

UNIVERSIDAD NACIONAL DE CAJAMARCA
FACULTAD DE INGENIERÍA
ESCUELA ACADÉMICO PROFESIONAL DE INGENIERÍA HIDRÁULICA



TESIS:

“CAPACIDAD DE ALMACENAMIENTO SUBSUPERFICIAL DE AGUA EN LA CUENCA DEL RÍO CAJAMARQUINO, CON PUNTO DE DESCARGA EN LA ESTACIÓN JESÚS TÚNEL, SEGÚN EL CAUDAL RECESIVO”

PARA OPTAR EL TÍTULO PROFESIONAL DE:

INGENIERO HIDRÁULICO

PRESENTADO POR EL BACHILLER:

Bach. JAIME CHILÓN DURAN

ASESOR:

Dr. Ing. JOSÉ FRANCISCO HUAMÁN VIDAURRE

CAJAMARCA-PERÚ

2025

CONSTANCIA DE INFORME DE ORIGINALIDAD

- FACULTAD DE INGENIERÍA -

1. Investigador: JAIME CHILÓN DURAN
DNI: 72001829
Escuela Profesional: INGENIERÍA HIDRÁULICA
2. Asesor: Dr. Ing. JOSÉ FRANCISCO HUAMÁN VIDAURRE.
Facultad: INGENIERÍA.
3. Grado académico o título profesional
 Bachiller Título profesional Segunda especialidad
 Maestro Doctor
4. Tipo de Investigación:
 Tesis Trabajo de investigación Trabajo de suficiencia profesional
 Trabajo académico
5. Título de Trabajo de Investigación: CAPACIDAD DE ALMACENAMIENTO SUBSUPERFICIAL DE AGUA EN LA CUENCA DEL RÍO CAJAMARQUINO, CON PUNTO DE DESCARGA EN LA ESTACIÓN JESÚS TÚNEL, SEGÚN EL CAUDAL RECESIVO.
6. Fecha de evaluación: 26 de Agosto de 2025
7. Software antiplagio: TURNITIN URKUND (OURIGINAL) (*)
8. Porcentaje de Informe de Similitud: 19 %
9. Código Documento: oid:3117: 487273497
10. Resultado de la Evaluación de Similitud:
 APROBADO PARA LEVANTAMIENTO DE OBSERVACIONES O DESAPROBADO

Fecha Emisión: 26 de Agosto de 2025



Firmado digitalmente por:
BAZAN DIAZ Laura Sofia
FAU 20148258601 soft
Motivo: En señal de
conformidad
Fecha: 26/08/2025 22:26:30-0500

FIRMA DEL ASESOR

Nombres y Apellidos: JOSÉ FRANCISCO HUAMÁN VIDAURRE

DNI: 26609077

UNIDAD DE INVESTIGACIÓN FI



ACTA DE SUSTENTACIÓN PÚBLICA DE TESIS.

TITULO : *CAPACIDAD DE ALMACENAMIENTO SUBSUPERFICIAL DE AGUA EN LA CUENCA DEL RÍO CAJAMARQUINO, CON PUNTO DE DESCARGA EN LA ESTACIÓN JESÚS TÚNEL, SEGÚN EL CAUDAL RECESIVO.*

ASESOR : *Dr. Ing. José Francisco Huamán Vidaurre.*

En la ciudad de Cajamarca, dando cumplimiento a lo dispuesto por el Oficio Múltiple N° 0569-2025-PUB-SA-FI-UNC, de fecha 01 de setiembre de 2025, de la Secretaría Académica de la Facultad de Ingeniería, a los **dieciséis días del mes de setiembre de 2025**, siendo las diez horas (10:00 a.m.) en la Sala de Audiovisuales (Ambiente 1A - Segundo Piso), de la facultad de Ingeniería, se reunieron los Señores Miembros del Jurado Evaluador:

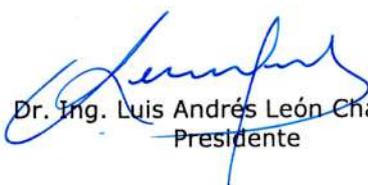
Presidente : Dr. Ing. Luis Andrés León Chávez.
Vocal : Dr. Ing. Gaspar Virilo Méndez Cruz.
Secretario : Dr. Ing. Luis Vásquez Ramírez.

Para proceder a escuchar y evaluar la sustentación pública de la tesis titulada *CAPACIDAD DE ALMACENAMIENTO SUBSUPERFICIAL DE AGUA EN LA CUENCA DEL RÍO CAJAMARQUINO, CON PUNTO DE DESCARGA EN LA ESTACIÓN JESÚS TÚNEL, SEGÚN EL CAUDAL RECESIVO*, presentado por el Bachiller en Ingeniería Hidráulica *JAIME CHILÓN DURAN*, asesorado por el Dr. Ing. José Francisco Huamán Vidaurre, para la obtención del Título Profesional

Los Señores Miembros del Jurado replicaron al sustentante debatieron entre sí en forma libre y reservada y lo evaluaron de la siguiente manera:

EVALUACIÓN PRIVADA :⁰⁷..... PTS.
EVALUACIÓN PÚBLICA :¹¹..... PTS.
EVALUACIÓN FINAL :¹⁸..... PTS*DIECIOCHO*..... (En letras)

En consecuencia, se lo declara*APROBADO*..... con el calificativo de*DIECIOCHO (18)*..... acto seguido, el presidente del jurado hizo saber el resultado de la sustentación, levantándose la presente a las*12:00*..... horas del mismo día, con lo cual se dio por terminado el acto, para constancia se firmó por quintuplicado.


Dr. Ing. Luis Andrés León Chávez.
Presidente


Dr. Ing. Gaspar Virilo Méndez Cruz
Vocal


Dr. Ing. Luis Vásquez Ramírez.
Secretario


Dr. Ing. José Francisco Huamán Vidaurre.
Asesor

AGRADECIMIENTO

Al Dr. Ing. José Francisco Huamán Vidaurre, por su constante apoyo y orientación para la ejecución de la presente tesis de investigación.

Al Ing. Jairo Isaí Álvarez Villanueva, por ayudarme con su conocimiento en la ejecución de la presente tesis de investigación.

A mi familia y amigos que siempre estuvieron dispuestos a brindarme su apoyo de manera directa o indirecta en la elaboración de la tesis.

A todos los antes mencionados, tienen mi eterna gratitud.

JAIME CHILÓN DURAN

DEDICATORIA

A mis padres Félix y Nicolasa, por su amor incondicional, sus sacrificios y apoyo constante, quienes me enseñaron con su ejemplo el valor del esfuerzo y la perseverancia.

A mis hermanos Edilberto, Zulema, Juber y Elmer, sus palabras de aliento y por creer en mí incluso cuando dudé de mis propias capacidades.

A Giosellin, por ser mi roca en los momentos difíciles y mi alegría en los triunfos. Por su paciencia infinita, su apoyo incondicional y por creer en mí incluso cuando yo dudaba. Cada paso que he dado en este camino lo has compartido conmigo, y sin ti este logro no tendría el mismo significado. Gracias por ser mi compañera en esta aventura llamada vida.

¡Gracias a todos ustedes!

JAIME CHILÓN DURAN

ÍNDICE DE CONTENIDOS

AGRADECIMIENTO	I
DEDICATORIA	II
PALABRAS CLAVES	X
RESUMEN	XI
KEYWORDS	XII
ABSTRACT.....	XIII
CAPÍTULO I. INTRODUCCIÓN	14
1.1. Planteamiento del problema.....	14
1.1.1. Contextualización.....	14
1.1.2. Descripción del problema	15
1.1.3. Formulación del Problema	16
1.2. Hipótesis de la investigación.....	16
1.3. Justificación de la investigación	16
1.4. Delimitación de la investigación.....	18
1.5. Limitaciones.....	19
1.6. Objetivos	19
CAPÍTULO II. MARCO TEÓRICO	20
2.1. Antecedentes de la investigación	20
2.1.1. Antecedentes internacionales	20
2.1.2. Antecedentes nacionales	21
2.1.3. Antecedentes locales	22
2.2. Marco conceptual.....	23
2.2.1. Escorrentía	23
2.2.2. Agua subterránea.....	24
2.2.3. Hidrograma	25
2.2.4. Curva recesiva.....	28
2.2.5. Curva de Agotamiento	29
2.2.6. Inicio de la Curva Recesiva o de Agotamiento	31
2.2.7. Capacidad de Almacenamiento de una Cuenca	32
2.2.8. Modelos Hidrológicos.....	33
2.2.9. Calibración de Modelos hidrológicos	34
2.2.10. Modelos hidrológicos de Simulación de Caudal recesivo	34

2.2.11.	Aplicabilidad de los modelos hidrológicos de Simulación de Caudal recesivo.....	36
2.2.12.	Coeficiente de Agotamiento (α).....	39
2.2.13.	Validación de los Caudales Recesivos.....	41
2.2.14.	Prueba de pozos para determinar el coeficiente de almacenamiento.....	44
CAPÍTULO III. MATERIALES Y MÉTODOS		47
3.1.	Ubicación de la zona de estudio.....	47
3.1.1.	Ubicación política	47
3.1.2.	Ubicación geográfica	48
3.1.3.	Accesibilidad a la estación hidrométrica en estudio	49
3.1.4.	Ubicación temporal de la investigación	51
3.2.	Materiales y equipos	51
3.2.1.	Materiales.....	51
3.2.2.	Equipos	52
3.3.	Características físicas de la cuenca en estudio.....	52
3.3.1.	Divisoria de aguas de la cuenca Cajamarquino.....	53
3.3.2.	Relieve	54
3.3.3.	Pendiente.....	55
3.3.4.	Clima.....	56
3.3.5.	Hidrología	58
3.3.6.	Red de hidrográfica.....	60
3.3.7.	Cobertura vegetal de la cuenca Cajamarquino.....	66
3.4.	Metodología de la investigación	72
3.5.	Procedimiento	73
3.5.1.	Revisión bibliográfica	73
3.5.2.	Visita de campo.....	74
3.5.3.	Selección de la estación hidrométrica	74
3.5.4.	Caudales del río Cajamarquino	74
3.5.5.	Identificación del inicio de la curva de agotamiento.....	75
3.5.6.	Construcción de hidrogramas.....	75
3.5.7.	Obtención del coeficiente de agotamiento	75
3.5.8.	Calibración de modelos hidrológicos.....	76
3.5.9.	Caudales simulados.....	77
3.5.10.	Validación estadística de modelos hidrológicos	77

3.5.11. Capacidad de almacenamiento de la cuenca Cajamarquino.....	77
CAPÍTULO IV: ANÁLISIS Y DISCUSIÓN DE RESULTADOS	79
4.1. Información hidrológica de la cuenca del río Cajamarquino	79
4.2. Caracterización de la cuenca del río Cajamarquino	81
4.2.1. Caracterización geomorfológica	81
4.2.2. Caracterización hidrológico – fluvial.....	83
4.2.3. Caracterización hidrogeológica.....	90
4.3. Identificación del inicio de la curva de agotamiento y de los meses de estiaje en la cuenca del río “Cajamarquino” para los años hidrológicos 2005-2023.....	95
4.4. Selección de caudales recesivos en la curva de agotamiento para el periodo 2005-2023 de los meses de estiaje a partir de hidrogramas diarios.....	113
4.5. Cálculo de parámetros de coeficiente de agotamiento	113
4.6. Calibración de modelos determinísticos para simulación de caudales recesivos.....	116
4.7. Caudales generados.....	118
4.8. Validación estadística	120
4.9. Capacidad de almacenamiento de la cuenca del “Río Cajamarquino”, según el caudal recesivo.	123
4.10. Almacenamiento mediante prueba de pozos.....	129
CAPÍTULO V: CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES	132
CAPÍTULO VI: REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS.....	134
CAPÍTULO VII: ANEXOS	138

ÍNDICE DE FIGURAS

Figura 1: Escorrentía y tipos de escorrentía.....	24
Figura 2: Zonas y Procesos del Agua en el Suelo.....	25
Figura 3: Hidrograma de caudal anual	26
Figura 4: Esquema de un hidrograma de una tormenta.....	27
Figura 5: Aportación de agua subterránea	28
Figura 6: Identificación de la curva recesiva.	29
Figura 7: Curva de agotamiento de un hidrograma.....	30
Figura 8: Embalse subterráneo.....	31
Figura 9: Ubicación del Tercer Punto Quiebre, en Dos Curvas de Vaciado de un Hidrograma.....	32
Figura 10: Clasificación de Modelos Hidrológicos.	33
Figura 11: Ubicación política de la cuenca del Río Cajamarquino.....	47

Figura 12: Ubicación geográfica de la cuenca del río Cajamarquino.	48
Figura 13: Delimitación de la cuenca del río Cajamarquino referenciada en Google Earth.	49
Figura 14: Accesibilidad a la estación hidrométrica Jesús Túnel (punto emisor).	50
Figura 15: Valle de Cajamarca, parte baja de la cuenca Cajamarquino.	53
Figura 16: Divisoria de aguas de la cuenca Cajamarquino.	54
Figura 17: Topografía de la cuenca Cajamarquino.	55
Figura 18: Mapa de pendientes de la cuenca Cajamarquino.	56
Figura 19: Inicio de periodo de lluvias en la cuenca Cajamarquino, fotografía tomada el 28/09/2024.	57
Figura 20: Orden de drenaje de la cuenca Cajamarquino.	59
Figura 21: Parte alta (a) y parte baja (b) de la cuenca Cajamarquino.	60
Figura 22: Esquema de la red hídrica de la cuenca Cajamarquino.	60
Figura 23: Confluencia de los ríos Mashcón y Chonta, visitado 28/09/2024.	61
Figura 24: Río Porcón, aguas arriba de la captación El Milagro.	62
Figura 25: Río Porcón, aguas arriba de la captación El Milagro.	63
Figura 26: Presa río Grande, a) Periodo Seco b) Periodo Lluvioso.	63
Figura 27: Río Mashcón, aguas arriba de la estación Mashcón.	64
Figura 28: Río Urubamba, parte baja de la microcuenca Tres Ríos.	65
Figura 29: Río Chonta, Baños del Inca.	66
Figura 30: Identificación de cobertura vegetal y zonas de recarga, cuenca alta del Cajamarquino.	68
Figura 31: Formación de nubes en la parte alta de la Subcuenca Chonta.	69
Figura 32: Actividad minera de Newmont Yanacocha en la parte alta de la cuenca Cajamarquino.	70
Figura 33: Vegetación parte alta de la cuenca Cajamarquino, a) Ichu, b) Pino.	71
Figura 34: Vegetación parte media de la cuenca Cajamarquino, a) Pino, b) Eucaliptus.	71
Figura 35: Vegetación parte baja de la cuenca Cajamarquino, a) Eucaliptus, b) Sauces.	72
Figura 36: Estación hidrométrica Jesús Túnel, visitada 06/05/2024.	81
Figura 37: Red hídrica de la cuenca Cajamarquino, aguas arriba de la estación Jesús Túnel.	84
Figura 38: Geología de la cuenca Cajamarquino, aguas arriba de la estación Jesús Túnel.	85
Figura 39: Río Cajamarquino, aguas arriba de la estación hidrométrica Jesús Túnel.	88
Figura 40: Variación del nivel de agua en los periodos a) seco y b) lluvioso.	89
Figura 41: Caudales diarios del río Cajamarquino, período 2005-2023.	90
Figura 42: Sentido de flujo subterráneo en el valle de Cajamarca.	92
Figura 43: Ubicación de los pozos en estudio del valle de Cajamarca.	93
Figura 44: Relación entre el nivel freático vs caudal recesivo registrado en la estación Jesús Túnel.	94
Figura 45: Hidrograma de caudales diarios del año 2005.	95
Figura 46: Distribución gráfica lineal para el año 2005.	95

Figura 47: Hidrograma de caudales diarios del año 2006.....	96
Figura 48: Distribución gráfica lineal para el año 2006.....	96
Figura 49: Hidrograma de caudales diarios del año 2007.....	97
Figura 50: Distribución gráfica lineal para el año 2007.....	97
Figura 51: Hidrograma de caudales diarios del año 2008.....	98
Figura 52: Distribución gráfica lineal para el año 2008.....	98
Figura 53: Hidrograma de caudales diarios del año 2009.....	99
Figura 54: Distribución gráfica lineal para el año 2009.....	99
Figura 55: Hidrograma de caudales diarios del año 2010.....	100
Figura 56: Distribución gráfica lineal para el año 2010.....	100
Figura 57: Hidrograma de caudales diarios del año 2011.....	101
Figura 58: Distribución gráfica lineal para el año 2011.....	101
Figura 59: Hidrograma de caudales diarios del año 2013.....	102
Figura 60: Distribución gráfica lineal para el año 2013.....	102
Figura 61: Hidrograma de caudales diarios del año 2014.....	103
Figura 62: Distribución gráfica lineal para el año 2014.....	103
Figura 63: Hidrograma de caudales diarios del año 2015.....	104
Figura 64: Distribución gráfica lineal para el año 2015.....	104
Figura 65: Hidrograma de caudales diarios del 2016.....	105
Figura 66: Distribución gráfica lineal para el año 2016.....	105
Figura 67: Hidrograma de caudales diarios del 2017.....	106
Figura 68: Distribución gráfica lineal para el año 2017.....	106
Figura 69: Hidrograma de caudales diarios del 2018.....	107
Figura 70: Distribución gráfica lineal para el año 2018.....	107
Figura 71: Hidrograma de caudales diarios del año 2019.....	108
Figura 72: Distribución gráfica lineal para el año 2019.....	108
Figura 73: Hidrograma de caudales diarios del año 2020.....	109
Figura 74: Distribución gráfica lineal para el año 2020.....	109
Figura 75: Hidrograma de caudales diarios del año 2021.....	110
Figura 76: Distribución gráfica lineal para el año 2021.....	110
Figura 77: Hidrograma de caudales diarios del año 2022.....	111
Figura 79: Distribución gráfica lineal para el año 2022.....	111
Figura 79: Hidrograma de caudales diarios del año 2023.....	112
Figura 80: Distribución gráfica lineal para el año 2023.....	112
Figura 81: Comparación entre caudales observados y simulados.....	119

Figura 82: Comparación entre caudales observados y simulados por el modelo Q12 (ALVI).....	120
Figura 83: Permeabilidad hidráulica PZ_01- José Mendoza por el método de Theis.....	142
Figura 84: Permeabilidad hidráulica PZ_02- Guillermo Huamán por el método de Theis.	142
Figura 85: Permeabilidad hidráulica PZ_03- Alberto Cabanillas por el método de Theis.	143
Figura 86: Pozo visitado, nivel freático poco profundo.....	146
Figura 87: Prueba de bombeo PZ_01.....	146
Figura 88: Prueba de bombeo PZ_02.....	147
Figura 89: Registro del nivel freático.	147

ÍNDICE DE TABLAS

Tabla 1: Modelos Hidrológicos de Categorical Exponencial y Potencial.	35
Tabla 2: Aplicabilidad de modelos hidrológicos determinísticos	36
Tabla 3: Coeficientes de Agotamiento para Cuatro Tipos de Cuencas, según Lutz Scholz.	40
Tabla 4: Coeficientes de Agotamiento Obtenidos de Modelos Hidrológicos.....	40
Tabla 5: Valores referenciales de criterio de Nash-Sutcliffe.	42
Tabla 6: Métrica de Indicadores Usados en la Calibración y Validación de Modelos Hidrológico.	44
Tabla 7: Métrica de Indicadores Usados en la Calibración y Validación de Modelos Hidrológico.	46
Tabla 8: Coordenadas geográficas de ubicación de la cuenca.	48
Tabla 9: Accesibilidad a la zona de estudio, estación “Jesús Túnel” (punto emisor).....	51
Tabla 10: Caudales (m ³ /s) medios mensuales del río Cajamarquino, estación Jesús Túnel.	79
Tabla 11: Parámetros geomorfológicos de la cuenca Cajamarquino, punto descarga estación Jesús Túnel.	82
Tabla 12: Geología de cuenca Cajamarquino, aguas arriba de estación de descarga Jesús Túnel.....	86
Tabla 13: Pozos en estudio.	90
Tabla 14: Descenso del Nivel freático en época de estiaje.	91
Tabla 15: Descenso del Nivel freático en época de estiaje vs caudal registrado en la estación Jesús Túnel.	94
Tabla 16: Coeficientes de agotamiento, para el periodo 2005-2023 en épocas de estiaje.	115
Tabla 17: Coeficientes de agotamiento calibrados, para modelar caudales recesivos con modelos determinísticos para el período 2005-2023 en épocas de estiaje.	117
Tabla 18: Indicadores estadísticos usados en la validación de modelos hidrológicos, período 2005 - 2023.	122
Tabla 19: Capacidad de almacenamiento de la cuenca del río Cajamarquino con punto de descarga en la estación Jesús Túnel, según el caudal recesivo, período 2005 - 2023.	125
Tabla 20: Capacidad de almacenamiento, según el caudal recesivo registrado en la Estación Mashcón.	127

Tabla 21: Capacidad de almacenamiento, según el caudal recesivo registrado en la Bocatoma El Milagro.	128
Tabla 22: Transmisividad hidráulica en los pozos de estudio.....	129
Tabla 23: Conductividad hidráulica en los pozos de estudio.....	130
Tabla 24: Coeficiente de almacenamiento o porosidad efectiva en los pozos de estudio.....	130
Tabla 25: Coeficiente de almacenamiento o porosidad efectiva en los pozos de estudio.....	131
Tabla 26: Prueba de Bombeo Pozo PZ_01- José Mendoza (Descenso).	139
Tabla 27: Prueba de Bombeo Pozo PZ_02- Guillermo Huamán (Descenso).	140
Tabla 28: Prueba de Bombeo Pozo PZ_03- Alberto Cabanillas (Descenso).	141

ÍNDICE DE ANEXOS

7.1. Pruebas de bombeo	139
7.2. Constancia de uso de información	144
7.3. Panel Fotográfico	146
7.4. Planos.....	148

PALABRAS CLAVES

Capacidad de almacenamiento: Es la capacidad que tiene el suelo o las rocas subterráneas para retener agua dentro de sus poros, fisuras o cavidades, y también para liberarla cuando se la necesita.

Estiaje: El estiaje es el período del año en el que un río, quebrada o cuerpo de agua presenta su caudal más bajo, generalmente debido a la falta de lluvias o a la disminución de aportes de agua superficial o subterránea.

Caudales recesivos: Los caudales recesivos son los caudales de agua que disminuyen progresivamente con el tiempo en un río, manantial o cuerpo de agua superficial, después de un evento de recarga, como una lluvia intensa o el deshielo.

Caudales observados: Los caudales observados son los valores reales de caudal (volumen de agua que fluye por una sección de un río o canal por unidad de tiempo) que se miden directamente en el campo mediante instrumentos hidrométricos.

Caudales generados: son estimaciones del flujo de agua (caudales) en un río, quebrada o cuenca, que se obtienen simulando procesos hidrológicos mediante modelos matemáticos y computacionales.

Modelos determinísticos: Los modelos determinísticos son un tipo de modelo matemático en el que los resultados son completamente determinados por las condiciones iniciales y los parámetros de entrada. Es decir, no hay lugar para el azar: si se introducen los mismos datos, el modelo siempre dará el mismo resultado.

Coefficiente de agotamiento: es un valor numérico que describe la velocidad con la que disminuye el caudal de un río, manantial o acuífero después de un evento de recarga, como una lluvia intensa.

Coefficiente de almacenamiento: es la relación entre el volumen de agua que un acuífero libera o absorbe y el cambio de nivel del agua (nivel piezométrico) por unidad de superficie del acuífero.

RESUMEN

La investigación se llevó a cabo en la provincia de Cajamarca. Su finalidad fue estimar la capacidad de almacenamiento de agua que presenta la cuenca del río Cajamarquino, en épocas de estiaje. Para ello se utilizaron caudales recesivos diarios del periodo 2005-2023 registrados en la estación “Jesús Túnel” ubicada en el margen derecho del río Cajamarquino, los cuales fueron proporcionados por SENAMHI. Adicionalmente, se determinó el almacenamiento mediante la prueba de pozos donde se encontró el coeficiente de almacenamiento. La caracterización de la cuenca se realizó mediante los parámetros geomorfológicos, hidrológicos e hidrogeológicos, con mediciones de los niveles freáticos. Se utilizaron dieciséis modelos determinísticos que simulaban caudales recesivos para su comparación con el fin de determinar cuál de ellos presenta mejor ajuste en la simulación de caudales recesivos del río “Cajamarquino” de la cuenca “Cajamarquino”. Para la identificación de los caudales recesivos o de agotamiento en la curva de descenso del hidrograma se utilizó la metodología de Pizarro (1993), se seleccionaron 2009 datos para el análisis. Mediante indicadores estadísticos como: Coeficiente de Nash-Sutcliffe (NSE), Coeficiente de determinación (R^2), Índice de Willmott Modificado (IWM), Error Estándar de Estimación (EEE), Mean Absolute Relative Error (MARE), se demostró que, el modelo matemático determinístico de forma $Q_{b9} = Q_0 \cdot e^{-3 \cdot \alpha \cdot \sqrt[3]{t}}$, es el que mejor ajuste presentó a los caudales recesivos del río “Cajamarquino” en período de estiaje, ya que genera caudales sub estimados más próximos a los caudales observados, la sub estimación es más beneficiosa que una sobre estimación de los caudales, pues permitirá tener una base mínima, relativamente segura, a partir del cual planificar racionalmente el uso del caudal. Así mismo, se determinó que el coeficiente de agotamiento (α) para la cuenca del río “Cajamarquino” es de 0.003 hr^{-1} . La capacidad de almacenamiento de la cuenca del río “Cajamarquino” para el periodo de estiaje 2005-2023 fue expresada mediante la ecuación $V = Q * t^{\frac{2}{3}} * \alpha^{-1}$, la cual generó un volumen promedio de 14.635 MMC (millones de metros cúbicos) y un caudal recesivo de $1.47 \text{ m}^3/\text{s}$.

KEYWORDS

Storage capacity: This is the capacity of soil or underground rocks to retain water within their pores, fissures or cavities, and also to release it when needed.

Low water: Low water is the period of the year when a river, stream or body of water has its lowest flow, usually due to lack of rainfall or a decrease in surface or groundwater inflows.

Receding flows: Receding flows are water flows that gradually decrease over time in a river, spring or surface water body after a recharge event, such as heavy rainfall or snowmelt.

Observed flows: Observed flows are the actual flow values (volume of water flowing through a section of a river or channel per unit of time) measured directly in the field using hydrometric instruments.

Generated flows: These are estimates of water flow (flows) in a river, stream or basin, obtained by simulating hydrological processes using mathematical and computational models.

Deterministic models: Deterministic models are a type of mathematical model in which the results are completely determined by the initial conditions and input parameters. In other words, there is no room for **chance**: if the same data is entered, the model will always give the same result.

Depletion coefficient: this is a numerical value that describes the rate at which the flow of a river, spring or aquifer decreases after a recharge event, such as heavy rainfall.

Storage coefficient: this is the ratio between the volume of water that an aquifer releases or absorbs and the change in water level (piezometric level) per unit area of the aquifer.

ABSTRACT

The research was carried out in the province of Cajamarca. Its purpose was to estimate the water storage capacity of the Cajamarquino River basin during low-flow periods. To this end, daily low flows for the period 2005-2023 recorded at the 'Jesús Túnel' station located on the right bank of the Cajamarquino River were used, which were provided by SENAMHI. In addition, storage was determined using well tests, which revealed the storage coefficient. The characterisation of the basin was carried out using geomorphological, hydrological and hydrogeological parameters, with measurements of water table levels. Sixteen deterministic models were used to simulate recession flows for comparison in order to determine which one best fits the simulation of recession flows of the Cajamarquino River in the Cajamarquino basin. To identify recession flows or depletion flows in the hydrograph decline curve, the methodology of Pizarro (1993) was used, and 2009 data were selected for analysis. Using statistical indicators such as: Nash-Sutcliffe coefficient (NSE), coefficient of determination (R^2), modified Willmott index (IWM), standard error of estimation (SEE), Mean Absolute Relative Error (MARE), it was demonstrated that the deterministic mathematical model of the form $Q_t = Q_0 e^{-3\alpha \sqrt[3]{t}}$ is the one that best fits the low flows of the Cajamarquino River during the low-flow period, as it generates underestimated flows that are closer to the observed flows. Likewise, it was determined that the depletion coefficient (α) for the Cajamarquino River basin is 0.003 hr^{-1} . The storage capacity of the Cajamarquino River basin for the 2005-2023 low-flow period was expressed by the equation $V = Q^{2/3} \alpha^{-1}$, which generated an average volume of 14,635 MMC (million cubic metres) and a recession flow of $1.47 \text{ m}^3/\text{s}$.

CAPÍTULO I. INTRODUCCIÓN

1.1. Planteamiento del problema

1.1.1. Contextualización

El agua subterránea representa la principal fuente de agua dulce del planeta, abasteciendo a casi el 50 % de la población mundial y a más del 40 % de la agricultura de regadío, No obstante, muchas regiones enfrentan una creciente presión sobre sus acuíferos debido a la sobreexplotación, la contaminación y la escasa información técnica sobre su comportamiento. Esta situación ha generado una necesidad urgente de conocer la capacidad de almacenamiento subterráneo y su rol durante los periodos de estiaje, para garantizar la seguridad hídrica frente al cambio climático (UNESCO, 2022).

En el Perú, la disponibilidad hídrica presenta fuertes desigualdades espaciales y temporales. Las regiones altoandinas como Cajamarca, a pesar de ser zonas de recarga natural, carecen de estudios actualizados que cuantifiquen el almacenamiento de agua en los acuíferos y su contribución al caudal base. Esta limitación técnica afecta la planificación del recurso hídrico y restringe la implementación de medidas preventivas frente a sequías o escasez prolongada (ANA, 2020).

En Cajamarca, las cuencas altoandinas constituyen una fuente vital de agua para el uso agrícola, poblacional e industrial. Sin embargo, indica que, durante la temporada seca, el caudal superficial del río disminuye notablemente y depende casi exclusivamente del caudal recesivo, es decir, del agua liberada lentamente por los acuíferos subsuperficiales en épocas de estiaje (Custodio & Llamas, 2001).

Pese a ello, no existen investigaciones detalladas que caractericen la capacidad de almacenamiento de dichos acuíferos a partir del análisis del caudal recesivo. Esta deficiencia técnica limita la gestión hídrica local e impide tomar decisiones informadas en proyectos de infraestructura, conservación y uso sostenible del agua (ANA, 2020).

1.1.2. Descripción del problema

La cuenca del río “Cajamarquino”, ubicada en la región Cajamarca, constituye una unidad hidrográfica de vital importancia para el abastecimiento de agua con fines agrícolas, domésticos, industriales y ecológicos (Autoridad Nacional del Agua [ANA], 2015)

Dentro de esta cuenca, el punto de descarga en la estación hidrométrica “Jesús Túnel” representa un sector estratégico para la evaluación del comportamiento hidrológico del sistema, particularmente durante los períodos de estiaje, cuando disminuyen significativamente los caudales superficiales (ANA, 2018).

En este contexto, los flujos subterráneos o subsuperficiales cumplen un rol clave al mantener los caudales base del río, especialmente durante la fase recesiva del hidrograma, es decir, cuando cesan las lluvias y el caudal empieza a decrecer de forma natural (Custodio & Llamas, 2001; Freeze & Cherry, 1979).

La capacidad de almacenamiento de estos acuíferos subsuperficiales determina en gran medida la resiliencia hídrica de la cuenca ante eventos de sequía y variabilidad climática (Fetter, 2001; MINAM, 2020).

Sin embargo, en la actualidad, se cuenta con escasa información cuantitativa sobre el volumen de agua almacenado en los acuíferos de la cuenca del río Cajamarquino en épocas de estiaje. Tampoco se ha profundizado en metodologías que, a partir del análisis del caudal recesivo, permitan estimar con fiabilidad el coeficiente de agotamiento, parámetro esencial para caracterizar la dinámica del flujo subterráneo y su contribución al caudal del río (Healy, 2010).

Esta falta de conocimiento limita la toma de decisiones orientadas a la gestión integrada y sostenible de los recursos hídricos (ANA, 2015; MINAM, 2020).

Por ello, se vuelve necesario realizar un estudio técnico que permita caracterizar la capacidad de almacenamiento subsuperficial de la cuenca utilizando el comportamiento del caudal recesivo, a fin de aportar con información científica útil para la planificación hídrica, la conservación de los acuíferos y el fortalecimiento de estrategias de adaptación al cambio climático (UNESCO, 2022).

1.1.3. Formulación del Problema

No se dispone de caudales recesivos por almacenamiento sub superficial de agua de la cuenca del río Cajamarquino.

1.2. Hipótesis de la investigación

Los caudales recesivos de la cuenca del río Cajamarquino, se pueden generar mediante los modelos hidrológicos para el periodo de años comprendido entre 2005 a 2023. Además, se puede estimar la capacidad de almacenamiento de la cuenca mediante el análisis de caudales recesivos para el periodo de estiaje 2005-2023.

Variables que intervienen en la investigación:

V1: Variable independiente: Caudal recesivo.

V2: Variable dependiente: Capacidad de almacenamiento subsuperficial de agua.

1.3. Justificación de la investigación

1.3.1. Justificación científica

La presente investigación se realizó empleando estrictamente el método científico, partiendo de la identificación de un problema hídrico de relevancia para la cuenca del río Cajamarquino, que en este caso corresponde a la necesidad de cuantificar y comprender la capacidad de almacenamiento subsuperficial de agua en épocas de estiaje por la relevancia que esta tiene en la disponibilidad del recurso hídrico y la gestión sostenible del mismo. Este problema se torna crítico ante escenarios de variabilidad climática, sequías recurrentes y creciente demanda de agua para actividades domésticas, agrícolas e industriales en la región de Cajamarca.

En base a este problema identificado, se plantearon una serie de objetivos encaminados a estimar la capacidad de almacenamiento subsuperficial mediante el análisis del caudal recesivo observado en la

estación hidrométrica Jesús túnel, para lo cual se emplearon modelos hidrológicos y coeficientes de agotamiento.

La investigación utilizó un enfoque cuantitativo y descriptivo, empleando procedimientos válidos, confiables y replicables para la recolección y tratamiento de los datos hidrológicos, el ajuste de modelos y la verificación de resultados.

Los resultados obtenidos aportaron nueva información sobre el volumen de almacenamiento subsuperficial en la cuenca, así mismo, evidencian la importancia de los análisis de caudales recesivos como herramienta científica para caracterizar acuíferos en cuencas andinas. A la par, dicha información es de gran importancia para la toma de decisiones y planificación hídrica.

1.3.2. Justificación técnica-práctica

En la presente investigación se emplearon una serie de conocimientos teóricos, habilidades técnicas y experiencias prácticas adquiridas durante los cinco años de formación académica en la carrera de Ingeniería Hidráulica. Entre las asignaturas clave que se utilizaron tenemos a la hidrología, hidráulica y geotecnia, dichas asignaturas facilitaron los conocimientos conceptuales y metodológicos necesarios para desarrollar una investigación rigurosa sobre la capacidad de almacenamiento subsuperficial de agua en la cuenca del río Cajamarquino.

En cuanto al aspecto técnico, para la estimación de la capacidad de almacenamiento subsuperficial de agua mediante el análisis del caudal recesivo se emplearon procedimientos de aforo y análisis hidrométrico, modelación matemática, interpretación de series temporales y manejo de software especializado. Todas estas competencias fueron fortalecidas durante la formación universitaria, tanto en clases teóricas como en trabajos de campo y laboratorio.

1.3.3. Justificación institucional y personal

A nivel institucional, la Universidad Nacional de Cajamarca (UNC) institución comprometida con el desarrollo científico, técnico y social de la región. El estudio responde a los objetivos de la UNC de promover investigaciones orientadas a resolver problemáticas locales, especialmente en áreas estratégicas como la gestión del agua, el desarrollo territorial y la sostenibilidad ambiental. Al abordar una necesidad real en la cuenca del río Cajamarquino, este trabajo se alinea con la misión de la universidad de contribuir activamente al progreso de Cajamarca a través de la formación profesional e investigación aplicada. Además, este trabajo responde a los objetivos del Estado peruano en materia de sostenibilidad y seguridad hídrica, alineándose con el Plan Nacional de Recursos Hídricos y la política de gestión integrada de cuencas promovida por la Autoridad Nacional del Agua (ANA) y el Ministerio del Ambiente (MINAM). Esta investigación puede servir como insumo técnico para futuros planes de ordenamiento hídrico en la región Cajamarca.

En el ámbito personal, la investigación realizada fortalece el perfil técnico del investigador al desarrollar competencias en análisis de datos hidrológicos, modelamiento y solución de problemas relacionados con el manejo sostenible del agua, contribuyendo así al desarrollo local y profesional.

1.4. Delimitación de la investigación

En el presente trabajo de investigación se realizó en la estación hidrométrica “Jesús Túnel” ubicada en el margen derecho del río Cajamarquino, Departamento de Cajamarca, provincia de Cajamarca y distrito de Jesús, dicha estación registra los caudales (m^3/s) diarios. La información de campo utilizada corresponde a los años hidrológicos comprendidos entre 2005-2023. Adicionalmente también se determinaron la capacidad de almacenamiento en dos puntos que fueron captación El Milagro y la estación Mashcón. En este estudio se analizaron los caudales recesivos en épocas de estiajes que generalmente está comprendido entre los meses de mayo a setiembre, finalmente se calcularon volúmenes en millones de metros cúbicos (MMC) generados por los caudales recesivos. Esta investigación se realizó con fines de planificación hídrica.

1.5. Limitaciones

- Para la presente investigación no se logró encontrar modelos físicos de los niveles subsuperficiales para su respectiva comparación.
- La falta de estaciones hidrométricas para la caracterización de la capacidad de almacenamiento con una subdivisión menor a cuenca del río Cajamarquino.

1.6. Objetivos

- Objetivo general

Determinar los caudales recesivos según la capacidad de almacenamiento subsuperficial de agua en la cuenca del río Cajamarquino, con punto de descarga en la estación “Jesús Túnel”.

- Objetivos específicos

- a) Recolectar información hidrológica de la cuenca del río Cajamarquino.
- b) Caracterizar la cuenca del río Cajamarquino.
- c) Determinar el coeficiente de agotamiento del río Cajamarquino, con punto de descarga en la estación “Túnel Jesús”, con información histórica del período 2005-2023, con modelos determinísticos.
- d) Validar un modelo matemático que mejor estime a los caudales recesivos del río “Cajamarquino” en los meses de estiaje del período 2005-2023.
- e) Determinar la capacidad de almacenamiento, mediante la prueba de pozos y compararlos con el almacenamiento obtenido mediante el análisis de caudales recesivos.

CAPÍTULO II. MARCO TEÓRICO

2.1. Antecedentes de la investigación

2.1.1. Antecedentes internacionales

(Núñez, 2005), en su tesis titulada “Propuesta y Análisis de Modelos hidrológicos para la Estimación de Caudales Recesivos en la Cuenca del Río Lontué, Estación Estero Upeo en Upeo, VII Región del Maule, Chile” donde su principal objetivo fue lograr la mejor estimación posible de los caudales recesivos para la cuenca del Río Lontué. Se utilizaron tres modelos que están determinados por las ecuaciones: $Q(t) = Q_o * e^{(-2*\alpha*\sqrt{t})}$, $Q(t) = Q_o * e^{(-\alpha*\frac{t^2}{2})}$ y $Q(t) = Q_o * e^{(-3\alpha*\sqrt[3]{t})}$. El mejor resultado fue $Q(t) = Q_o * e^{(-2\alpha*\sqrt{t})}$, el cual se comparó con el modelo potencial $Q(t) = Q_o * (1+\alpha*t)^{-2}$. En la comparación, se concluyó que el de mejor ajuste es el modelo potencial.

(Balocchi et al. 2014), en su artículo científico titulado “Modelamiento matemático de caudales recesivos en la región mediterránea andina del Maule; el caso del estero Upeo, Chile” donde se analizaron cuatro modelos hidrológicos de estimación de caudales recesivos: Modelo potencial $Q(t) = Q_o * (1 + \alpha * t)^{-2}$, modelo exponencial 1 $Q(t) = Q_o * e^{-(t-t_0)}$, modelo exponencial 2 $Q(t) = Q_o * e^{-\alpha(t-t_0)^n}$ y modelo exponencial 3 $Q(t) = Q_o * e^{(-2\alpha*\sqrt{t})}$. Se estudiaron 25 crecidas en la época estival 1971-2003, en donde se consideró el aporte exclusivo de las aguas subterráneas a partir del tercer punto de quiebre de la curva de bajada del hidrograma, donde de los resultados presentados se concluyó que el modelo exponencial 3 obtuvo los mejores resultados para la estimación de caudales recesivos con un valor de coeficiente de agotamiento de 0.0224 día^{-1} lo cual significa que la cuenca presenta una descarga rápida.

(Castillo, 2015), en su tesis titulada “Modelación de Caudales Recesivos para la Cuenca del Río Maipo, Región Metropolitana y la Cuenca del Río Biobío, Región del Biobío, Chile” donde su principal objetivo fue modelar los caudales recesivos generados a partir de las aportaciones pluviales sobre las cuencas del río Maipo, a la cuenca del río Biobío. En donde se utilizaron cuatro modelos, los cuales son: modelo potencial $Q(t) = Q_o * (1+\alpha*t)^{-2}$, modelo exponencial 1 $Q(t) = Q_o * e^{-\alpha(t-t_0)}$, modelo exponencial 2

$Q(t) = Q_o * e^{-\alpha(t-t_o)^n}$ y modelo exponencial 3 $Q(t) = Q_o * e^{(-2\alpha*\sqrt{t})}$. Finalmente se concluyó que para la cuenca del río Maipo, el modelo exponencial 2 se ajusta mejor a la modelación de los caudales recesivos bajo ambos planteamientos con un coeficiente de agotamiento (α) de 0.6633 y 0.6011 para 240h, mientras que para la cuenca del río Biobío, el modelo exponencial 3, es el que mejor ajuste obtuvo bajo planteamiento modificado con un coeficiente de agotamiento (α) 0.6186 para 72h, esto significa que la cuenca es muy permeable debido a que caudal baja rápidamente debido a una descarga rápida.

2.1.2. Antecedentes nacionales

(Rosales, 2015), en su tesis titulada “Modelación de caudales subterráneos en la subcuenca del río Pariac, estación Pariac” donde su finalidad fue estimación de los caudales recesivos provenientes de aguas subterráneas de la sub cuenca del río Pariac, Huaraz. Se analizaron tres modelos hidrológicos de estimación de caudales recesivos, de los cuales dos fueron exponenciales y uno potencial. En su tesis analizaron 19 crecidas, donde se consideró el aporte exclusivo de aguas subterráneas. Finalmente concluyeron que, de los tres modelos analizados, los resultados obtenidos demuestran que el modelo exponencial 2 es el que presenta las mejores estimaciones con un coeficiente de agotamiento (α) de 0.01125 día⁻¹ lo que significa que realiza una buena subestimación de los caudales para la cuenca del río Pariac, pero estos valores de caudales permiten tener un parámetro aproximado del caudal que puede pasar por él, pudiendo a partir de ellos realizarse una planificación de uso futuro.

(Álvarez & Huamán, 2023), en su artículo titulado “Modelo hidrológico para la simulación de caudales recesivos: caso río “Jequetepeque”, aguas arriba de la presa Gallito Ciego, Perú” cuyo fin fue proponer un modelo hidrológico para simular caudales recesivos y estimar un coeficiente de agotamiento para el río “Jequetepeque”. Para ello utilizaron caudales recesivos a partir del tercer punto de quiebre del hidrograma de caudales de la estación “Yonán” del río “Jequetepeque”, período 1988-2019. Se utilizó un modelo hidrológico (ALVI) de categoría exponencial. Se identificó rangos de coeficientes de agotamiento $0,0148 < \alpha < 0,0003$ día⁻¹, y un coeficiente de calibración de 0,005 día⁻¹ esto significa que la cuenca presenta

descensos progresivos o agotamiento lento. Finalmente se concluyó que los caudales observados y simulados son similares o idénticos.

2.1.3. Antecedentes locales

(Álvarez, 2016), En su tesis cuyo título es “Aporte de agua en la captación en el Ronquillo - Cajamarca según el caudal recesivo en estiaje, para los años hidrológicos 2008 – 2015” cuyo fin es calcular el aporte de agua del río Tres Ríos de la microcuenca Tres Ríos en periodos de estiaje. Se evaluó el modelo matemático de Maillet, como modelo base del estudio, siendo necesario utilizar el modelo matemático potencial (Boussinesq) para comparar resultados. Se determinó el punto de inicio de la curva de agotamiento, los caudales medios mensuales de los meses de estiaje (comprendidos entre los meses de Mayo – Septiembre). Sin embargo, el modelo matemático potencial presentó mejores resultados estadísticos, es decir, modela caudales de agotamiento subestimados más aproximados a los caudales observados del río Tres Ríos también se determinó un coeficiente de agotamiento (α) 0.003 día^{-1} .

(Álvarez, 2018), en su tesis titulada “Aporte de Agua de la Microcuenca “Grande”, en Función del Caudal Recesivo de su Cauce Principal, Mediante Modelamiento Matemático Exponencial y Potencial, en Período de Estiaje 2014-2016” donde su principal objetivo fue determinar el aporte de agua de la microcuenca “Grande” en período de estiaje, en el cual Se utilizaron seis modelos hidrológicos de generación de caudales recesivos tales como: el modelo exponencial de Maillet (1905), Balocchi (2008), Núñez (2005), Boussinesq (1904); y, Soto (2001), seleccionando 49 datos para el análisis, finalmente se demostró que el modelo matemático exponencial de la forma $Q(t) = Q_o * e^{(-3\alpha\sqrt[3]{t})}$ es el que mejor se ajusta a los caudales recesivos del río “Grande” en período de estiaje con un coeficiente de agotamiento (α) $0,007 \text{ hr}^{-1}$ lo cual significa que la cuenca tiene un vaciado lento.

(Álvarez & Huamán, 2022). En su artículo titulado “Aporte hídrico del río “Tres Ríos”, según caudal recesivo, para los años hidrológicos 2008-2015, Cajamarca, Perú”, donde el principal objetivo fue cuantificar el aporte de agua del río “Tres ríos”. Utilizaron dos modelos Maillet (1905) y Boussinesq (1904),

identificando la curva de agotamiento a partir del segundo punto de quiebre, con información hidrométrica del periodo 2008 a 2015. Finalmente se concluyó que el modelo de Maillet (1904) no generó caudales cercanos al agotamiento a los caudales observados del río “Tres Ríos”; sin embargo, el modelo de Boussinesq (1904) generó flujos de agotamiento subestimados a los flujos observados con un coeficiente de agotamiento (α) $0,003 \text{ día}^{-1}$, significa que la cuenca tiene un aporte lento al caudal del río, no se vacía rápidamente.

2.2. Marco conceptual

2.2.1. Escorrentía

Cuando hablamos de escorrentía hemos de conocer que la escorrentía es el flujo de agua sobre la superficie terrestre, principalmente debido a las precipitaciones (Chow, Maidment, & Mays, 1994).

Existen varios tipos de escorrentía según su origen, forma de flujo y ubicación. A continuación, se describen los tipos principales:

Escorrentía superficial

Es el tipo de escorrentía más visible y el que ocurre sobre la superficie del suelo cuando el agua de la lluvia o el deshielo no se infiltra en el terreno. Se da especialmente en áreas con suelo impermeable, compactado o saturado. Lámina o laminar: Se produce cuando el agua fluye en una capa delgada sobre la superficie. Suele ocurrir en pendientes suaves y es común en los primeros momentos de la lluvia (Pizarro, 2009; Chow, Maidment, & Mays, 1994).

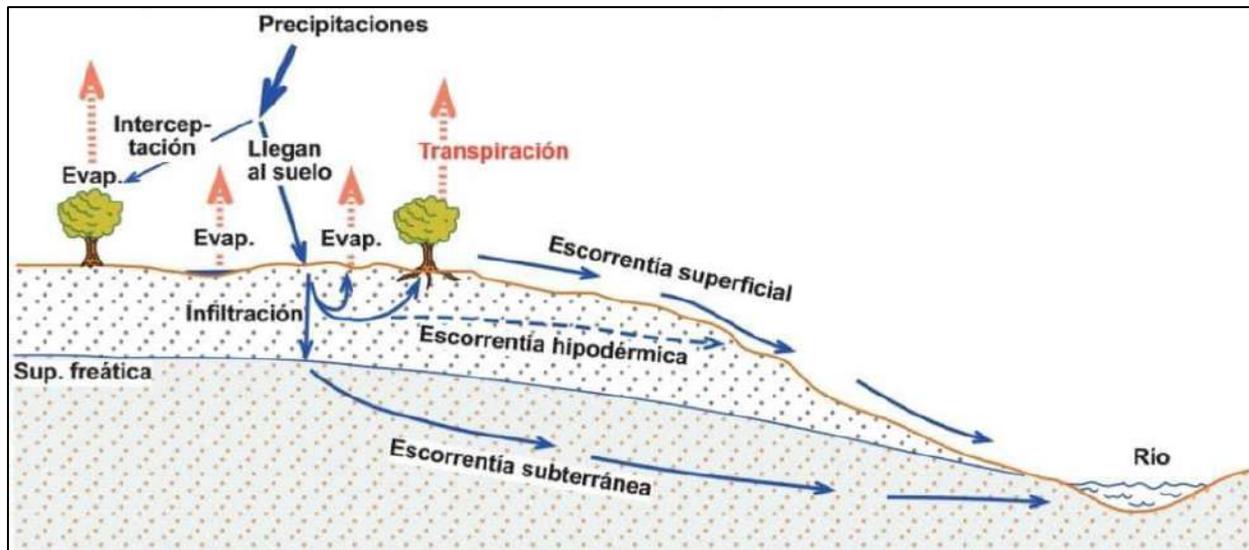
Escorrentía subsuperficial

Se refiere al agua que se mueve justo por debajo de la superficie, en las capas superiores del suelo. Esta escorrentía es menos visible que la superficial y se produce en terrenos donde la capa superficial es lo suficientemente porosa como para permitir cierta infiltración, pero donde el agua no llega a infiltrarse completamente hasta capas más profundas (Pizarro, 2009; Chow, Maidment, & Mays, 1994).

Escorrentía subterránea

Es el flujo de agua que ocurre bajo la superficie, en zonas más profundas del suelo y el subsuelo, donde se encuentra el nivel freático o los acuíferos. Este tipo de escorrentía es menos afectado por la intensidad de la precipitación y se mueve lentamente a través de las capas profundas del suelo o las rocas permeables (Pizarro, 2009; Chow, Maidment, & Mays, 1994).

Figura 1: Escorrentía y tipos de escorrentía



Nota. Fuente: (Pizarro, 2009; Chow, Maidment, & Mays, 1994).

2.2.2. Agua subterránea

La humedad que permanece en el suelo drena hacia la red hídrica por flujo subsuperficial. De la misma manera lo realiza el agua que percola dentro del suelo hasta una capa impermeable del material parental drenando como flujo lateral. Tal cantidad de agua drena lenta y continuamente, siendo contabilizada para el flujo base de las corrientes (Ward & Robinson 1990).

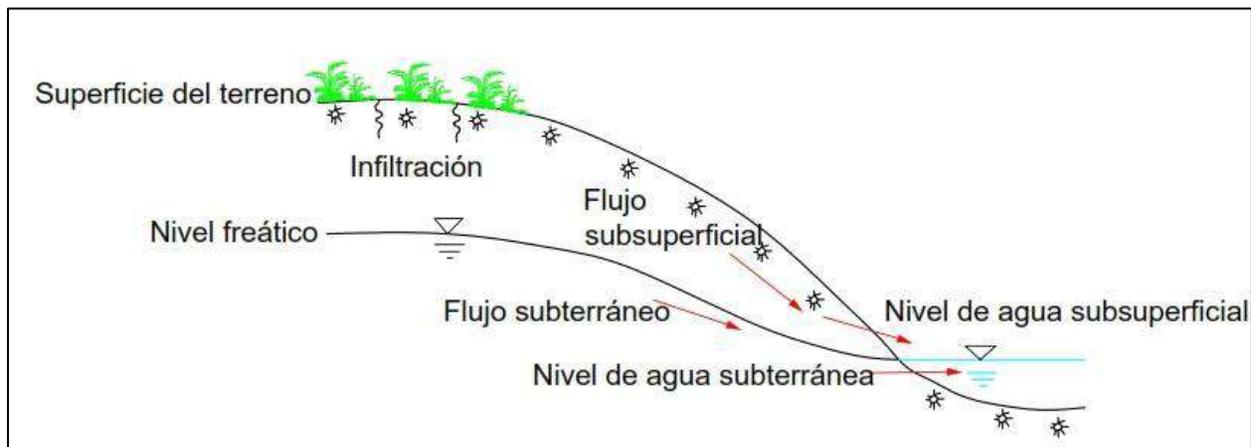
“El agua subterránea representa el 98% del agua dulce no congelada disponible como fuente de abastecimiento para múltiples usos dependiendo de sus características fisicoquímicas y biológicas. Este

recurso es cuantitativamente mayor que el agua superficial, participa de numerosos procesos naturales y brinda innumerables servicios ecosistémicos” (Cerón et al. 2021).

Por las características hidrogeológicas el agua subterránea presenta menor susceptibilidad a contaminación antrópica y a las variaciones ambientales, sin embargo, problemáticas como la creciente demanda del recurso y el aumento en el grado de contaminación se han convertido en asuntos de interés mundial (Kumar et al., 2015).

“Los procesos hidrogeoquímicos, en ese sentido, ayudan a obtener una visión de la distribución y origen del agua subterránea, la interacción agua-roca, las mezclas e interconexiones de agua de diferentes orígenes (aguas superficiales y subterráneas, entre acuíferos)” (Sánchez et al. 2015).

Figura 2: Zonas y Procesos del Agua en el Suelo



Nota. Fuente: Modificado de (Chow, V. et al. 1994)

2.2.3. Hidrograma

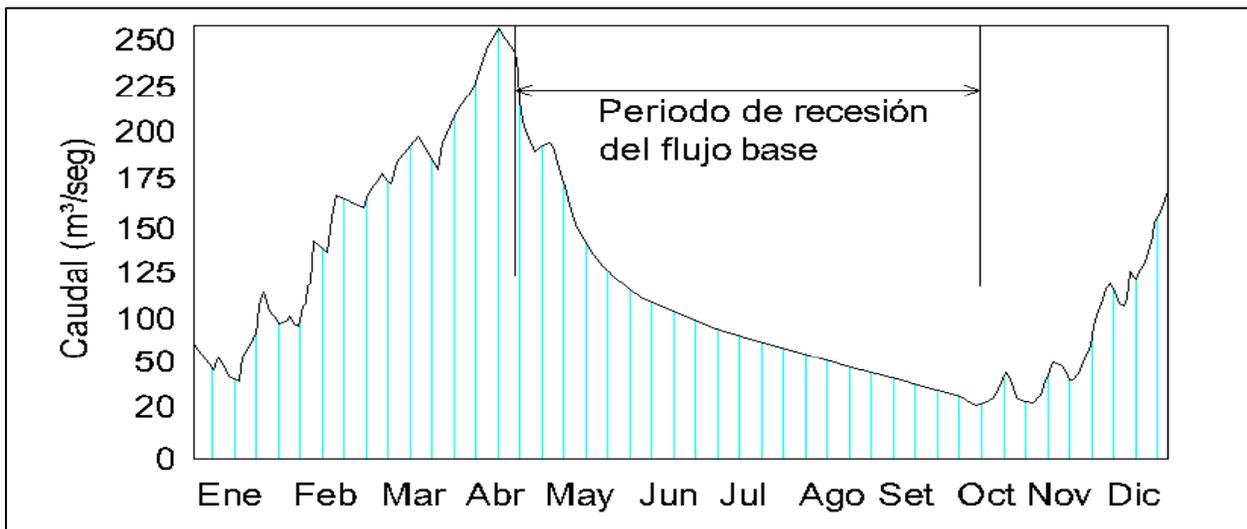
“Un hidrograma de caudal es una gráfica o una tabla que muestra la tasa de flujo como función del tiempo en un punto dado de la corriente” (Chow, V. et al. 1994).

“En el hidrograma se diferencian 2 fases en el agotamiento de los eventos de caudal de entrada, una con pendiente mayor que la otra. Los tiempos de semi-agotamiento (tiempo para que el caudal se reduzca a la mitad)” (Espinoza, 2016).

Hidrograma anual

El hidrograma anual es una gráfica de caudal vs el tiempo en un año, muestra el balance de largo plazo de las precipitaciones, evaporación, infiltración y el caudal en una cuenca. Los picos que se originan por las tormentas parciales, se conocen como escorrentía directa o flujo rápido, mientras que el flujo con pocas variaciones en los periodos sin lluvia se llama flujo base o periodo de recesión del flujo base (Lanza, N. 2015).

Figura 3: Hidrograma de caudal anual



Nota. Fuente: (Lanza, N. 2015)

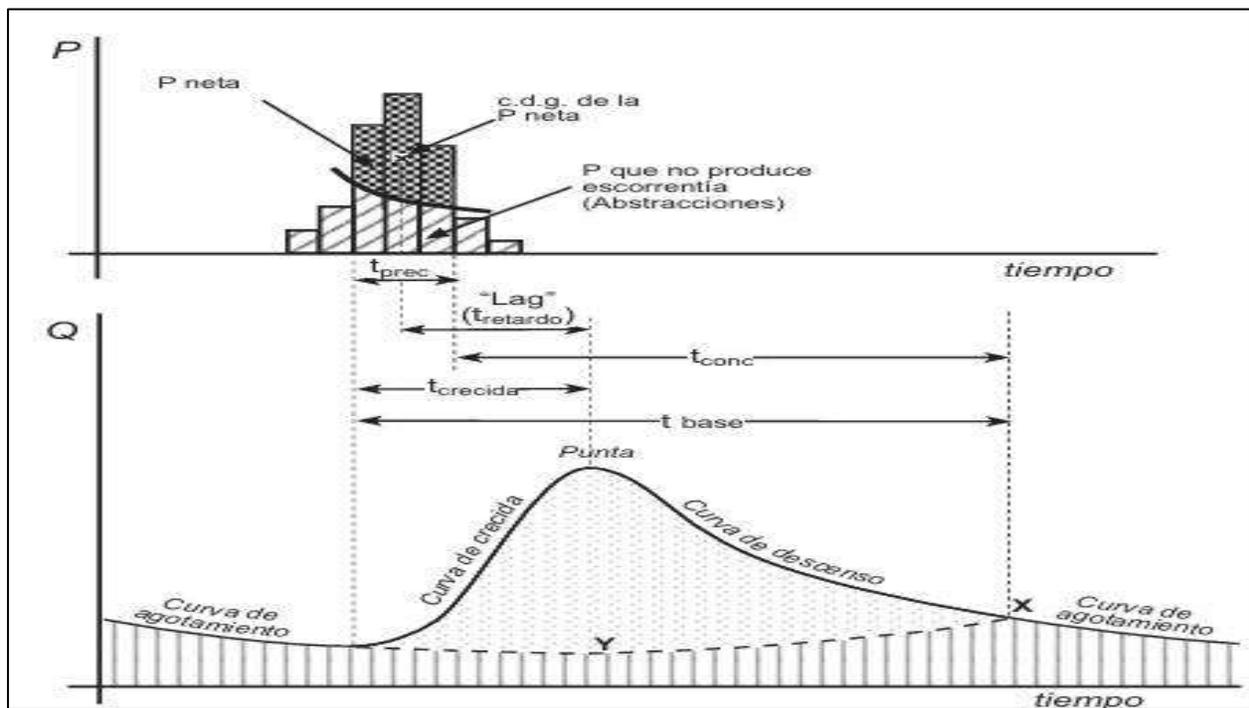
Hidrograma de crecida

En una cuenca real de gran tamaño, cuando se producen precipitaciones, es normal que el caudal previo a las precipitaciones no sea nulo, aunque estaba agotándose lentamente. El hidrograma generado se muestra en la figura 3. Se aprecia que el hidrograma se apoya sobre el caudal que tenía el río antes de las precipitaciones. Ya hemos visto (tema “El Ciclo Hidrológico”) que dicho caudal se denomina *escorrentía básica* y es debido a la *escorrentía subterránea* más la *escorrentía superficial diferida*; muchas veces ésta última es despreciable y la superficial diferida equivale a la *escorrentía subterránea*. La *escorrentía básica* (la parte del caudal que no es debida a esta lluvia neta), con trama en líneas verticales, al comenzar la

crecida continúa agotándose hasta el punto **Y**, y después comienza a aumentar. Esto es debido a que parte de las abstracciones habrá alcanzado la superficie freática, elevándola, y eso provoca que la aportación subterránea aumente (Figura 4) (Sanches, F. 2022).

La capacidad de regulación que ejercen los acuíferos en períodos de estiaje, es debido a la escorrentía subterránea, la cual descarga agua subterránea de origen meteórico hacia los ríos en forma de afloramientos de agua, llamados flujos base (Álvarez, J. 2016).

Figura 4: Esquema de un hidrograma de una tormenta.

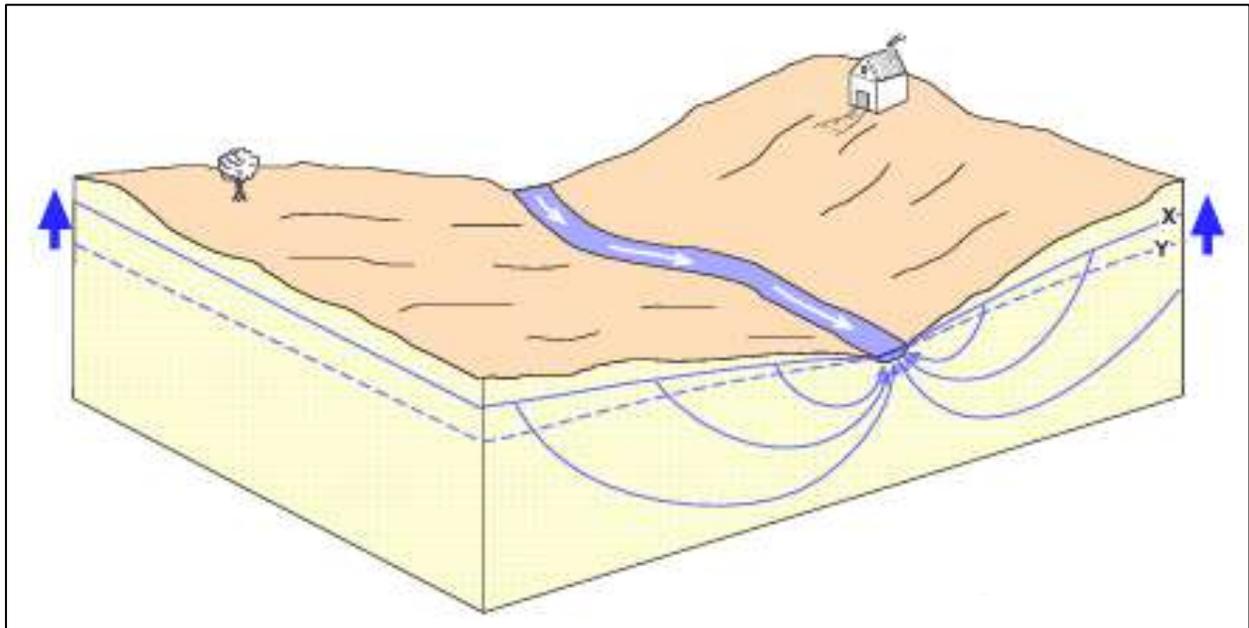


Nota. Fuente: (Sanches, F. 2022)

El punto marcado en la Figura 3 como **X** corresponde al momento en que toda la escorrentía directa provocada por esas precipitaciones ya ha pasado. El agua aforada a partir de ese momento es escorrentía básica. Es importante notar que la nueva curva de agotamiento comienza más arriba que donde se encontraba el agotamiento antes de la crecida, debido a la infiltración que ha recibido el acuífero. En un hidrograma real las precipitaciones son intermitentes en el tiempo y dispersas e irregulares en el espacio de la cuenca receptora que está siendo aforada, por lo que el hidrograma aparecerá con un trazado irregular en

lugar de la curva suave de la Figura 3. Veremos más adelante que el punto **X** se aprecia mejor si representamos $\log Q$ en función del tiempo, ya que el tramo curvo de agotamiento se convertirá en una recta. El punto **X** también se puede situar mediante fórmulas empíricas, como ésta (Linsley, 1949, en Custodio, 1983, p. 395).

Figura 5: Aportación de agua subterránea



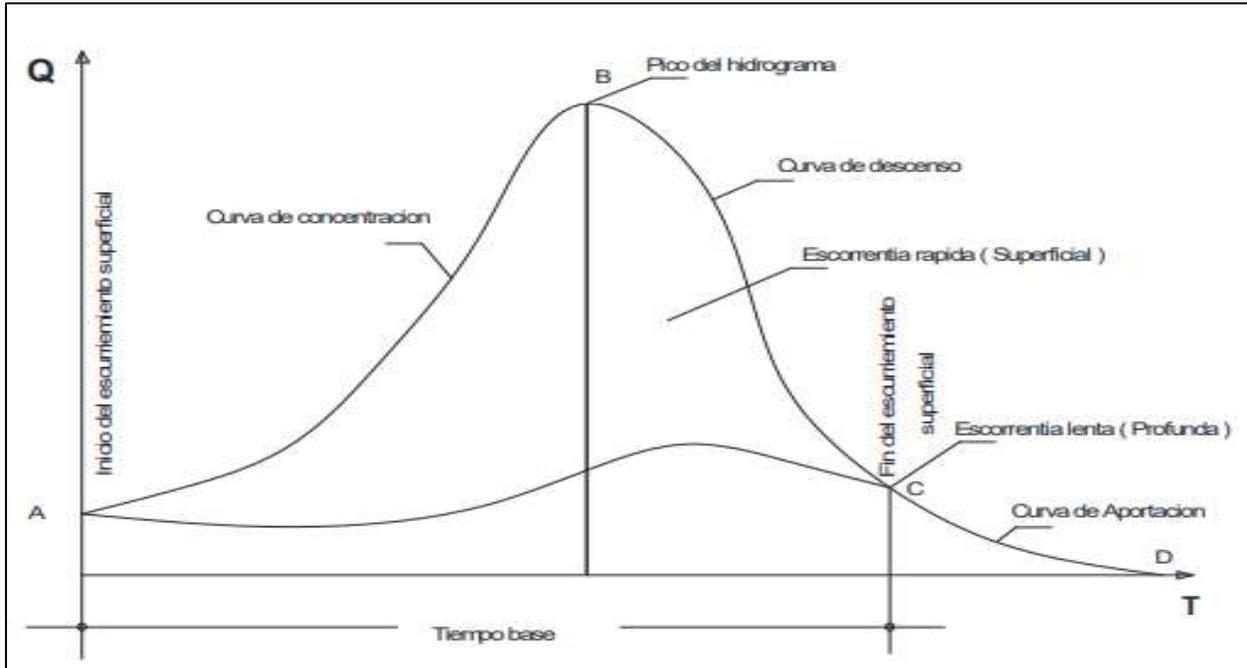
Nota. Fuente: (Sanches, F., 2022).

2.2.4. Curva recesiva

Al analizar los caudales recesivos de un hidrograma permite extraer información de la relación almacenamiento y descarga de una cuenca (Arciniega-Esparza et al., 2017).

Las curvas de recesión brindan información de procesos hidrogeológicos, y permiten entender la relación almacenamiento y descarga de los reservorios subterráneos (Gómez-Isidro y Gómez-Ríos, 2016). La curva recesiva es una gráfica exclusiva de aportes de aguas subterráneas (Balocchi et al., 2014).

Figura 6: Identificación de la curva recesiva.



Nota. Fuente: Rosales (2015)

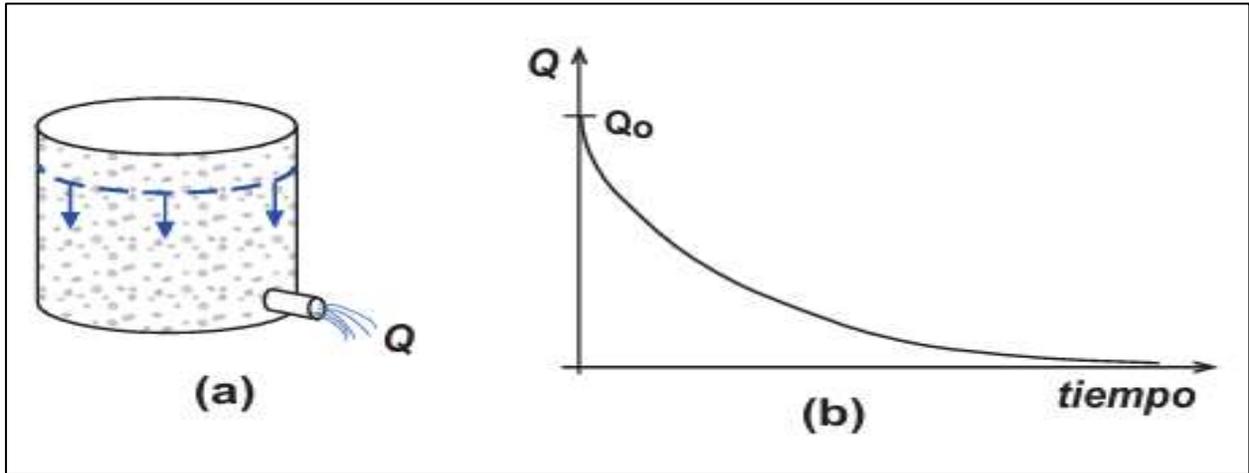
2.2.5. Curva de Agotamiento

Plantea que pasada la punta del hidrograma se inicia la curva de descenso que al inicio se debe al aporte conjunto de las tres escorrentías antes mencionadas. Pasando un cierto tiempo se anula primero la escorrentía directa y después la hipodérmica, quedando el caudal reducido a los aportes debido a la escorrentía subterránea. Entonces recibe el nombre de curva de agotamiento o curva recesiva. El proceso físico de liberación de agua subterránea sigue una ley exponencial (Custodio & Llamas, 1983).

La curva de agotamiento es la parte de un hidrograma en que el caudal procede solamente de escorrentía básica. En las figuras anteriores veíamos la curva de agotamiento como continuación de hidrogramas de crecida. En la figura 7.b se presenta el hidrograma de una curva de agotamiento que comienza con un caudal inicial Q_0 . En ese apartado nos referimos al caso de que la escorrentía básica se deba exclusivamente a escorrentía subterránea. Este hidrograma podría generarse por un depósito lleno de arena y saturado de agua (figura 7.a) en el que abrimos el conducto inferior de salida. Inicialmente saldrá un caudal Q_0 , que irá

disminuyendo con el paso del tiempo hasta agotarse. La evolución del caudal Q en el tubo de salida se reflejaría en la figura 7b (Sánchez, F., 2022).

Figura 7: Curva de agotamiento de un hidrograma.



Nota. Fuente: (Sánchez, F., 2022).

El conjunto de acuíferos de una cuenca completa se comporta como el bidón de la Figura 7 se llena durante el periodo de precipitaciones y se vacía durante el estiaje, alimentando el cauce. En la Figura 8 hemos supuesto que la geología de la cuenca fuera homogénea, y el volumen de “embalse subterráneo” de esa cuenca sería el señalado con trama de líneas verticales en el corte de dicha figura 8 (Sánchez, F., 2022).

La curva de agotamiento del caudal del río tendría la misma forma que la del bidón de arena.

En cualquiera de los casos, el bidón o la cuenca, la ecuación que refleja esas curvas de agotamiento es de este tipo:

$$Q_t = Q_0 * e^{-\alpha * t} \quad (1)$$

Donde:

Q_t : Caudal en el tiempo t (m³/s)

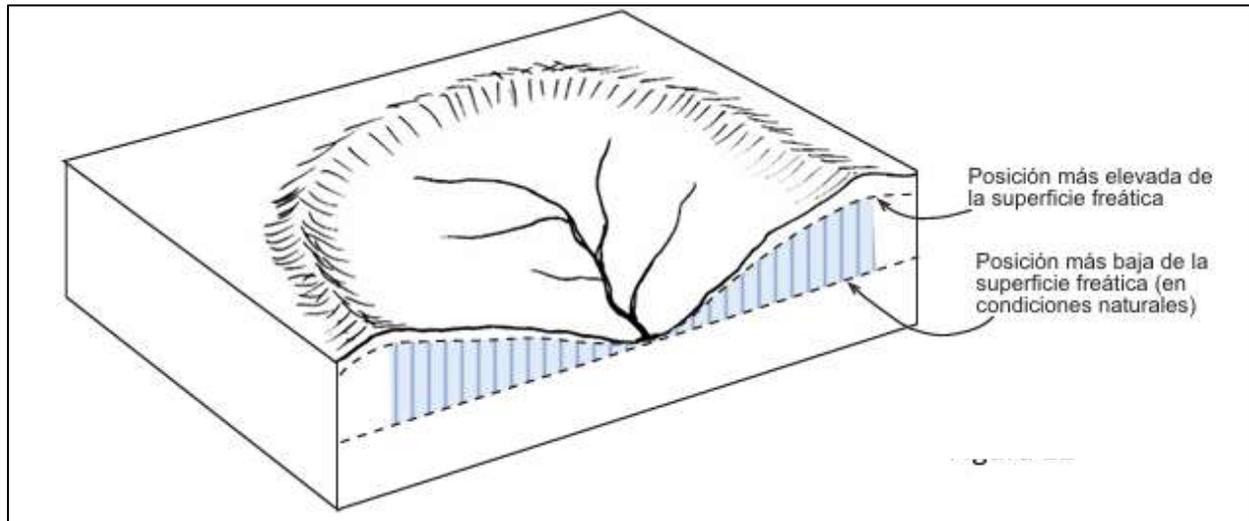
Q_0 : Caudal en el tiempo t_0 (m³/s)

α : Coeficiente de agotamiento

t: tiempo

e: base neperiana de logarítmicos

Figura 8: Embalse subterráneo.



Nota. Fuente: (Sánchez, F., 2022).

El inicio de las aguas subterráneas, donde se identificarán los meses de estiaje, también señala que este punto es el inicio de los caudales subterráneos, y se determinará cuando se grafique el logaritmo del caudal observado de la curva de agotamiento del hidrograma (Q) versus tiempo (t). Adquiriendo de esta manera una distribución gráfica lineal, posibilitando la identificación del segundo punto de inflexión, el cual representa el inicio de los caudales recesivos. Además, Llamas (1976) señala que la forma de la curva de agotamiento depende, en parte, de las características de los embalses subterráneos de la cuenca (Álvarez & Huamán, 2018).

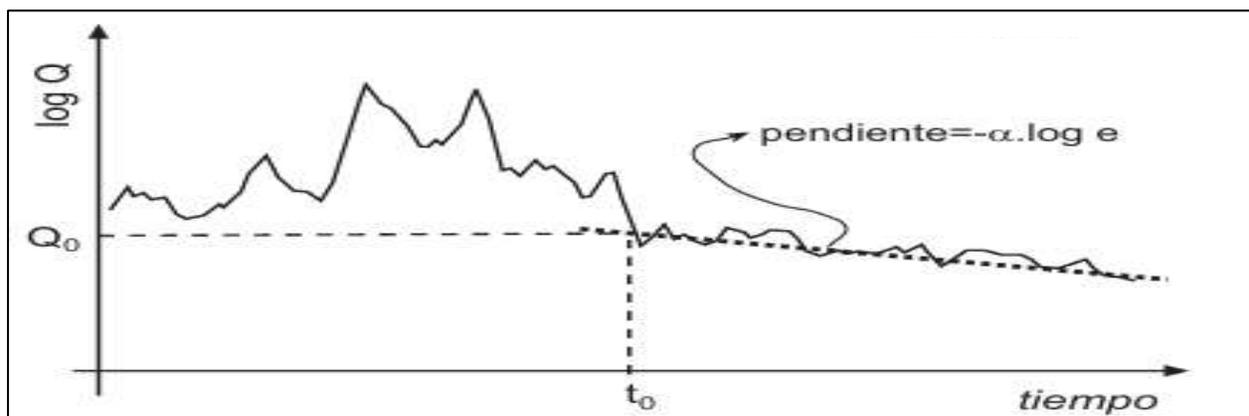
2.2.6. Inicio de la Curva Recesiva o de Agotamiento

El inicio del caudal recesivo empieza en el segundo punto de quiebre de curva de descenso del hidrograma, el cual está representado como puntos de quiebres o puntos de inflexión. Además, señala que este punto es el inicio de caudales de origen subterráneo y el inicio de los caudales recesivos. La distribución de la curva

de agotamiento adquiere una gráfica lineal, cuando se grafique el logaritmo del caudal observado de la curva de agotamiento del hidrograma (Q) versus tiempo (t) (Pizarro, 1993).

Si expresamos $\text{Log } Q$ en función del tiempo (t) la curva de agotamiento adquiere una gráfica lineal de forma $\text{Log } Q_t = \text{Log } Q_0 - \alpha * t * \text{Log } e$, siendo la pendiente $-\alpha * \text{Log } e$. Efectivamente si dibujamos el *logaritmo de Q_t* en función de t, la curva de agotamiento aparecerá como una recta (Figura 9). y podremos calcular la pendiente de esa recta, de ella deduciremos α y finalmente calcularemos el volumen almacenado por el “embalse subterráneo” de la cuenca en el instante t_0 . El valor de la constante α es constante y característico de una cuenca. El valor de Q_0 variará en la misma cuenca, dependiendo de los niveles de los acuíferos de la cuenca (más o menos llenos) en el tiempo t_0 . Debemos buscar varias rectas de agotamiento, de años sucesivos, comprobar que todas presentan la misma pendiente ($-\alpha * \log e$) y elegir para el cálculo la recta de agotamiento que comience más arriba: el Q_0 más alto posible indicará la máxima capacidad de regulación de esa cuenca (Sánchez, F., 2022).

Figura 9: Ubicación del Tercer Punto Quiebre, en Dos Curvas de Vaciado de un Hidrograma.



Nota. Fuente: (Sánchez, F., 2022).

2.2.7. Capacidad de Almacenamiento de una Cuenca

Si se cumple que $Q_t = Q_0 * e^{-\alpha(t-t_0)}$ y se conoce Q_0 y el valor de α se puede determinar el volumen de agua sub superficial en el momento t_0 , almacenado por encima del nivel de drenaje (Custodio & Llamas, 1983).

$$.V = \int_0^{\infty} Q dt = \int_0^{\infty} Q_o * e^{-\alpha * t} dt = \frac{Q_o}{\alpha} \quad (2)$$

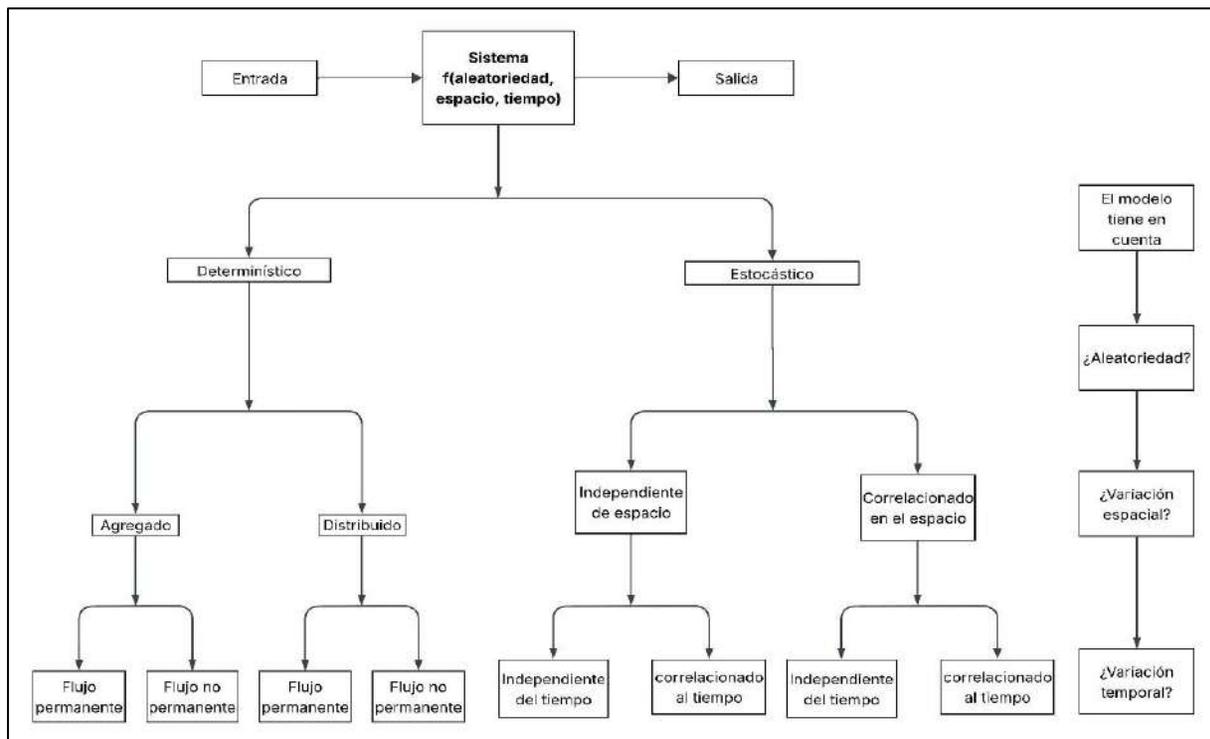
Al Volumen V se le llama capacidad de retención de la cuenca.

2.2.8. Modelos Hidrológicos

manifiestan que los modelos hidrológicos son herramientas y son importantes para planificar el uso y gestión sosteniblemente el recurso hídrico. Su uso adecuado, es esencial en regiones con un elevado estrés hídrico, tanto en regiones áridas y semiáridas (Jodar-Abellan et al., 2018).

Los modelos hidrológicos son representaciones simplificadas de fenómenos naturales que se desarrollan en el ciclo hidrológico (Chow, V. et al., 1994).

Figura 10: Clasificación de Modelos Hidrológicos.



Fuente: (Chow, V. et al. 1994)

a) Modelo determinístico

Los modelos determinísticos pueden ser representados mediante ecuaciones lineales, no lineales y conceptuales (Fattorelli & Fernández, 2011).

Un modelo determinístico es también un modelo deductivo y realiza pronóstico (Chow, V. et al, 1994).

Los modelos determinísticos no deben ser utilizados en cuencas de gran extensión, esto ocasionaría variabilidad en los parámetros, es decir, resultados no muy representativos (Caro, 2001).

b) Modelo estocástico

Un modelo estocástico es un modelo probabilístico, que generan predicciones. Siendo capaz de realizar predicciones de eventos hidrológicos de períodos largos, es decir, intervalos extensos de meses o años. Asimismo, indica que la mayoría de los modelos de precipitación diaria son estocástico (Chow, V. et al. 1994).

2.2.9. Calibración de Modelos hidrológicos

Antes de tomar a un modelo hidrológico, previamente se debe de realizar un proceso de ajuste. Este ajuste es una modificación numérica realizada al rango de los parámetros, obtenidos mediante observaciones de resultados de pruebas (Álvarez, J., 2018).

Para calibrar un modelo hidrológico consiste en asignar valores a los parámetros de dicho modelo, para reducir el error y el sesgo. Permitiendo, comparaciones más exactas entre los valores estimados y los observados (Arciniega, 2015).

La presencia de una estación de aforos, permitirá hacer una buena calibración de un modelo de eventos (Fattorelli & Fernández, 2011).

2.2.10. Modelos hidrológicos de Simulación de Caudal recesivo

La información usada para modelamiento de caudales recesivos, debe ser un caudal circulante dominante de un cauce natural en épocas estiaje (Núñez, 2005).

Los caudales de manantiales o de cauces naturales en períodos no influidos, se ajusta a modelos de tipo exponencial. Un único modelo hidrológico no sería capaz de simular caudales recesivos de un solo río, ya

que los ríos no son iguales en su régimen y en su morfología, por ello en la Tabla 1 se presenta una lista de modelos hidrológicos de caudales recesivos (Samper, 2014).

Tabla 1: Modelos Hidrológicos de Categorical Exponencial y Potencial.

Modelos	Formula	N° Ecuación
(Maillet, 1905)	$Q_{b1} = Q_0 e^{-\alpha t}$	(3)
(Boussinesq, 1904)	$Q_{b2} = Q_0 (1 + \alpha \cdot t)^{-2}$	(4)
(Horton, 1933)	$Q_{b3} = Q_0 e^{-\alpha \cdot t^n}$	(5)
(Droge, 1972)	$Q_{b4} = Q_0 / (1 + \alpha \cdot t)^n$	(6)
(Kullman, 1990)	$Q_{b5} = Q_0 (1 + \alpha \cdot t)$	(7)
(Griffiths Causen, 1997)	$Q_{b6} = Q_0 (1 + \alpha \cdot t)^{-3}$	(8)
(Soto, 2001)	$Q_{b7} = Q_0 \cdot \alpha \cdot t$	(9)
(Núñez, 2005)-a	$Q_{b8} = Q_0 e^{-\alpha \cdot t^2 \cdot 2^{-1}}$	(10)
(Núñez, 2005)-b	$Q_{b9} = Q_0 e^{-3 \cdot \alpha \cdot \sqrt[3]{t}}$	(11)
(Núñez, 2005)	$Q_{b10} = Q_0 (1 + \alpha \cdot t)^n$	(12)
(Belonchi, 2008)	$Q_{b11} = Q_0 e^{-2 \alpha \cdot \sqrt{t}}$	(13)
(ALVI, 2023)	$Q_{b12} = \frac{1,01 * Q_0}{\left(e^{1,32 * \ln\left(\frac{Q_0}{Q_f} - 1\right) - (0,00049 * \ln(A) + 0,0057) * t} + 1 \right)}$	(14)

Nota. Fuente: (Gregor & Malík, 2012)

Donde:

Qb: Caudal recesivo en un tiempo t (m3/s)

Qo: Caudal inicial de la curva recesiva en el tiempo to (m3/s)

Qf: Caudal final de la curva recesiva en el tiempo t (m3 /s)

A: área de la cuenca de estudio

t: Tiempo transcurrido en días de agotamiento

e: Constante de neper (2.7183)

α : Coeficiente de agotamiento (día⁻¹)

n: Parámetro que puede ser determinado por calibración

2.2.11. Aplicabilidad de los modelos hidrológicos de Simulación de Caudal recesivo

Tabla 2: Aplicabilidad de modelos hidrológicos determinísticos

Modelos	Formula	Condiciones de aplicabilidad
(Maillet, 1905)	$Q_{b1} = Q_0 e^{-\alpha t}$	<ul style="list-style-type: none"> • Cuencas pequeñas o medianas (<1000Km²). • Con influencia significativa del flujo base (baseflow), proveniente de acuífero. • Ubicadas en regiones montañosas o piedemontes, donde existe almacenamiento subterráneo y la descarga hacia los ríos ocurre de forma progresiva. • Con bajo grado de alteración antrópica (pocas represas, sin regulación fuerte), para que la recesión observada sea natural.
(Boussinesq, 1904)	$Q_{b2} = Q_0 (1 + \alpha \cdot t)^{-2}$	<ul style="list-style-type: none"> • Cuencas pequeñas a medianas (100 – 1000 km²). • Con pendientes moderadas, donde existe un acuífero libre (no confinado) conectado al río. • Con una zona no saturada delgada, de modo que la recarga llega rápidamente al acuífero. • Materiales permeables, como arenas, gravas o aluviones. • Ubicadas en regiones con estacionalidad marcada.
(Horton, 1933)	$Q_{b3} = Q_0 e^{-\alpha \cdot t^n}$	<ul style="list-style-type: none"> • Generalmente pequeñas a medianas (hasta unos 1000 km²). • Regiones semiáridas a húmedas. • Suelos con baja a media capacidad de infiltración (compactados, urbanos, agrícolas).

		<ul style="list-style-type: none"> • Pendientes moderadas a fuertes, donde se facilita la escorrentía superficial. • Escorrentía superficial (overland flow) por exceso de precipitación. • Eventos de lluvia intensos, típicos de tormentas convectivas 	
(Drogue, 1972)	$Q_{b4} = Q_0 / (1 + \alpha \cdot t)^n$	<ul style="list-style-type: none"> • Cuencas pequeñas a medianas (menos de 1000 km²). • Cuencas con materiales heterogéneos: roca fracturada, suelos con diferentes permeabilidades • Natural o semi-natural (bosques, pastizales), baja urbanización. • Con compartimientos múltiples de almacenamiento (por ejemplo, acuíferos poco profundos y profundos) • Templado húmedo, con lluvias estacionales 	
(Kullman, 1990)	<ul style="list-style-type: none"> • $Q_{b5} = Q_0(1 + \alpha \cdot t)$ 	<ul style="list-style-type: none"> • Montañas del norte de Suecia (e.g., provincia de Jämtland, Laponia) • Nival y nival-glaciar (principal fuente de escorrentía: fusión de nieve y algo de hielo) • Cuencas alpinas, con elevaciones de 1000 a 1700 m s.n.m. • Cuencas pequeñas (menos de 100 km²) • Transición entre tundra alpina y bosque boreal (línea de árboles: pino, abeto). • Persistente durante gran parte del año, con escorrentía intensa al deshielo • Frío, subártico, con fuerte variabilidad interanual de temperaturas y precipitación 	
(Griffiths 1997)	Causen,	$Q_{b6} = Q_0(1 + \alpha \cdot t)^{-3}$	<ul style="list-style-type: none"> • Pequeñas a medianas, con presencia de acuíferos aluviales o fracturados. Generalmente pequeña a mediana: entre 50 y 500 km². • Recarga difusa y prolongada, no concentrada. • Poca intervención antrópica (sin regulación fuerte).

		<ul style="list-style-type: none"> • Ideal para regiones montañosas, con flujo base significativo (como Andes, Alpes, Pirineos). • Climas templados, semiáridos o de montaña. • Cuencas naturales o semi-naturales, con poca o ninguna urbanización.
(Soto, 2001)	$Q_{b7} = Q_0 \cdot \alpha \cdot t$	<ul style="list-style-type: none"> • Cuencas naturales con flujo base inicial lineal. • Cuencas pequeñas < 100 Km²
(Núñez, 2005)-a	$Q_{b8} = Q_0 e^{-\alpha \cdot t^2 \cdot 2^{-1}}$	<ul style="list-style-type: none"> • Cuencas de respuesta rápida, con descargas bruscas y marcada disminución posterior. • cuencas pequeñas o de régimen torrencial. • las lluvias intensas o el deshielo generan crecidas casi inmediatas, con poca capacidad de amortiguación. • la cuenca no tiene grandes lagos, humedales o suelos muy permeables que retengan el agua; por eso la respuesta a la lluvia es rápida • Alta pendiente. • Suelos delgados o rocosos (baja infiltración). • Vegetación escasa o degradada.
(Núñez, 2005)-b	$Q_{b9} = Q_0 e^{-3 \cdot \alpha \cdot \sqrt[3]{t}}$	<ul style="list-style-type: none"> • Cuencas altoandinas o de media montaña • Suelo profundo y permeable (poroso) • Liberación del agua almacenada de forma prolongada y no lineal • Zona de precipitación moderada a alta • Con vegetación que favorece la infiltración • Capacidad de almacenamiento natural (no artificial)
(Núñez, 2005)	$Q_{b10} = Q_0 (1 + \alpha \cdot t)^n$	<ul style="list-style-type: none"> • Cuencas altoandinas o de media montaña • Infiltración significativa por suelos permeables o materiales aluviales

	<ul style="list-style-type: none"> • Rocas fracturadas o sedimentarias con capacidad de almacenamiento • Clima estacional (épocas húmedas y secas bien diferenciadas) • Cuencas altoandinas con almacenamiento subterráneo complejo, tanto por medios porosos como por fracturas, donde la recesión del caudal base es prolongada y no sigue una simple ley exponencial.
<p>(Beloncchi, 2008)</p> $Q_{b11} = Q_0 e^{-2\alpha \sqrt{t}}$	<ul style="list-style-type: none"> • Cuencas de llanura o de valle, con acuíferos poco profundos. • Presencia de un acuífero libre o poco confinado. • Materiales porosos finos (arcillas, limos) que retardan la descarga. • Relieve suave o intermedio. • Zona de recarga relativamente rápida, pero descarga gradual y difusiva. • Flujo subterráneo dominante, con bajo aporte de escorrentía superficial.
<p>(ALVI, 2023)</p> $Q_{b12} = \frac{1,01 * Q_0}{\left(e^{1,32 * \ln\left(\frac{Q_0}{Q_f} - 1\right) - (0,00049 * \ln(A) + 0,0057) * t} + 1 \right)}$	<ul style="list-style-type: none"> • Ubicadas en zonas de montaña o altiplano (por ejemplo, Andes peruanos). • Tamaño de cuenca entre medio y grande. • Presencia de acuíferos poco profundos, glaciares, bofedales o humedales altoandinos, que sostienen el flujo base. • Recesión retardada del caudal, especialmente en épocas secas.

2.2.12. Coeficiente de Agotamiento (α)

El coeficiente de agotamiento es conocido como: coeficiente de recesión, coeficiente de proporcionalidad, coeficiente de agotamiento, indican que es muy importante determinar un rango de valores del coeficiente de agotamiento que permita calibrar los modelos hidrológicos para el río (Álvarez, J., 2016).

El coeficiente determina el tiempo en el cual un reservorio de almacenamiento (acuífero) descarga agua de origen subterráneo hacia un cauce natural (río) (Álvarez, J., 2018).

Otro método para determinar el coeficiente de agotamiento, según lo establecido por el Ministerio de Agricultura y Riego (MINAGRI, 2017), es mediante el uso de cuatro tipos de cuencas caracterizadas, estas son:

Tabla 3: Coeficientes de Agotamiento para Cuatro Tipos de Cuencas, según Lutz Scholz.

Características de Cuencas	Fórmulas	N° Ecuación
Con agotamiento muy rápido, debido a temperaturas elevadas (>10°C) y retención que va de reducida (50 mm/año) a mediana (80 mm/año).	$\alpha_a = -0.00252(\ln A) + 0.034$	(15)
Con agotamiento rápido, cuya retención varía entre 50 y 80 mm/año y vegetación poco desarrollada (puna).	$\alpha_b = -0.00252(\ln A) + 0.030$	(16)
Con agotamiento mediano, cuya retención es alrededor de 80 mm/año y vegetación mezclada (pastos, bosques y terrenos cultivados).	$\alpha_c = -0.00252(\ln A) + 0.026$	(17)
Con agotamiento reducido por alta retención (>100mm/año) y vegetación mezclada.	$\alpha_d = -0.00252(\ln A) + 0.023$	(18)

Nota. Fuente: (MINAGRI, 2020)

Donde: α = Coeficiente de agotamiento, día⁻¹. A= Área de la zona de estudio, Km².

En la Tabla 4 se presentan ecuaciones para el coeficiente de agotamiento, las cuales fueron derivadas de los Modelos hidrológicos presentados anteriormente.

Tabla 4: Coeficientes de Agotamiento Obtenidos de Modelos Hidrológicos.

Modelos	Formula	N° Ecuación
(Maillet, 1905)	$\alpha_1 = \frac{\text{Log}Q_{b1} - \text{Los}Q_0}{-t.0,04343}$	(19)
(Boussinesq, 1904)	$\alpha_2 = \left[\left(\frac{Q_0}{Q_{b2}} \right)^{1/2} - 1 \right] \cdot t^{-1}$	(20)
(Horton, 1933)	$\alpha_3 = [\text{Log}(Q_0) - \text{Log}(Q_{b3})]/[(0.4343).t^n]$	(21)

(Drogue, 1972)	$\alpha_4 = \left[\left(\frac{Q_0}{Q_{b4}} \right)^{1/n} - 1 \right] * t^{-1}$	(22)
(Kullman, 1990)	$\alpha_5 = \left[\left(\frac{Q_{b5}}{Q_0} \right) - 1 \right] * t^{-1}$	(23)
(Griffiths Causen, 1997)	$\alpha_6 = \left[\left(\frac{Q_0}{Q_{b6}} \right)^{1/3} - 1 \right] * t^{-1}$	(24)
(Soto, 2001)	$\alpha_7 = \frac{Q_{b7}}{Q_0 \cdot t}$	(25)
(Núñez, 2005)-a	$\alpha_8 = \frac{\text{Log}Q_{b8} - \text{Los}Q_0}{-2^{-1} \cdot t^2 \cdot 0.4343}$	(26)
(Núñez, 2005)-b	$\alpha_9 = \frac{\text{Log}Q_{b9} - \text{Los}Q_0}{-3 \cdot \sqrt[3]{t} \cdot 0,04343}$	(27)
(Núñez, 2005)	$\alpha_{10} = \left[\left(\frac{Q_{10}}{Q_0} \right)^{1/n} - 1 \right] * t^{-1}$	(28)
(Belonchi, 2008)	$\alpha_{11} = \frac{\text{Log}Q_{b11} - \text{Los}Q_0}{-2 \cdot \sqrt{t} \cdot 0,04343}$	(29)

Nota. Fuente: (Gregor & Malík, 2012)

2.2.13. Validación de los Caudales Recesivos

La calibración para series de tiempo según es de tipo manual, es decir, prueba, error y observación directa. Para la calibración de caudales mínimos para épocas de estiaje, se utilizan algunos criterios de eficiencia o llamados también indicadores estadísticos a fin de observar el desempeño del modelo hidrológico simulado y las mediciones observadas (Álvarez & Huamán, 2023), dichos indicadores se presentan en la Tabla 5. A continuación se detallarán los indicadores más utilizados para la validación de modelos hidrológicos.

a. Eficiencia de Nash-Sutcliffe (NSE)

La cuantificación de la bondad de ajuste del modelo se efectuó por medio del índice de eficiencia de Nash-Sutcliffe (E) (Nash y Sutcliffe, 1970), cuya expresión es la siguiente:

$$NSE = 1 - \frac{\sum_{i=1}^n (Q_{sim} - Q_{obs})^2}{\sum_{i=1}^n (Q_{obs} - \bar{Q})^2} \text{-----}(30)$$

En donde Q_i indica el caudal, n es el número de datos simulados, los superíndices sim y obs indican valores simulados y observados respectivamente. La barra superior indica el valor medio en el período de estudio. Este indicador mide cuanto de la variabilidad de las observaciones es explicada por la simulación y produce resultados menores o iguales a 1. Si el resultado es 1 el ajuste es perfecto, si es cero el error es del mismo orden de magnitud que la varianza de los datos observados por lo que la media de los datos observados tendrá una capacidad predictora similar al modelo. En este trabajo se adopta la propuesta de Molnar (2011) para clasificar los valores de E , de acuerdo con la Tabla 5.

Tabla 5: Valores referenciales de criterio de Nash-Sutcliffe.

Eficiencia Nash-Sutcliffe	Ajuste
<0.2	Insuficiente
0.2-0.4	Satisfactorio
0.4-0.6	Bueno
0.6-0.8	Muy bueno
>0.8	Excelente

Nota. Fuente: (Molnar, 2011).

b. Coeficiente de determinación (R^2)

Se debe utilizar un rango que varíe de 0 (indica sin correlación) hasta 1 (indica máxima correlación) (Caro, 2001).

Es el coeficiente más usado para determinar la correlación entre caudales observados y simulados. También afirma que este índice permite determinar el porcentaje de variación existente entre los caudales observados y caudales generados y se define como el cuadrado de la correlación de Pearson, la expresión dada es (Arciniega, 2015),:

$$R^2 = \left(\frac{\sum_{i=1}^n (Q_{obs} - \bar{Q}) * (Q_{sim} - \bar{Q}_{sim})}{\sqrt{\sum_{i=1}^n (Q_{obs} - \bar{Q})^2 * (Q_{sim} - \bar{Q}_{sim})^2}} \right)^2 \dots\dots\dots(31)$$

Donde:

\bar{Q} : Promedio de los caudales observados en m³/s

Q_{obs} : Caudales observados o aforados en m³/s

Q_{sim} : Caudales simulados o generados en m³/s

\bar{Q}_{sim} : Promedio de caudales simulados en m³/s

c. Índice de Willmott modificado (IWM)

Determina el porcentaje de variación y correlación estadística entre dos variables, como es el caso de caudales observados y caudales simulados por un modelo hidrológico, señala que el valor igual a uno (1), representa el ajuste perfecto (Arciniega, 2015).

$$IWM = 1 - \frac{\sum_{i=1}^n |Q_{obs} - Q_{sim}|}{\sum_{i=1}^n (|Q_{sim} - \bar{Q}| + |Q_{obs} - \bar{Q}|)} \quad \text{-----}(32)$$

Donde:

\bar{Q} : Promedio de los caudales observados en m³/s

Q_{obs} : Caudales observados o aforados en m³/s

Q_{sim} : Caudales simulados o generados en m³/s

d. Error Estándar de Estimación (EEE)

Es un indicador estadístico, el cual, permite observar la variación promedio respecto a los caudales observados y los estimados. Además, infiere que los valores próximos a cero, indica un ajuste óptimo, y que el modelo hidrológico planteado realiza una buena estimación de caudales simulados (Caro, 2001).

$$EEE = \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^n (Q_{obs} - Q_{sim})^2}{n - 2}} \quad \text{-----}(33)$$

Donde:

n : Número de datos.

Q_{obs} : Caudales observados o aforados en m³/s

Q_{sim} : Caudales simulados o generados en m³/s

e. Mean Absolute Relative Error (MARE)

Es una métrica utilizada para evaluar la precisión de modelos predictivos, especialmente en el contexto de series temporales y pronósticos. Se calcula como el promedio del error absoluto relativo para cada punto de datos en comparación con su valor real. Es útil porque normaliza los errores relativos al tamaño de los valores reales, permitiendo una comparación más justa entre diferentes conjuntos de datos (Hyndman & Koehler, 2006).

$$MARE = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n \frac{|Q_{sim} - Q_{obs}|}{Q_{sim}} \text{-----}(34)$$

Donde:

n : Número de datos.

Q_{obs} : Caudales observados o aforados en m³/s

Q_{sim} : Caudales simulados o generados en m³/s

Tabla 6: Métrica de Indicadores Usados en la Calibración y Validación de Modelos Hidrológico.

Indicador	Rango	Valor Ideal
NSE	$[-\infty; 1]$	1
R ²	$[0; 1]$	1
IWM	$[0; 1]$	1
EEE	$[0; +\infty]$	0
MARE	$[0; +\infty]$	0

Fuente: Elaboración propia

2.2.14. Prueba de pozos para determinar el coeficiente de almacenamiento

Durante una prueba de pozos o al bombear agua de un pozo, el volumen extraído inicialmente proviene del agua almacenada en las proximidades del acuífero. A medida que el bombeo se prolonga, el agua captada procede progresivamente de zonas almacenadas a mayores distancias del pozo (Johnson, D., 1975).

Un ensayo de bombeo es un método de análisis de los pozos de captación de aguas subterráneas y del acuífero en que se encuentran. Consiste en bombear los pozos, a caudal constante, siguiendo la evolución

del nivel del agua, debido al bombeo. El estudio de las variaciones de los niveles es precisamente en lo que consiste el ensayo de bombeo y lo que permite obtener información del mismo pozo, así como características y circunstancias del acuífero.

➤ **Determinación de la permeabilidad y transmisividad**

Con los datos de abatimiento y tiempo obtenidos mediante la prueba de bombeo se ploteó una gráfica a escala semilogarítmica encontrando en esta la pendiente de la misma.

Formula modificada de no equilibrio (Theis - Jacob):

$$T = 0.183 * \frac{Q}{\Delta s} \text{-----}(35)$$

Donde:

Q: Descarga del pozo de bombeo, en (m³/hr).

T: Coeficiente de transmisividad, en (m³/hr/m).

Δs: Pendiente de la recta, que se expresa como la diferencia de abatimiento entre dos valores del tiempo cuya relación sea de 10 en la escala logarítmica (un ciclo logarítmico).

$$K = \frac{T}{e} \text{-----}(36)$$

Donde:

K: Conductividad hidráulica, en (m/día)

e: Espesor específico del acuífero, en (m).

➤ **Coefficiente de almacenamiento (S)**

Es el volumen de agua cedida o tomada del almacenamiento del mismo, por unidad de área transversal cuando se produce un cambio unitario de carga, en los acuíferos de nivel freático, S es equivalente al

rendimiento específico del material desecado durante el bombeo. El coeficiente de almacenamiento es un término adimensional (Johnson. D, 1975).

Tabla 7: Métrica de Indicadores Usados en la Calibración y Validación de Modelos Hidrológico.

Acuífero	Coefficiente de Almacenamiento
Freático o libre	0.01-0.35
Cautivo o confinado	0.00001-0.001

Nota. Fuente: (Johnson. D, 1975).

➤ **Determinación de la porosidad efectiva(me)**

En un acuífero libre $S = me$ ya que el agua ocupa los huecos o espacios. Los valores de porosidad son obtenidos a partir de la siguiente relación empírica desarrollada por Van Beers.

$$me = \sqrt{K} \text{-----}(37)$$

Donde:

me: Porosidad efectiva, en (%).

K: Conductividad hidráulica, en (cm/día)

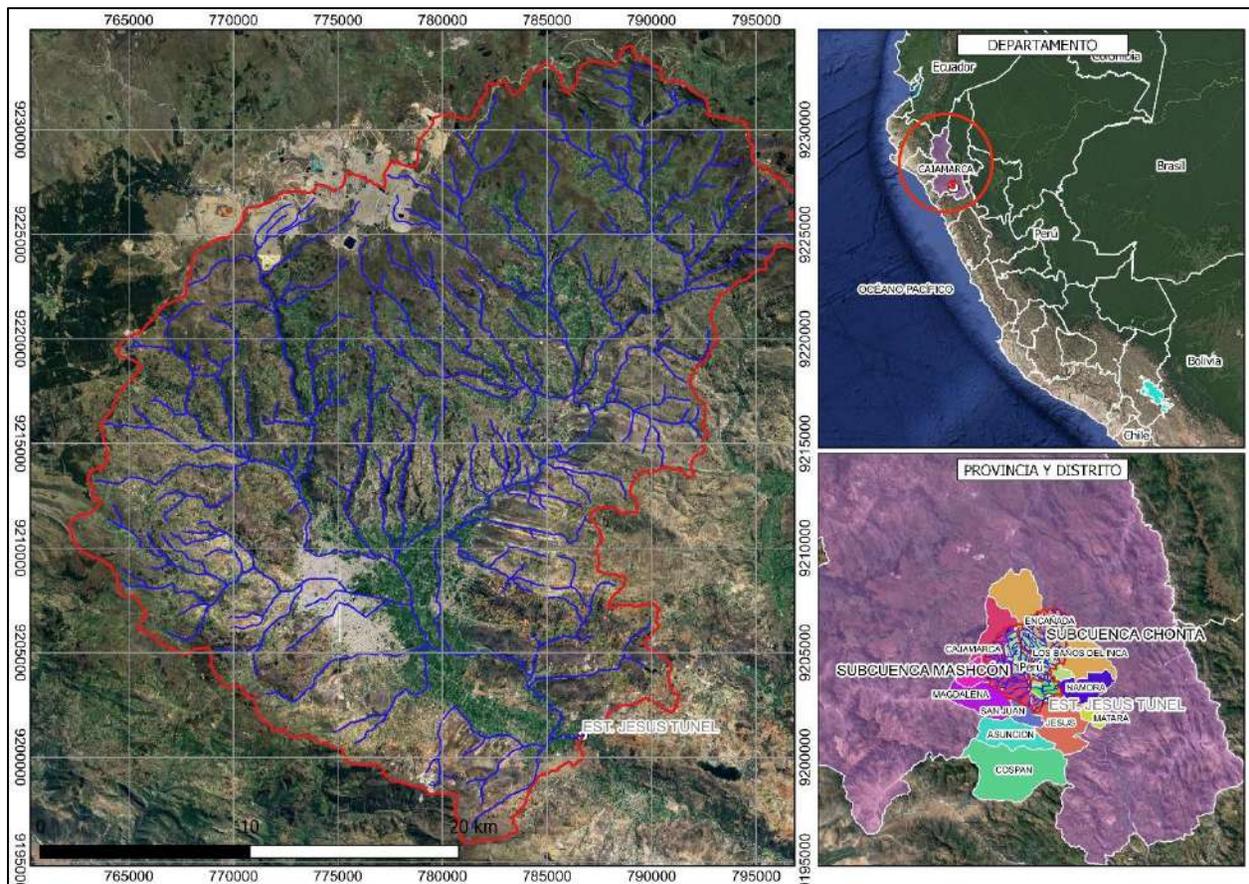
CAPÍTULO III. MATERIALES Y MÉTODOS

3.1. Ubicación de la zona de estudio

3.1.1. Ubicación política

La cuenca del río Cajamarquino, es un área geográfica que forma parte de la cuenca Crisnejas. Está ubicada en el Departamento de Cajamarca, Provincia de Cajamarca y abarca los distritos de Cajamarca, Baños del Inca, Encañada, Llacanora y Jesús; es clasificada como cuenca según (Faustino & Jiménez, 2000).

Figura 11: Ubicación política de la cuenca del Río Cajamarquino.



3.1.2. Ubicación geográfica

Tabla 8: Coordenadas geográficas de ubicación de la cuenca.

Descripción	Latitud	Longitud	Observaciones
Coordenadas Geográficas	6°55'48"S	78°37'48"O	Extremo superior Izquierdo
	7°15'36"S	78°18'00"O	Extremo inferior derecho

Descripción	Este	Norte	Observaciones
Coordenadas UTM WGS84 Zona 17S	761880.75	9233335.59	Extremo superior Izquierdo
	798157.22	9196620.60	Extremo inferior derecho

Figura 12: Ubicación geográfica de la cuenca del río Cajamarquino.

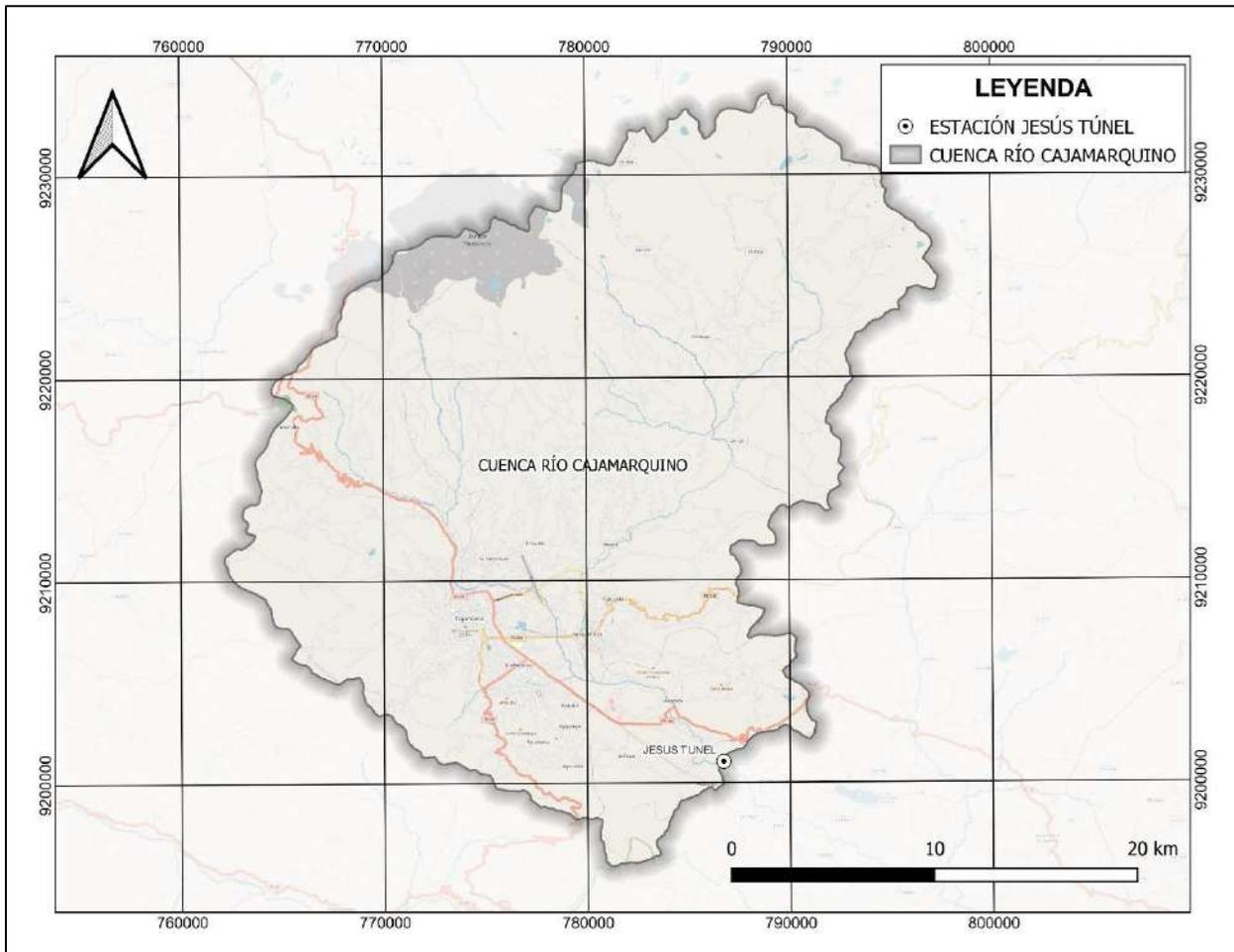


Figura 13: Delimitación de la cuenca del río Cajamarquino referenciada en Google Earth.



3.1.3. Accesibilidad a la estación hidrométrica en estudio

La accesibilidad a la estación de estudio es muy viable, para ello primero desde la plaza de armas de la ciudad de Cajamarca se toma un mototaxi con rumbo al cruce de Jesús, luego se toma un bus hacia el Distrito de Jesús, este recorrido dura aproximadamente 33 minutos y 14.6 Km. A la altura del Centro Poblado La Huaraclla se desciende por una trocha que tiene una 5 minutos en movilidad, finalmente para llegar a la estación de estudio se desciende por caminata hacia el río Cajamarquino esto dura aproximadamente 15 minutos. Esto hace un total de 55 minutos de ida y 55 minutos de regreso hasta el punto de partida, durando un total de una hora y cincuenta minutos.

Figura 14: Accesibilidad a la estación hidrométrica Jesús Túnel (punto emisor).

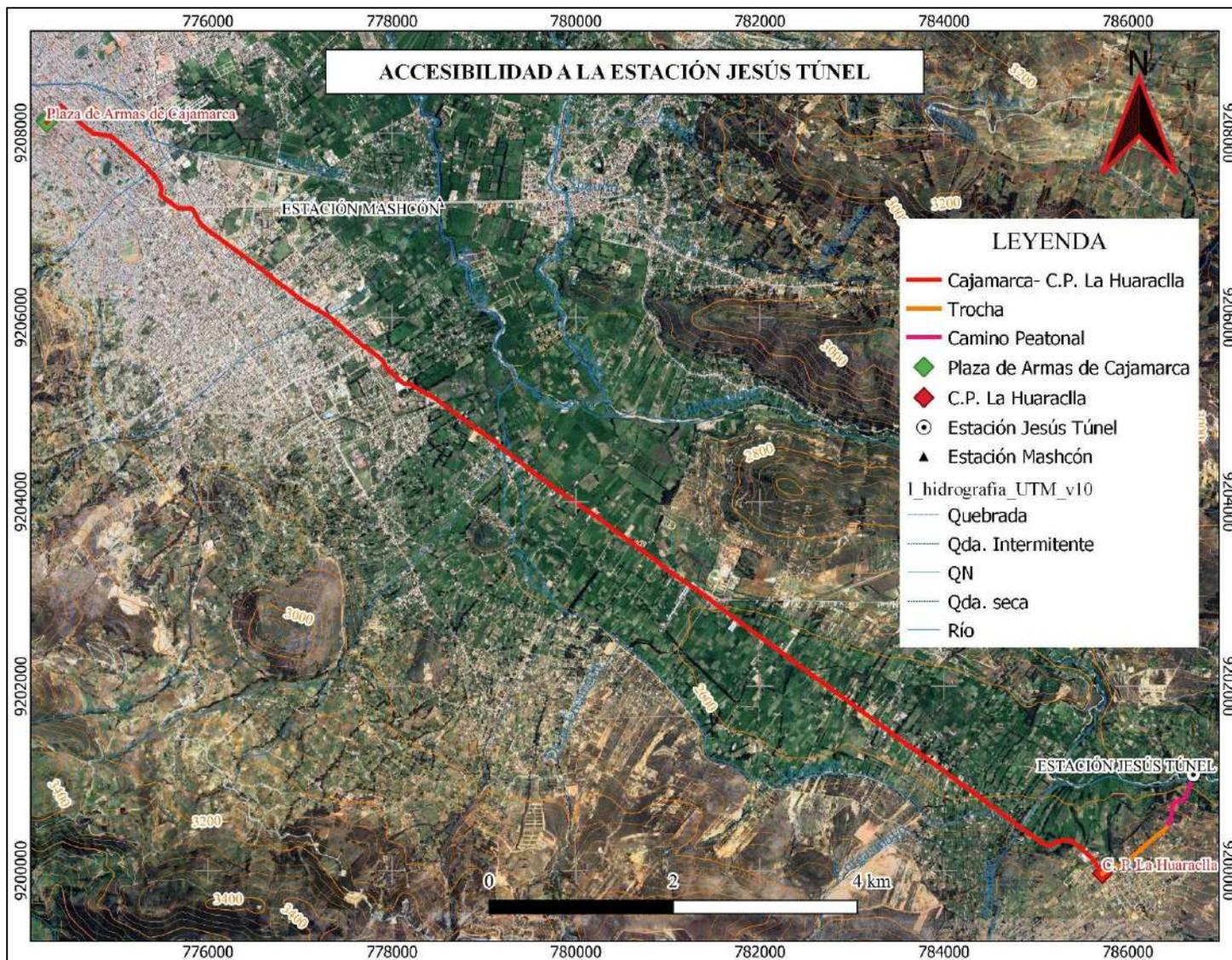


Tabla 9: Accesibilidad a la zona de estudio, estación “Jesús Túnel” (punto emisor)

Tramo	Vía	Longitud (km)	Tiempo (min)	Observaciones
Cajamarca -CP La Huaraclla	Asfaltada	14.6	33	Vía de alto trafico
CP La Huaraclla-Estación Jesús Túnel	Trocha	1.2	5	Vía de bajo trafico
CP La Huaraclla-Estación Jesús Túnel	Camino peatonal	0.7	15	Acceso peatonal

3.1.4. Ubicación temporal de la investigación

La actual investigación se llevó a cabo durante los meses de mayo a setiembre, los cuales coinciden con la temporada de sequía en la provincia de Cajamarca. Durante este periodo se observa una marcada ausencia de lluvias y una notable reducción en el caudal de los ríos.

El presente estudio se realizó con el fin de determinar la capacidad de almacenamiento subsuperficial de agua en la cuenca del río Cajamarquino desde el año 2005 hasta el año 2023, lo que hace un total de 19 años hidrológicos.

3.2. Materiales y equipos

3.2.1. Materiales

- Límites nacionales, departamentales, provinciales y distritales del Perú en formato Shapefile.
- Libros.
- Papel bond A4.
- Caudales medios mensuales periodo 2005-2023 proporcionados por el SENAMHI.
- Memoria USB.
- Imágenes satelitales NDVI.
- Imágenes satelitales Sentinel 2.
- Cartas nacionales a escala 1:100000 (14f,14g, 15f, 15g)

- Software AutoCAD civil 3D 2021, QGIS 3.34.1, IBM SPSS Statistics V 39.0.2.0, Excel 2024, Word 2024 y Power Point 2024, Rstudio.

3.2.2. Equipos

Equipo de campo

- Estación hidrométrica automática “Jesús Túnel” de propiedad de SENAMHI.
- 05 pozos de agua.
- Wincha Stanley de 8 metros de longitud.
- Cámara fotográfica digital.
- GPS (Global Positioning System).
- Correntómetro PASCO-PS2130.

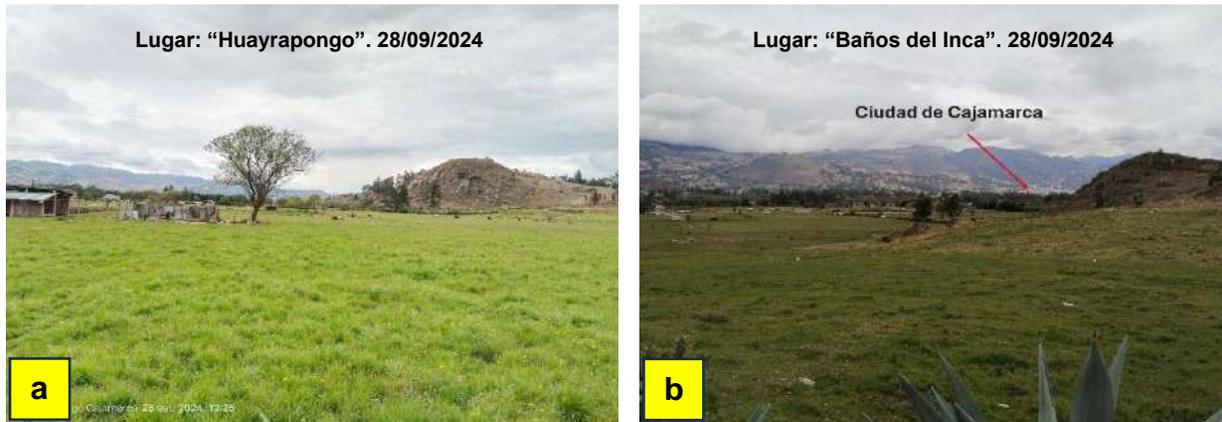
Equipo de gabinete

- Impresora multifuncional EPSON L4260.
- Disco duro externo 1TB de almacenamiento.
- USB 32 GB de almacenamiento.
- Laptop ASUS Core i5.

3.3. Características físicas de la cuenca en estudio

Según el mapa geológico del Perú, cuyo documento se encuentra en: del Instituto Geológico Minero y Metalúrgico (INGEMMET), indica que Cajamarca se encuentra en la cordillera Occidental de los Andes y está caracterizada por la presencia de ríos, quebradas y por pequeños valles; dichas formaciones se ven afectadas por diversos agentes erosivos, principalmente las lluvias (especialmente en temporada de invierno), generando un relieve cambiante año tras año.

Figura 15: Valle de Cajamarca, parte baja de la cuenca Cajamarquino.



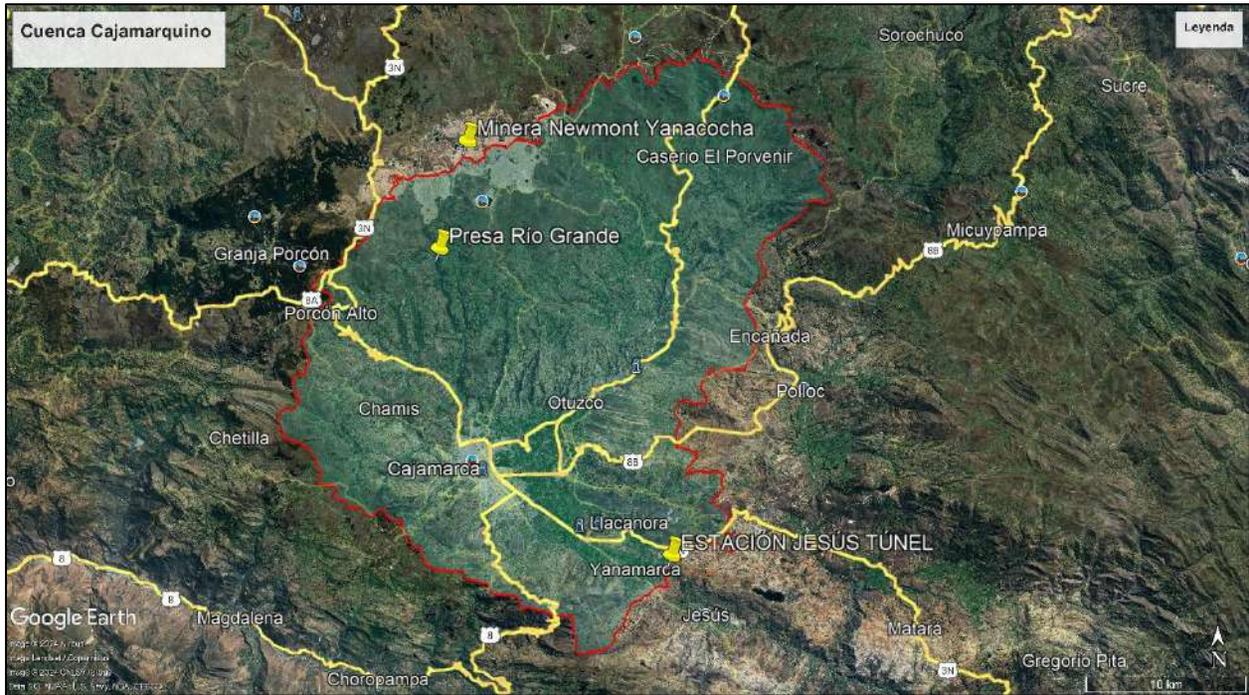
3.3.1. Divisoria de aguas de la cuenca Cajamarquino

La cuenca hidrográfica es un territorio en el cual el agua que cae por precipitación se reúne y escurre a un punto común o que fluye toda al mismo río, lago o mar. En esta área viven seres humanos, animales y plantas, todos ellos relacionados entre sí (Ordoñez, 2011).

La cuenca Cajamarquino se forma con la unión de los ríos Mashcón y Chonta, se encuentra ubicada en la parte alta de la cuenca Crisnejas y pertenece a la vertiente del Atlántico. Políticamente el río Cajamarquino se ubica en la región de Cajamarca y distrito de Jesús, con una extensión de 769.133 Km² (ver Figura 16) (ANA, 2015).

Así mismo, cabe mencionar que la cuenca del río Cajamarquino se localiza en el límite este de la cordillera occidental con altitudes comprendidas entre 3000 a 4800 m.s.n.m, esta cordillera es resultado de los procesos endógenos y exógenos ocurridos durante la orogenia andina, es considerada una macro unidad fisiográfica positiva de forma alargada en dirección NO-SE.

Figura 16: Divisoria de aguas de la cuenca Cajamarquino.



Fuente: Google Earth

3.3.2. Relieve

La red tributaria del valle del río Cajamarquino discurre desde la Cordillera Occidental hacia la vertiente del Atlántico, por ende, presenta un relieve muy accidentado lo que favorece naturalmente la intensidad del fenómeno erosivo de los suelos y la inestabilidad de laderas y taludes. Así mismo, presenta un relieve en estado juvenil, por lo que predominan valles encajados en forma de “V”, además de procesos de encajonamiento y erosión regresiva (ANA,2015).

En la Figura 17a, se observa en la parte alta de la cuenca la presencia de montañas con moderada pendiente, mientras que en la Figura 17b, se puede evidenciar la presencia de depresiones como es el caso del valle El Chicche.

Figura 17: Topografía de la cuenca Cajamarquino.



3.3.3. Pendiente

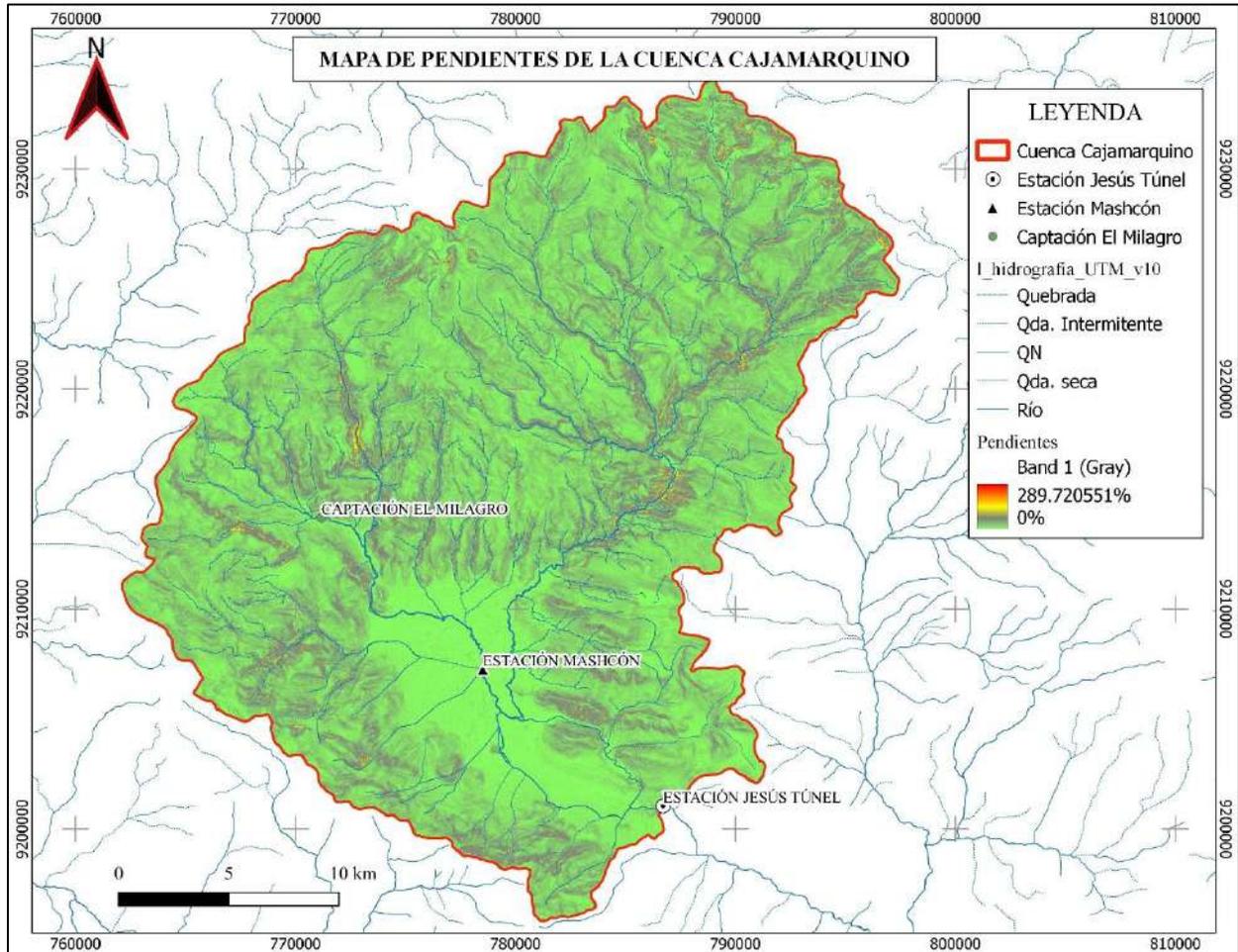
La pendiente es un parámetro que influye en la formación de los suelos y a la vez condiciona el proceso erosivo, es decir, mientras más pronunciada sea la pendiente la velocidad del agua de escorrentía será mayor, por tanto, mayor es la capacidad del agua para transportar y arrastrar partículas por acción de la gravedad; siendo así, la pendiente un factor condicionante primordial para la formación del relieve y la evaluación de la susceptibilidad frente a movimiento en masa; de modo que, la pendiente es la principal expresión de la topografía de la cuenca.

En la Figura 18, correspondiente al mapa de pendientes de la cuenca río Cajamarquino, se puede apreciar en la parte alta de esta, la existencia de pendientes moderadas y fuertes; también se puede observar que, en el norte de la cuenca las pendientes son más accidentadas, afectadas en mayor medida por procesos erosivos. Adicionalmente, se pueden visualizar bajas pendientes a lo largo de los valles de los ríos principales del Mashcón y Chonta, los cuales localmente se ensanchan formando grandes llanuras donde se localizan los principales núcleos poblacionales como la ciudad de Cajamarca y Baños del Inca.

Por otro lado, cabe mencionar que la cuenca en estudio presenta altitudes que van desde aproximadamente los 2584 m en el centro poblado La Huaracalla, distrito de Jesús y provincia de Cajamarca; mientras que,

cerca al centro poblado San Nicolás de Chailhuagón, en el distrito de La Encañada, provincia de Cajamarca las altitudes llegan hasta los 4215 m.

Figura 18: Mapa de pendientes de la cuenca Cajamarquino.



Fuente: Elaboración Propia.

3.3.4. Clima

Según (Veneros, 2021), en Cajamarca la temperatura máxima promedio oscila desde 21,2 °C en febrero hasta 22,2 °C en setiembre, mientras que, la temperatura mínima promedio fluctúa desde 4,9 °C en julio hasta 9,7 °C en febrero. Así mismo, refiere que las precipitaciones acumulan valores que varían desde 6,1 mm en julio hasta 118,8 mm en marzo. Dicho autor también indica que en Cajamarca el período lluvioso

se inicia en octubre y se extiende hasta abril, en cambio, el período seco comienza en mayo y se extiende hasta setiembre.

En lo que respecta a la cuenca río Cajamarquino se define dos épocas bien marcadas, una época lluviosa (siendo los meses de febrero a marzo los más lluviosos), y una época seca o de estiaje (siendo julio y agosto los meses más secos). Durante la época lluviosa, los acumulados de precipitación son más abundantes conforme se asciende en altitud, contrariamente los promedios de temperatura descienden con la altura. Las temperaturas máximas oscilan poco durante el año, mientras que las temperaturas mínimas fluctúan más, siendo menores en los meses de estiaje y mayores en los meses lluviosos.

Como se aprecia en la Figura 19, en el año 2024 el inicio del periodo lluvioso fue el día 28/09/2024, siendo lluvias con moderada y fuerte intensidad.

Figura 19: Formación de precipitación, fotografía tomada el 28/09/2024.



3.3.5. Hidrología

El río Cajamarquino se forma por la unión de los ríos Mashcón y Chonta en una zona conocida como Huayrapongo, en el distrito de Los Baños del Inca. Es un afluente del río Crisnejas que desemboca en el río Marañón y este a su vez en el río Amazonas (SENAMHI, 2019). También cabe mencionar que, la cuenca antes mencionada presenta una clasificación de quinto orden (ver figura 20).

Los ríos que conforman esta cuenca pueden ser: **perennes** (cuando todo el año en su cauce circula agua y es recargado por aguas subterráneas, es decir, cuando la napa freática está por encima del lecho del río) , **intermitentes** (cuando su cauce presenta caudal circulante una gran parte del año y es recargado por aguas subterránea, es decir, cuando la napa freática está por encima del lecho del río y cesa cuando la napa freática está por debajo del fondo del cauce) y **efímeras** (cuando su cauce solamente presenta caudal circulante en periodos de lluvias) (Reyes, 1992).

Por otro lado, también es importante recalcar lo que las zonas altas de una cuenca, cumplen el rol de recepción de precipitaciones (lluvias, escarchas, neblinas, rocío, entre otros); así mismo, a lo largo de toda cuenca se dan procesos de circulación y distribución de caudales a través de cauces naturales, generando almacenamiento de agua a nivel superficial como subterráneo (Álvarez, 2018).

Por tanto, en base a ello podemos inferir que preservar las zonas de recarga de la cuenca alta del Cajamarquino (ver figura 21a) será crucial para mantener los recursos hídricos, para luego poder aprovecharlo en la parte baja de la misma (ver figura 21b).

Figura 20: Orden de drenaje de la cuenca Cajamarquino.

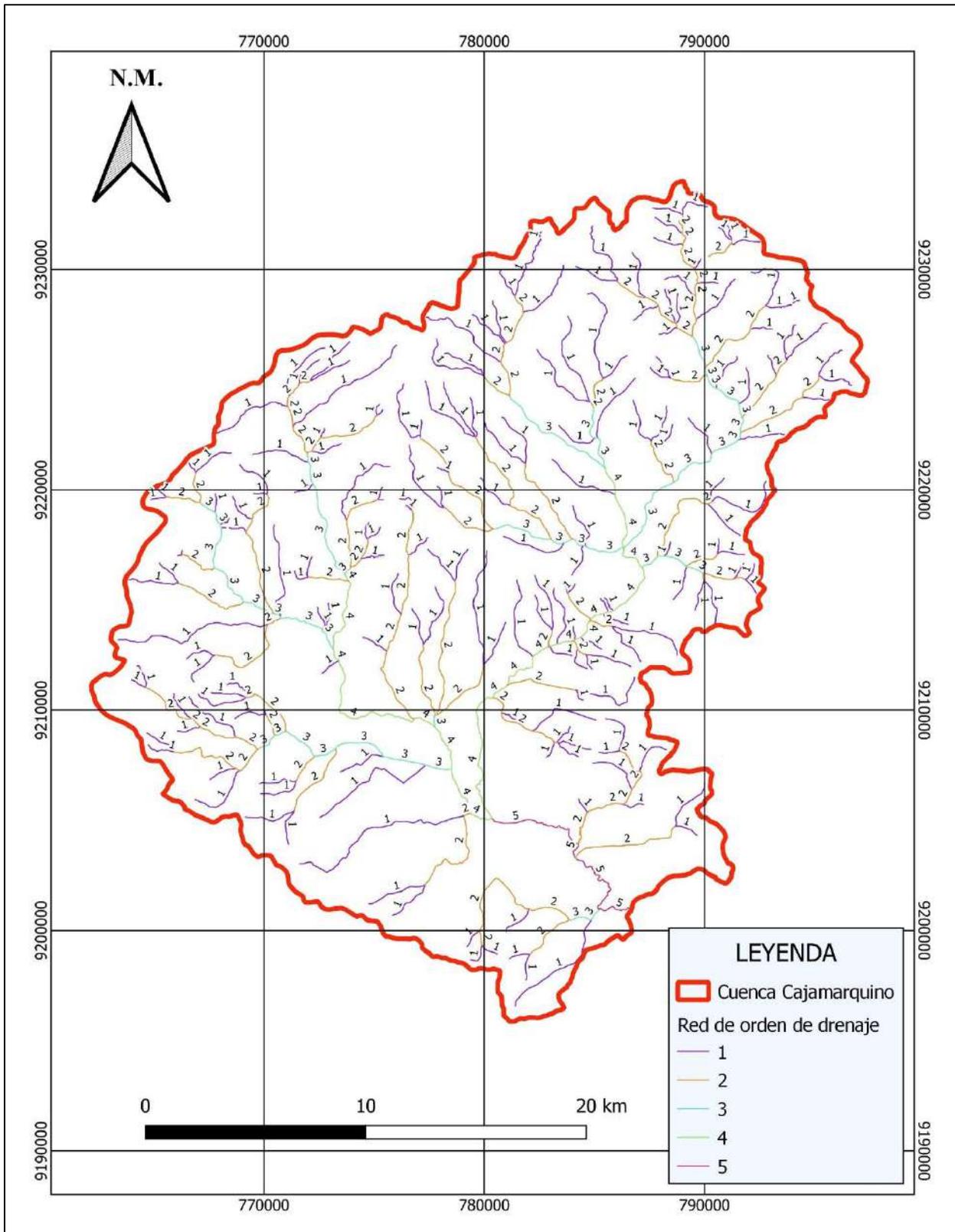
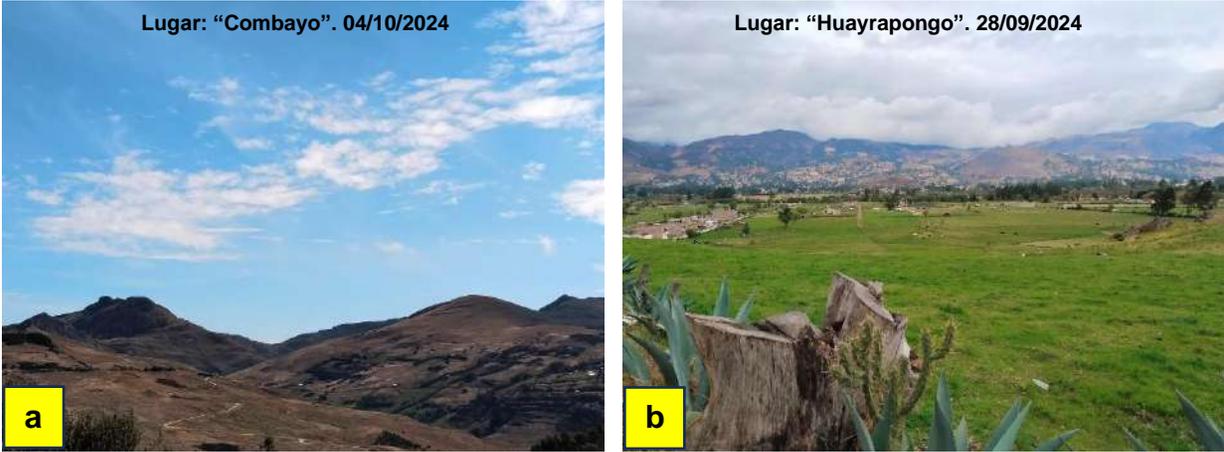
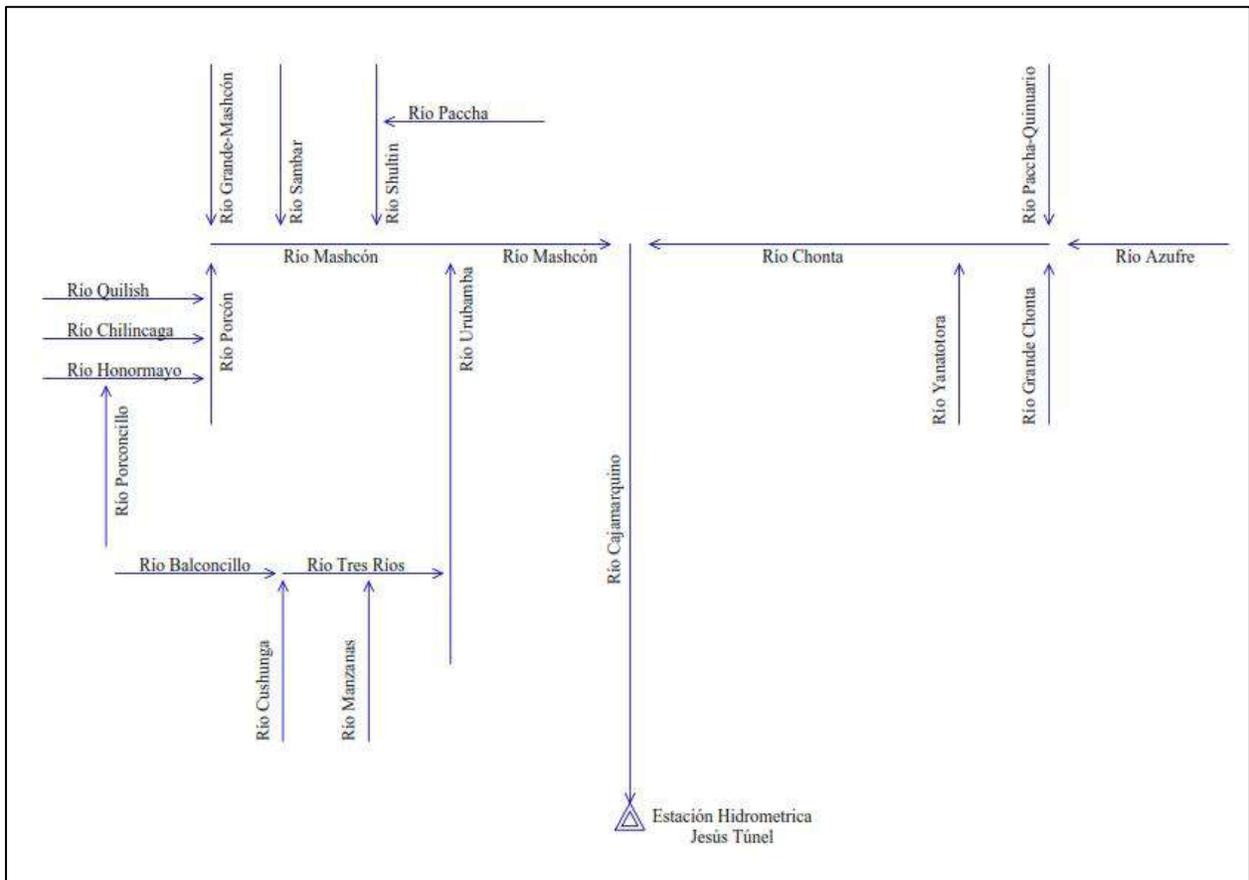


Figura 21: Parte alta (a) y parte baja (b) de la cuenca Cajamarquino.



3.3.6. Red de hidrográfrica

Figura 22: Esquema de la red hídrica de la cuenca Cajamarquino.



El río Cajamarquino está formado por la unión de los ríos Mashcón y el río Chonta (ver Figura 23) en la zona denominada Huayrapongo en el Distrito de Baños del Inca, este río recoge el agua de toda la cuenca cajamarquino y lo conduce hacia el río Marañón y este a su vez al río Amazonas, alimentando así a la vertiente del Atlántico.

Figura 23: Confluencia de los ríos Mashcón y Chonta, visitado 28/09/2024.



El río Porcón (ver Figura 24) está conformado por los ríos Honormayo, Chilincaga y Quilish. La longitud promedio del río Porcón es de 9.2 km y su área de influencia de este curso es de 74.52 km². Las aguas de este río Porcón son captadas por la captación El Milagro y conducida a la PTAP El Milagro para luego abastecer a la Ciudad de Cajamarca.

Figura 24: Río Porcón, aguas arriba de la captación El Milagro.



El Río Grande (ver Figura 25) se origina desde la confluencia de las quebradas Callejón y El Cajón hasta su unión con el río Porcón. Sus aguas son almacenadas en el dique río “Grande” (ver Figura 26 a, b) de propiedad de minera Yanacocha (MYSRL), esto debido a que la minera está comprometida en descargar 500 l/s hacia el cauce fluvial del río “Grande” para su posterior distribución aguas abajo de la microcuenca en estudio (Álvarez J. 2018).

Figura 25: Río Grande, aguas arriba de la confluencia con el río Porcón.

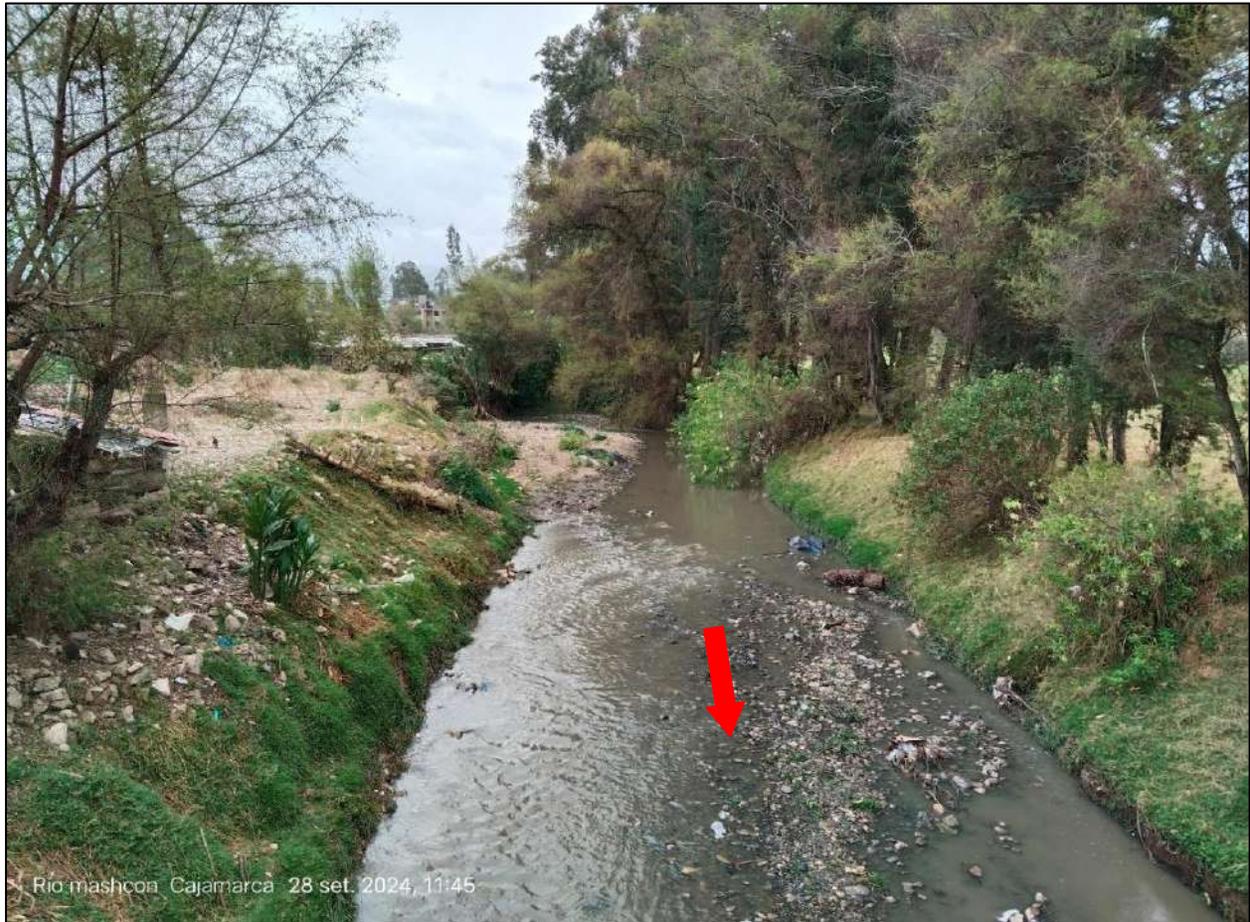


Figura 26: Presa río Grande, a) Periodo Seco b) Periodo Lluvioso.



El río Mashcón (ver Figura 27) se origina por confluencia de dos de sus ríos aportantes que son el río Grande y el Porcón, estos dos ríos se unen cerca de la Planta de Tratamiento de Agua Potable “El Milagro” y forman el río Mashcón.

Figura 27: Río Mashcón, aguas arriba de la estación Mashcón.



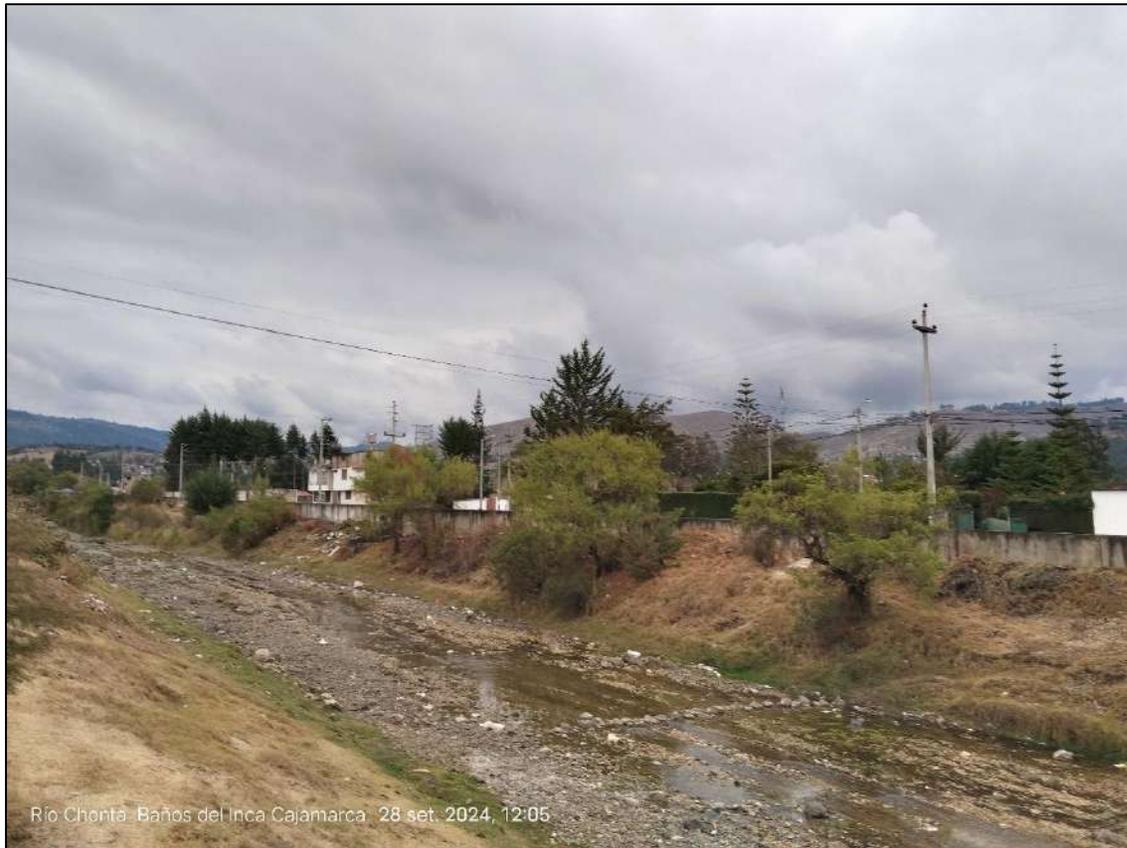
El río Urubamba (ver Figura 28) se forma de la confluencia de los ríos Balconcillo, Cushunga y forma el río Tres Ríos y este se une con el río Manzanas, desde allí recibe esta denominación hasta su desembocadura al Mashcón.

Figura 28: Río Urubamba, parte baja de la microcuenca Tres Ríos.



El río Chonta (Ver Figura 29) se origina por la confluencia de los ríos Quinuario-Paccha, Azufre y Grande Chonta, desde allí toma el nombre de Chonta aguas abajo se une el río Yanantotora hasta juntarse con el Mashcón para formar el Cajamarquino.

Figura 29: Río Chonta, Baños del Inca.



3.3.7. Cobertura vegetal de la cuenca Cajamarquino

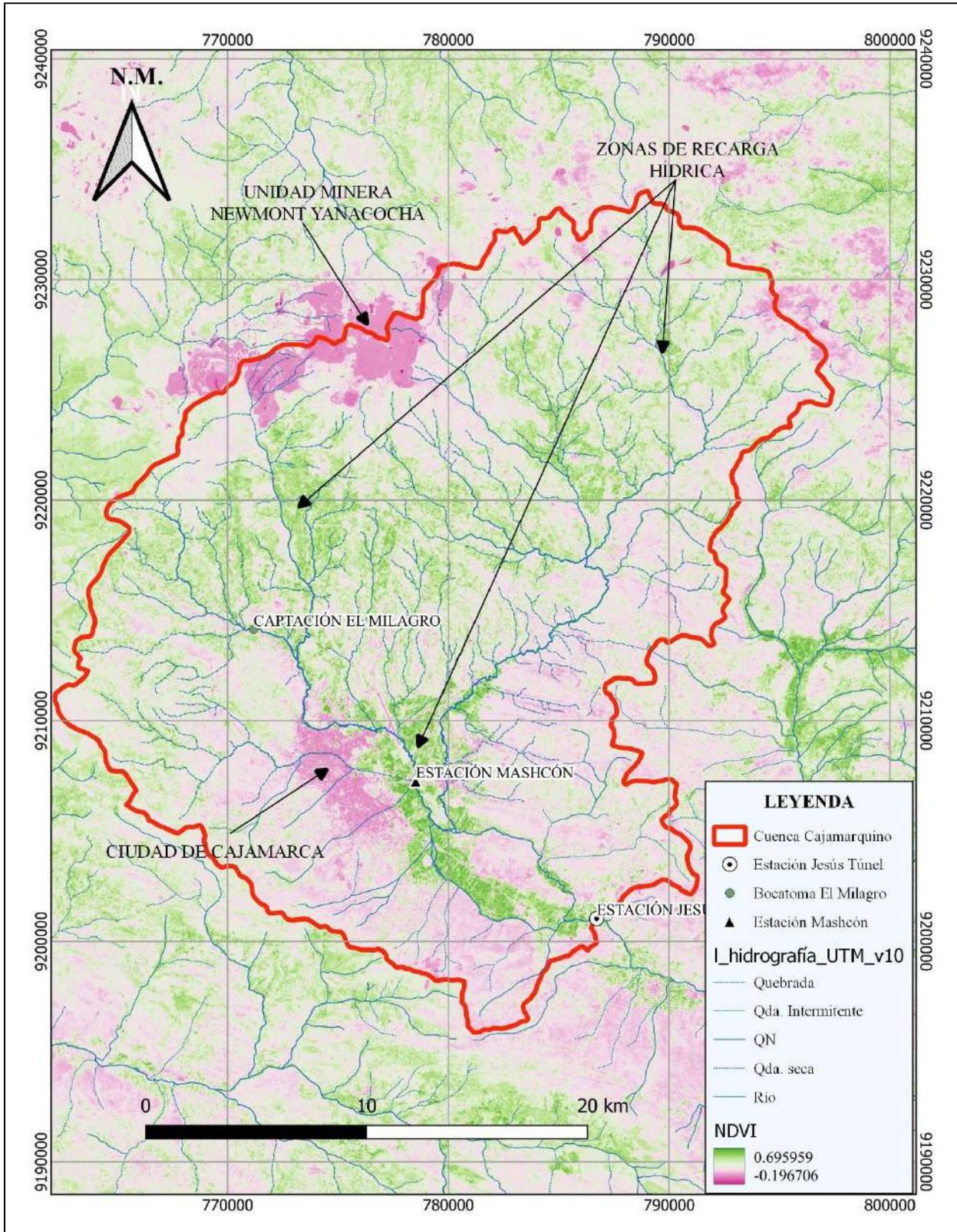
Para identificar la cobertura vegetal, se empleó el método del Índice de Vegetación de Diferencia Normalizada (NDVI), utilizando el software QGIS e imágenes satelitales de las bandas 5 y 4 del satélite Sentinel 2, con una resolución de 10 metros, obtenidas de la base de datos públicos de Google Earth Engine.

En la Figura 30, se puede apreciar la imagen satelital NDVI de la cuenca en estudio correspondiente al día 05/08/2024, dicho mes se caracteriza por la ausencia de precipitaciones a lo largo de toda la zona. Esta figura permite comprender cómo la cobertura vegetal influye en los caudales receptores. Según Custodio y Llamas (1996), en una cuenca permeable con precipitaciones, temperaturas y cobertura vegetal, los caudales naturales tienden a mantenerse uniformes a lo largo del año. Las subcuencas Mashcón y Chonta, presenta estas características, ajustándose a lo mencionado.

En la figura antes mencionada, también se puede observar que la cobertura vegetal presenta un rango de índices NVDI entre -0.1967 hasta 0.6959, estos valores se interpretan de la siguiente manera: valores menores a 0.01 corresponde a nubes y agua, valores de 0.01 a 0.1 corresponde a suelo sin vegetación, 0.1 a 0.2 Vegetación ligera, 0.2 a 0.4 vegetación mediana y mayores a 0.4 vegetación alta (López, et all. 2015). En esta misma figura, el color rosado representa las áreas correspondientes a un suelo sin vegetación, las zonas que representan con mayor frecuencia este color son mina Newmont Yanacocha que presenta suelos sin vegetación y la ciudad de Cajamarca; mientras que, los NDVI mayores a 0.40 se encuentran representados por el color verde, esto indica que la cuenca Cajamarquino presenta vegetación arbustiva y arbustos bajos.

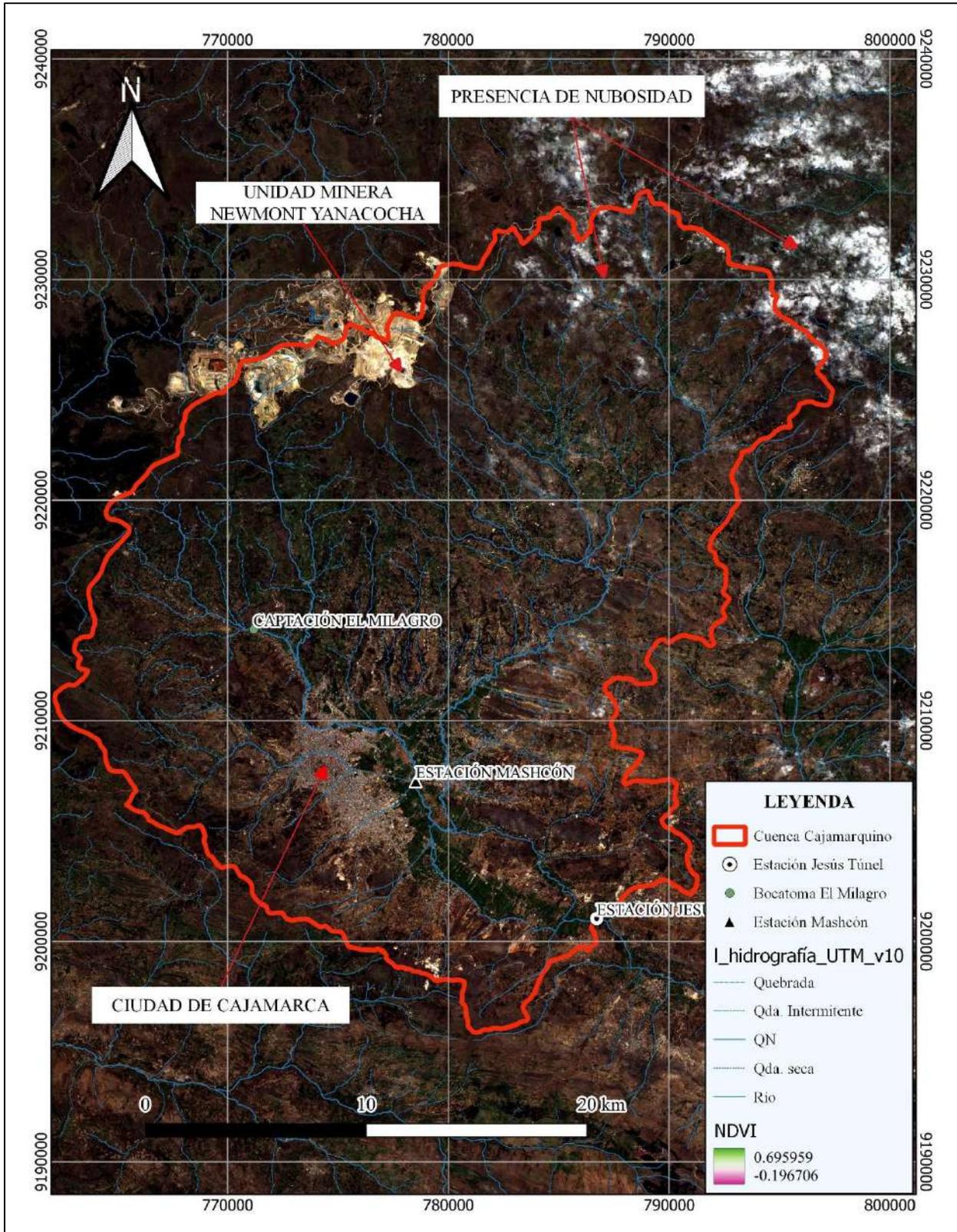
En la figura 31, se logró identificar que la subcuenca Chonta presenta mayor presencia de nubosidad, por lo que, al igual que la subcuenca Mashcón y Chonta presenta cobertura vegetal. Así mismo, se demuestra que la subcuenca del río Chonta y Mashcón debido a su cobertura vegetal son los que aportan mayor flujo sub superficial. En esta figura también se logra visualizar en la parte alta de la cuenca Cajamarquino la presencia de la mina más importantes de oro de la región y del Perú.

Figura 30: Identificación de cobertura vegetal y zonas de recarga, cuenca alta del Cajamarquino.



Fuente: Google Earth Engine

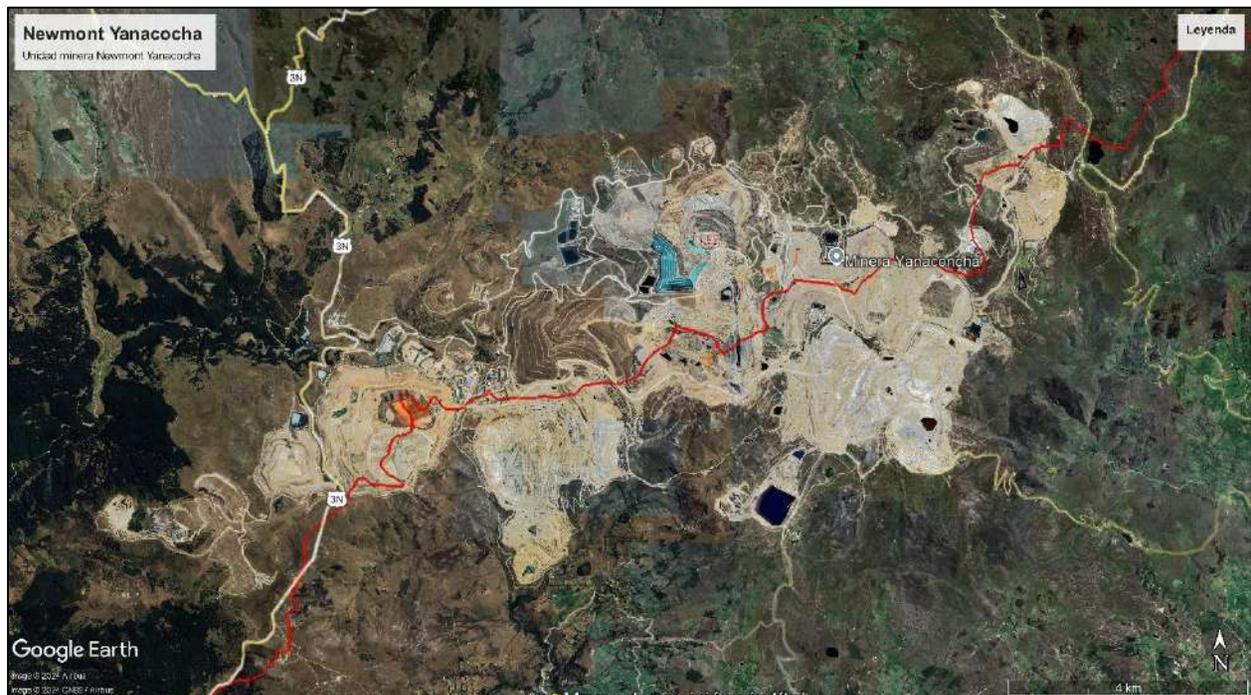
Figura 31: Formación de nubes en la parte alta de la Subcuenca Chonta.



Fuente: Google Earth Engine

En la figura 32 se aprecia más a detalle las instalaciones de la Mina Newmont Yanacocha, la cual viene operando desde el año 1993, con su proyecto Carachugo. Según Alvarez J., (2018) esta actividad ha generado la degradación de la flora, fauna y la anulación de redes hídricas de una parte de la cuenca.

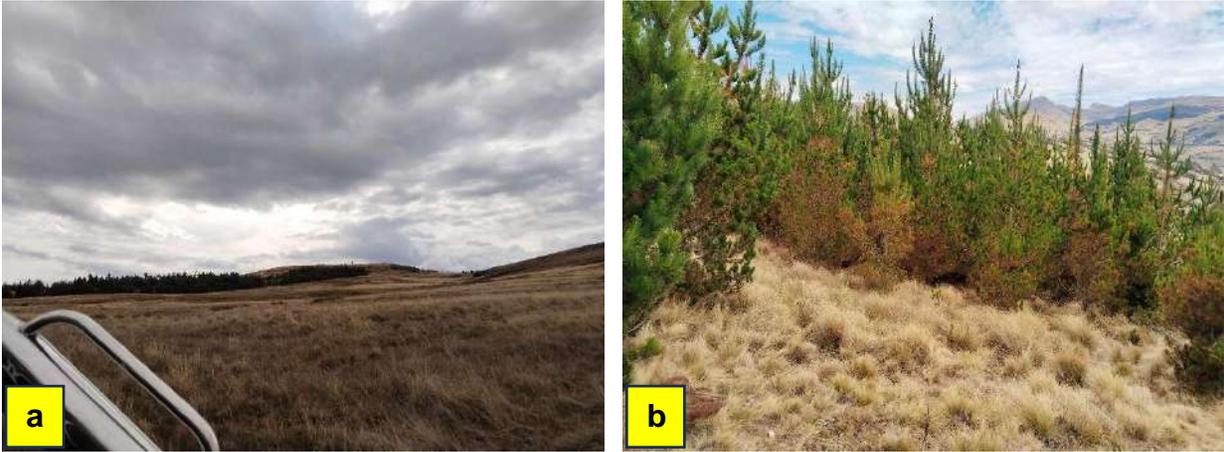
Figura 32: Actividad minera de Newmont Yanacocha en la parte alta de la cuenca Cajamarquino.



Fuente: Google Earth Pro

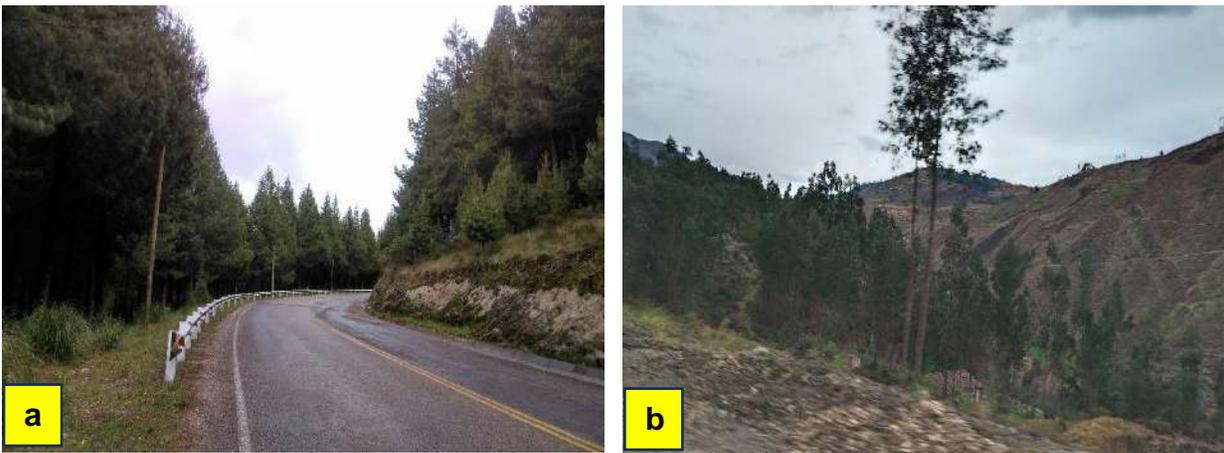
En la figura 33 se aprecia que la parte alta de la cuenca perteneciente a las comunidades de Conga, Combayo Coshunga, Majadapampa, Sexemayo Lote I y II, Porcón presentan como cobertura vegetal predominante el Chu (Stipaichu) seguida de Pino.

Figura 33: Vegetación parte alta de la cuenca Cajamarquino, a) Ichu, b) Pino.



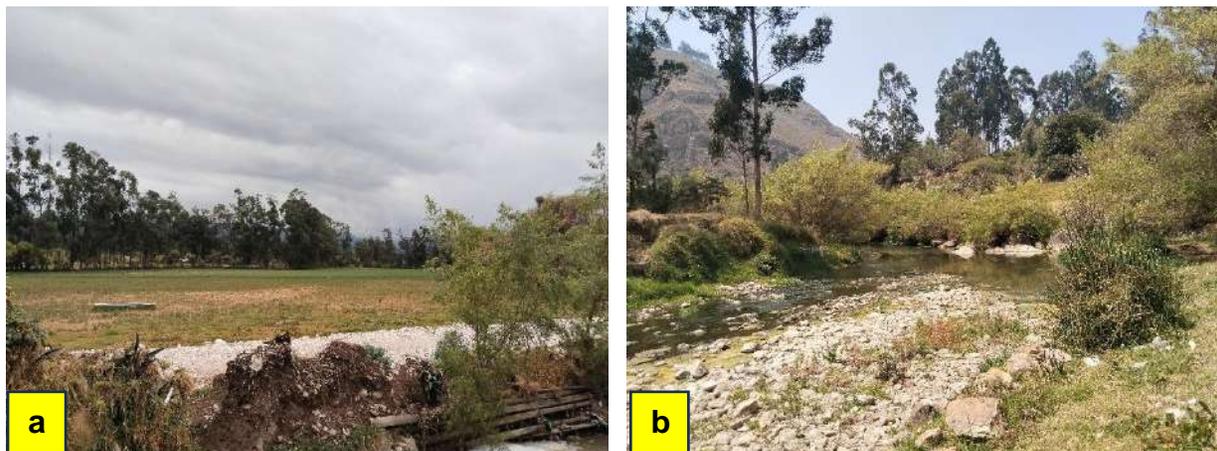
En la figura 34a, se aprecia que, en la parte media de las subcuencas Mashcón y Chonta, el pino es árbol más representativo. Según Siveroni (2012), “El Pino, *Pinus*, es un género de árboles o raramente arbustos, de la familia *Pinaceae*”. El segundo árbol representativo es el eucalipto (figura 34b).

Figura 34: Vegetación parte media de la cuenca Cajamarquino, a) Pino, b) Eucaliptus.



En la figura 35 a, se aprecia que, en la parte baja de la cuenca Cajamarquino, el Eucaliptus es árbol más representativo. El segundo árbol representativo es el Sauce (figura 35 b).

Figura 35: Vegetación parte baja de la cuenca Cajamarquino, a) Eucaliptus, b) Sauces.



3.4. Metodología de la investigación

Tipo de investigación es **descriptivo**, ya que buscan especificar las propiedades, características y los perfiles importantes fenómeno que se someta a un análisis, además que describen situaciones, eventos o hechos, recolectando datos sobre una serie de cuestiones y se efectúan mediciones sobre ellas, buscan especificar propiedades, características y rasgos importantes de cualquier fenómeno que se analice. El diseño de la investigación es **longitudinal**, ya que, en este tipo de estudios se obtienen datos de la misma población en diferentes momentos. En esta investigación se compararon los datos obtenidos por los modelos hidrológicos, con los datos obtenidos en campo.

Tipo de Investigación

Según Cortes y Iglesias (2004), la presente investigación es **no experimental** puesto que no manipula deliberadamente las variables a estudiar, ni existe la influencia de una sobre otra. Lo que hace este tipo de investigación es observar fenómenos tal y como se dan en su contexto actual, para después analizarlo. En este caso, se analizaron los datos de caudales recesivos en épocas de estiaje después de su ocurrencia. Por otro lado; es **descriptiva**, ya que según Hernández (2014), solo se especificó las características de la zona de estudio, en otras palabras, sólo se recolectó información de las variables analizadas. Así mismo, teniendo en cuenta a Vara (2012), los estudios descriptivos solo buscan detallar con mayor exactitud un fenómeno, como en este caso, se busca determinar la capacidad de almacenamiento de agua subsuperficial, para lo

cual se utilizaron métodos y técnicas estadísticas tanto para la recopilación de datos (caudales) como para su análisis.

Diseño de Investigación

La presente investigación responde al nivel **longitudinal**, debido a que para conocer un hecho u fenómeno de la realidad, implica mediciones a través del tiempo (Carrasco, 2006). En este caso se investigó los caudales recesivos durante el periodo 2005-2023.

Los instrumentos utilizados para el proceso de ejecución de la investigación fueron: modelos determinísticos, Caudales diarios del periodo 2005-2023 proporcionados por SENAMHI, Imágenes satelitales descargados de Google Earth Engine, DEM descargado de geo servidor MINAM, datos tomados en campo, fotografías de la cuenca y la estación hidrométrica Jesús Túnel, herramientas SIG.

- **Población**

La población de estudio se consideró todos los caudales de la cuenca del río Cajamarquino medidos en la estación de aforo Jesús Túnel.

- **Muestra**

Caudales correspondientes a los años hidrológicos 2005-2023.

- **Unidad de análisis**

Caudales recesivos registrados en la estación hidrométrica Jesús Túnel ubicada en el río Cajamarquino, Provincia de Cajamarca, Departamento de Cajamarca y Distrito de Jesús.

3.5. Procedimiento

3.5.1. Revisión bibliográfica

Para la presente investigación se compiló información concerniente a caudales recesivos de diversas fuentes como tesis, artículos científicos, boletines hidrológicos del ANA; así mismo se revisó bibliografía correspondiente a hidrología general, curva de agotamiento, modelo exponencial, modelo potencial y coeficiente de agotamiento.

Con el software de código libre QGIS v3.18, se delimitó y caracterizó la cuenca del río Cajamarquino, la cual corresponde a la zona de estudio; para ello se utilizaron imágenes satelitales NDVI Sentinel obtenidas de la página de Google Earth Engine. Se utilizó un DEM con resolución espacial de 12.5 metros, y con un sistema de proyección WG84 / UTM 17S, descargado del geo servidor del Ministerio de Ambiente (MINAM) del gobierno peruano

3.5.2. Visita de campo

Se acudió a las zonas de estudio en donde se llevó a cabo la investigación, tales como: cuenca Chotano parte alta, Cuenca Mashcón parte alta, punto de aforo del Río Cajamarquino y la estación hidrométrica Jesús Túnel ubicada en la margen derecha del Río Cajamarquino a la altura del centro poblado La Huaraclla.

Se recopiló información correspondiente a caudales, cobertura vegetal, uso y tipo de suelo, zonificación ecológica-económica e imágenes satelitales.

3.5.3. Selección de la estación hidrométrica

La presente investigación se realizó en la cuenca alta del Crisnejas la cual pertenece a la red hidrográfica del Alto Amazonas, aguas arriba de la estación hidrométrica Jesús Túnel. Se utilizó los caudales del río Cajamarquino, registrados por la estación hidrométrica Jesús Túnel, dicha información diaria correspondiente a los meses de mayo a septiembre del período 2005-2023, periodo en donde la Provincia de Cajamarca específicamente en la cuenca “Cajamarquino” alcanza características propias de un período de caudal mínimo, tal como: bajas o nulas precipitaciones y bajas de nivel de caudal del río, esta información fue proporcionada por el SENAMHI en el año 2024. Para el estudio se evaluó a caudales recesivos o llamados también caudales de agotamiento de origen subsuperficial.

Se eligió la estación hidrométrica Jesús Túnel puesto que representa un punto de control de toda la cuenca del río Cajamarquino. Esta se encuentra ubicada en la margen derecha del Río Cajamarquino, a una altitud de 2572 msnm, una latitud de 7.2294 y una Longitud de -78.4131.

3.5.4. Caudales del río Cajamarquino

El presente estudio empleó información secundaria de caudales expresados en m^3/s del río Cajamarquino, proporcionada por SENHAMI. Los diversos caudales de dicho río fueron obtenidos gracias a la información de la estación hidrométrica Jesús Túnel durante el período 2005-2023. Los registros obtenidos presentaban una data de caudales diarios de 19 años de registro. Sin embargo, el año 2012 no presenta data de los meses julio, setiembre, octubre y noviembre correspondiente a meses en los que la cuenca presenta estiaje.

3.5.5. Identificación del inicio de la curva de agotamiento

A fin determinar el punto de inicio de aguas subterráneas del período 2005 al 2023 (pertenecientes a meses de estiaje), se empleó el método propuesto por Martínez (citado por Balocchi, 2008), el cual manifiesta que, a partir del tercer punto de quiebre es donde empieza el aporte de aguas subterráneas hacia superficie en periodos de estiaje (meses con régimen no influido); teniendo en cuenta ello es que logró establecer el primer punto de la curva recesiva. En relación al último punto de la curva recesiva, este corresponde al primer caudal de ascenso de los hidrogramas.

Adicionalmente, con el objetivo de corroborar el período no influido, los caudales mensuales observados del río en estudio, fueron afectados por un logaritmo para lograr un gráfico semilogarítmico; dicho gráfico admite generar una línea recta, en cuyo caso se verifica los meses de un régimen no influido y se identifica a los caudales recesivos observables para el estudio.

3.5.6. Construcción de hidrogramas

Se elaboraron hidrogramas teniendo en cuenta los caudales observados y el tiempo, gracias a ello se pudo establecer tanto el periodo de lluvias y estiaje, así como, el comportamiento del régimen de caudales de la cuenca del Río Cajamarquino.

3.5.7. Obtención del coeficiente de agotamiento

Se obtuvieron diversos coeficientes de agotamientos (α) correspondientes a cada mes de estiaje comprendidos entre los años 2005-2023, para los modelos determinísticos en estudio. Dichos coeficientes se obtuvieron haciendo uso de los datos obtenidos previamente de la curva de agotamiento o curva de recesión referida a caudales de agotamiento observados (Q_r). Como menciona Caro (2001), comenzando

en el punto de quiebre que da inicio a la curva de agotamiento, es posible determinar el coeficiente de agotamiento (α), a través de la elección de dos caudales diferentes (Q_0 , Q_f) en la curva para un determinado tiempo de 24 horas; los cuales serán reemplazados en los modelos matemáticos determinísticos propuestos, para finalmente despejar α y así obtener su valor.

Se obtendrán valores de coeficiente de agotamiento(α) máximos y mínimos, La tendencia promedio de los coeficientes de agotamiento del periodo de estiaje 2005-2023, constituirá el probable coeficiente de agotamiento de la cuenca río Cajamarquino. A continuación, se establecerá la tendencia promedio del coeficiente de agotamiento que mejor se ajuste a la realidad (caudales recesivos).

3.5.8. Calibración de modelos hidrológicos

En el presente estudio, para la calibración de los modelos hidrológicos se utilizó un coeficiente de agotamiento constante para cada modelo; esto se debe a que como el estudio es durante la época de estiaje, podemos inferir que el flujo subsuperficial tiene un régimen permanente (asumiendo que continuamente se recarga la napa freática y a su vez descarga flujo al río, podemos decir que el medio de descarga de dicho sistema constituye un medio continuo); a su vez, podemos asumir que las aguas del río Cajamarquino son exclusivamente de origen subterráneo, de modo que, no habrá cambios de niveles de caudal de agua. Por tanto, como lo indica Villarroya (2006) en un “régimen permanente todos los parámetros del coeficiente de agotamiento (α) son constantes por lo tanto α es constante”.

Por otro lado, cabe mencionar que una de las características más importantes de los modelos determinísticos es la predicción de caudales de agotamiento, esto admitió optar por un coeficiente de agotamiento específico para cada tipo de modelo matemático exponencial y potencial. A partir de fórmulas procedentes de cada uno de estos modelos, se pudo establecer los rangos máximos y mínimos de dichos coeficientes, estos fueron empleados para modelar caudales de agotamiento, los cuales después de ser comparados con los caudales observados mediante un análisis deductivo, se logró determinar los coeficientes de agotamiento que originaron a caudales modelados lo más semejantes posibles a los caudales observados. Por tanto, el coeficiente de agotamiento para la cuenca río Cajamarquino, corresponde al valor que al ser reemplazando

en los modelos matemáticos exponencial y potencial modele caudales de agotamiento muy cercanos a los caudales observados, y a la vez presente el mejor análisis estadístico. Se consideró a Balocchi (2008), quien indica que, si el análisis se realiza diariamente y se tiene identificado el inicio del aporte de aguas subterráneas, la calibración para un lapso de 10 días (240 horas), se obtendrá buenos resultados de caudales recesivos.

3.5.9. Caudales simulados

Para la simulación de caudales recesivos mediante los modelos determinísticos hidrológicos inicialmente se determinó a la zona de estudio como un régimen no influido, posteriormente se definió la época de estiaje (mayo-septiembre), así mismo se eligió los tiempos de 24 horas de duración de recesión a predecir, se eligió el coeficiente de agotamiento que mejor estime caudales recesivos y finalmente se estableció los caudales recesivos para el período 2005-2023.

3.5.10. Validación estadística de modelos hidrológicos

Para la validación del modelo hidrológico para la cuenca río Cajamarquino se emplearon un total de 2009 datos de caudales recesivos diarios del período 2005 – 2023; además se realizó una evaluación de los indicadores estadísticos como: Eficiencia de Nash- Sutcliffe (NSE), Coeficiente de Determinación (R^2), Índice Wilmort Modificado (IWM), Error Estándar de Estimación (EEE) y Mean Absolute Relative Error (MARE). Gracias a estos indicadores se pudo elegir al modelo determinístico que mejor estime caudales recesivos para la cuenca en estudio.

3.5.11. Capacidad de almacenamiento de la cuenca Cajamarquino

Debido a que la zona de estudio presenta un régimen no influido, se pudo determinar la capacidad de almacenamiento, conociendo los parámetros de entrada tales como caudal de agotamiento modelado en m^3/s , un coeficiente de agotamiento en hr^{-1} y un lapso de tiempo en días; estos se emplearan como datos de entrada para las fórmulas derivadas de los modelos hidrológicos determinísticos.

Para convertir volúmenes de unidades de m^3 a unidades de MMC, los volúmenes fueron multiplicados por 3600 segundos que tiene una hora y dividido entre 1 millón (10^6), obteniendo así millones de metros cúbicos (MMC).

CAPÍTULO IV: ANÁLISIS Y DISCUSIÓN DE RESULTADOS

4.1. Información hidrológica de la cuenca del río Cajamarquino

En la presente tesis de investigación se estudió el régimen de caudales diarios observados del río principal de la cuenca del río “Cajamarquino” en épocas de estiaje, para ello se solicitó a SENAMHI información validada de caudales diarios en m³/s de la estación hidrométrica “Jesús Túnel” para el periodo 2005-2023.

En la Tabla 10 se puede evidenciar que la estación no presenta la información completa para el año 2012, ya que, solo cuenta con los datos de 8 meses, teniendo como faltantes los meses julio, setiembre, octubre y noviembre, por lo que, este año no fue tomado en cuenta para el estudio. En el caso del año 2013, solo el mes de abril no cuenta con datos, pese a ello, este año si fue considerado para la investigación debido a que el mes faltante no pertenece al periodo de estiaje estudiado.

Tabla 10: Caudales (m³/s) medios mensuales del río Cajamarquino, estación Jesús Túnel.

Año/mes	Ene	Feb	Mar	Abr	May	Jun	Jul	Ago	Set	Oct	Nov	Dic
2005	11.394	8.545	23.639	12.238	4.833	1.763	1.384	1.149	1.083	6.169	4.429	8.286
2006	6.824	12.115	31.762	19.282	3.929	3.424	1.558	1.433	2.406	1.956	4.783	12.585
2007	9.366	6.074	21.567	18.289	6.939	2.649	1.827	1.531	1.605	5.518	11.810	6.582
2008	13.473	21.336	18.005	14.922	7.374	4.783	3.109	2.993	3.732	6.896	10.332	6.636
2009	17.637	19.562	22.156	21.673	9.729	4.595	3.430	2.394	2.005	4.199	8.386	11.120
2010	5.876	10.623	10.043	15.708	10.734	2.765	1.420	1.003	1.445	1.787	4.260	6.773
2011	9.664	14.833	14.172	36.132	7.021	3.427	2.860	1.179	1.214	1.749	2.427	12.875
2012	43.227	34.305	16.256	14.075	10.180	2.981	N/D	0.825	N/D	N/D	N/D	5.082
2013	6.133	7.970	28.611	N/D	6.934	5.179	2.773	2.509	2.178	6.719	4.124	8.051
2014	9.220	9.681	22.089	9.993	10.473	3.127	2.366	2.134	2.519	2.945	4.738	9.300
2015	22.471	13.487	34.714	15.404	7.119	3.079	1.503	1.380	1.246	1.662	4.649	3.687
2016	3.902	8.465	10.450	6.443	1.851	1.539	1.221	1.017	1.012	1.720	0.997	4.354

Año/mes	Ene	Feb	Mar	Abr	May	Jun	Jul	Ago	Set	Oct	Nov	Dic
2017	9.481	5.595	16.418	14.143	6.083	2.624	1.505	1.231	1.236	2.161	2.230	5.729
2018	6.790	8.019	10.452	11.412	6.503	2.318	1.044	1.100	1.058	1.545	8.869	4.877
2019	3.244	7.874	27.770	17.272	5.357	2.128	2.020	1.405	1.108	4.212	6.583	12.410
2020	5.812	5.308	5.539	6.348	2.859	1.373	1.566	1.109	1.014	1.142	2.128	13.006
2021	9.749	5.878	18.820	9.300	5.484	2.805	1.222	1.228	1.752	5.164	10.577	14.225
2022	5.122	19.292	24.059	22.305	5.620	3.102	1.116	1.055	1.024	1.741	0.542	1.113
2023	8.511	11.747	22.454	8.489	3.837	1.733	0.665	0.531	0.421	2.282	2.511	9.980

*N/D: Datos no disponibles.

Fuente: SENAMHI

El objeto de estudio son las aguas almacenadas en el subsuelo de la cuenca del río Cajamarquino. El equipo que registra los caudales del río Cajamarquino es la estación automática Jesús Túnel, de propiedad del SENAMHI (Servicio Nacional de meteorología e hidrología) adscrito al Ministerio del Ambiente. Dicha estación, se encuentra ubicada en la margen derecha del río Cajamarquino (ver Figura 36), en el distrito de Jesús, centro Poblado La Huaraclla; presenta las siguientes coordenadas geográficas: Latitud: -7.2294 / Longitud: -78.4131 / Altitud(msnm): 2572 msnm. Además, cabe mencionar que la estación Jesús Túnel se caracteriza por presentar un sensor piezómetro automático (medidor de niveles), por lo que se decidió elegir esta estación como fuente de información de caudales del río Cajamarquino de la cuenca con el mismo nombre.

Los caudales del río Cajamarquino en la parte alta dependen de lluvias, de otras precipitaciones y de recargas por escorrentías laterales. Las reservas de agua en acuíferos en estiaje son descargadas en forma de afloramiento natural de origen subterránea, llamado flujo base o caudal base

El río en estudio es regulado por precipitaciones y caudales provenientes de la cabecera de cuenca del Cajamarquino. El año hidrológico inicia con lluvias en el mes de octubre, siendo el período de mayores descargas en el mes de noviembre hasta abril; mientras que, las descargas bajas o mínimas del período de estiaje empiezan en mayo hasta septiembre (Delgado, 1999).

Figura 36: Estación hidrométrica Jesús Túnel, visitada 06/05/2024.



4.2. Caracterización de la cuenca del río Cajamarquino

4.2.1. Caracterización geomorfológica

En la Tabla 11, se muestran los parámetros geomorfológicos de la cuenca río Cajamarquino, los cuales fueron obtenidos mediante el software libre QGIS versión 3.18, sin embargo, algunos fueron calculados manualmente. Teniendo en cuenta lo planteado por Jimenez & Mareton (1986), el cual considera cuenca si esta tiene un área mayor a 700Km^2 ; podemos decir que la presente zona de estudio corresponde a una cuenca, ya que presenta un área de 769.13 Km^2 y un perímetro de 146.94 Km . En cuanto al coeficiente de compacidad o índice de Gravelius, este es de 1.48, de modo que, considerando la clasificación de Campos, D. (1992), esta cuenca se clasifica como Oval - redonda a oval – oblonga y pertenece a la clase 2, lo cual

indica que en tormentas extremas no habrá mayores daños por inundaciones y habrá menor vulnerabilidad al socavamiento. El factor de forma es de 0.63, lo cual indica que las lluvias intensas tienen poca probabilidad de abarcar toda la cuenca debido a que es alargada, además, las descargas son lentas y de menor volumen debido a que el cauce de agua principal es más largo que los cauces secundarios y los tiempos de concentración para eventos de precipitación son distintos. La razón de elongación es 0.89, al ser dicho valor inferior a la unidad implicará formas alargadas y cuanto menor sea R_e más alargada será la forma de la cuenca (Montserrat, J. 1985). El índice de alargamiento es 1.29, por lo que la cuenca es alargada ya que su valor es mayor a la unidad. La cuenca Cajamarquino presenta una cota mínima de 2584 m.s.n.m en su punto emisor y una máxima de 4215 m.s.n.m; además, presenta una altitud media de 3331.88 m.s.n.m y una altitud más frecuente 2734 m.s.n.m. Respecto a la pendiente media de la cuenca en estudio, esta es de 26.11%, clasificándose así con un relieve fuertemente accidentado (Ortiz, S. 2004). En cuanto a la pendiente del cauce principal, esta es de 0.34%, por tanto, es clasificado como suave (IBAL, 2009). El número de orden de la red hidrográfica es cinco (05) según la clasificación de Strahler, el cual considera orden cinco cuando existen dos o más ríos de orden cuatro (04) y dos o más ríos de orden tres (03). En relación a la densidad de drenaje, según Strahler (1964), es el resultado del material subterráneo débil o impermeable, vegetación escasa y relieve montañoso; IBAL(2009), indica que una baja densidad de drenaje conduce a una textura de drenaje gruesa, mientras que, la alta densidad de drenaje conduce a una textura de drenaje fina; en el caso del presente estudio, el valor de la densidad de drenaje es 0.86, clasificándose así como un drenaje de clase baja (drenaje pobre), por ende, el suelo es permeable de textura gruesa.

Tabla 11: Parámetros geomorfológicos de la cuenca Cajamarquino, punto descarga estación Jesús Túnel.

Parámetros físicos		
Área de la cuenca (A)	Km ²	769.13
Perímetro de la cuenca(P)	Km	145.94
Longitud de la cuenca(L)	Km	35.08
Ancho de la cuenca(B)	Km	27.18
Parámetros de forma		
Coefficiente de compacidad o índice de Gravelius (Kc)	Adimensional	1.48

Factor de forma (Ff)	Adimensional	0.63
Razón de elongación (Re)	Adimensional	0.89
Índice de alargamiento (Ia)	Adimensional	1.29
Parámetros de relieve		
Cota mínima de la cuenca	m.s.n.m	2584
Cota máxima de la cuenca	m.s.n.m	4215
Altitud media de la cuenca (Hm)	m.s.n.m	3331.88
Altitud más frecuente (Hfr)	m.s.n.m	2734
Pendiente media de la cuenca (Sm)	%	26.11
Rectángulo equivalente	Lado mayor (Km)	60.88
	Lado menor (Km)	12.63
Parámetros de la red hídrica		
Orden de los cauces (O)	Adimensional	5
Longitud del cauce principal (Lc)	Km	50.94
Pendiente del cauce principal (Sc)	%	0.34
Densidad de drenaje (Dd)	Km/Km ²	0.86
Coefficiente de torrencialidad (Ct)	Ríos/Km ²	0.25
Coefficiente de masividad (Cm)	m/Km ²	4.33
Coefficiente orográfico (Co)	m ² /m	0.014
Relación de confluencias (Rc)	Adimensional	3.79
Relación de longitudes (Rl)	Adimensional	1.20
Tiempo de concentración (Tc)	Hr	12.26

Nota. Elaboración propia

4.2.2. Caracterización hidrológico – fluvial

El río Cajamarquino nace en la parte alta de la cuenca Chonta, exactamente en la laguna San Nicolas de Chailhuagón, la cual se encuentra cerca del centro poblado Porvenir, distrito de Encañada y Quinua Pampa, siendo sus coordenadas geográficas: latitud: 6° 57' 31"S y longitud: 78° 22' 56"O.

En la figura 37, se presenta un sistema fluvial influenciado por el relieve topográfico y por las fuertes precipitaciones.

Figura 37: Red hídrica de la cuenca Cajamarquino, aguas arriba de la estación Jesús Túnel.

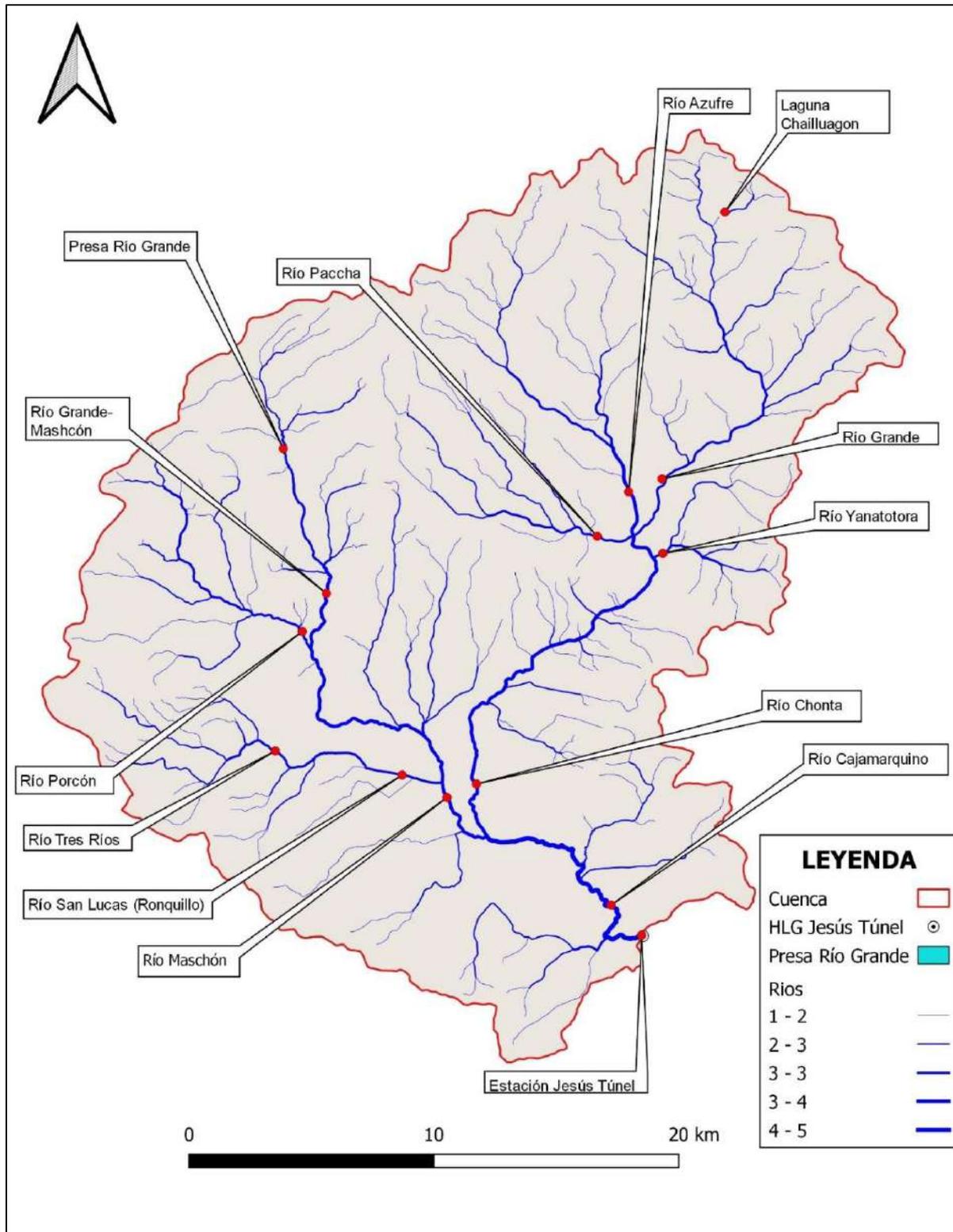
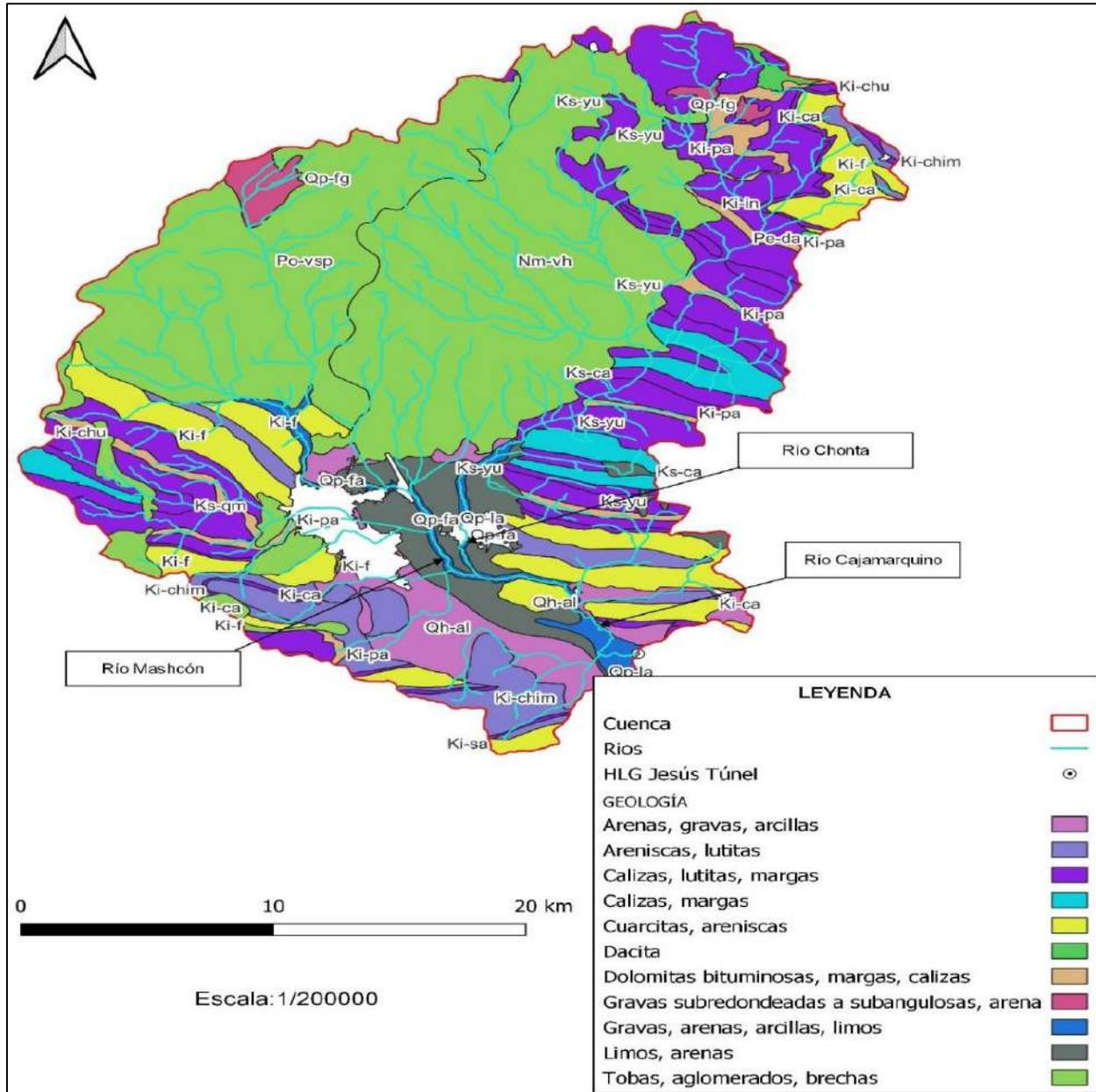


Figura 38: Geología de la cuenca Cajamarquino, aguas arriba de la estación Jesús Túnel.



Fuente: INGEMMET

El estudio se ubica en la parte alta de la cuenca Crisnejas, cuyas aguas recorren de N a SE. Según Reyes (1992), el río Cajamarquino presenta una corriente perenne, ya que cuenta con escorrentía durante todo el año.

En la Figura 38, correspondiente a la carta geológica peruana, podemos evidenciar que el río cajamarquino es un río de depósitos aluviales y fluviales.

En la Tabla 12, se presentan los datos obtenidos del Instituto Geológico, Minero y Metalúrgico (INGEMMET) correspondientes a la cuenca en estudio, en donde se observa que los depósitos aluviales que forman el río Cajamarquino están compuestos por: arenas, gravas y arcillas, con un área de 36.907 km²; mientras que los depósitos fluvioaluviales están compuestos por: gravas, arenas, arcillas y limos con un área de 14.352 Km².

Tabla 12: Geología de cuenca Cajamarquino, aguas arriba de estación de descarga Jesús Túnel.

Descripción geológica y Litología	Área (Km²)
Casco Urbano o Área Urbana	16.864
Área urbana	16.864
Cuerpos de Agua	0.513
Lagos y Lagunas	0.513
Dacitas	2.463
Dacita	2.463
Depósitos Aluviales	36.907
Arenas, gravas, arcillas	36.907
Depósitos Fluvioaluviales	14.352
Gravas, arenas, arcillas, limos	14.352
Depósitos Fluvioglaciares	9.44
Gravas subredondeadas a subangulosas, arena	9.44
Depósitos Lacustres	35.368
Limos, arenas	35.368
Formación Cajamarca	23.224
Calizas, margas	23.224
Formación Carhuaz	20.409
Areniscas, lutitas	20.409
Formación Celendín	4.31
Calizas, lutitas, margas	4.31

Formación Chimú		26.071
	Areniscas, lutitas	26.071
Formación Chulec		48.829
	Calizas, lutitas, margas	48.829
Formación Farrat		75.265
	Cuarcitas, areniscas	75.265
Formación Inca		5.8
	Calizas, lutitas, margas	5.8
Formación Pariatambo		20.366
	Dolomitas bituminosas, margas, calizas	20.366
Formación Quilquiñan/Mujarrun		20.133
	Calizas, lutitas, margas	20.133
Formación Santa		2.376
	Calizas, lutitas, margas	2.376
Formación Yumagual		72.991
	Calizas, lutitas, margas	72.991
Volcánico Huambos		191.185
	Tobas, aglomerados, brechas	191.185
Volcánico San Pablo		142.266
	Tobas, aglomerados, brechas	142.266
Total, general		769.132

Nota. Fuente: INGEMMET.

El cauce principal de la cuenca del río Cajamarquino tiene una longitud de 50.94 Km y una pendiente de 0.34%. Por su geometría, el río presenta sinuosidades en la parte baja de la cuenca, como se puede apreciar en la Figura 39.

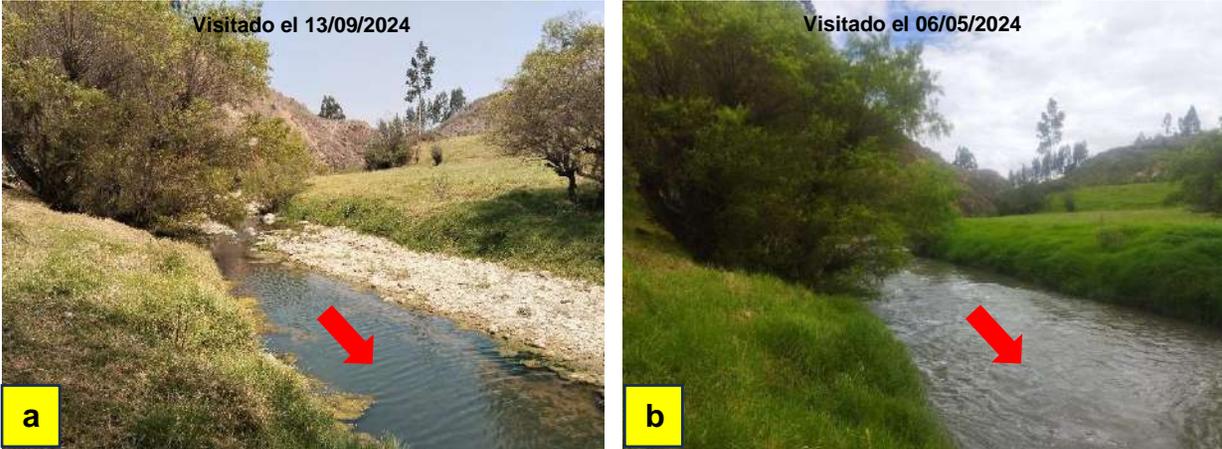
Figura 39: Río Cajamarquino, aguas arriba de la estación hidrométrica Jesús Túnel.



Nota. Elaboración propia.

El río Cajamarquino tiene sus dos etapas hidrológicas bien marcadas: periodo seco y el periodo lluvioso. La época seca o de estiaje se caracteriza por falta de lluvias, la humedad es baja, la vegetación tiende a secarse, los ríos y cuerpos de agua reducen su caudal (ver Figura 40 a), mientras que, el periodo lluvioso presenta precipitaciones intensas y más frecuentes, lo cual es producto del aumento de la humedad y temperatura, esto favorece a la cobertura vegetal de la cuenca (ver Figura 40 b).

Figura 40: Variación del nivel de agua en los periodos a) seco y b) lluvioso.

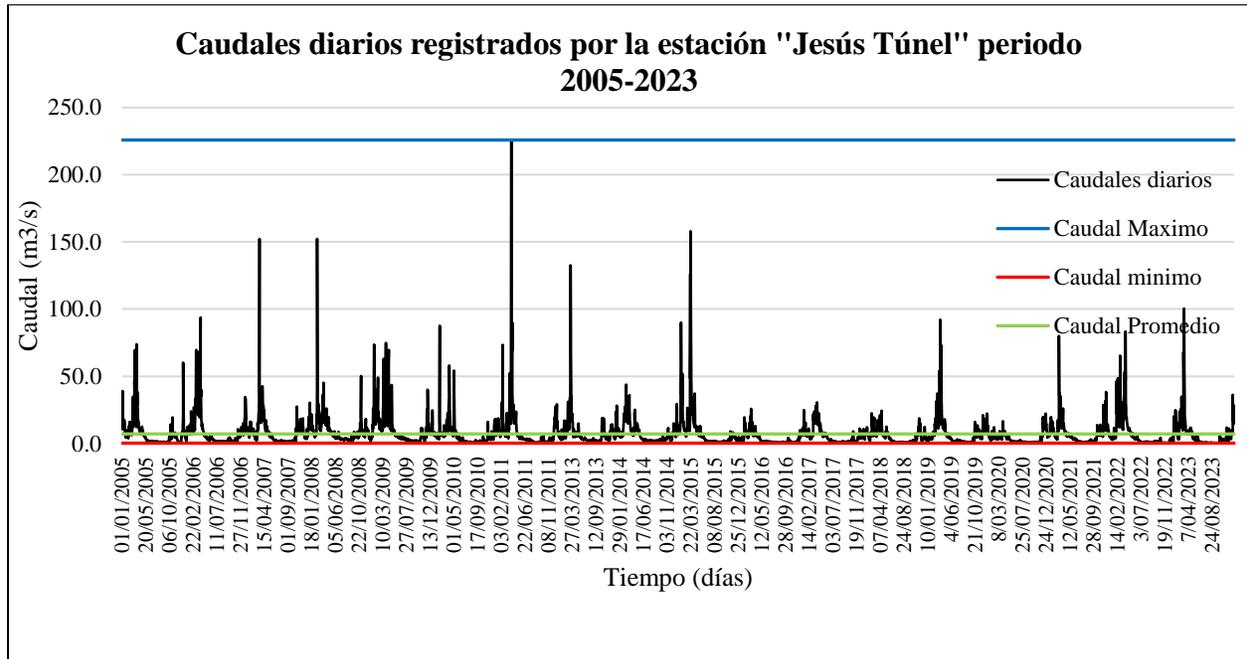


El río Cajamarquino es el principal drenaje de la cuenca Cajamarquino, a través de la escorrentía directa (escorrentía superficial) y escorrentía indirecta (escorrentía subterránea) generado por las precipitaciones (lluvia, rocíos, granizos, neblinas, etc.) sobre el área, influenciado por la recarga de acuíferos.

En cuanto al régimen climático de la cuenca río Cajamarquino, este desempeña un papel muy importante para mantener un régimen de caudal circulante constante en los cauces naturales, el cual junto con el apoyo del relieve de la cuenca hace un factor que regula los caudales superficiales. En un futuro, la construcción de la presa Chonta, la cual estará ubicada entre el cañón Sangal y Tres Tingos será el regulador en el almacenamiento subterráneo de la parte alta y baja de la cuenca.

Las descargas actuales de la cuenca río Cajamarquino provienen de la vertiente del Atlántico y son registradas por la estación “Jesús Túnel”, para él estudio se utilizaron los datos desde 2005 hasta el 2023. En la Figura 41, se visualiza un hidrograma diario de corriente perenne, con 6524 días de caudales registrados, expresados en m^3/s . La línea de color celeste representa el caudal máximo del río Cajamarquino con un valor de $225.829 m^3/s$, la línea de color roja representa el caudal mínimo del río Cajamarquino registrado en la estación hidrométrica “Jesús Túnel” con un valor de $0.198 m^3/s$ y finalmente la línea de color verde representa el caudal promedio del río Cajamarquino con un valor de $7.147 m^3/s$.

Figura 41: Caudales diarios del río Cajamarquino, período 2005-2023.



Fuente: SENAMHI

4.2.3. Caracterización hidrogeológica

Para la caracterización hidrogeológica se estudiaron cinco (05) pozos (Ver Tabla 13), de los cuales tres (03) pozos se determinaron sus respectivas características hidráulicas, nivel de agua de agua, equipamiento y caudal de producción. Los pozos estudiados tienen profundidades entre 12 m y 40 m.

Durante el trabajo de campo se logró constatar que cuatro (04) de los cinco (05) pozos son excavados y solo uno (01) es tubular.

Tabla 13: Pozos en estudio.

N° POZO	PROPIETARIO	ESTE	NORTE	C.T. (m.s.n.m)	Tipo	PROF. (m)
PZ_01	José Mendoza	777189.475	9206911.617	2673.54	Tubular	40
PZ_02	Guillermo Huamán	777164.317	9206859.892	2674.17	Anillado	15
PZ_03	Alberto Cabanillas	779503.522	9206686.860	2671.37	Anillado	14
PZ_04	Diana Tocto Herazo	779434.840	9206130.760	2665.76	Anillado	12
PZ_05	Espadas Coliseo Qapac Ñan	777089.37	9207537.61	2675.83	Anillado	15

Además, se realizaron mediciones del descenso del nivel freático tomando como base la primera semana del mes de julio hasta la primera semana del mes de agosto, esto se realizó en los cinco (05) pozos en estudio, teniendo como resultados (Ver Tabla 14) para el PZ_01 un descenso de 43 cm, PZ_02 un descenso de 42 cm, PZ_03 un descenso de 40 cm, PZ_04 un descenso de 41 cm y finalmente para el PZ_05 un descenso de 43 cm. Teniendo un descenso promedio de 42 cm.

Tabla 14: Descenso del Nivel freático en época de estiaje.

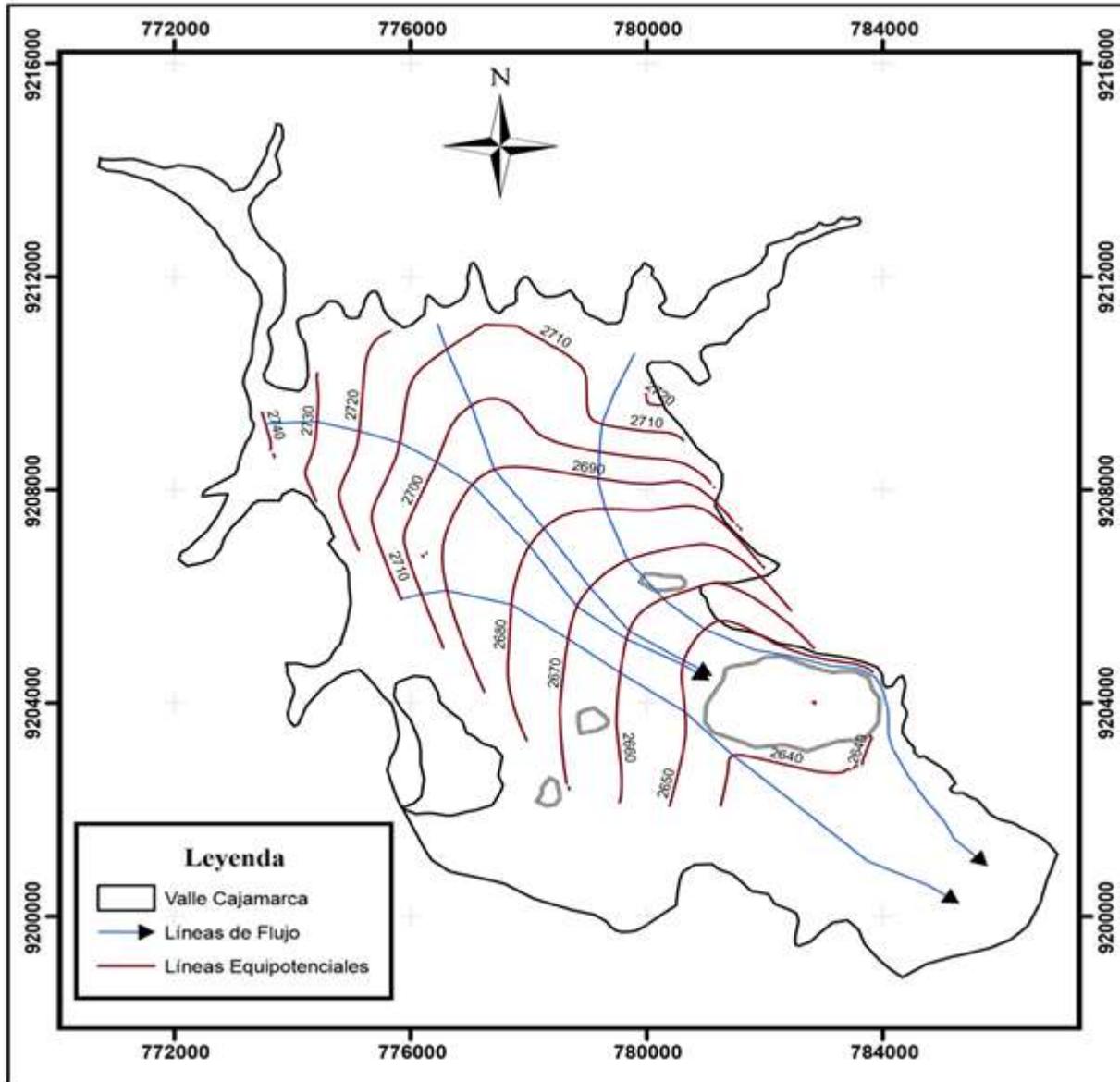
Fecha	Profundidad Nivel freático (m)				
	PZ_01	PZ_02	PZ_03	PZ_04	PZ_05
8/07/2025	3.08	3.15	2.25	2.53	1.35
10/07/2025	3.18	3.21	2.37	2.67	1.39
15/07/2025	3.24	3.27	2.45	2.75	1.45
18/07/2025	3.32	3.33	2.56	2.84	1.57
25/07/2025	3.42	3.45	2.58	2.86	1.66
1/08/2025	3.46	3.49	2.6	2.89	1.7
5/08/2025	3.49	3.52	2.63	2.91	1.75
8/08/2025	3.51	3.57	2.65	2.94	1.78

Nota. Fuente: Elaboración propia.

Los niveles freáticos han permitido elaborar un mapa piezométrico y su dirección de flujo de las aguas subterráneas. Según la Figura 42 Corresponde a un mapa de isopiezas, las curvas de igual de igual profundidad en el área delimitada representan el escurrimiento subterráneo desde las partes más elevadas hacia la parte más baja debido a la gravedad debido a que se trata de acuíferos libres (Hernández, 2019).

La dirección del flujo subterráneos, basándonos en el análisis de las líneas isopiezas se logra apreciar que existe un flujo de entrada de gran magnitud el cual está en sentido perpendicular a las líneas equipotenciales originados principalmente por filtraciones de precipitaciones pluviales, asimismo estas líneas de flujo constituyen los ejes principales de flujo (Hernández, 2019).

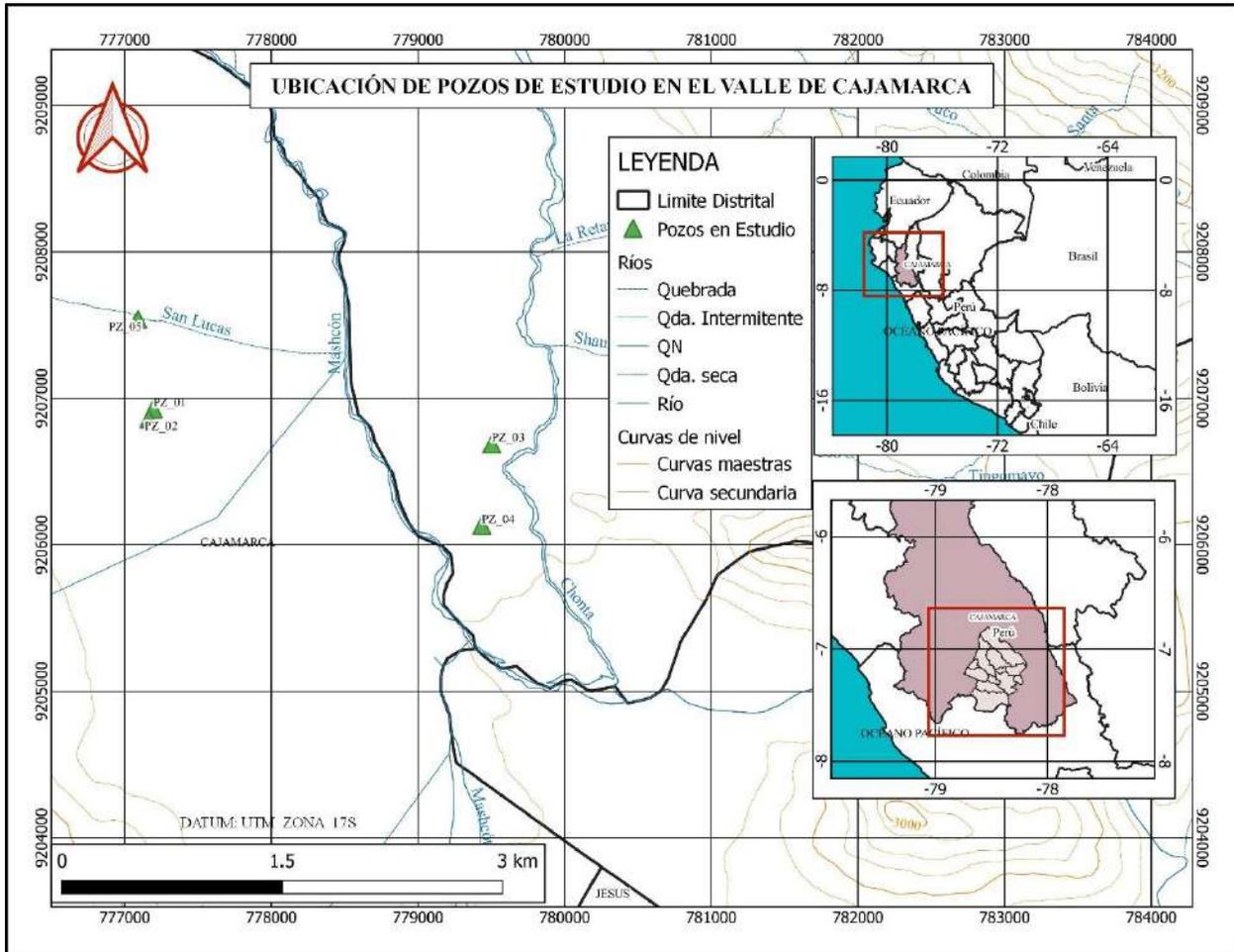
Figura 42: Sentido de flujo subterráneo en el valle de Cajamarca.



Nota. Fuente: (Hernández, 2019).

El mapa de isopiezas generado para el acuífero detrítico poroso del valle de Cajamarca, podemos observar que la dirección del flujo es del nor-oeste al sur este, siguiendo la dirección del río Cajamarquino. Tenemos una zona del valle donde encontramos aguas subterráneas muy superficiales, generalmente en el lugar llamado Huacariz y Huayrapongo (Hernández, 2019).

Figura 43: Ubicación de los pozos en estudio del valle de Cajamarca.



Se utiliza la teoría de reservorios no lineales, asumiendo una relación no lineal entre el almacenamiento de agua subterránea y la descarga del caudal base en el río, y se aplica para la separación y el análisis del caudal base. Los balances hídricos mostraron que la recarga de aguas subterráneas es mayor que la descarga del caudal base durante la estación húmeda, cuando aumentan los caudales en los arroyos. La descarga del caudal base se volvió mayor que la recarga de aguas subterráneas durante los meses de caudal decreciente hacia el verano. Se puede concluir que la recarga de aguas subterráneas, la salida y las pérdidas por evaporación dependen en gran medida de la estacionalidad y la magnitud del flujo en la región (Aksoy, H. & Wittenberg, H. 2015).

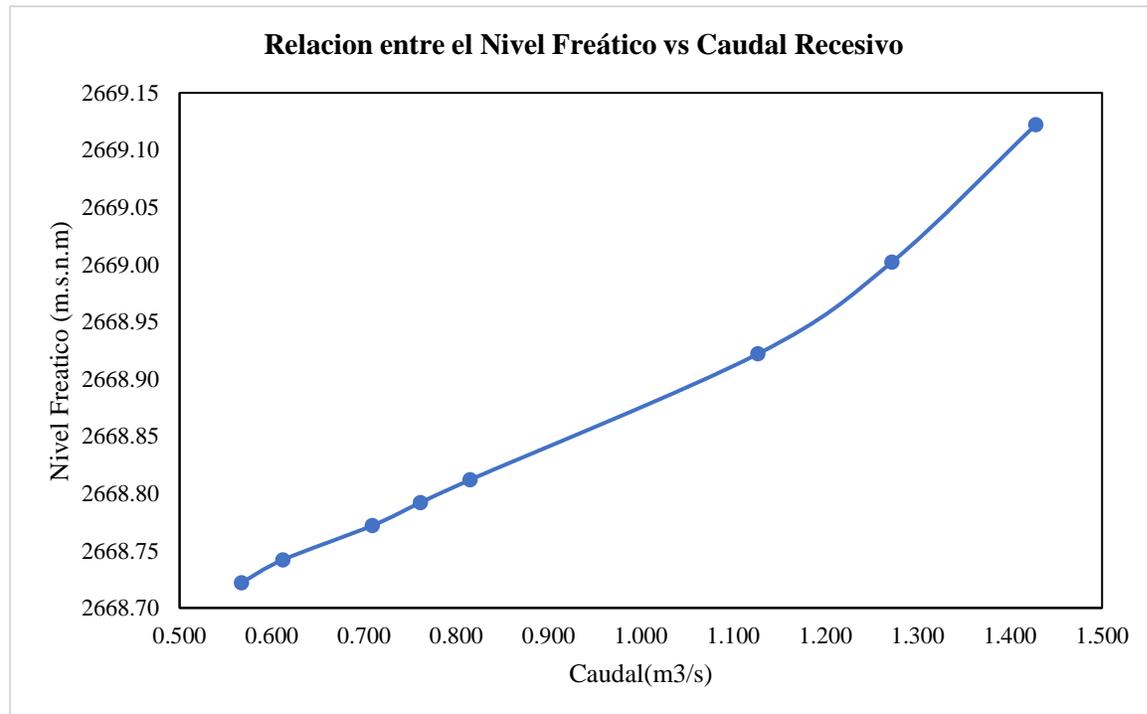
En la tabla 15 se muestra una relación entre el descenso del nivel freático con respecto al caudal registrado en la estación Jesús Túnel, donde se logra apreciar un descenso no lineal (ver Figura 44).

Tabla 15: Descenso del Nivel freático en época de estiaje vs caudal registrado en la estación Jesús Túnel.

Fecha	Nivel Freático Pz_03	Caudal (m ³ /s)
8/07/2025	2669.12	1.428
10/07/2025	2669.00	1.272
15/07/2025	2668.92	1.127
18/07/2025	2668.81	0.815
25/07/2025	2668.79	0.761
1/08/2025	2668.77	0.709
5/08/2025	2668.74	0.612
8/08/2025	2668.72	0.567

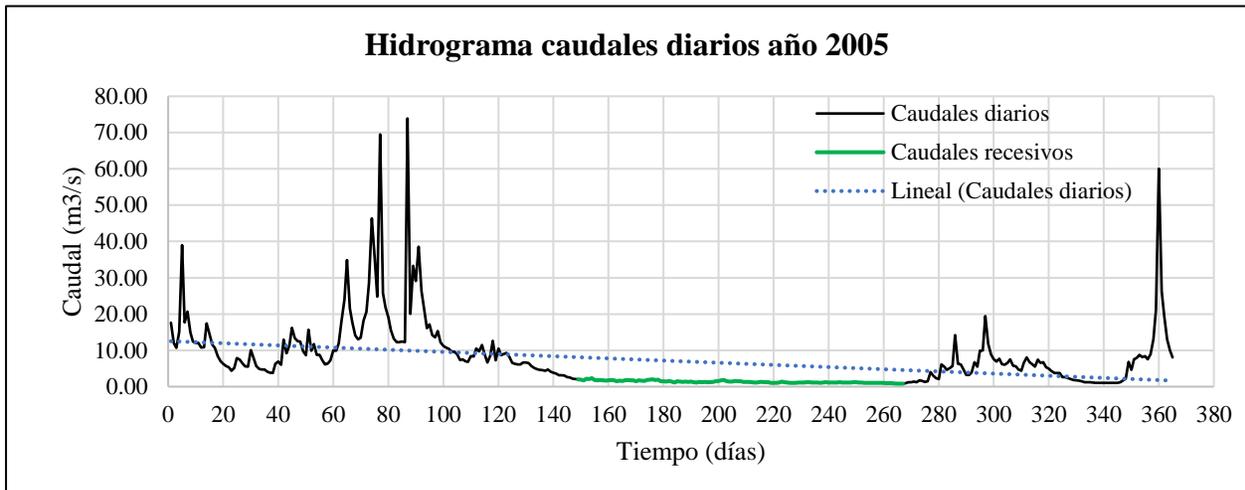
Nota. Fuente: Elaboración propia.

Figura 44: Relación entre el nivel freático vs caudal recesivo registrado en la estación Jesús Túnel



4.3. Identificación del inicio de la curva de agotamiento y de los meses de estiaje en la cuenca del río “Cajamarquino” para los años hidrológicos 2005-2023.

Figura 45: Hidrograma de caudales diarios del año 2005.



En la figura 46, disponemos de un gráfico semilogarítmico (logaritmo del caudal en función del tiempo), en el cual, inicialmente se localizó un tramo del hidrograma que aparezca rectilíneo, luego se trazó una recta que se ajuste a este tramo. En este caso vemos que la recta de color verde va desde finales del mes de mayo exactamente de día 29/05/2005 hasta finales de setiembre exactamente 24/09/2005.

Figura 46: Distribución gráfica lineal para el año 2005.

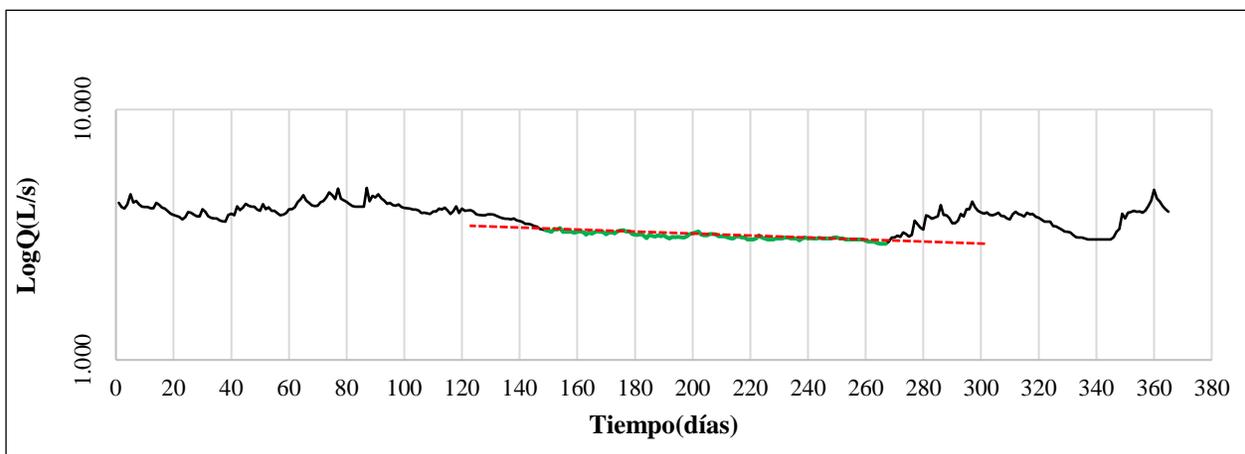
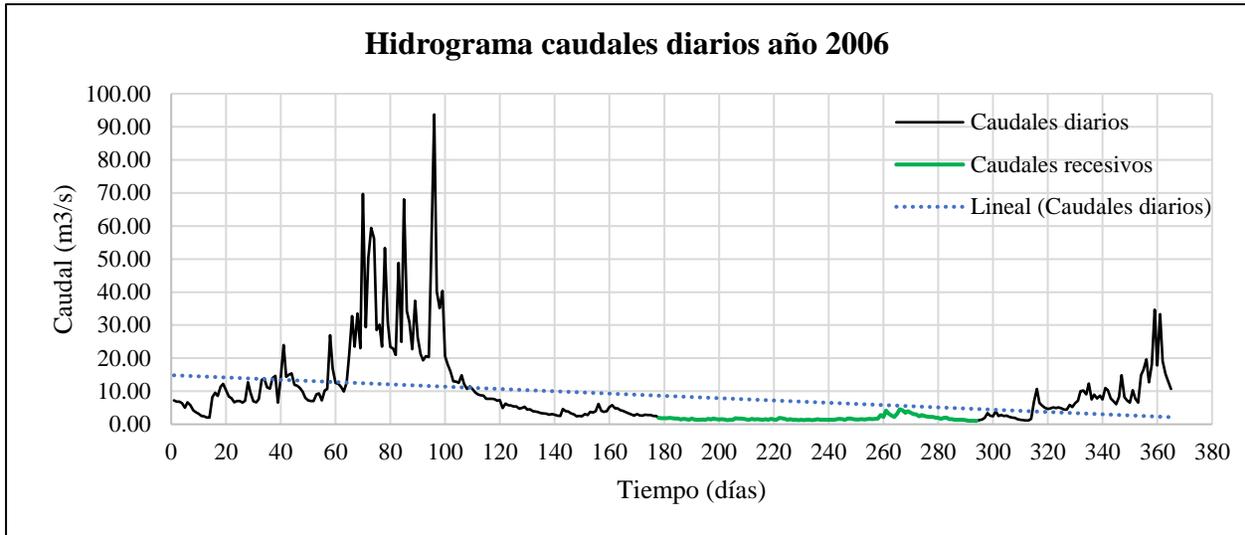


Figura 47: Hidrograma de caudales diarios del año 2006.



En la figura 48, disponemos de un gráfico semilogarítmico (logaritmo del caudal en función del tiempo), en el cual, inicialmente se localizó un tramo del hidrograma que aparezca rectilíneo, luego se trazó una recta que se ajuste a este tramo. En este caso vemos que la recta de color verde va desde finales del mes de junio exactamente de día 27/06/2006 hasta finales de octubre exactamente 21/10/2006.

Figura 48: Distribución gráfica lineal para el año 2006.

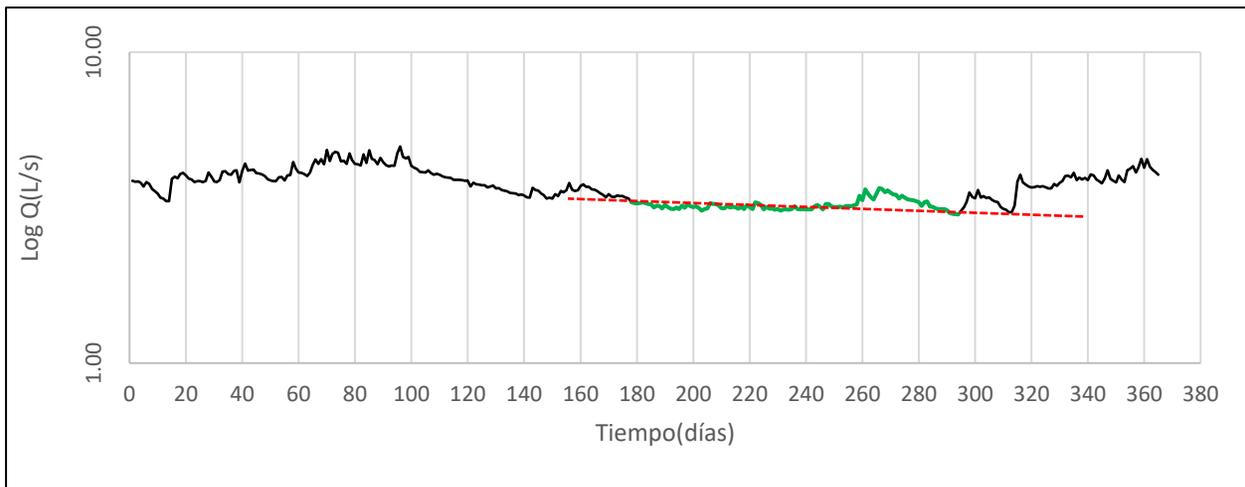
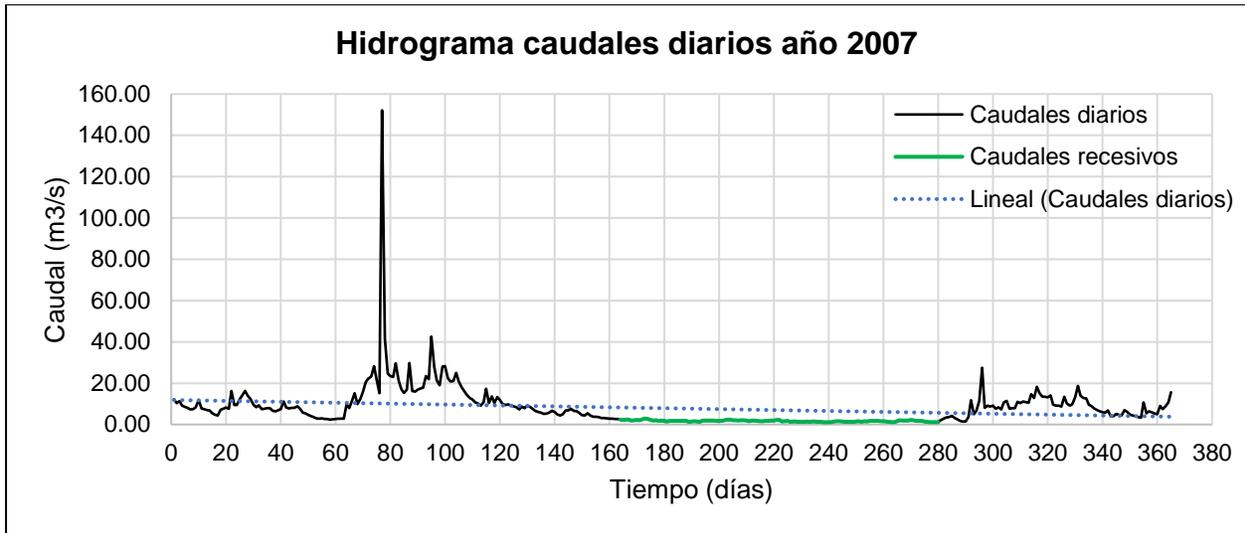


Figura 49: Hidrograma de caudales diarios del año 2007.



En la figura 50, disponemos de un gráfico semilogarítmico (logaritmo del caudal en función del tiempo), en el cual, inicialmente se localizó un tramo del hidrograma que aparezca rectilíneo, a continuación, se trazó una recta que se ajuste a este tramo. En este caso vemos que la recta de color verde va desde inicios del mes de junio exactamente de día 13/06/2007 hasta inicio del mes de octubre exactamente 07/10/2007.

Figura 50: Distribución gráfica lineal para el año 2007.

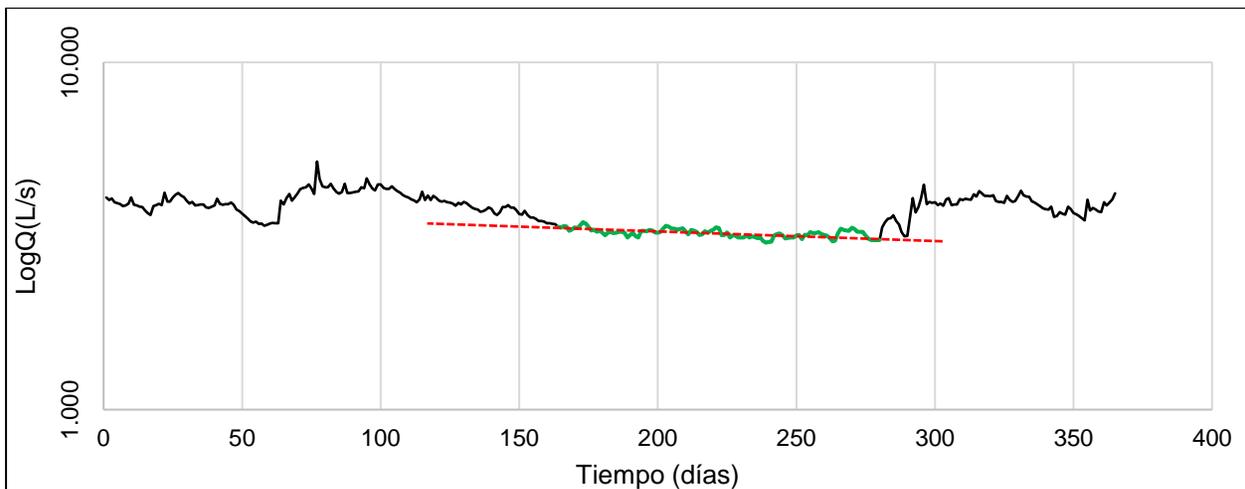
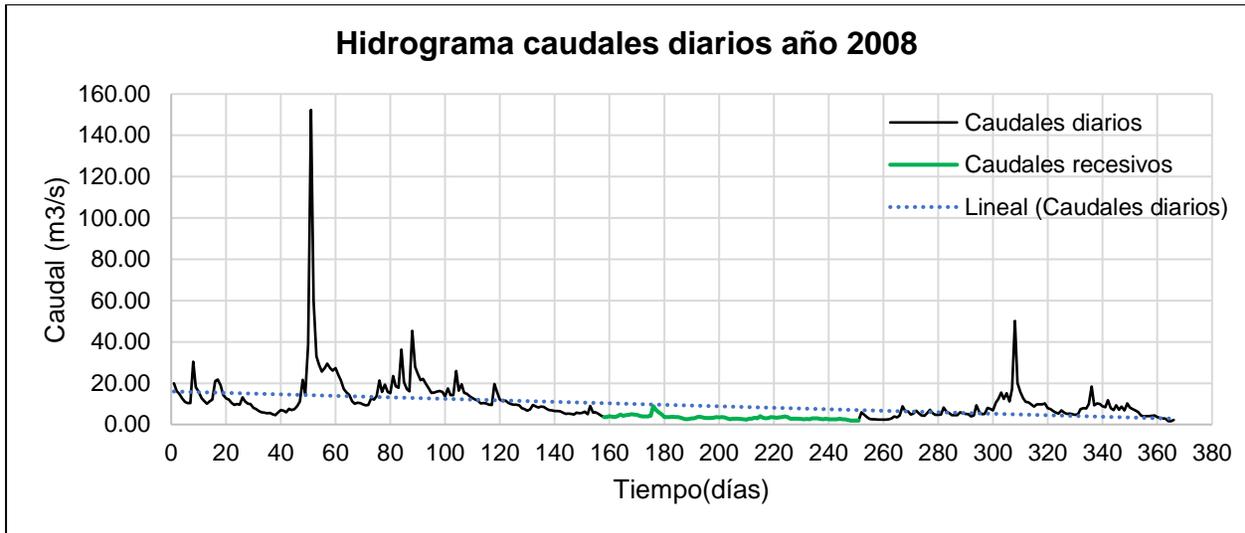


Figura 51: Hidrograma de caudales diarios del año 2008.



En la figura 52, disponemos de un gráfico semilogarítmico (logaritmo del caudal en función del tiempo), en el cual, inicialmente se localizó un tramo del hidrograma que aparezca rectilíneo, luego se trazó una recta que se ajuste a este tramo. En este caso vemos que la recta de color verde va desde inicios del mes de mayo exactamente de día 06/06/2008 hasta inicios del mes de setiembre exactamente 07/09/2008.

Figura 52: Distribución gráfica lineal para el año 2008.

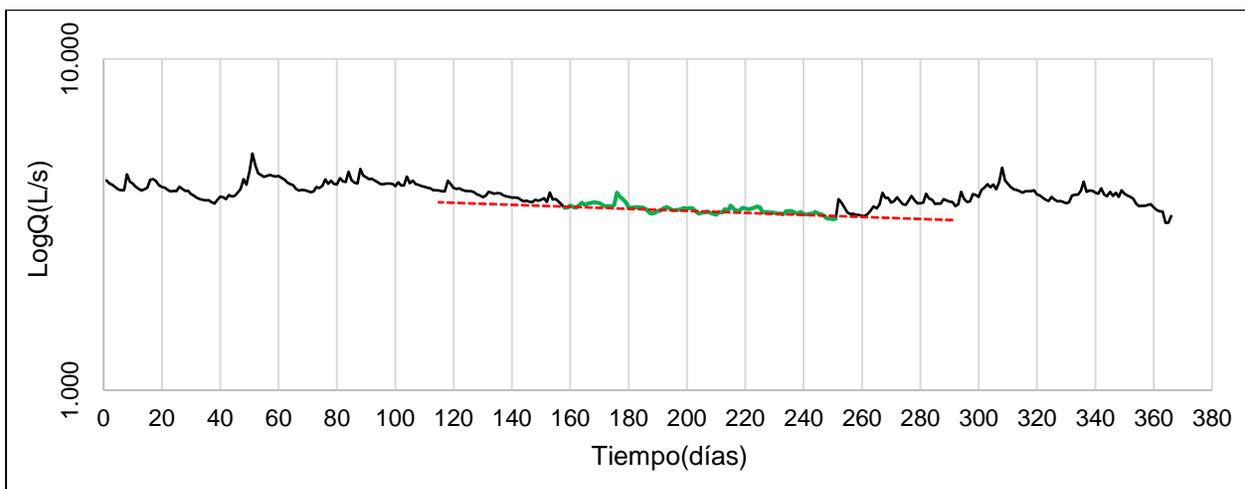
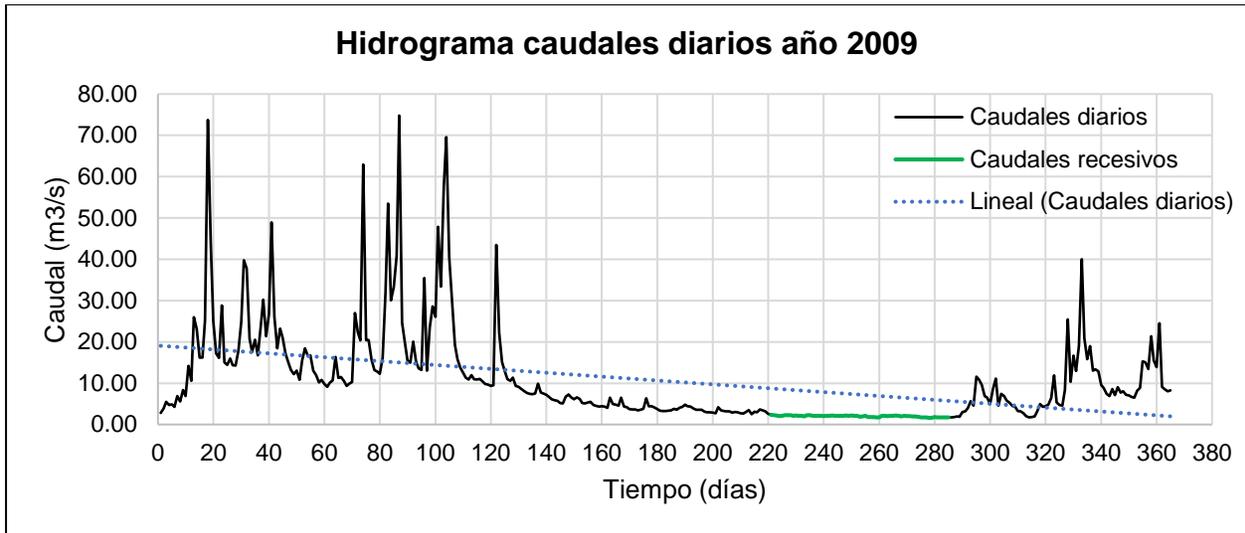


Figura 53: Hidrograma de caudales diarios del año 2009.



En la figura 54, disponemos de un gráfico semilogarítmico (logaritmo del caudal en función del tiempo), en el cual, inicialmente se localizó un tramo del hidrograma que aparezca rectilíneo, a continuación, se trazó una recta que se ajuste a este tramo. En este caso vemos que la recta de color verde va desde inicios del mes de agosto exactamente el día 09/08/2009 hasta mediados del mes de octubre exactamente el día 12/10/2009.

Figura 54: Distribución gráfica lineal para el año 2009.

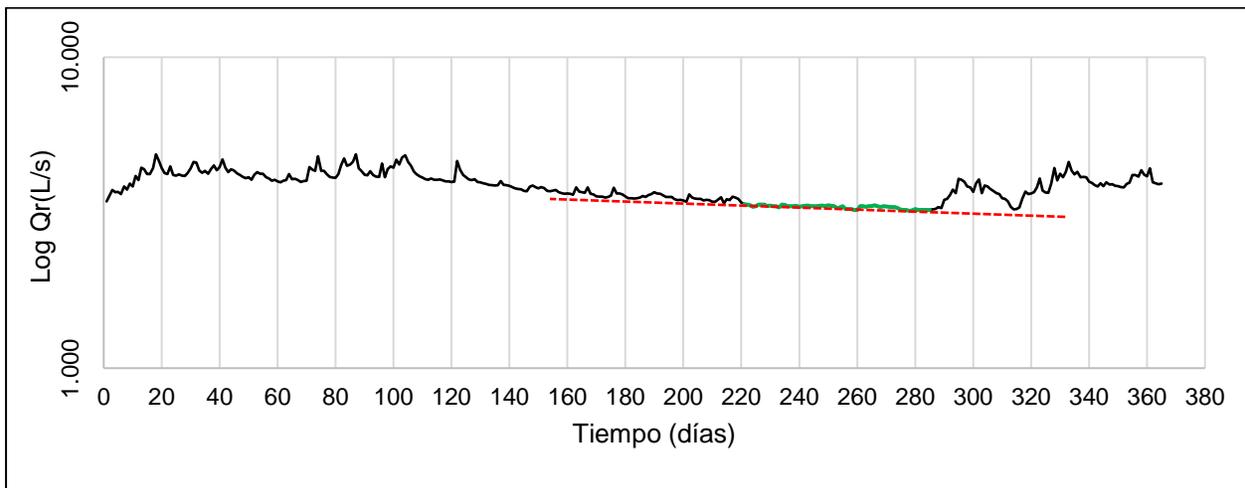
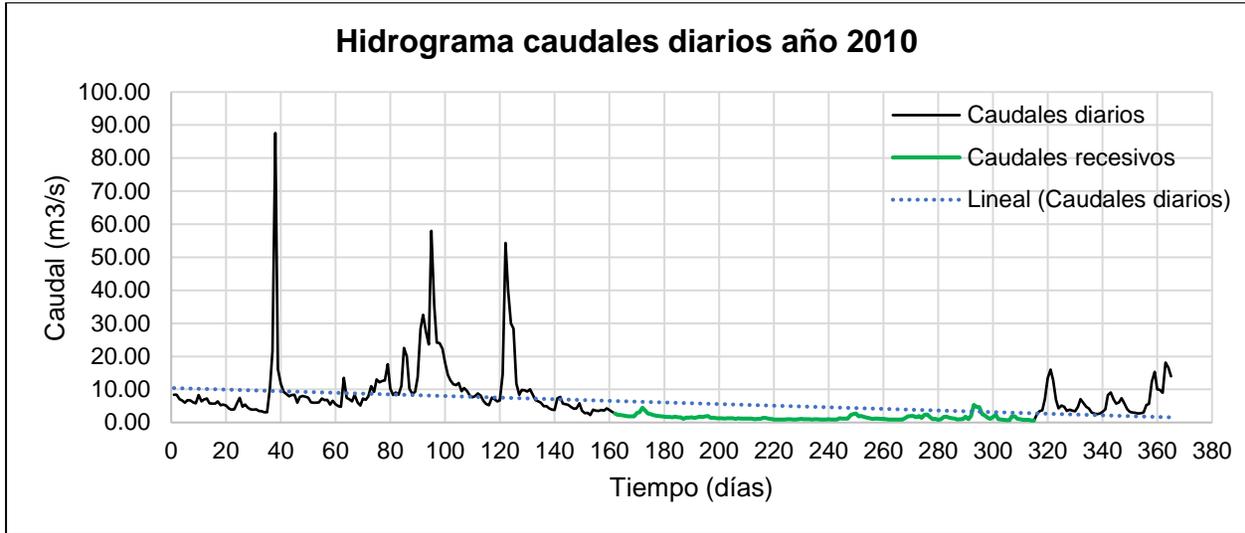


Figura 55: Hidrograma de caudales diarios del año 2010.



En la figura 56, disponemos de un gráfico semilogarítmico (logaritmo del caudal en función del tiempo), en el cual, inicialmente se localizó un tramo del hidrograma que aparezca rectilíneo, a continuación, se trazó una recta que se ajuste a este tramo. En este caso vemos que la recta de color verde va desde mediados del mes de junio exactamente el día 11/06/2010 hasta mediados del mes de noviembre exactamente el día 11/11/2010.

Figura 56: Distribución gráfica lineal para el año 2010.

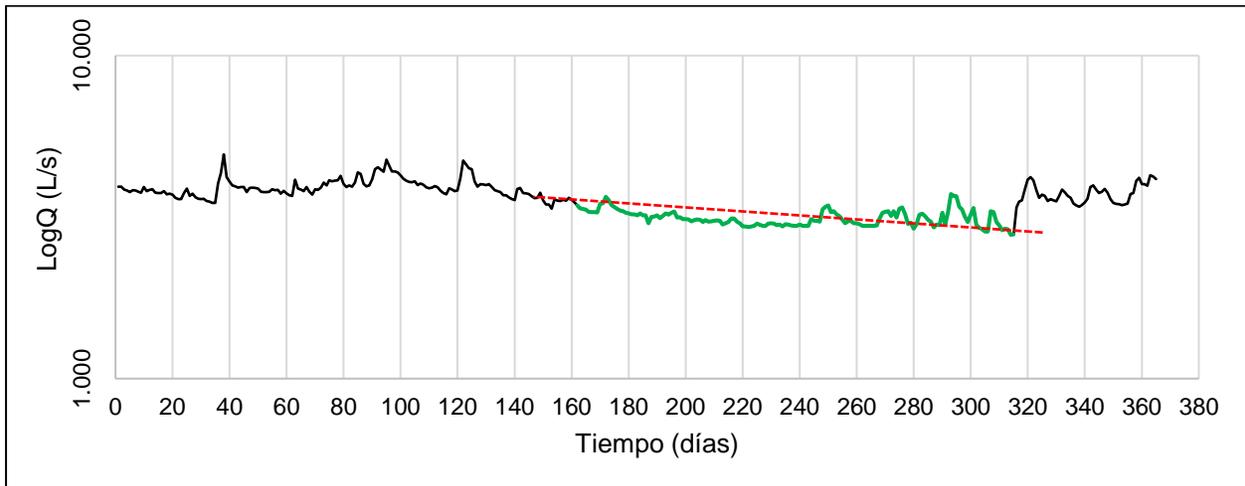
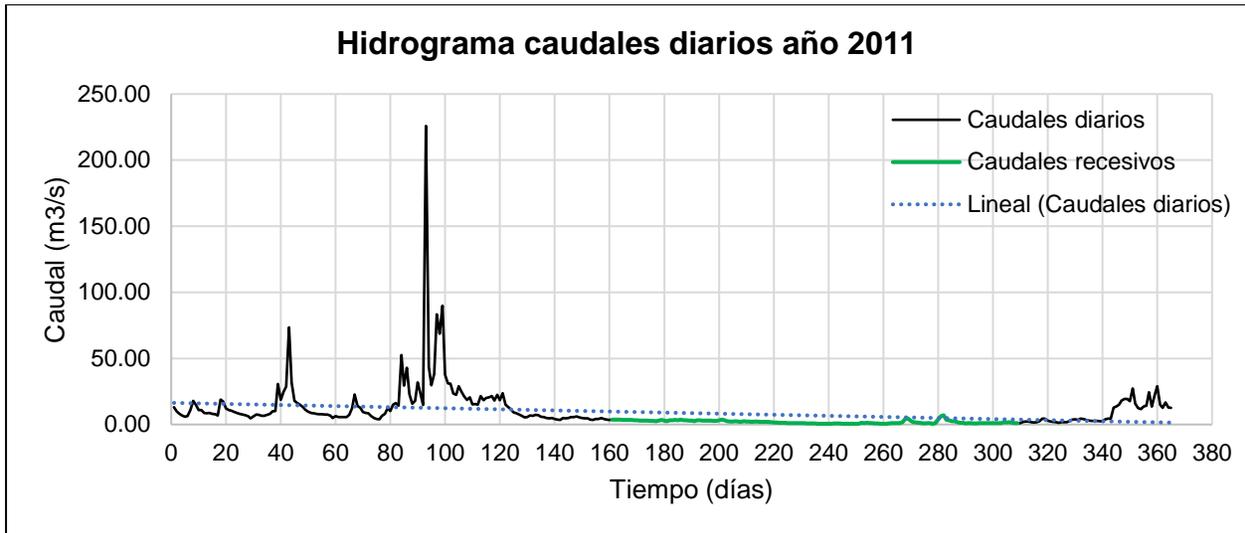


Figura 57: Hidrograma de caudales diarios del año 2011.



En la figura 58, disponemos de un gráfico semilogarítmico (logaritmo del caudal en función del tiempo), en el cual, inicialmente se localizó un tramo del hidrograma que aparezca rectilíneo, luego se trazó una recta que se ajuste a este tramo. En este caso vemos que la recta de color verde va desde mediados del mes de junio exactamente el día 10/06/2011 hasta inicios del mes de noviembre exactamente el día 05/11/2011.

Figura 58: Distribución gráfica lineal para el año 2011.

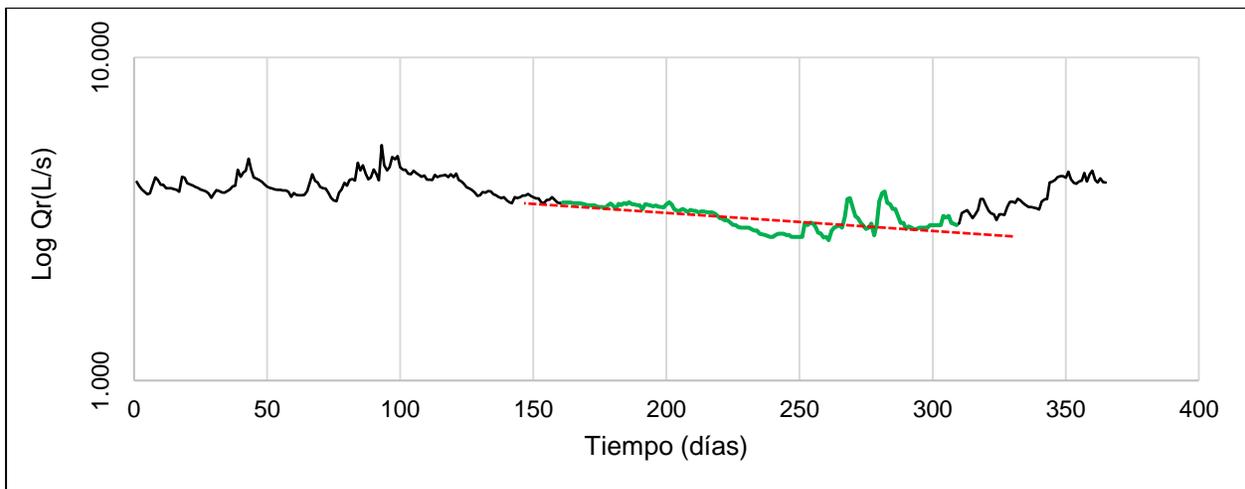
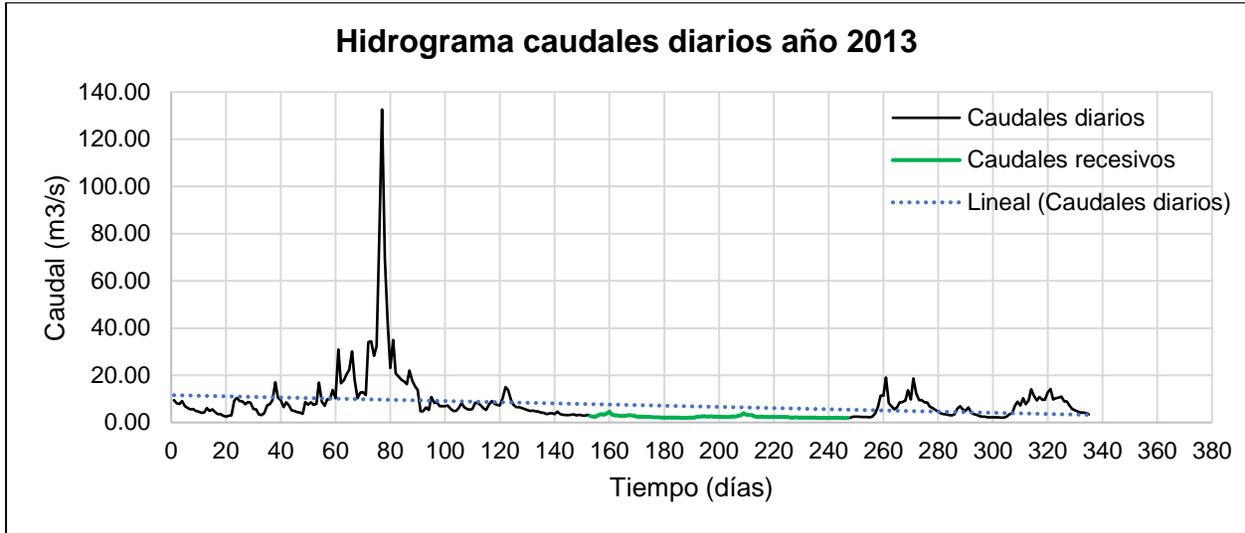


Figura 59: Hidrograma de caudales diarios del año 2013.



En la figura 60, disponemos de un gráfico semilogarítmico (logaritmo del caudal en función del tiempo), en el cual, inicialmente se localizó un tramo del hidrograma que aparezca rectilíneo, a continuación, se trazó una recta que se ajuste a este tramo. En este caso vemos que la recta de color verde va desde mediados del mes de junio exactamente el día 02/07/2013 hasta inicios del mes de octubre exactamente el día 04/10/2013.

Figura 60: Distribución gráfica lineal para el año 2013.

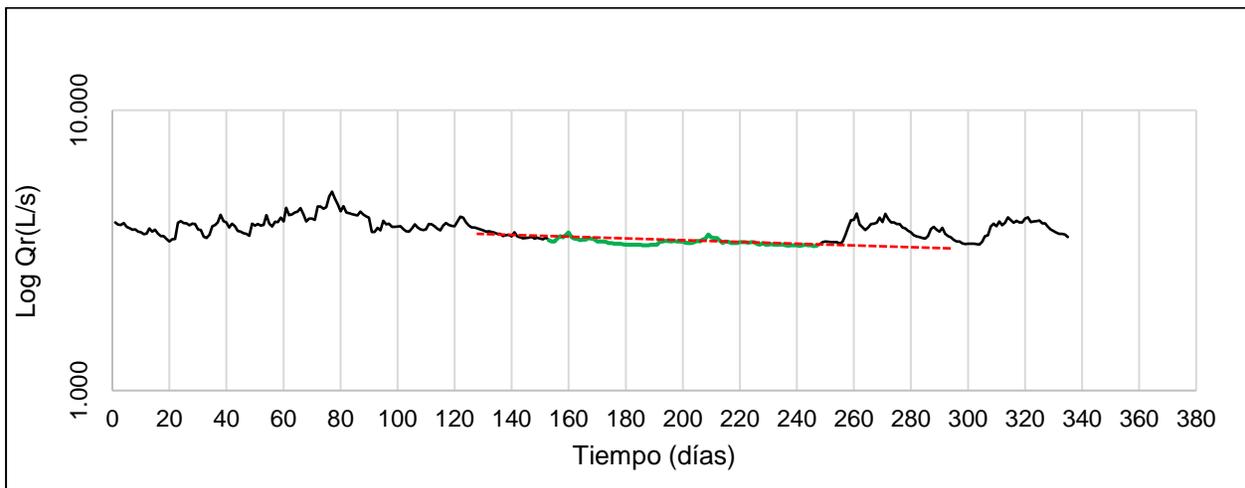
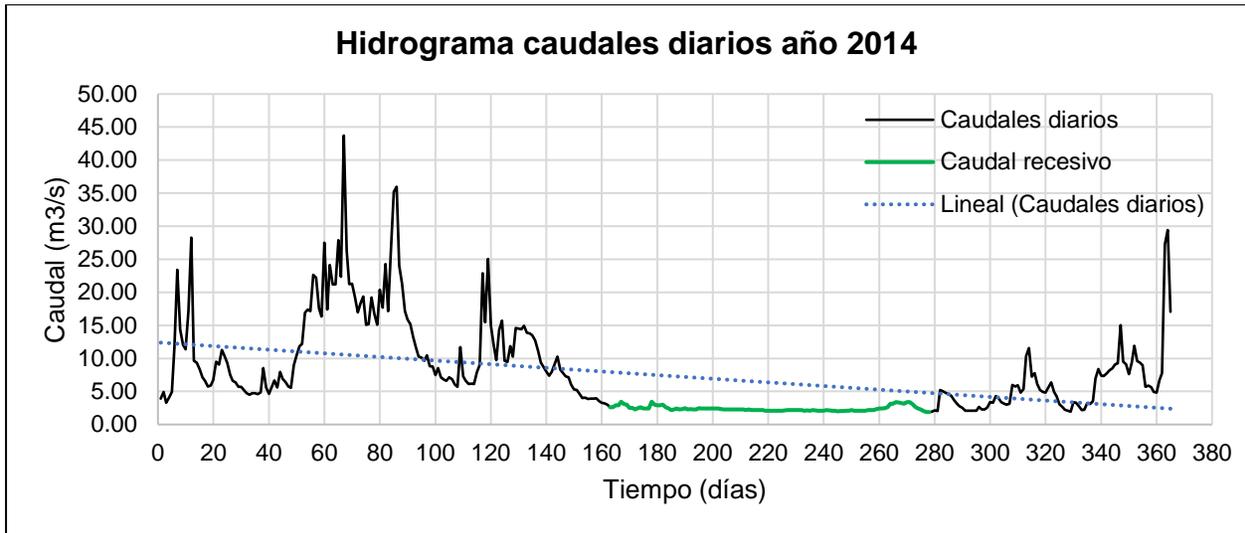


Figura 61: Hidrograma de caudales diarios del año 2014.



En la figura 62, disponemos de un gráfico semilogarítmico (logaritmo del caudal en función del tiempo), en el cual, inicialmente se localizó un tramo del hidrograma que aparezca rectilíneo, posteriormente se trazó una recta que se ajuste a este tramo. En este caso vemos que la recta de color verde va desde mediados del mes de junio exactamente el día 12/06/2014 hasta inicios del mes de octubre exactamente el día 05/10/2014.

Figura 62: Distribución gráfica lineal para el año 2014.

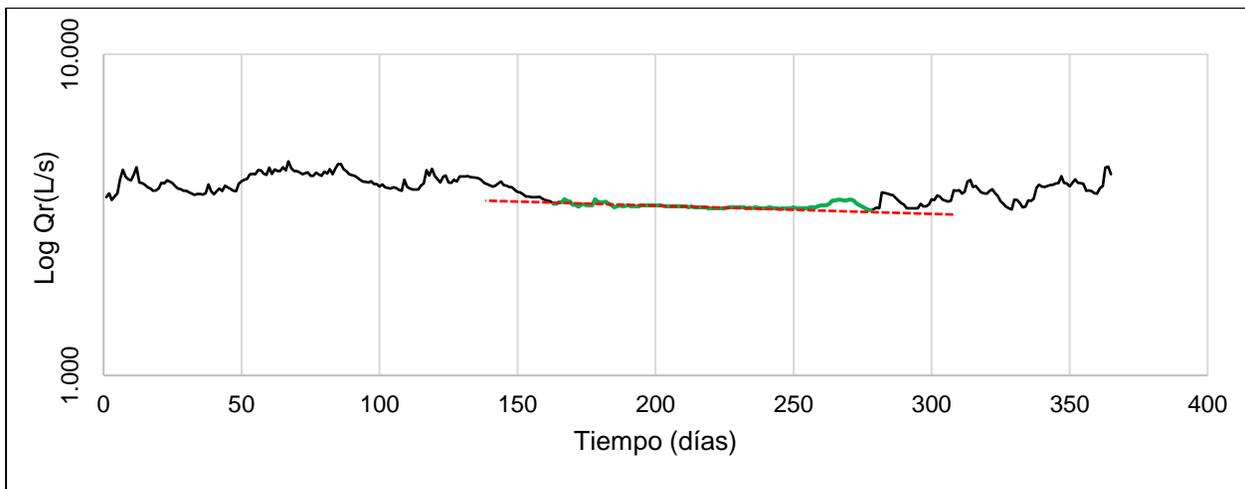
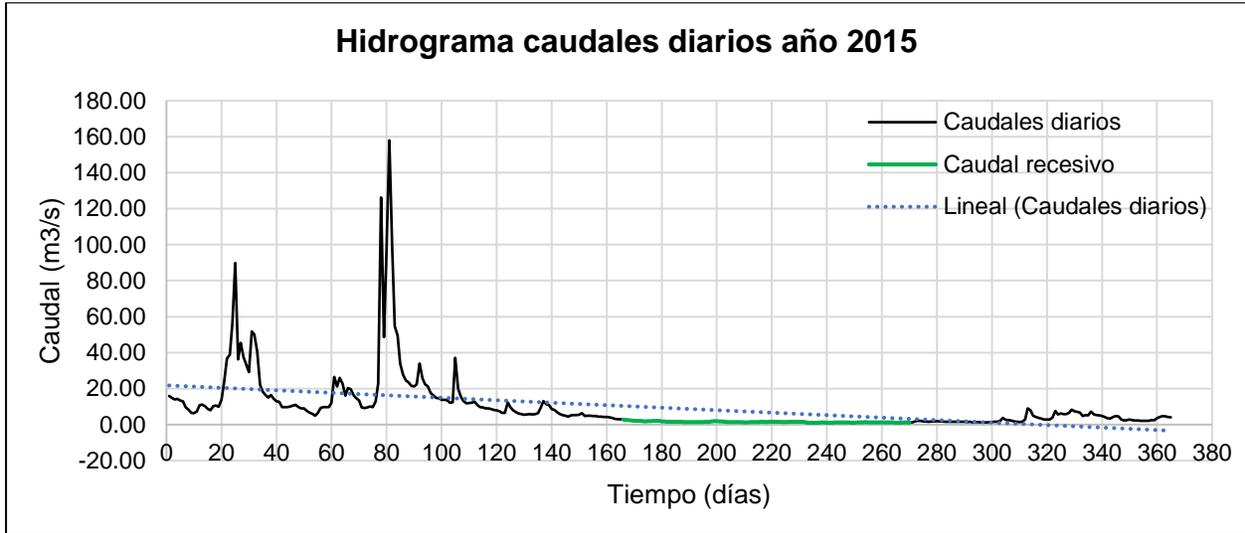


Figura 63: Hidrograma de caudales diarios del año 2015.



En la figura 64, disponemos de un gráfico semilogarítmico (logaritmo del caudal en función del tiempo), en el cual, inicialmente se localizó un tramo del hidrograma que aparezca rectilíneo, luego se trazó una recta que se ajuste a este tramo. En este caso vemos que la recta de color verde va desde mediados del mes de junio exactamente el día 15/06/2015 hasta finales del mes de setiembre exactamente el día 27/09/2015.

Figura 64: Distribución gráfica lineal para el año 2015.

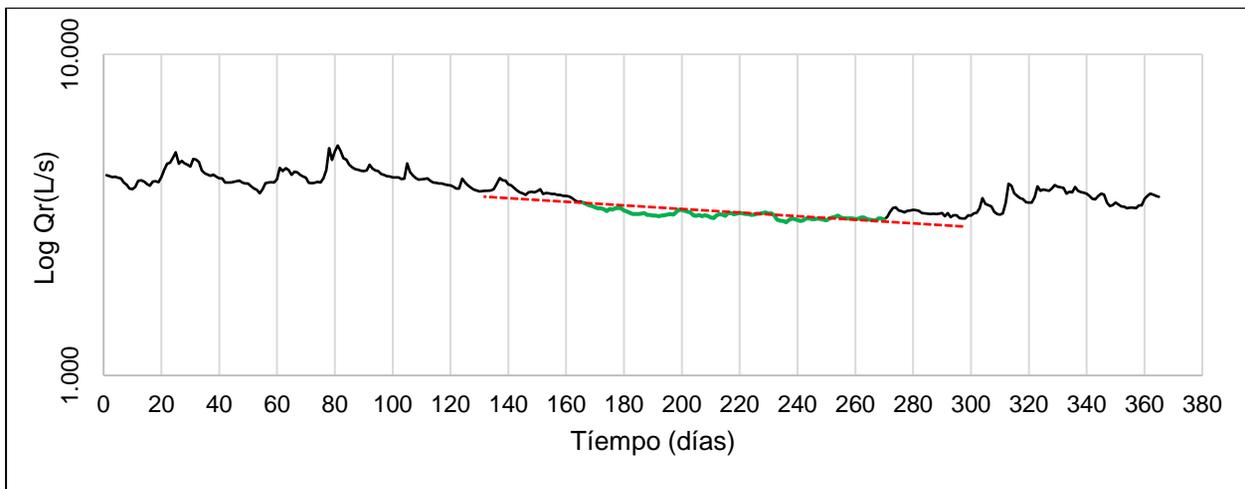
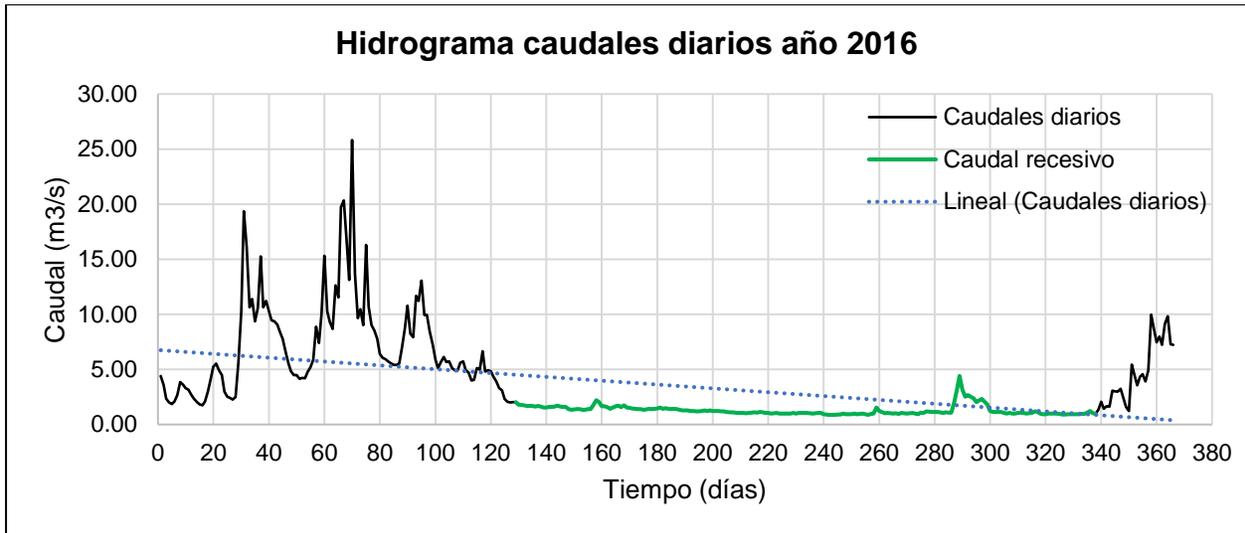


Figura 65: Hidrograma de caudales diarios del 2016.



En la figura 66, disponemos de un gráfico semilogarítmico (logaritmo del caudal en función del tiempo), en el cual, inicialmente se localizó un tramo del hidrograma que aparezca rectilíneo, a continuación, se trazó una recta que se ajuste a este tramo. En este caso vemos que la recta de color verde va desde inicios del mes de mayo exactamente el día 08/05/2016 hasta inicios del mes de diciembre exactamente el día 03/12/2016.

Figura 66: Distribución gráfica lineal para el año 2016.

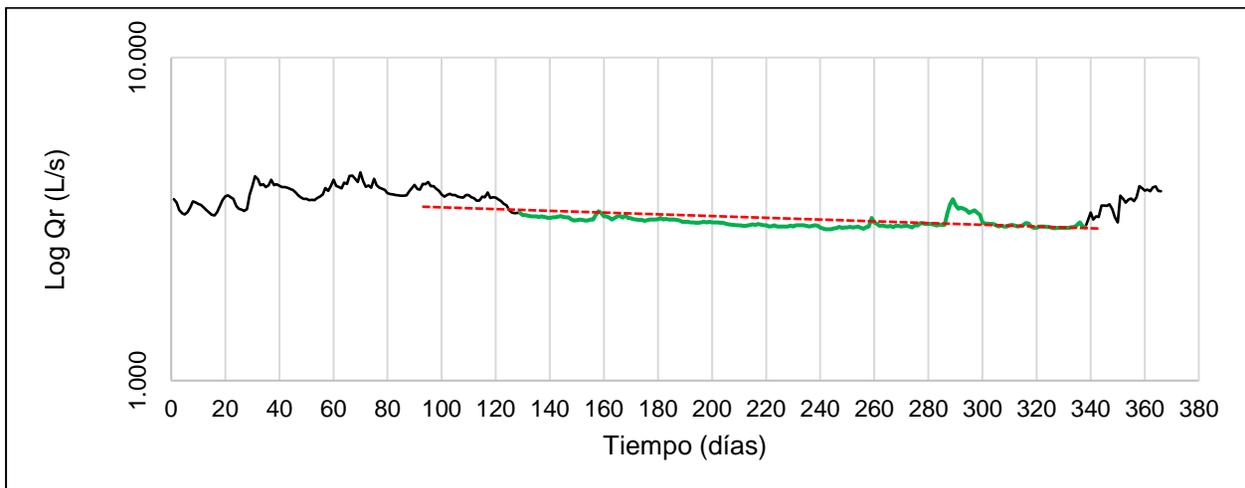
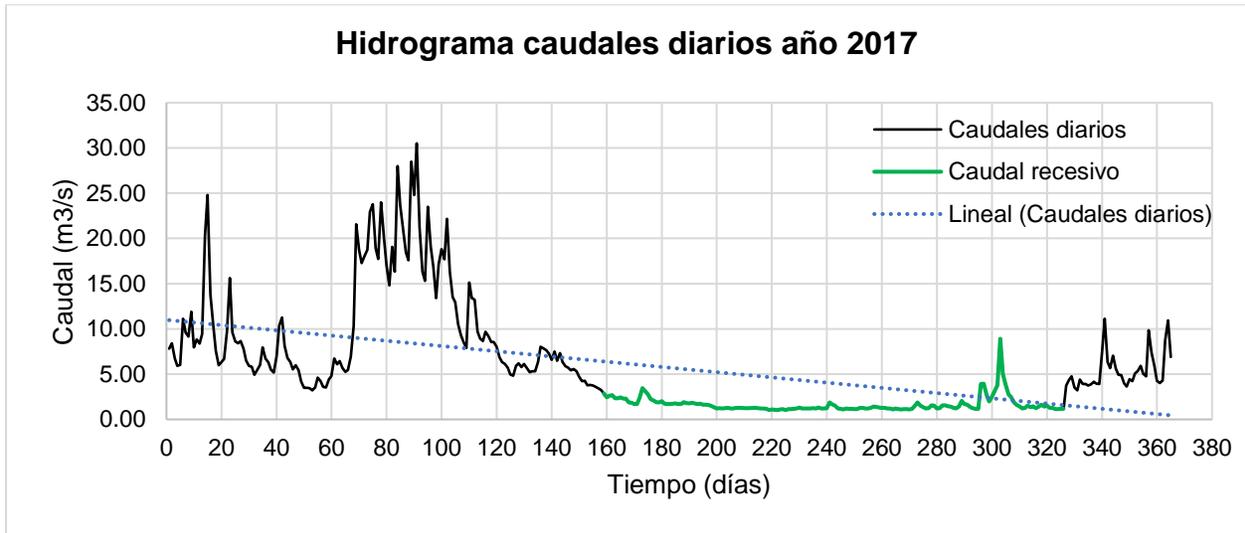


Figura 67: Hidrograma de caudales diarios del 2017.



En la figura 68, disponemos de un gráfico semilogarítmico (logaritmo del caudal en función del tiempo), en el cual, inicialmente se localizó un tramo del hidrograma que aparezca rectilíneo, posteriormente se trazó una recta que se ajuste a este tramo. En este caso vemos que la recta de color verde va desde inicios del mes de junio exactamente el día 08/06/2017 hasta finales del mes de noviembre exactamente el día 22/11/2017.

Figura 68: Distribución gráfica lineal para el año 2017.

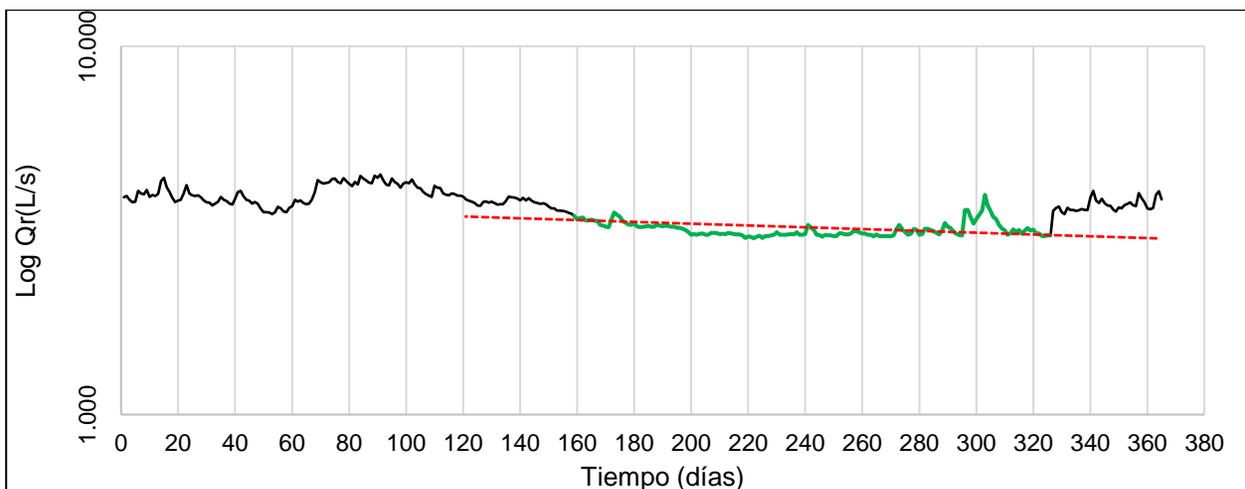
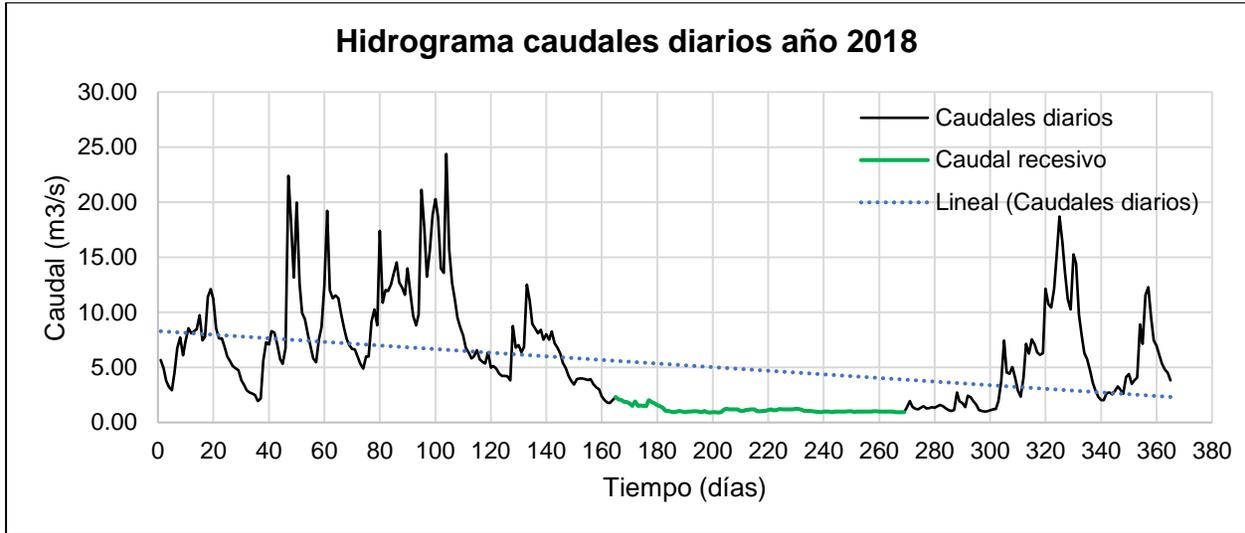


Figura 69: Hidrograma de caudales diarios del 2018.



En la figura 70, disponemos de un gráfico semilogarítmico (logaritmo del caudal en función del tiempo), en el cual, inicialmente se localizó un tramo del hidrograma que aparezca rectilíneo, luego se trazó una recta que se ajuste a este tramo. En este caso vemos que la recta de color verde va desde mediados del mes de julio exactamente el día 14/06/2018 hasta finales del mes de octubre exactamente el día 26/09/2018.

Figura 70: Distribución gráfica lineal para el año 2018.

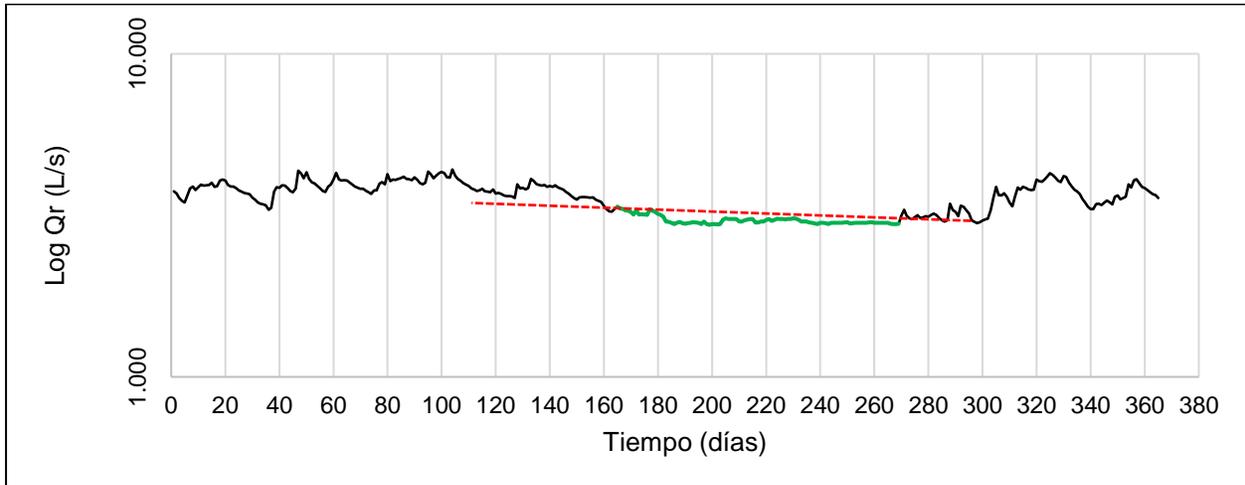
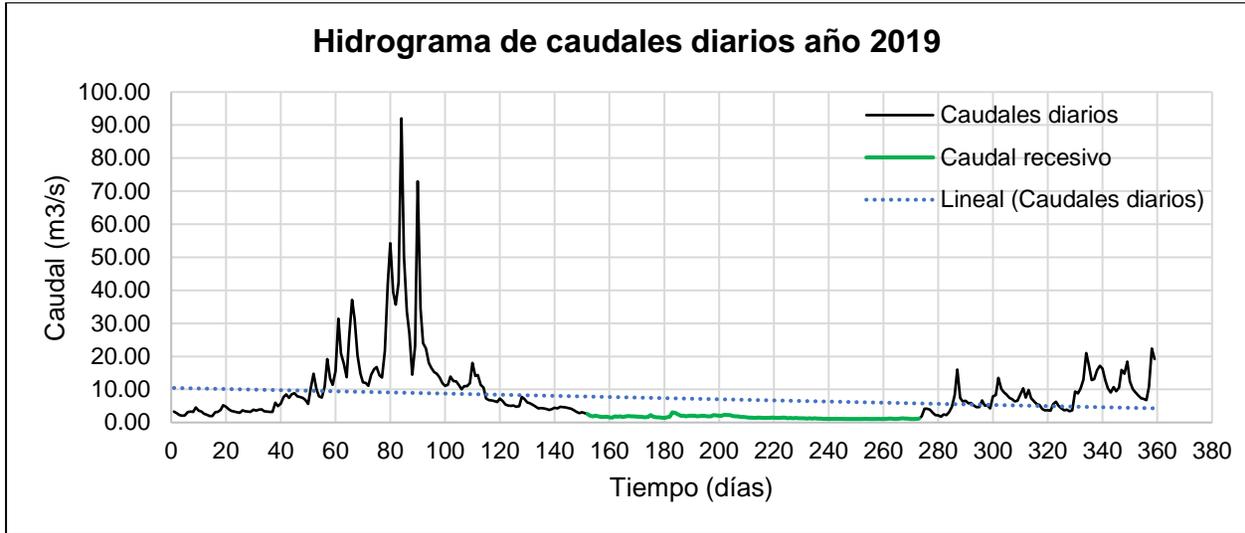


Figura 71: Hidrograma de caudales diarios del año 2019.



En la figura 72, disponemos de un gráfico semilogarítmico (logaritmo del caudal en función del tiempo), en el cual, inicialmente se localizó un tramo del hidrograma que aparezca rectilíneo, a continuación, se trazó una recta que se ajuste a este tramo. En este caso vemos que la recta de color verde va desde inicios del mes de junio exactamente el día 07/06/2019 hasta inicios del mes de octubre exactamente el día 06/10/2019.

Figura 72: Distribución gráfica lineal para el año 2019.

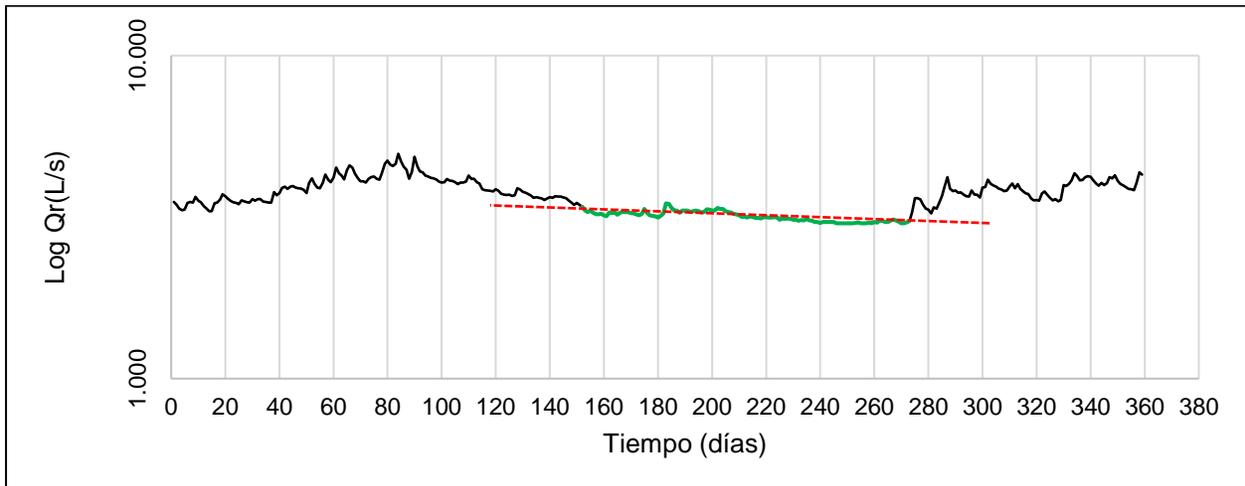
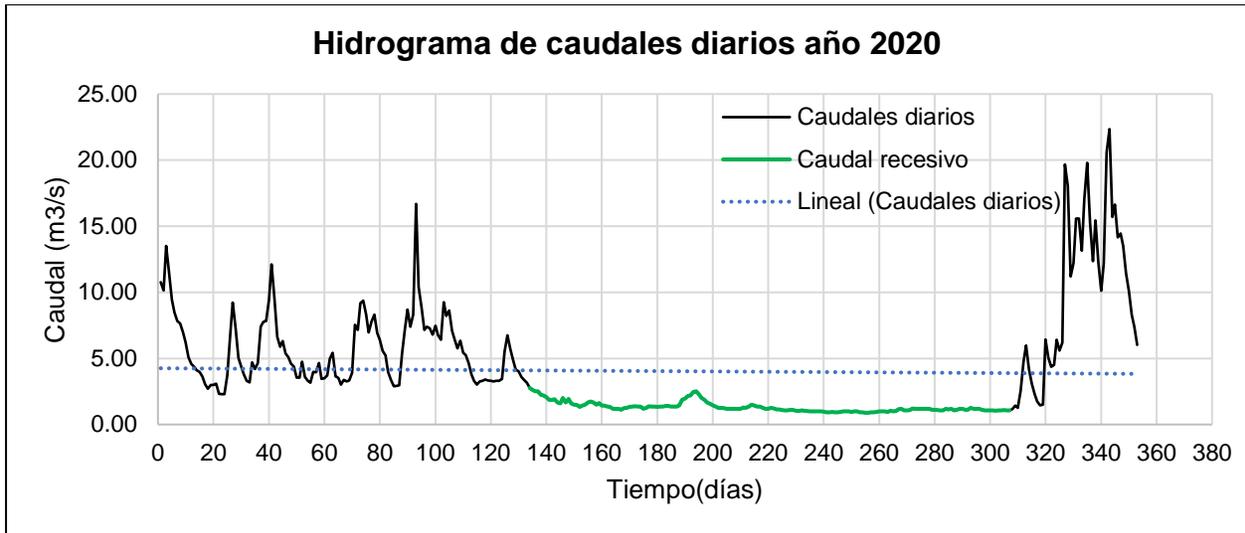


Figura 73: Hidrograma de caudales diarios del año 2020.



En la figura 74, disponemos de un gráfico semilogarítmico (logaritmo del caudal en función del tiempo), en el cual, inicialmente se localizó un tramo del hidrograma que aparezca rectilíneo, posteriormente se trazó una recta que se ajuste a este tramo. En este caso vemos que la recta de color verde va desde mediados del mes de mayo exactamente el día 13/05/2020 hasta mediados del mes de noviembre exactamente el día 15/11/2020.

Figura 74: Distribución gráfica lineal para el año 2020.

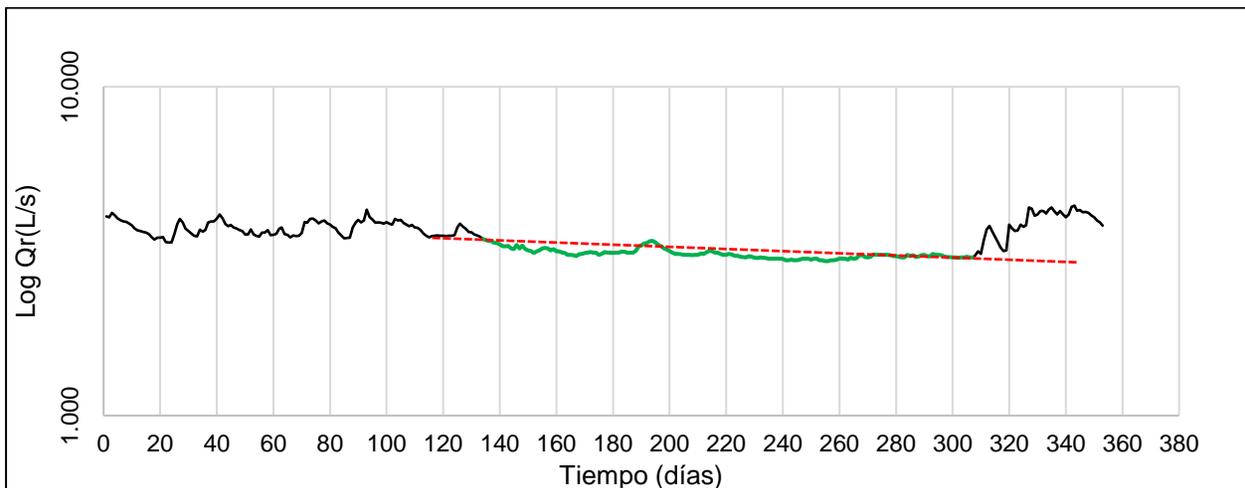
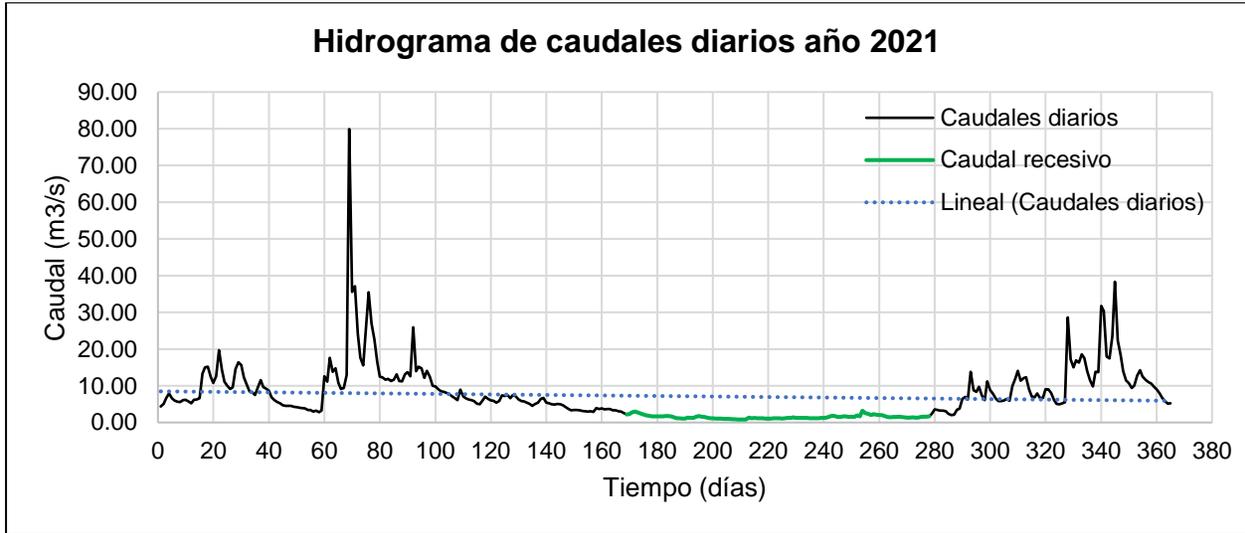


Figura 75: Hidrograma de caudales diarios del año 2021.



En la figura 76, disponemos de un gráfico semilogarítmico (logaritmo del caudal en función del tiempo), en el cual, inicialmente se localizó un tramo del hidrograma que aparezca rectilíneo, luego se trazó una recta que se ajuste a este tramo. En este caso vemos que la recta de color verde va desde mediados del mes de junio exactamente el día 18/06/2021 hasta inicios del mes de octubre exactamente el día 05/10/2021.

Figura 76: Distribución gráfica lineal para el año 2021.

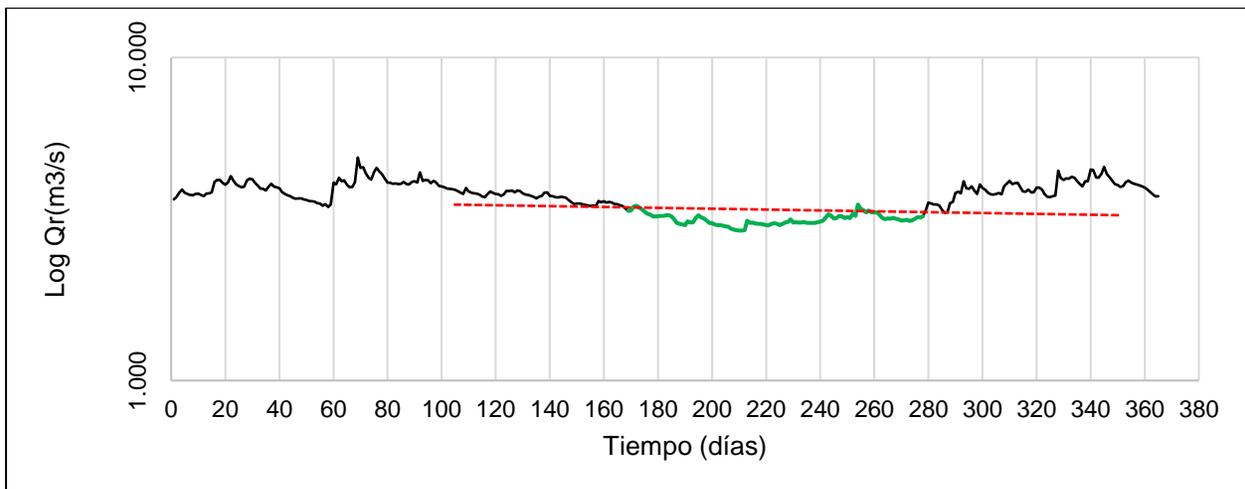
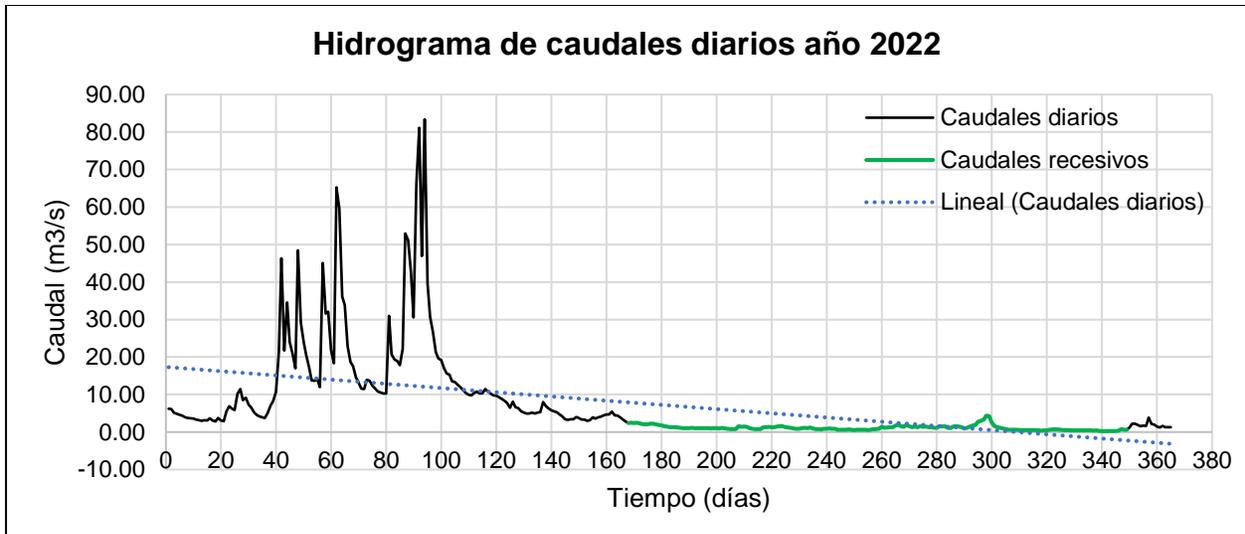


Figura 77: Hidrograma de caudales diarios del año 2022.



En la figura 78, disponemos de un gráfico semilogarítmico (logaritmo del caudal en función del tiempo), en el cual, inicialmente se localizó un tramo del hidrograma que aparezca rectilíneo, posteriormente se trazó una recta que se ajuste a este tramo. En este caso vemos que la recta de color verde va desde mediados del mes de junio exactamente el día 17/06/2022 hasta mediados del mes de diciembre exactamente el día 15/12/2022.

Figura 79: Distribución gráfica lineal para el año 2022.

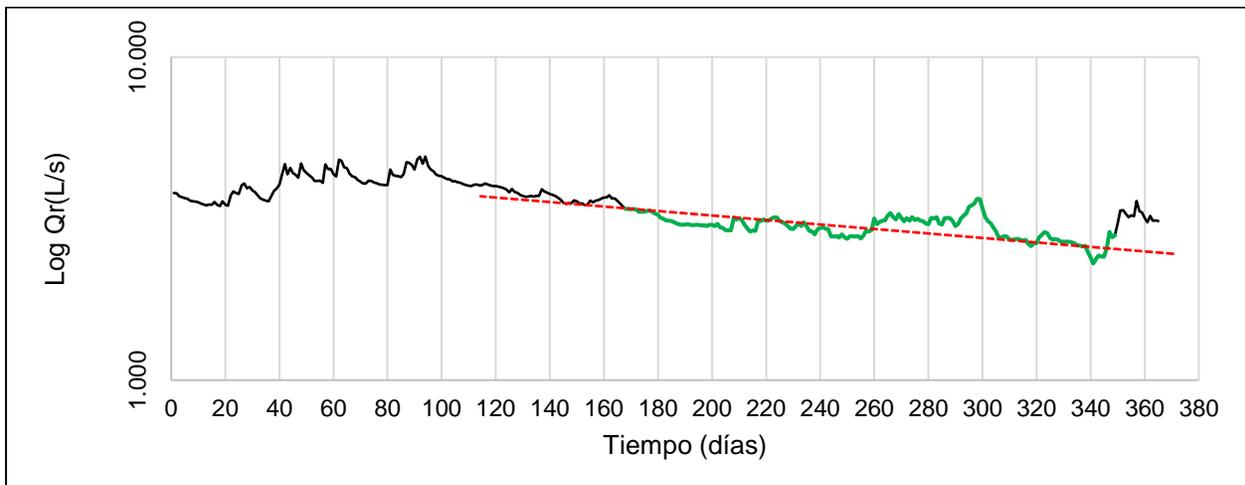
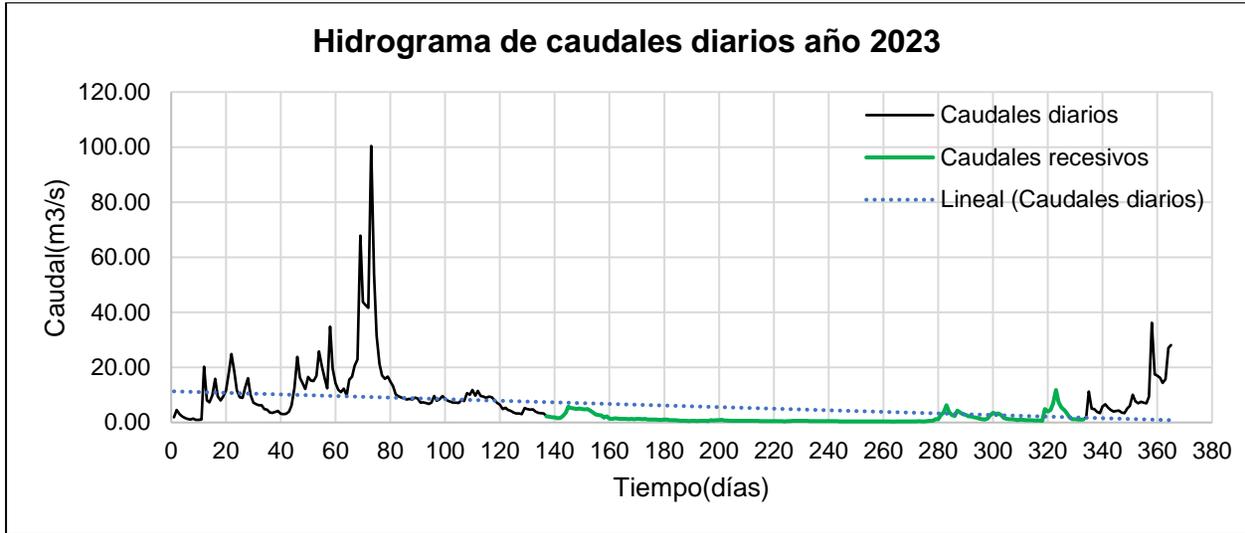
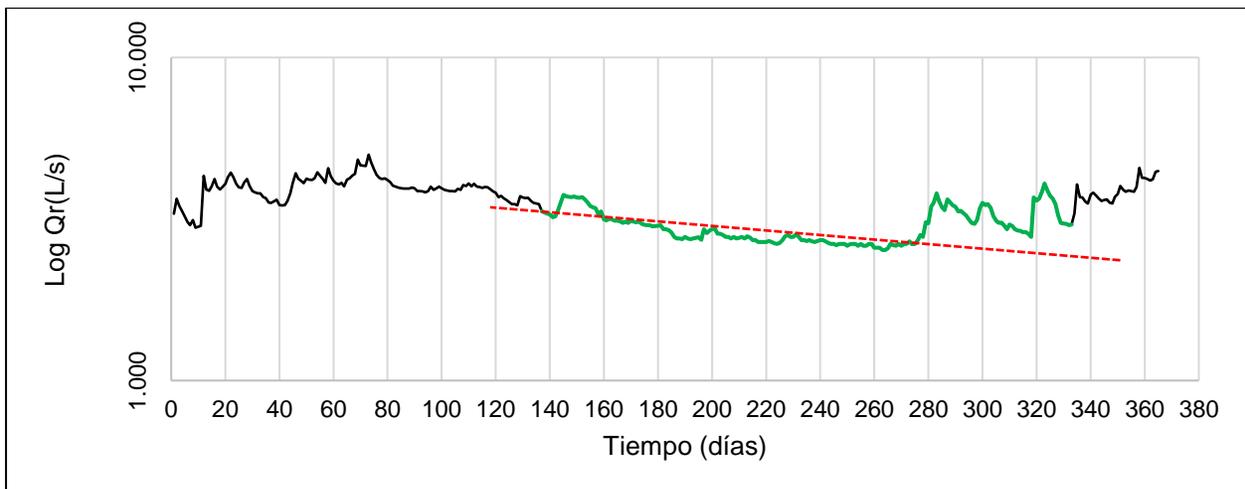


Figura 79: Hidrograma de caudales diarios del año 2023.



En la figura 80, disponemos de un gráfico semilogarítmico (logaritmo del caudal en función del tiempo), en el cual, inicialmente se localizó un tramo del hidrograma que aparezca rectilíneo, luego se trazó una recta que se ajuste a este tramo. En este caso vemos que la recta de color verde va desde mediados del mes de mayo exactamente el día 17/05/2023 hasta finales del mes de noviembre exactamente el día 29/11/2023.

Figura 80: Distribución gráfica lineal para el año 2023.



4.4. Selección de caudales recesivos en la curva de agotamiento para el periodo 2005-2023 de los meses de estiaje a partir de hidrogramas diarios.

Para la identificación de los meses de estiaje se utilizó el régimen de caudales del río “Cajamarquino” a través de un hidrograma, así mismo, se empleó el método propuesto por Lisney et. all. (1975) y desarrollado por Pizarro y Saavedra (1991); con dicha metodología se logró linealidad u horizontalidad de los caudales recesivos para los años 2005-2023. Se determinó que, los meses de estiaje comprenden desde mayo a setiembre, sin embargo, este suele extenderse hasta octubre, noviembre y diciembre.

A continuación, se seleccionó caudales recesivos, los cuales según el planteamiento modificado de Martínez (2004) corresponden a los caudales mínimos; también cabe mencionar que los caudales recesivos representan las descargas de agua de origen netamente subterráneo. En total se estudiaron 2009 caudales que representan a los caudales recesivos de los días de estiaje para el periodo 2005-2023, elegidos según la linealidad. A partir de estos caudales se obtuvieron los coeficientes de agotamiento máximos y mínimos del periodo de estiaje, para cada modelo determinístico.

4.5. Cálculo de parámetros de coeficiente de agotamiento

En la Tabla 16, se logra apreciar los coeficientes de agotamiento (α) máximos, mínimos y promedios obtenidos mediante las fórmulas. Los promedios de los coeficientes de agotamiento, representan la tendencia promedio a lo largo de la curva de agotamiento. Tanto la variación, como el decrecimiento del coeficiente de agotamiento está en función del incremento del tiempo en estiaje. Balocchi (2008), menciona que dicho fenómeno es debido a que, al aumentar el tiempo de ajuste, la pendiente de la curva de agotamiento disminuye entre el primer punto de inflexión y el último punto de inflexión.

De la Tabla 16, podemos concluir en eventos climáticos propios del río “Cajamarquino” de la cuenca “Cajamarquino”, entre estos tenemos:

Los datos obtenidos del coeficiente de agotamiento (α), los cuales muestran valores mínimos tales como: 0.00005 hr^{-1} , 0.00002 hr^{-1} , 0.00001 hr^{-1} , 0.000009 hr^{-1} , 0.000006 hr^{-1} , 0.000004 hr^{-1} y 0.000002 hr^{-1} . Álvarez

(2018), indica que son valores atípicos de un régimen no influido, indicando la existencia de un medio influenciado por una distribución de precipitaciones local dentro de la cuenca “Cajamarquino” o por precipitaciones próximas. Además, también indica la presencia de aporte de aguas de cuencas vecinas (flujos locales o flujos regionales) presentándose en canales, quebradas y ríos. Además, Guzmán (1994) indica que el río “Cajamarquino” estaría influenciado por distribuciones espaciales de lluvias cercanas u otras fuentes de descargas locales o regionales de cuencas periféricas. Bajo estas condiciones el cauce natural en estudio estaría recibiendo aportes de agua dentro la cuenca. Esto ocasiona, que los caudales en épocas de estiaje se mantengan en el tiempo y que tanto los niveles de agua y de volumen no disminuyan. Por esta razón, valores de orden de 10^{-4} , 10^{-5} y 10^{-6} no fueron considerados como variable para determinar la capacidad de almacenamiento ni para el ajuste de los modelos hidrológicos de los caudales recesivos, ya que no se ajustan a la realidad del río en estudio.

Liñán (2005), menciona que al relacionar los valores de coeficiente de agotamiento (α) de orden 10^{-3} con los valores 0.001 hr^{-1} , 0.002 hr^{-1} , 0.003 hr^{-1} , 0.007 hr^{-1} , 0.008 hr^{-1} indicarían que los caudales que circulan en el río “Cajamarquino” presentan un agotamiento lento debido a la presencia de una zona saturada.

La Tabla 16 también muestra coeficientes de agotamiento (α) menor a 0 ($\alpha < 0$) generado por la fórmula de forma $\alpha_5 = [(Q_{b5}/Q_0) - 1] * t^{-1}$, esta fórmula simuló coeficientes de agotamiento inferiores a cero, tales como: $-0.00002 \text{ hr}^{-1} < \alpha_5 < -0.0179 \text{ hr}^{-1}$ y un promedio de -0.0052 , este valor es anómalo para un régimen no influido, es por ello que, no fue considerado para la simulación de caudales recesivos.

En cuanto a los valores de coeficiente de agotamiento $0.0237 \text{ hr}^{-1} < \alpha_7 < 0.0833 \text{ hr}^{-1}$ y un promedio de 0.039 hr^{-1} , también presentados en la Tabla 16, según Fedeli y Castillo (como se citó en Adarve et al., 1998) demuestran un rápido agotamiento. Asimismo, Pulido (1979) afirma que los valores indican un vaciado rápido de aguas subterráneas, esto significa que la cuenca presenta una elevada gradiente hidráulica, baja porosidad en la roca y una elevada permeabilidad.

También, en la Tabla 16 se presenta una metodología para estimar el coeficiente de agotamiento (α) para la cuenca del río “Cajamarquino”, para lo cual se consideró las fórmulas $\alpha_{12}=0.003*\text{Ln}(A)+0.0057$, $\alpha_{13}=-0.00252*\text{Ln}(A)+0.034$, $\alpha_{14} =-0.00252*\text{Ln}(A)+0.030$, $\alpha_{15} =-0.00252*\text{Ln}(A)+0.026$ y $\alpha_{16} =-0.00252*\text{Ln}(A)+0.023$, dichas formulas están en función del área de estudio (769.133 Km²) y deben cumplir algunas condiciones. El resultado del coeficiente de agotamiento obtenido esta expresado en día⁻¹, para convertir a hr⁻¹ se divide entre 24h; α_{12} resultó un valor aproximado al promedio del coeficiente de agotamiento, este es de orden 10⁻³ y su valor es de 0.0011 hr⁻¹, por ello esta ecuación fue utilizada para obtener caudales recesivos con el modelo ALVI (2023).

Tabla 16: Coeficientes de agotamiento, para el periodo 2005-2023 en épocas de estiaje.

N° Ecuación	Descripción	Fórmula	$\alpha(\text{hr}^{-1})$	Valor
1	(Maillet, 1905)	$\alpha_1 = \frac{\text{Log}Q_{b1} - \text{Log}Q_0}{-t * 0.4343}$	Máximo	0.0234
			Mínimo	0.00002
			Promedio	0.003
2	(Boussinesq, 1904)	$\alpha_2 = \left[\left(\frac{Q_0}{Q_{b2}} \right)^{1/2} - 1 \right] * t^{-1}$	Máximo	0.0135
			Mínimo	0.000009
			Promedio	0.001
3	(Horton, 1933)	$\alpha_3 = \frac{[\text{log}(Q_0) - \text{Log}(Q_{b3})]}{[(0.4343) * t^n]} \quad n=1.5$	Máximo	0.0048
			Mínimo	0.000004
			Promedio	0.0006
4	(Droque, 1972)	$\alpha_4 = \left[\left(\frac{Q_0}{Q_{b4}} \right)^{1/n} - 1 \right] * t^{-1} \quad n=3/2$	Máximo	0.0190
			Mínimo	0.00001
			Promedio	0.0019
5	(Kullman, 1990)	$\alpha_5 = \left[\left(\frac{Q_{b5}}{Q_0} \right) - 1 \right] * t^{-1}$	Máximo	-0.00002*
			Mínimo	-0.0179*
			Promedio	-0.0052*
6	(Griffiths Causen, 1997)	$\alpha_6 = \left[\left(\frac{Q_0}{Q_{b6}} \right)^{1/3} - 1 \right] * t^{-1}$	Máximo	0.0172
			Mínimo	0.00001
			Promedio	0.0009
7	(Soto, 2001)	$\alpha_7 = \frac{Q_{b7}}{Q_0 * t}$	Máximo	0.0833
			Mínimo	0.0237
			Promedio	0.039

8	(Núñez, 2005)-a	$\alpha_8 = \frac{\text{Log}Q_{b8} - \text{Log}Q_0}{-2^{-1} * t^2 * 0.4343}$	Máximo	0.0020
			Mínimo	0.000002
			Promedio	0.0002
9	(Núñez, 2005)-b	$\alpha_9 = \frac{\text{Log}Q_{b9} - \text{Log}Q_0}{-3 * \sqrt[3]{t} * 0.4343}$	Máximo	0.0649871
			Mínimo	0.00005
			Promedio	0.008
10	(Núñez, 2005)	$\alpha_{10} = \left[\left(\frac{Q_0}{Q_{b10}} \right)^{1/n} - 1 \right] * t^{-1}$ n=-1	Máximo	0.0315
			Mínimo	0.00002
			Promedio	0.003
11	(Beloncchi, 2008)	$\alpha_{11} = \frac{\text{Log}Q_{b11} - \text{Log}Q_0}{-2 * \sqrt{t} * 0.4343}$	Máximo	0.0574
			Mínimo	0.00005
			Promedio	0.007
12	(ALVI, 2023)	$\alpha_{12} = 0.003 * (\text{Ln}A) + 0.0057$		0.0011
13	Lutz Scholz I	$\alpha_{13} = -0.00252 * (\text{Ln}A) + 0.034$		0.0007
14	Lutz Scholz II	$\alpha_{14} = -0.00252 * (\text{Ln}A) + 0.030$		0.0006
15	Lutz Scholz III	$\alpha_{15} = -0.00252 * (\text{Ln}A) + 0.026$		0.0004
16	Lutz Scholz IV	$\alpha_{16} = -0.00252 * (\text{Ln}A) + 0.023$		0.0003

- Los datos no fueron utilizados para la simulación ya que no cumple la condición de $\alpha > 0$.

4.6. Calibración de modelos determinísticos para simulación de caudales recesivos

En la Tabla 17, se comprobó que los coeficientes de agotamiento (α) para los periodos de estiaje de los años 2005-2023 son diferentes de cero, asegurando que todas las curvas de descenso para los años 2005-2023 presentan caudales recesivos, es decir, se encuentran en un régimen no influido. Balocchi (2008), recomienda que generando caudales recesivos para un lapso de 240 hr (10 días) se asegura mejor la estimación de caudales recesivos. Esta recomendación fue aplicada para los quince modelos determinísticos, Q_{b1} , Q_{b2} , Q_{b3} , Q_{b4} , Q_{b6} , Q_{b7} , Q_{b8} , Q_{b9} , Q_{b10} , Q_{b11} , Q_{b12} , Q_{b13} , Q_{b14} , Q_{b15} , Q_{b16} , dichos modelos están en función del tiempo, el número de neper y el coeficiente de agotamiento (α).

Los valores de coeficiente de agotamiento 0.00005 hr^{-1} , 0.00009 hr^{-1} , 0.0003 hr^{-1} , 0.0004 hr^{-1} , 0.0005 hr^{-1} , 0.0006 hr^{-1} , 0.0007 hr^{-1} , 0.0008 hr^{-1} , 0.0009 hr^{-1} , obtenidos por los modelos determinísticos refieren a que

la cuenca del río “Cajamarquino” esta influenciado por las precipitaciones constantes, lo que conlleva que el río mantenga caudales circulantes permanentes y no disminuir como en un periodo de estiaje.

Los valores de coeficiente de agotamiento 0.001 hr^{-1} , 0.003 hr^{-1} y 0.004 hr^{-1} indican que la cuenca en estudio presenta un agotamiento lento, típico de un régimen no influido.

El valor de coeficiente de agotamiento 0.015 hr^{-1} indica que la cuenca en estudio presenta un agotamiento rápido debido a la alta permeabilidad.

Finalmente, se obtuvieron dos modelos que mejor estiman los caudales recesivos, el primero es el modelo determinístico Q_{b12} (ALVI) con un coeficiente de agotamiento 0.001 hr^{-1} , el cual genera caudales recesivos más próximos a los caudales observados en la Figura 80; seguido de la ecuación Q_{b9} (Núñez-b) con un coeficiente de agotamiento 0.003 hr^{-1} , el cual genera caudales de agotamiento subestimados.

Asimismo, Cirugeda (1985) indica que un modelo determinístico exponencial se ajusta mejor a terrenos poco permeables. En esta investigación, se verificó que los modelos que mejor generan caudales recesivos son de tipo exponencial de la forma

$$Q_{b12} = \frac{1.01 * Q_0}{\left(e^{-(\alpha*t)+1.32*Ln(Q_0/Q_f-1)} + 1 \right)}$$

y la forma $Q_{b9} = Q_0 \cdot e^{-3.\alpha.\sqrt[3]{t}}$, por lo cual se llega a la conclusión que el terreno de la cuenca del río “Cajamarquino” es un terreno poco permeable

Tabla 17: Coeficientes de agotamiento calibrados, para modelar caudales recesivos con modelos determinísticos para el período 2005-2023 en épocas de estiaje.

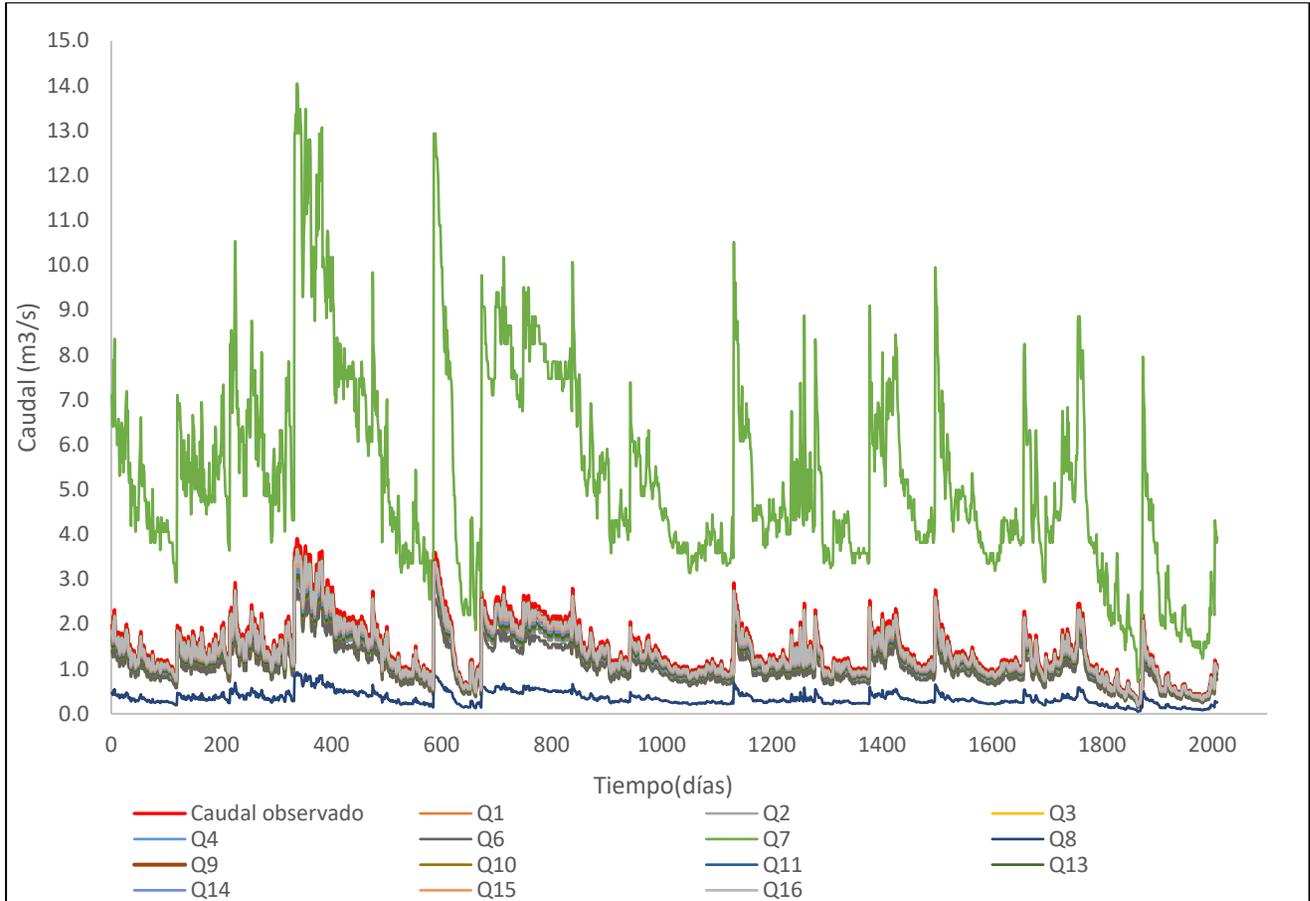
Nº Ec.	Descripción	Modelo matemático	$\alpha(\text{hr}^{-1})$
1	(Maillet, 1905)	$Q_{b1} = Q_0 \cdot e^{-\alpha \cdot t}$	0.001
2	(Boussinesq, 1904)	$Q_{b2} = Q_0 \cdot (1 + \alpha \cdot t)^{-2}$	0.0008
3	(Horton, 1933)	$Q_{b3} = Q_0 \cdot e^{-\alpha \cdot t^n}$	0.00009
4	(Drogue, 1972)	$Q_{b4} = Q_0 / (1 + \alpha \cdot t)^n$	0.0007

6	(Griffiths Causen, 1997)	$Q_{b6} = Q_0(1 + \alpha \cdot t)^{-3}$	0.0005
7	(Soto, 2001)	$Q_{b7} = Q_0 \cdot \alpha \cdot t$	0.015
8	(Núñez, 2005)-a	$Q_{b8} = Q_0 \cdot e^{-\alpha \cdot t^2 \cdot 2^{-1}}$	0.00005
9	(Núñez, 2005)-b	$Q_{b9} = Q_0 \cdot e^{-3 \cdot \alpha \cdot \sqrt[3]{t}}$	0.003
10	(Núñez, 2005)	$Q_{b10} = Q_0(1 + \alpha \cdot t)^n$	0.0009
11	(Belonchi, 2008)	$Q_{b11} = Q_0 \cdot e^{-2\alpha \cdot \sqrt{t}}$	0.004
12	(ALVI, 2023)	$Q_{b12} = \frac{1.01 * Q_0}{\left(e^{-(\alpha \cdot t) + 1.32 * \ln\left(\frac{Q_0}{Q_f} - 1\right)} + 1 \right)}$	0.001
13	Lutz Scholz I	$Q_{b13} = Q_0 * e^{-(-0.0052 \cdot \ln(A) + 0.034) * t}$	0.0007
14	Lutz Scholz II	$Q_{b14} = Q_0 * e^{-(-0.0052 \cdot \ln(A) + 0.030) * t}$	0.0006
15	Lutz Scholz III	$Q_{b15} = Q_0 * e^{-(-0.0052 \cdot \ln(A) + 0.026) * t}$	0.0004
16	Lutz Scholz IV	$Q_{b16} = Q_0 * e^{-(-0.0052 \cdot \ln(A) + 0.023) * t}$	0.0003

4.7. Caudales generados

En la Figura 81, se hace la comparación entre los caudales observados de río “Cajamarquino” y los caudales generados a partir de 14 modelos determinísticos exponenciales y potenciales. En dicha figura se observa que el modelo determinístico exponencial de la forma $Q_{b9} = Q_0 \cdot e^{-3 \cdot \alpha \cdot \sqrt[3]{t}}$, es el que genera caudales recesivos subestimados más próximos a los caudales observados. El segundo modelo que genera caudales recesivos cercanos a los caudales observados es el modelo matemático $Q_{b11} = Q_0 \cdot e^{-2\alpha \cdot \sqrt{t}}$. Así mismo, en la Figura 81 también se puede observar que el modelo Q_{b7} de la forma $Q_{b7} = Q_0 \cdot \alpha \cdot t$, genera caudales recesivos sobreestimados a los caudales observados.

Figura 81: Comparación entre caudales observados y simulados.



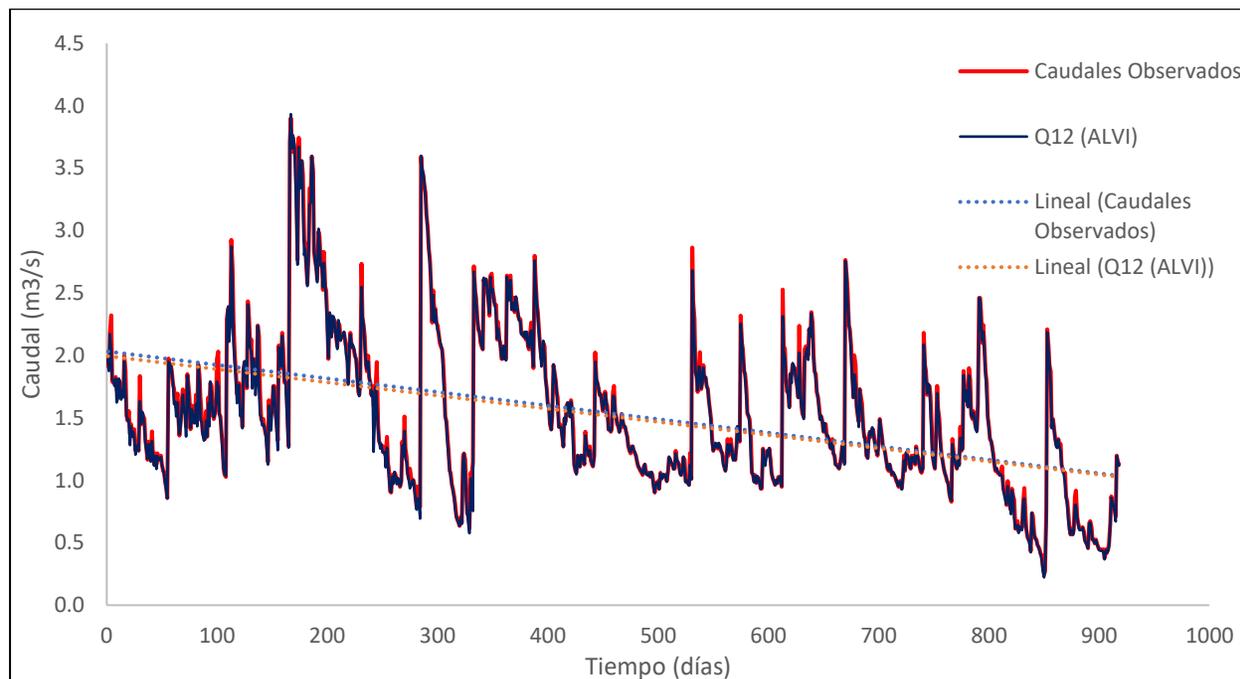
En la Figura 82, se presenta un análisis visual de comparación entre los caudales recesivos simulados y los caudales recesivos observados, a partir del modelo propuesto por Álvarez y Huamán (2023) de la forma:

$$Q_{b12} = \frac{1.01 * Q_0}{\left(e^{-(\alpha * t) + 1.32 * \ln(Q_0 / Q_f - 1)} + 1 \right)} \text{ para el período 2005-2008.}$$

También en la Figura 82, se observa una tendencia decreciente de los caudales recesivos entre los años 2005-2023, esto debido a la influencia del cambio climático (ausencia prolongada de lluvias). Se utilizó un coeficiente de agotamiento 0.001 hr^{-1} . Según lo visualizado en la figura antes ya mencionada se observa subestimaciones y también sobreestimaciones de caudales recesivos, esto se debe a que en la cuenca del río “Cajamarquino” presenta una variabilidad climática, es por ello que no presenta un ajuste perfecto.

El modelo ALVI propuesto por Álvarez y Huamán (2023), fue utilizado para simular caudales recesivos anuales, la duración de estiaje para esta simulación está en un rango 60 días $<t < 180$ días; a comparación del modelo propuesto por Núñez-b (2005) este puede simular caudales recesivos diarios para un tiempo de 24 horas.

Figura 82: Comparación entre caudales observados y simulados por el modelo Q12 (ALVI).



4.8. Validación estadística

4.8.1. Análisis mediante indicadores estadísticos

Haciendo un análisis visual de los caudales recesivos observados y simulados (Ver Figura 80 y 81), no se logró visualizar bien el ajuste entre dichos caudales, es por ello que se realizó un análisis estadístico de validación haciendo uso de indicadores estadísticos.

La Tabla 18, presenta el resultado de los valores de coeficiente de agotamiento calibrados calculados mediante prueba y error. Asimismo, presenta la validación mediante indicadores estadísticos como: Coeficiente de Nash-Sutcliffe (NSE), Coeficiente de determinación (R^2), Índice de Willmott Modificado (IWM), Error Estándar de Estimación (EEE), Mean Absolute Relative Error (MARE).

Con la finalidad de corroborar el modelo matemático que presenta una mejor estimación de caudales recesivos, se utilizó la metodología propuesta por Núñez (2005), esta metodología indica que se deben usar varios indicadores estadísticos, también afirma que el coeficiente de determinación (R^2) presenta falencias. En la Tabla 18 se verificó que, estadísticamente los modelos matemáticos de la forma: $Q_{b12} = \frac{1.01 \cdot Q_0}{\left(e^{-(\alpha \cdot t) + 1.32 \cdot \ln(Q_0/Q_f - 1)} + 1\right)}$ y $Q_{b9} = Q_0 \cdot e^{-3 \cdot \alpha \cdot \sqrt[3]{t}}$ generaron mejores resultados estadísticos. Para validar los determinísticos presentados, se utilizaron 2009 datos de caudales observados y caudales recesivos simulados, para dicha validación se utilizaron 5 pruebas de validación (indicadores estadísticos), las cuales permiten verificar la calibración y validación de cualquier modelo hidrológico.

En la Tabla 18, se observa que, el modelo determinístico Q_{b9} generó buenos resultados estadísticos, estos son: El Coeficiente de Nash Sutcliffe (NSE) cuyo valor es de 0.997, es decir que solo un 99.7% de la variabilidad de caudal simulado estaría siendo explicada por el modelo. El Coeficiente de Determinación (R^2) es 1.00, es decir que tiene un buen ajuste ya que mientras el coeficiente de determinación se acerque a la unidad, este es tiene ajuste perfecto. El Índice de Willmott Modificado (IWM) es 0.917, es de decir que solo un 91.7% de la variabilidad del caudal simulado estaría siendo explicada por el modelo. El Error Estándar de Estimación (EEE) es de 0.087, el cual se aproxima a cero, lo que indica que el modelo hace una buena descripción entre los caudales recesivos observados y generados. Mean Absolute Relative Error (MARE), es de 0.058, el cual se aproxima a cero, esto indica que los caudales generados y observados tienen una buena descripción.

Finalmente tenemos el modelo matemático Q_{b12} (ver Tabla 18), el cual también generó excelentes resultados estadísticos, estos son: Coeficiente de Nash Sutcliffe (NSE), cuyo valor es de 0.999, es decir que solo un 99.9% de la variabilidad de caudal simulado estaría siendo explicada por el modelo. El Coeficiente de Determinación (R^2) es de 0.997, es decir que tiene un buen ajuste ya que mientras el coeficiente de determinación se acerque a la unidad, este es tiene ajuste perfecto. El Índice de Willmott Modificado (IWM) es 0.971, es de decir que solo un 97.1% de la variabilidad del caudal simulado estaría siendo explicada por

el modelo. El Error Estándar de Estimación (EEE) es de 0.054 el cual se aproxima a cero, lo que indica que el modelo hace una buena descripción entre los caudales recesivos observados y generados. El Mean Absolute Relative Error (MARE) es de 0.019, el cual se aproxima a cero, esto indica que los caudales generados y observados tienen una buena descripción.

De los dos modelos matemáticos Q_{b9} y Q_{b12} , se tiene que el modelo de la forma $Q_{b12} = \frac{1.01 * Q_0}{\left(e^{-(\alpha * t) + 1.32 * \ln\left(\frac{Q_0}{Q_f - 1}\right) + 1} \right)}$ sobreestima a los caudales recesivos observados a comparación del modelo de la forma $Q_9 = Q_0 \cdot e^{-3\alpha \sqrt[3]{t}}$, el cual subestima a los caudales recesivos observados. Según indica Caro (2001), una subestimación de caudales es más beneficiosa que una sobre estimación de caudales, ya que permite planificar racionalmente el uso del caudal o volumen de agua de un cauce en meses de estiaje.

Tabla 18: Indicadores estadísticos usados en la validación de modelos hidrológicos, período 2005 - 2023.

Modelo Matemático	α (hr ⁻¹) Calibrado	NSE	R ²	IWM	EEE	MARE
		Rango				
		[-∞;1]	[0;1]	[0;1]	[0;+∞]	[0;+∞]
Valor Ideal						
		1	1	1	0	0
$Q_{b1} = Q_0 \cdot e^{-\alpha \cdot t}$	0.001	0.954	1.000	0.682	0.340	0.271
$Q_{b2} = Q_0 \cdot (1 + \alpha \cdot t)^{-2}$	0.0008	0.912	1.000	0.575	0.472	0.421
$Q_{b3} = Q_0 \cdot e^{-\alpha \cdot t^n}$	0.00009	0.919	1.000	0.589	0.453	0.397
$Q_{b4} = Q_0 / (1 + \alpha \cdot t)^n$	0.0007	0.957	1.000	0.690	0.331	0.262
$Q_{b6} = Q_0 (1 + \alpha \cdot t)^{-3}$	0.0005	0.917	1.000	0.585	0.459	0.405
$Q_{b7} = Q_0 \cdot \alpha \cdot t$	0.015	-5.765	1.000	0.114	4.143	0.722
$Q_{b8} = Q_0 \cdot e^{-\alpha \cdot t^2 \cdot 2^{-1}}$	0.00005	0.417	1.000	0.303	1.216	3.221
$Q_{b9} = Q_0 \cdot e^{-3\alpha \sqrt[3]{t}}$	0.003	0.997	1.000	0.917	0.087	0.058
$Q_{b10} = Q_0 (1 + \alpha \cdot t)^n$	0.0009	0.968	1.000	0.732	0.283	0.216
$Q_{b11} = Q_0 \cdot e^{-2\alpha \sqrt{t}}$	0.004	0.986	1.000	0.823	0.186	0.132
$Q_{b12} = \frac{1.01 * Q_0}{\left(e^{-(\alpha * t) + 1.32 * \ln\left(\frac{Q_0}{Q_f - 1}\right) + 1} \right)}$	0.001	0.999	0.997	0.971	0.054	0.019
$Q_{b13} = Q_0 * e^{-(-0.0052 \cdot \ln(A) + 0.034) * t}$	0.0007	0.9749	1.000	0.7603	0.2525	0.1883
$Q_{b14} = Q_0 * e^{-(-0.0052 \cdot \ln(A) + 0.030) * t}$	0.0006	0.9846	1.000	0.8114	0.1978	0.1417
$Q_{b15} = Q_0 * e^{-(-0.0052 \cdot \ln(A) + 0.026) * t}$	0.0004	0.992	1.000	0.866	0.141	0.097
$Q_{b16} = Q_0 * e^{-(-0.0052 \cdot \ln(A) + 0.023) * t}$	0.0003	0.996	1.000	0.908	0.097	0.065

4.9. Capacidad de almacenamiento de la cuenca del “Río Cajamarquino”, según el caudal recesivo.

En la Tabla 19, se observa que para el año 2005 se obtuvo un volumen máximo de 18.317 MMC correspondiente al mes de mayo y un volumen mínimo de 10.081 MMC correspondiente al mes de setiembre. Para el año 2006, se obtuvo un volumen máximo de 18.238 MMC correspondiente al mes de junio y un volumen mínimo de 13.942 MMC correspondiente al mes de agosto. Para el año 2007, se obtuvo un volumen máximo de 20.869 MMC correspondiente al mes de junio y un volumen mínimo de 12.956 MMC correspondiente al mes de octubre. Para el año 2008, se obtuvo un volumen máximo de 36.034 MMC correspondiente al mes de junio y un volumen mínimo de 21.059 MMC correspondiente al mes de setiembre. Para el año 2009, se obtuvo un volumen máximo de 20.897 MMC correspondiente al mes de agosto y un volumen mínimo de 16.555 MMC correspondiente al mes de octubre. Para el año 2010, se obtuvo un volumen máximo de 19.650 MMC correspondiente al mes de junio y un volumen mínimo de 7.257 MMC correspondiente al mes de noviembre. Para el año 2011, se obtuvo un volumen máximo de 30.861 MMC correspondiente al mes de junio y un volumen mínimo de 7.858 MMC correspondiente al mes de setiembre. Para el año 2013, se obtuvo un volumen máximo de 22.867 MMC correspondiente al mes de agosto y un volumen mínimo de 18.950 MMC correspondiente al mes de octubre. Para el año 2014, se obtuvo un volumen máximo de 24.320 MMC correspondiente al mes de junio y un volumen mínimo de 19.662 MMC correspondiente al mes de octubre. Para el año 2015, se obtuvo un volumen máximo de 20.635 MMC correspondiente al mes de junio y un volumen mínimo de 11.624 MMC correspondiente al mes de setiembre. Para el año 2016, se obtuvo un volumen máximo de 15.679 MMC correspondiente al mes de mayo y un volumen mínimo de 9.530 MMC correspondiente al mes de setiembre. Para el año 2017, se obtuvo un volumen máximo de 21.088 MMC correspondiente al mes de junio y un volumen mínimo de 11.503 MMC correspondiente al mes de agosto. Para el año 2018, se obtuvo un volumen máximo de 16.998 MMC correspondiente al mes de junio y un volumen mínimo de 9.612 MMC correspondiente al mes de setiembre. Para el año 2019, se obtuvo un volumen máximo de 18.833 MMC correspondiente al mes de julio y un volumen mínimo de 10.783 MMC correspondiente al mes de setiembre. Para el año 2020, se

obtuvo un volumen máximo de 19.131 MMC correspondiente al mes de mayo y un volumen mínimo de 9.869 MMC correspondiente al mes de setiembre. Para el año 2021, se obtuvo un volumen máximo 18.639 MMC correspondiente al mes de junio y un volumen mínimo de 11.891 MMC correspondiente al mes de julio. Para el año 2022, se obtuvo un volumen máximo de 20.843 MMC correspondiente al mes de junio y un volumen mínimo de 3.556 correspondiente al mes de diciembre. Para el año 2023, se obtuvo un volumen máximo de 18.829 MMC correspondiente al mes de mayo y un volumen mínimo de 4.099 MMC correspondiente al mes de setiembre. Los promedios diarios de volumen generados del río “Cajamarquino” están expresados en millones de metros cúbicos (MMC) y fueron obtenidos a partir de los caudales recesivos generados del río “Cajamarquino” (ver Tabla 18).

También, en la Tabla 19 podemos observar que los volúmenes promedio generados para el periodo 2005-2023 se obtuvieron a partir de la expresión matemática $V = Q * t^{\frac{2}{3}} * \alpha^{-1}$, esta a su vez se obtuvo mediante la integración del modelo matemático $Q_9 = Q_0 * e^{-3.\alpha.\sqrt[3]{t}}$. Del mismo modo, se determinó que el promedio de volumen diario del río “Cajamarquino” para los meses de estiaje obtenidos a partir de caudales generados es de 14.635 MMC; mientras que, el volumen de agua del río “Cajamarquino” para los meses de estiaje obtenidos a partir de los caudales observados es de 15.020 MMC, obteniéndose una diferencia de 0.385 MMC.

Los datos de la Tabla 19 correspondientes a la capacidad de almacenamiento depende de los parámetros Q_0 y α , los cuales se reemplazan en la fórmula derivada por integración.

Para el modelo exponencial elegido para simular caudales recesivos, se obtuvo una capacidad de almacenamiento de agua subterránea promedio diario de 14.635 MMC con un coeficiente de agotamiento de 0.003 hr^{-1} utilizando la formula Q_{b9} .

La capacidad de almacenamiento de la cuenca del río “Cajamarquino”, depende de las propiedades geométricas del medio y de la distribución de las precipitaciones en determinado tiempo y espacio para

lograr colmatar la capacidad de infiltración del suelo y lograr las aportaciones a los cauces de los ríos (Álvarez, J. 2016).

Tabla 19: Capacidad de almacenamiento de la cuenca del río Cajamarquino con punto de descarga en la estación Jesús Túnel, según el caudal recesivo, período 2005 - 2023.

Año	Mes	OBSERVADO		GENERADO	
		Volumen en MMC	Caudal en m ³ /s	Volumen en MMC	Caudal en m ³ /s
2005	Mayo	18.80	1.88	18.32	1.83
	Junio	17.60	1.76	17.15	1.72
	Julio	13.82	1.38	13.46	1.35
	Agosto	11.47	1.15	11.18	1.12
	Setiembre	10.35	1.04	10.08	1.01
2006	Junio	18.72	1.87	18.24	1.83
	Julio	15.55	1.56	15.16	1.52
	Agosto	14.31	1.43	13.94	1.40
	Setiembre	15.70	1.57	15.30	1.53
	Octubre	14.31	1.43	13.94	1.40
2007	Junio	21.42	2.15	20.87	2.09
	Julio	18.24	1.83	17.78	1.78
	Agosto	15.29	1.53	14.90	1.49
	Setiembre	16.03	1.61	15.62	1.56
	Octubre	13.30	1.33	12.96	1.30
2008	Junio	36.98	3.70	36.03	3.61
	Julio	31.05	3.11	30.25	3.03
	Agosto	29.21	2.93	28.46	2.85
	Setiembre	21.61	2.16	21.06	2.11
2009	Agosto	21.45	2.14	20.90	2.09
	Setiembre	20.02	2.00	19.51	1.95
	Octubre	16.99	1.70	16.55	1.66
2010	Junio	20.17	2.02	19.65	1.97
	Julio	14.17	1.42	13.81	1.38
	Agosto	10.02	1.00	9.76	0.98
	Setiembre	10.97	1.10	10.69	1.07
	Octubre	9.44	0.95	9.20	0.92
	Noviembre	7.45	0.75	7.26	0.73
2011	Junio	31.67	3.17	30.86	3.09
	Julio	22.82	2.29	22.24	2.23
	Agosto	11.77	1.18	11.47	1.15

	Setiembre	8.06	0.81	7.86	0.79
	Octubre	9.28	0.93	9.04	0.91
2013	Julio	23.24	2.33	22.65	2.27
	Agosto	23.47	2.35	22.87	2.29
	Setiembre	21.75	2.18	21.19	2.12
	Octubre	19.45	1.95	18.95	1.90
2014	Junio	24.96	2.50	24.32	2.44
	Julio	23.42	2.35	22.82	2.29
	Agosto	21.31	2.14	20.76	2.08
	Setiembre	20.89	2.09	20.36	2.04
	Octubre	20.18	2.02	19.66	1.97
2015	Junio	21.18	2.12	20.64	2.07
	Julio	15.01	1.50	14.62	1.46
	Agosto	13.78	1.38	13.42	1.34
	Setiembre	11.93	1.19	11.62	1.16
2016	Mayo	16.09	1.61	15.68	1.57
	Junio	14.67	1.47	14.29	1.43
	Julio	12.19	1.22	11.88	1.19
	Agosto	10.16	1.02	9.90	0.99
	Setiembre	9.78	0.98	9.53	0.95
	Octubre	11.13	1.12	10.85	1.09
	Noviembre	9.96	1.00	9.70	0.97
	Diciembre	10.63	1.06	10.35	1.04
2017	Junio	21.64	2.17	21.09	2.11
	Julio	15.03	1.50	14.64	1.47
	Agosto	11.81	1.18	11.50	1.15
	Setiembre	12.34	1.24	12.02	1.20
	Octubre	14.12	1.41	13.76	1.38
	Noviembre	14.26	1.43	13.89	1.39
2018	Junio	17.44	1.75	17.00	1.70
	Julio	10.41	1.04	10.15	1.02
	Agosto	10.98	1.10	10.70	1.07
	Setiembre	9.86	0.99	9.61	0.96
2019	Junio	18.32	1.83	17.85	1.79
	Julio	19.33	1.94	18.83	1.89
	Agosto	14.03	1.40	13.67	1.37
	Setiembre	11.07	1.11	10.78	1.08
	Octubre	11.27	1.13	10.98	1.10
2020	Mayo	19.63	1.97	19.13	1.92
	Junio	13.71	1.37	13.36	1.34
	Julio	12.80	1.28	12.47	1.25

	Agosto	11.08	1.11	10.79	1.08
	Setiembre	10.13	1.01	9.87	0.99
	Octubre	11.40	1.14	11.11	1.11
	Noviembre	11.05	1.11	10.77	1.08
2021	Junio	19.13	1.92	18.64	1.87
	Julio	12.20	1.22	11.89	1.19
	Agosto	12.26	1.23	11.94	1.20
	Setiembre	15.42	1.54	15.02	1.50
	Octubre	15.33	1.53	14.93	1.50
2022	Junio	21.39	2.14	20.84	2.09
	Julio	10.66	1.07	10.39	1.04
	Agosto	8.38	0.84	8.17	0.82
	Setiembre	6.41	0.64	6.24	0.63
	Octubre	9.64	0.97	9.40	0.94
	Noviembre	5.41	0.54	5.27	0.53
	Diciembre	3.65	0.38	3.56	0.37
2023	Mayo	19.32	1.94	18.83	1.89
	Junio	12.19	1.22	11.88	1.19
	Julio	6.64	0.67	6.47	0.65
	Agosto	5.30	0.53	5.16	0.52
	Setiembre	4.21	0.42	4.10	0.41
	Octubre	5.33	0.53	5.19	0.52
	Noviembre	9.12	0.91	8.88	0.89
Promedio		15.020 MMC	1.505 m³/s	14.635 MMC	1.466 m³/s

Además, en la Tabla 19 se observa que el promedio del volumen del río Cajamarquino obtenido a partir de los caudales recesivos generados es 15.02 MMC. Mientras que el volumen de agua del río Cajamarquino para los meses de estiaje, a partir de los caudales observados es de 14.635 MMC, obtenido una diferencia de 0.385 MMC. El promedio de los caudales observados en el río Cajamarquino es 1.505 m³/s, mientras que el promedio de los caudales generados para el río Cajamarquino fue 1.466 m³/s, obteniéndose una diferencia de 0.039 m³/s.

Tabla 20: Capacidad de almacenamiento, según el caudal recesivo registrado en la Estación Mashcón.

Año	Mes	OBSERVADO		GENERADO		CAPTACIÓN COLLPA	
		Volumen en MMC	Caudal en m ³ /s	Volumen en MMC	Caudal en m ³ /s	Volumen en MMC	Caudal en m ³ /s
2023	Junio	5.572	0.558	5.185	0.519	5.991	0.6

Julio	2.826	0.283	2.629	0.263	5.991	0.6
Agosto	2.211	0.221	2.060	0.206	5.991	0.6
Setiembre	2.241	0.224	2.087	0.209	5.991	0.6
Octubre	2.359	0.236	2.192	0.220	5.991	0.6
Promedio	3.041	0.305	2.831	0.284	5.991	0.600

La Tabla 20, se obtuvieron resultados de los caudales medidos en la estación Mashcón, ubicado al margen izquierdo del río Mashcón, en dicha tabla se logró observar el volumen de almacenamiento de los caudales recesivos observados es 3.041 MMC, mientras que el volumen de almacenamiento de los caudales generados es 2.831 MMC, obteniéndose una diferencia de 0.21 MMC. Además, aguas debajo de la estación se encuentra la captación La Collpa la cual capta un caudal de 600 l/s y un volumen de 5.991 MMC, concluyendo que el caudal recesivo del río Mashcón es menor al caudal que la bocatoma capta para el riego.

Tabla 21: Capacidad de almacenamiento, según el caudal recesivo registrado en la Bocatoma El Milagro.

Año	Día	OBSERVADO		GENERADO		CAPTACIÓN EL MILAGRO	
		Volumen en MMC	Caudal en m ³ /s	Volumen en MMC	Caudal en m ³ /s	Volumen en MMC	Caudal en m ³ /s
2023	14/09/2023	0.309	0.015	0.30	0.014	2.077	0.100
	17/09/2023	0.348	0.017	0.33	0.016	2.077	0.100
	20/09/2023	0.158	0.008	0.15	0.007	2.077	0.100
	23/09/2023	0.087	0.004	0.08	0.004	2.077	0.100
	26/09/2023	0.091	0.004	0.09	0.004	2.077	0.100
	29/09/2023	0.139	0.007	0.13	0.006	2.077	0.100
	2/10/2023	0.164	0.008	0.16	0.008	2.077	0.100
	5/10/2023	0.273	0.013	0.26	0.013	2.077	0.100
	8/10/2023	0.203	0.010	0.20	0.009	2.077	0.100
	Promedio	0.197	0.009	0.189	0.009	2.077	0.100

La Tabla 21, se obtuvieron resultados de los caudales aforados en la Captación El milagro, en dicha tabla se logró observar el volumen de almacenamiento de los caudales recesivos observados es 0.197 MMC, mientras que el volumen de almacenamiento de los caudales generados es 0.189 MMC, obteniéndose una diferencia de 0.008 MMC. Además, la bocatoma El Milagro capta 100 l/s en épocas de estiaje y un volumen de 2.077 MMC, concluyendo que el caudal recesivo del río Porcón no logra satisfacer la demanda de agua

de la población de la ciudad de Cajamarca, esto debido a que es menor al caudal que la bocatoma capta el tratamiento de agua potable en la Planta de Tratamiento El Milagro.

4.10. Almacenamiento mediante prueba de pozos

Para determinar la capacidad de almacenamiento se empleó la prueba de pozos, se determinó la transmisividad, conductividad hidráulica y la porosidad efectiva.

Transmisividad (T)

Para obtener este parámetro se utilizó las pruebas de bombeo de corta duración en los pozos seleccionados que corresponde a un pozo tubular y dos excavados ubicados en Cajamarca y Baños del Inca. Este parámetro mide la capacidad de un acuífero para transmitir agua a través de toda su sección saturada. Un valor alto de T significa que el acuífero transmite fácilmente agua (acuíferos arenosos o de grava). Un valor bajo de T significa que transmite poco (acuíferos arcillosos o fracturas poco conectadas). Para arenas finas el rango va de 10-100 m²/día, mientras que para limos y arcillas la transmisividad es menor a 1.

Tabla 22: Transmisividad hidráulica en los pozos de estudio.

Pozo	Propietario	Transmisividad (m ² /día) Fase de descenso
PZ_01	José Mendoza	23.42
PZ_02	Guillermo Huamán	6.576
PZ_03	Alberto Cabanillas	8.71

Nota. Fuente: Elaboración propia.

Conductividad hidráulica (K)

Para determinar esta característica se usó el método de prueba de bombeo de pozos, los cual consistió en bombeo de agua a un caudal constante, con ayuda de una electrobomba, para luego tomar mediciones del nivel dinámico en intervalos de tiempo. Los valores obtenidos van desde 0.438 m/día la conductividad más baja en el pozo PZ_02 hasta 1.561 m/día la conductividad más alta en el pozo PZ_01. La conductividad

hidráulica es capacidad de un material geológico (suelo o roca) para permitir el paso del agua a través de sus poros o fracturas bajo un gradiente hidráulico.

Los resultados se muestran en la Tabla 23, los detalles de las pruebas de pozos (descensos) se encuentran en anexos.

Tabla 23: Conductividad hidráulica en los pozos de estudio.

Pozo	Propietario	Conductividad hidráulica (m/día) Fase de descenso
PZ_01	José Mendoza	1.561
PZ_02	Guillermo Huamán	0.438
PZ_03	Alberto Cabanillas	0.581

Nota. Fuente: Elaboración propia

Porosidad efectiva (me)

La porosidad efectiva fue obtenida de la relación empírica establecida por Van Beers. La porosidad efectiva es igual al coeficiente de almacenamiento para acuíferos libres.

Los resultados obtenidos en la fase de descenso están en un rango de 0.066 como la porosidad efectiva más baja y se presenta en el pozo estudiado PZ_02, mientras que 0.125 como la porosidad efectiva más alta y se presenta en el pozo estudiado PZ_01 y una porosidad efectiva o coeficiente de almacenamiento promedio de 0.089.

Tabla 24: Coeficiente de almacenamiento o porosidad efectiva en los pozos de estudio.

PozoN°	Propietario	Conductividad hidráulica(m/día)	Porosidad efectiva (%)	Porosidad efectiva (adim)=S
PZ_01	José Mendoza	1.561	12.494	0.125
PZ_02	Guillermo Huamán	0.438	6.618	0.066
PZ_03	Alberto Cabanillas	0.581	7.622	0.076
Promedio				0.089

Nota. Fuente: Elaboración propia.

Determinación del almacenamiento de la cuenca Cajamarquino

Para cuantificar el almacenamiento la cuenca del río Cajamarquino, ya que este funciona como un reservorio para almacenar agua en épocas húmedas y liberarlo gradualmente en épocas de estiaje, se tomó el descenso promedio medido en los pozos estudiados que corresponde a 42 cm, estos fueron medidos desde la primera semana del mes de julio hasta la primera semana del mes de agosto. La cuenca del río Cajamarquino presenta una superficie de 769.133 Km².

Tabla 25: Coeficiente de almacenamiento o porosidad efectiva en los pozos de estudio.

Descenso (m)	Área (Km2)	Porosidad efec. o Coef. de almacenamiento	Almacenamiento (MMC)
0.42	769.133	0.089	28.79

El resultado del almacenamiento es 28.79 MMC (millones de metros cúbicos) para un mes de prueba, comparados al almacenamiento obtenido mediante el análisis de caudales recesivos tiene un promedio de 14.635 MMC. Sin embargo, en agosto del 2008 se obtuvo un volumen de 28.46 MMC lo cual es muy parecido al volumen obtenido actualmente mediante prueba de pozos.

CAPÍTULO V: CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES

5.1. Conclusiones

- a) La capacidad de almacenamiento sub superficial de la cuenca del río “Cajamarquino” según el caudal recesivo, registrado en la estación “Jesús Túnel” para el periodo hidrológico 2005-2023, mediante una integración matemática del modelo determinístico exponencial de forma: $Q_{b9} = Q_0 \cdot e^{-3 \cdot \alpha \cdot \sqrt[3]{t}}$ corresponde a un volumen promedio de 14.64 MMC (millones de metros cúbicos) y un caudal recesivo promedio de 1.47 m³/s.
- b) La información hidrométrica correspondiente al período 2005-2023, fue recolectada de la estación Jesús Túnel ubicada en la margen derecha del río “Cajamarquino”, en el distrito de “Jesús”, centro poblado “La Huaraclla”, con coordenadas geográficas: Latitud: -7.2294 / Longitud: -78.4131 / Altitud(msnm): 2572 msnm.
- c) La cuenca del río “Cajamarquino” presenta un área de 769.13 Km² y un perímetro de 146.94 Km. En cuanto al coeficiente de compacidad o índice de Gravelius, es de 1.48 clasificándose como una Oval - redonda a oval – oblonga. Su factor de forma es de 0.63. El río “Cajamarquino” presenta una corriente perenne y una geología de depósitos aluviales y fluviales; su máximo caudal registrado es 225.829 m³/s, su mínimo caudal registrado es 0.198 m³/s y su caudal promedio diario es 7.147 m³/s. También presenta un nivel freático poco profundo donde encontramos aguas subterráneas muy superficiales, generalmente en el lugar llamado Huayrapongo-Baños del Inca.
- d) El coeficiente de agotamiento para el río principal de la cuenca del río “Cajamarquino” es de 0.003 hr⁻¹ para el periodo hidrológico 2005-2023, fue estimado mediante el modelo determinístico de forma $Q_{b9} = Q_0 \cdot e^{-3 \cdot \alpha \cdot \sqrt[3]{t}}$.
- e) De acuerdo a los resultados de las pruebas estadísticas de Coeficiente de Nash-Sutcliffe (NSE), Coeficiente de determinación (R²), Índice de Willmott Modificado (IWM), Error Estándar de

Estimación (EEE), Mean Absolute Relative Error (MARE), se validó el modelo determinístico exponencial de forma $Q_{b9} = Q_0 \cdot e^{-3 \cdot \alpha \cdot \sqrt[3]{t}}$, el cual logró mejores resultados estadísticos. Mientras que, el modelo determinístico $Q_{b9} = Q_0 \cdot e^{-3 \cdot \alpha \cdot \sqrt[3]{t}}$ estimó caudales recesivos sub estimados más próximos a los caudales observados del río “Cajamarquino” en periodo de estiaje. Por ello, se acepta el modelo exponencial para simular caudales recesivos o de agotamiento. La sub estimación es más beneficiosa que la sobre estimación ya que permite tener una base mínima, relativamente segura, a partir del cual planificar racionalmente el uso del caudal.

- f) El coeficiente de almacenamiento o porosidad efectiva promedio es de 0.089, estos se calcularon para tres pozos mediante la prueba de pozos. Además, se obtuvo un almacenamiento de 28.79 MMC para un descenso promedio en estiaje de 0.42 m.

5.2. Recomendaciones

- a) Se recomienda probar los modelos determinísticos a escala mensual en la cuenca del río “Cajamarquino”
- b) Se recomienda aplicar la presente investigación en otras áreas con características similares, donde su río principal presente elevados caudales.
- c) Se recomienda reforestar las zonas altas para poder tener más zonas de recarga hídrica de acuíferos.
- d) Se recomienda realizar estudios similares en zonas de la costa.

CAPÍTULO VI: REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS

A) Bibliografía

- Aliaga, S. V. (1985). Hidrología estadística (1.^a ed.). Lima, Perú: Editorial de la Universidad Nacional Mayor de San Marcos.
- Aparicio, M. F. J. (2001). Fundamentos de la Hidrología de Superficie (1.^a ed.). México: Limusa.
- Campos, D. F. (1998). *Procesos del ciclo hidrológico*. (3.^a ed.). México. Universidad Potosiana.
- Chow, V. T., Maidment, D. R., & Mays, L. W. (1994). *Applied hydrology* (2nd ed.). New York, NY: McGraw-Hill.
- Custodio, M. E. y Llamas, M. R. (1983). *Hidrología subterránea*. (2da. Ed.). Barcelona, España: Omega S.A.
- Custodio, M. E y Llamas, M. R. (1996). *Hidrología Subterránea*. Barcelona, España: Omega.
- Custodio, E., & Llamas, M. R. (2001). *Hidrología subterránea* (2.^a ed.). Ediciones Omega.
- Fetter, C. W. (2001). *Applied hydrogeology* (4th ed.). Upper Saddle River, NJ: Prentice Hall.
- Freeze, R. A., & Cherry, J. A. (1979). *Groundwater*. Englewood Cliffs, NJ: Prentice-Hall.
- Healy, R. W. (2010). *Estimating groundwater recharge*. Cambridge, UK: Cambridge University Press.
- Llanos Acebo, Hilario & Garfias, Jaime & Ba, Khalidou. (2002). *Análisis de métodos para la estimación de caudales máximos de avenidas: aplicación a cinco cuencas vergentes de la provincia de Alava (País Vasco)*. Estudios del Museo de Ciencias Naturales de Alava. 17. 51-82.
- Pizarro, R. (2009). *Hidrología: Aplicación en América Latina* (2.^a ed.). Santiago, Chile: Editorial Universitaria
- Sánchez, F. J. (2022). *Hidrología Superficial y Subterránea*. 2^a ed. Kindle Direct Publishing., 440 pp.
- Smith, J. A., & Johnson, R. B. (2019). *Caudales recesivos y su influencia en la disponibilidad de agua en tiempos de sequía*. Revista Internacional de Gestión del Agua, 12(3), 78-94.

B) Linkografía

- Álvarez, J. I. (2016). *Aporte de agua en la captación en el Ronquillo - Cajamarca según el caudal recesivo en estiaje, para los años hidrológicos 2008 – 2015*. [Tesis de Pregrado, Universidad Nacional

- Cajamarca]. Repositorio Institucional- Universidad Nacional Cajamarca. <http://hdl.handle.net/20.500.14074/1973>
- Álvarez, J. I. (2018). *Aporte de Agua de la Microcuenca “Grande”, en Función del Caudal Recesivo de su Cauce Principal, Mediante Modelamiento Matemático Exponencial y Potencial, en Período de Estiaje 2014-2016*. [Tesis de Maestría, Universidad Nacional Cajamarca]. Repositorio Institucional- Universidad Nacional Cajamarca. <http://hdl.handle.net/20.500.14074/2204>
- Álvarez, J. I., & Huamán, J. F. (2022). *Aporte de agua del río “Tres ríos”, según el caudal recesivo, para los años hidrológicos 2008-2015, Cajamarca, Perú*. *Manglar*, 19(1), 33-38. Epub 15 de marzo de 2022. <https://dx.doi.org/10.17268/manglar.2022.004>
- Álvarez, J. I., & Huamán, J. F. (2023). *Modelo hidrológico para la simulación de caudales recesivos: caso río “Jequetepeque”, aguas arriba de la presa Gallito Ciego, Perú*. *Agroindustrial Science*, 13(1), 43-51. Recuperado a partir de <https://revistas.unitru.edu.pe/index.php/agroindscience/article/view/5205>
- ANA. (2015). *Plan Nacional de Recursos Hídricos al 2035*. <https://www.ana.gob.pe>
- ANA. (2018). *Evaluación de los recursos hídricos en cuencas priorizadas*. <https://www.ana.gob.pe>
- ANA. (2020). Informe nacional sobre el estado de los recursos hídricos en el Perú. <https://www.ana.gob.pe>
- Arciniega, S. (2015). *Análisis y modelación de curvas de recesión en zonas áridas y semiáridas de México*. [Tesis Maestro en Ingeniería. Universidad Autónoma de México]. Repositorio Institucional <http://132.248.52.100:8080/xmlui/handle/132.248.52.100/8513>
- Balocchi, Francisco., Pizarro, Roberto., Morales, Carolina., & Olivares, Claudio. (2014). *Modelamiento matemático de caudales recesivos en la región mediterránea andina del Maule: el caso del estero Upeo, Chile*. *Tecnología y ciencias del agua*, 5(5), 179-188. Recuperado en 30 de junio de 2023, de http://www.scielo.org.mx/scielo.php?script=sci_arttext&pid=S2007-24222014000500011&lng=es&tlng=es.
- Camarasa, A. M., Caballero, M P., & Iranzo, E. (2018). Cambios de uso del suelo, producción de escorrentía y pérdida de suelo. Sinergias y compensaciones en una rambla mediterránea (Barranc del Carraixet, 1956–2011). *Boletín de la Asociación de Geógrafos Españoles*, 78, 127–153. doi: <http://dx.doi.org/10.21138/bage.2714>

- Caro, J. A. (2001). *Modelación de caudales recesivos para la cuenca del río Purapel, estación Nirivilo*. [Tesis pregrado, Universidad de Talca]. Repositorio Institucional http://eias.usalca.cl/Docs/pdf/Publicaciones/tesis_de_grado/caro_dumas.pdf
- Castillo, E. A. (2015). *Modelación de Caudales Recesivos para la Cuenca del Río Maipo, Región Metropolitana y la Cuenca del Río Biobío, Región del Biobío, Chile*. [Tesis de Pregrado, Universidad de Talca]. Repositorio Institucional- Universidad de Talca. http://desarrollo.usalca.cl/temporal/ctha/Docs/pdf/Publicaciones/tesis_de_grado/2015_tesis_edgar_castillo.pdf
- Cerón, M., Sarria, D., Torres, S., & Soto, J. (2021). Agua subterránea: tendencias y desarrollo científico. *Información tecnológica*, 32(1), 47-56. <https://dx.doi.org/10.4067/S0718-07642021000100047>
- Chávez, A. R. (2016). *Modelos hidrológicos para la generación de caudales diarios en las cuencas de los ríos Pisco y San Juan – Ica*. [Tesis de Pregrado, Universidad Nacional Agraria La Molina]. Repositorio Institucional-Universidad Nacional Agraria La Molina. <https://hdl.handle.net/20.500.12996/1956>
- Espinosa, S., Custodio, E. (2016). Estimación de la escorrentía superficial para el cálculo de la recarga a los acuíferos del macizo kárstico de los Ports de Beseit (Tarragona, España) combinando balance de agua en el suelo y análisis de hidrogramas de caudales. "Estudios geológicos (Madrid)", vol. 72, núm. 1, p. 1-20. doi: <http://dx.doi.org/10.3989/egeol.42132.374>
- Fattorelli, S. y Fernández, P. C. (2011). *Diseño hidrológico*. (2da. Ed.). Water Assessment & Advisory Global Network. https://www.ina.gov.ar/pdf/Libro_diseno_hidrologico_edicion_digital.pdf
- Hernández, D. (2019). ESTIMACIÓN DEL POTENCIAL HÍDRICO SUBTERRANEO DEL VALLE DE CAJAMARCA - CAJAMARCA [UNIVERSIDAD NACIONAL DE CAJAMARCA]. <https://repositorio.unc.edu.pe/handle/20.500.14074/3486>
- Jodar-Abellan, A., Ruiz, M. y Melgarejo, J. (2018). *Evaluación del impacto del cambio climático sobre una cuenca hidrológica en régimen natural (SE, España) usando un modelo SWAT*. *Revista mexicana de ciencias geológicas*, 35(3), 240-253. <https://doi.org/10.22201/cgeo.20072902e.2018.3.56>
- Kumar, P., Bansod, B. K., Debnath, S. K., Thakurc, P., Ghanshyam, C. (2015). Index-Based Groundwater Vulnerability Mapping Models Using Hydrogeological Settings: a Critical Evaluation, <http://doi.org/101007/s00254-008-1367-0>, *Environmental Impact Assessment Review*, 51, 38-49

- Llamas, M.R. (1976). La utilización de aguas subterráneas en Madrid. de los "Mayrat" musulmanes a los modelos digitales. <http://pascal-francis.inist.fr/vibad/index.php?action=getRecordDetail&idt=PASCALGEODEBRGM7720087534>
- MINAM (2020). *Informe nacional sobre el estado del ambiente 2019*. <https://sinia.minam.gob.pe>
- Núñez, M. (2005). *Propuesta Y Análisis de Modelos hidrológicos para la Estimación de Caudales Recesivos en la Cuenca del Río Lontué, Estación Estero Upeo en Upeo, VII Región del Maule, Chile*. [Tesis de Doctorado, Universidad de Talca]. Repositorio Institucional- Universidad de Talca. <http://dspace.otalca.cl/handle/1950/2306>
- Ramos, A. & Armenteras, d. (2019). Interceptación y escorrentía del bosque altoandino en la reserva forestal protectora "el Malmo". Acta Biológica Colombiana, 24 (1), 97-108. <https://doi.org/10.15446/abc.v24n1.67039>
- Rosales, H. G. (2015). *Modelación de Caudales Subterráneos en la Subcuenca del Río Pariac, Estación Pariac*. [Tesis de Maestría, Universidad Nacional Santiago Antúnez de Mayolo]. Repositorio Institucional- Universidad Nacional Santiago Antúnez de Mayolo. <http://repositorio.unasam.edu.pe/handle/UNASAM/2591>
- Samper, J. (2014). *Manantiales y relaciones río - acuífero de hidrología del subsuelo*. Recuperado de <https://www.coursehero.com/file/44257170/29-October-2013-Hidrologia-Subterranea-ICCP-Manantiales-y-Rio-apuntes-2013-2014-1pdf>
- Sánchez, J. A., Álvarez, T., Pacheco, J G., González, R A., & Carrillo, L. (2015). Caracterización hidrogeoquímica de las aguas subterráneas del sur del Estado de Quintana Roo, México. Revista mexicana de ciencias geológicas, 32(1), 62-76. Recuperado en 07 de agosto de 2023, de http://www.scielo.org.mx/scielo.php?script=sci_arttext&pid=S1026-87742015000100006&lng=es&tlng=es.
- UNESCO. (2022). *The United Nations World Water Development Report 2022: Groundwater – Making the invisible visible*. <https://www.unesco.org/reports/wwdr/2022>
- Ward, R. & Robinson, M. (1990). *Principles of Hydrology*. McGraw Hill, London. 365 pp. <https://doi.org/10.2166/9781780407296>

CAPÍTULO VII: ANEXOS

7.1. Pruebas de bombeo

Tabla 26: Prueba de Bombeo Pozo PZ_01- José Mendoza (Descenso).

FICHA DE PRUEBA DE BOMBEO DE POZOS						
1) Datos Generales:						
Lugar de prueba:	Cajamarca			Fecha:	8/07/2025	
Propietario	José Mendoza			Hora:	09:15	
Pozo:	Pz_01			Responsable:	Jaime Chilón Duran	
2) Ubicación Política:			3) Ubicación Geográfica:			
Región:	Cajamarca		Coordenadas:	UTM	Este (m):	777189.475
Provincia:	Cajamarca		Datum:	WGS 84	Norte (m):	9206911.617
Distrito:	Cajamarca		Zona:	17S	Cota (msnm):	2673.540
4) Datos de Campo:						
Prof. N.E:	2.62	m		N.E: Nivel Estatico		
Caudal de Bombeo ponderado:			2.45	l/s		N.D: Nivel dinamico

NIVEL DE AGUA						
Fecha	Hora	Min	Seg	Prof ND(m)	Abatimiento(m)	Observaciones
8/07/2025	09:15	0	0	2.62	0.00	
		0	1	3.02	0.40	
			2	3.27	0.65	
			3	3.52	0.90	
			4	3.67	1.05	
			5	3.80	1.18	
			6	3.94	1.32	
			7	4.14	1.52	
			8	4.24	1.62	
			9	4.32	1.70	
			10	4.39	1.77	
			12	4.52	1.90	
			14	4.72	2.10	
			16	4.87	2.25	
			18	4.97	2.35	
			20	5.12	2.50	
			25	5.82	3.20	
			30	6.72	4.10	
			35	7.22	4.60	
			40	7.47	4.85	

Tabla 27: Prueba de Bombeo Pozo PZ_02- Guillermo Huamán (Descenso).

FICHA DE PRUEBA DE BOMBEO DE POZOS						
1) Datos Generales:						
Lugar de prueba:	Cajamarca			Fecha:	8/07/2025	
Propietario	Guillermo Huamán			Hora:	11:00	
Pozo:	PZ_02			Responsable:	Jaime Chilón Duran	
2) Ubicación Política:			3) Ubicación Geográfica:			
Región:	Cajamarca		Coordenadas:	UTM	Este (m):	777164.317
Provincia:	Cajamarca		Datum:	WGS 84	Norte (m):	9206859.892
Distrito:	Cajamarca		Zona:	17S	Cota (msnm):	2674.17
4) Datos de Campo:						
Prof. N.E:	2.46	m		N.E: Nivel Estático		
Caudal de Bombeo ponderado:			2.3	l/s		N.D: Nivel dinámico

NIVEL DE AGUA						
Fecha	Hora	Min	Seg	ProfND(m)	Abatimiento(m)	Observaciones
8/07/2025	11:00	0	0	2.46	0.00	
		0	1	2.81	0.35	
			2	3.21	0.75	
			3	3.71	1.25	
			4	3.96	1.50	
			5	4.21	1.75	
			6	4.70	2.24	
			7	4.91	2.45	
			8	5.16	2.70	
			9	5.66	3.20	
			10	5.86	3.40	
			12	6.71	4.25	
			14	6.97	4.51	
			16	7.50	5.04	
			18	7.81	5.35	
			20	8.14	5.68	
			25	8.80	6.34	
			30	9.16	6.70	
			35	9.39	6.93	
			40	10.02	7.56	
			45	10.21	7.75	

Tabla 28: Prueba de Bombeo Pozo PZ_03- Alberto Cabanillas (Descenso).

FICHA DE PRUEBA DE BOMBEO DE POZOS							
1) Datos Generales:							
Lugar de prueba:	Cajamarca			Fecha:	8/07/2025		
Propietario	Alberto Cabanillas			Hora:	11:00		
Pozo:	PZ_03			Responsable:	Jaime Chilón Duran		
2) Ubicación Política:			3) Ubicación Geográfica:				
Región:	Cajamarca		Coordenadas:	UTM		Este (m):	779503.522
Provincia:	Cajamarca		Datum:	WGS 84		Norte (m):	9206686.860
Distrito:	Baños del inca		Zona:	17S		Cota (msnm):	2671.37
4) Datos de Campo:							
Prof. N.E:	2.29 m		N.E: Nivel Estático				
Caudal de Bombeo ponderado:			1.25	l/s		N.D: Nivel dinámico	

NIVEL DE AGUA						
Fecha	Hora	Min	Seg	ProfND(m)	Abatimiento(m)	Observaciones
8/07/2025	13:15	0	0	2.29	0.00	
		0	1	2.64	0.35	
			2	3.37	1.08	
			3	3.64	1.35	
			4	4.05	1.76	
			5	4.34	2.05	
			6	4.49	2.20	
			7	4.69	2.40	
			8	4.87	2.58	
			9	5.04	2.75	
			10	5.14	2.85	
			12	5.29	3.00	
			14	5.39	3.10	
			16	5.44	3.15	
			18	5.64	3.35	
			20	5.87	3.58	
			25	6.49	4.20	
			30	6.74	4.45	
			35	7.09	4.80	
			40	7.49	5.20	
			45	7.85	5.56	

Figura 83: Permeabilidad hidráulica PZ_01- José Mendoza por el método de Theis

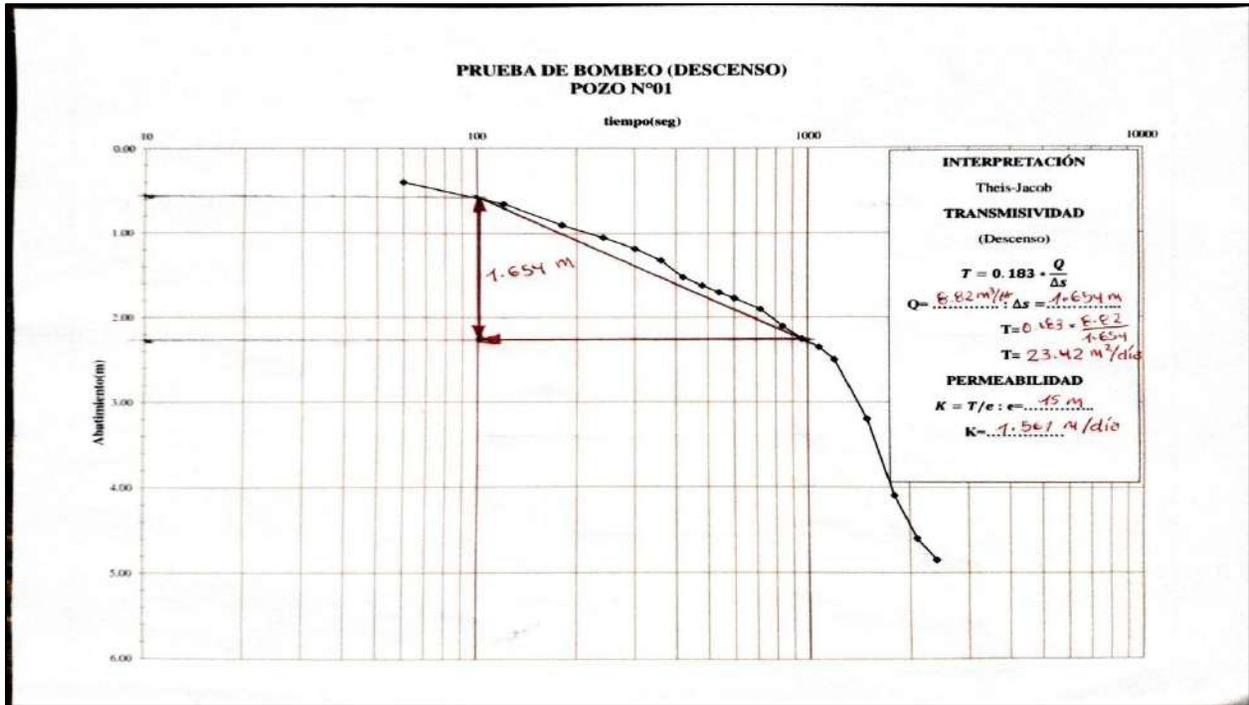


Figura 84: Permeabilidad hidráulica PZ_02- Guillermo Huamán por el método de Theis.

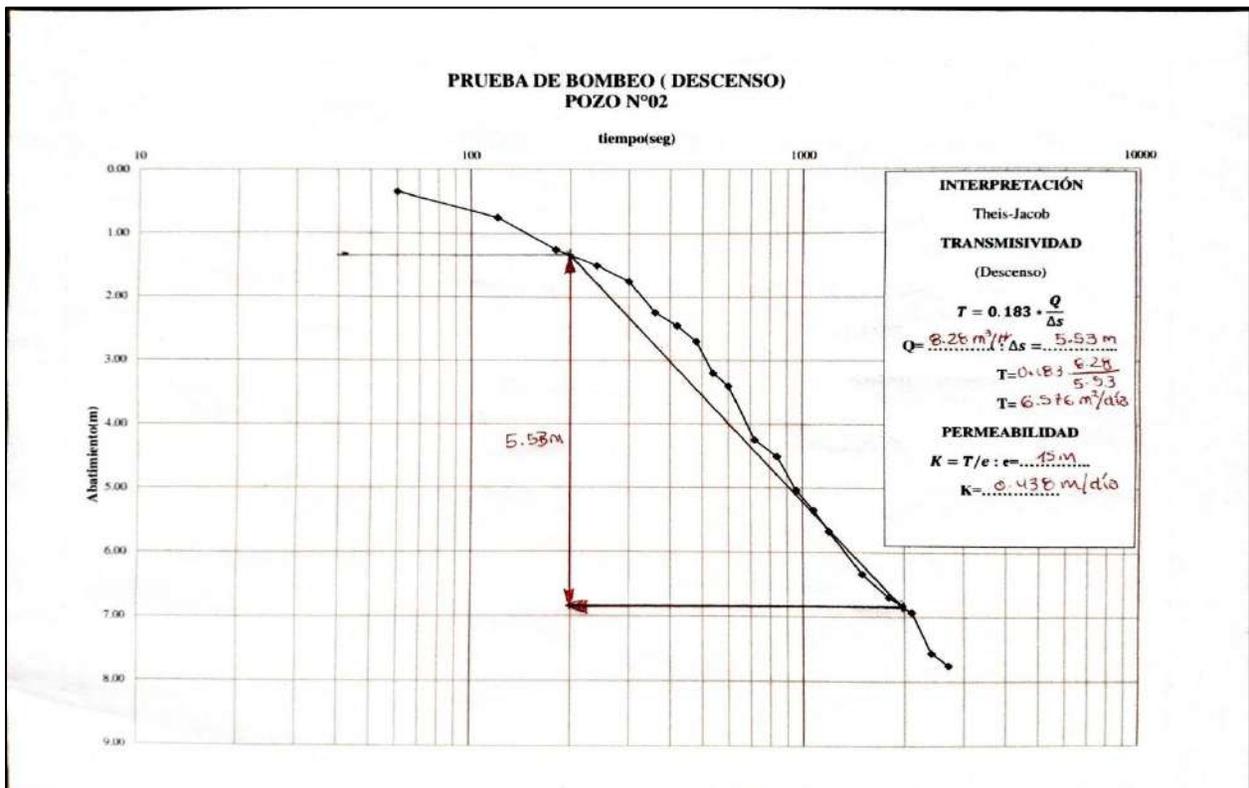
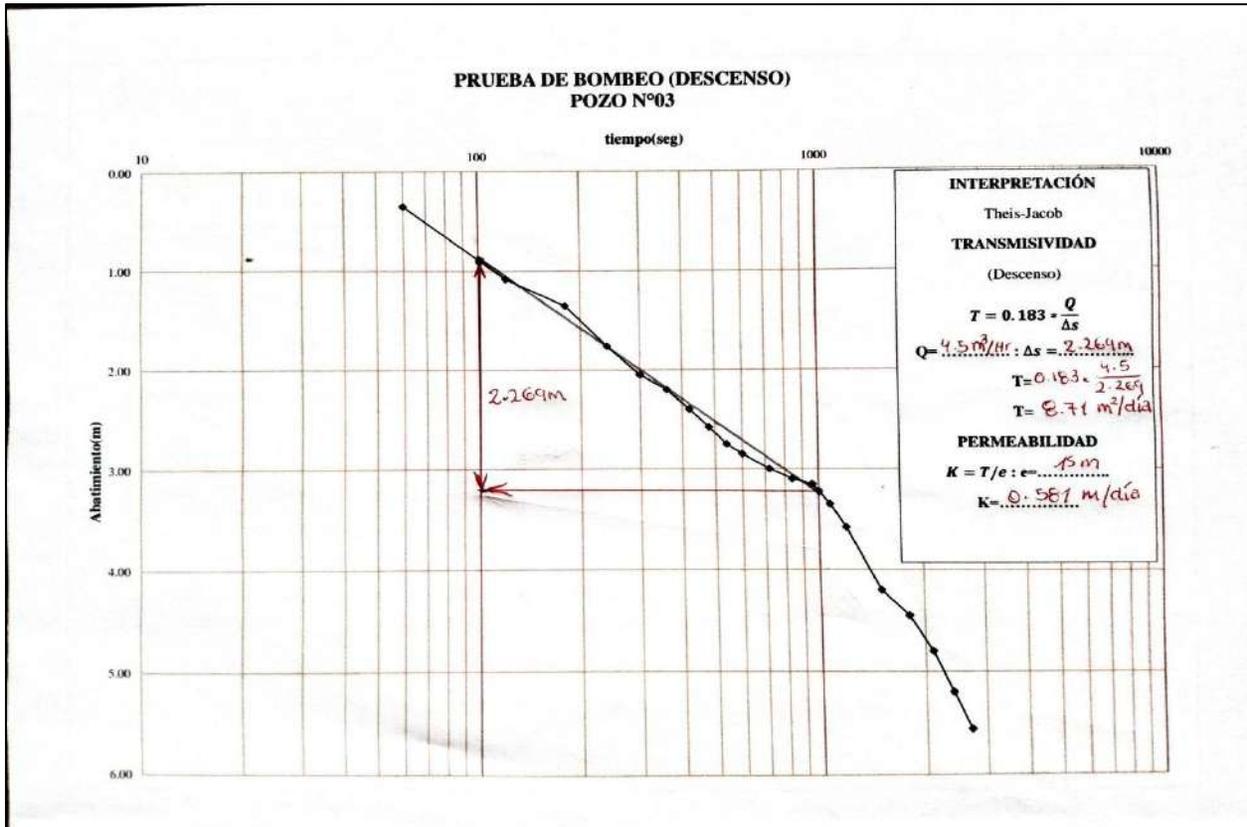


Figura 85: Permeabilidad hidráulica PZ_03- Alberto Cabanillas por el método de Theis.



7.2. Constancia de uso de información

PROCEDIMIENTOS PARA OTORGAR INFORMACIÓN HIDROMETEOROLÓGICA EN EL SENAMHI A ESTUDIANTES, TESISISTAS, MAESTRISTAS, DOCTORADO E INVESTIGADORES

ANEXO 02: FORMATO DE SOLICITUD ESTUDIANTES /TESISTAS - DIRECCIÓN ZONAL

Señor(a)
DIRECTOR (A) ZONAL DEL SERVICIO NACIONAL DE METEOROLOGÍA E HIDROLOGÍA DEL PERU - SENAMHI
 Presente-

Jaime Chilón Duran
 (Nombre y Apellidos)

Av. Vía Evitamiento Norte #933 - Cajamarca
 (Dirección)

con N° DNI: 72001029 Telf: 928949361 E-mail: jchilon16-1@unc.edu.pe

Universidad/ Instituto: Universidad Nacional de Cajamarca
 Carrera/ Profesión: Ingeniería Hidráulica

Ante usted me presento y expongo;

Que, (detallar el estudio o proyecto que están realizando y el motivo de solicitud de los datos)

Para desarrollar tesis de pregrado titulado "Capacidad de almacenamiento subsuperficial de agua en la cuenca de Río Cajamarquino, con punto de descarga en la estación "Jesús Túnel", según el caudal recesivo".

Solicito la siguiente información:

ESTACION/ZONA	PARÁMETROS	PERÍODOS
Jesús Túnel	Caudales (m ³ /s) diarios	2000 - 2023

La información solicitada deberá ser remitida al correo electrónico: jchilon16-1@unc.edu.pe

Por lo expuesto, agradeceré a usted atender lo solicitado.

Cajamarca 01 de abril del 2024

[Firma]
 Firma del Usuario

DIRECTIVA N° 003-2016-SENAMHI-SG-OPP-UM
 Servicio Nacional de Meteorología e Hidrología del Perú - SENAMHI



Jaime Chilon Duran <jchilond16_1@unc.edu.pe>

REMITE INFORMACION HIDROLOGICA

2 mensajes

Lorenza Valencia López (DZ3) <lvalencia@senamhi.gob.pe>
Para: Jaime Chilon Duran <jchilond16_1@unc.edu.pe>
Cc: "Walter Iván Veneros Terán (DZ3)" <iveneros@senamhi.gob.pe>

30 de abril de 2024, 17:18

Buenas tardes señor Jaime Chilon Duran
Se remite la información hidrológica, nivel medio mensual de la estación HLG. Jesús Tunel.
Confirmar la recepción del presente correo.
Atte.
Lorenza valencia

De: Jaime Chilon Duran <jchilond16_1@unc.edu.pe>**Enviado:** lunes, 1 de abril de 2024 12:31**Para:** Walter Iván Veneros Terán (DZ3) <iveneros@senamhi.gob.pe>; Lorenza Valencia López (DZ3) <lvalencia@senamhi.gob.pe>**Asunto:** Solicito datos hidrométricos (caudales) con fines de investigación para tesis

Buenas tardes, Soy tesista de pregrado, de la Universidad Nacional de Cajamarca, estoy realizando mi tesis denominado " **Capacidad de almacenamiento subsuperficial de agua en la cuenca del Río Cajamarquino, con punto de descarga en la estación Jesús Túnel, según el caudal recesivo**" por lo que en la investigación requiero datos hidrométricos (caudales diarios) de la estación Jesús Túnel, dado que los datos tiene que ser de fuentes confiables, es por eso que recurro a su despacho.

Esperando su apoyo y pronta respuesta para culminar la investigación y así contribuir con el desarrollo de la sociedad.

Adjunto:

- Carta de la Universidad dirigida al Senamhi
- Proyecto de Tesis.
- Solicitud dirigida al senamhi
- Declaración Jurada

 **JAIME CHILÓN DURAN (1).xlsx**
16K

Jaime Chilon Duran <jchilond16_1@unc.edu.pe>
Para: "Lorenza Valencia López (DZ3)" <lvalencia@senamhi.gob.pe>

30 de abril de 2024, 20:06

confirmo
(El texto citado está oculto)

7.3. Panel Fotográfico

Figura 86: Pozo visitado, nivel freático poco profundo.



Figura 87: Prueba de bombeo PZ_01



Figura 88: Prueba de bombeo PZ_02

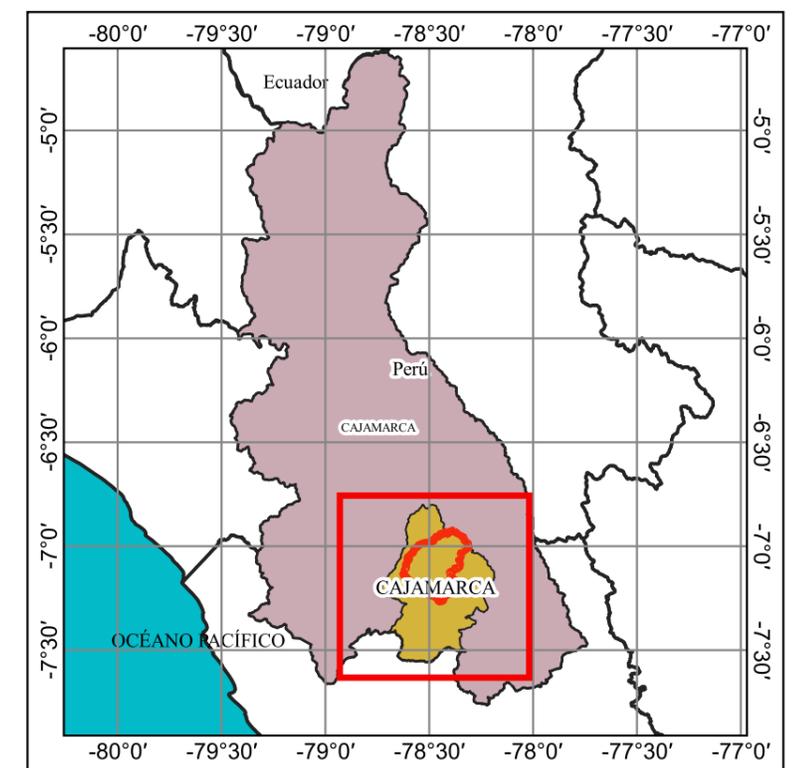
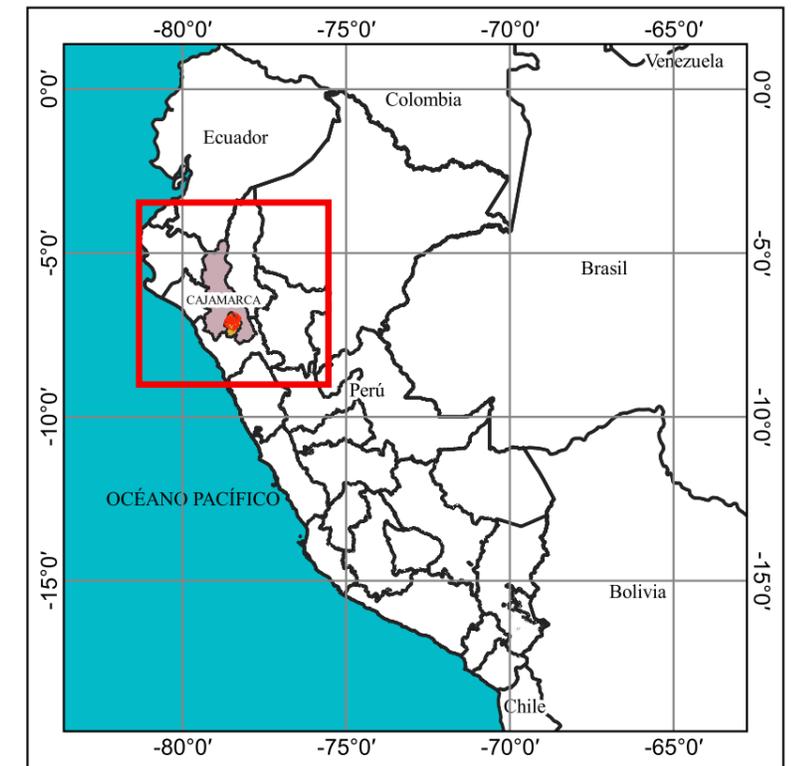
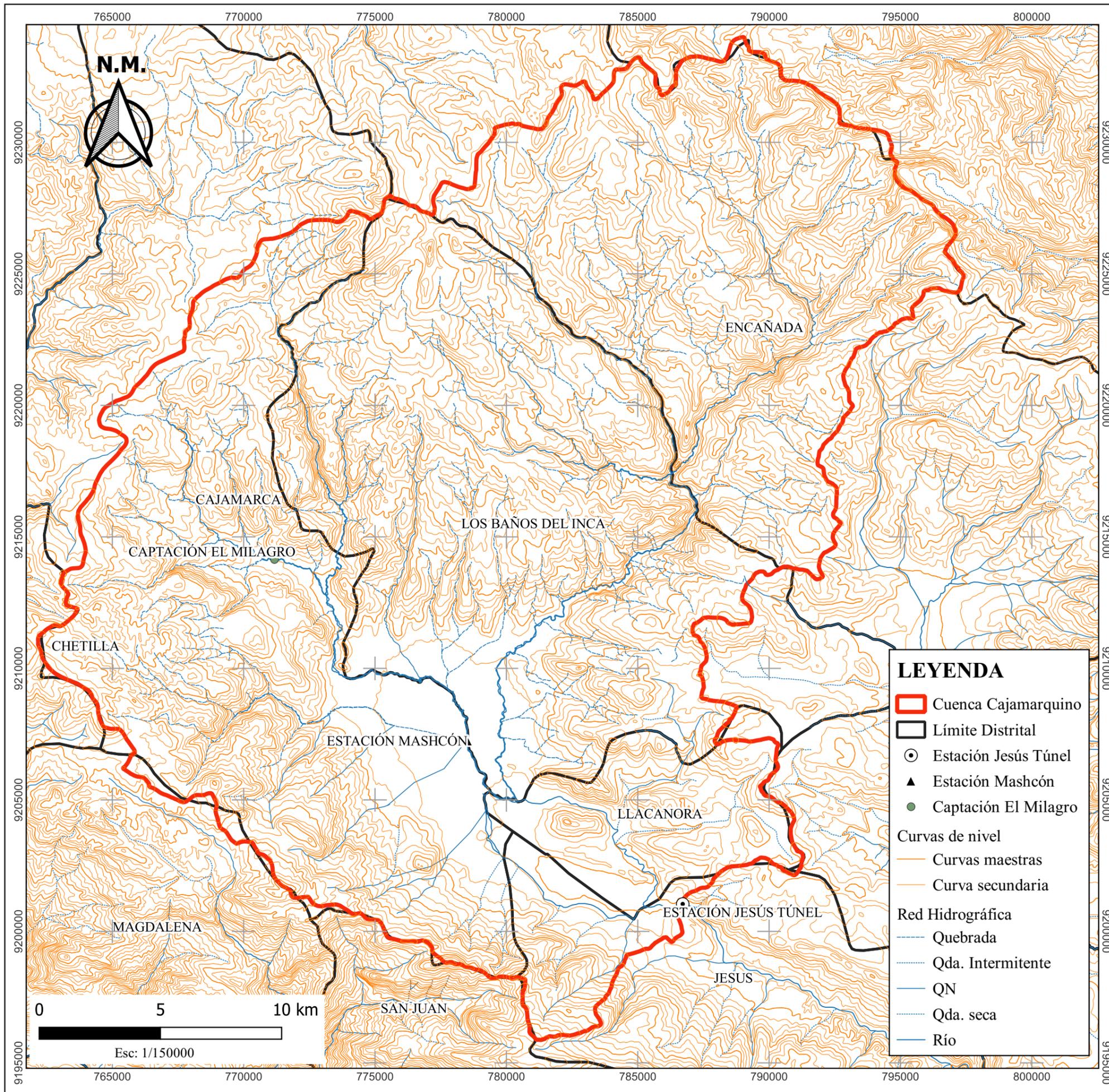


Figura 89: Registro del nivel freático.

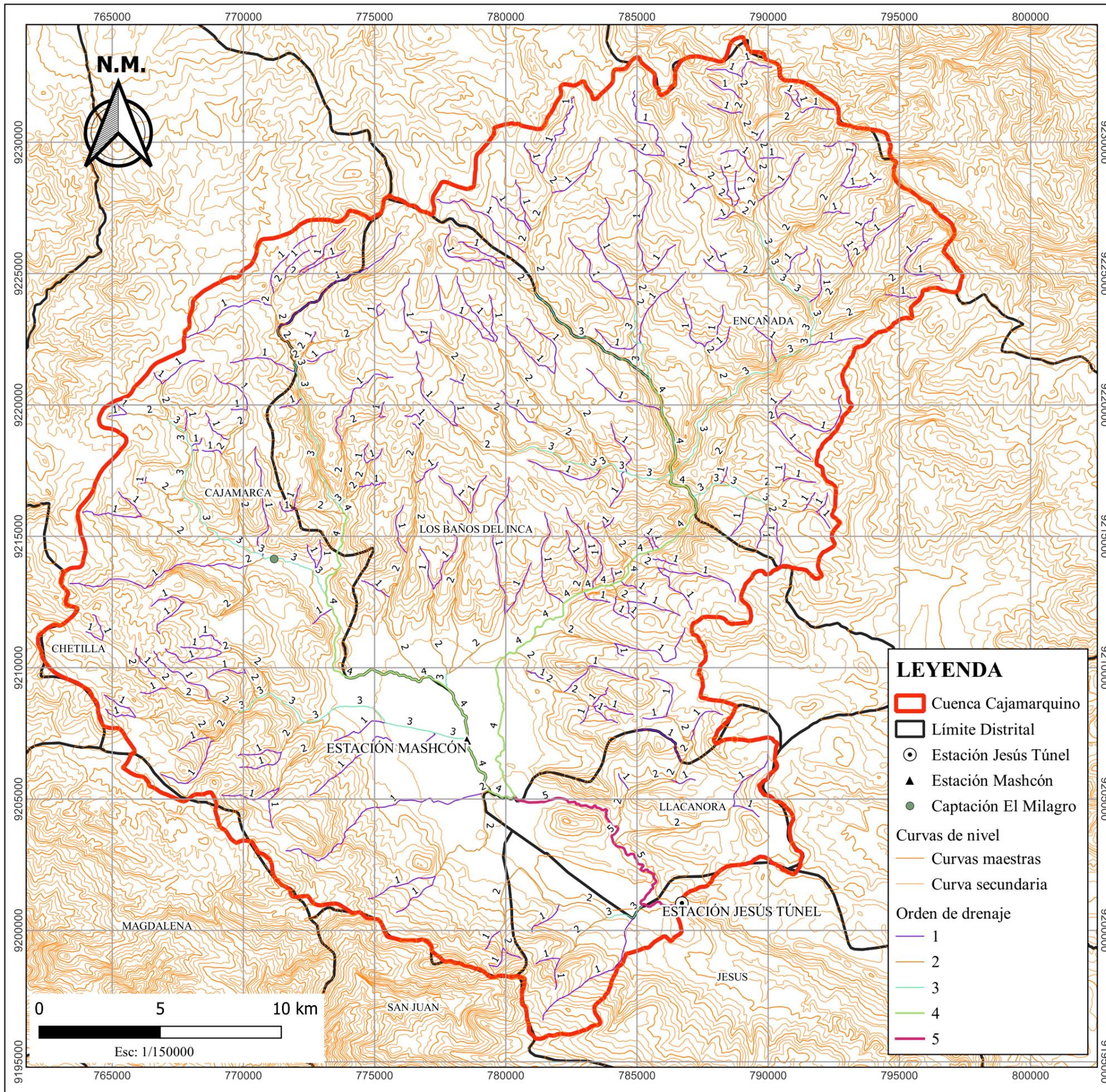


7.4. Planos

- PL_01: Mapa de Ubicación de la cuenca del río “Cajamarquino”
- PL_02: Mapa de orden de drenaje de la cuenca “Cajamarquino”
- PL_03: Mapa DEM de la cuenca “Cajamarquino”
- PL_04: Mapa NDVI de la cuenca “Cajamarquino”
- PL_05: Mapa geológico de la cuenca “Cajamarquino”
- PL_06: Mapa de ubicación de pozos.



	UNIVERSIDAD NACIONAL DE CAJAMARCA FACULTAD DE INGENIERÍA ESCUELA ACADEMICO PROFESIONAL DE INGENIERÍA HIDRÁULICA	
	Tesis: "CAPACIDAD DE ALMACENAMIENTO SUBSUPERFICIAL DE AGUA EN LA CUENCA DEL RÍO CAJAMARQUINO, CON PUNTO DE DESCARGA EN LA ESTACIÓN JESÚS TÚNEL, SEGÚN EL CAUDAL RECESIVO"	
	Tesista: Bach. Jaime Chilón Duran	Escala: 1/150000
	Asesor: Dr. Ing. José Francisco Huamán Vidaurre	Datum: WGS 1984 UTM
Plano: Plano de Ubicación	Zona: 17 S	PL-01



LEYENDA

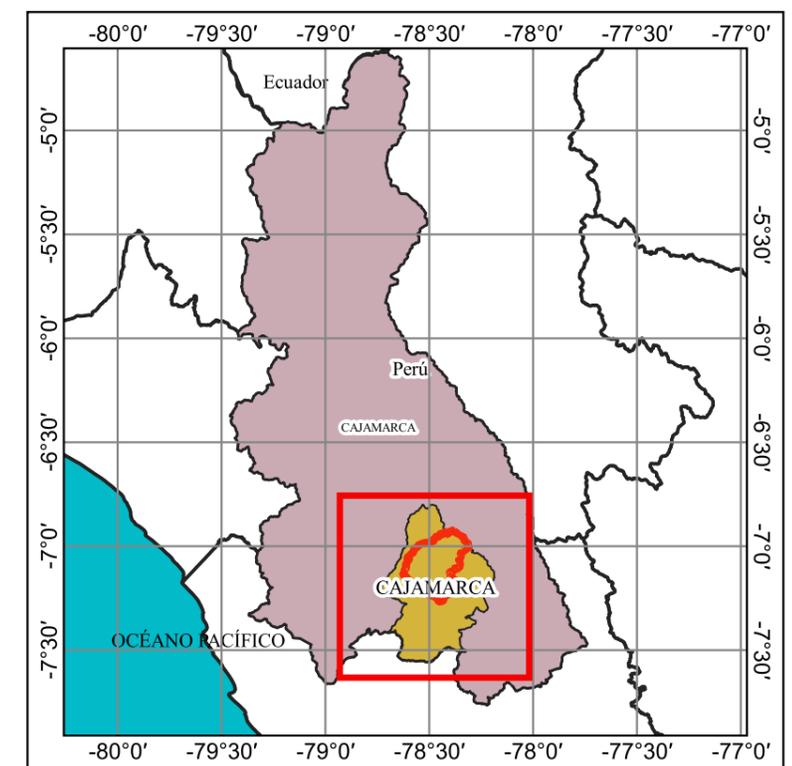
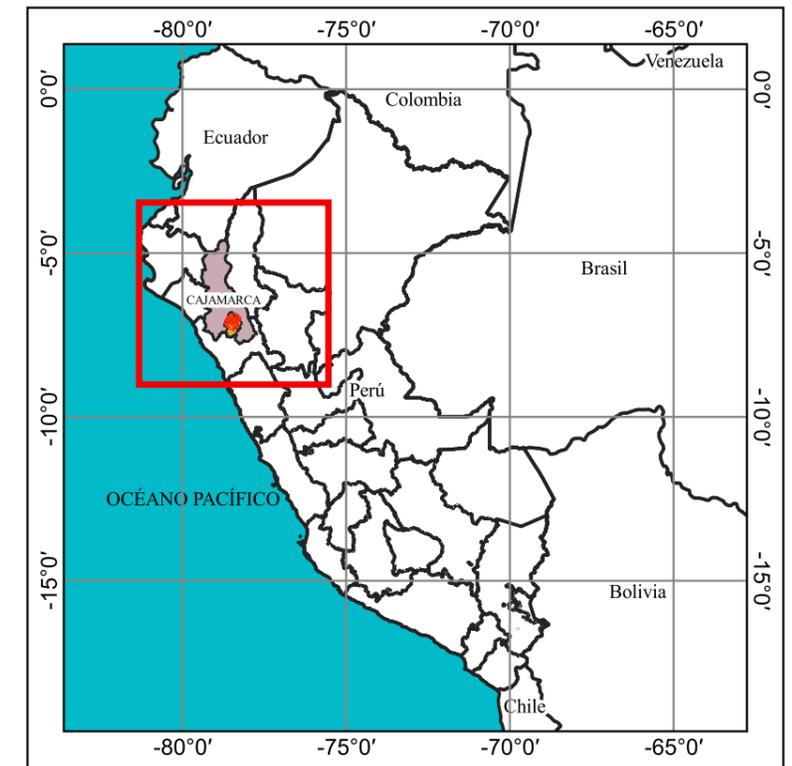
- Cuenca Cajamarquino
- Límite Distrital
- Estación Jesús Túnel
- Estación Mashcón
- Captación El Milagro

Curvas de nivel

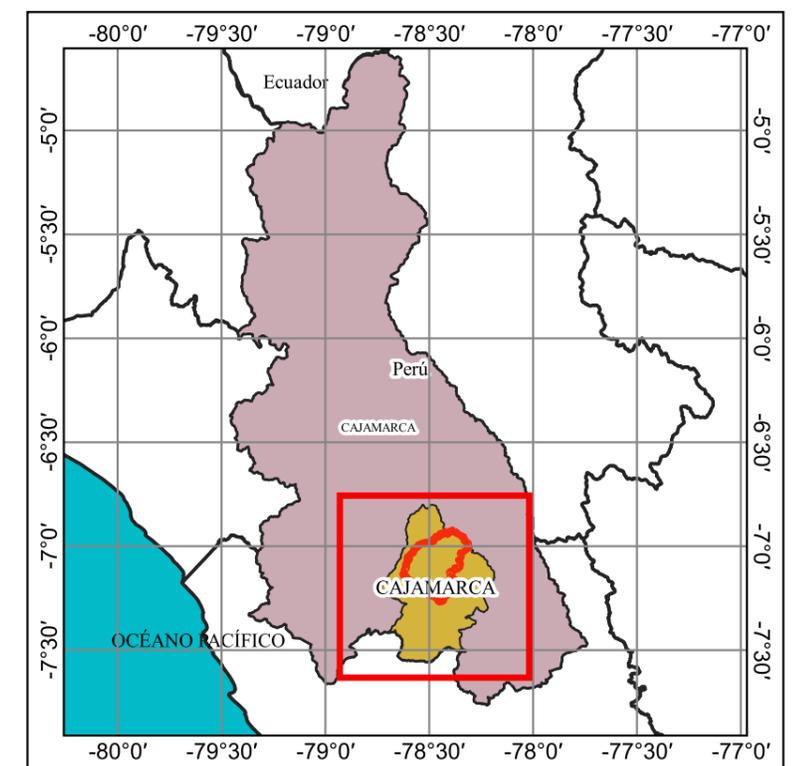
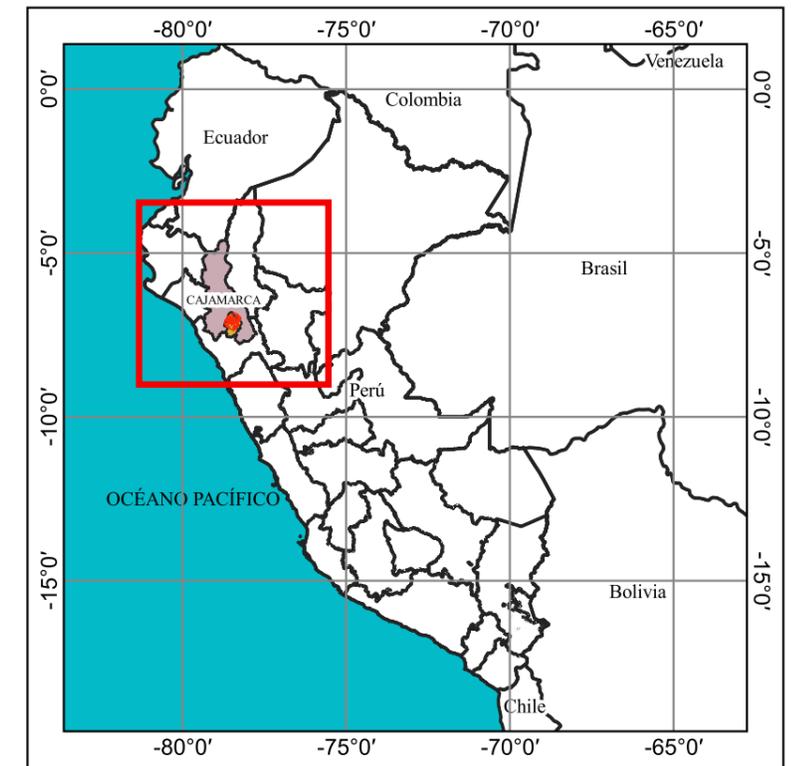
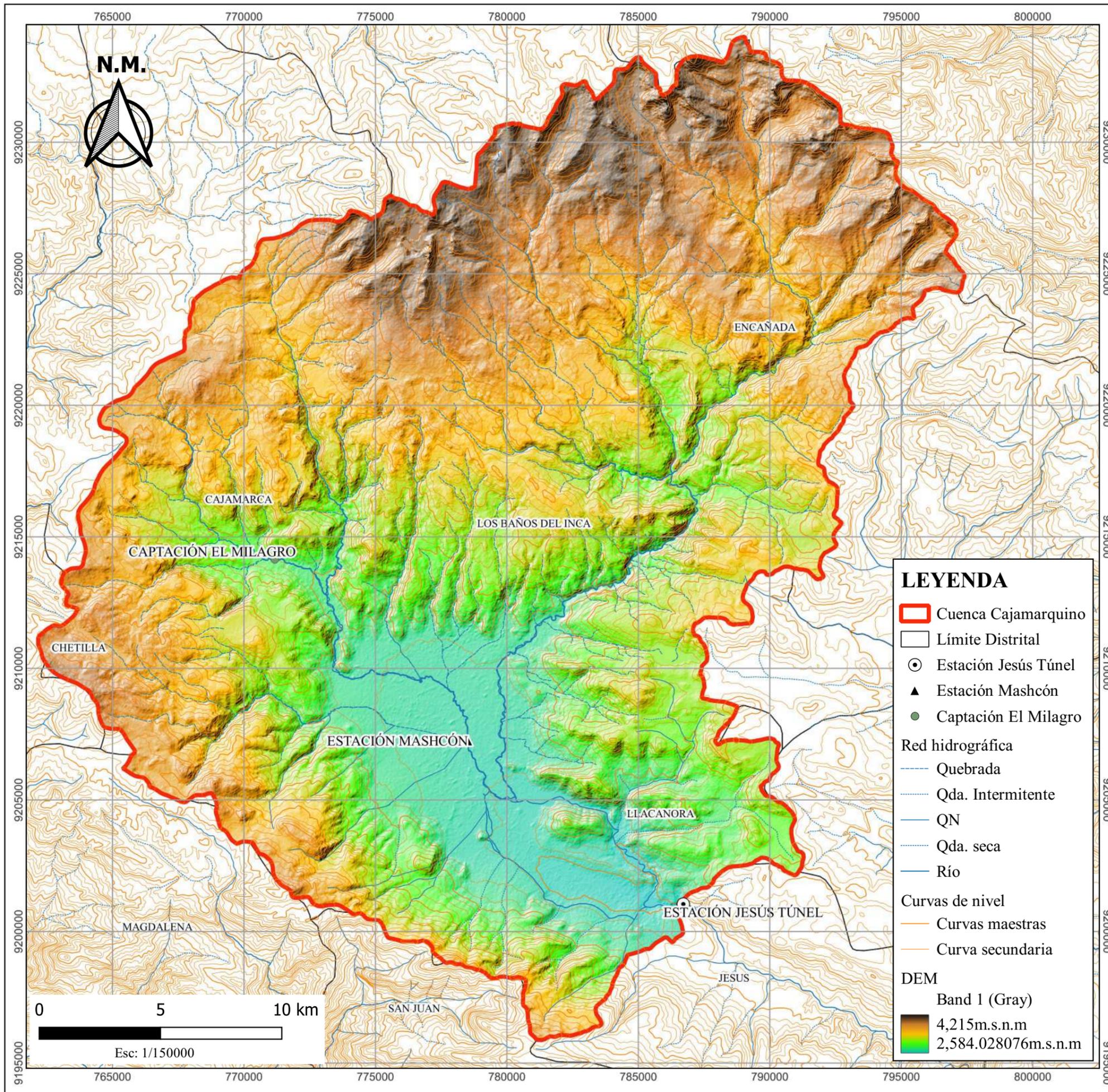
- Curvas maestras
- Curva secundaria

Orden de drenaje

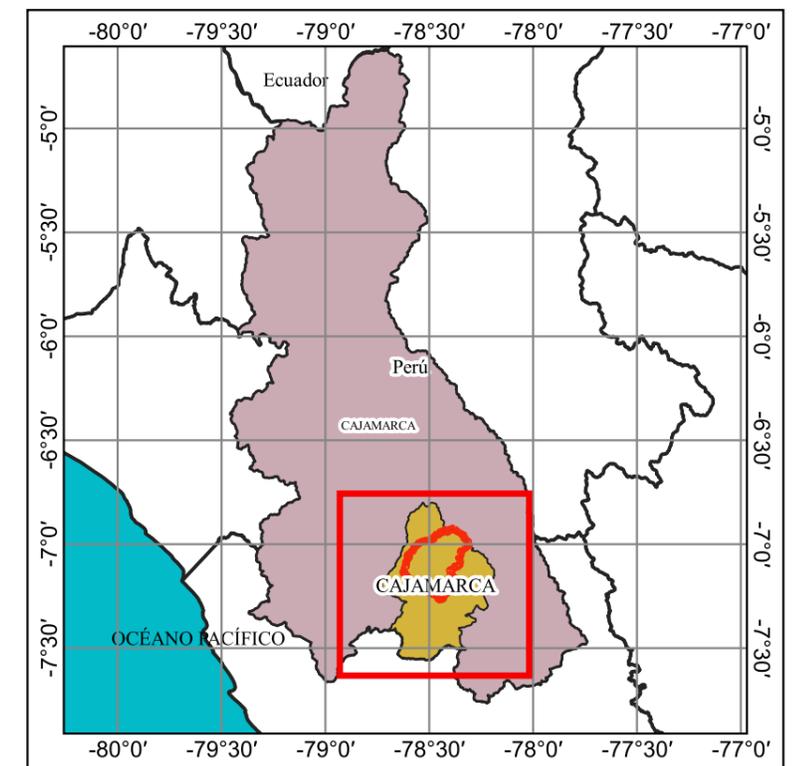
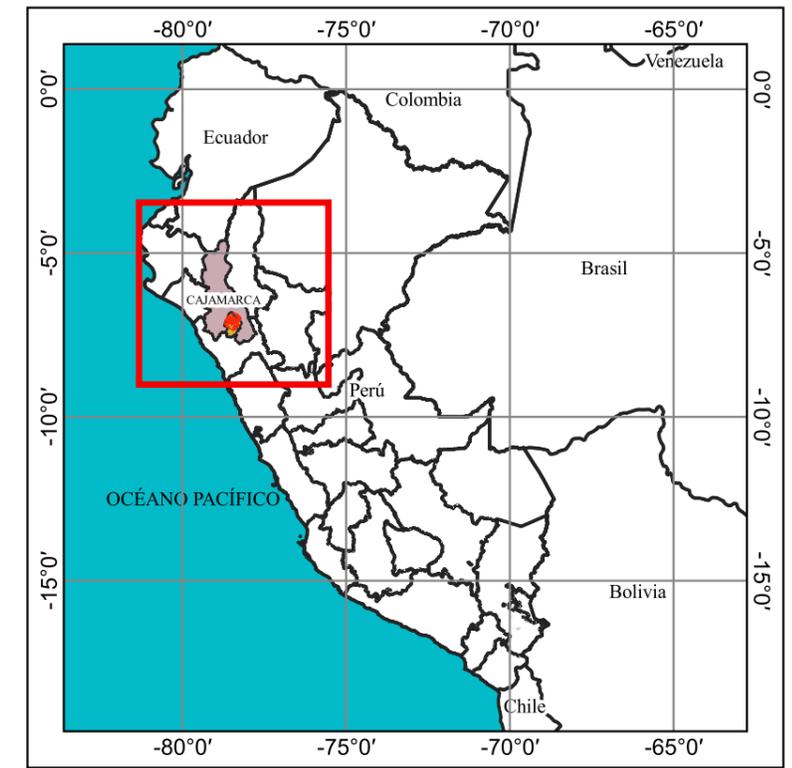
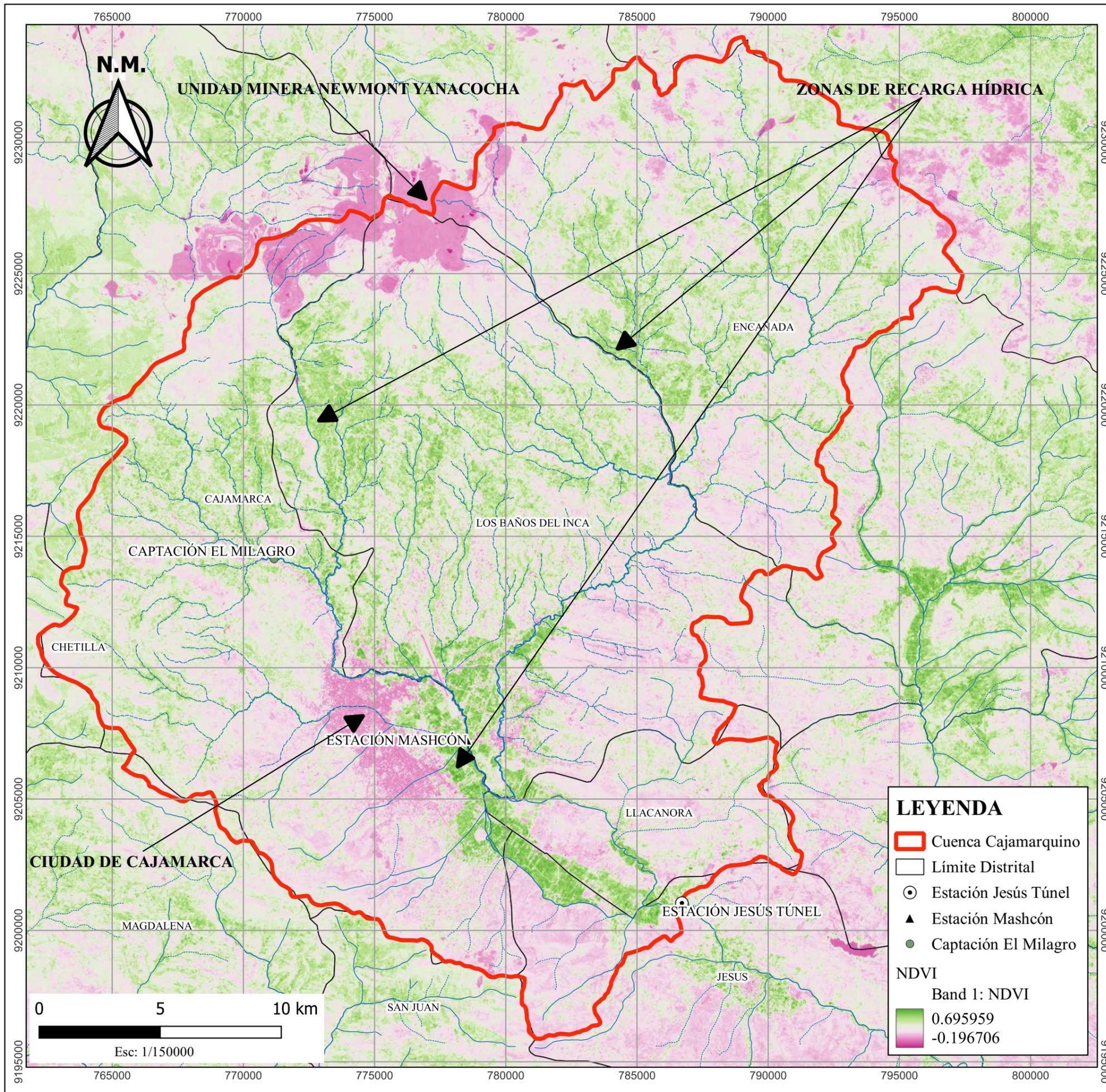
- 1
- 2
- 3
- 4
- 5



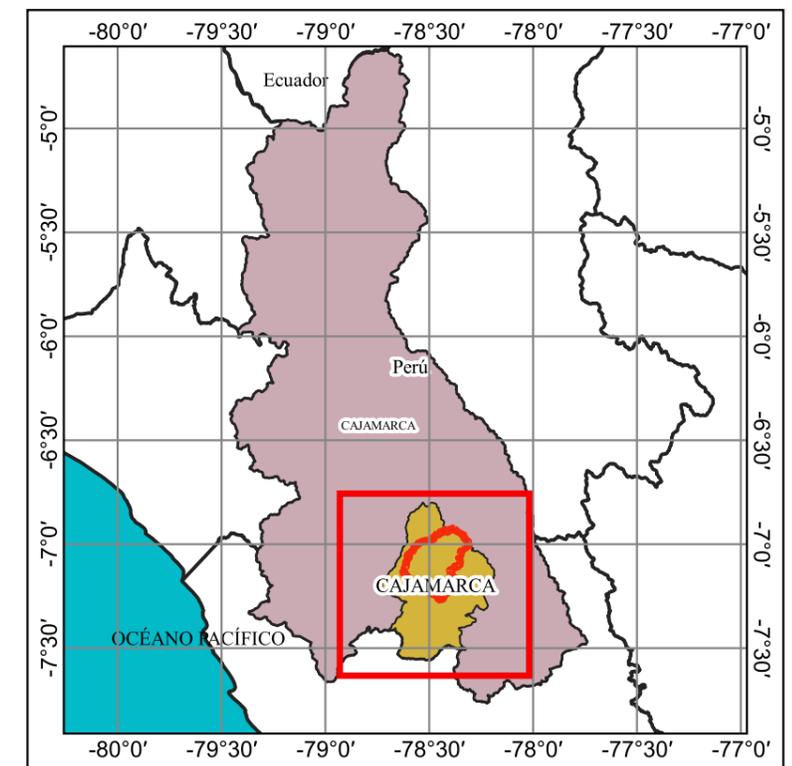
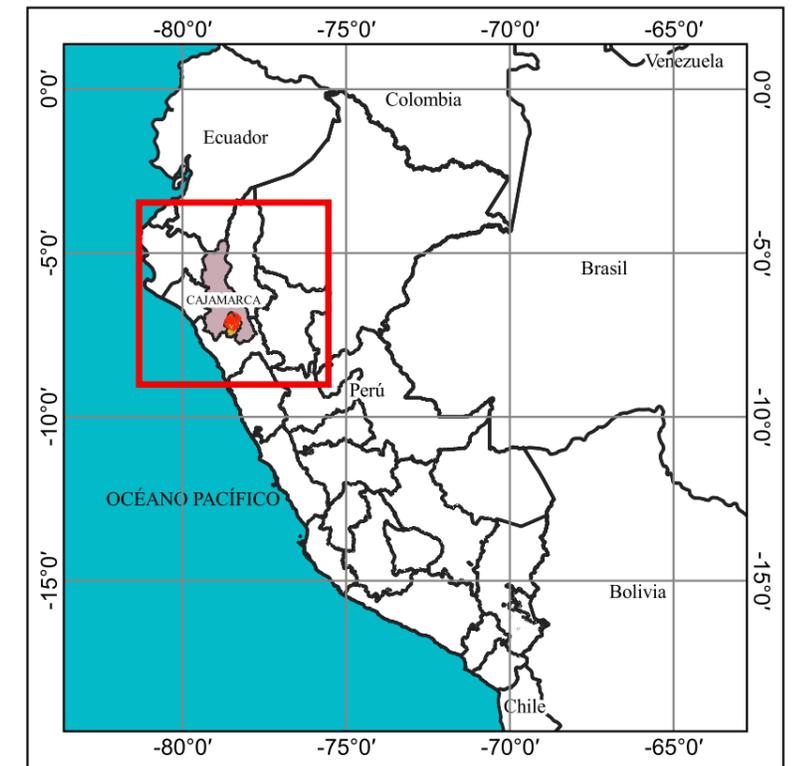
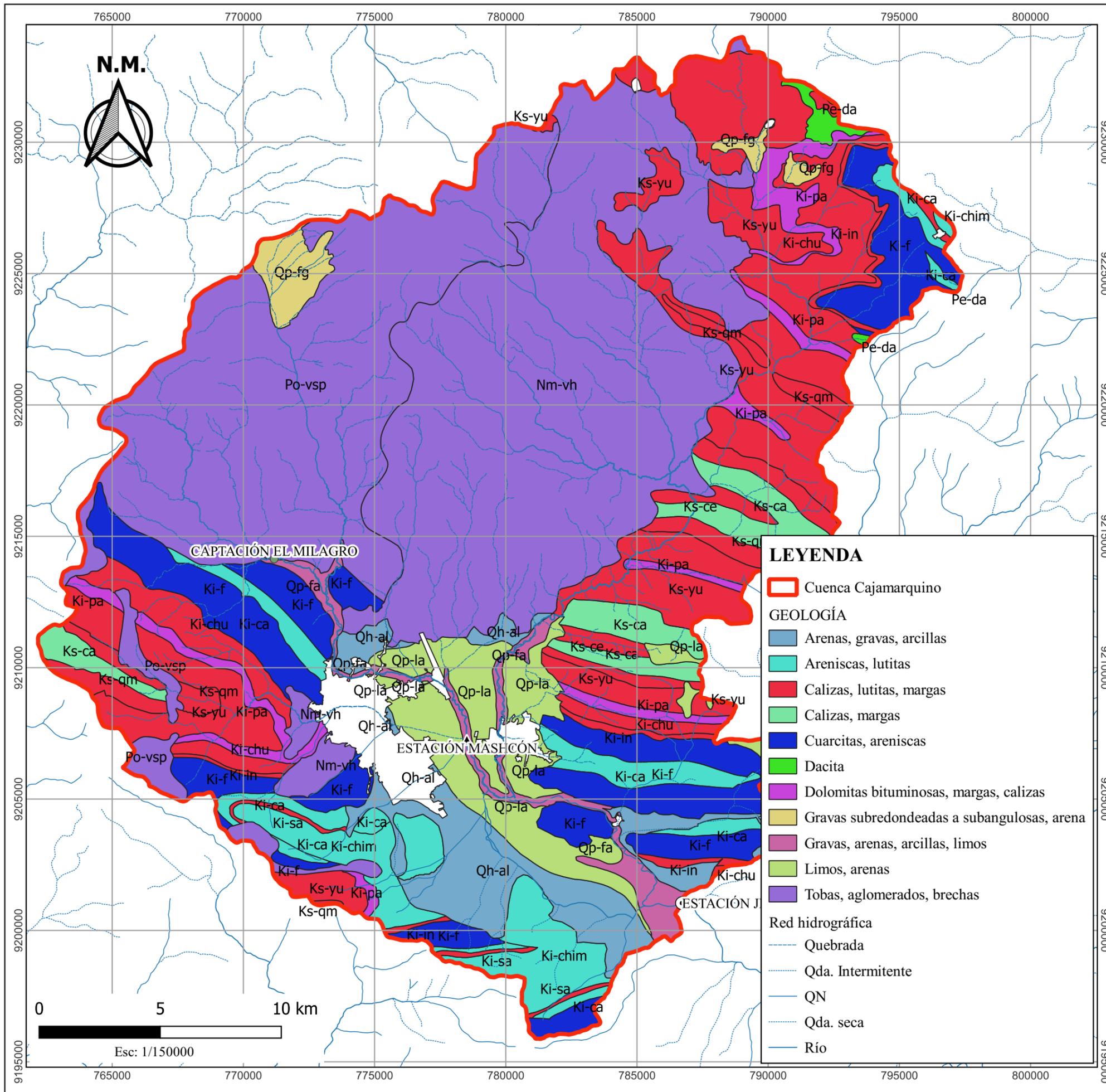
	UNIVERSIDAD NACIONAL DE CAJAMARCA FACULTAD DE INGENIERÍA ESCUELA ACADEMICO PROFESIONAL DE INGENIERÍA HIDRÁULICA	
	Tesis: "CAPACIDAD DE ALMACENAMIENTO SUBSUPERFICIAL DE AGUA EN LA CUENCA DEL RÍO CAJAMARQUINO, CON PUNTO DE DESCARGA EN LA ESTACIÓN JESÚS TÚNEL, SEGÚN EL CAUDAL RECESIVO"	
Tesista:	Bach. Jaime Chilón Duran	Escala: 1/150000
Asesor:	Dr. Ing. José Francisco Huamán Vidaurre	Datum: WGS 1984 UTM
Plano:	Orden de Drenaje	Zona: 17 S PL-02



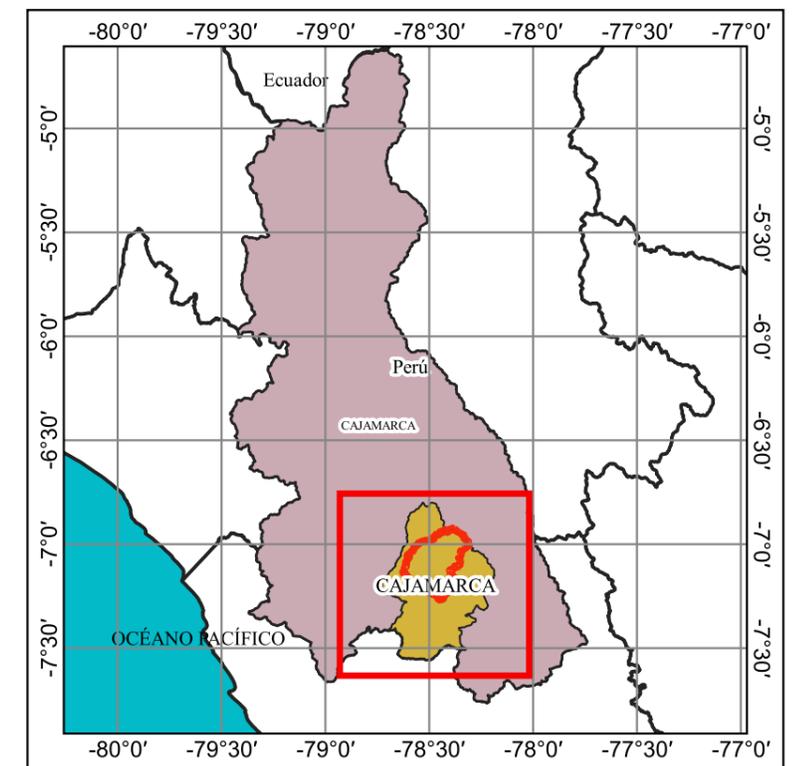
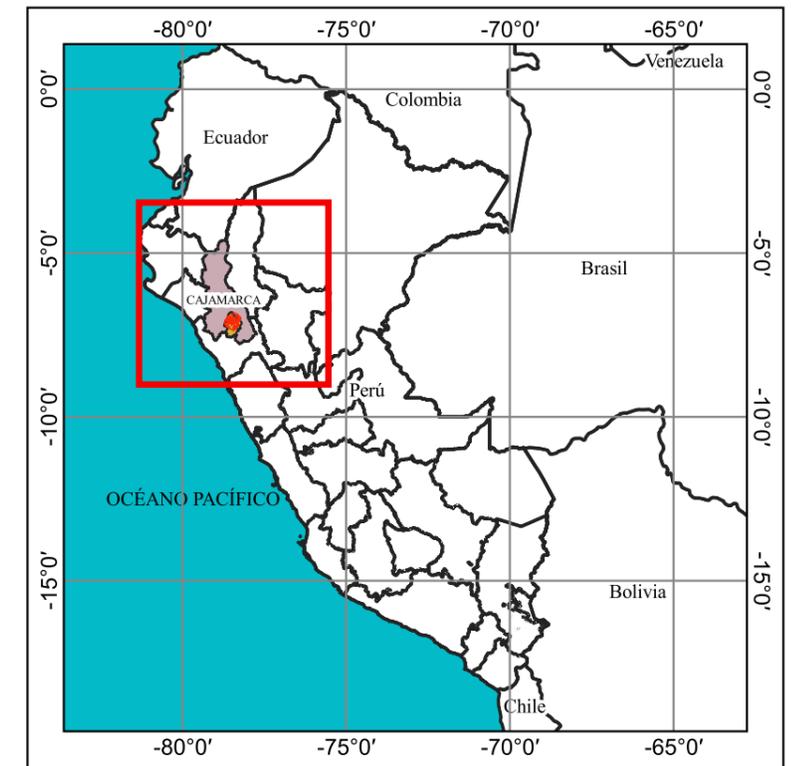
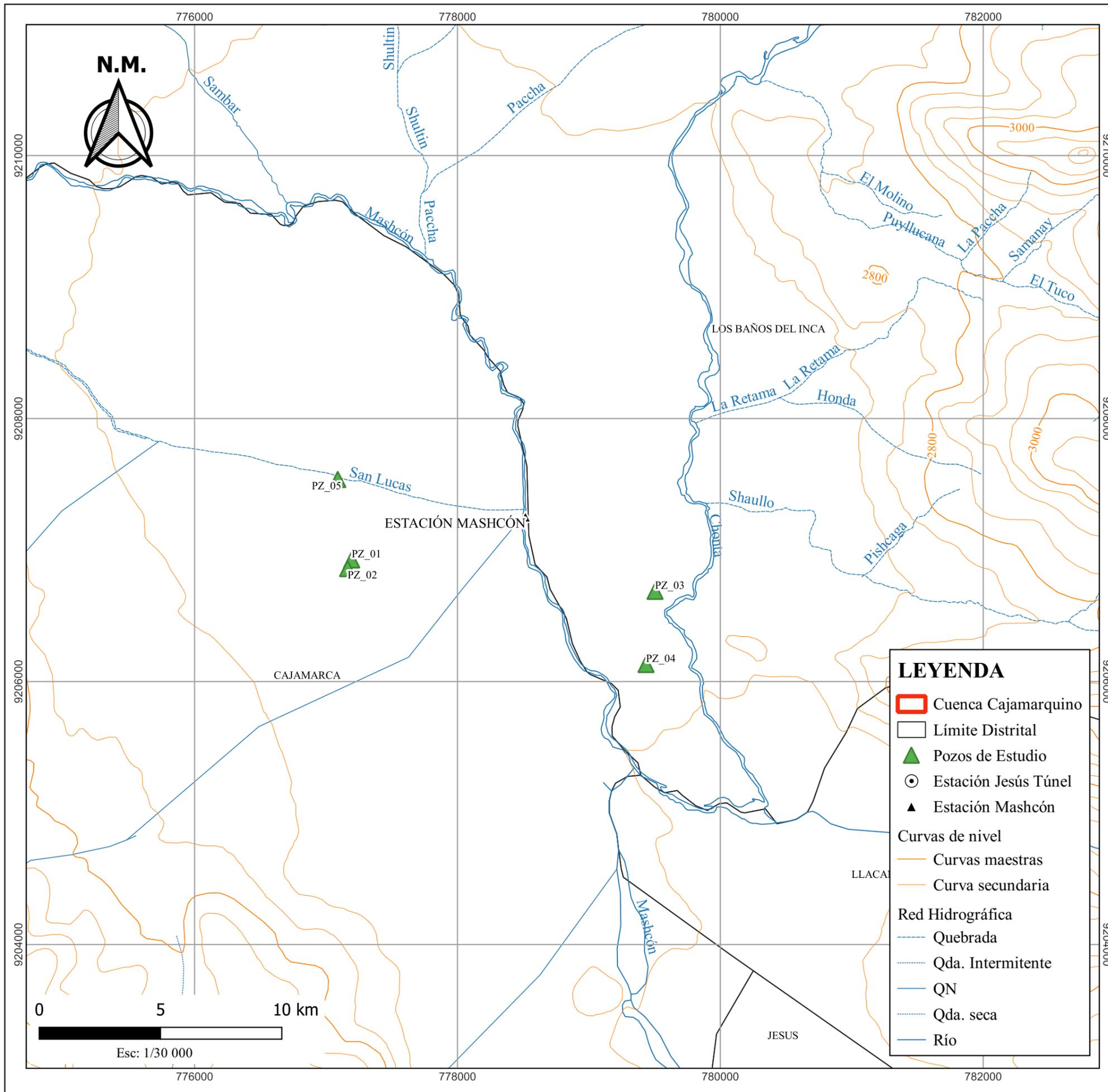
	UNIVERSIDAD NACIONAL DE CAJAMARCA FACULTAD DE INGENIERÍA ESCUELA ACADEMICO PROFESIONAL DE INGENIERÍA HIDRÁULICA	
	Tesis: "CAPACIDAD DE ALMACENAMIENTO SUBSUPERFICIAL DE AGUA EN LA CUENCA DEL RÍO CAJAMARQUINO, CON PUNTO DE DESCARGA EN LA ESTACIÓN JESÚS TÚNEL, SEGÚN EL CAUDAL RECESIVO"	
Tesista: Bach. Jaime Chilón Duran	Escala: 1/150000	
Asesor: Dr. Ing. José Francisco Huamán Vidaurre	Datum: WGS 1984 UTM	
Plano: DEM	Zona: 17 S	PL-03



 UNIVERSIDAD NACIONAL DE CAJAMARCA FACULTAD DE INGENIERÍA ESCUELA ACADÉMICO PROFESIONAL DE INGENIERÍA HIDRÁULICA			
		Tesis: "CAPACIDAD DE ALMACENAMIENTO SUBSUPERFICIAL DE AGUA EN LA CUENCA DEL RÍO CAJAMARQUINO, CON PUNTO DE DESCARGA EN LA ESTACIÓN JESÚS TÚNEL, SEGÚN EL CAUDAL RECESIVO"	
Tesista:	Bach. Jaime Chilón Duran	Escala:	1/150000
Asesor:	Dr. Ing. José Francisco Huamán Vidaurre	Datum:	WGS 1984 UTM
Plano:	Índice de Vegetación de Diferencia Normalizada	Zona:	17 S PL-04



 <p>UNIVERSIDAD NACIONAL DE CAJAMARCA FACULTAD DE INGENIERÍA ESCUELA ACADEMICO PROFESIONAL DE INGENIERÍA HIDRÁULICA</p>	
<p>Tesis: "CAPACIDAD DE ALMACENAMIENTO SUBSUPERFICIAL DE AGUA EN LA CUENCA DEL RÍO CAJAMARQUINO, CON PUNTO DE DESCARGA EN LA ESTACIÓN JESÚS TÚNEL, SEGÚN EL CAUDAL RECESIVO"</p>	
<p>Tesista: Bach. Jaime Chilón Duran</p>	<p>Escala: 1/150000</p>
<p>Asesor: Dr. Ing. José Francisco Huamán Vidaurre</p>	<p>Datum: WGS 1984 UTM</p>
<p>Plano: Mapa Geológico</p>	<p>Zona: 17 S PL-05</p>



 UNIVERSIDAD NACIONAL DE CAJAMARCA FACULTAD DE INGENIERÍA ESCUELA ACADÉMICO PROFESIONAL DE INGENIERÍA HIDRÁULICA	
Tesisista: Bach. Jaime Chilón Duran	Escala: 1/30 000
Asesor: Dr. Ing. José Francisco Huamán Vidaurre	Datum: WGS 1984 UTM
Plano: Plano de Ubicación de Pozos de Estudio	Zona: 17 S PL-06