. (2004). Etude du bilan d'énergie de surface et de la production des écoulements de fonte d'un glacier des Andes d'Equateur : relation glacier - climat en zone tropicale.
- Fernandez, A. (2010). Modelación Del Balance De Masa Del Glaciar 15A Del Volcán Antisana Usando El Software Weap. ESCUELA POLITÉCNICA NACIONAL.
- Francou, B., Rabatel, A., Soruco, A., Sicart, J. E., Silvestre, E., Ginot, P., Cáceres, B., Condom, T., Villacís, M., Ceballos, J. L., Lehmann, B., Anhelme, F., Dangles, O., Favier, V., Maisincho, L., Jomelli, V., Vuille, M., Lejeune, Y., Ramallo, C., & Mendoza, J. (2013). Glaciares de los Andes Tropicales: Víctimas del Cambio Climático (M. Villacis, E. S. Espinoza, & B. Francou. (eds.)).
- Francou, Bernard, & Pouyaud, B. (2008). Glaciares : ¿ cómo y dónde estudiarlos ? REDESMA, 2.
- Francou, Bernard, 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 Atmospheres*, 109(18), 1–17. <https://doi.org/10.1029/2003JD004484>
- García, F. X. (2012). Desarrollo De Un Modelo Conceptual De Lluvia-Escorrentía Para Interpretación De Procesos Hidrológicos En La Cuenca Altoandina Del Río Zhurucay. In Universidad de Cuenca. UNIVERSIDAD DE CUENCA.
- Garzón Martínez, C. M., González López, E. J., & Mafla Chamorro, F. R. (2018). Estado del arte de modelos hidrológicos. *Boletín Informativo CEI*, 5(2), 116–117.
- Gualco, L. (2018). Aplicación de balance de energía para analizar el forzamiento atmosférico en la producción de caudales es un glaciar tropical. Caso de estudio: Glaciar 12 del volcán Antisana. ESCUELA POLITÉCNICA NACIONAL.
- IPCC, I. P. on C. C. (2014). Synthesis Report. Contribution of Working Groups I, II

and III to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change. In *Journal of Crystal Growth* (Vol. 218, Issue 2). [https://doi.org/10.1016/S0022-0248\(00\)00575-3](https://doi.org/10.1016/S0022-0248(00)00575-3)

Johansen, K. S., Alfthan, B., Baker, E., Hesping, M., Schoolmeester, T., & Verbist, K. (2018). *Atlas de Glaciares y Aguas Andinos: El Impacto del Retroceso de los Glaciares sobre los Recursos Hídricos* (T. Schoolmeester & K. Verbist (eds.)). UNESCO y GRID-Arendal.

John T. Houghton, Filho, L. G. M., Griggs, D. J., & Maskel, K. (1997). Introducción a los modelos climáticos simples utilizados en el segundo informe de evaluación del IPCC. Grupo Intergubernamental de Expertos sobre el Cambio Climático.

Juen, I. (2006). *Glacier mass balance and runoff in the tropical Cordillera Blanca , Perú* . [University of Innsbruck]. In *Dissertation* (Issue September). <https://doi.org/10.13140/RG.2.1.4885.5520>

Laraque, A., Ronchail, J., Cochonneau, G., Pombosa, R., & Guyot, J. L. (2007). Heterogeneous distribution of rainfall and discharge regimes in the Ecuadorian Amazon basin. *Journal of Hydrometeorology*, 8(6), 1364–1381. <https://doi.org/10.1175/2007JHM784.1>

Manciati, C., Villacís, M., Taupin, J. D., Cadier, E., Galárraga-Sánchez, R., & Cáceres, B. (2014). Empirical mass balance modelling of South American tropical glaciers: Case study of Antisana volcano, Ecuador. *Hydrological Sciences Journal*, 59(8), 1519–1535. <https://doi.org/10.1080/02626667.2014.888490>

Martin, N. (2013). *Modélisation directe et inverse d'écoulements géophysiques viscoplastiques par méthodes variationnelles - Application à la glaciologie*. INSA de Toulouse.

Mena, S. (2010). *Evolución de la dinámica de los escurrimientos en Zonas de Alta Montaña: Caso del Volcán Antisana*. ESCUELA POLITÉCNICA NACIONAL.

Moret, P., Barragán, Moreno, E., Cauvy-Fraunié, S., & Gobbi, M. (2020). When the Ice Has Gone: Colonisation of Equatorial Glacier Forelands by Ground Beetles

- (Coleoptera: Carabidae). *Neotropical Entomology*, 49(2), 213–226.
<https://doi.org/10.1007/s13744-019-00753-x>
- Nash, J. E., & Sutcliffe, J. V. (1970). River flow forecasting through conceptual models part I — A discussion of principles. *Journal of Hydrology*, 10(3), 282–290. [https://doi.org/https://doi.org/10.1016/0022-1694\(70\)90255-6](https://doi.org/https://doi.org/10.1016/0022-1694(70)90255-6)
- National Snow and Ice Data Center. (2020). All About Glaciers. <https://nsidc.org/cryosphere/glaciers>
- Ortega, M. D. R. A. (2010). Modelación de Crecidas Glaciares A distintas escalas de tiempo en los ríos Humboldt y los Crespos a partir de la Meteorología del Volcán Antisana. ESCUELA POLITÉCNICA NACIONAL.
- Paz, J., Jesús, M. del, Kelman, R., Navas, S., Okamura, L., & Feliu, E. (2019). Vulnerabilidad al Cambio Climático y Medidas de Adaptación de los Sistemas Hidroeléctricos en los Países Andinos (J. Paredes & F. García (eds.)).
- Pouget, J. C. (2010). Propuesta del modelo Ice KISS como un componente de un sistema de apoyo a la planificación de los recursos hídricos. Informe de Misión En La Paz y Lima.
- Pouget, J. C., Proaño, D., Vera, A., Villacís, M., Condom, T., Escobar, M., Le Goulven, P., & Calvez, R. (2017). Modélisation glacio-hydrologique et gestion des ressources en eau dans les Andes équatoriennes : l'exemple de Quito. *Hydrological Sciences Journal*, 62(3), 431–446. <https://doi.org/10.1080/02626667.2015.1131988>
- Rabatel, A., Francou, B., Soruco, A., Gomez, J., Cáceres, B., Ceballos, J. L., Basantes, R., Vuille, M., Sicart, J. E., Huggel, C., Scheel, M., Lejeune, Y., Arnaud, Y., Collet, M., Condom, T., Consoli, G., Favier, V., Jomelli, V., Galarraga, R., ... Wagnon, P. (2013). Current state of glaciers in the tropical Andes: A multi-century perspective on glacier evolution and climate change. *Cryosphere*, 7(1), 81–102. <https://doi.org/10.5194/tc-7-81-2013>
- Rivera, J. A., & Arnould, G. (2020). Evaluation of the ability of CMIP6 models to simulate precipitation over Southwestern South America: Climatic features and long-term trends (1901–2014). *Atmospheric Research*, 241(December 2019),

104953. <https://doi.org/10.1016/j.atmosres.2020.104953>
- Schmidt, G. A., Kelley, M., Nazarenko, L., Ruedy, R., Russell, G. L., Aleinov, I., Bauer, M., Bauer, S. E., Bhat, M. K., Bleck, R., Canuto, V., Chen, Y., Cheng, Y., Clune, T. L., Genio, A. Del, Fainchtein, R. De, Faluvegi, G., Hansen, J. E., Healy, R. J., ... Oloso, A. O. (2014). Configuration and assessment of the GISS ModelE2 contributions to the CMIP5 archive. *Journal of Advances in Modeling Earth Systems*, 6, 141–184. <https://doi.org/10.1002/2013MS000265>. Received
- Serrano, J. (2011). Impacto del cambio climático y variabilidad climática en el régimen hidrológico de cuencas hidrográficas con cobertura parcialmente glaciar. Caso de estudio: volcán Antisana.
- Singh, V. P., Singh, P., & Haritashya, U. K. (2011). *Encyclopedia of snow, ice and glaciers*. Springer, Dordrecht. <https://doi.org/10.1007/978-90-481-2642-2>
- Tapia, C. M. (2015). Estimación del volumen de los Glaciares Antisana 12 Y Antisana 15 mediante el método geofísico de Radar de Penetración de Suelo (GPR). ESCUELA POLITÉCNICA NACIONAL.
- Taylor, K. E., Stouffer, R. J., & Meehl, G. A. (2012). An overview of CMIP5 and the experiment design. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 93(4), 485–498. <https://doi.org/10.1175/BAMS-D-11-00094.1>
- Tejeda, A. M. (2018). *La humedad en la atmósfera: bases físicas, instrumentos y aplicaciones*. Universidad de Colima.
- van Tiel, M., Stahl, K., Freudiger, D., & Seibert, J. (2020). Glacio-hydrological model calibration and evaluation. *Wiley Interdisciplinary Reviews: Water*, 7(6). <https://doi.org/10.1002/wat2.1483>
- Villacis, M. (2008). Ressources en eau glaciaire dans les Andes d'Equateur en relation avec les variations du climat : Le cas du volcan Antisana (Issue January 2008) [UNIVERSITÉ MONTPELLIER II]. http://horizon.documentation.ird.fr/exl-doc/pleins_textes/divers11-02/010047407.pdf
- Wen, N., Frankignoul, C., & Gastineau, G. (2016). Active AMOC–NAO coupling in

the IPSL-CM5A-MR climate model. *Climate Dynamics*, 47(7–8), 2105–2119.
<https://doi.org/10.1007/s00382-015-2953-y>

ANEXOS

ANEXO N°1
GRÁFICOS DE LA SERIE DE PRECIPITACIÓN EN LOS ESCENARIOS RCP4.5
Y RCP8.5

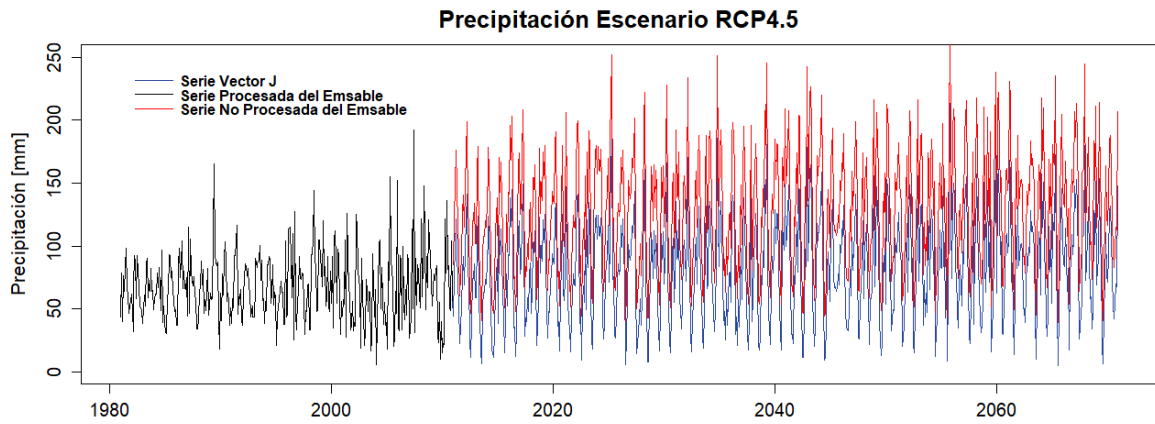


Figura A1.1. Series de precipitación de los datos del ensamble del escenario RCP4.5, procesados y sin procesar.

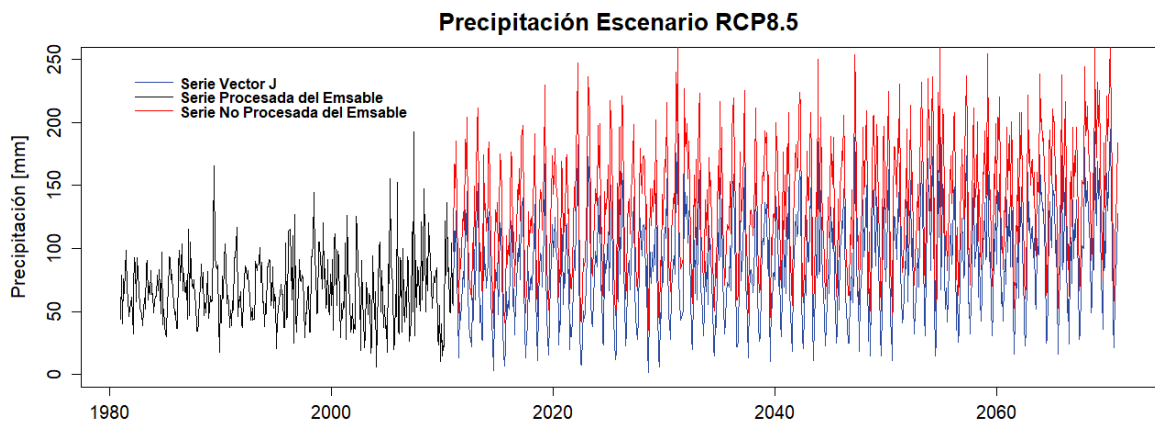


Figura A1.2. Series de precipitación de los datos del ensamble del escenario RCP8.5, procesados y sin procesar.

ANEXO N°2
SCRIPT DEL MODELO HIDROGLACIOLÓGICO

```
#####MODELO HIDRO-GLACIOLOGICO VERSION FINAL#####
#LIMITACIONES:
#Debe de empezar en Enero de cierto cualquier año
##CARGAR PAQUETE
local({pkg <- select.list(sort(.packages(all.available = TRUE)),graphics=TRUE)
if(nchar(pkg)) library(pkg, character.only=TRUE)}) #paquete chron necesario!!!
library(chron)
#####PREÁMBULO AL CÁLCULO
#####INGRESO DE DATOS
###ARCHIVOS DE DATOS
read.csv(file.choose())->Dat #Archivo con datos meteorológicos
read.csv(file.choose(),sep = ";")->Bas #archivo con la base de datos de las pendientes del
glaciar, necesario en el cálculo!!!!
read.csv(file.choose())->Crespos #Archivos con caudales observados
read.csv(file.choose())->Agladata #Archivo con áreas observadas
##Datos Meteorológicos
#Variables Mensuales del PRECIS
Temp<-Dat$Temperatura #Temperatura en grados centigrados ##### ojo
#####
precipitacion<-Dat$Precipitacion #Precipitación en mm
Uwind<-Dat$Wwind #Velocidad del viento en m/s
RH<-Dat$RH #Humedad relativa en %
#Constantes calibradas a partir del modelo de calibración
Qbmod<-0.009 # Mínimo del modelo de calibración
#Variables Para Comparación
Crespos$CresposV0->CresposV0
Aglaoobs<-Agladata$Aglaoobs
Timeyear<-Agladata$Fecha
for (j in 1:1) {
#Constantes del modelo glaciar
Aigla<-2.5078 #Área inicial del glaciar en el mes de enero del año 1981 (en este caso)
Atotal<-2.67 #Área total de la cuenca
Tod<-0.5 #Límite de temperatura inferior de derretimiento en la zona de ablación baja
gradTemp<-(-0.0058) #gradiente de temperatura
altORE<-4859 #altura de referencia de la estación ORE de donde se calibraron las datos
meteorológicos
To<-(-1) #Límite de temperatura inferior de derretimiento en la zona de ablación baja
Tac<-(-3) #Límite de temperatura de sublimación en la zona de acumulación
waterdensity<-1 #Densidad del agua
icedensity<-0.92 #Densidad del hielo
```

```

Cbahr<-0.025 #constante C de Bahr
Bbahr<-1.35 #constante b de Bahr
AE<-260      #Indice de derretimiento en la zona de ablación alta
Al<-150      #Indice de derretimiento en la zona de ablación baja
#Constantes para el cálculo de sublimación
alfa<-2.46   #constante de homogeneidad de la ecuación
Tfus<-273.175#Temperatura de fusión
des<-0       #Desfase para calibrar respecto a los datos de temperatura de la estación ORE
RH100<-100  #Humedad relativa en la superficie
LV<-25000000 #Calor de vaporización a 0 grados
RV<-461     #constante específica del vapor de agua
Presion<-600 #en hPa
#Constantes para el cálculo de caudales
Kunomin<-0.21
Kdosmin<-0.02
FI<-0.42
#Constantes para el cálculo del factor de corrección por pendiente
lat<-(-0.5)
lon<-78.1
Az<-225
Abscisado<-100 #dato fijo que viene de la determinación de alturas
####DETERMINACIÓN DE VARIABLES NECESARIAS PARA EL CÁLCULO
##Sublimación
esfus<-RH100/100*exp((log(6.1078)+LV/RV*(1/273.175-1/Tfus))) #ecuacion 18
qs<-0.622*esfus/Presion*1000 #ecuacion 17
##Manejo del tiempo
as.character(Dat$Date)->date
as.character(Dat$Hour)->hour
Time<-chron(date, hour, format=c(dates="y-m-d",times="h:m:s")) #crea un vector con fechas
del tipo chron
##Subrutina para factor de corrección por pendiente
lat<-lat*pi/180 #latitud
lonm<-((lon-75)*24*60/360) #longitud
Az<-Az*pi/180 #Azimut
#delta t #preparacion de las fechas
ini<-lonm/(24*60)*2*pi-pi
daysm<-c(0,31,28,31,30,31,30,31,31,30,31,30) #cantidad de meses en un año normal
daysm2<-c(0,31,29,31,30,31,30,31,31,30,31,30) #cantidad de meses en un año biciesto
SUM=0
daysmo<-c()

```



```

for (i in 1:length(daysm)){
  daysmo[i]<-SUM+daysm[i]
  SUM=daysmo[i]
}
SUM=0
daysmo2<-c()
for (i in 1:length(daysm2)){
  daysmo2[i]<-SUM+daysm2[i]
  SUM=daysmo2[i]
}
cons<-daysmo*2*pi
cons2<-daysmo2*2*pi
start1<-ini+cons
start1[1]<-ini
start2<-ini+cons2
start2[1]<-ini
bis<-seq(1880,2200, by=4)    #Años bisiestos desde 1880 hasta el 2200
}
####CÁLCULO
###GLACIAR
#declaracion de variables
for (j in 1:1) {
  Agla<-c()
  Vgla<-c()
  DeltaVice<-c()
  DeltaVglaciar<-c()
  DeltaMwater<-c()
  DeltaVabla<-c()
  VQglac<-c()
  VPabla<-c()
  VQiceablaup<-c()
  Vsublimabla<-c()
  Miceablaup<-c()
  Miceabladowndown<-c()
  AltTlim<-c()
  Aglacacum<-c()
  Aglacablaup<-c()
  DeltaVliqacum<-c()
  SFinalmacum<-c()
  Sacum<-c()
}

```

```

prec<-c()
precabla<-c()
Amablaupacum<-c()
Altmaupacum<-c()
Tempablaup<-c()
AlturaTlimdown<-c()
Aglacacumablaup<-c()
Aabladowndown<-c()
Amabladowndown<-c()
Altmaabladowndown<-c()
Tempabladowndown<-c()
VPliqabla<-c()
Aglacacumacum<-c()
VPablaacum<-c()
VQglacacum<-c()
Vsublimablaacum<-c()
Altaglaacum<-c()
Tempacum<-c()
Sublim1<-c()
Sublim2<-c()
Sublim3<-c()
F1<-c()
F2<-c()
F1acum<-c()
F2acum<-c()
}
###INICIO DEL LOOP PARA EL CÁLCULO MENSUAL
for (i in 1:length(Temp)){
  ##Identificación del Mes y tipo de Año
  fano<-as.numeric(as.character(years(Time[i])))      #Año como dato numérico
  fmes<-as.numeric(months(Time[i]))      #Mes como dato numérico
  #Identificación del tipo de año (bisiesto o no)
  rr<-c()
  for (j in 1:length(bis)) {
    if (isTRUE(fano == bis[j])) {
      rr[j]<-NA
    }else{
      rr[j]<-1
    }
  }
}
}

```

```

if (is.na(sum(rr))) {
  start<-start2
  comienzo<-daysmo2[fmes]
}else{
  start<-start1
  comienzo<-daysmo[fmes]
}
##PRIMER MES
if (i==1) {
  ##Volumen y Area Glaciar
  Agla[i]<-Aigla          #se usa el área inicial para empezar, y condiciones iniciales igual a
0
  Vgla[i]<-Cbahr*Aigla[i]^Bbahr#4
  DeltaVice[i]<-0
  DeltaVglaciar[i]<-DeltaVice[i]/10^9
  DeltaMwater[i]<-0
  DeltaVabla[i]<-0
  VPliqabla[i]<-0
  ##Alturas Límites
  AlturaTlimdown[i]<-(Tod-Temp[i])/gradTemp+altORE #27
  AltTlim[i]<-(To-Temp[i])/gradTemp+altORE #26
  ##Areas
  Aglacacumablaup1<-0.000000787*AlturaTlimdown[i]*AlturaTlimdown[i]-
0.01054*AlturaTlimdown[i]+34.35
  Aglacacumablaup2<-0.99*Agla[i]
  Aglacacumablaup[i]<-min(Aglacacumablaup1,Aglacacumablaup2) #31
  Abladown[i]<-Agla[i]-Aglacacumablaup[i] #33
  Aglacacum1<-0.000000787*AltTlim[i]*AltTlim[i]-0.01054*AltTlim[i]+34.35
  Aglacacum2<-Aglacacumablaup2
  Aglacacum[i]<-min(Aglacacum1,Aglacacum2) #30
  Aglacablaup[i]<-Aglacacumablaup[i]-Aglacacum[i] #32
  #Definición de precipitación
  prec[i]<-precipitacion[i]
  precabla[i]<-precipitacion[i]
  #Temperaturas y Nuevas Áreas
  Alttaglaacum[i]<-55*Aglacacum[i]/2*Aglacacum[i]/2-535*Aglacacum[i]/2+5602
  Tempacum[i]<-Temp[i]+gradTemp*(Alttaglaacum[i]-altORE)
  Amablaupacum[i]<-Aglacacum[i]+Aglacablaup[i]/2 #32
  Altmablaupacum[i]<-55*Amablaupacum[i]*Amablaupacum[i]-535*Amablaupacum[i]+5602
  #36

```

```

Tempablaup[i]<-Temp[i]+gradTemp*(Altmablaupacum[i]-altORE) #38
Amabladowndnabla[i]<-Aglacacumablaup[i]+Aabladowndn[i]/2 #35
Altmabladowndnacum[i]<-55*Amabladowndnabla[i]*Amabladowndnabla[i]-
535*Amabladowndnabla[i]+5602 #37
Tempabladowndn[i]<-Temp[i]+gradTemp*(Altmabladowndnacum[i]-altORE) #39
#Cálculo de Sublimación
Temcor1<-Tempabladowndn[i]+Tfus #Temperatura corregida
e600<-RH[i]/100*exp((log(6.1078)+(LV/10)/RV*(1/273.175-1/Temcor1))) #velocidad media
del viento #18
q1<-0.622*e600/Presion*1000 #17
Sublim1[i]<--alfa*Uwind[i]*(q1-qs) #15
Temcor2<-Tempablaup[i]+Tfus #Temperatura corregida
e600<-RH[i]/100*exp((log(6.1078)+(LV/10)/RV*(1/273.175-1/Temcor2))) #velocidad media
del viento #18
q2<-0.622*e600/Presion*1000 #17
Sublim2[i]<--alfa*Uwind[i]*(q2-qs) #15
Temcor3<-Tempacum[i]+Tfus #Temperatura corregida
if(Temcor3>=Tac){ #Condición
e600<-RH[i]/100*exp((log(6.1078)+(LV/10)/RV*(1/273.175-1/Temcor3))) #velocidad media
del viento #18
q2<-0.622*e600/Presion*1000 #17
Sublim3[i]<--alfa*Uwind[i]*(q2-qs) #15
}else{
Sublim3[i]<-0
}
if(isTRUE(fmes==1)) {
Sacum[i]<-prec[i]-Sublim3[i]
}else{
Sacum[i]<-prec[i]-Sublim3[i]+Sacum[i-1]
}

if(isTRUE(fmes==1)){
DeltaVliqacum[i]<-(prec[i]-Sublim3[i])*Aglacacum[i]*1000 #13
}else{
DeltaVliqacum[i]<-(prec[i]-Sublim3[i])*Aglacacum[i]*1000+DeltaVliqacum[i-1]
}

if(isTRUE(fmes==1)){
Aglacacumacum[i]<-Aglacacum[i]
}else{

```

```

Aglacacumacum[i]<-Aglacacum[i]+Aglacacumacum[i-1]
}

if(fmes==12){
  SFinalmacum[i]<-DeltaVliqacum[i-1]/(Aglacacumacum[i]/13)/1000
} else {
  SFinalmacum[i]<-0
}
VPabla[i]<-precabla[i]*(Aabladow[n][i]+Aglacablaup[i])*1000 #8
Vsublimabla[i]<-(Sublim1[i]*Aabladow[n][i]+Sublim2[i]*Aglacablaup[i])*1000 #10
#Determinación de Alturas
Alt1<-AltTlim[i] #36
Alt2<-55*Aglacacumablaup[i]*Aglacacumablaup[i]-535*Aglacacumablaup[i]+5602 #37
Alt3<-55*Agla[i]*Agla[i]-535*Agla[i]+5602
##Cálculo de Pendiente
if(Alt1>Bas$Alt[1]){
  Alt1<-Bas$Alt[1]
}
if(Alt1<Bas$Alt[length(Bas$Alt)]){
  Alt1<-Bas$Alt[length(Bas$Alt)]
}
if(Alt2>Bas$Alt[1]){
  Alt2<-Bas$Alt[1]
}
if(Alt2<Bas$Alt[length(Bas$Alt)]){
  Alt2<-Bas$Alt[length(Bas$Alt)]
}
if(Alt3>Bas$Alt[1]){
  Alt3<-Bas$Alt[1]
}
if(Alt3<Bas$Alt[length(Bas$Alt)]){
  Alt3<-Bas$Alt[length(Bas$Alt)]
}
#1er caso
Min1<-1000000000000000
Dif<-c()
for (k in 1: length(Bas$Alt)) {
  Dif[k]<-Alt1-Bas$Alt[k]
  if(Dif[k]>=0&&Dif[k]<Min1){
    Dif1<-Dif[k]
  }
}

```

```

    Min1<-Dif[k]
    Num1<-k
  }else{
    Min1<-Min1
  }
}
if(Dif1==0){
  Xup1<-0
  XYup1<-0
}else{
  XYup1<-(Bas$Alt[Num1-1]-Bas$Alt[Num1])/Abscisado
  Xup1<-Dif1/XYup1
}

Min2<-1000000000000000
Dif<-c()
for (k in 1: length(Bas$Alt)) {
  Dif[k]<-Alt2-Bas$Alt[k]
  if(Dif[k]>=0&Dif[k]<Min2){
    Dif2<-Dif[k]
    Min2<-Dif[k]
    Num2<-k
  }else{
    Min2<-Min2
  }
}
if(Num1==Num2){
  Pend1<-XYup1
}else{
  XYdown1<-(Bas$Alt[Num2-1]-Bas$Alt[Num2])/Abscisado
  Xdown1<-((Bas$Alt[Num2-1]-Bas$Alt[Num2])-Dif2)/XYdown1
  if(Num2-Num1==1){
    Absci1=0
    Yor1=0
  }else{
    Absci1<-c()
    Yor1<-c()
    for(k in 1:(Num2-Num1-1)){
      Absci1[k]<-100
      Yor1[k]<-(Bas$Alt[Num1+k-1]-Bas$Alt[k+Num1])/Abscisado
    }
  }
}

```

```

}
}
DistTotal1<-Xup1+Xdown1+sum(Absci1)
VarPend1<-c(XYup1*Xup1/DistTotal1,Yor1*Absci1/DistTotal1,XYdown1*Xdown1/DistTotal1)
Pend1<-sum(VarPend1)
}
#2do caso
XYup2<-(Bas$Alt[Num2-1]-Bas$Alt[Num2])/Abscisado
Xup2<-Dif2/XYup2
Min3<-1000000000000000
Dif<-c()
for (k in 1: length(Bas$Alt)) {
  Dif[k]<-Alt3-Bas$Alt[k]
  if(Dif[k]>=0&Dif[k]<Min3){
    Dif3<-Dif[k]
    Min3<-Dif[k]
    Num3<-k
  }else{
    Min3<-Min3
  }
}
if(Num2==Num3){
  Pend2<-XYup2
}else{
  if(Dif3==0){
    Xdown2<-0
    XYdown2<-0
  }else{
    XYdown2<-(Bas$Alt[Num3-1]-Bas$Alt[Num3])/Abscisado
    Xdown2<-((Bas$Alt[Num3-1]-Bas$Alt[Num3])-Dif3)/XYdown2
  }
}
if(Num3-Num2==1){
  Absci2=0
  Yor2=0
}else{
  Absci2<-c()
  Yor2<-c()
  for(k in 1:(Num3-Num2)){
    Absci2[k]<-100
    Yor2[k]<-(Bas$Alt[k+Num2-1]-Bas$Alt[k+Num2])/Abscisado
  }
}

```

```

    }
  }
  DistTotal2<-Xup2+Xdown2+sum(Absci2)
  VarPend2<-c(XYup2*Xup2/DistTotal2,Yor2*Absci2/DistTotal2,XYdown2*Xdown2/DistTotal2)
  Pend2<-sum(VarPend2)
}
##Factor de Corrección
PP<-Time[i]
PP<-seq(PP, by='month', length=2)
MES<-seq(PP[1],PP[2]-1/24, by = 1/24)
minu<-seq(0, 1-1/24, by=1/24)
dias<-as.numeric(days(MES))
tem<-dias[length(MES)]
tem<-as.numeric(tem)
dias<-dias+rep(minu,tem)
dt<-c()
SUM=0
for (j in 1:length(MES)) {
  dt[j]<-start[fmes]+SUM
  SUM<-(j)*pi/24
}
dias2<-dias+comienzo
deltgrad<-0.3723+23.2567*sin((2*pi)/365.25*(dias2-79.536))-0.758*cos((2*pi)/365.25*(dias2-
79.536))+0.1149*sin(2*(2*pi)/365.25*(dias2-79.536))+0.3656*cos(2*(2*pi)/365.25*(dias2-79.536))-
0.1712*sin(3*(2*pi)/365.25*(dias2-79.536))+0.0201*cos(3*(2*pi)/365.25*(dias2-79.536)) #21
deltrad<-deltgrad*pi/180
cosZ<-sin(deltrad)*sin(lat)+cos(deltrad)*cos(lat)*cos(dt)
cos02<-((sin(lat)*cosZ-sin(deltrad))/(cos(lat)))
sin02<-cos(deltrad)*sin(dt)
Sinc1=c()
for (j in 1:length(deltrad))
  if (cosZ[j]>0 & ((cosZ[j]*cos(Pend1)+sin(Pend1)*(cos(Az)*cos02[j]-sin(Az)*sin02[j]))>0) {
    #23
    Sinc1[j]<-1368*(cosZ[j]*cos(Pend1)+sin(Pend1)*(cos(Az)*cos02[j]-sin(Az)*sin02[j]))
  } else {
    Sinc1[j]<-0
  }
}
Sinc2=c()
for (j in 1:length(deltrad))

```



```

if (cosZ[j]>0 & ((cosZ[j]*cos(Pend2)+sin(Pend2)*(cos(Az)*cos02[j]-sin(Az)*sin02[j]))>0 ) {
  #23
  Sinc2[j]<-1368*(cosZ[j]*cos(Pend2)+sin(Pend2)*(cos(Az)*cos02[j]-sin(Az)*sin02[j]))
} else {
  Sinc2[j]<-0
}
Tipodia<-rep((1:tem), each=24)
Sincdia1<-tapply(Sinc1,Tipodia,mean,na.rm=TRUE)
Sincmen1<-mean(Sincdia1)
F1[i]<-Sincmen1
Sincdia2<-tapply(Sinc2,Tipodia,mean,na.rm=TRUE)
Sincmen2<-mean(Sincdia2)
F2[i]<-Sincmen2
##Condiciones para el siguiente mes
if(Agla[i]==0){
  Miceablaup[i]<-0          #13
}else{
  if(Tempablaup[i]<To){
    Miceablaup[i]<-0
  }else{
    Miceablaup[i]<-AE*(Tempablaup[i]-To)    #19
  }
}
if(Agla[i]==0){
  Miceabladow[n][i]<-0      #14
}else{
  if(Tempabladow[n][i]<Tod){
    Miceabladow[n][i]<-0
  }else{
    Miceabladow[n][i]<-A1*(Tempabladow[n][i]-Tod)    #20
  }
}
VQiceablaup[i]<-Miceablaup[i]*Aglacablaup[i]*1000
VQglac[i]<-max((Miceabladow[n][i]*Aabladow[n][i]*1000+VQiceablaup[i]+VPliqabla[i]), 0)    #7

VPablaacum[i]<-VPabla[i]
VQglacacum[i]<-VQglac[i]
Vsublimablaacum[i]<-Vsublimabla[i]
F1acum[i]<-F1[i]
F2acum[i]<-F2[i]

```

```

}else{
  ###CÁLCULO PARA EL RESTO DE MESES
  #Condicional para introducir el coeficiente de corrección por pendiente para todo el año anterior
  if(fmes==1){
    for(j in (i-12):(i-1)){
      F1[j]<-F1[j]*12/F1acum[i-1]#25
      F2[j]<-F2[j]*12/F2acum[i-1]#25
    }
    SUM1=0
    for(j in (i-12):(i-1)){
      Miceablaup[j]<-Miceablaup[j]/F1[j]      #13
      Miceabladow[n][j]<-Miceabladow[n][j]/F2[j]      #14
      VQiceablaup[j]<-Miceablaup[j]*Aglacablaup[j]*1000      #9
      VQglac[j]<-max((Miceabladow[n][j]*Aabladow[n][j]*1000+VQiceablaup[j]+VPliqabla[j]), 0)      #7
      VQglacacum<-VQglac[j]+SUM1
      SUM1<-VQglacacum
    }
    DeltaVabla[i]<-VPablaacum[i-1]-(VQglacacum+Vsublimablaacum[i-1])      #6
  }else{
    DeltaVabla[i]<-0
  }
  if(fmes==1){
    DeltaMwater[i]<-(DeltaVabla[i]+DeltaVliqacum[i-1])*waterdensity      #5
  }else{
    DeltaMwater[i]<-0
  }
  if(fmes==1){
    DeltaVice[i]<-DeltaMwater[i]/icedensity
  }else{
    DeltaVice[i]<-0
  }
  DeltaVglaciar[i]<-DeltaVice[i]/10^9

  if(fmes==1){
    if((Vgla[i-1]+DeltaVglaciar[i])<=0){
      Vgla[i]<-0
    }else{
      Vgla[i]<-Vgla[i-1]+DeltaVglaciar[i]
    }
  }else{

```

```

Vgla[i]<-Vgla[i-1]
}
##Cálculo de cambios del glaciár
if(fmes==1){
  if(((Vgla[i]/Cbahr)^(1/Bbahr))<=Atotal){      #4
    Agla[i]<-(Vgla[i]/Cbahr)^(1/Bbahr)
  }else{
    Agla[i]<-Atotal
  }
}else{
  Agla[i]<-Agla[i-1]
}
##Mismos pasos que en el primer mes
VPliqabla[i]<-0
AlturaTlimdown[i]<-(Tod-Temp[i])/gradTemp+altORE
Aglacacumablaup1<-0.000000787*AlturaTlimdown[i]*AlturaTlimdown[i]-
0.01054*AlturaTlimdown[i]+34.35
Aglacacumablaup2<-0.99*Agla[i]
Aglacacumablaup[i]<-min(Aglacacumablaup1,Aglacacumablaup2)
Aabladow[n][i]<-Agla[i]-Aglacacumablaup[i]
AltTlim[i]<-(To-Temp[i])/gradTemp+altORE
Aglacacum1<-0.000000787*AltTlim[i]*AltTlim[i]-0.01054*AltTlim[i]+34.35
Aglacacum2<-Aglacacumablaup2
Aglacacum[i]<-min(Aglacacum1,Aglacacum2)
Aglacablaup[i]<-Aglacacumablaup[i]-Aglacacum[i]
prec[i]<-precipitacion[i]
precabla[i]<-precipitacion[i]
Alttaglaacum[i]<-55*Aglacacum[i]/2*Aglacacum[i]/2-535*Aglacacum[i]/2+5602
Tempacum[i]<-Temp[i]+gradTemp*(Alttaglaacum[i]-altORE)
Amablaupacum[i]<-Aglacacum[i]+Aglacablaup[i]/2
Altmablaupacum[i]<-55*Amablaupacum[i]*Amablaupacum[i]-535*Amablaupacum[i]+5602
Tempablaup[i]<-Temp[i]+gradTemp*(Altmablaupacum[i]-altORE)
Amabladow[nabla][i]<-Aglacacumablaup[i]+Aabladow[n][i]/2
Altmabladow[nacum][i]<-55*Amabladow[nabla][i]*Amabladow[nabla][i]-
535*Amabladow[nabla][i]+5602
Tempabladow[n][i]<-Temp[i]+gradTemp*(Altmabladow[nacum][i]-altORE)
Temcor1<-Tempabladow[n][i]+Tfus      #Temperatura corregida
e600<-RH[i]/100*exp((log(6.1078)+(LV/10)/RV*(1/273.175-1/Temcor1)))      #velocidad media
del viento
q1<-0.622*e600/Presion*1000

```

```

Sublim1[i]<--alfa*Uwind[i]*(q1-qs)
Temcor2<-Tempablaup[i]+Tfus      #Temperatura corregida
e600<-RH[i]/100*exp((log(6.1078)+(LV/10)/RV*(1/273.175-1/Temcor2)))  #velocidad media
del viento
q2<-0.622*e600/Presion*1000
Sublim2[i]<--alfa*Uwind[i]*(q2-qs)
Temcor3<-Tempacum[i]+Tfus      #Temperatura corregida
if(Temcor3>=Tac){
  e600<-RH[i]/100*exp((log(6.1078)+(LV/10)/RV*(1/273.175-1/Temcor3)))  #velocidad media
del viento
  q2<-0.622*e600/Presion*1000
  Sublim3[i]<--alfa*Uwind[i]*(q2-qs)
}else{
  Sublim3[i]<-0
}
if(fmes==1) {
  Sacum[i]<-prec[i]-Sublim3[i]
}else{
  Sacum[i]<-prec[i]-Sublim3[i]+Sacum[i-1]
}
if(fmes==1){
  DeltaVliqacum[i]<-(prec[i]-Sublim3[i])*Aglacacum[i]*1000
}else{
  DeltaVliqacum[i]<-(prec[i]-Sublim3[i])*Aglacacum[i]*1000+DeltaVliqacum[i-1]
}
if(fmes==1){
  Aglacacumacum[i]<-Aglacacum[i]
}else{
  Aglacacumacum[i]<-Aglacacum[i]+Aglacacumacum[i-1]
}
if(fmes==12){
  SFinalmacum[i]<-DeltaVliqacum[i-1]/(Aglacacumacum[i]/13)/1000
} else {
  SFinalmacum[i]<-0
}
VPabla[i]<-precabla[i]*(Aabladow[n]+Aglacablaup[i])*1000
Vsublimabla[i]<-(Sublim1[i]*Aabladow[n]+Sublim2[i]*Aglacablaup[i])*1000
Alt1<-AltTlim[i]
Alt2<-55*Aglacacumablaup[i]*Aglacacumablaup[i]-535*Aglacacumablaup[i]+5602
Alt3<-55*Agla[i]*Agla[i]-535*Agla[i]+5602

```

```

if(Alt1>Bas$Alt[1]){
  Alt1<-Bas$Alt[1]
}
if(Alt1<Bas$Alt[length(Bas$Alt)]){
  Alt1<-Bas$Alt[length(Bas$Alt)]
}
if(Alt2>Bas$Alt[1]){
  Alt2<-Bas$Alt[1]
}
if(Alt2<Bas$Alt[length(Bas$Alt)]){
  Alt2<-Bas$Alt[length(Bas$Alt)]
}
if(Alt3>Bas$Alt[1]){
  Alt3<-Bas$Alt[1]
}
if(Alt3<Bas$Alt[length(Bas$Alt)]){
  Alt3<-Bas$Alt[length(Bas$Alt)]
}
#1er caso
Min1<-1000000000000000
Dif<-c()
for (k in 1: length(Bas$Alt)) {
  Dif[k]<-Alt1-Bas$Alt[k]
  if(Dif[k]>=0&Dif[k]<Min1){
    Dif1<-Dif[k]
    Min1<-Dif[k]
    Num1<-k
  }else{
    Min1<-Min1
  }
}
if(Dif1==0){
  Xup1<-0
  XYup1<-0
}else{
  XYup1<-(Bas$Alt[Num1-1]-Bas$Alt[Num1])/Abscisado
  Xup1<-Dif1/XYup1
}
Min2<-1000000000000000
Dif<-c()

```

```

for (k in 1: length(Bas$Alt)) {
  Dif[k]<-Alt2-Bas$Alt[k]
  if(Dif[k]>=0&Dif[k]<Min2){
    Dif2<-Dif[k]
    Min2<-Dif[k]
    Num2<-k
  }else{
    Min2<-Min2
  }
}
if(Num1==Num2){
  Pend1<-XYup1
}else{
  XYdown1<-(Bas$Alt[Num2-1]-Bas$Alt[Num2])/Abscisado
  Xdown1<-((Bas$Alt[Num2-1]-Bas$Alt[Num2])-Dif2)/XYdown1
  if(Num2-Num1==1){
    Absci1=0
    Yor1=0
  }else{
    Absci1<-c()
    Yor1<-c()
    for(k in 1:(Num2-Num1-1)){
      Absci1[k]<-100
      Yor1[k]<-(Bas$Alt[Num1+k-1]-Bas$Alt[k+Num1])/Abscisado
    }
  }
  DistTotal1<-Xup1+Xdown1+sum(Absci1)
  VarPend1<-c(XYup1*Xup1/DistTotal1,Yor1*Absci1/DistTotal1,XYdown1*Xdown1/DistTotal1)
  Pend1<-sum(VarPend1)
}
#2do caso
XYup2<-(Bas$Alt[Num2-1]-Bas$Alt[Num2])/Abscisado
Xup2<-Dif2/XYup2
Min3<-1000000000000000
Dif<-c()
for (k in 1: length(Bas$Alt)) {
  Dif[k]<-Alt3-Bas$Alt[k]
  if(Dif[k]>=0&Dif[k]<Min3){
    Dif3<-Dif[k]
    Min3<-Dif[k]
  }
}

```

```

    Num3<-k
  }else{
    Min3<-Min3
  }
}
if(Num2==Num3){
  Pend2<-XYup2
}else{
  if(Dif3==0){
    Xdown2<-0
    XYdown2<-0
  }else{
    XYdown2<-(Bas$Alt[Num3-1]-Bas$Alt[Num3])/Abscisado
    Xdown2<-((Bas$Alt[Num3-1]-Bas$Alt[Num3]-Dif3)/XYdown2
  }
  if(Num3-Num2==1){
    Absci2=0
    Yor2=0
  }else{
    Absci2<-c()
    Yor2<-c()
    for(k in 1:(Num3-Num2)){
      Absci2[k]<-100
      Yor2[k]<-(Bas$Alt[k+Num2-1]-Bas$Alt[k+Num2])/Abscisado
    }
  }
  DistTotal2<-Xup2+Xdown2+sum(Absci2)
  VarPend2<-c(XYup2*Xup2/DistTotal2,Yor2*Absci2/DistTotal2,XYdown2*Xdown2/DistTotal2)
  Pend2<-sum(VarPend2)
}
##Factor de Corrección por pendiente
PP<-Time[i]
PP<-seq(PP, by='month', length=2)
MES<-seq(PP[1],PP[2]-1/24, by = 1/24)
minu<-seq(0, 1-1/24, by=1/24)
dias<-as.numeric(days(MES))
tem<-dias[length(MES)]
tem<-as.numeric(tem)
dias<-dias+rep(minu,tem)
dt<-c()

```

```

SUM=0
for (j in 1:length(MES)) {
  dt[j]<-start[fmes]+SUM
  SUM<-(j)*pi/24
}
dias2<-dias+comienzo
deltgrad<-0.3723+23.2567*sin((2*pi)/365.25*(dias2-79.536))-0.758*cos((2*pi)/365.25*(dias2-
79.536))+0.1149*sin(2*(2*pi)/365.25*(dias2-79.536))+0.3656*cos(2*(2*pi)/365.25*(dias2-79.536))-
0.1712*sin(3*(2*pi)/365.25*(dias2-79.536))+0.0201*cos(3*(2*pi)/365.25*(dias2-79.536))
deltrad<-deltgrad*pi/180
cosZ<-sin(deltrad)*sin(lat)+cos(deltrad)*cos(lat)*cos(dt)
cos02<-(-sin(lat)*cosZ-sin(deltrad))/(cos(lat))
sin02<-cos(deltrad)*sin(dt)
Sinc1=c()
for (j in 1:length(deltrad))
  if (cosZ[j]>0 & ((cosZ[j]*cos(Pend1)+sin(Pend1)*(cos(Az)*cos02[j]-sin(Az)*sin02[j]))>0) ) {
    Sinc1[j]<-1368*(cosZ[j]*cos(Pend1)+sin(Pend1)*(cos(Az)*cos02[j]-sin(Az)*sin02[j]))
  } else {
    Sinc1[j]<-0
  }
Sinc2=c()
for (j in 1:length(deltrad))
  if (cosZ[j]>0 & ((cosZ[j]*cos(Pend2)+sin(Pend2)*(cos(Az)*cos02[j]-sin(Az)*sin02[j]))>0) ) {
    Sinc2[j]<-1368*(cosZ[j]*cos(Pend2)+sin(Pend2)*(cos(Az)*cos02[j]-sin(Az)*sin02[j]))
  } else {
    Sinc2[j]<-0
  }
Tipodia<-rep((1:tem), each=24)
Sincdia1<-tapply(Sinc1,Tipodia,mean,na.rm=TRUE)
Sincmen1<-mean(Sincdia1)
F1[i]<-Sincmen1
Sincdia2<-tapply(Sinc2,Tipodia,mean,na.rm=TRUE)
Sincmen2<-mean(Sincdia2)
F2[i]<-Sincmen2
if(Agla[i]==0){
  Miceablaup[i]<-0
}else{
  if(Tempablaup[i]<To){
    Miceablaup[i]<-0
  }else{

```



```

#Aumento de un mes más
for ( j in 1:1) {
as.POSIXct(as.character(date))->date1
parmeses<-seq(date1[length(date1)], by='month', length=2)
#Transformación de datos aumentando un mes
data.frame(date1,Agla,VQglac,precipitacion)->Model2
range(date1)->newdate
subset(Model2, date1>=newdate[1] & date1<=newdate[2])->Mod
Ndate1<-Mod$date1
Mod<-rbind(Mod,data.frame(date1=parmeses[2],Agla=NA,VQglac=NA,precipitacion=NA))
Prec<-Mod$precipitacion
Agla<-Mod$Agla
VQglac<-Mod$VQglac
Ndate<-Mod$date1
##Caudal No Glaciar
Qngvarm<-c()
for (i in 1: length(Prec)-1){
  Qngvarm[i]<-Prec[i]*(1-Kunomin)*Kdosmin*(Atotal-Agla[i])/(86.4*(as.numeric(Ndate[i+1]-
Ndate[i]))) + Prec[i]*Kunomin*(Atotal-Agla[i])/(86.4*(as.numeric(Ndate[i+1]-Ndate[i])))  #42
}
Qnoglac<-Qngvarm+Qbmod #Caudal No glaciar #44
##Caudal Glaciar
Qglac<-c()
for (i in 1:length(VQglac)-1){
  Qglac[i]<-(1-FI)*VQglac[i]/as.numeric((Ndate[i+1]-Ndate[i]))/86400 #45
}
#Caudal Total
QT<-Qglac+Qnoglac #47
####RESULTADOS
####SOLO MODELO
TablaModelo<-data.frame(Fecha=date, Precipitacion=precipitacion, Temperatura=Temp,
Viento=Uwind, HR=RH, Area=Agla, Volumen=Vgla, CaudalNoGlaciar=Qnoglac,
CaudalGlaciar=Qglac, QTotal=QT)
cut(Model2$date1, "year")->years
Mod.y=data.frame(
  date1=as.POSIXct(levels(years)),
  Agla=as.vector(tapply(Model2$Agla,years,mean, na.rm=TRUE, simplify=TRUE)))
TablaArea<-data.frame(Fecha=date, Area=Mod.y$Agla)
###CON DATOS OBSERVADOS
AglaObs<-c()

```

```

for (i in 1:length(Mod.y$date1)){
  AglaObs[i]<-Aglaobs[i]
}
QTmodel<-c()
for (i in 1:length(Ndate1)){
  QTmodel[i]<-QT[i]
}
QTmodel2<-c()
for (i in 1:length(Ndate1)){
  QTmodel2[i]<-QTmodel[i]
}
QTM<-QT
AreaM<-Mod.y$Agla
QTP<-QT
AreaP<-Mod.y$Agla
QTP2<-c()
AreaP2<-c()
for(i in 1: length(QTM)){
  QTP2[i]<-QTP[i]
}
for(i in 1: length(AreaM)){
  AreaP2[i]<-AreaP[i]
}
}
#####
#####GRAFICAS#####
#####
x <- c(1, 2)
m <- matrix(x, ncol = 1)
layout(m)
nf <- layout(m)
layout.show(nf)
par(mar=c(3, 4.5, 3, 1))
plot(Ndate1,QT,type="l",col="#2B92E4",xaxt="s",cex.main=1.60,cex.lab=1.30,cex.axis=1.25,xlab="
", ylab="Caudal [m3/s]", ylim=c(0,0.15), lwd=1.75, main="Caudales Modelados")#Escenario
RCP8.5 Escenario RCP4.5
lines(Ndate1[289:360], Crespos$CresposV0[1:72],type="l",col="#2748A0", lwd=1.75)
legend(as.numeric(Ndate1[10]),0.2, c("Caudal Total Modelado", "Caudal Total Medido"),
col=c("#2B92E4","#2748A0"),seg.len=1,merge =TRUE ,cex=1, lwd=1.75, bty = "n",
text.font=2,title.col = text.col,y.intersp = 0.15,x.intersp=0.2)

```

```

plot(Ndate1,QT,type="l",col="#2B92E4",xaxt="s",cex.main=1.60,cex.lab=1.30,cex.axis=1.25,xlab="
", ylab="Caudal [m3/s]", ylim=c(0,0.15), lwd=1.75, main="Caudales Modelados")#Escenario
RCP8.5 Escenario RCP4.5
lines(Ndate1, Qnoglac,type="l",col="#EB6D18", lwd=1.75)
lines(Ndate1[289:360], Crespos$CresposV0[1:72],type="l",col="#2748A0", lwd=1.75)
legend(as.numeric(Ndate1[10]),0.20, c("Caudal Total Modelado", "Caudal No Glaciar Modelado",
"Caudal Total Medido"), col=c("#2B92E4","#EB6D18"),seg.len=1,merge =TRUE ,cex=1, lwd=1.75,
bty = "n", text.font=2,title.col = text.col,y.intersp = 0.15,x.intersp=0.2)
plot(Mod.y$date1, Mod.y$Agl, ylim=c(0,2.7),cex.main=1.60,cex.lab=1.30,cex.axis=1.25,
type="l",lwd=2, col="blue",xlab="Años",ylab="Área [km2]",main="Área del Glaciar")
points(Mod.y$date1[1:30], AglaObs[3:32])
plot(Ndate1[289:360],QTM[289:360],type="l",cex.main=1.60,cex.lab=1.30,cex.axis=1.25,col="#53D
0EC",xaxt="s",xlab="", ylab="Caudal [m3/s]", ylim=c(0,0.15), lwd=2, main="Caudales Modelados ")
lines(Ndate1[289:360], Crespos$CresposV0[1:72],type="l",col="#2748A0", lwd=2)
legend(as.numeric(Ndate1[290]),0.20, c("Caudal Total Modelado","Caudal Total Medido"),
col=c("#53D0EC","#2748A0"),seg.len=1,merge =TRUE ,cex=1, lwd=1.75, bty = "n",
text.font=2,title.col = text.col,y.intersp = 0.15,x.intersp=0.2)
plot(Mod.y$date1[1:30], Mod.y$Agl[1:30],
ylim=c(0,2.7),cex.main=1.60,cex.lab=1.30,cex.axis=1.25, type="l",lwd=2,
col="#0E2A55",xlab="Años",ylab="Área [km2]",main="Área del Glaciar")
points(Mod.y$date1[1:28], AglaObs[3:30],col="#79E2DD",pch=8)
legend(as.numeric(Mod.y$date1[1]),1.7,lty=1:9, c("Área Total del Glaciar Modelado","Área Total
del Glaciar Medido"), col=c("#0E2A55","#79E2DD"),seg.len=1,merge =TRUE ,cex=1, lwd=1.75,
bty = "n", text.font=2,title.col = text.col,y.intersp = 0.15,x.intersp=0.2)
plot(Ndate1,Qglac,type="l",col="#2748A0",xaxt="s",xlab="",cex.main=1.60,cex.lab=1.30,cex.axis=1
.25,ylab="Caudal [m3/s]", ylim=c(0,0.15), lwd=1.85, main="Caudales Modelados") #Escenario
RCP8.5 Escenario RCP4.5
lines(Ndate1,Qnoglac,type="l",col="#53D0EC", lwd=1.85)
legend(as.numeric(Ndate1[5]),0.2, c("Caudal Glaciar", "Caudal No Glaciar"),
col=c("#2748A0","#53D0EC"),seg.len=0.75,merge =TRUE ,cex=1, lwd=1.75, bty = "n",
text.font=2,title.col = text.col,y.intersp = 0.15,x.intersp=0.2)
plot(Mod.y$date1, AreaM, ylim=c(0,2.7), cex.main=1.60,cex.lab=1.30,cex.axis=1.25,type="l",lwd=2,
col="#7EC544",xlab="Años",ylab="Área [km2]",main="Área del Glaciar ")#Escenario RCP8.5
Escenario RCP4.5
legend(as.numeric(Mod.y$date1[1]),1.7, c("Area Modelada"), col=c("#7EC544"),seg.len=1,merge
=TRUE ,cex=1, lwd=1.75, bty = "n", text.font=2,title.col = text.col,y.intersp = 0.15,x.intersp=0.2)
plot(Ndate1,Dat$Precipitacion,type="l",col="#2748A0",xaxt="s",xlab="",cex.main=1.60,cex.lab=1.30
,cex.axis=1.25,ylab="Precipitacion [mm]", ylim=c(0,200), lwd=1.85, main="Precipitacion")# RCP8.5
RCP4.5Escenario RCP8.5

```

```
plot(Ndate1,Dat$Sublimacion,type="l",col="red",xaxt="s",xlab="",
cex.main=1.60,cex.lab=1.30,cex.axis=1.25,ylab="Sublimacion", ylim=c(0,600), lwd=1.85,
main="Sublimacion")
plot(Ndate1,Dat$Wwind,type="l",col="green",xaxt="s",xlab="",
cex.main=1.60,cex.lab=1.30,cex.axis=1.25,ylab="[m/s]", ylim=c(0,1), lwd=1.85, main="Velocidad
del Viento ")
plot(Ndate1,Dat$RH,type="l",col="brown",xaxt="s",xlab="",
cex.main=1.60,cex.lab=1.30,cex.axis=1.25,ylab="%", ylim=c(80,95), lwd=1.85, main="Humedad
Relativa")
plot(Ndate1,Dat$Temperatura,type="l",col="#53D0EC",xaxt="s",xlab="",
cex.main=1.60,cex.lab=1.30,cex.axis=1.25,ylab="Grados centigrados", ylim=c(0,5), lwd=1.85,
main="Temperatura ")
####ANEXOS
data.frame(Fecha=Ndate1, Caudal=QT )->Model1
data.frame(Fecha=Mod.y$date1, Area= Mod.y$Agla)->Model2
write.table(Model1, file=file.choose(), sep=",", row.names=FALSE)
write.table(Model2, file=file.choose(), sep=",", row.names=FALSE)
write.table(TablaModelo, file=file.choose(), sep=",", row.names=FALSE)
```