

UNIVERSIDAD NACIONAL DE CAJAMARCA

ESCUELA DE POSGRADO



UNIDAD DE POSGRADO DE LA FACULTAD DE CIENCIAS AGRARIAS

PROGRAMA DE DOCTORADO EN CIENCIAS

TESIS:

**MODELO HIDROLÓGICO PARA PRONOSTICAR CAUDALES
RECESIVOS Y ESTIMAR EL COEFICIENTE DE AGOTAMIENTO: CASO
RÍO JEQUETEPEQUE AGUAS ARRIBA DE LA PRESA “GALLITO
CIEGO” - CONTUMAZÁ, 2020**

Para optar el Grado Académico de

DOCTOR EN CIENCIAS

MENCIÓN: GESTIÓN AMBIENTAL Y RECURSOS NATURALES

Presentada por:

M.Cs. JAIRO ISAÍ ALVAREZ VILLANUEVA

Asesor:

Dr. JOSÉ FRANCISCO HUAMÁN VIDAURRE

Cajamarca, Perú

2022

Copyright © 2022 by
JAIRO ISAI ALVAREZ VILLANUEVA
Todos los derechos reservados

UNIVERSIDAD NACIONAL DE CAJAMARCA

ESCUELA DE POSGRADO



UNIDAD DE POSGRADO DE LA FACULTAD DE CIENCIAS AGRARIAS

PROGRAMA DE DOCTORADO EN CIENCIAS

TESIS APROBADA:

**MODELO HIDROLÓGICO PARA PRONOSTICAR CAUDALES
RECESIVOS Y ESTIMAR EL COEFICIENTE DE AGOTAMIENTO: CASO
RÍO JEQUETEPEQUE AGUAS ARRIBA DE LA PRESA “GALLITO
CIEGO” - CONTUMAZÁ, 2020**

Para optar el Grado Académico de

DOCTOR EN CIENCIAS

MENCIÓN: GESTIÓN AMBIENTAL Y RECURSOS NATURALES

Presentada por:

M.Cs. JAIRO ISAÍ ALVAREZ VILLANUEVA

JURADO EVALUADOR:

Dr. José Francisco Huamán Vidaurre
Asesor

Dr. Marcial Hidelso Mendo Velásquez
Jurado Evaluador

Dr. Edín Edgardo Alva Plasencia
Jurado Evaluador

Dr. Guillermo Alejandro Chávez Sánchez
Jurado Evaluador

Cajamarca, Perú

2022



Universidad Nacional de Cajamarca
LICENCIADA CON RESOLUCIÓN DE CONSEJO DIRECTIVO N° 080-2018-SUNEDU/CD
Escuela de Posgrado
CAJAMARCA - PERU



PROGRAMA DE DOCTORADO EN CIENCIAS

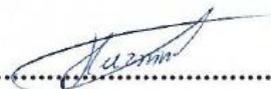
ACTA DE SUSTENTACIÓN DE TESIS

MENCIÓN: GESTIÓN AMBIENTAL Y RECURSOS NATURALES

Siendo las 16:00 horas, del día 18 de noviembre del año dos mil veintidós, reunidos en el Auditorio de la Escuela de Posgrado de la Universidad Nacional de Cajamarca, el Jurado Evaluador presidido por el Dr. MARCIAL HIDELSO MENDO VELÁSQUEZ, Dr. EDÍN EDGARDO ALVA PLASENCIA, Dr. GUILLERMO ALEJANDRO CHÁVEZ SANTA CRUZ y en calidad de Asesor, el Dr. JOSÉ FRANCISCO HUAMÁN VIDAURRE Actuando de conformidad con el Reglamento Interno de la Escuela de Posgrado y el Reglamento del Programa de Doctorado de la Escuela de Posgrado de la Universidad Nacional de Cajamarca, se inició la SUSTENTACIÓN de la tesis titulada: **MODELO HIDROLÓGICO PARA PRONOSTICAR CAUDALES RECESIVOS Y ESTIMAR EL COEFICIENTE DE AGOTAMIENTO: CASO RÍO JEQUETEPEQUE AGUAS ARRIBA DE LA PRESA "GALLITO CIEGO" – CONTUMAZÁ 2020** ; presentada por el Maestro en Ciencias en Ordenamiento Territorial y Gestión del Riesgo de Desastres **JAIRO ISAÍ ALVAREZ VILLANUEVA**

Realizada la exposición de la Tesis y absueltas las preguntas formuladas por el Jurado Evaluador, y luego de la deliberación, se acordó APROBAR con la calificación de DIECIOCHO (18) EXCELENTE la mencionada Tesis; en tal virtud, el Maestro en Ciencias en Ordenamiento Territorial y Gestión del Riesgo de Desastres **JAIRO ISAÍ ALVAREZ VILLANUEVA**, está apto para recibir en ceremonia especial el Diploma que lo acredita como **DOCTOR EN CIENCIAS**, de la Unidad de Posgrado de la Facultad de Ciencias Agrarias, Mención **GESTIÓN AMBIENTAL Y RECURSOS NATURALES**

Siendo las 17:15 horas del mismo día, se dio por concluido el acto.


.....
Dr. José Francisco Huamán Vidaurre
Asesor


.....
Dr. Marcial Hidelso Mendo Velásquez
Presidente-Jurado Evaluador


.....
Dr. Edín Edgardo Alva Plasencia
Jurado Evaluador


.....
Dr. Guillermo Alejandro Chávez Sánchez
Jurado Evaluador

A Dios todo poderoso, a mis amados padres Maximina Villanueva Moreno y Manuel Nicanor Alvarez Vilca por su amor incondicional, por su apoyo constante, aliento y confianza puesta en mí.

A mis queridos hermanos Omar Nathanael Alvarez Villanueva, Judith Eunice Alvarez Villanueva y Milagritos Emperatriz Postigo, por su cariño.

AGRADECIMIENTO

A mi profesor José Francisco Huamán Vidaurre Dr., asesor de esta investigación, por su amistad y orientación constante en el desarrollo del presente trabajo.

A Milagritos E. Postigo. Lic. Por su apoyo en la realización de esta investigación.

A mi amigo y profesor Sergio Mujica Ing. Por su orientación en la investigación.

A mi amigo Rodolfo Orejuela Chirinos, M.Cs. por sus constantes aportes a la investigación.

A mi amigo Jorge Huamán Aliaga M.Cs., por sus aportes a la investigación, siempre te recordaré.

A Mariano Godoy Aquino M.Cs. Por su apoyo en la realización de esta investigación.

Al Departamento de Ingeniería de los Recursos Hídricos de la Facultad de Ingeniería de la Universidad Nacional de Cajamarca.

Al Proyecto Especial Jequetepeque Zaña (PEJEZA). Por brindar información para la ejecución del presente estudio.

A la Escuela de Post Grado de la Universidad Nacional de Cajamarca, a los docentes del Programa de Doctorado de quienes he aprovechado sus conocimientos.

*“No hay certeza en la ciencia si no se puede
aplicar una de las ciencias matemáticas”*

Leonardo Da Vinci

TABLA CONTENIDO

	Página
DEDICATORIA	v
AGRADECIMIENTO	vi
EPÍGRAFE	vii
CONTENIDO	viii
LISTA DE TABLAS	ix
LISTA DE FIGURA	x
RESUMEN	xiii
ABSTRACT	xiv
CAPÍTULO I	1
INTRODUCCIÓN	1
CAPÍTULO II	4
MARCO TEÓRICO	4
CAPÍTULO III	62
MATERIALES Y MÉTODOS	62
CAPÍTULO IV	96
RESULTADOS Y DISCUSIÓN	96
CAPÍTULO V	115
CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES	115
CAPÍTULO VI	117
APÉNDICE	130
ANEXOS	161

LISTA DE TABLAS

	Página
Tabla 1 <i>Unidades de suelos y rocas</i>	14
Tabla 2 <i>Diferencias entre regiones húmedas y áridas</i>	17
Tabla 3 <i>Clasificación de manantial en relación de sus descargas $Q_{m\acute{a}x}/M\acute{i}n$</i>	24
Tabla 4 <i>Modelos hidrológicos de categorías exponencial y potencial</i>	50
Tabla 5 <i>Coefficientes de agotamiento para cuatro tipos de cuencas</i>	52
Tabla 6 <i>Coefficientes de agotamiento, obtenidos de modelos hidrológicos</i>	53
Tabla 7 <i>Valores de NSE del criterio de Nash</i>	55
Tabla 8 <i>Prueba de muestra dividida (Split-Sample Test)</i>	57
Tabla 9 <i>Valores de NDVI, obtenido de una imagen satelital</i>	60
Tabla 10 <i>Caudales medio mensual ($m^3 s^{-1}$) del río San Miguel, período 1965-2014</i>	84
Tabla 11 <i>Caudales medio mensual ($m^3 s^{-1}$) del río Chilete, período 1965-2014</i>	84
Tabla 12 <i>Estaciones hidrométricas del río Jequetepeque</i>	86
Tabla 13 <i>Criterios o indicadores usados en la calibración de modelos hidrológico</i>	94
Tabla 14 <i>Estaciones hidrométricas históricas del río Jequetepeque</i>	96
Tabla 15 <i>Límites de rango de coeficiente de agotamiento (α), para el periodo 1943 – 2019</i>	101
Tabla 16 <i>Coefficiente de agotamiento, según el método MINAGRI</i>	104
Tabla 17 <i>Métrica de evaluación y validación de modelos hidrológicos exponenciales y potenciales.</i>	105
Tabla 18 <i>Métrica de evaluación y validación del modelo hidrológico ALVI</i>	109
Tabla 19 <i>Métrica de evaluación y validación para el modelo hidrológico ALVI, período 1943-1987</i>	112
Tabla 20 <i>Prueba de normalidad, caudales observados y simulados, período 1988-2019</i>	113
Tabla 21 <i>Prueba U de Mann-Whitney, caudales observados y simulados, período 1988-2019</i>	114
Tabla 22 <i>Caudales recesivos del río Jequetepeque, período 1943-2019</i>	139
Tabla 23 <i>Duración de caudales recesivos del río Jequetepeque</i>	141
Tabla 24 <i>Caudales registrados ($m^3 s^{-1}$) del río Jequetepeque, período 1943-2019</i>	143
Tabla 25 <i>Caudales simulados ($m^3 s^{-1}$) por modelos exponenciales y potenciales, período 1988-2019</i>	147
Tabla 26 <i>Caudales simulados por el modelo hidrológico ALVI, período 1943-2019</i>	155
Tabla 27 <i>Caudales máximos y mínimos anuales del río Jequetepeque</i>	157
Tabla 28 <i>Orden jerárquico de caudales mensuales del río Jequetepeque 1988-2019</i>	159

LISTA DE FIGURAS

	Página
Figura 1 Modelo de división de una cuenca, red de drenaje y ubicación de embalse.	7
Figura 2 Ciclo de escorrentía, formación de precipitación (lluvia).....	9
Figura 3 Esquema conceptual de escorrentía directa y aportaciones directa.	10
Figura 4 Régimen de flujo subterráneo.	13
Figura 5 Agua subterránea almacenadas en vacíos en un medio poroso.	13
Figura 6 Esquema de movimiento del agua y niveles de almacenamiento.	15
Figura 7 Generación de agua subterránea y descarga en un cauce principal.	16
Figura 8 Áreas de recarga y descarga en una cuenca subterránea.	18
Figura 9 Modelo conceptual de cuenca a nivel subterráneo (A) y profundidad máxima (B).	19
Figura 10 Áreas de recarga y descarga en una cuenca.	22
Figura 11 Balance hídrico en el suelo.	22
Figura 12 Descarga de flujo base en un cauce natural en épocas de estiaje.	25
Figura 13 Hidrograma anual de río perenne.	27
Figura 14 Hidrograma anual de río intermitente.	27
Figura 15 Hidrograma anual efímero.	27
Figura 16 Estructura esquemática de un hidrograma de una tormenta.	29
Figura 17 Componentes de la curva de descenso global de caudales.	30
Figura 18 Ubicación del tercer punto quiebre, en dos curvas de vaciado de un hidrograma.	33
Figura 19 Esquema de proceso de recesión idealizado, para los afluentes y el río Jequetepeque.	38
Figura 20 Dique “Gallito Ciego”, Tembladera - Contumazá.	41
Figura 21 Simulación de sistemas hidrológicos.	42
Figura 22 Clasificación de modelos hidrológicos.	44
Figura 23 Modelo determinístico agregado de flujo permanente, $I=Q$	46
Figura 24 Modelo determinístico agregado de flujo no permanente, $dS/dt=I(t)-Q(t)$	46
Figura 25 Modelo determinístico distribuido de flujo no permanente, $dS/dt=I(t)-Q(t)$	47
Figura 26 Modelo estocástico independiente del espacio y tiempo.	48
Figura 27 Serie de descargas de caudales mensuales, observadas y simuladas.	58
Figura 28 La prueba divide a una serie observada y simulada de caudales mensuales.	58
Figura 29 Localización de la zona de estudio dentro de la cuenca alta del Jequetepeque.	62
Figura 30 Zona erosionada del valle del Jequetepeque.	63
Figura 31 Pantalla de la presa (a) y embalse (b) “Gallito Ciego”.	63
Figura 32 Espejo de agua del embalse “Gallito Ciego”.	64
Figura 33 Fondo y descenso de nivel de agua del embalse “Gallito Ciego”.	65
Figura 34 Límites de la cuenca alta del Jequetepeque y ubicación de empresas mineras.	66
Figura 35 Actividad minera de las empresas Yanacocha S.R.L (a) y Sipán (b).....	67
Figura 36 Formación de nubosidad en la parte alta de la cuenca Jequetepeque.	68

Figura 37 Formación de lluvia en la parte alta de la cuenca en estudio.	69
Figura 38 Formación de nubes en la parte alta de la cuenca Jequetepeque.	69
Figura 39 Ausencia de nubosidad en la parte alta, media y baja de la cuenca Jequetepeque.	70
Figura 40 Identificación de cobertura vegetal y zonas de recarga, cuenca alta del Jequetepeque.	71
Figura 41 Red hídrica de la cuenca alta del Jequetepeque.	73
Figura 42 Río Jequetepeque, aguas arriba de la presa “Gallito Ciego”.	74
Figura 43 Formación de bancos por erosivos (a) y cono de deyección (b).	75
Figura 44 Presencia de cárcavas parte alta de cerros, margen izquierda de río en estudio.	76
Figura 45 Falla cortante, margen izquierda de río en estudio.	76
Figura 46 Falla por colapso de material suelto, margen izquierda de río en estudio.	76
Figura 47 Presencia de pendientes de 0 a 11%	77
Figura 48 Entrada de caudal del río Jequetepeque hacia el embalse “Gallito Ciego”.	77
Figura 49 Alturas y red drenaje de la cuenca del Jequetepeque.	79
Figura 50 Pendientes de la cuenca alta del Jequetepeque.	79
Figura 51 Relieve en 3D de la cuenca alta del Jequetepeque.	80
Figura 52 Zonas de la cuenca alta del río Jequetepeque.	81
Figura 53 Caudal máximo anual del río Jequetepeque, período 1943-2019.	82
Figura 54 Caudales mínimo-mensuales del río Jequetepeque, período 1943-2019.	82
Figura 55 Río “San Miguel”, lugar de aforo de caudales circulantes.	83
Figura 56 Río “Chilete”, lugar de aforo de caudales circulantes.	84
Figura 57 Descargas medios mensuales del río Jequetepeque, período 1943-2019.	85
Figura 58 Ubicación de la estación hidrométrica “Yonán” en la cuenca Jequetepeque.	86
Figura 59 Duración de caudales recesivos del río Jequetepeque desde 1943 al 2019.	97
Figura 60 Caudales registrados por la estación “Yonán” río Jequetepeque, 1988-2019.	98
Figura 61 Caudal recesivo simulado por calibración para el río Jequetepeque, 1988-2003.	108
Figura 62 Caudal recesivo simulado para el río Jequetepeque, período 2004-2019.	110
Figura 63 Comparación entre caudales recesivos observados y simulados, período 1943-2019.	111
Figura 64 Hidrograma de caudales mensual del río Jequetepeque en $m^3 s^{-1}$, 1943-2019.	131
Figura 65 Hidrograma de caudales mensuales por año del río Jequetepeque en $m^3 s^{-1}$	134
Figura 66 Comparación de modelos hidrológicos Maillet, 1905), modelo ALVI y caudales observados. ...	149
Figura 67 Comparación de modelos hidrológicos Boussinesq, 1904, modelo ALVI y caudales observados.	149
Figura 68 Comparación de modelos hidrológicos Horton, 1933, modelo ALVI y caudales observados.	150
Figura 69 Comparación de modelos hidrológicos Drogue, 1972, modelo ALVI y caudales observados.	150
Figura 70 Comparación de modelos hidrológicos Griffiths, 1997, modelo ALVI y caudales observados. ..	151
Figura 71 Comparación de modelos hidrológicos Soto, 2001, modelo ALVI y caudales observados.	151
Figura 72 Comparación de modelos hidrológicos Núñez, 2005-a, modelo ALVI y caudales observados.	152
Figura 73 Comparación de modelos hidrológicos Núñez, 2005-b y modelo ALVI y caudales observados. .	152
Figura 74 Comparación de modelos hidrológicos Núñez, 2005, modelo ALVI y caudales observados.	153
Figura 75 Comparación de modelos hidrológicos Balocchi, 2008, modelo ALVI y caudales observados. ..	153
Figura 76 Comparación del modelo ALVI propuesto y caudales observados.	154

Figura 77 <i>Dispersión de muestras para determinar la normalidad</i>	160
Figura 78 <i>Precipitación media anual de la cuenca del río Jequetepeque</i>	162
Figura 79 <i>Provincias, visión general de la cuenca del río Jequetepeque</i>	163
Figura 80 <i>Uso actual de suelo, visión general, dentro de la cuenca del río Jequetepeque</i>	164
Figura 81 <i>Reporte de la zona alta de la cuenca del Jequetepeque</i>	165
Figura 82 <i>Mapa hidrogeológico georreferenciado de la cuenca alta del Jequetepeque</i>	166
Figura 83 <i>Oficio de entrega de información de caudales mensuales por PEJEZA</i>	167
Figura 84 <i>Equipos de campo y gabinete</i>	168
Figura 85 <i>Cultivos de arroz regadas por aguas reguladas por el embalse Gallito Ciego</i>	169

RESUMEN

El objetivo de la investigación fue proponer un modelo hidrológico para pronosticar caudales recesivos y estimar el coeficiente de agotamiento del río Jequetepeque, aguas arriba de la presa “Gallito Ciego” – Contumazá. Se utilizó caudales del período 1988-2019 de la estación “Yonán” ubicado en el río Jequetepeque. Se comparó once modelos hidrológicos de simulación de caudales recesivos de categorías exponenciales y potenciales. Estos fueron calibrados a partir del coeficiente de agotamiento (α), validados por los métodos de Split-Sample Test para la división de muestras e indicadores estadísticos, como: Nash-Sutcliffe (NS) Raíz del Error Cuadrática Medio (RMSE) Coeficiente de Determinación (R^2) Error Estándar de Estimación (EEE) Índice de Willmott Modificado (IWM), resultaron fuera de la métrica de evaluación. Se propuso un modelo hidrológico ALVI de categoría exponencial, en función del coeficiente de agotamiento (α), área de la cuenca alta y el número de Neper. Para la simulación del modelo ALVI se estimó por calibración un coeficiente de agotamiento de $0,005 \text{ día}^{-1}$. Se validó el modelo a partir de indicadores estadísticos, obteniendo los siguientes valores: NS (0,84), RMSE (0,62), R^2 (0,97), EEE (0,66) y IWM (0,84). Estos indicadores estadísticos mostraron un elevado grado de confiabilidad. El modelo hidrológico ALVI

propuesto, presenta la siguiente forma:
$$\frac{1.01*Q_0}{\left(e^{\frac{1,32*Ln(\frac{Q_0}{Q_f}-1)-(0,003*Ln(A)+0,0057)*t}{+1}} \right)}$$
. Para verificar

que los caudales recesivos observados y los caudales recesivos simulados son idénticos, se utilizó la prueba no paramétrica de U Mann – Whitney, con un nivel de significancia de 5%. Obteniendo que, los caudales recesivos observados y los simulados son similares o idénticos.

Palabras clave: caudal recesivo, modelo hidrológico, coeficiente de agotamiento, río Jequetepeque.

ABSTRACT

The objective of the research was to propose a hydrological model to forecast recessive flows and estimate the depletion coefficient of the Jequetepeque river, upstream of the "Gallito Ciego" - Contumazá. Flows from the 1988-2019 period of the "Yonán" station located on the Jequetepeque river were used. Eleven hydrological simulation models of recessive flows of exponential and potential categories were compared. These were calibrated from the exhaustion coefficient (α), validated using the Split-Sample Test methods for the division of samples and statistical indicators, such as: Nash-Sutcliffe (NS) Root Mean Square Error (RMSE) Coefficient of Determination (R^2) Standard Estimation Error (SEE) Modified Willmott Index (IWM), resulting outside the evaluation metric. An exponential category hydrological model ALVI was proposed, it based on the depletion coefficient (α), area of the upper basin and the Neper number. For the simulation of the model ALVI, a depletion coefficient of $0,005 \text{ day}^{-1}$ was estimated by calibration. The model was validated from statistical indicators, obtaining the following values: NS (0,84), RMSE (0,62), R^2 (0,97), SEE (0,66) and IWM (0,84). These statistical indicators showed a high degree of reliability. The proposed hydrological model ALVI has the following form: $Q_b = Q_0 / ((1 + e^{-(a - (m * \ln(A + n) * t))})$). To verify that the observed recessive flows and the simulated recessive flows are identical, the non-parametric Mann-Whitney U test was used, with a significance level of 5%. Obtaining that the observed and simulated recessive flows are or identical.

Keywords: recessive flow, hydrological model, depletion coefficient, Jequetepeque river.

CAPÍTULO I

INTRODUCCIÓN

El cambio climático es un problema a escala global, relacionado a dimensiones espaciales y temporales. Se desconoce el comportamiento de la naturaleza frente al cambio climático en países del mundo (Aguirre et al., 2022). En las últimas cinco décadas, las consecuencias del cambio climático, se ha convertido en una crisis global (Carmona et al., 2022). La agricultura, los recursos naturales y otros, están siendo afectados por las consecuencias del cambio climático (Reyes – Palomino et al., 2022). Según el Sistema de Información Ambiental (SINIA, 2015), manifiesta que el Perú es el tercer país altamente vulnerable frente al cambio climático después de los países de Bangladesh y Honduras. Según la Autoridad Nacional del Agua (ANA, 2014), en las últimas décadas los ríos costeros del norte del territorio peruano tales como: Tumbes, Chancay, Lambayeque y Jequetepeque, han presentado un déficit hidrológico medio a moderado. ANA (2015) señala que el río Jequetepeque, recibe ingentes cantidades de agua dulce provenientes de la zona alta de la cuenca del Jequetepeque. Sin embargo, los cambios de régimen de lluvia y eventos de sequía han reducido la producción agrícola, pecuaria y energía. Señala, además, la necesidad evaluar el comportamiento de las aguas superficiales y subterráneas. La Autoridad Nacional del Agua (ANA, 2018) indica que los caudales del río Jequetepeque en meses de estiaje son embalsados mediante el uso del sistema de represamiento y usadas para diferentes usos, como es la irrigación de campos de cultivo de una parte del litoral costero norte, este sistema de represamiento del valle del Jequetepeque está dado por la represa “Gallito Ciego”, permitiendo paliar de esta manera la escasez de agua en épocas estiaje en el embalse. ANA (2014) señala que la represa “Gallito Ciego” presenta almacenamientos críticos por debajo de sus niveles de operación, asimismo refiere, que esta disminución se debe al desbalance entre la oferta y demanda y a una deficiente operación del sistema, poniendo en riesgo campañas de producción agrícola. El Centro Nacional de Estimación, Prevención y Reducción de Riesgo de Desastres (CENEPRED, 2020) señala que los reservorios de Tinajones y “Gallito Ciego” ubicados en la zona noroccidental, hasta la fecha no presentan una recuperación completa de sus volúmenes, esto debido a la escasez de precipitaciones (lluvias). Esto genera varios peligros para los sistemas de producción, medios de vida, consumo directo, producción de energía, industria. Según Ocman Azueta (2015), el cambio

climático transmite incertidumbre en los fenómenos naturales, es decir, falta de certeza de ocurrencia de eventos climáticos, tales como: inundaciones, sequías, etc. La falta de disponibilidad y variabilidad del régimen hidrológico (escorrentías fluviales, flujos base, escorrentías nivales, etc.), es debido a la variabilidad del régimen de precipitaciones, posicionando a la humanidad y a todos los seres vivos en peligro. Según la Organización de las Naciones Unidas para la Alimentación y la Agricultura (FAO, 2013), la escasez de agua es un término relativo y dinámico, su cambio es consecuencia de la variabilidad actual de la hidrología natural y de todas actividades antrópicas.

El estudio se desarrolló en la provincia de Contumazá, en el río Jequetepeque de la cuenca Jequetepeque, cuyas aportaciones de agua en épocas de estiaje son destinadas al embalse “Gallito Ciego”. Pero que, en épocas de estiaje, que comprende los meses de mayo a septiembre, los niveles de agua del embalse van disminuyendo y por ende su uso se ve limitado por niveles bajos de caudal de agua en el río Jequetepeque. Actualmente, en la cuenca Jequetepeque existen pocas investigaciones en temas de caudales recesivos. Metzger (2017) utilizó un modelo hidrológico GR2M para pronosticar y simular caudales mensuales, utilizó como variable del modelo a las precipitaciones del valle Jequetepeque. Además, la Autoridad Nacional del Agua (ANA, 2015) señala que aguas abajo de la presa existen estudios de aguas subterráneas, que desconocen la oferta de caudales en meses de estiaje. Se evidenció de esta manera, la necesidad de entender el comportamiento hidrométrico del río Jequetepeque aguas arriba de la estación “Yonán” en épocas de ausencia de lluvias. Y de conocer el comportamiento de sus caudales recesivos en el tiempo mediante un modelo hidrológico. Generó la interrogante ¿De qué manera un modelo hidrológico, pronostica los caudales recesivos y estima el coeficiente de agotamiento: caso río Jequetepeque aguas arriba de la presa “Gallito Ciego”, ¿Contumazá 2019 - 2020? Actualmente, no existe una metodología probada que permita determinar el coeficiente de agotamiento y un modelo hidrológico que determine el aporte de caudales recesivos de la cuenca Jequetepeque para épocas de ausencia de lluvias. Con la propuesta de un modelo hidrológico ALVI, se determinó un coeficiente de agotamiento y se simuló el caudal recesivo del río Jequetepeque. Esta información servirá de línea base para otros estudios relacionados en el manejo del recurso hídrico.

Sin embargo, para pronosticar caudales recesivos en meses de estiaje es preciso conocer el coeficiente de agotamiento. Para la cuenca Jequetepeque aguas arriba de la

estación “Yonán”, este parámetro permitió determinar el aporte de agua del río Jequetepeque hacia el embalse “Gallito Ciego” en épocas de estiaje en función del tiempo. Este coeficiente se obtuvo a partir de la curva de agotamiento del hidrograma del registro de caudales circulantes del río en estudio, la cual está relacionada con la precipitación y almacenamientos en los acuíferos de la cuenca.

La investigación se delimitó en tres aspectos: a) Temporal, dentro del cual se evaluó caudales registrados por la estación hidrométrica del río “Yonán” de propiedad de Proyecto especial Jequetepeque Zaña (PEJEZA), para meses de estiaje del período 1988-2019; b) Espacial, se realizó en el río Jequetepeque de la cuenca Jequetepeque de la provincia de Contumazá, específicamente en la estación “Yonán” y, c) Conceptual, dentro del cual se abordó temas relacionados con la hidrología, hidrogeología, topografía. Por tanto, el objetivo general fue proponer un modelo hidrológico para pronosticar caudales recesivos y estimar coeficiente de agotamiento: caso río Jequetepeque, aguas arriba de la presa “Gallito Ciego” – Contumazá, 2020.

Se formularon los siguientes objetivos específicos: a) Estimar el rango de valores de coeficiente de agotamiento, aguas arriba de la estación “Yonán”, en el río Jequetepeque. b) Validar once (11) modelos hidrológicos exponenciales y potenciales para la simulación de caudales recesivos y pronóstico de caudales recesivos del río Jequetepeque. b) Proponer, el modelo hidrológico ALVI para la simulación y pronóstico de caudales recesivos, del río Jequetepeque. c) Estimar un coeficiente de agotamiento para río Jequetepeque, parte alta de la cuenca “Jequetepeque. d) Validar el modelo hidrológico ALVI para la simulación y pronóstico caudales recesivos del río Jequetepeque.

CAPÍTULO II

MARCO TEÓRICO

2.1 ANTECEDENTES

2.1.1 INTERNACIONALES

En la investigación de Castillo (2015) titulada “Modelación de caudales recesivos para la cuenca del río Maipo, región metropolitana y la cuenca del río Biobío, región del Biobío, Chile”, el objetivo fue evaluar el comportamiento de los caudales recesivos del río Maipú y Biobío. Utilizó 25 caudales de los ríos Maipú y Biobío, los cuales fueron modelados en lapsos de 48, 72, 168 y 240 horas y se utilizaron cuatro modelos matemáticos exponenciales $Q_b = Q_0 e^{-\alpha.t}$, $Q_b = Q_0 e^{-\alpha.t^n}$, $Q_b = Q_0 e^{-2\alpha.\sqrt{t}}$ y un modelo potencial $Q_b = Q_0(1 + \alpha.t)^{-2}$. Los resultados fueron: para el río Maipo; el modelo matemático exponencial de la forma $Q_0 e^{-\alpha.t^n}$ obtuvo los mejores resultados en base a los caudales recesivos analizados a partir del segundo y tercer punto de quiebre del hidrograma de caudales analizados para un lapso de 240 horas. Por otro lado, los caudales recesivos del hidrograma del río Biobío analizados a partir del tercer punto de quiebre se ajustaron mejor al modelo exponencial de la forma $Q_b = Q_0 e^{-2\alpha.\sqrt{t}}$ para un lapso de 72 horas.

En la investigación de Balocchi et al. (2014) titulada “Modelamiento matemático de caudales recesivos en la región mediterránea andina del Maule; el caso del estero Upeo, Chile”, el objetivo fue determinar el modelo matemático que estime caudales recesivos en la cuenca del Maule. Se utilizaron cuatro modelos matemáticas tales como: tres modelos exponenciales $Q_b = Q_0 e^{-\alpha.t}$, $Q_b = Q_0 e^{-\alpha.t^n}$, $Q_b = Q_0 e^{-2\alpha.\sqrt{t}}$ y potenciale $Q_b = Q_0(1 + \alpha.t)^{-2}$. Los resultados de estos modelos se compararon entre sí mediante pruebas estadísticas. Obteniendo que el modelo exponencial de la forma $Q_b = Q_0 e^{-2\alpha.\sqrt{t}}$ obtuvo los mejores resultados estadísticos para un período de 240 horas, al predecir caudales recesivos para épocas de estiaje.

En la investigación de Pizarro et al. (2013) titulada “Redefinición del inicio de la recesión del flujo base en los hidrogramas de tormentas”, el objetivo fue comparar dos métodos para que definan el inicio de caudales recesivos en la cuenca hidrográfica Upeo. Se utilizó 27 crecidas de caudales. Se usaron tres modelos matemáticos $Q_b = Q_0(1 + \alpha.t)^{-1}$, $Q_b = Q_0e^{-2\alpha.t}$, $Q_b = Q_0e^{-2\alpha^3.t}$. La ecuación de la forma $Q_0e^{-2\alpha.t}$ obtuvo los mejores resultados. Demostraron que los resultados del modelo matemático $Q_0e^{-2\alpha.t}$, son más precisos a partir del tercer punto de inflexión. La investigación recomienda no seguir con la metodología de separación hidrográfico actual propuesto por Linsley et al. (1949). Por otro lado, recomiendan utilizar esta metodología para estudios futuros en cuencas hidrográficas

En la investigación de Nuñez (2005) titulada “Propuesta y análisis de modelos matemáticos para la estimación de caudales recesivos en la cuenca del río Lontué, estación Estereo Upeo en UPEO, VII región del Maule, Chile”, el objetivo fue determinar los caudales recesivos del río Lontué. Se utilizó modelos matemáticos exponenciales $Q_b = Q_0e^{-2\alpha.\sqrt{t}}$, $Q_b = Q_0e^{-\alpha\frac{t^2}{2}}$, $Q_b = Q_0e^{-3\alpha.\sqrt[3]{t}}$, y un modelo matemático potencial de la forma $Q_b = Q_0(1 + \alpha.t)^{-2}$. Mediante un estudio estadístico, obtuvo que el modelo matemático de la forma $Q_b = Q_0e^{-2\alpha.\sqrt{t}}$, se ajusta mejor a los caudales recesivos del río Lontué en la cuenca Lontué, en épocas de estiaje.

En la investigación de Caro (2001) titulada “Modelación de caudales recesivos, en el río Purapel, estación Ñirivilo”, el objetivo fue estimar caudales recesivos de origen subterráneo y determinar la capacidad de almacenamiento de la cuenca del río Purapel. Para ello realizó una comparación de dos modelos exponenciales $Q_b = Q_0e^{-\alpha.t}$, $Q_b = Q_0e^{-\alpha.t^n}$ y un potencial $Q_b = Q_0(1 + \alpha.t)^{-2}$. Usó la herramienta estadística no paramétrica, validó al modelo matemático exponencial de la forma $Q_b = Q_0e^{-\alpha.t}$ para el río Purapel. Obtuvo un coeficiente de agotamiento promedio para la cuenca del río Purapel igual a 0,0549. Determinó que la capacidad de almacenamiento de la cuenca del río Purapel en época de estiaje, presenta una capacidad mínima de 0,076 Hm³ y una máxima de 0,597 Hm³.

En la investigación de Guzmán (1994) titulada “Modelación matemática de caudales recesivos para la cuenca del río Achibueno, estación la Recova”. El objetivo fue analizar y definir el comportamiento de los caudales recesivos en período de estiaje, y cuantificar el volumen de agua que almacena la cuenca del río Achibueno en épocas de estiaje. Determinó

a partir del modelo exponencial de Maillet (1904) de la forma $Q_b = Q_0 e^{-\alpha.t}$, un volumen de almacenamiento de 3,375 MMC.

2.1.2 NACIONALES

En la investigación de Rosales (2015) titulada “Modelamiento de caudales subterráneos en la subcuenca del río “Pariac”, el objetivo fue obtener un modelo matemático que se ajuste a los caudales recesivos del río “Pariac” en épocas de estiaje. Para esto utilizó información de caudales de la estación “Pariac”-Huaraz, para 19 crecidas (caudales). Los modelos matemáticos usados fueron: $Q_0 e^{-2\alpha.\sqrt{t}}$, $Q_b = Q_0 e^{-\alpha\frac{t^2}{2}}$, $Q_b = Q_0 e^{-3.\alpha.\sqrt[3]{t}}$. Mediante una evaluación estadística obtuvo que: el modelo matemático de la forma exponencial $Q_b = Q_0 e^{-\alpha\frac{t^2}{2}}$ estimó caudales recesivos próximos a los observados en el río Pariac en época de estiaje.

2.1.3 LOCALES

En la investigación de Alvarez Villanueva y Huamán Vidaurre (2022) titulada “Aporte de agua del río “Tres ríos”, según el caudal recesivo, para los años hidrológicos 2008-2015, Cajamarca, Perú”, el objetivo fue determinar el aporte de caudal recesivo del río “Tres Ríos” en período de estiaje. Para ello, se validó el modelo matemático potencial de la forma $Q_b = Q_0 (1 + \alpha.t)^{-2}$, al presentar mejor ajuste respecto a los caudales recesivos. Se determinó un coeficiente de agotamiento para microcuenca “Tres ríos” igual a 0,003. Asimismo, se determinó el volumen de almacenamiento para períodos de estiaje, igual a 4,313 MMC.

En la investigación de Alvarez (2018) titulada “Aporte de agua de la microcuenca “Grande”, en función del caudal recesivo de su cauce principal mediante modelamiento matemático exponencial y potencia”, el objetivo fue determinar el aporte de agua a partir de los caudales recesivos de la microcuenca del río “Grande”. Determinó que el modelo exponencial de la forma $Q_b = Q_0 e^{-3.\alpha.\sqrt[3]{t}}$ se ajusta mejor a los caudales recesivos del río “Grande. Determinó que el aporte de agua del río “Grande” es de 4,829 MMC para el período 2014-2016. Además, determinó un coeficiente de agotamiento de la microcuenca “Grande” igual a 0,007.

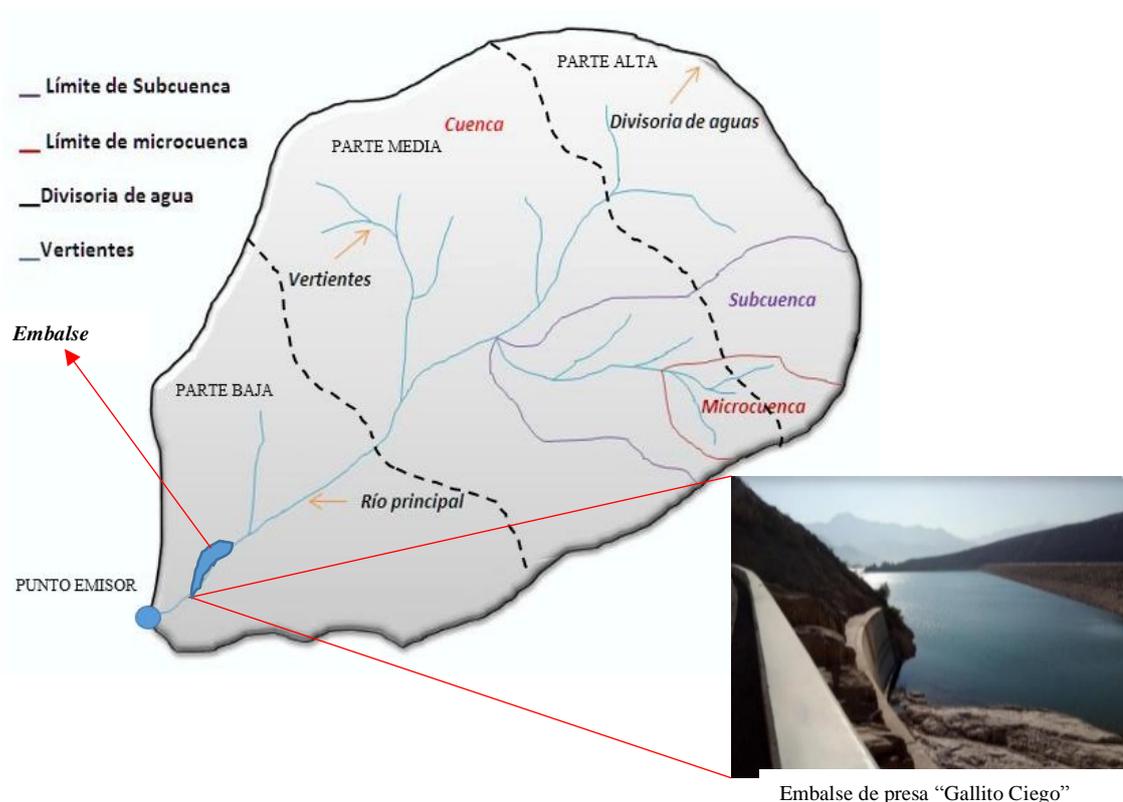
2.2 BASES TEÓRICAS

2.2.1 CUENCA HIDROGRÁFICA

Gaspari y Senisterra (como se citó en Gavilán, 2019) señalan que una cuenca es un espacio geográfico delimitado por una divisoria de aguas. Su superficie está formada por redes de ríos, quebradas etc., los cuales forman distintas formas de patrones de drenaje, las cuales reciben descargas de tributarios y son descargadas en un punto emisor. Señala también que una cuenca es un espacio natural de captación y concentración de aguas superficiales, (Figura 1). Según Ferrer Alessi & Torrero (2015), en los últimos años existe una desigual distribución de agua sobre la superficie terrestre, además de un crecimiento demográfico en aumento.

Figura 1

Modelo de división de una cuenca, red de drenaje y ubicación de embalse.



Fuente: Modificado de Alvarez (2018)

Existen dos acciones para poder realizar un manejo integrado del recurso hídrico en una cuenca, el primero es: usar, transformar y consumir los recursos naturales que involucre un crecimiento de la economía. El segundo es: conservar, recuperar y proteger los recursos naturales (Ferrer Alessi & Torrero, 2015).

2.2.2 CICLO DE ESCORRENTÍA

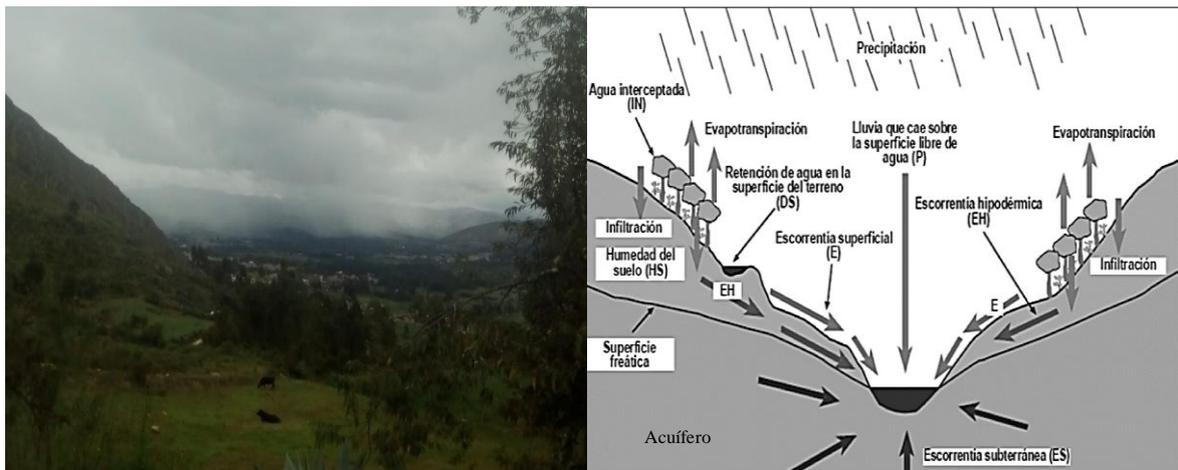
Aparicio (2001) dentro del ciclo hidrológico se desarrolla la escorrentía. Esta escorrentía es formada por la distribución espacial de agua de lluvia y distribuidas según las características del medio. Lee et al. (como se citó en Gavilán, 2019) señalan que el ciclo hidrológico no tiene principio ni fin, y su inicio puede comenzar en cualquier punto del mencionado ciclo. Aparicio (2001) menciona que su formación está supeditada por la precipitación efectiva, la cual se transforma en escorrentía superficial, la cual primero ha sido interceptada, infiltrada y evaporada. Linsley et al. (1992) señalan que la escorrentía es el flujo más importante de un cauce fluvial y está regulado por la variación y distribución de las precipitaciones (lluvias, escarchas, neblina etc). Evechevarría (como se citó en Gavilán, 2019) señala que si una cantidad de escorrentía que no se infiltra se convierte en escorrentía directa la cual aporta a los drenajes subterráneos formados poros y microporos, permitiendo alimentar a ríos, lagunas, quebradas, canales naturales y recargar acuíferos. Señala también que una determinada fracción de agua infiltrada y percolada en el subsuelo puede alcanzar a formar parte de flujos de redes subterráneas o superficiales de otras regiones, (Figura 2).

Díaz et al. (2016) señalan que conociendo el comportamiento de la escorrentía de ríos, canales, lagunas etc., a través del tiempo mediante registros históricos de caudales, niveles. Es posible evaluar la disponibilidad del recurso hídrico para realizar una buena planificación del recurso hídrico (superficial o subterráneo). Linsley et al. (1992) señalan que entendiendo el comportamiento de la escorrentía en general en el tiempo y espacio, es posible, realizar pronósticos de caudales apoyados claro está de registros históricos. Bach y Mas (2004) en la (Figura 2) muestran que durante el desarrollo de un aguacero, dichas aguas son interceptadas por la vegetación (IN) la cual no llega a tener contacto con el suelo, posteriormente se pierde mediante evaporación. Una parte del aguacero se precipita sobre masas de agua de cauces naturales. Con la continuidad de la precipitación (lluvias, escarcha, neblina, etc) se da la formación de escorrentía, la cual una parte se infiltra humedeciendo el suelo (HS) generó de esta manera escorrentías hipodérmicas (EH), la cual se genera a poca

profundidad del nivel superficial y es evapotranspirada en una zona no saturada. Otra parte se percola a las superficies freáticas formando escorrentías subterráneas (ES) y recargando acuíferos. Cierta cantidad de agua es retenida en cavidades de terreno (DS) que pueden ser fallas y grietas etc., las cuales también se evaporan. Si la capacidad de infiltración del suelo es excedida por la intensidad de precipitación se genera una libre escorrentía superficial (E).

Figura 2

Ciclo de escorrentía, formación de precipitación (lluvia).



Fuente: Modificado de Bach y Mas (2004)

2.2.2.1 CLASES DE ESCURRIMIENTO

La distribución de cantidades de aguas de los escurrimientos según el ciclo de escorrentía depende; del relieve topográfico, tipo de redes de drenaje. Bach y Mas (2004) suma a la morfología de cuenca, el tipo de material de cobertura superficial y la vegetación existente. Los escurrimientos cumplen roles importantes durante el desarrollo del ciclo hidrológico influyendo en los ecosistemas superficiales y subterráneos. Y según el Grupo Intergubernamental de Expertos sobre el Cambio Climático (IPCC, 2018), están siendo afectados en los últimos años por el cambio climático, el cambio de uso de suelo y la influencia antrópica. Uno de estos roles es aportar agua dulce a las fuentes naturales, tales como: ríos, canales, lagunas etc. El cambio climático está afectando la variabilidad de precipitaciones a nivel global, impactan a los períodos húmedos y secos (Tenelema, 2022). Ocasionando que fuentes de agua dulce estén disminuyendo su disponibilidad y generando estrés hídrico. Trayendo impactos negativos sobre los ecosistemas (Romero et al., 2009; Grueso-Domínguez et al., 2019). Según Millares (2008), una vez identificados las

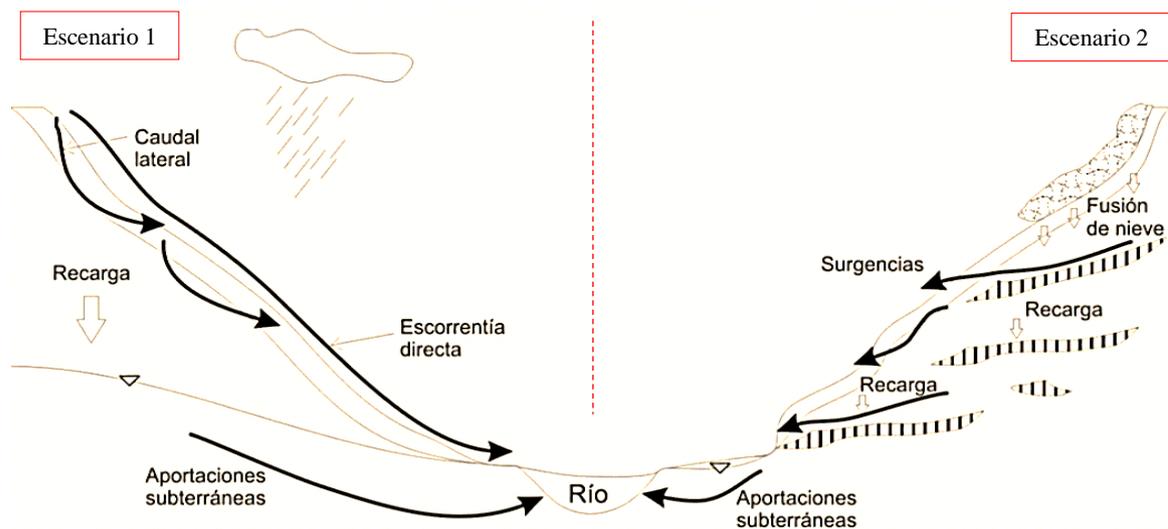
escorrentías superficiales y subterráneas en el ciclo hidrológico, es necesario diferenciarlos mediante la cuantificación de cada uno. Por otra parte, Aparicio (2001) indica que la escorrentía se divide en tres clases, estas son:

a) Escorrentía superficial

La escorrentía superficial es alimentada por un exceso de precipitación y por las descargas de aguas subterráneas. Por otro lado, la escorrentía superficial según Nívar et al. (2017), permite la circulación del agua desde la superficie al subsuelo y se da a través de los macro poros que resulta de las presiones del suelo para la recarga de fuentes naturales.

Figura 3

Esquema conceptual de escorrentía directa y aportaciones directa.



Fuente: Modificado de Millares (2008)

En la (Figura 3) se muestra dos escenarios. El primer escenario representa un esquema conceptual de la formación de escorrentía en un cauce de río, formado por las aportaciones de caudal lateral, escorrentía directa y aporte subterráneo. El segundo escenario en la (Figura 3), muestra un escenario nival, mostrando la formación de escorrentía de un cauce de río, por acción de la fusión de nieve y aportaciones subterráneas este último producto de la recarga de la conexión entre acuíferos.

Su formación está ligada con la precipitación en exceso o precipitación efectiva. Esta escorrentía es observable en un cauce y se trata de escorrentía superficial directa, es decir, aquel volumen de agua medible producto de precipitaciones de lluvia que durante su recorrido no se infiltra, desde origen de su formación hasta su confluencia en cauces aguas. Además, se caracteriza por ser el escurrimiento más rápido en llegar a un punto emisor (Monsalve, 2018; Campos, 1998; Aparicio, 2001; Remenieras, 1974). Los suelos y áreas verdes regulan el ciclo hidrológico, es decir, contribuyen en captar regular la temperatura, calidad de aire y retener las aguas superficiales para mantener a los ríos, acuíferos y ojos de agua en época de estiaje (Návar et al., 2017; Santillán – Fernández et al., 2020). En período de estiaje el escurrimiento superficial en cauces naturales (p.ej. ríos, quebradas canales etc.) es alimentado por descargas de aguas de origen subterráneas (flujo base) (Remenieras, 1974; Custodio y Llamas, 1996).

Clasificación de corrientes superficiales

Reyes (1992) los clasifica en: corrientes efímeras, son volúmenes de agua superficiales originadas sólo cuando llueve e inmediatamente después de este evento. Las corrientes intermitentes, transportan agua superficial en casi todos los meses del año. Estas corrientes en los meses de estiaje son alimentadas por afloramientos de la napa freática, ya que está ubicada por encima del lecho del cauce. Su circulación es limitada hasta un determinado tiempo. Corrientes perennes, se presenta agua en todo el año, pero en épocas de ausencia de lluvias, es decir, estiaje, conducen agua de origen subterráneo, debido a que el nivel freático está por encima del fondo del cauce y descarga flujo base. Chow et al. (1994) señalan que gran parte de la capacidad de volumen de agua de una cuenca proviene de los flujos bases en ríos de caudal perenne.

b) Escorrentía subsuperficial

La escorrentía subsuperficial presenta velocidades bajas y no presentan la capacidad de contribuir significativamente a otros tipos de escorrentías, salvo que la conductividad del suelo sea alta. Un medio para el transporte de este flujo es a través de la percolación vertical y horizontal en capas de suelo de bosques de una cuenca (Fattorelli y Fernandez, 2011; Chow et al., 1994; Dal-Ré, 2003). La velocidad de la escorrentía subsuperficial frente a otras capas de subsuelo permeables e impermeables, es más rápida, si esta circula a través de un medio

de raíces entrelazadas, madrigueras, hoyos etc., generando en el suelo una red de canales interconectados (Chow et al., 1994). Alvarez (2010) sostiene que este tipo de escorrentía proviene de la parte alta, sin necesidad de contar con una cantidad de escorrentía superficial. El movimiento o transporte de este flujo se da a través de la percolación vertical y horizontal a nivel del subsuelo, dependiendo de la permeabilidad de los estratos. Según Aparicio (2001), este escurrimiento puede ser tan rápido como el superficial o casi lento como el subterráneo. Monsalve (1999) indica que este escurrimiento tiende salir al aire libre y forma parte de la escorrentía superficial. El movimiento de estas aguas gravitacionales es paralela a la superficie del suelo influenciado por la gravedad y la gradiente hidráulico y no llega a alcanzar el nivel freático.

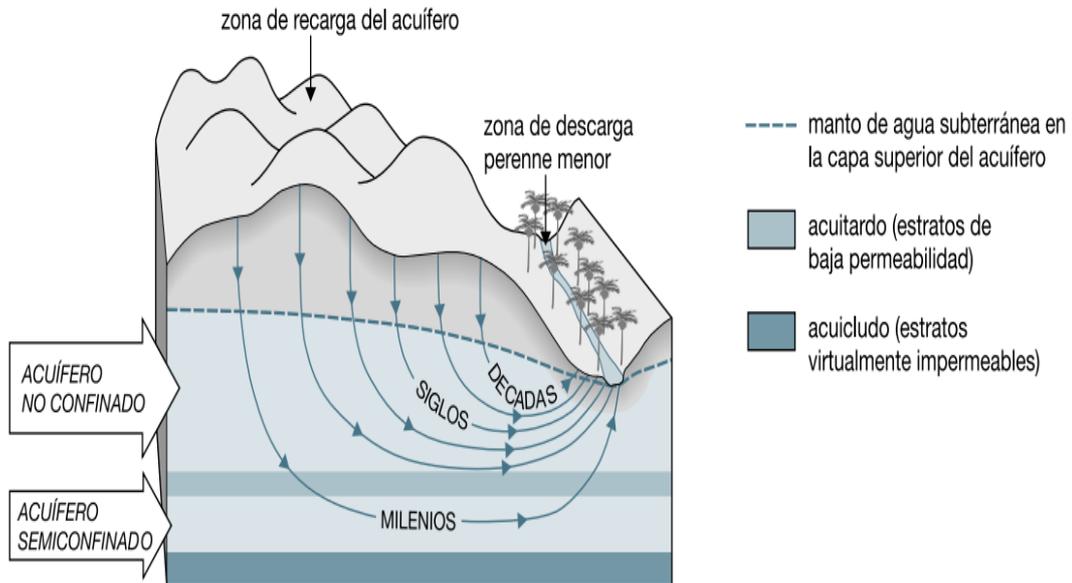
c) Escorrentía subterránea

El flujo de agua subterránea circulante en el subsuelo lo establece un medio poroso y saturado llamado acuífero (Gavilán, 2019), ver (Figura 4). La permeabilidad da la capacidad a los materiales del suelo para que el fluido fluya en el interior. El sistema de acuífero se puede encontrar a distintos niveles de profundidad o cota (Bach y Mas, 2008). Sus descargas de origen subterráneo se manifiestan en el ciclo hidrológico con mayor o menor retardo. Asimismo, este tipo de escurrimiento se forma mediante un proceso de percolación profunda en el suelo de una cuenca. La formación de la escorrentía subterránea depende de la variabilidad temporal y espacial de la precipitación y de la tipología del suelo (Gavilán, 2019; Fattorelli y Fernandez, 2011).

El agua subterránea está formada por formaciones geológicas, cuyos factores físicos son: la porosidad y la permeabilidad (Vélez y Vásquez, 2019). Del total de agua subterránea la mayor parte de agua subterránea se encuentra en los vacíos entre las partículas de suelo (Figura 5) o en las cavidades, fracturas y fallas de las rocas (Alvarado y Naranjo, 2012). Mientras que una parte menor puede formar ríos o lagos subterráneos señalan que los flujos subterráneos presentan trayectorias poco profundas si presenta las siguientes características: el clima superhúmedo, la topografía escarpada y el lecho rocoso de baja permeabilidad (Condon, et al., 2020). El agua subterránea se almacena en los acuíferos, estos formados por fallas, grietas y vacíos que hacen de este acuífero una fuente de almacenamiento de un medio poroso (Chow et al., 1994).

Figura 4

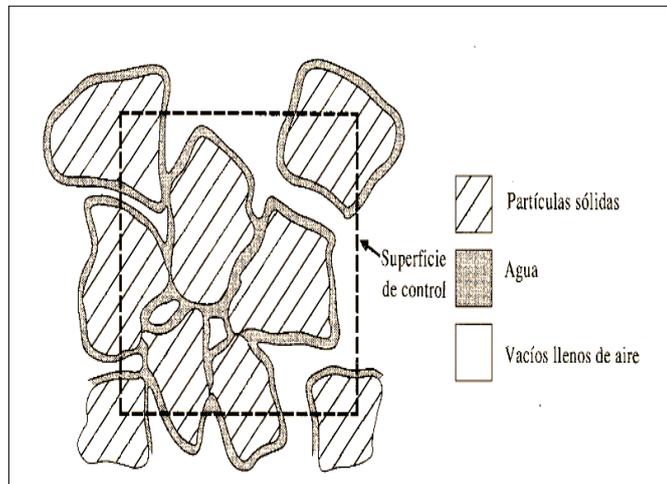
Régimen de flujo subterráneo.



Fuente: (Foster et al., 2006)

Figura 5

Agua subterránea almacenadas en vacíos en un medio poroso.



Fuente: (Chow et al., 1994)

En las zonas altas de una cuenca hidrográfica, el agua subterránea se encuentra en acuíferos, configurado por el material rocoso fracturado. Esto contribuye significativamente al direccionamiento del flujo del subsuelo hacia corrientes de cauce natural ver (Tabla 1) (Condon et al., 2020).

Tabla 1*Unidades de suelos y rocas*

Unidad geológica	Características
Sedimentos no consolidados, tales como grava, arena o mezclas de estos materiales	Susceptibles de almacenar mucha agua.
Rocas ígneas cristalinas y rocas metamórficas	Suelen ser las menos abundantes en agua y el agua que se encuentre procederá de sus fracturas.
Arcillas y los suelos arcillosos	Son capaces de almacenar enormes cantidades de agua.
Calizas	Son muy variables como formaciones acuíferas, pues su porosidad depende mucho de su disolución interna, pero cuando esta es importante, pueden dar lugar a abundantes manantiales, ríos subterráneos, etc.

Fuente: (Alvarado y Naranjo, 2012)

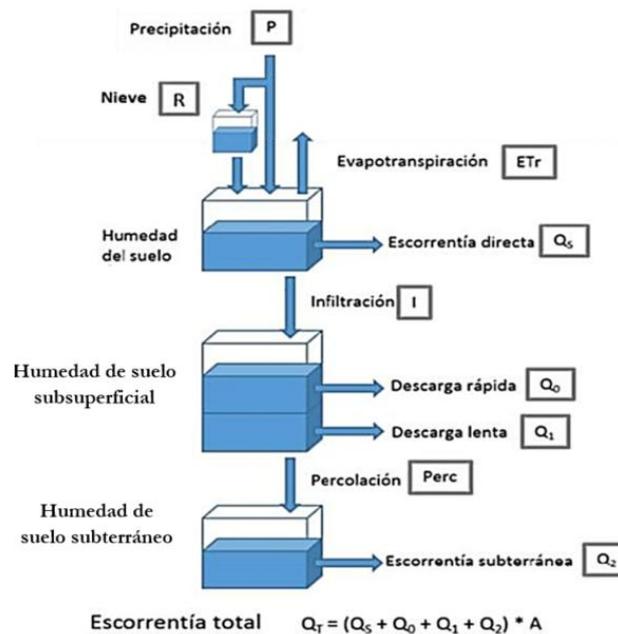
2.2.3 AGUA SUBTERRÁNEA

Las aguas subterráneas están libres de patógenos, color y turbiedad (Vélez y Vásquez, 2019). Estas pueden ser utilizadas mediante un tratamiento de agua no tan complejo. Las reservas hídricas según mencionan son: superficiales y las aguas subterráneas almacenadas en acuíferos, llamado también agua azul. Dichas reservas están amenazadas, en cantidad y calidad, en regiones con presencia de déficit hídrico, afectando en mayor agrado a las zonas agrícolas (Custodio et al., 2016; Jodar-Abellan, 2018). El agua subterránea es un recurso limitado, tiene a la lluvia como la fuente principal de recarga de acuíferos para el almacenamiento de agua subterránea (Lisney et al., 1992). Las aguas subterráneas almacenadas durante el ciclo hidrológico se las denomina aguas meteóricas o vadosas (Aparicio, 2001). El agua subterránea se almacena bajo la superficie terrestre en los poros del suelo (Figura 5), en fracturas, oquedades o en fallas de las rocas, en algunos casos se encuentran formando parte de los cursos de ríos, lagunas o lagos subterráneo (Alvarado y Naranjo, 2018). El volumen almacenado por estas aguas es 40 veces superior a las almacenadas por aguas superficiales de ríos y lagos (Bach y Mas, 2008). Las aguas subterráneas se almacenan y circula en el subsuelo a través de formaciones geológicas. Indica que dichas aguas no se encuentran estancadas, están en movimiento formando parte del ciclo hidrológico, según al tiempo de permanencia de las aguas subterráneas en los acuíferos (Ferreiro y Garrido, 2007; Bach y Mas, 2008; Alvarado y Naranjo, 2012). Las aguas subterráneas pueden almacenarse por decenios y hasta milenios. Este tipo de

información permitirá mitigar efectos de sequía para el futuro (Custodio y Llamas, 1999). Vélez y Vásquez (2019) indican que la extracción de estas aguas depende de factores físicos tales como: la porosidad y la permeabilidad. Sus aguas son altamente utilizadas en regiones áridas debido a la escasez de fuentes superficiales, debido a las características de calidad natural. Estas aguas son usadas por la mitad de la población mundial para consumo. Ferreiro y Garrido (2007) refieren que el agua subterránea es crucial para las satisfacer necesidades humanas en el futuro y para mantener los diferentes ecosistemas. Monsalve (1999) por su parte refiere que las precipitaciones que llega al suelo una parte son retenidas en depresiones o como película en torno a una partícula sólida, a su vez son infiltradas en el suelo (Figura 6). Esto genera humedad, logrando la capacidad de campo (contenido de agua o humedad). Y acumulación de agua gravitacional (agua acumulada en el suelo por acción de la gravedad) para posteriormente ser drenada como aportaciones subterráneas hacia diferentes cauces.

Figura 6

Esquema de movimiento del agua y niveles de almacenamiento.



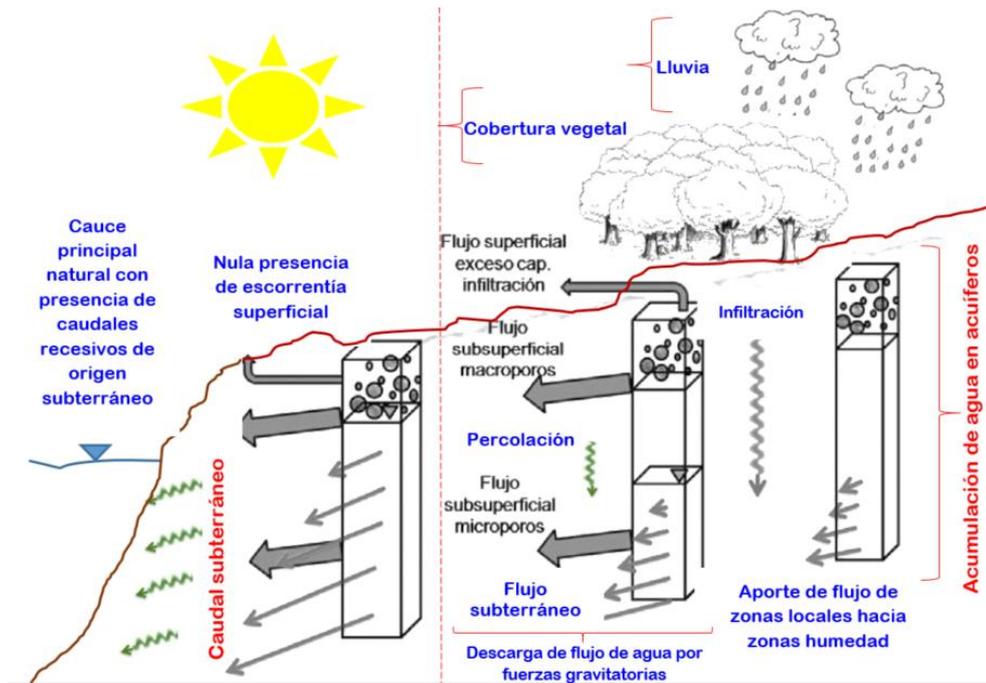
Fuente: Modificado de Lambán (2017)

Las salidas de los flujos subterráneos, corresponden a aportaciones subterráneas hacia redes de drenaje y hacia la recarga de acuíferos profundos, las cuales provienen de zonas saturadas (Millares, 2008). La recarga de los acuíferos es favorecida sobre todo en los meses de lluvia, ver (Figura 6). Así mismo señala que para conocer la escorrentía total de un área, tenemos que conocer los siguientes caudales: Q₅: escorrentía directa, Q₀: descarga

rápida, Q1: descarga lenta y Q2: escorrentía subterránea (Lambán et al., 2017; Jodar-Abellan, 2018). La (Figura 6), presenta componentes de balance hídrico. Señala que la principal fuente de recarga de las fuentes subterráneas se da por percolación. La cual está supeditada a las precipitaciones y la fusión (derretimiento de nieve) (Lambán et al., 2017).

Figura 7

Generación de agua subterránea y descarga en un cauce principal.



Fuente: Modificado de Alvarez (2010)

Las aguas subterráneas proceden de las precipitaciones, una parte de la precipitación se convierte en escorrentía de ladera, escorrentía superficial y es interceptada por vegetación, posteriormente se transforma en evapotranspiración. Otra parte de la precipitación se infiltra a través de las capas del subsuelo para dar paso a la recarga de acuíferos los cuales están interconectados, esto permitirá aportar con determinado caudal hacia diferentes redes de drenaje en épocas de ausencia de lluvias (Ferreiro y Garrido, 2007), ver (Figura 6). Coincidiendo al indicar que estas aguas proceden directamente infiltración y percolación de corrientes y lagos. Dichas aguas son almacenadas tras un cierto tiempo de permanencia en estructuras geológicas (Lisney et al., 1992; Pulido, 2014; Ferreiro y Garrido, 2007). Por otro conociendo la geología de un medio, se logrará entender el régimen de las aguas subterráneas (Alvarado y Naranjo, 2012). El caudal de las aguas subterráneas varía periódicamente según las estaciones temporales, generando una dependencia de las precipitaciones en forma

líquida (lluvia) o sólida (nieve) las cuales surgirán en manantiales o directamente en cauces superficiales, en lagos o en el mar (Figura 7). Si la precipitación es baja y la napa freática se encuentra a cientos de metros, su surgencia será poca o nula (Pulido, 2014; Lisney et al., 1992). Las aguas subterráneas mantienen sus recargas debido a la distribución espacial de lluvias meteóricas, a las aportaciones de otras zonas cercanas, a la infiltración y percolación, a la gradiente hidráulica (Figura 7), al tipo de suelo y al régimen de caudal de los ríos (Lisney et al., 1992). Este régimen de caudal de un río varía, ya que puede ser un río ganador, perdedor o mixto. Señala además que un río es ganador al recibir aportes de agua subterránea debido a que el nivel freático está sobre la cota del cauce, y puede ser perdedor debido a que recarga a acuíferos y mantiene el nivel freático o puede ser mixto cuando gana aportes de agua subterránea por acción de las fuerzas gravitatorias y perder producto las diferentes permeabilidades de los estratos a lo largo del cauce y en su recorrida recargue a acuíferos (Rebollo, 2018; Foster et al., 2006).

a) RECARGA Y DESCARGA DE AGUA SUBTERRÁNEA

Tabla 2

Diferencias entre regiones húmedas y áridas

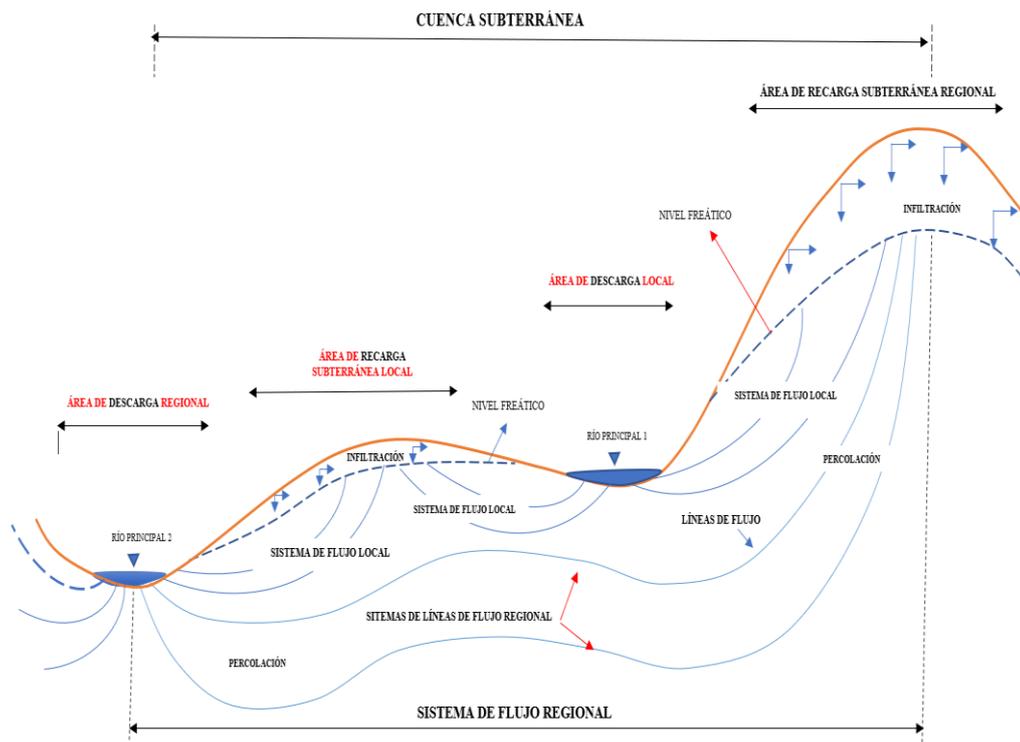
Regiones Húmedas	Regiones Áridas
La tasa de recarga es ilimitada por la habilidad del acuífero para almacenar agua.	La tasa de recarga es limitada por la disponibilidad de agua en la superficie.
La recarga por precipitación (lluvias, escarcha, neblina, etc.) es dominante.	La recarga localizada es dominante.
El proceso de recarga es más o menos continuo.	El proceso de recarga es intermitente.
La recarga se da en las partes altas del terreno.	La recarga se localiza en las partes bajas del terreno.
El movimiento del flujo es dominante es descendente y produce lixiviación y desgaste de rocas.	El movimiento dominante es el ascendente dándose un enriquecimiento de sales.
Los cuerpos superficiales de agua constituyen áreas de descarga.	Los cuerpos superficiales de agua constituyen áreas de recarga.
Los niveles freáticos permanecen cerca de la superficie, por lo tanto, la zona no saturada es de poco espesor.	Los niveles freáticos son profundos, por lo tanto, la zona no saturada es de gran espesor.

Fuente: (Vélez y Vásquez, 2019)

Recargas locales están asociadas a lluvia de corto plazo. Mientras que las recargas de larga distancia están asociadas a eventos a lluvia de largo plazo (Figura 8) (Gómez-Isidro y Gómez-Ríos, 2016). Se ha demostrado que el agua subterránea es un regulador natural de generación de escorrentía superficial (Condon et al., 2020). Scanlon et al. (como se citó en Vélez y Vásquez, 2019) señalan que las áreas de recarga y descarga permite dar un manejo sostenible de los sistemas de acuíferos. Y permiten delimitar zonas vulnerables frente a cualquier contaminación antrópica. Lisney et al. (1992) mencionan que la percolación directa es el proceso más efectivo en la recarga del agua subterránea en suelos altamente permeables o donde la capa freática está cerca de la superficie. Condon et al. (2020) señalan que el agua subterránea por debajo de unos pocos miles de metros, la mayoría de las aguas subterráneas están esencialmente estancadas durante períodos de millones de años.

Figura 8

Áreas de recarga y descarga en una cuenca subterránea.



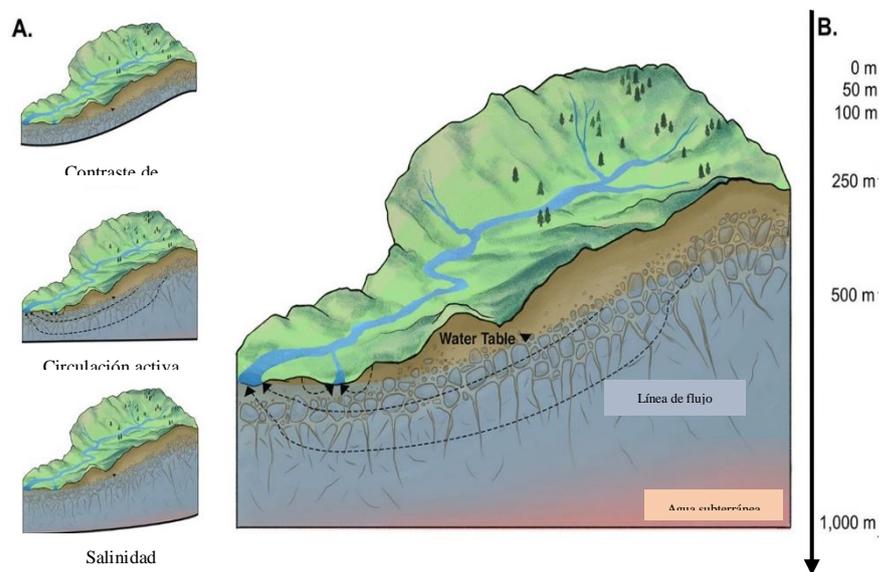
Fuente: Modificado de Vélez y Vásquez (2019)

Ferreiro y Garrido (2007) el agua subterránea es inapreciable (caudal no observable) y puede durar mucho tiempo retenidas en las formaciones geológicas. El almacenamiento de estas aguas siempre aflora a la superficie para ser evaporada o transpirada por las plantas. Su surgencia se da a través de manantiales (Figura 9), o como descarga de agua subterránea

oculta hacia cuerpos de canales naturales, quebradas, ríos, lagos y mar. Lerner (como se citó en Vélez y Vásquez, 2019) la recarga es un proceso no lineal. Las aguas subterráneas se recargan por infiltración a través de la escorrentía superficial (ríos, canales, lagos y riego) y por la precipitación efectiva (agua meteórica que tiene contacto con el suelo). La dinamicidad del flujo en el subsuelo mediante recarga natural se da a través de formas vertical y horizontal (Chow et al., 1994). Las áreas de recarga y descarga de aguas subterráneas, pueden determinarse mediante el uso de trazadores (isotopos, nitratos, bromuro, temperatura y colorantes) a través de redes de flujo (Vélez y Vásquez, 2019). Los almacenamientos de los acuíferos abastecen de agua a los ríos en épocas de cesación de precipitaciones (Gómez y Gómez, 2016). El almacenamiento de agua subterránea está bajo presión hidrostática por varios años y se descarga por exceso de saturación a través de flujos laterales. El agua subterránea a una profunda de 100m se considerada de poca profundidad. Asimismo, mencionan que no todas las cuencas hidrográficas presentan aguas subterráneas a cientos de metros de profundidad. Sin embargo, la presencia de tritio, demuestra una circulación de agua subterránea entre los 100-200m (Gleeson et al., 2016).

Figura 9

Modelo conceptual de cuenca a nivel subterráneo (A) y profundidad máxima (B).



Fuente: (Condon et al., 2020)

Pulido (2014) señala que tanto Boussinesq en 1904 y Maillet en 1905 establecieron los primeros modelos para determinar el vaciado de aguas subterráneas de un acuífero. Respecto a la (Figura 8), se observa que las descargas subterráneas (flujos) en ríos están

relacionadas con sistema de escorrentías no visible complejos, que circulan a distancias extensas, es decir, flujo regional y flujo local (Figura 8), recargando a acuíferos. Estos movimientos están relacionados con la distribución espacial de las precipitaciones, gravedad, gradiente hidráulica, niveles freáticos de la capa subterránea, propiedades del suelo (permeabilidad, conductividad hidráulica y transmisividad) (Figura 9) y geología. Señala también, que las aguas subterráneas descargadas hacia cauces naturales están relacionadas con la variabilidad climática, evidenciándose en las descargas en épocas secas y húmedas. Condon et al. (2020) señalan que en una cuenca existen rutas de flujo subterránea cuyas circulaciones son a nivel local y regional (Figura 8 y 9), las cuales emergen o surgen naturalmente del relieve topográfico, cuyas descargas son poco profundas o profundas. Estos caminos o rutas de flujo según Condon et al. (2020), contribuyen significativamente al balance hídrico. Actualmente se trata de entender el comportamiento de las aguas subterráneas a nivel superficial, pero se deja de lado el estudio de los almacenamientos de agua más profundo. De la (Figura 8) se puede deducir que las zonas altas de una unidad hidrológica son tierras de recarga, mientras que las zonas bajas son áreas de descarga. La (Figura 8) presentada por Vélez y Vásquez (2019) señalan que las zonas de recarga presentan características de zonas húmedas. Las aguas captadas en esta zona son almacenadas en acuíferos (reservas subterráneas). Dichas aguas circulan verticalmente en el subsuelo por acción de las fuerzas gravitatorias y horizontalmente por las condiciones hidráulicas del suelo. Según Condon et al. (2020), una profundidad de 100 m en hidrogeología, significa, un valor menor frente a la verdadera extensión del sistema de aguas subterráneas profundas. Gleeson et al. (como se citó en Condon et al. 2020) señalan que el agua subterránea moderna, es determinada mediante la presencia del tritio. Estas aguas se encuentran circulando activamente a profundidades que se extienden hasta 250 m. Según Condon et al. (2020), mencionan que se ha observado circulación de aguas subterráneas en acuíferos de montaña en profundidades de 100 m a 200 m superiores. Ferguson et al. (como se citó en Condon et al., 2020) señalan que el ser humano realiza perforaciones para el bombeo de agua para consumo humano superiores a los 100 m. McIntosh et al. (como se citó en Condon et al., 2020) señalan que, en el análisis realizado en la recarga meteórica del Pleistoceno, se hallaron ambientes sedimentarios y cristalinos a profundidades de hasta 1000 m (Figura 9). Jasechko et al. (como se citó en Condon et al. 2020) refieren que la investigación más actual ha demostrado que la mayor parte del agua subterránea (sistemas de flujos) se encuentra a profundidades mayores a 250 m, como es el caso del pre-Holoceno en edad. Según Crossey

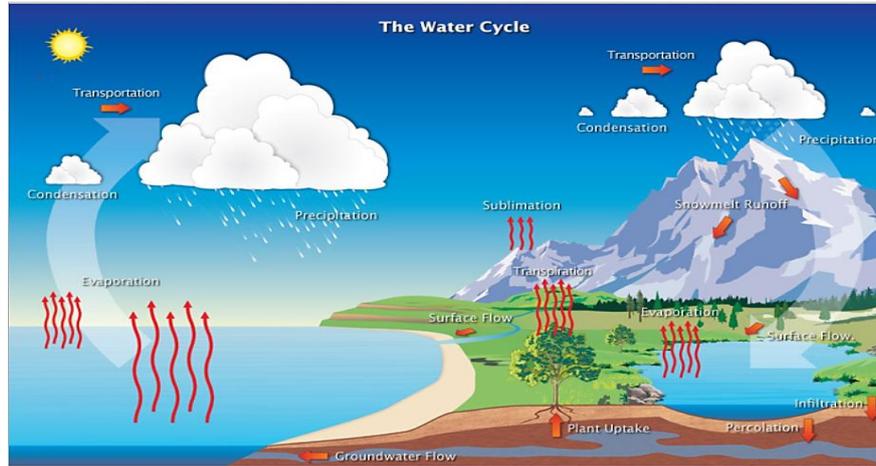
et al. (como se citó en Condon et al. 2020), señalan que estos sistemas de flujos podrían tratarse de flujos regionales profundos.

La (Figura 9) muestra la transición de agua subterránea dulce a salina ocurre generalmente entre los 500 m y 1,000 m. Ferguson et al. (como se citó en Condon et al. 2020). Las regiones montañosas las fuentes termales de origen meteórico presentan profundidades de circulación de hasta 5000 m. Grasby & Hutcheon (como se citó en Condon et al., 2020). La recarga de los acuíferos está relacionada con: precipitación en general, aguas superficiales (ríos, lagos, canales naturales), por medio de transferencias entre unidades hidrológica o acuíferos (Figura 8) y de manera artificial, decir, irrigación, fugas de redes de reservorios, de lagos artificiales o embalses (Custodio y Llamas 1997; Samper, 1997; Vélez y Vásquez, 2019). Referente a la (Figura 8) Vélez y Vásquez (2019), señalan que la recarga localizada de aguas subterráneas (Figura 8) se da mediante movimientos horizontales y que las aguas infiltradas de las lluvias pueden o no llegar al nivel freático. Estas aguas según Gómez y Gómez (2016), pueden servir para abastecer comunidades, debido a que estas aguas presentan buena calidad, es decir, no presentan turbiedad y patógenos. Asimismo, indica que las aguas subterráneas descargadas en los ríos pueden servir como reserva y el sostenimiento de una cuenca. En la (Figura 8), se observa que las aguas superficiales generadas por las aguas meteóricas favorecen al almacenamiento de aguas subterráneas en una cuenca subterránea mediante infiltración la cual posteriormente alimentará a corrientes superficiales. Además, hace notar dos tipos de áreas, estas son: área de recarga subterráneo regional (parte alta de una cuenca por precipitaciones), área de descarga subterráneo regional (las aguas descargadas viajan a mayor distancia generalmente a un cauce principal, tal como: ríos, lagos y mar). Área de recarga local (recargas generadas por precipitaciones), área de descarga local (aguas descargadas en áreas cercanas). La (Figura 10) muestra al ciclo del agua y se observa la influencia de las precipitaciones (lluvias, escarchas, neblinas entre otros) sobre el suelo, el nivel freático y áreas de recarga. Vélez y Vásquez (2019) manifiestan que el aporte de riego y escorrentía superficial (Figura 11), el movimiento del flujo subterráneo a nivel del subsuelo son descargadas en áreas de descarga, donde se encuentran cauces naturales. Dicha descarga se manifiesta en forma de flujo base, formando zonas húmedas. Estas zonas están formadas en su mayoría por vegetación local. Actualmente las áreas superficiales de recarga y descarga están siendo alteradas por actividades antrópicas, alterando la calidad de agua, impermeabilizando zonas de recarga mediante el asentamiento

de urbanizaciones y grandes ciudades, agotando el recurso hidrogeológico mediante extracción de aguas subterráneas para uso poblacional, agrícola e industrial.

Figura 10

Áreas de recarga y descarga en una cuenca.

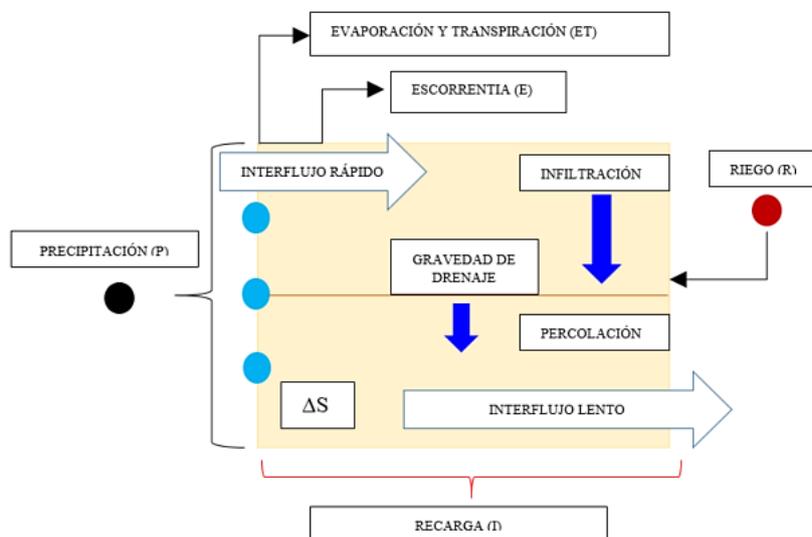


Fuente: Modificado de (NOAA National Weather Service, 2020; Bach y Mas, 2008)

Vélez y Vásquez (2019) indican que existe un flujo de descarga subterráneo intermedio que no ocupa parte de la topografía alta (área de recarga) y baja (área de descarga) de una cuenca, es decir, áreas formadas por uno o más valles y crestas. señalan que conociendo las áreas de recarga o descarga de una cuenca, es posible realizar un manejo sostenible de los sistemas de acuíferos.

Figura 11

Balance hídrico en el suelo.



Fuente: Modificado de Vélez y Vásquez (2019)

En la (Figura 11), observamos el balance mediante la siguiente expresión: $I + P = ET + E + R \pm \Delta S$. Donde: ET = evapotranspiración, P = precipitación, R= aporte debido al riego, I = recarga, E = escorrentía superficial, ΔS = cambio en el almacenamiento.

Vélez y Vásquez (2019) plantean un modelo de balance hídrico en el suelo, en dicho modelo se observa componentes que influyen en las áreas de recarga y descarga. Además indica que todos los componentes mostrados en la (Figura 11) pueden ser medidos excepto la evapotranspiración (ET). Según Lozano-Trejo et al. (2020), mencionan que el cambio de uso de suelo de una cuenca, afecta a la infiltración y escurrimiento superficial generando un impacto sobre el balance hídrico.

b) TIPOS DE RECARGA EN ACUÍFEROS

Identificar áreas donde se originan las escorrentías es complicado por el espacio y tiempo. Por ello es una interrogante determinar una cuantificación exacta del agua que ingresa al sistema subterráneo. La recarga está relacionada con el agua que ingresa a zonas no saturadas y alimenta a los acuíferos (Quiroz-Londono, 2012). El volumen de agua de reserva subterráneas son producto de recargas y forman nuevamente parte del ciclo hidrológico Vélez y Vásquez (2019). Wittenberg (1999) señala que los volúmenes de aguas subterráneas se almacenan en fisuras y poros, estos, a lo largo de extensiones de superficie se comunican hidráulicamente.

Según Lerner (como se citó en Vélez y Vásquez, 2019), las recargas se clasifican en fuentes, en: a) Directa o recarga difusa, provienen de agua lluvia. b) Concentrada o indirecta, provienen de los cauces permanentes, estacionales y efímeros. c) Flujos laterales, provienen de la conexión entre acuíferos. d) Retorno de riegos, provienen de los excesos de riegos o de las pérdidas en los canales de distribución sin revestir. e) Urbana, provienen de las fugas de redes de abastecimiento y redes de alcantarillado. Balek (como se citó en Vélez y Vásquez, 2019) definen cuatro tipos de recarga según el tiempo, estos son: a) Corto plazo, se da ocasionalmente luego de una fuerte lluvia, en regiones secas y no húmedas. b) Estacional, se da regularmente, en períodos húmedos en regiones húmedas y secas. c) Perenne, se da en ciertos lugares del mundo donde el flujo de agua descendente es casi permanente y pudiendo ocurrir recarga continua en el suelo permeable. Histórica, se dió hace mucho tiempo esto generó que se formen recursos de agua subterránea en el presente.

c) DESCARGA EN MANANTIAL

Los cambios de uso de tierra relacionados con la agricultura y la ganadería han reemplazado zonas de recarga. De esta manera, alteran zonas de recarga y de descarga de agua de origen subterráneo, distribuidos en toda una cuenca. Perjudicando al medio ambiente y la disponibilidad hídrica (Varni, 2012; Opolenko, 2022). Las surgencias de los manantiales se clasifican de diferentes criterios tales como: por morfología, estructura, continuidad de su caudal, características químicas y temperatura. El criterio más utilizado es mediante el método de Bogomolow, el cual consiste en clasificar al manantial en función de la relación de sus descargas $Q_{\text{máx}}/Q_{\text{mín}}$ (Pulido, 2014). Los acuíferos descargan sus aguas mediante un proceso llamado drenado por surgencia (Liñán, 2005). Según Johnson (1975), los acuíferos son formaciones geológicas, conformadas por espacios de grietas y fallas las cuales permiten almacenar volúmenes de agua. Además, indica que los acuíferos constituyen una red de conductos, cuyo medio permite la circulación de agua subterránea a distancias cortas o extensas, con velocidades de descarga expresada en metros por día o en metros por año.

Tabla 3

Clasificación de manantial en relación de sus descargas $Q_{\text{máx}}/Q_{\text{mín}}$

Tipo de manantial	$Q_{\text{máx}}/Q_{\text{mín}}$	Tipo de manantial	$Q_{\text{máx}}/Q_{\text{mín}}$
Muy constantes	1	Muy variables	30
Constantes	2	Inconstantes	100
variables	10		

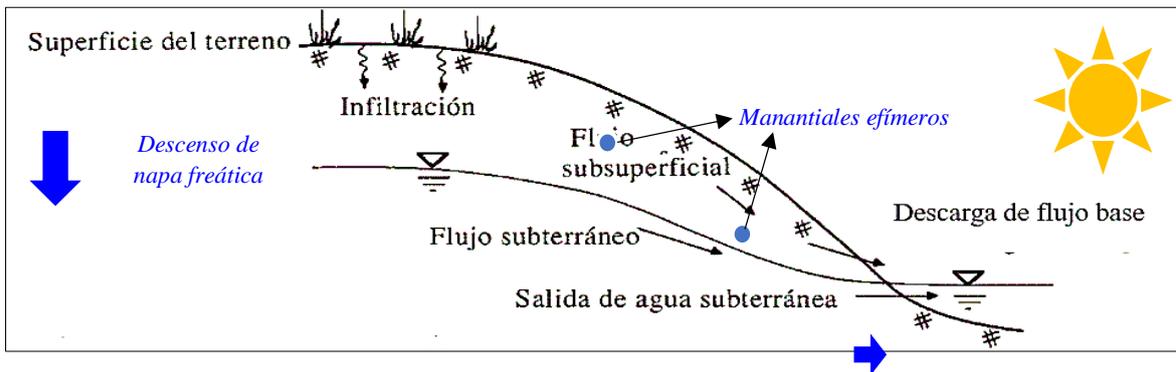
Fuente: (Pulido, 2014)

2.2.4 FLUJO BASE O CAUDAL BASE

El flujo base sirve como un indicador de sostenibilidad del recurso hídrico (Gómez y Guzmán, 2011). El caudal base es un componente de la escorrentía superficial y se lo reconoce por períodos de caudal bajo (Manga, 2001). Está influenciado directamente con las características de la cuenca y con las aguas entrante en acuíferos. El caudal base representa una información importante para los ecosistemas fluviales y la planificación del agua. La cuantificación del caudal base depende del caudal observado de ríos en las cuencas hidrográficas. Los pronósticos a partir de modelos y con dicha información permitirá estimar el caudal base (Lee et al., 2018).

Figura 12

Descarga de flujo base en un cauce natural en épocas de estiaje.



Fuente: Modificado de Chow et al. (1994)

Los caudales de un río están relacionados a períodos sin lluvias (estiaje), y si el cauce presenta caudales en meses de ausencia de lluvia, entonces el río es regulado o es alimentado por descarga de flujo base (Bustamante et al., 2018). Los ríos son alimentados por descarga laterales, procedentes de acuíferos poco profundos (Wittenberg, 1999). Un río el caudal base se forma debido a la suma de las escorrentías subterráneas y escorrentía hipodérmica las cuales terminan infiltrándose (Dal-Ré, 2003). El flujo base se forma cuando la superficie freática del acuífero es interceptada por el relieve del terreno, causando que el agua fluya por la superficie terrestre en forma de manantial, dando origen al nacimiento de un río, laguna y canal natural, etc. (Bach y Mas, 2008). El flujo base es un fenómeno estacional, es una componente de un régimen de cualquier río superficial (Smakhtin, 2001). El flujo base está formado por agua proveniente de varias tormentas, siendo muy difícil de identificar la tormenta a la que pertenece y son almacenadas en formaciones geológica (Aparicio, 2001). Estas formaciones geológica son: fallas, fracturas, diaclasas, etc (Villarroya, 2006). En un sismo, el medio donde el flujo base se desarrolla, mantiene la misma conductividad hidráulica no cambia (Manga, 2001). Muir-Wood y King (como se citó en Magna, 2001) señalan que una respuesta hidrológica en terremotos, es el incremento de la descarga de los arroyos, es decir, una liberación rápida de agua subterránea de fuentes de almacenamiento. La descarga de flujo subterráneo (Figura 12) se da a través de canales de aguas subterráneas, con características propias de retardo. Por su importancia el flujo base puede considerarse como un indicador de sostenibilidad del recurso hídrico de una cuenca (Lisney et al., 1992). Una buena cuantificación del caudal base, permitirá hacer una buena planificación del recurso hídrico frente a sequías esto mediante el uso de modelos hidrológicos calibrados (Balocchi, 2008; Pizarro y Saavedra, 1991; Nuñez, 2005). El flujo subterráneo circula a

través de redes de drenaje y depende de la porosidad y permeabilidad de los acuíferos libres y acuíferos confinados (Villarroya, 2006). Según Smakhtin (2001), no todas las cuencas presentan la capacidad de regulación hídrica, a través de los que los acuíferos en épocas de estiaje. Esta regulación en estiaje es de origen subterráneo cuyas descargas son: de fondo o surgencias laterales de descarga lenta, llamado flujo base. Señala también que el flujo base es propio y se distribuyen a través de los cauces fluviales en períodos secos del año. También refiere que el flujo base está relacionado con eventos de inundación, debido a que este flujo también descarga una determinada cantidad de agua hacia cauces naturales en épocas de lluvia. El flujo base según indica Millares (2008), permite mantener un régimen ambiental de caudales y asegure el estado de conservación de sistemas hidrológicos. La escorrentía subterránea según Arciniega (2015), está siempre en la curva de ascenso y descenso en un hidrograma de caudales.

2.2.5 HIDROGRAMA DE CAUDAL

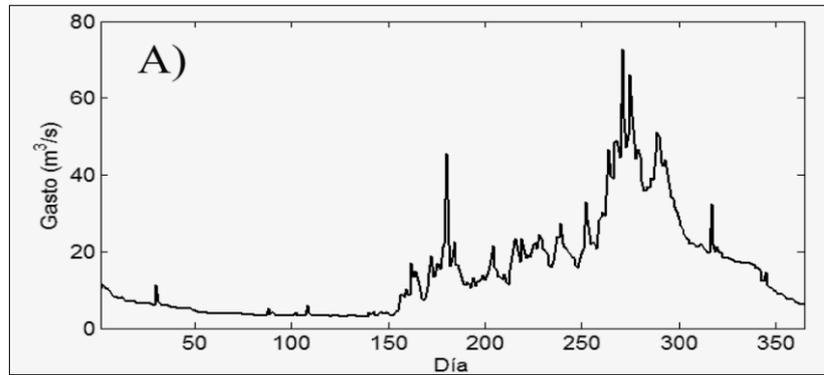
Un hidrograma es una representación gráfica que representa a caudales o volúmenes de agua, derivados de las tormentas, y que está formada por puntos de inflexión y cada punto representa un valor, que puede ser elevado si se registra durante y después de eventos de tormenta, y puede presentar valores bajos o caudal mínimo (Aparicio, 2001). Un hidrograma de caudal es llamado también hidrógrafa. Representa a caudales o volúmenes de agua (llamados gastos de agua) y la variación de caudales existentes en un cauce en relación con el tiempo (Aparicio, 2001; Monsalve, 1999). Este tiempo puede variar de horas a años (Reyes, 1992). Un hidrograma es un registro de caudales representados mediante una curva de caudales instantáneos. Señalan también que, a mayor tiempo transcurrido desde el pico de un hidrograma los caudales circulantes van disminuyendo por efecto de la ausencia prolongadas de lluvias, generándose de esta manera una gráfica de curva de agotamiento, debido al registro de caudales de origen subterráneo (Gómez y Gómez, 2016).

Hidrograma anual de caudal:

Es un gráfico de caudal versus tiempo en un año, permite mostrar un balance del caudal de una cuenca. El volumen de flujo bajo el hidrograma representa la capacidad de la cuenca. La característica del hidrograma dependerá del régimen de los caudales de los cauces naturales y del clima (Chow et al., 1994).

Figura 13

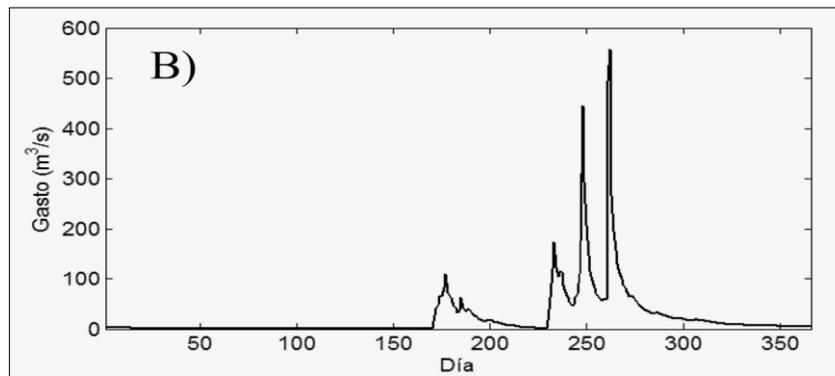
Hidrograma anual de río perenne.



Fuente: (Arciniega, 2015)

Figura 14

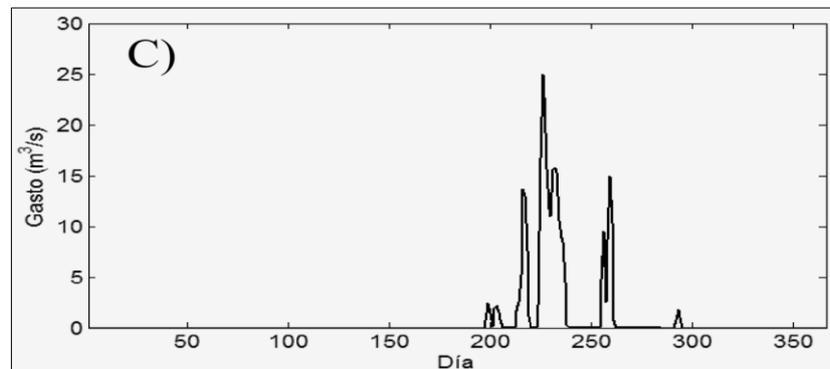
Hidrograma anual de río intermitente.



Fuente: (Arciniega, 2015)

Figura 15

Hidrograma anual efímero.



Fuente: (Arciniega, 2015)

2.2.5.1 FORMA DE HIDROGRAMA

La característica del hidrograma lo define el ciclo hidrológico. La forma del hidrograma depende de las características fisiográficas y climáticas de una cuenca, las cuales influyen en la esorrentía. Su forma está definida por dos factores, estos son: climáticos y fisiográficos (Chow et al., 1994). El primer tipo, dado por el factor climático; representado por la precipitación, la intensidad, la duración de la precipitación, su distribución en la cuenca, la dirección del movimiento de la tormenta, así como datos históricos de precipitaciones entre otros efectos dentro de un espacio geográfico. El segundo tipo está dado por el factor fisiográfico; representado por el uso del suelo (p.ej. agrícola, ganadero), tipo de suelo (características edafológicas de la cuenca), superficie (topografía de la cuenca), forma de la cuenca, altitud, pendiente, orientación, patrón de drenaje (tipo de red de drenaje), drenaje indirecto y drenaje artificial (Custodio y Llamas, 1996). Las descargas de caudales representados en un hidrograma, están condicionadas a la morfología de la cuenca. Su forma está supeditada a las precipitaciones, las cuales pueden ser lluvias escasas o lluvias abundantes. Las descargas registradas en el hidrograma, nos brindan información en el tiempo de datos históricos, nos brinda información sumamente importante a la hora de cuantificar el volumen de agua disponible para temporadas secas y para evaluar el balance hídrico a nivel de cuencas (LP Thomas & BM Marino, 2016).

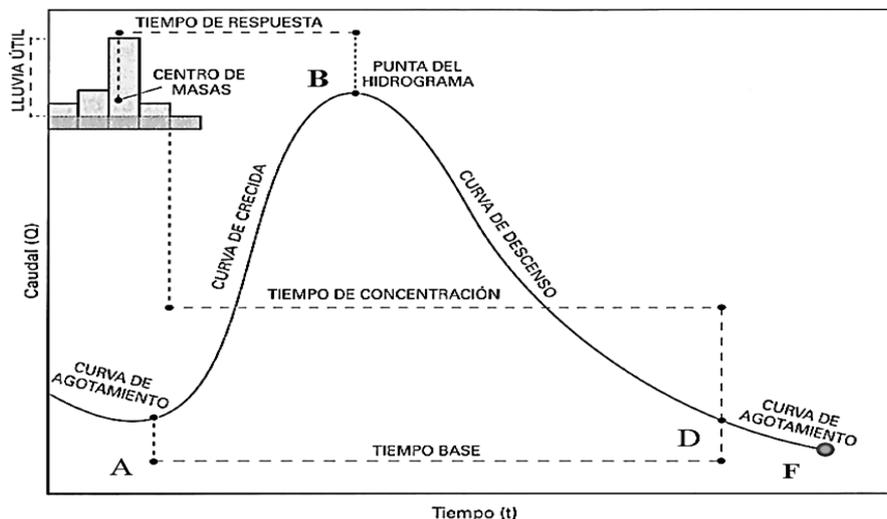
2.2.5.2 ANÁLISIS DE HIDROGRAMA

Según Alvarez (2018), los caudales líquidos observables de un cauce natural son presentados mediante un hidrograma, los cuales son una representación gráfica, la cual está formada por puntos de inflexión de valores de caudales líquidos. La forma que adopten los hidrogramas tiene una dependencia de las precipitaciones, de las características del medio de tránsito y factores antrópicos. Muestra una serie de fluctuaciones de caudales homogéneos y no homogéneo registrados por una estación hidrométrica o mediante otros métodos de aforo, obtenidos de una sección de un cauce fluvial en un espacio y tiempo. Los hidrogramas se forman con los registros de caudales líquidos tanto en épocas de lluvias y en ausencia de estas, ver (Figura 16), permitiendo auscultar y entender el comportamiento real del régimen de caudales de un río, manantial, canal, quebrada de un año hidrológico. A continuación, se procede a un análisis de las partes más importantes del hidrograma: La curva de un hidrograma está formada por cambios de pendientes, puntos de quiebres o puntos de

inflexión causados por la variabilidad del régimen de caudales. En ella se pueden establecer los siguientes puntos: A: Punto de levantamiento: En la (Figura 16), Alvarez (2018) indica que a partir de este punto el agua que proviene de caudales decrecientes tienden a incrementarse producto de precipitaciones, hasta llegar al punto “B” de la (Figura 16) el cual está formado por gasto máximo o caudales máximos. Posteriormente, estos caudales disminuyen debido a la ausencia de precipitaciones, representados en una curva de descenso, esta forma está influenciado por las características geomorfológicas, por las propiedades del suelo y la duración e intensidad de la lluvia de la cuenca. Este caudal registrado es usado para el diseño de obras hidráulicas.

Figura 16

Estructura esquemática de un hidrograma de una tormenta.



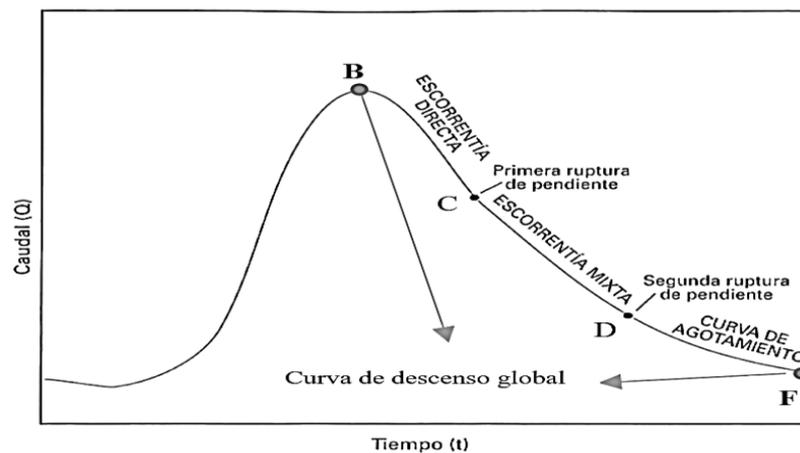
Fuente: (Alfaro et al., 2006)

La (Figura 17) presenta que los puntos de inflexión “B-C” representan a escorrentías directas, es decir, con influencia de precipitaciones se forman caudales directos en cauces naturales con mayor proporción que los caudales subterráneos. Mientras que los puntos de inflexión “C-D” representan a escorrentía mixta, es decir, los caudales directos reciben un aporte considerable de caudales subterráneos, en un medio de ausencia de precipitaciones. El tramo CD es una transición para dar paso a los puntos de inflexión “D-F”, estos representan caudales circulantes. Remenieras (1974) indica que los puntos de inflexión, indican que los cauces naturales sólo son alimentados por caudal subterráneo, provenientes de capas subterráneas en régimen no influido (se da en un medio de ausencia muy prolongada de precipitaciones). Alfaro et al. (2006) señalan que los puntos “D-F” forman la curva de

agotamiento DF. Balocchi (2008) considera al segundo punto de inflexión como el inicio de los aportes subterráneos. El Punto F representa el tercer punto de quiebre, y señala el inicio de aporte de agua subterránea, representados en la curva de agotamiento o curva recesiva. La curva finaliza en un punto donde se observe el origen de la curva ascendente de un hidrograma de caudales.

Figura 17

Componentes de la curva de descenso global de caudales.



Fuente: (Alfaro et al., 2006)

2.2.5.3 CURVA DE DESCENSO GLOBAL

Los caudales registrados en tiempo y espacio presentan: una curva de concentración, una curva de descenso y una curva recesiva (Pizarro et al., 2013; Aparicio, 2001; Balocchi et al., 2014; Balocchi et al., 2008). La curva de descenso de un hidrograma de caudales, permite ser aproximada a una ecuación general y capaz utilizarse para todos los aguaceros que se generan en una cuenca (Remenieras, 1974). Esta curva está formada por componentes, estas son: curva de descenso superficial, curvas de escorrentía subsuperficial y curvas de escurrimientos subterráneo (curva de agotamiento) (Remenieras, 1974). Después del caudal pico existen dos curvas marcadas estas son: curva decrecida y curva de agotamiento (Pulido, 2014). A mayor tiempo de descenso de caudales a partir del pico de un hidrograma, los caudales recesivos con aportes de flujo base es más representativo (Alvarez, 2016). La curva de agotamiento es llamada también curva de recesión (Remenieras, 1974). El segundo punto de inflexión de la curva indica caudales de origen subterráneo (Alfaro et al., 2006; Balocchi et al., 2014). La curva de descenso global BF (Figura 17) se divide en dos partes: curva de

descenso BD y curva de agotamiento o curva recesiva DF. Estas dos divisiones presentan las siguientes partes: la curva BC representa a una escorrentía directa, producido por la precipitación que no se infiltra y evapora (precipitación efectiva) (Alfaro et al., 2006). La curva CD. Según Martínez (como se citó en Balocchi, 2008), indican una escorrentía mixta, es decir, está formada por escorrentía directa y aporte de agua subterránea cuyo régimen va de un caudal mayor a un caudal menor producto de ausencia de precipitación. Aparicio (2001) señala que la curva de recesión DF se caracteriza porque representa a caudales de origen netamente subterránea.

2.2.6 CURVA DE RECESIÓN

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). Para elegir una curva de recesión o curva de agotamiento de flujo base, es preciso hacerlo días posteriores al pico creciente del hidrograma, de tal forma de no relacionarlos con escorrentía directa (Lisney et al., 1992). Esta curva representa el decrecimiento o disminución de caudal en un tiempo largo, en que el escurrimiento superficial ha cesado y solo registra aportes de capas subterráneas (Remenieras 1974; Lisney et al. 1992). Esta curva depende de ciertas características físicas y geomorfológicas de una cuenca y del comportamiento climático geográfico (Fattorelli y Fernández, 2011). La curva recesiva es conocida también como curva de agotamiento y permite calcular la disponibilidad de agua en períodos estivales (Balocchi et al., 2014). Lllaman a la curva de recesión como curva de agotamiento (Remenieras, 1974; Custodio y Llamas, 1976). La curva de abatimiento representa la disminución de volumen de agua almacenada de una cuenca en períodos de ausencia de lluvias (Lisney et al., 1992). Huyck et al. (como se citó en Bustamante et al., 2018) indican que los caudales mínimos del hidrograma, representan caudal base de origen subterráneo.

Smakhtin (2001) indica que el agotamiento de caudales en períodos secos señala que se le conoce como recesión, y que este fenómeno se refleja en el hidrograma de caudales mediante una curva de recesión con una tendencia horizontal. Arciniega (2015) indica que el área bajo la curva representa el volumen total de almacenamiento de agua que produce un cauce en épocas de estiaje. Y para calcular la capacidad máxima de almacenamiento, se

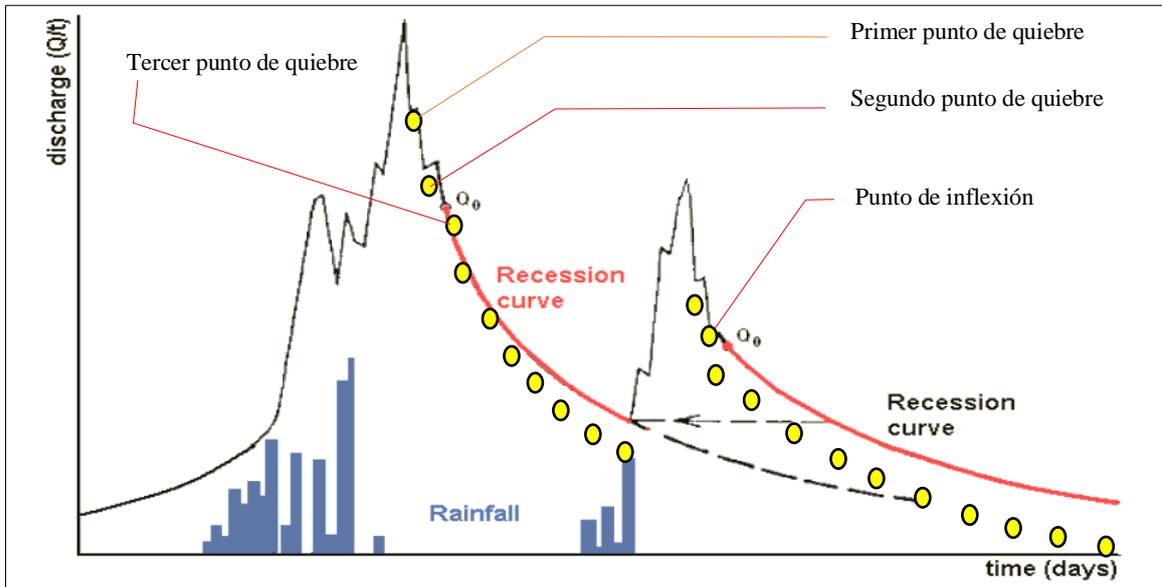
tomará al caudal máximo de todas las curvas de recesión. Remenieras (1974) indica que la curva recesiva representa el decrecimiento o abatimiento del caudal de un cauce natural en tiempo de ausencia de lluvias. Bach y Mas (2008) señalan que su forma depende de las características de la cuenca. Miller (2008) indica que un análisis a las curvas recesivas de un hidrograma, son una alternativa y una forma simple de caracterizar a la relación río y acuífero. Linsley et al. (1992) indican que la curva de recesión representa el aporte de agua almacenada en acuíferos y drenada posteriormente en forma de escorrentía superficial dentro de una cuenca. La curva de recesión es independiente a la lluvia, es decir, esta curva se genera por registro de caudales de cauces naturales de origen subterráneo, en época de estiaje. Millares (2008) expresa que la curva recesiva puede ser representada mediante un modelo de embalse lineal que no toma en cuenta las entradas del sistema (precipitaciones). Brodie et al. (como se citó en Balocchi, 2008) indican que algunos ríos no se agotan, es decir, aquellos de tipo de escurrimiento de tipo perenne. Señalan que las representaciones graficas de curva de recesión o de agotamiento son aproximaciones a los caudales mínimos, estos son llamados también caudales base o base flow.

Fattorelli y Fernández (2011) señalan que la curva de recesión está configurada por puntos de inflexión (Figura 18), los cuales marcan momentos de cese escorrentía lateral superficial de entrada hacia los principales cauces de la cuenca, producto de la ausencia prolongada de precipitaciones. Gómez y Gómez (2016) indican que la superposición de curvas recesivas da como resultado a la curva maestra de recesión (CMR). Alvarez (2010) indica que las curvas de recesión se puede obtener una curva recesiva generalizada llamada curva maestra de recesión (CMR).

Martínez (como se citó en Balocchi, 2008) indica que el tercer punto de inflexión de la curva de descenso global de un hidrograma (Figura 18), representa el inicio del aporte de aguas subterráneas en la curva recesiva y el inicio del régimen no influido. Fattorelli y Fernández (2011) señalan que un hidrograma presenta una curva de recesión y a su vez presentan puntos de inflexión, los cuales representan aportes de escorrentía superficial de cauces naturales de una cuenca. Señalan que, conociendo el tiempo y los valores de los puntos de inflexión de la curva de recesión, podremos determinar el coeficiente de agotamiento (α). El período de recesión identificado en un hidrograma de caudales, indica la ausencia de precipitaciones y por ende el cese de escorrentía superficial.

Figura 18

Ubicación del tercer punto quiebre, en dos curvas de vaciado de un hidrograma.



Fuente: Modificado Kullman (como se citó en Gregor y Malík, 2012)

La (Figura 18) muestra el inicio de la curva de recesiva y curvas recesivas, las cuales están formados por caudales recesivos, los cuales son puntos de inflexión. Siguiendo una metodología, los caudales serán afectados por logaritmo, para poder ser representados en una gráfica semilogarítmica, es decir, la gráfica presenta en el eje de la ordenada una escala semilogarítmica de caudal, mientras que en el eje de la ordenada una escala de tiempo (Lisney et al., 1992; Fattorelli y Fernández, 2011; Balocchi et al., 2014). Determinar el punto de inflexión de inicio de la curva de recesión es complicado (Fattorelli y Fernández, 2011). A los valores de la curva de recesión, se afecta a una escala semilogarítmica (Lisney et al., 1977; Fattorelli y Fernández, 2011). Es decir, a los caudales a escala logarítmica $\text{Log}(Q_r)$ y el tiempo a escala aritmética (t), esto permite determinar con facilidad el primer quiebre de la gráfica, y el inicio del aporte de un flujo de dinámica lenta de agua subterránea. Según Pulido (2014), al identificar el inicio y el fin de los caudales recesivos, es posible cuantificar su volumen. Arciniega (2015) señala que el método para obtener la linealidad de caudales en períodos de estiaje fue propuesto por (Lisney et al., 1992). Lisney et al. (1992) señalan que los caudales recesivos se los presenta en una gráfica semilogarítmica, y se obtendrá como resultado una curva con pendiente decreciente. Dicha pendiente representa al coeficiente de agotamiento. Gómez et al. (como se citó en Alvarez, 2010) señalan que la no linealidad puede darse por los diferentes tipos de acuíferos, por el tipo roca fracturada, por formaciones cársticas o depósitos aluviales, esto causa un cambio en el comportamiento de

caudales recesivos. Según Millares (2008), señala que existen factores para la no linealidad de la curva de recesión, estos son: eventos de fusión de nieve y eventos de precipitación. Fattorelli y Fernández (2011) refieren que la curva de recesión depende de las características física y geomorfológicas de la cuenca. Esto explica las formas aproximadamente iguales de diferentes hidrograma en la curva de recesión. Gómez y Gómez (2016) señalan que, al realizar un análisis a las curvas recesivas, es posible comprender que el flujo subterráneo alimenta al flujo base o caudal base. Permite entender que este flujo base representa una reserva importante en la planificación del manejo del recurso hídrico. Gomez-Vargas et al. (2017) señalan que el agua subterránea se encuentra en formaciones geológicas. Su surgencia hacia cauces superficiales (ríos, manantiales, quebradas, canales, capitaciones, embalses) es lenta. Mientras que su recarga es dificultosa

Según Mcphee (2008), al afectar con logaritmos los caudales y estos adopten una forma lineal en la relación $\log Q$ Vs Tiempo, debemos de suponer que el caudal proviene de flujo base. Esta curva (Figura 18) representa el decrecimiento de los caudales no regulados en épocas de estiaje (ausencia de lluvias) de un cauce natural y se extiende hasta formar una recta lineal. Finaliza cuando se da una variabilidad de aumento de caudal, para formar la curva de ascenso. Actualmente existen métodos para determinar el primer punto de inicio del caudal recesivo, uno de ellos es el propuesto por Pizarro y Saavedra (como se citó en Alvarez, 2016) señalan que a partir del segundo punto de quiebre de la curva de descenso global de un hidrograma, existe una influencia netamente de agua subterránea. Un segundo método para ubicar el primer punto de inicio de aguas subterráneas en un hidrograma de descenso, es a través de Martínez (como se citó en Balocchi et al., 2008) quien propone el “Planteamiento Modificado”. Este método plantea que es el tercer punto de quiebre de una curva de agotamiento el inicio de aguas subterráneas. Y que desde este punto se generan aproximaciones de caudales recesivos mediante un modelo hidrológico.

2.2.7 ANÁLISIS DE LA CURVA DE RECESIÓN

En una zona donde existen períodos secos y donde no se evidencie recarga es posible analizar el caudal recesivo el cual está relacionado con el flujo base Para ello recomienda hacer un análisis de los hidrogramas para su interpretación (Manga, 2001). Por otro lado, afirman que conociendo los caudales y su hidrograma respectivamente, es decir su comportamiento expresado en gráfica, se puede identificar la curva de recesión del

hidrograma; de esta información es posible identificar los caudales circulantes superficiales en períodos de sequía o estiaje (Linsley et al., 1949; Balocchi et al., 2014).

2.2.7.1 CAUDAL RECESIVO EN UN DEPÓSITO LINEAL

Los modelos conceptuales que logran explicar al proceso hidrológico de los caudales recesivos en una cuenca, está bajo el supuesto del embalse lineal, es decir, que en un gráfico semilogarítmico se observa el decaimiento lineal del caudal en función del tiempo (Wittenberg, 1999; Balocchi 2008; Alvarez, 2010). Según Gómez y Gómez (2016), el comportamiento se observa en cuencas con acuíferos confinados, con gradiente hidráulico suave y formaciones geológicas homogéneas. Wittenberg (como se citó en Millares, 2008) señala que el primer modelo de sistema de depósito lineal fue propuesto por Millet (1905), el cual está relacionado con el almacenamiento y descarga, señala que el almacenamiento es linealmente proporcional a la descarga del depósito. Werner y Sunduist (como se citó en Millares, 2008) consideran válido al sistema de depósito lineal, en acuíferos confinados de espesor constante y conductividad hidráulica constante. Para Samper (2014) un depósito lineal, está representado mediante un acuífero, recibe recarga uniforme y constante por unidad de área y tiempo, entonces, se forma un régimen de descarga uniforme. Millares (2008) considera que un embalse lineal de almacenamiento de agua subterránea está relacionado linealmente con el caudal de salida y una constante de almacenamiento. Para Alvarez (2010) el método de embalse lineal podría dar resultados consistentes, teniendo en cuenta las características de la cuenca en estudio, como, por ejemplo: el régimen natural del río en estudio, la escala espacial, influencia de acuíferos según su ubicación en la cordillera, alta capacidad de permeabilidad e infiltración, presencia de régimen de precipitación durante todo el año y presencia de períodos de verano, esto influye en la formación de períodos de recesión. Nuñez (como se citó en Alvarez, 2016) considera que la curva de recesión se modela teniendo en cuenta el concepto del reservorio lineal.

2.2.7.2 CAUDAL RECESIVO EN UN DEPÓSITO NO LINEAL

La relación entre almacenamiento y descarga de agua subterránea es no lineal. Chapman (1999). Según Hamad (como se citó en Millares, 2008), en un sistema de depósito no lineal, no todos los factores hidrológicos y meteorológicos permanecen constantes en diferentes subcuencas. Esto implica identificar los factores que influyen en la no linealidad.

Fenicia et al. (como se citó en Millares, 2008) indican que es la evapotranspiración, el ascenso capilar hacía zonas no saturadas por extracciones realizadas en el acuífero y la recarga en zonas no saturadas. Provocan cambios en los puntos de inflexión de la curva de recesión, perdiendo de esta manera la recta esperada del ajuste lineal, y extendiendo el tiempo de la curva de agotamiento. Entre los factores mencionados, es la evapotranspiración quien más influye en la relación almacenamiento – descarga. Millares (2008) recomienda que el análisis de caudales recesivos debe de hacerse en meses de estiaje. Hammond y han (como se citó en Alvarez, 2010) indican que, en períodos cortos de recesión, ocurre un decaimiento lineal que se ajusta a una curva de recesión. Hammond y han (como se citó en Alvarez, 2010) señalan, que ríos que no reciben aporte de aguas subterráneas proveniente de acuíferos, generan que los caudales de los ríos no presenten un régimen permanente y fluyente. Además, indican que las surgencias de los acuíferos, no serían linealmente proporcionales al volumen almacenado por recarga en los acuíferos de la cuenca. Si este caso ocurre, entonces no es correcto simular la curva recesiva como un embalse lineal.

Wittemberg (citado por Alvarez, 2010) planteó utilizar un modelo no lineal. Hammond y han (como se citó en Alvarez, 2010) con respecto a Wittemberg (como se citó por Alvarez, 2010) indican que existen limitaciones respecto al uso del modelo no lineal, ligado al decaimiento del caudal de flujo base en un río, por la escasa o nula influencia de escorrentías directas. Señala, que la no linealidad de la curva recesiva es explicada a partir de la descarga de dos o más embalses lineales paralelos, con tiempos distintos de descarga. Este modelo presenta más parámetros y su finalidad es alcanzar un mejor ajuste de la curva de recesión. Wittemberg (como se citó por Alvarez, 2010) cuestiona esta técnica, señala que es poco probable que los acuíferos confinados de una cuenca se encuentren divididos en dos zonas de almacenamiento independientes.

2.2.8 CAUDAL RECESIVO

Gómez y Gómez (2016) señalan que el caudal recesivo representa la disminución de reservas de volumen de agua subterránea almacenada en acuíferos en régimen no influenciado (los acuíferos no reciben alimentación de otra fuente). Esta disminución, influye en el descenso de niveles de los caudales de los ríos superficiales que van formando corrientes. Samper (2014) señala que los primeros en estudiar la descarga de caudales recesivos procedentes de acuíferos libres fueron los franceses Boussinesq y Maillet, quienes

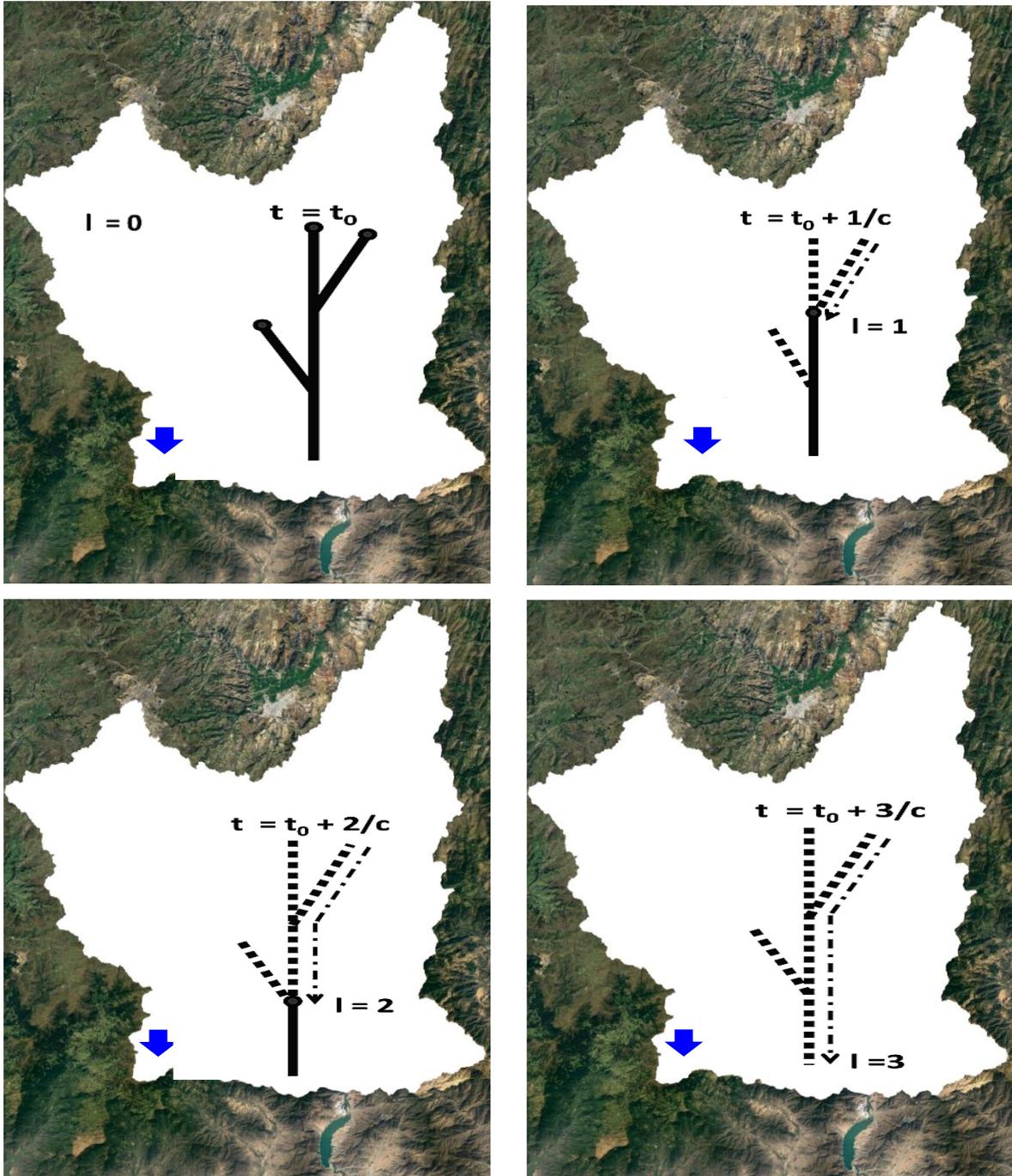
basaron sus investigaciones en la Ley de Darcy y la ecuación de continuidad. Chow et al. (1994) señalan que la gran parte de la capacidad hídrica de una cuenca deriva del flujo base, provenientes de acuíferos, los cuales pueden presentar surgencias nulas o mínimas. Por otro lado, Arciniega (2015) menciona que los caudales aforados en estaciones hidrométricas en épocas de estiaje, corresponden a flujo base de origen subterráneo. Estos caudales de flujo base, forman parte del cuerpo hídrico de un río con un régimen de flujo permanente. Este tipo de flujo van sufriendo descenso en el tiempo y espacio, a este tipo de caudal se le denomina caudal recesivo. Según Alvarez (2018), este caudal recesivo se presenta en meses de estiaje donde los cauces superficiales no reciben ningún tipo de aporte de precipitaciones distribuidas, limitando así, la recarga de acuíferos, y dando paso a la exposición de caudales circulantes llamados caudales recesivos manifestados en ríos, quebradas, canales naturales.

Brodie et al. (como se citó en Balocchi, 2008) sostienen que los caudales recesivos de los ríos en períodos de estiaje no se agotan en forma definitiva. Linsley et al. (1992) señalan que durante el recorrido de los caudales recesivos sufren de infiltración a lo largo de su recorrido. Asimismo, Alvarez (2018) refiere que estos caudales se logran identificar en el ciclo hidrológico, mediante un análisis al hidrograma de caudales superficiales. Este tipo de caudal se representa a través de la curva de agotamiento o curva recesiva del hidrograma de descenso global, ver (Figura 16).

Alvarez (2018) menciona que estos caudales son de origen subterráneo, vinculados con el caudal mínimo y registrados en la curva recesiva del hidrograma. La variabilidad y formación del caudal recesivo se observa en los meses de estiaje, debido a los aportes laterales de flujo base, provenientes de manantiales (de ladera, de fondo o difusos), quebradas y ríos etc., en períodos de ausencia prolongada de lluvia. Cuantificar este caudal se logra mediante aforo (método por vadeo) o registrados por una estación hidrométrica, en las redes de drenaje de una cuenca, subcuenca o microcuenca, en meses del año donde existe ausencia prolongada de precipitaciones, permitiendo hacer un buen manejo sostenible del recurso hídrico. Reyes (1992) expresa que a medida que existe una ausencia prolongada de precipitaciones (lluvia), los caudales superficiales, van reduciéndose lentamente. La presencia de caudales superficiales observables y medibles en el río, son mantenidos por las infiltraciones de lluvias pasadas, almacenados en épocas de lluvia en formaciones geológicas.

Figura 19

Esquema de proceso de recesión idealizado, para los afluentes y el río Jequetepeque.



Fuente: Modificado de Biswal & Marani (2010)

La (Figura 19) muestra el proceso de formación de caudales recesivos idealizados. ($I=0$), durante los meses de lluvia los ríos afluentes de una cuenca presentan humedad y reciben aportes de lluvia, escorrentía directa y descargas subterránea provenientes acuíferos de cabecera de cuenca, hasta un determinado tiempo t_0 , en el cual se dan inicio a las descargas de aguas netamente subterráneas. El instante $I=1$, se observa que los caudales de los afluentes

de las zonas altas van disminuyendo, por ausencia de lluvias y una velocidad de disminución de humedad. Iniciando la influencia de descargas de agua subterránea. El instante $I=2$, la ausencia prolongada de precipitaciones involucra disminución de niveles agua y descensos de humedad de suelo en la cuenca. Presentando, descargas de aguas subterráneas. En el $I=3$ se observa que toda la cuenca alta a ingresado a un régimen no influido, es decir, el cauce del río no recibe otros aportes de caudales o lluvia, más que las descargas de agua subterránea proveniente de acuíferos. Esta característica hace dar más valor a la cuenca y al río Jequetepeque.

Estos caudales posteriormente son descargados en el embalse “Gallito Ciego” (Figura 19), dando funcionalidad a la estructura hidráulica. Biswal & Marani (2010) señalan que la descarga del caudal recesivo es lento, el caudal total recesivo en un punto de descarga de una cuenca, es igual a la descarga total proporcionada por el acuífero hacia cauce. El vaciado según Liñán (2005), dependerá de la duración del estiaje. Sostiene, además, que los vaciados de un sistema (acuíferos) se dan de forma lenta. Señala también, que en condiciones de estiaje los sistemas necesitan de 105 a 182 días en vaciar el 50% de su volumen. Alvarez (2016) indica que para estudiar los caudales recesivos en un cauce natural en épocas de estiaje, se puede asumir lo siguiente: que el flujo subterráneo presente un régimen permanente (asumiendo que exista una recarga de agua constante al acuífero y este descargue al río en forma de flujo base), que el medio de descarga del sistema presente un medio continuo, que las características del medio no varíen y que presente una gradiente hidráulico suave, y que las aguas del río sean netamente de origen subterráneo. De esta manera se asegura que no existan variaciones en los niveles de caudal. Alvarez (2018) durante un año hidrológico de estiaje, se puede observar físicamente la presencia de caudales recesivos, los cuales pueden ser medidos. Dichos caudales son identificados técnicamente a través de un hidrograma de caudales (caudal vs tiempo), a partir de información registrada por estaciones hidrométricas.

Fattorelli y Fernández (2011) indican que la forma que adopte la curva recesiva está en función de las características físicas de la unidad hidrográfica. O’Keeffe y Le (2010) señalan que la población mundial está creciendo, esto implica, incremento de demanda de alimentos, energía y explotación de ecosistemas de agua dulce. En la actualidad los caudales recesivos de agua dulce son significativos, debido a su uso con mayor frecuencia, por ausencia de lluvias. Por ello, es importante conocerlos para enfrentar un peligro

hidrometeorológico, como es la sequía. Actualmente, se habla de seguridad hídrica para enfrentar la escasez de agua mundial debido a sequías, por ello identificar y cuantificar los caudales recesivos permitirá hacer una mejor gestión del recurso hídrico. En el futuro estos caudales significarán el recurso subterráneo más importante debido al aumento progresivo de ausencia de lluvias. Según O'Keeffe y Le (2010), la falta de seguridad hídrica está relacionada con la escasez de agua, cambio climático y poca infraestructura hidráulica. El Instituto Geofísico del Perú (IGP, 2017) indica que las causas de las sequías son: las condiciones naturales locales y/o regionales y la variabilidad climática. IGP (2017) señala que las sequías se dan a nivel de superficie terrestre y sus consecuencias son: escasez de agua a nivel superficial y subterráneo, desequilibrio en la actividad agrícola, afectación a ganaderos, degradación de cubiertas vegetales, afectación en la industria. Smakhtin (2001) sostiene que la sequía es un fenómeno natural producido por la ausencia de precipitaciones prolongadas. Su estudio está relacionado con las series temporales continuas de caudales de origen subterráneo.

Custodio y Llamas (1999) señalan que estudiar el comportamiento y características de las aguas subterráneas, son importantes para programar acciones que mitiguen los efectos de sequía. Por tanto, las sequías alterarían el comportamiento y conservación del régimen de caudales de tipo recesivos en cauces naturales. Este peligro es estacional y afecta con la ausencia de lluvias en el uso y el tipo de derechos de uso de agua en los usuarios. Trayendo consecuencias en la salud, seguridad alimentaria y desarrollo de sociedades. Por ello es importante entender el origen de caudales recesivos y cuantificar dicho recurso subterráneo. Los caudales recesivos según (Biswal & Marani, 2010), representan a las descargas de aguas subterráneas procedentes de acuíferos no confinados. El flujo de recesión varía lentamente en el tiempo, formando a través del tiempo una sucesión de estados estacionarios, ver (Figura 19).

Los caudales recesivos superficiales distribuidos en lechos de los ríos, quebradas y canales representan las reservas de aguas de origen subterráneos más importantes en épocas de sequía para los habitantes de cuencas, subcuencas y microcuencas. Dichas aguas pueden ser almacenados en estructuras hidráulicas (p. ej. captación, dique, aliviadero, etc.), ver (Figura 19 y 20). Permite satisfacer necesidades básicas del ser humano, como: agua para consumo y agricultura. Estas aguas, serían afectadas por la incidencia solar a nivel de costa, sierra y selva, generando que se pierda por un proceso de evaporación. Afectando a las

actividades antrópicas dentro de las cuencas, subcuencas y microcuencas. Este caudal recesivo, es observable en las redes de drenaje en épocas de estiaje en la parte alta de una cuenca con ecosistemas de montaña, influyendo en la parte media y baja de una cuenca. El volumen de caudal recesivo circulante, va incrementándose a lo largo del lecho de un cauce natural, por las surgencias del flujo base. Al conocer el comportamiento de los caudales recesivos en tiempos donde existe una ausencia prolongada de lluvias, permitirá establecer la disponibilidad de caudales recesivos en los cauces naturales, frente a posibles sequías en nuestro país. Estos caudales actualmente están satisfaciendo necesidades hídricas en períodos de estiaje. La importancia de estos caudales es brindar seguridad hídrica a ciudades alto andinas y costeras en meses de estiaje, es decir, que los cauces fluviales tengan la capacidad suficiente para proporcionar una oferta hídrica tanto de cantidad y calidad.

Figura 20

Dique “Gallito Ciego”, Tembladera - Contumazá.

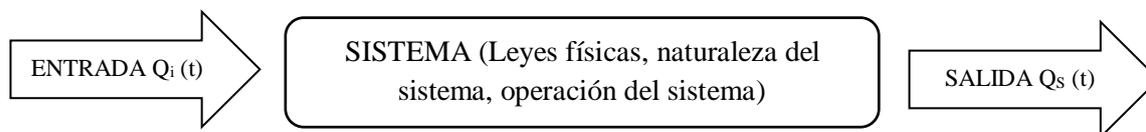


2.2.9 SIMULACIÓN DE SISTEMA

En hidrología, el término “sistemas”, según Aliaga (1985), está formado por componentes quienes están relacionados entre sí. Para su funcionamiento las componentes son sensibles a recibir determinadas cantidades de entradas y generar salidas, ver (Figura 21). Las componentes están relacionadas a su vez con componentes físicos (p.ej. relieve topográfico), social (p.ej. uso de agua para abastecimiento) y económico (p.ej. generación de energía y producción de alimentos).

Figura 21

Simulación de sistema hidrológico.



Fuente: Modificado de Aliaga (1985)

2.2.9.1 SIMULACIÓN

Para Aliaga (1985) es un método para explicar el comportamiento de un sistema. Asimismo, indica que es una presentación numérica, es decir, que existen otras formas de simulación para pronosticar o predecir consecuencias de los componentes, los cuales servirán para tomar decisiones y adoptar soluciones reales. La simulación es un proceso el cual se define en función de los elementos de un modelo funcional, permitiendo entender las variaciones y el comportamiento de un sistema en el tiempo, utilizando series hidrológicas obtenidas mediante mediciones o generadas de manera realista. A través de la manipulación de los parámetros, el modelo alcanzará un valor óptimo de salida. Permitiendo dar una solución racional o entender el comportamiento y la estructura de un sistema complejo, en un período de tiempo. Según Aliaga (1985), los modelos dan algunas ventajas, estos son: a) El modelo puede ser tan real y preciso, mientras se cuente con información hidrológica. b) El modelo puede usarse con una ingente cantidad de datos históricos. Además, señala que la simulación es una herramienta y que el modelo de simulación bien calibrado puede ser usado para el pronóstico o predicción.

2.2.9.2 ELEMENTOS DE UN MODELO

Fiering et al. (como se citó en Aliaga, 1985) señalan que un modelo presenta cuatro (4) tipos de elementos, estos son: a) componentes, b) Relaciones, c) Variables e d) intervalos de tiempo.

a) Elementos de un modelo determinístico

Variables de entrada o de ingreso: Cabrera (2017) manifiesta que son series de precipitaciones, caudales, temperatura obtenidos en espacio –tiempo. Aliaga (1985) señala

que estas variables pueden ser: descargas de ríos, evaporación, fenómenos meteorológicos. Parámetros: Cabrera (2017) indica que, en un modelo hidrológico, estos parámetros son constantes, por ejemplo: la conductividad hidráulica, velocidad de infiltración, rugosidad, etc. Aliaga (1985) señala que estas variables se mantienen constante a lo largo de los cálculos matemáticos, estos pueden ser: dimensiones, capacidad de canales, superficies a regar. Además, indica que el planificador tiene un control directo sobre este parámetro, su uso depende del tipo de diseño de sistema. Variables de estado: según Cabrera (2017), esta variable representa una situación que puede influir en los resultados de modelo. Estas situaciones pueden presentarse como: régimen húmedo (humedad de suelo) o régimen seco. Aliaga (1985) señala que esta variable indica la condición, que puede ser: cantidad de agua almacenada, índice del grado de humedad del suelo. Intervalo de tiempo: Aliaga (1985) señala que este elemento es importante en un modelo hidrológico, ya que permite simular para un período determinado de series de datos cortos o extensos. Y de esta manera obtener una muestra representativa simulada del comportamiento de un sistema.

b) Etapas de proceso de modelación

Beven (como se citó en Cabrera, 2017) señala que la primera etapa de todo modelo hidrológico es el “modelo perceptual” en esta etapa se identifica, clasifica (incluye o excluye) y analiza los procesos que intervienen para la generación de caudal, tales como: características del suelo, clima, etc. Asimismo, se seleccionan las variables que influyen en la formación de escorrentías, tales como: humedad del suelo, infiltración, flujo subterráneo, evaporación. Un “modelo conceptual” según Maldonado (2013), señala que un modelo conceptual es hacer un planteamiento claro del problema a solucionar, esto comúnmente se hace mediante diagramas.

Cabrera (2017) señala que en el planteamiento se hace una descripción de cómo se relacionan los principales procesos y variables de un sistema, esto a través de ecuaciones. Asimismo, Cabrera (2017) manifiesta que en esta etapa se incluye parámetros y coeficientes para su simplificación. Los valores óptimos de los parámetros se obtendrán posteriormente mediante el proceso de calibración. **Modelo procedimental:** según Cabrera (2017), si las ecuaciones usadas para representar a un sistema son muy complejas debido al uso de ecuaciones diferenciales, se hace uso del sistema computacional para simplificar su procesamiento. **Proceso de calibración:** según Cabrera (2017), en esta etapa se asignan

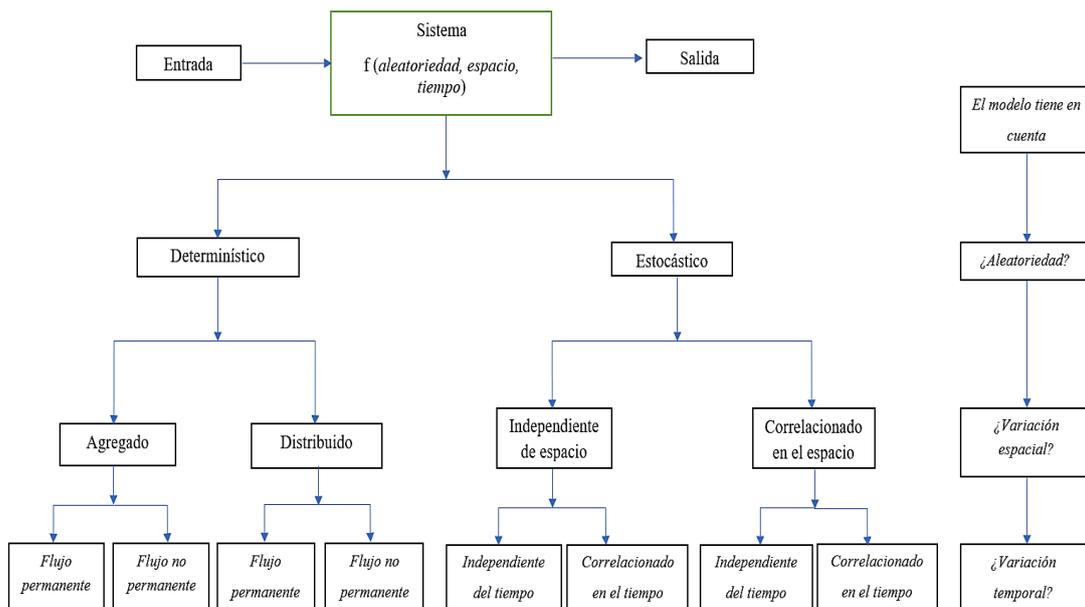
valores a los parámetros del modelo, con la finalidad de obtener resultados simulados que se ajuste a los datos históricos registrados. **Proceso de validación:** según Cabrera (2017), la capacidad de pronóstico o predicción de un modelo se mide a través de herramientas estadísticas, tales como: error medio cuadrático, criterio de Shultz, Coeficiente de Nash-Sutcliffe.

2.2.10 MODELO HIDROLÓGICO

Jodar-Abellan et al. (2018) 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. Chow et al. (1994) mencionan que los modelos hidrológicos son representaciones simplificadas de fenómenos naturales (p. ej. precipitación, evaporación, escorrentía entre otros) que se desarrollan en el ciclo hidrológico. Además, señala que estos fenómenos son aleatorios, es decir, son sucesos que no se pueden predecir con certeza. Para Metzger (2017) los modelos hidrológicos son herramientas estructuradas, representadas mediante ecuaciones, que permiten comprender y analizar eventos extremos como sequías e inundaciones. Permitiendo dar un buen manejo de los recursos hídricos.

Figura 22

Clasificación de modelos hidrológicos.



Fuente: Modificado de Chow et al. (1994)

De la (Figura 22), Chow et al. (1994) clasifican a los modelos hidrológicos, de acuerdo con la aleatoriedad y la variabilidad espacial y temporal. Los modelos permiten generar información de salida, de posibles caudales, precipitaciones, permitiendo identificar posibles escenarios negativos o positivos. Fattorelli y Fernández (2011) mencionan que el uso de simulaciones de modelos hidrológico permite conocer el comportamiento local y regional de procesos hidrometeorológicos utilizando parámetros hidrológicos (caudal, precipitación, evaporación etc.) ocurridos en un tiempo y espacio.

Estas simulaciones generan resultados con diferencias reducidas o nulas, entre lo observado y lo simulado. El uso de modelos hidrológicos es una herramienta importante para predecir y pronosticar caudales de una cuenca. Balocchi et al. (2014) señalan que mediante modelos hidrológicos es posible hacer una planificación respecto a las reservas de aguas de una cuenca, para una población en épocas de cesación de lluvias. Dichas reservas son importantes para el desarrollo humano y desarrollo económico de un país.

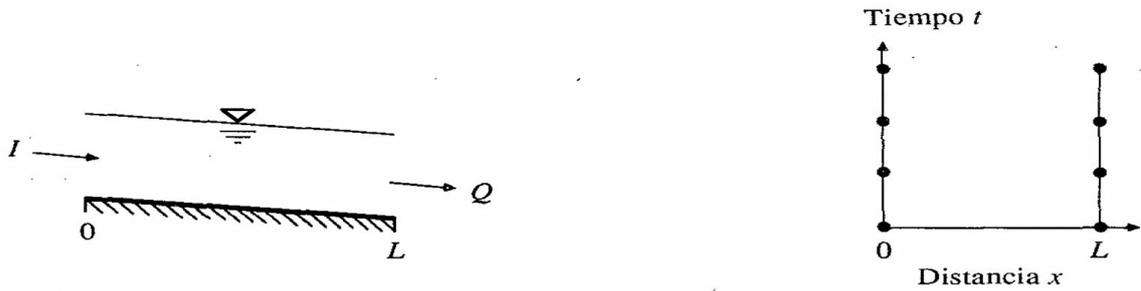
a) Modelo determinístico

Según mencionan Fattorelli y Fernández (2011), los modelos determinísticos pueden ser representados mediante ecuaciones lineales, no lineales y conceptuales. Chow et al. (1994) sostienen que un modelo determinístico es también un modelo deductivo y realiza pronósticos, mientras que el modelo estocástico realiza predicciones. Asimismo, indica que el modelo determinístico simula eventos hidrológicos de períodos cortos, es decir, intervalos de horas o días. Caro (como se citó en Alvarez, 2016) refiere que los modelos determinísticos no consideran la pérdida de agua fluyente (escorrentía superficial) por evapotranspiración, ni tampoco consideran la pérdida de agua hacia otras zonas (cuencas adyacentes).

Un modelo determinístico considera variables aleatorias (World Meteorological Organization & Unesco [WMO & UNESCO], 2012). Caro (2001) manifiesta que los modelos determinísticos no deben ser utilizados en cuencas de gran extensión, esto ocasionaría variabilidad en los parámetros, es decir, resultados no muy representativos. Chow et al. (1994) proponen el uso de modelos determinísticos para estimar la evaporación diaria en un lugar dado.

Figura 23

Modelo determinístico agregado de flujo permanente, $I=Q$.

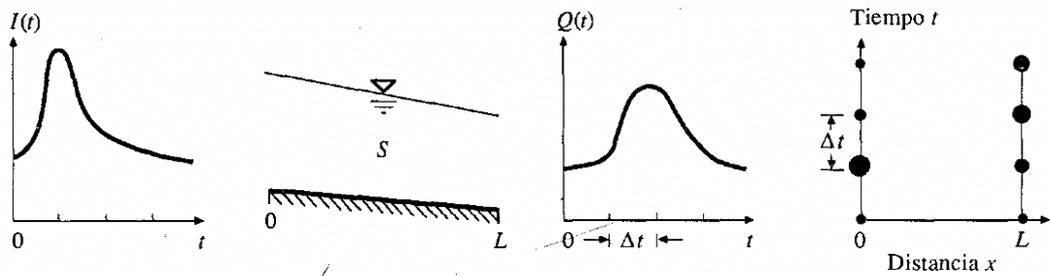


Fuente: (Chow et al., 1994)

La (Figura 23) presenta el caso más simple de un modelo determinístico de un flujo permanente. Y muestra que los flujos son iguales y constantes, es decir, en la (Figura 23) se observa que los puntos representan la magnitud del flujo y que tanto la entrada (I) y salida (Q) presentan igual magnitudes constantes en el tiempo. Este tipo de modelos según Chow et al. (1994), no toma en cuenta la variación espacial del recorrido del caudal dentro de una cuenca. Solo considera un punto único.

Figura 24

Modelo determinístico agregado de flujo no permanente, $dS/dt=I(t)-Q(t)$.

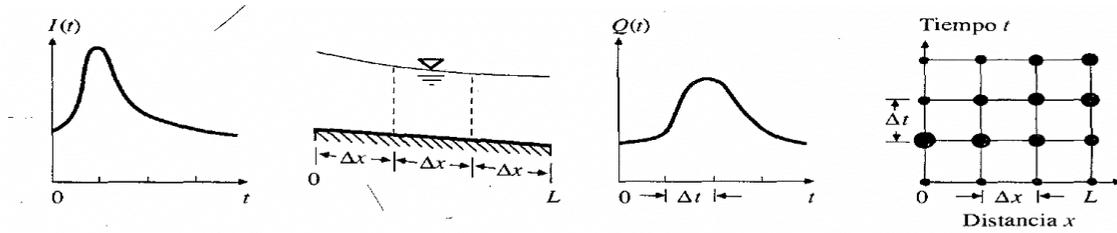


Fuente: (Chow et al., 1994)

La (Figura 24) presenta un modelo determinístico de un flujo no permanente. Y muestra que la entrada (I) y salida (Q) no es constante, varían con el tiempo, tal como se muestra en las líneas verticales. Este tipo de modelos según Chow et al. (1994), indican que no muestra la variación espacial del recorrido que sucede ente los extremos de un canal. Indica que los modelos “determinísticos agregados” son usados para describir la conversión de lluvia a escorrentía, el paso del flujo resultante a través de embalses y canales aluviales.

Figura 25

Modelo determinístico distribuido de flujo no permanente, $dS/dt=I(t)-Q(t)$.



Fuente: (Chow et al., 1994)

La (Figura 25) presenta que los procesos hidrológicos ocurren en varios puntos del espacio. Y muestra variación del flujo en el eje del tiempo y espacio. Indica, además, que el modelo determinístico distribuido calcula caudales para una red de puntos en el espacio y tiempo. Asimismo, indica que este método es usado para calcular caudales más aproximados en canales. Refiere, además, que el caudal de agua a través del suelo y de los canales en una cuenca, puede ser representado mediante modelos distribuidos, dado que el caudal, velocidad y profundidad varían en el espacio.

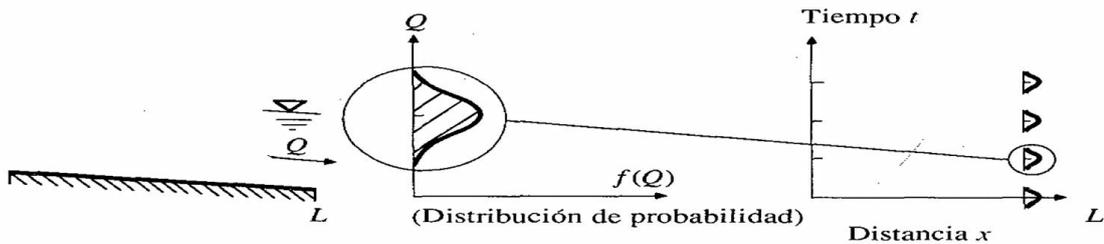
b) Modelo estocástico

La aleatoriedad, es decir, las variables aleatorias no tienen un valor fijo en un punto del espacio y tiempo, pero se describen en las distribuciones de probabilidad. Asimismo, pone como ejemplos lo siguiente: a) la lluvia que caerá el día de mañana no puede pronosticarse con exactitud, pero si se puede calcular la probabilidad de ocurrencia, b) la intensidad de precipitación de una determinada tormenta varía en tiempo y espacio, por lo que no puede pronosticarse en forma exacta (Chow et al., 1994). Por ello se representa mediante un campo probabilístico. 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 estocásticos (Chow et al., 1994; Fattorelli y Fernández, 2011). Chow et al. (1994) mencionan que este tipo de modelos está relacionado con ecuaciones diferenciales parciales, poniendo como ejemplo a ecuaciones de Saint-Venant para flujos unidimensionales, los cuales permiten el cálculo de caudal y del nivel de aguas en función de variables de espacio y tiempo. Caso contrario sucede con los modelos agregados quienes están en función únicamente del tiempo. En la (Figura 26) se presenta la

salida aleatoria de un modelo, no un único valor de caudales, sino una distribución de probabilidades de ocurrencia. Y es independiente de tiempo y espacio. Este tipo de modelo es usado para modelar eventos hidrológicos máximos, como ejemplo, probabilidad de ocurrencia de caudales máximos para un determinado tiempo.

Figura 26

Modelo estocástico independiente del espacio y tiempo.



Fuente: (Chow et al., 1994)

Un modelo hidrológico será confiable para simular eventos si se cuenta con una buena calidad y cantidad de registros de datos Arciniega (2015). Los modelos hidrológicos se dividen en dos categorías, estos son: la primera categoría son modelos físicos representan a un sistema a escala reducida, por ejemplo, el modelo hidráulico del vertedero de una presa. La segunda categoría son modelos matemáticos los cuales representan a un sistema hidrológico en forma abstracta, mediante un cúmulo de ecuaciones involucra variables de entrada y de salida, estas variables pueden ser de espacio y tiempo. También pueden ser variables probabilísticas o aleatorias que no tienen un valor fijo en un punto particular en un espacio y tiempo. Las últimas variables pueden ser entendidas mediante ejemplos, tales como: la cantidad de lluvia que caerá mañana en un determinado espacio geográfico no puede pronosticarse con exactitud, pero sí se puede calcular la probabilidad de que llueva. Otro ejemplo está relacionado con la intensidad de precipitación de una tormenta, la cual varía rápidamente en el tiempo y en un espacio geográfico. Por tanto, no se puede pronosticar con exactitud y es recomendable representarla mediante de un campo aleatorio Chow et al. (1994).

2.2.11 MODELOS DE SIMULACIÓN DE CAUDAL RECESIVO

Cirujeda (como se citó en Caro, 2001) refiere que los modelos matemáticos o tipos de modelos matemáticos (modelos exponenciales y potenciales) logran definir la curva

recesiva y estimar caudales recesivos que escurren en una cuenca en períodos de estiaje. La simulación, dependerá básicamente de las características del suelo donde circule dichos caudales. refieren que el modelo matemático exponencial se ajusta mejor en terrenos poco permeables (Balocchi, 2008; Caro, 2001). Por otro lado, Cirujeda (como se citó en Caro, 2001) indica que el modelo potencial se ajusta mejor en terrenos muy permeables. Pero que el ajuste de la curva recesiva depende de la geomorfología de la cuenca. Arciniega (2015) respecto a los modelos matemáticos exponenciales y potenciales indica que presentan una relación de almacenamiento – descarga, como un proceso lineal. Maillet (1905) desarrolló una fórmula de forma exponencial que describe a la curva de recesión de un acuífero, conocida como la “Ecuación de Maillet”. Además, Maillet no asocia a su modelo con parámetros de características físicas e hidráulicas de un acuífero. Arciniega (2015) refiere que Boussinesq en el año 1904 desarrolló una fórmula potencial llamada “Ecuación Cuadrática de Boussinesq” o “quadratic form”, ver (Tabla 4), la cual permite representar la curva de recesión de un hidrograma. Vera (2010) sostiene que para la simulación del modelo potencial (ecuación cuadrática) se debe asumir que no existe un flujo vertical. Dewandel et al. (como se citó en Núñez, 2005) señalan que el modelo exponencial estima caudales recesivos circulantes, próximos a los caudales recesivos observables, pero que a su vez subestima el volumen de los acuíferos. Asimismo, indica que este tipo de modelo se ajusta mejor a los caudales recesivos, cuando los caudales recesivos presenten una componente vertical, es decir, que debido a los efectos de capilaridad sobre la superficie se genera un ascenso del nivel freático debido a la atracción intermolecular de agua en los poros del suelo. Dewandel et al. (como se citó en Núñez, 2005) manifiestan que la información usada para modelamiento de caudales recesivos, debe ser un caudal circulante dominante de un cauce natural en épocas estiaje. Samper (2014) indica que 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 4) se presenta una lista modelos hidrológicos de caudales recesivos.

Tabla 4*Modelos hidrológicos de categorías exponencial y potencial*

Modelos	Fórmula	Nº
(Maillet, 1905)	$Q_{b1} = Q_0 e^{-\alpha t}$	1
(Boussinesq, 1904)	$Q_{b2} = Q_0 (1 + \alpha t)^{-2}$	2
(Horton, 1933)	$Q_{b3} = Q_0 e^{-\alpha t^n}$	3
(Droque, 1972)	$Q_{b4} = Q_0 / (1 + \alpha t)^n$	4
(Kullman, 1990)	$Q_{b5} = Q_0 (1 + \alpha t)$	5
(Griffiths Clausen, 1997)	$Q_{b6} = Q_0 (1 + \alpha t)^{-3}$	6
(Soto, 2001)	$Q_{b7} = Q_0 \cdot \alpha \cdot t$	7
(Núñez, 2005)-a	$Q_{b8} = Q_0 e^{-\alpha t^2 \cdot 2^{-1}}$	8
(Núñez, 2005)-b	$Q_{b9} = Q_0 e^{-3\alpha \sqrt[3]{t}}$	9
(Núñez, 2005)	$Q_{b10} = Q_0 (1 + \alpha t)^n$	10
(Balocchi, 2008)	$Q_{b11} = Q_0 e^{-2\alpha \sqrt{t}}$	11

Fuente: Modificado de (Gregor y Malík, 2012)

Donde: Q_b = Caudal recesivo en un tiempo t ($m^3 s^{-1}$). Q_0 =Caudal inicial de la curva de recesiva en el tiempo t_0 . 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.

Pulido (2014) señala que los valores “ n ” (Fórmula 4) pueden ser: 1/2, 3/2 y 2. Señalando que el mejor valor adaptado para el modelo es 3/2. Gregor y Malík (2012) señalan que el parámetro “ n ” puede ser determinado por calibración. Por otro lado, Samper (2014) señala que con los valores de “ n ” varía entre 0 a 2. Se pueden obtener fórmulas clásicas que corresponden a casos particulares, tal como la (Fórmulas 1 y 3) si se consideran valores tales como; 0, 0,5, 1, 1,5, 2.

2.2.12 COEFICIENTE DE AGOTAMIENTO (α)

Alvarez (2016) manifiesta que el coeficiente de agotamiento es conocido como: coeficiente de recesión, coeficiente de proporcionalidad, coeficiente de agotamiento. Remenieras (1974) lo llama coeficiente de descenso, siendo diferente a la constante de recesión. Según Gómez y Gómez (2016), señalan que esta constante depende del área, así como de la porosidad del suelo, conductividad del suelo y propiedades geomorfológicas.

Asimismo, señala que este índice (α) indica el tiempo promedio en que una gota de agua de un acuífero entra en contacto con el río. Custodio y Llamas (1996) indican que este coeficiente es una constante independiente del tiempo. Alvarez (2018) indica que este coeficiente determina el tiempo en el cual un reservorio de almacenamiento (acuífero) descarga agua de origen subterráneo hacia un cauce natural (río). Según Pulido (1979), este valor indica que la descarga o vaciado es lento, y es representado mediante una curva de recesión de tendencia de una línea horizontal. Alvarez (2018) señala que este coeficiente representa la pendiente de la curva de recesión, y está en descenso gradual. Balocchi et al. (2014) mencionan que el coeficiente de agotamiento va disminuyendo según vaya aumentando el tiempo en horas o días. Indica que la pendiente disminuye entre el primer punto de quiebre y el último punto de quiebre. Según Pulido (2014), la unidad del coeficiente de agotamiento es día^{-1} . Alvarez (2016) señala que dicho coeficiente es propio de acuíferos, manantiales, y es dependiente de las características de una determinada área geográfica, tales como: porosidad del suelo, área, conductividad hidráulica, propiedades y características del suelo. Según Villarroja (2006), al conocer el coeficiente de agotamiento, permitirá conocer: el régimen y las reservas de agua de un acuífero, cuando la formación geológica tenga una salida espontánea por una discontinuidad que podría ser fractura, falla, grietas o diaclasas. Señala también, que los caudales de acuíferos descienden paulatinamente a medida que el coeficiente de agotamiento sea menor. Por el contrario, los caudales se descargan muy rápidamente si dicho coeficiente es mayor. Según Adarve et al. (1998), señalan que un valor elevado de coeficiente de agotamiento, indicaría que los flujos de base poseen una alta conductividad hidráulica y en consecuencia un rápido agotamiento. Los coeficientes de agotamiento tales como $0,027 \text{ día}^{-1}$ y $0,08 \text{ día}^{-1}$ investigados por Fedeli y Castillo (como se citó en Adarve et al. 1998) demostrarían un aumento de flujos base o caudal base, esto estaría relacionado con una alta conductividad hidráulica, generando un rápido agotamiento. Según Adarve et al. (1998), el caudal de inicio del agotamiento, las descargas de caudales anuales y el coeficiente de agotamiento, están relacionadas con la gradiente hidráulica y la conductividad hidráulica. Maillet (1905) señala que el valor del coeficiente de agotamiento debe ser mayor que cero ($\alpha > 0$), esto aplicaría para modelos exponenciales y potenciales. Schoeller (como se citó en Pulido, 1979) refiere que valores altos prestan un rápido agotamiento de agua subterránea, indica un suelo con una elevada gradiente hidráulica, baja porosidad en la roca y una elevada permeabilidad. Pulido (1979) señala que valores de $0,023 \text{ día}^{-1}$ y $0,116 \text{ día}^{-1}$ indican un vaciado rápido de aguas subterráneas. Liñán (2005) señala que los valores de orden 10^{-3} día^{-1} en zonas karstificadas, indican agotamiento de manera lenta, debido a que existe una zona

saturada y por ende genera una descarga lenta. Y para determinar el coeficiente de agotamiento, se asume un régimen permanente. Villarroya (2006) manifiesta que en un régimen permanente, se asume: una recarga constante del acuífero y que todos los parámetros como el coeficiente de agotamiento son constantes. Es posible determinar el coeficiente de agotamiento (α), para hacerlo, es necesario: conocer el inicio de la curva recesiva, el tiempo de recesión y los puntos de inflexión de la curva recesiva (caudal inicial Q_0 , caudal final Q_t) (Caro 2001; Fattorelli y Fernández, 2011). 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 5

Coefficientes de agotamiento para cuatro tipos de cuencas

Características de cuencas	Fórmulas	N°
Con agotamiento muy rápido, debido a temperaturas elevadas (>10°C) y retención que va de reducida (50 mm/año) a mediana (80 mm/año)	$\alpha_a = -0.00252(\text{LnA}) + 0.034$	12
Con agotamiento rápido, cuya retención varía entre 50 y 80 mm/año y vegetación poco desarrollada (puna)	$\alpha_b = -0.00252(\text{LnA}) + 0.030$	13
Con agotamiento mediano, cuya retención es alrededor de 80 mm/año y vegetación mezclada (pastos, bosques y terrenos cultivados)	$\alpha_c = -0.00252(\text{LnA}) + 0.026$	14
Con agotamiento reducido por alta retención (>100 mm/año) y vegetación mezclada	$\alpha_d = -0.00252(\text{LnA}) + 0.023$	15

Fuente: MINAGRI (2017)

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

Las fórmulas para calcular el coeficiente de agotamiento, son derivados de modelos hidrológicos (Tabla 4) y se presentan en la (Tabla 6).

Tabla 6*Coefficientes de agotamiento, obtenidos de modelos hidrológicos*

Modelos	Fórmulas	Nº
(Maillet, 1905)	$\alpha_1 = \frac{\text{Log}Q_{b1} - \text{Log}Q_0}{-t \cdot 0,4343}$	16
(Boussinesq, 1904)	$\alpha_2 = [(\frac{Q_0}{Q_{b2}})^{\frac{1}{2}} - 1] \cdot t^{-1}$	17
(Horton, 1933)	$\alpha_3 = [\text{Log}(Q_0) - \text{Log}(Q_{b3})] / [(0,4343)t^n]$	18
(Droque, 1972)	$\alpha_4 = [(\frac{Q_0}{Q_{b4}})^{\frac{1}{n}} - 1] \cdot t^{-1}$	19
(Kullman, 1990)	$\alpha_5 = [(\frac{Q_{b5}}{Q_0}) - 1] \cdot t^{-1}$	20
(Griffiths Clausen, 1997)	$\alpha_6 = [(\frac{Q_0}{Q_{b6}})^{\frac{1}{3}} - 1] \cdot t^{-1}$	21
(Soto, 2001)	$\alpha_7 = \frac{Q_{b7}}{Q_0 \cdot t}$	22
(Nuñez, 2005)-a	$\alpha_8 = \frac{\text{Log}Q_{b8} - \text{Log}Q_0}{-2^{-1} \cdot t^2 \cdot 0,4343}$	23
(Nuñez, 2005)-b	$\alpha_9 = \frac{\text{Log}Q_{b9} - \text{Log}Q_0}{-3 \cdot \sqrt[3]{t} \cdot 0,4343}$	24
(Nuñez, 2005)	$\alpha_{10} = [(\frac{Q_{10}}{Q_0})^{\frac{1}{n}} - 1] \cdot t^{-1}$	25
(Balocchi, 2008)	$\alpha_{11} = \frac{\text{Log}Q_{b11} - \text{Log}Q_0}{-2 \cdot \sqrt{t} \cdot 0,4343}$	26

Los modelos matemáticos presentan las siguientes componentes (Balocchi et al., 2014; Pizarro et al., 2013; Maillet, 1905): Q_{bn} = Caudal de recesivo para un tiempo de recesión ($m^3 s^{-1}$), Q_0 =Caudal inicial de la curva recesiva en un tiempo t , t =Tiempo de recesión en días, e =Constante de Neper (2,71828), α_n = Coeficiente de agotamiento ($día^{-1}$), n = Coeficiente o parámetro particular, Logaritmo en base 10= $\text{Log}_{10}(e)$ =0,4343

2.2.13 CALIBRACIÓN DE MODELOS MATEMÁTICOS

Para Fattorelli y Fernández (2011) es comparar dos valores, es decir, un calculado y un medido en el sistema real. Alvarez (2018) refiere que 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. Según Arciniega (2015), 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. Llamas (como se citó en Núñez, 2005) señala que una calibración consiste en estimar parámetros de forma deductiva, mediante observación de los resultados. Fattorelli y Fernández (2011) señalan que toda información disponible, ayuda calibrar y verificar modelos hidrológicos. Fattorelli y Fernández (2011) establecen que la presencia de una estación de aforos, permitirá hacer una buena calibración de un modelo de eventos. Erasun et al. (2018) señalan que un tipo de calibración es de “prueba y error”. Según Cabrera (2017), este método consiste en realizar un ajuste manual a los parámetros del modelo, tomando en cuenta el criterio del investigador. Además, considera que es el método más utilizado y recomendando.

2.2.14 VALIDACIÓN DE CAUDAL RECESIVO SIMULADO

Según Moncada y Willems (2020), son los indicadores estadísticos, los utilizados para determinar la eficiencia y el grado de confiabilidad del caudal simulado por un modelo hidrológico. Asimismo, señalan que estos indicadores o criterios, son pruebas de validación realizadas a los caudales simulados y observados. Krause et al. (2005) señalan que estos indicadores son criterios para determinar la eficiencia de modelos hidrológicos, pero que no son los únicos. Cada uno de los criterios tienen formas distintas de interpretación de sus resultados. Para evaluar un modelo desde un enfoque prueba- error, se utilizó indicadores estadísticos para corroborar una buena calibración del modelo hidrológico, estos son:

a) Coeficiente de Nash-Sutcliffe (NSE)

Wijayarathne y Coulibaly (2020) señalan que Nash-Sutcliffe en 1970 presentó valores entre 0 y 1. Arciniega (2015) señala que los valores de este coeficiente varían desde 1 (indicaría un ajuste perfecto entre los caudales simulados y los caudales observados) hasta $-\infty$. Wijayarathne y Coulibaly (2020) indican que si el valor $NSE > 0.5$ entonces se considera satisfactorio. Según Cabrera (2017), mide cuánto de la variabilidad de las observaciones es explicada respecto a la simulación. Por otro lado, este indicador permite mejorar el ajuste.

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

Donde: \bar{Q} = Promedio de caudales observados en $\text{m}^3 \text{s}^{-1}$. Q_{obs} = Caudales observados o aforados en $\text{m}^3 \text{s}^{-1}$. Q_{sim} = Caudales simulados o generados en $\text{m}^3 \text{s}^{-1}$. n = Número de datos.

Tabla 7

Valores de NSE del criterio de Nash

Valores de NSE	Ajuste
< 0,2	Insuficiente
0,2-0,4	Satisfactorio
0,4-0,6	Bueno
0,6-0,8	Muy bueno
> 0,8	Excelente

Fuente: Molnar (como se citó en Cabrera, 2017)

b) Raíz del error cuadrático medio (RMSE)

Cabrera (2017) señala que este criterio permite cuantificar la magnitud de la desviación, entre los caudales simulados y los caudales observados. El rango de la RMSE toma valores desde 0 hasta el infinito (positivo). Donde el 0 indica un ajuste perfecto, mientras que valores mayores indican un menor ajuste.

$$RMSE = \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^n (Q_{sim} - Q_{obs})^2}{n}} \quad 28$$

Donde: Q_{obs} = Caudales observados en $\text{m}^3 \text{s}^{-1}$. Q_{sim} = Caudales simulados en $\text{m}^3 \text{s}^{-1}$.

c) Coeficiente de determinación (R^2)

Según Arciniega (2015), es el coeficiente más usados para determinar la correlación entre caudales observados y simulados. Para Nuñez (2005), este coeficiente de determinación (R^2) no es el único indicador que determine la variación entre los caudales observados y los caudales generados. Por otro lado, Caro (2001) expone que se debe de utilizar un rango que varíe de 0 (indica sin correlación) a 1 (indica máxima correlación). Arciniega (2015) menciona que este índice permite determinar el porcentaje de variación existente entre los caudales observados y caudales generados y se define como el cuadrado de correlacion de Pearson, la expresión dada es:

$$R^2 = \frac{[\sum_i^n (Q_{obs} - \bar{Q}) * (Q_{sim} - \bar{Q}_{sim})]}{(\sqrt{\sum_i^n (Q_{obs} - \bar{Q})^2} * \sqrt{\sum_i^n (Q_{sim} - \bar{Q}_{sim})^2})^2} \quad 29$$

En donde: Q_{obs} = Caudales observados o aforados en $m^3 s^{-1}$. Q_{sim} = Caudales simulados o generados en $m^3 s^{-1}$. \bar{Q} = Promedio de caudales observados en $m^3 s^{-1}$. \bar{Q}_{sim} = Promedio de caudales simulado en $m^3 s^{-1}$.

d) Error estándar de estimación (EEE)

Caro (2001) señala que es un indicador estadístico, el cual, permite observar la disparidad promedio respecto a los caudales observados y los estimados de cada crecida. Señala también, que los valores próximos a cero, indica que los valores generados son óptimos, y que el modelo hidrológico planteado realiza una buena estimación de caudales observados. Además, expone que un valor elevado, indicaría que un modelo hidrológico realizaría una estimación deficitaria de caudales observados.

$$EEE = \sqrt{\frac{\sum (Q_{obs} - Q_{sim})^2}{n - 2}} \quad 30$$

Donde: Q_{obs} = Caudales observados o aforados, Q_{sim} = Caudales simulados o generados, n = Número de datos.

e) Índice de Willmott modificado (IWM)

Según Arciniega (2015), este índice dado por Willmott en el año de 1981, determina el porcentaje de variación y la correlación estadística entre dos variables, como es el caso de caudales observados y caudales simulados por un modelo hidrológico. Señala que un valor de IWM igual a uno (1), representaría un ajuste perfecto.

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

31

Donde: \bar{Q} = Promedio de caudales observados en $m^3 s^{-1}$, Q_{obs} = Caudales observados o aforados. Q_{sim} = Caudales simulados o generados.

Según Cabrera (2017), la validación es una forma de complemento de la calibración. Fattorelli Fernández (2011) menciona que un buen ajuste de calibración de un modelo hidrológico, esta ligada a su validación. Refsgaard y Knudsen (como se citó en Cabrera, 2017) indican que un modelo ha sido validado, cuando un modelo en estudio logre una aceptable precisión. Nuñez (2005) señala que la comparación entre un resultado teórico y un resultado de un modelo, podrá determinar la calidad de un modelo, sin excluir a la observación directa. Según Cabrera (2017), tanto la validación como la calibración, no son generalizadas. Para el caso de una validación, un modelo será validado solamente para un lugar determinado.

f) Prueba de muestra dividida (Split-Sample Test)

Tabla 8

Prueba de muestra dividida (Split-Sample Test)

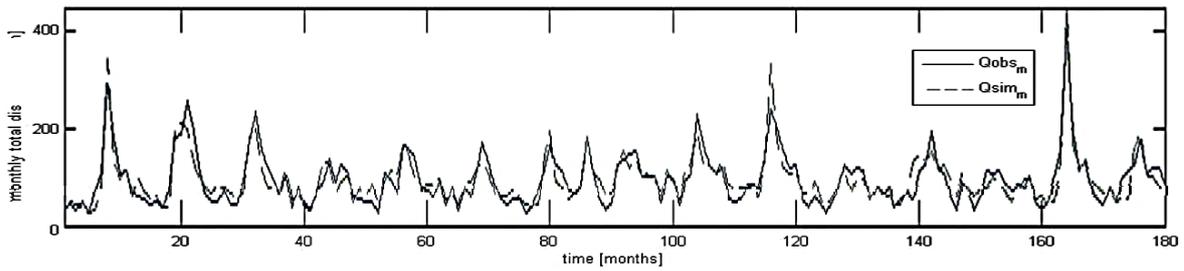
Prueba	Descripción
Prueba de muestra dividida (Split-Sample Test)	Aplicable para condiciones estacionarias y validación en una misma cuenca.
	El registro histórico se divide en dos sub-muestras de igual longitud, cada sub-muestra es usada para el proceso de calibración y la otra para el proceso de validación, y viceversa.
	El modelo se acepta solamente si los resultados son similares y los errores se encuentran dentro de un rango aceptable.
	Si el registro histórico disponible de información no permite la división en partes iguales u otra división significativa de las muestras, deberá utilizarse un modelo de nivel superior.

Fuente: (Cabrera, 2017)

Refsgaard y Knudsen (como se citó en Cabrera, 2017) señalan que el modelo hidrológico logra pronosticar o predecir valores fuera del período de calibración, entonces, se dice que el modelo esta validado para un lugar específico. Según Cabrera (2017), para la validación de un modelo hidrológico, se elige según las categorías, estas son: a) Condiciones estacionarias (similares al período de calibración) y no estacionarias (diferentes al período de calibración).

Figura 27

Serie de descargas de caudales mensuales, observadas y simuladas.

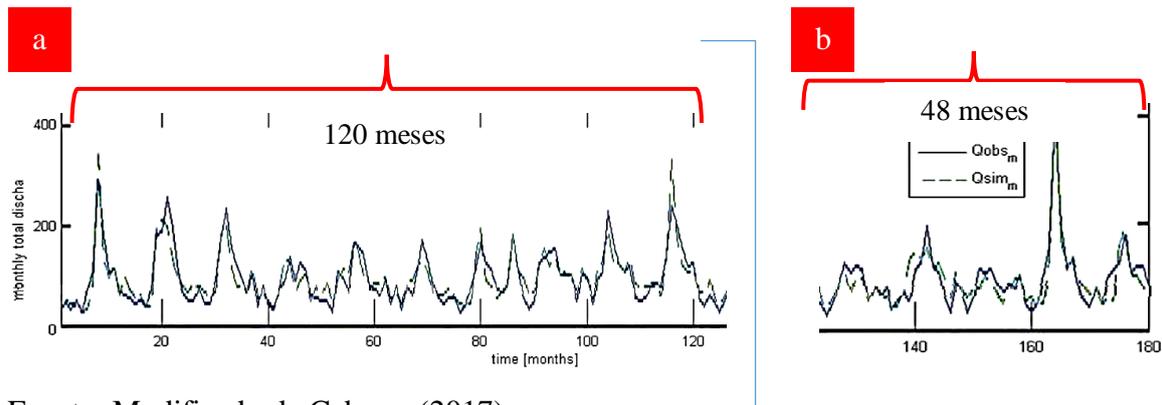


Fuente: (Cabrera, 2017)

En el siguiente ejemplo: la (Figura 28) se obtiene de la (Figura 27), en ella se presenta un período de calibración de una serie de descargas desde 1985-1995 (120 meses) (Figura 28 a) y otra serie de validación correspondiente al período 1996-2000 (48 meses) (Figura 28 b). Las medidas de bondad de ajuste demostraron que el modelo hidrológico fue bueno.

Figura 28

La prueba divide a una serie observada y simulada de caudales mensuales.



Fuente: Modificado de Cabrera (2017)

2.2.15 PRUEBA DE U DE MANN- WHITNEY

La prueba de Mann-Whitney, es una prueba no paramétricos, la más usadas para comparar dos muestras independientes (Saegusa, 2021; Pizarro et al., 2013). Este método no necesita los supuestos de normalidad e igualdad de varianza (Castillo, 2015; Nuñez, 2005). Permite comparar las medianas del caudal observado y el caudal simulado, a diferencia de la prueba paramétrica de T Student que compara medias (Castillo, 2015). Para establecer que dos muestras independientes derivan de una misma población, se deben de plantear dos hipótesis: una hipótesis nula y la hipótesis alternativa, cuya regla de decisión está a un nivel

de significancia del orden de 5%. Por ejemplo: H_0 : las distribuciones de caudales observados y caudales simulados son idénticas. H_1 : las distribuciones de caudales observados y caudales simulados no son idénticas (Balocchi et al., 2014; Pizarro et al., 2013; Castillo, 2005).

$$U_1 = n_1 * n_2 + \frac{n_1*(n_1+1)}{2} - R_1 \quad 32$$

$$U_2 = n_1 * n_2 + \frac{n_2*(n_2+1)}{2} - R_2 \quad 33$$

$$m_U = \frac{n_1*n_2}{2} \quad 34$$

$$\sigma_U = \sqrt{\frac{n_1*n_2(n_1 + n_2 + 1)}{12}} \quad 35$$

$$Z = \frac{U - m_U}{\sigma_U} \quad 36$$

Donde: U = tamaño de muestra menor entre U_1 y U_2 ; R_1 y R_2 = suma de rangos para cada grupo; n_1 y n_2 = tamaño de la muestra observada y simulada; m_U y σ_U = son la media y la desviación estándar. Para rechazar H_0 , a un nivel de significancia 0,05, se debe cumplir que $Z \geq Z\alpha$. Donde $Z\alpha$ = valor crítico.

2.2.16 ÍNDICE DE VEGETACIÓN DE DIFERENCIA NORMALIZADA (NDVI)

según Bautista et al. (2018), para identificar zonas o campos de cobertura vegetal con imágenes satelitales, se utiliza un método llamado Índice de Diferencia Normalizada (NDVI). Este método, permite realizar diagnósticos ambientales. Señala que el NDVI es un método que permite diferenciar zonas vegetadas de otras coberturas. Según Cartaya et al. (2015), indican que el (NDVI) es un método que permite identificar tipos de coberturas vegetal y coberturas de tierras. Una expresión estandarizada para determinar el NDVI, es a partir de la siguiente ecuación:

$$NDVI = \frac{banda5 - banda4}{banda5 + banda4}$$

Donde: NDVI= índice de vegetación de diferencia normalizada, Banda 4= rojo. Resolución 30 m. Banda 8= infrarrojo cercano.

Mehta (2020) señala que el NDVI esta basado en ondas rojas e infrarrojas. Como la clorofila quien absorbe la onda rojas. Mientras que la estructura de la planta refleja las ondas infrarrojas. Mediante las bandas 5 y 4 mencionadas, podemos generar una imagen que permita hacer el análisis de vegetación de un área. Actualmente, está tomado gran la importancia las imágenes satelitales descargadas desde plataformas como “Earthexplorer” del USGS o “Copernicus” dirigido por la Agencia Espacial Europea.

Tabla 9

Valores de NDVI, obtenido de una imagen satelital

Valores de NDVI	Estos valores indican áreas
NDVI < 0.1	Desprovistas de vegetación, presencia de rocas, arenas, nieve.
NDVI = 0.1	
0.2 < NDVI < 0.4	Con vegetación arbustiva, arbustos bajos. Indica clima templado semiáridos.
0.6 < NDVI < 0.8	Con vegetación densa, presencia de bosques y selvas tropicales.

Fuente: (Fattorelli y Fernández, 2011)

2.3 DEFINICIÓN DE TÉRMINOS

CAUDAL DE ESTIAJE. Caudal circulante en época de estiaje de cauce natural, cuyas aguas son de origen de aguas subterráneas (World Meteorological Organization & Unesco, [WMO & UNESCO], 2012).

RÉGIMEN NO INFLUIDO: Relacionado con la disminución de caudal circulante en cursos de ríos. Es un régimen no influenciado, cuando los cursos de agua no reciben aportes de lluvias o de otras fuentes que permitan aumentar el volumen de agua. Las corrientes superficiales, únicamente reciben descargan aguas subterráneas (Alvarez Villanueva & Huamán Vidaurre, 2022).

AÑO SECO: Durante este año las precipitaciones y los caudales de cauces naturales disminuyen significativamente (WMO & UNESCO, 2012).

RESPUESTA DE UNA CUENCA: Manera única de respuesta de cuenca a una serie de fenómenos meteorológicos (WMO & UNESCO, 2012).

RÉGIMEN HIDROLÓGICO: Son variaciones de volúmenes de agua que se repiten en tiempo y espacio, permiten representar patrones estacionales (WMO & UNESCO, 2012)

ZONA HÚMEDA: Superficie en el cual los niveles de precipitación (mm) es mayor que la evapotranspiración potencial (WMO & UNESCO, 2012).

RECARGA SUBTERRÁNEA: Agua de lluvia que se almacena en acuíferos, infiltrándose directamente al terreno o indirectamente a partir del flujo de agua superficial (Cobo, 2021).

ACUÍFERO: Son formaciones geológicas, conformadas por espacios de grietas y fallas las cuales permiten almacenar volúmenes de agua. Además, indica que los acuíferos constituyen una red de conductos, cuyo medio permite la circulación de agua subterránea a distancias cortas o extensas, con velocidades de descarga expresada en metros por día o en metros por año. Son dos las funciones que cumple un acuífero: la primera es la función de un reservorio o depósito. Y la segunda función es transmisora (Johnson, 1975; Custodio y Llamas, 1996).

CAPÍTULO III

MATERIALES Y MÉTODOS

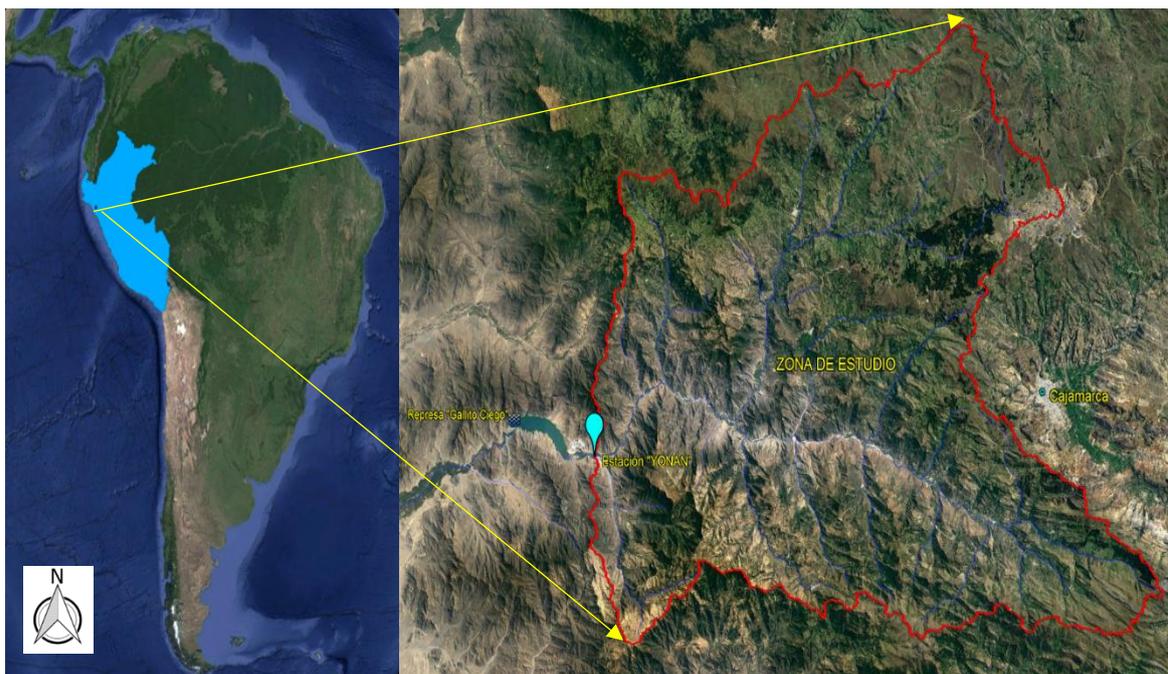
3.1 UBICACIÓN DE LA ZONA DE ESTUDIO

3.2.1 UBICACIÓN GEOGRÁFICA

ANA (2015) indica que la cuenca Jequetepeque presenta un área total de 3956,42 km², se ubica en la costa norte del territorio peruano (Figura 29) y limitada en la parte alta con las cuencas del “Marañón” y “Crisnejas”. Comprende las coordenadas geográficas de 6° 48” y 7° 26” de Latitud Sur y los meridianos 78° 20” y 79° 35” de Longitud Oeste. ANA (2018) señala que el 67% del área de la cuenca pertenece a la región de Cajamarca formado por 25 distritos de la provincia de Cajamarca, Contumazá, San Pablo y San Miguel y un 33% del área de cuenca pertenece a la región Libertad formado por 5 distritos de las provincias de Chepén y Pacasmayo. La zona de estudio se ubica en la parte media de la cuenca del Jequetepeque en la Región Cajamarca, Provincia de Contumazá, Distrito de “Yonán”, ver (Figura 79).

Figura 29

Localización de la zona de estudio dentro de la cuenca alta del Jequetepeque.



CARACTERÍSTICAS FÍSICAS

Según el boletín 31 obtenido de <https://hdl.handle.net/20.500.12544/150> del Instituto Geológico Minero y Metalúrgico (INGEMMET), indica que en las unidades geomorfológicas de los cuadrángulos de Cajamarca, Cajabamba y San Marcos está conformada por la cordillera occidental; la cual está constituida por ríos, quebradas y por pequeños valles. Estos están afectados por agentes erosivos, generando un relieve cambiante años a año (Figura 30 a, b).

Figura 30

Zona erosionada del valle del Jequetepeque.



El río Jequetepeque está formado por montañas las cuales van formando el curso del río Jequetepeque y pequeños valles, verificado según lo indicado en el boletín n° 31 del INGEMMET. Dichas aguas forman parte del volumen de aguas del embalse “Gallito Ciego” (Figura 31 a, b) y destinados según ANA (2015) para uso poblacional, usos primarios y uso agrario, ver (Figura 80).

Figura 31

Pantalla de la presa (a) y embalse (b) “Gallito Ciego”.



Las aguas del río Jequetepeque es captado por tomas de agua destinada a sembríos de arroz. Sus aguas son captadas y almacenadas por la represa “Gallito Ciego” (Figura 32). Dichos volúmenes de agua según ANA (2018), dependen de las escorrentías generadas por las precipitaciones de la parte alta de la cuenca. Asimismo, este embalse en el futuro puede presentar amenazas por el aumento de temperaturas y la variabilidad de precipitaciones en la parte alta de la cuenca del Jequetepeque.

Figura 32

Espejo de agua del embalse “Gallito Ciego”.



El curso del río Jequetepeque es interrumpido por la presa “Gallito Ciego”, según indican pobladores del lugar, el área del embalse estaba constituido por los centros poblados: “Monte Grande”, “Chungal” y “Tembladera parte baja” estos caseríos posteriormente fueron desplazados, para formar la actual “Ciudad de Dios”. Según ANA (2018), es una infraestructura hidráulica mayor reguladora, cuyo material es de tierra con núcleo de arcilla, siendo la estructura más importante de la cuenca. Según UNI (2000), está estructura fue diseñada para 50 años. Está ubicada en la localidad de Tembladera, distrito de “Yonán” provincia de Contumazá a una altitud de 350 m.s.n.m. Fue construida entre los años de 1981 al 1988. El embalse tiene una longitud de 15 km y capacidad de almacenaje es de 574 MMC, pero solamente 400 MMC es el volumen útil. Las aguas del embalse son usadas para irrigar 3600 hectáreas de producción de arroz, caña y maíz de los valles Jequetepeque y “Zaña”. Según ANA (2018), la represa “Gallito Ciego” viene siendo afectado por el fenómeno El Niño y por transporte de sedimentos. Asimismo, señala que según estudios realizados por PEJEZA, la sedimentación está reduciendo la vida útil del embalse “Gallito Ciego”. Se observa en la (Figura 33) descensos de niveles de agua, afectando a la agricultura

y poniendo en riesgo la seguridad alimentaria. Se puede observar en la (Figura 33) material acumulado en el interior del vaso del reservorio “Gallito Ciego”, producto del arrastre de sedimentos desde la parte altas de la cuenca del Jequetepeque. El 3/01/2020 se observó que el descenso del nivel agua del embalse.

Figura 33

Fondo y descenso de nivel de agua del embalse “Gallito Ciego”.



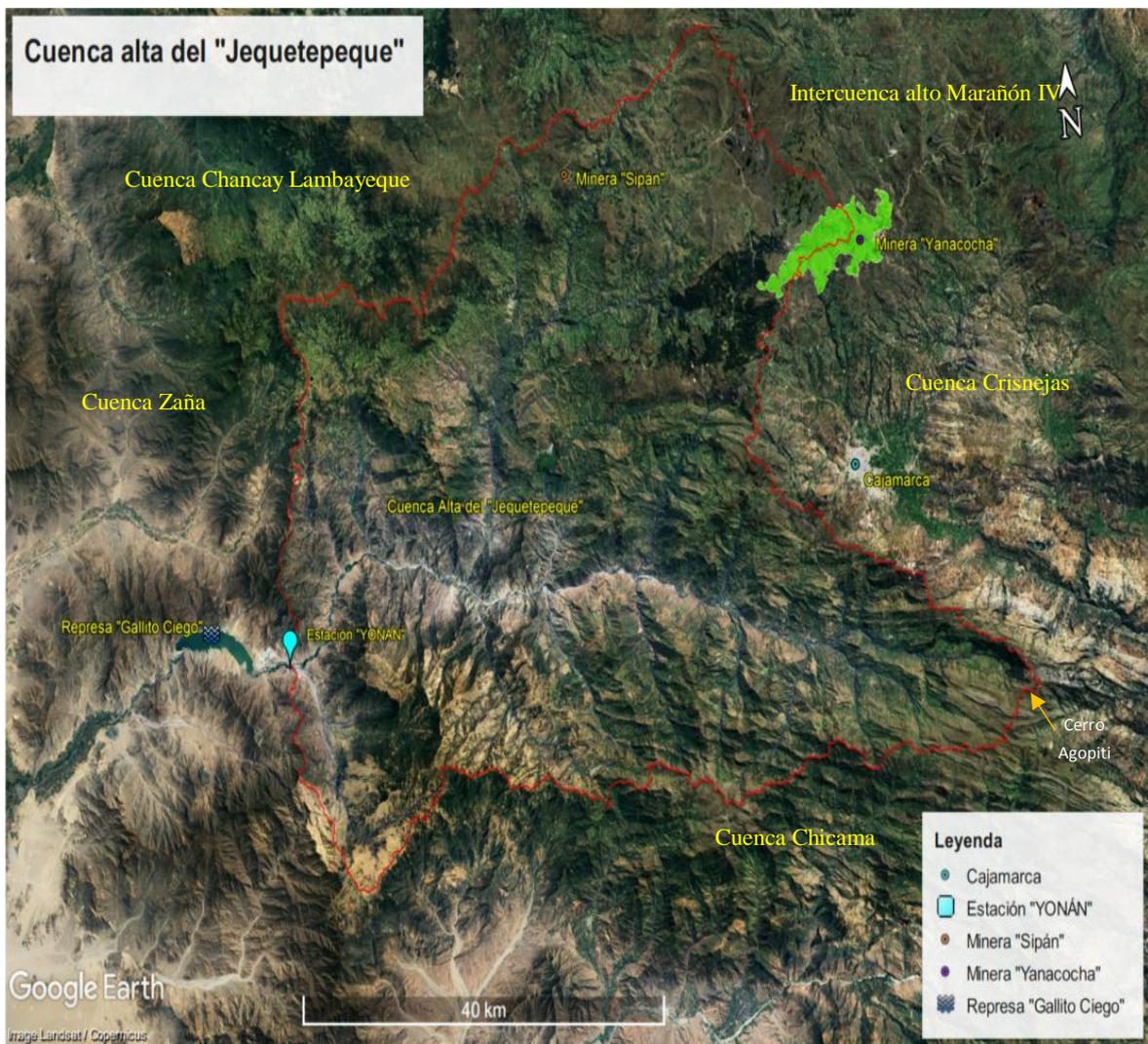
a) Divisoria de aguas de la cuenca alta del Jequetepeque

En el estudio realizado por la (Empresa de Agua Potable y Alcantarillado de La Libertad (SEDALIB, 2015) se presenta los límites de la cuenca alta del Jequetepeque (Figura 34) La cuenca alta del Jequetepeque es la principal área de aporte de agua del río Jequetepeque, y está limitada de la siguiente manera: por el Norte con la cuenca de Chancay – Lambayeque y Cuenca Zaña, por el Este con la cuenca Crisnejas e Intercuenca del Marañón IV y por el sur con la cuenca Chicama. Según la (Figura 33) en los límites de las cuencas Crisnejas y Intercuenca Marañón IV, existen operaciones de empresas mineras, corroborándose con imágenes satelitales (Figura 34 y 35). Se verifica en la (Figura 34), que dentro de la zona de

estudio se encuentran las empresas mineras: “Sipán” y “Yanacocha” S.R.L (MYSRL), esto puede corroborarse mediante imágenes satelitales (Figura 33). Ambas actividades mineras se realizan a tajo abierto como se presenta en la imagen (Figura 35), se presenta áreas degradadas en zonas de recarga de la cuenca del Jequetepeque, ver (Figura 34). Según Alvarez (2018), estas zonas impactadas presentan características de alta montaña, es decir, elevados y escarpados terrenos montañosos de difícil acceso.

Figura 34

Límites de la cuenca alta del Jequetepeque y ubicación de empresas mineras.



Fuente: Modificado de Earth Explore (2020).

Se presenta en la (Figura 34) a la cuenca alta del Jequetepeque, delimitada por el parteaguas, representado con una línea roja. Además, dentro de la misma cuenca se observa en la (Figura 34) actividad minera.

Figura 35 Actividad minera de las empresas Yanacocha S.R.L (a) y Sipán (b)

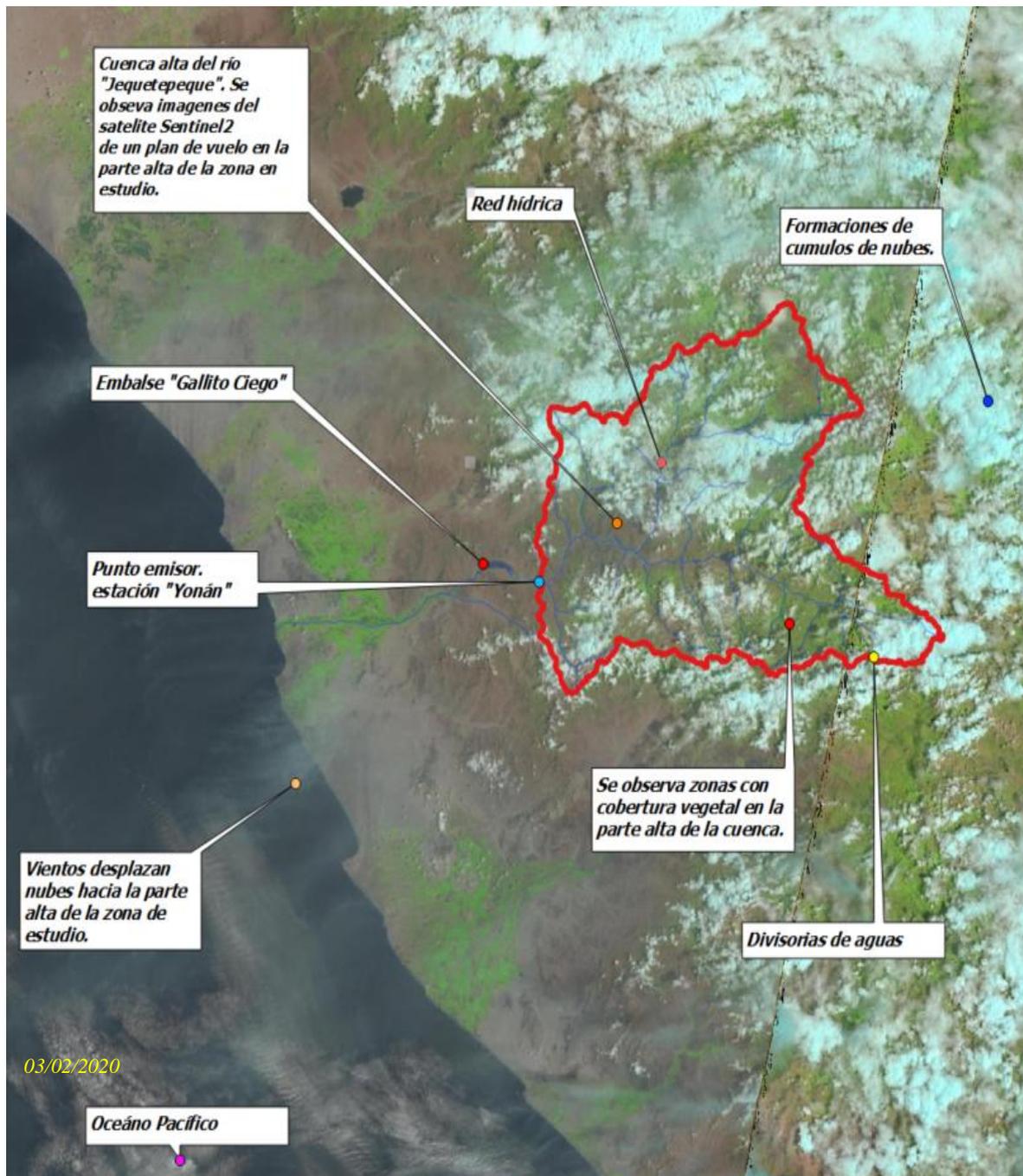


Modificado de Earth Explore (2020)

Las zonas altas de una cuenca (Figura 34) son importante, ya que estas zonas según Alvarez (2018), cumplen el rol de recepción de precipitaciones (lluvias, escarchas, neblinas, rocío entre otros). Además, señala que 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. Preservar las zonas de recarga de la cuenca alta del Jequetepeque será crucial para mantener los recursos hidráulicos. La cuenca alta del Jequetepeque se caracteriza por ser una cuenca sustentable en el tiempo, gracias a sus propias características, topográficas, climáticas geológicas etc. Por ello la importancia de protegerla en tiempo y espacio.

Figura 36

Formación de nubosidad en la parte alta de la cuenca Jequetepeque.



Fuente: Modificado de USGS Earth Explore (2020)

Con la ayuda del satélite sentinel 2 se descargó imágenes satelitales de la zona de estudio y se verificó la heterogeneidad de distribución de nubosidad, ver (Figura 36). Picone (2017) indica que el satélite Sentinel2 permite un mayor nivel de detalle debido a su resolución espacial. La plataforma del Earthexplorer del USGS permitió descargar dichas imágenes en formato Geotiff. La (Figura 36) está formado por barridos de imágenes

satelitales del satélite Sentinel-2, recuperados de la base de datos la (USGS Earthexplorer, <https://earthexplorer.usgs.gov/>), observándose una parte de la costa norte del territorio peruano. El área en estudio está delimitada con una línea de color rojo, (Figura 36). Esta imagen permitió distinguir la dinamicidad de las nubes, debido al factor viento sobre el territorio árido de costa y es explicado por el ciclo hidrológico. La (Figura 36) corresponde a temporadas de lluvia, en ella se distingue espacios no vegetales como vegetales de color verde el cual indican cobertura de vegetal. Se pone en manifiesto, la influencia de la nubosidad en la generación de precipitaciones, la cual influyen directamente en la recarga acuíferos (Figura 37 y 38) a través de escorrentías, humedad del suelo etc.

Figura 37

Formación de lluvia en la parte alta de la cuenca en estudio.



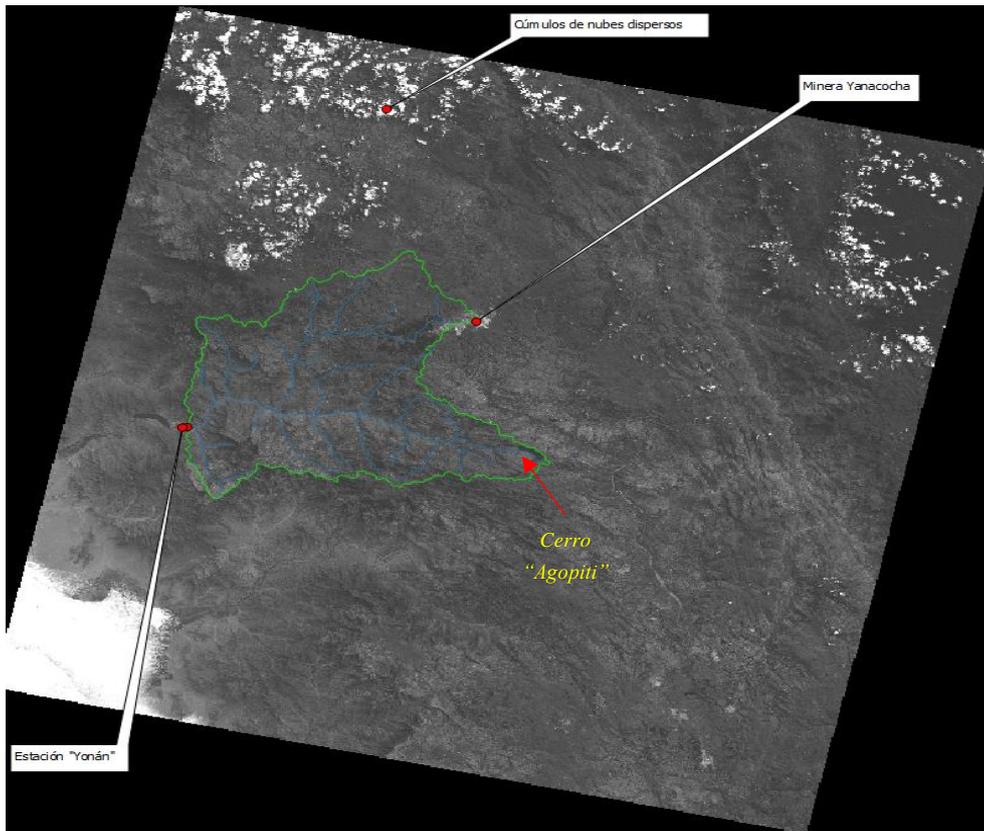
Figura 38

Formación de nubes en la parte alta de la cuenca Jequetepeque.



Figura 39

Ausencia de nubosidad en la parte alta, media y baja de la cuenca Jequetepeque.



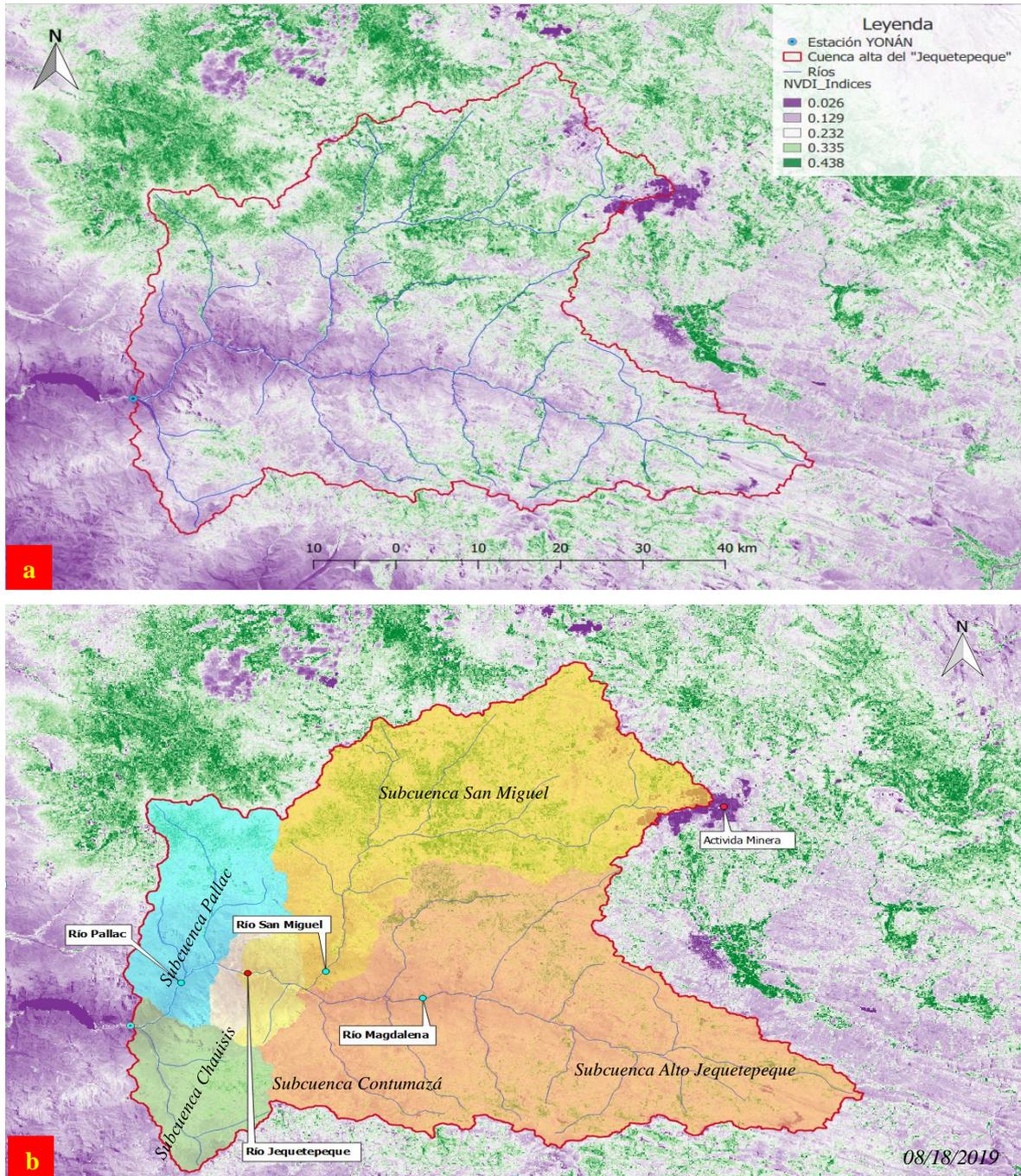
Fuente: Modificado de USGS Earth Explore (2020)

Son entre los meses de junio a septiembre, los meses donde existe disminución de los caudales del río Jequetepeque, observados en el registro histórico de caudales de la estación “Yonán” - PEJEZA, y son los meses más comunes de disminución de precipitación del período 1943-2019. La característica de la (Figura 39) muestra una zona libre de nubes en la parte alta de la cuenca en estudio, dando a entender la formación de un régimen no influido (ausencia de precipitaciones). En (Figura 39), se muestra una imagen satelital recuperada el 8/18/2019. Se observa que en la zona norte (subcuenca San Miguel), correspondiente a la margen derecha del río Jequetepeque, presenta ausencia de nubes al igual que en la zona sur (subcuenca Contumazá, Chausis y “Alto Jequetepeque), ver (Figura 39). Se evidencia la influencia de la subcuenca San Miguel, por la presencia de cobertura vegetal en la recarga de acuíferos, ver (Figura 40 y 82). Con estas características se entiende que los caudales circulantes de dicho río en estudio, recibe aportes de caudal base (de origen subterráneo), tal como se corrobora en el anuncio realizado por SENAMHI, ver (Figura 81).

b) Cobertura vegetal de la cuenca alta del Jequetepeque

Figura 40

Identificación de cobertura vegetal y zonas de recarga, cuenca alta del Jequetepeque.



Fuente: USGS Earth Explore (2020)

La (Figura 40) presenta la cobertura vegetal de la zona de estudio, corresponde al día 08/18/2019, mes de ausencia de precipitaciones. La (Figura 40), permitió entender la influencia de la cobertura vegetal sobre las descargas de caudales recesivos. Asimismo,

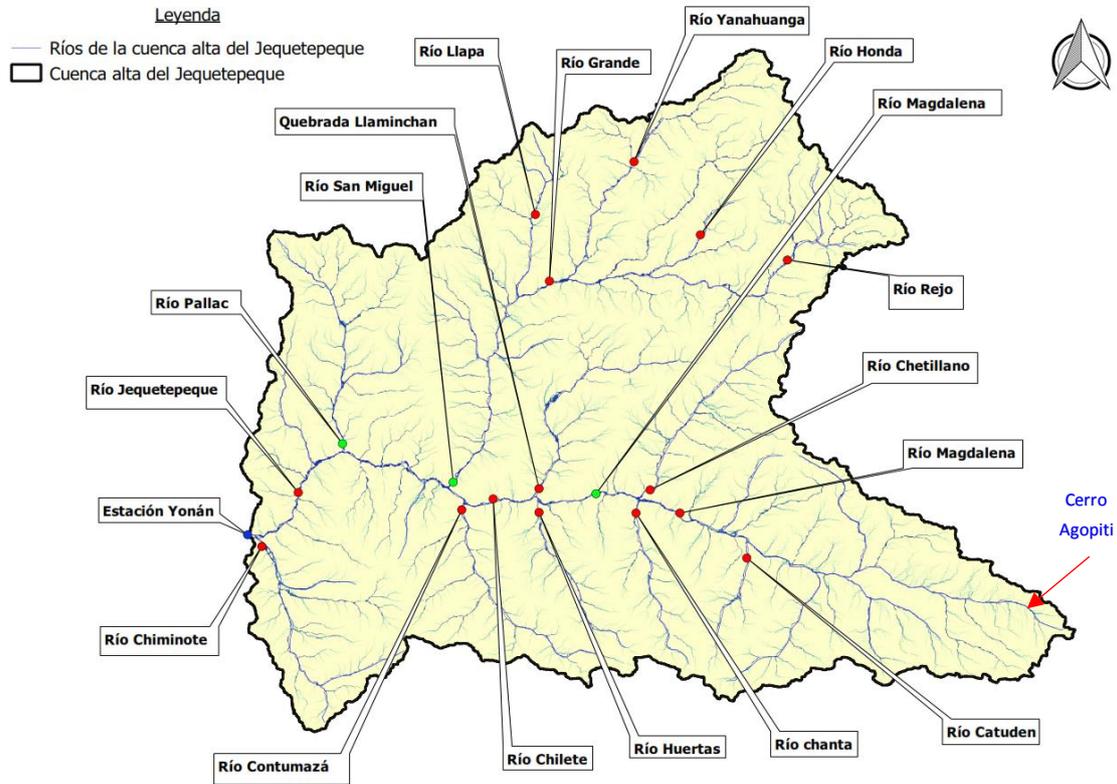
Custodio y Llamas (1996) señala que, si una cuenca permeable presenta precipitaciones, temperaturas y cobertura vegetal, entonces los cauces naturales tendrán caudales circulantes uniformes durante todo el año. Es la subcuenca San Miguel, que por sus características se ajusta a lo mencionado. Para la identificación de la cobertura vegetal, se utilizó el método de NVDI (Normalized Difference Vegetation Index), se utilizó el software Qgis e imágenes satelitales (banda 5 y 4) de 30 m de resolución del satélite Landsat 8, obtenidos de la base de datos público de la (USGS Earthexplorer <https://earthexplorer.usgs.gov/>). Se identificó que la subcuenca San Miguel presenta mayor presencia de nubosidad y cobertura vegetal, respecto a las demás subcuencas del Jequetepeque, ver (Figura 40 a) y (Figura 36 y 40). En la (Figura 40 b) se demuestra que la subcuenca río San Miguel debido a su cobertura vegetal, es el mayor aportante de caudal con respecto a los demás ríos. También de la (Figura 40 b) se corrobora lo indicado por Universidad Nacional de Ingeniería (UNI, 2000) quien señala que el origen del río Jequetepeque se debe a los caudales de los ríos “Pallac”, “San Miguel” y “Magdalena”.

En la (Figura 40 a) se observa que, la cobertura vegetal presenta un rango de índice NVDI entre 0,026 y 0,438. Se interpreta de la siguiente manera; como el índice de NVDI presenta un valor menor a 0,1, representado en la (Figura 40 a) de color violeta oscuro. Entonces Fattorelli Fernández (2011) según la (Tabla 7), indica que la cuenca presenta áreas desprovistas de vegetación, presencia de rocas y arenas, lo cual existe en la zona de estudio. Por otro lado, se determinó que el índice de NVDI arrojó un valor de 0,4 representado de color verde (Figura 40 a), entonces esto indica que la cuenca en estudio presenta vegetación arbustiva y arbustos bajos; también indica que la zona de estudio presenta un clima templado y semiáridos. El índice de NVDI no presentó valores comprendidos entre 0,6 y 0,8, y tampoco mostró valores mayores a estos. Las características señaladas según el índice de NVDI, muestra una cuenca expuesta y propensa a sufrir erosión, los cuales son depositados en el vaso del embalse “Gallito Ciego” (Figura 31, 32 y 33). Las masas de sedimentos por erosión, provienen sobre todo en la parte media y parte sur de la cuenca alta del Jequetepeque apoyados por factores. Estos factores según el Centro Nacional de Estimación, Prevención y Reducción de Riesgo (CENEPRED, 2014), son: factores condicionantes (geología, geomorfología, fisiografía, hidrología y edafología) y factores desencadenes (hidrometeorológico, geológico e inducida por el ser humano).

3.2.3 CARACTERIZACIÓN FLUVIAL

Figura 41

Red hídrica de la cuenca alta del Jequetepeque.



La (Figura 41) muestra a un sistema fluvial influenciado por el relieve topográfico y por precipitaciones que fortalecen las fuentes hídricas. El río Jequetepeque nace en el cerro Agopiti, en el distrito de Jesús al oeste del caserío “Lucmapampa”, su ubicación según (Mapcarta <https://mapcarta.com/es/19745396>), es: Latitud: -7,3333 y Longitud: -78,35 y a una altitud de 4067 msnm. Según Saénz (2018), señala que este nombre proviene de la palabra pite (del quechua “piti” el cual significa “pedazo”, entonces, el nombre sería ago = arena y pite = pedazo). El estudio se ubica en la parte media de la cuenca Jequetepeque cuyas aguas recorren de Este a Oeste y es llamado Jequetepeque que en lengua “Mochic” significa templo de oración. Según la UNI (2000), el río “San Miguel” es llamado “Poclush”. El río en estudio presenta una corriente perenne, según la clasificación de Reyes (1992), ya que cuenta con escorrentía todo el año. Asimismo, el río principal no presenta bifurcaciones bien marcadas desde el lugar llamado Magdalena hasta el lugar llamado la Viña. Es un río de depósitos aluviales y fluviales, según la carta geológica peruana. La (Figura 41) muestra que la unión de los ríos San Miguel, Contumazá y Chilete todos estos con presencia de depósitos

aluviales y fluviales dan origen al río Jequetepeque. (ANA, 2018) señala que el río Jequetepeque se forma con la confluencia de los ríos San Miguel y Chilite y aportaciones de tributarios aguas arriba. El río no presenta avulsión, es decir, no presenta un cambio brusco de su cauce para la formación de un nuevo río. Según (ANA, 2018), el río Jequetepeque tiene una longitud de 175 km y un pendiente de 1,7 %. El aspecto morfológico que presenta es: el valle presenta secciones transversales en forma de “V”, ver (Figura 42 b). Es un río maduro con presencia de valles amplios, ver (Figura 42 a, b). Presenta una condición de estabilidad dinámica ya que arrastra sedimentos del fondo y de las orillas, ver (Figura 42 c, d). Presenta material no cohesivo con presencia de material suelto, se encuentran formado por capas de acorazamiento grueso. Por su geometría el río presenta tramos rectos y sinuosos en la parte media de la cuenca (Figura 42 a, b). Mientras que en la parte baja, presenta un cauce trenzado con islas. Algunos tramos, están sujetos a procesos de erosión fluvial y sedimentación, ver (Figura 48).

Figura 42

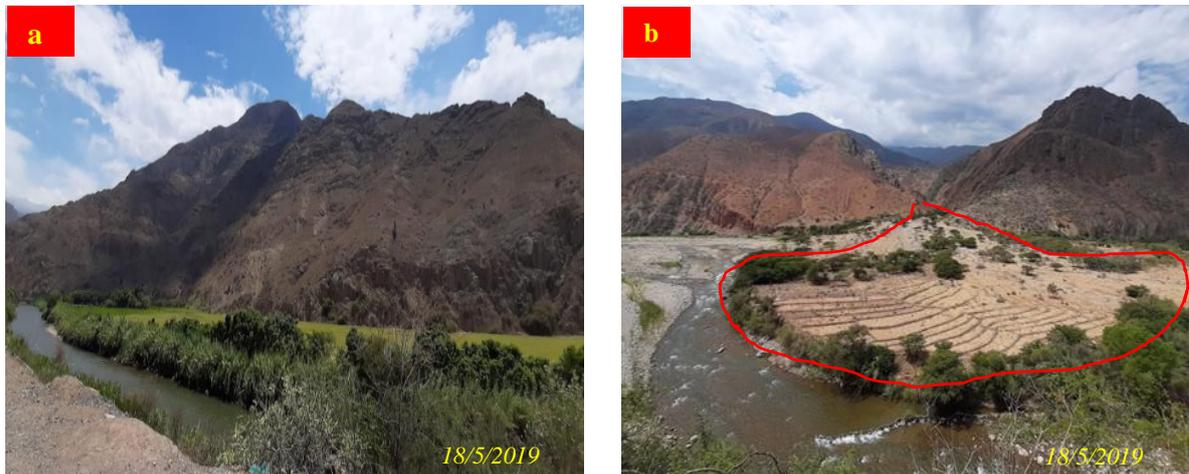
Río Jequetepeque, aguas arriba de la presa “Gallito Ciego”.



En la margen izquierda del trayecto del río de la cuenca alta, se pudo observar que existe un proceso de erosión, presentándose lo siguiente: falla por colapso de material suelto, erosión fluvial (Figura 44 a, b) y (Figura 46 a, b) y falla por cortante (Figura 45 a, b). Esto

provoca que los caudales del río Jequetepeque remuevan el material suelto fallado, generando bancos de sedimentos aguas abajo del río, los cuales son aprovechados por los lugareños para la siembra de arroz. Este movimiento de sedimentos, se da en las márgenes donde no existe elementos de control (p.ej. vegetación y estructuras de protección) que eviten la erosión. Se observa la formación de conos de deyección, el cual está formado por depósitos de detritos (p.ej. gravas, arenas, limos etc.) proveniente de la parte alta. Estos depósitos se observan en la (Figura 43 a, b) los cuales son usadas para la siembra de arroz. Esta caída de material ha generado una curvatura en el cauce del río. Este cambio de dirección del flujo permite que la margen derecha almacene material, mientras que la margen izquierda sufre procesos de socavación.

Figura 43 Formación de bancos por erosivos (a) y cono de deyección (b).



En la margen izquierda existe escasa cobertura vegetal, desde los lugares llamados “Magdalena”, “Huaquillas” hasta el embalse “Gallito Ciego”. Los cerros presentan zanjas, suelo desnudo de coloración rojizo con presencia cárcavas en la parte alta y media de la cuenca (Figura 44, 45, 46 y 47). Se observa presencia de desprendimiento de detritos (Figura 43 b) de material suelto por acción de lluvias y movimientos sísmicos. Se observa la formación de abanicos aluviales o conos de deyección. Las quebradillas presentan una corriente intermitente, es decir, solamente presentan caudales en presencia de una tormenta.

A lo largo del cauce se observa desprendimiento de suelo por erosión (Figura 44 a, b), (Figura 45, a, b) y (Figura 46 b). Según el Instituto Geológico Minero y Metalúrgico (INGEMMET, 2006), señala que la cuenca del Jequetepeque en forma global presenta movimientos de masa de tipo deslizamientos, flujos tales como; huaicos, flujos de lodo y

derrumbes. Además, señala que tienen identificadas dichas zonas críticas de peligro de tipo geológicos (p.ej. movimientos en masa y geo hidrológicos) las cuales están expuestas (Figura 43, 44, 45, 46 y 47)

Figura 44

Presencia de cárcavas parte alta de cerros, margen izquierda de río en estudio.



Figura 45 *Falla cortante, margen izquierda de río en estudio.*

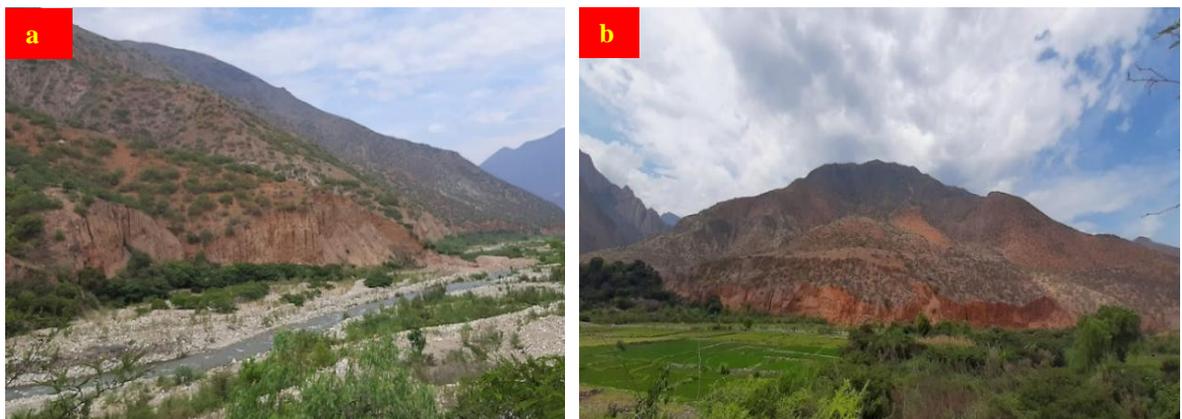


Figura 46 *Falla por colapso de material suelto, margen izquierda de río en estudio.*

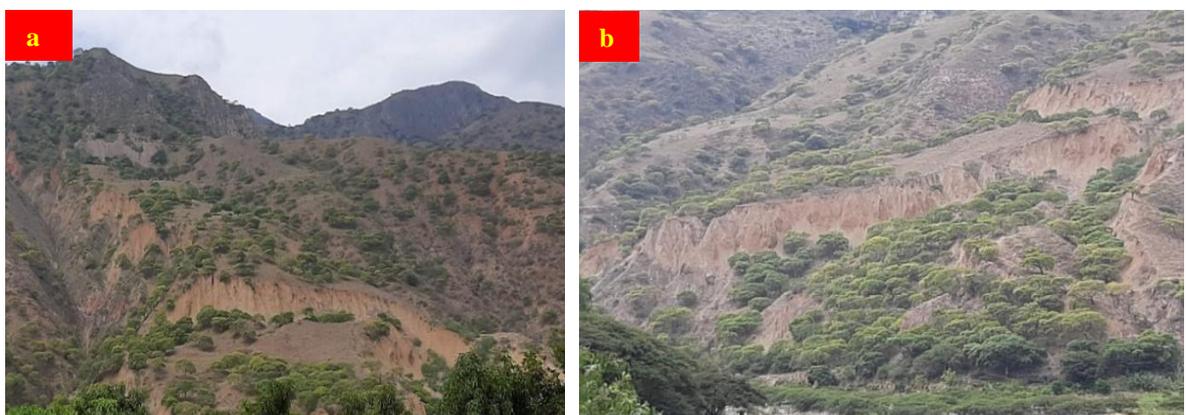


Figura 47

Presencia de pendientes de 0 a 11%.



En la (Figura 43, 44, 45, 46 y 47) se observan que el río en estudio presenta márgenes no cohesivos, es decir, presenta arenas y gravas. Además, en la margen derecha del cauce del río Jequetepeque presenta mayor cobertura vegetal, mayor número de ríos y quebradas que en la margen izquierda. Algunas quebradas son efímeras, es decir, solamente presentan escorrentías después de una tormenta de lluvias. En el lugar llamado Zapotal tanto los cerros de la margen derecha como izquierda adquieren las mismas características, como son: escasa cobertura vegetal, presencia de cárcavas, coloración rojiza y aumento de temperatura.

Figura 48

Entrada de caudal del río Jequetepeque hacia el embalse “Gallito Ciego”.



La (Figura 48) muestra el recorrido de caudal hacia el embalse “Gallito Ciego” en épocas de estiaje. En su recorrido va formando meandros en suelo limoso. Se evidenció el aporte del caudal de origen subterráneo hacia del río Jequetepeque y este al embalse “Gallito Ciego”, ver (Figura 32). Esto demostraría la capacidad reguladora de la cuenca alta del Jequetepeque en épocas de ausencia de precipitación. Además, en la (Figura 48) se evidencia

el retroceso del reservorio “Gallito Ciego” durante los últimos años, poniendo en riesgo la seguridad alimentaria del norte del país, debido a la falta de oferta hídrica de las fuentes naturales.

3.2.4 HIDROLOGÍA

Las temperaturas en la cuenca Jequetepeque se presenta de la siguiente manera: según ANA (2018), en la parte alta la temperatura anual oscila entre 8°C y 14°C. Por otro lado, en la parte media de la cuenca en la represa “Gallito Ciego”, su temperatura promedio es de 25,4 °C. Mientras que en la parte baja donde existen las zonas de irrigación la temperatura anual es 23°C. ANA (2018) refiere que las precipitaciones de la parte alta de la cuenca (Figura 36) presentan precipitaciones (lluvias) anuales de 500 mm y más de 1000 mm, ver (Figura 78). Lo dicho por ANA (2018) demuestra la dependencia de caudales del río Jequetepeque. de la lluvia. Por otro lado, ANA (2015) señala que en los años de 1979-1980 y 1985-1986 se registraron sequías de categoría severamente seco y extremadamente seco. El área total de la cuenca Jequetepeque es de 3956 km² ANA (2015). Mientras que el área de la cuenca alta del Jequetepeque delimitada a partir de la estación hidrométrica “Yonán” es de 3294,68 Km² correspondiente al 83,27 % del total del área de la cuenca. El perímetro de la cuenca alta es de 412,63 Km. Siguiendo la metodología de Strahler se determinó que el número de orden de la cuenca del Jequetepeque parte alta es de orden cuatro (4), es decir, que sus quebradas o ríos presentan dos o más tributarios de orden dos (2) o que pueden presentar un solo tributario de orden uno (1), (Figura 40). De acuerdo con los modelos de patrones de drenaje que plantea Campos (1998) la (Figura 40) presenta una configuración sub dendrítico. Asimismo, encontramos que la red o patrones de drenaje de la cuenca alta, está configurada por; ríos, quebradas y riachuelos, cuyas corrientes son intermitentes y efímeras. Además, presenta alturas comprendidas entre 435 msnm y 4187 msnm como se presenta en la (Figura 49).

a) Relieve, pendiente y altitud de la zona de estudio

Las aguas de la cuenca alta del Jequetepeque pertenecen a la vertiente del pacífico. El río Jequetepeque es el principal colector de las aguas provenientes de la parte alta y son almacenadas en el embalse "Gallito Ciego". Su recorrido está en función de las pendientes a lo largo de su cauce. Dichas pendientes, en la (Figura 50) se observa la distribución de las

pendientes a lo largo de la superficie de la parte alta de la cuenca Jequetepeque con valores de 0% a 11%. Sus altitudes en la parte alta, están comprendidos entre 2696 msnm y 4187 msnm. Asimismo, se observa que las pendientes laterales a lo largo del cauce fluvial presentan valores entre 28,7 % y 39,1%. Y sus alturas están entre 435 msnm y 2069 msnm (Figura 49).

Figura 49

Alturas y red drenaje de la cuenca del Jequetepeque.

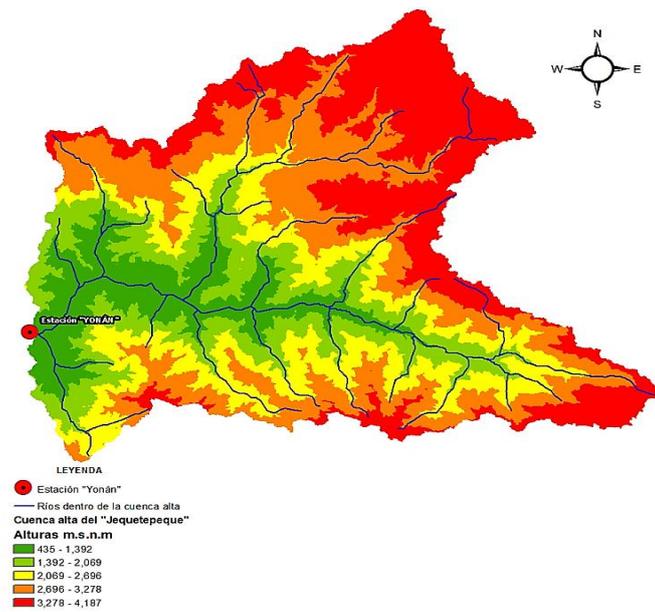


Figura 50

Pendientes de la cuenca alta del Jequetepeque.

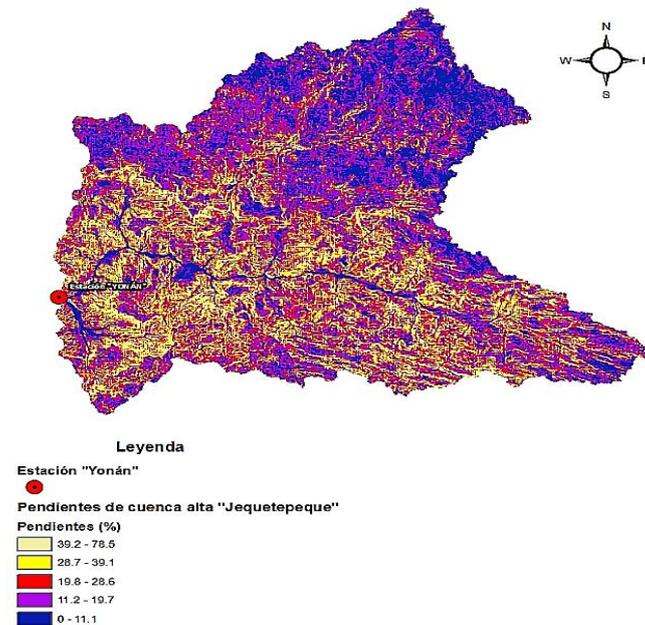
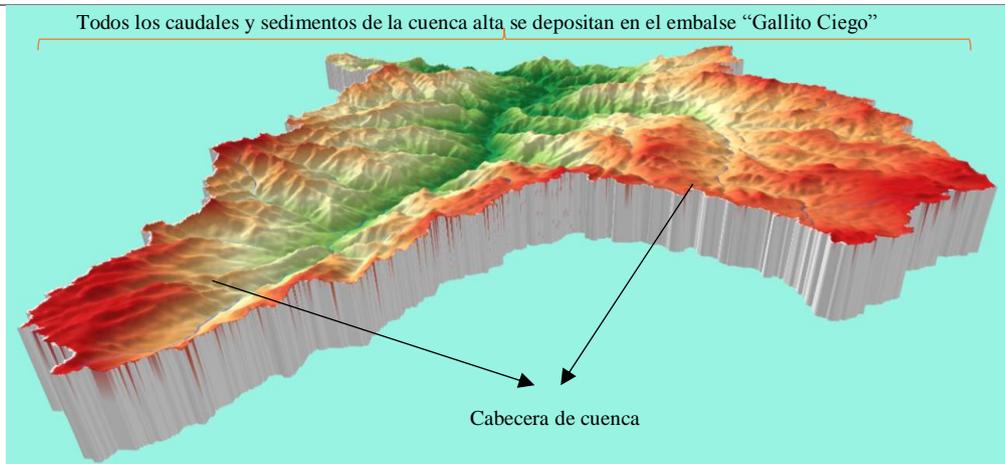


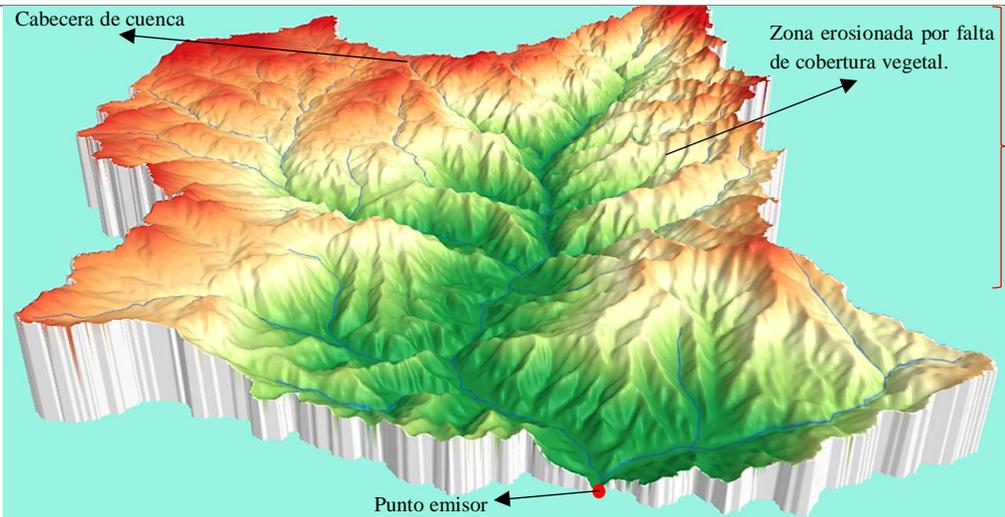
Figura 51

Relieve en 3D de la cuenca alta del Jequetepeque.

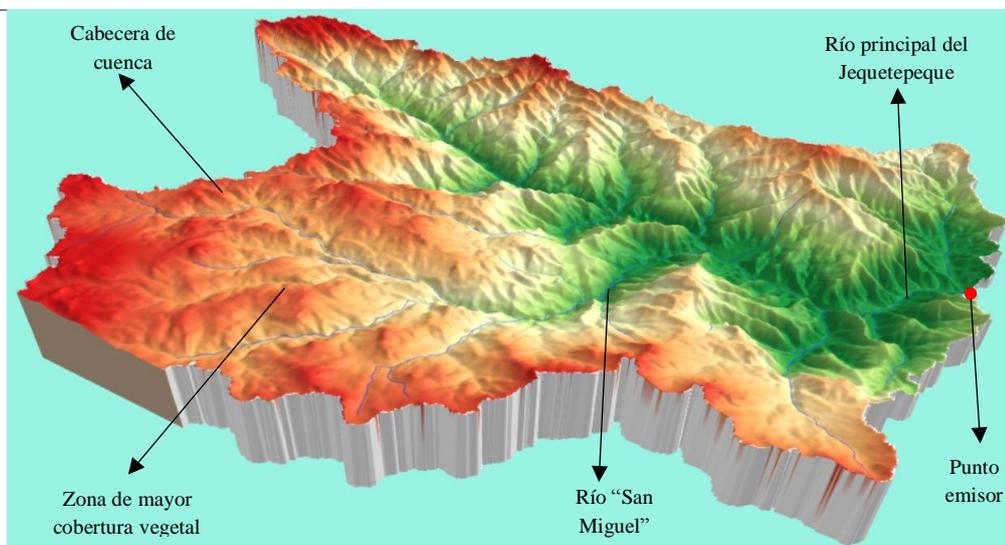
ZONA ALTA DEL JEQUETEPEQUE EN 3D



ZONA BAJA DEL JEQUETEPEQUE EN 3D



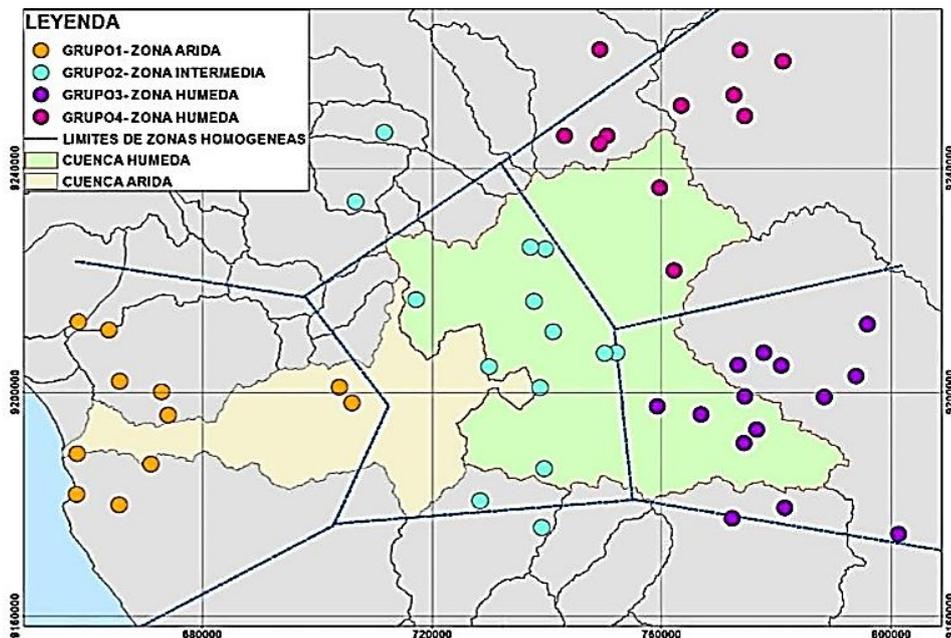
ZONA NORTE DEL JEQUETEPEQUE EN 3D



En la (Figura 51) se observa el relieve en 3D de la zona en estudio, observándose la parte alta meda y baja. La (Figura 51) permitió conocer el relieve y la distribución de los ríos en la zona alta de la cuenca Jequetepeque. Se identificó que la zona Norte, presenta las mayores alturas de la cuenca Jequetepeque. Las alturas y pendientes se presentan en la (Figura 49 y 50). En la (Figura 52), se identificó a las zonas húmedas y áridas, según la clasificación hecha por ANA (2015), para la cuenca Jequetepeque.

Figura 52

Zonas de la cuenca alta del río Jequetepeque.



Fuente: ANA (2015)

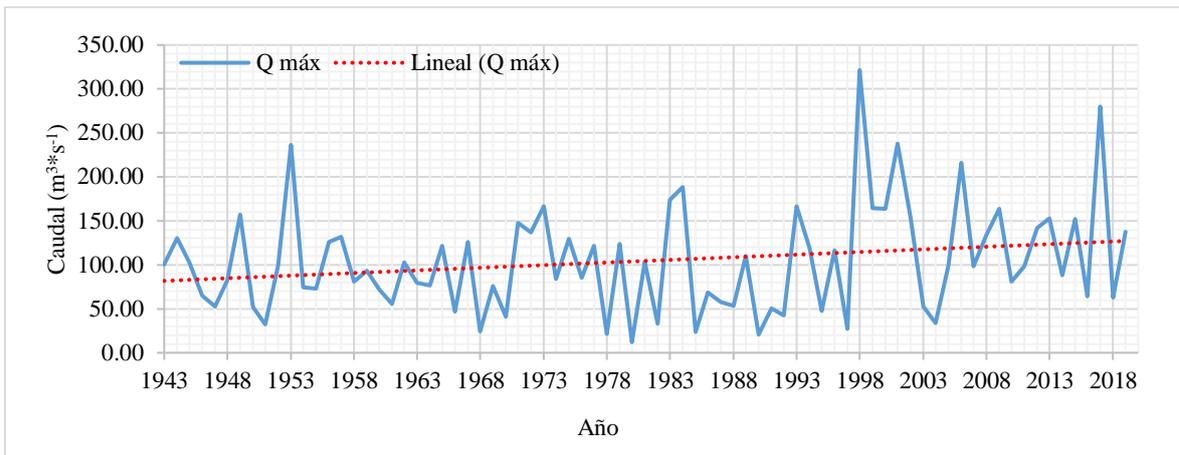
b) Caudal del río Jequetepeque

La cuenca Jequetepeque presenta bien marcada sus períodos secos y húmedos en el año hidrológico, esto hace que el régimen del río en estudio presente un régimen irregular. Asimismo, se señala que la precipitación media total anual del período (1964-1986) cerca al embalse es de 100 mm y en las zonas altas es de 1100 mm (Delgado,1999; ANA, 2015; ANA, 2018). Según la (Figura 36) se indica que la margen derecha presenta mayor precipitación que la margen izquierda. Delgado (1999) indica que durante el Fenómeno El Niño de 1982-83, se registró cerca al embalse una precipitación media total anual de 200 mm y en la cota 3000 msnm un valor de 1400 mm, mientras que en la parte alta se mantuvo

1100 mm. Las precipitaciones actuales de la cuenca en general se presentan en la (Figura 78). Las descargas del río Jequetepeque provienen de la vertiente del Pacífico y son registradas por la estación “Yonán” desde 1943 hasta 2019. Se observa en la (Figura 57) un hidrograma anual de corriente perenne, con 924 meses de caudales registrados, expresados en $\text{m}^3 \text{s}^{-1}$. Es el río San Miguel quien más aportación da al río Jequetepeque.

Figura 53

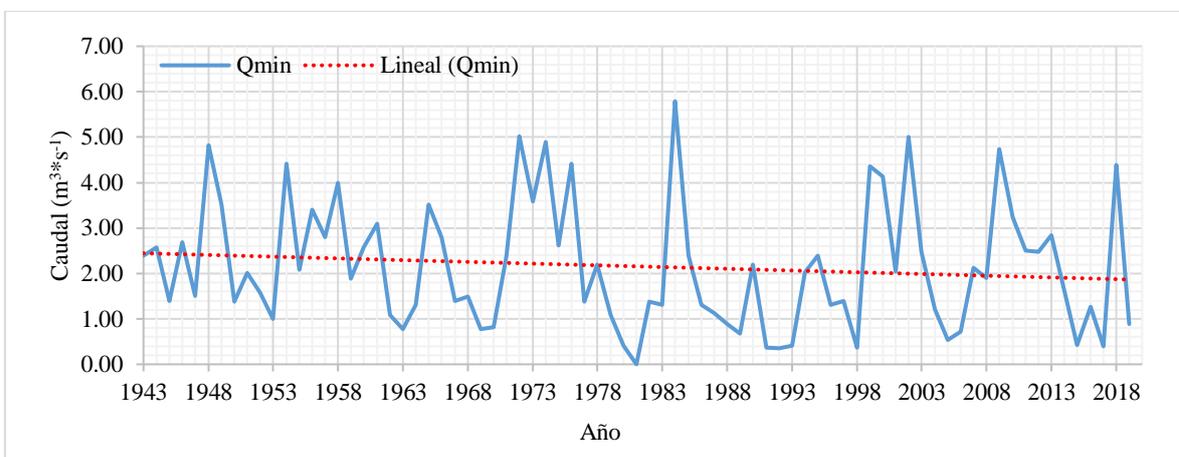
Caudal máximo anual del río Jequetepeque, período 1943-2019.



La (Figura 53) se obtiene a partir de la (Tabla 24). Esta representa a un hidrograma de caudales máximos del río “Jequetepeque “del período 1943-2019, registrado por la estación “Yonán”. La (Figura 53) muestra una tendencia de crecida, esto debido a la alteración de los componentes del ciclo hidrológico por el cambio climático. El caudal máximo observado durante este período es de $321,46 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$.

Figura 54

Caudales mínimo-mensuales del río Jequetepeque, período 1943-2019.



La (Figura 54) se obtiene a partir del (Tabla 24). Esta representa a un hidrograma de caudales mínimos del río principal de la cuenca alta del “Jequetepeque “del período 1943-2019. La (Figura 54) presenta una línea de tendencia decreciente de los caudales mínimos, esto debido a la alteración de los componentes del ciclo hidrológico por el cambio climático. El caudal mínimo observado durante este período es de $0,35 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$. El río en estudio es regulado por precipitaciones y caudales provenientes de la cabecera de cuenca¹ del Jequetepeque. Según ANA (2015), el río Jequetepeque aguas arriba del embalse Gallito Ciego, presenta un régimen natural. En la actualidad el cauce en la cuenca alta no presenta estructuras hidráulicas como captaciones o diques que regulen su distribución de caudal a nivel superficial, siendo la única estructura la presa “Gallito Ciego”. Además, ANA (2015) señala que los mayores aportantes hídricos al río Jequetepeque, provienen de los ríos San Miguel y Chilete. Estos se ubican aguas arriba de la presa Gallito ciego, ver (Figura 55 y 56). Según Delgado (1999), el año hidrológico inicia con lluvias en el mes de octubre. El período de mayores descargas se da en el mes de noviembre hasta abril. Y las descargas bajas o mínimas del período de estiaje, empiezan en mayo hasta septiembre.

Figura 55

Río “San Miguel”, lugar de aforo de caudales circulantes.



Fuente: ANA (2015)

¹ Según Artículo 75 de la Ley 29338, Ley de Protección del Agua de la ley de los recursos hídricos, reconoce la vulnerabilidad de las cabeceras de cuencas como zonas donde se originan cursos de agua de una red hidrográfica.

Tabla 10*Caudales medio mensual ($m^3 s^{-1}$) del río San Miguel, período 1965-2014*

Ene	Feb	Mar	Abr	May	Jun	Jul	Ago	Sep	Oct	Nov	Dic	Prom
20,20	30,77	46,36	35,50	15,92	5,78	2,46	1,57	2,72	7,64	9,90	13,71	16,04

Fuente: (ANA, 2015)

Figura 56*Río “Chilete”, lugar de aforo de caudales circulantes.*

Fuente: ANA (2015)

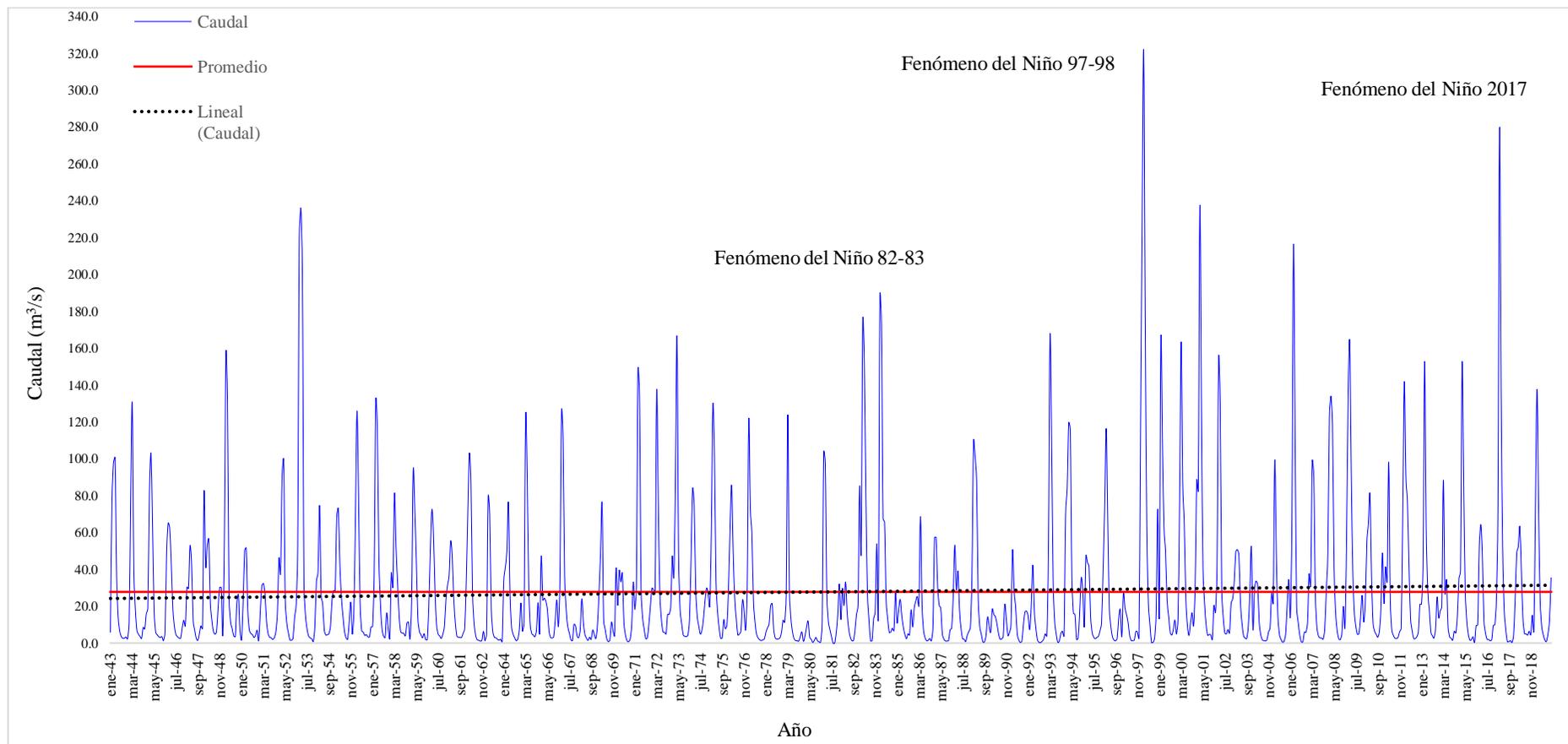
Tabla 11*Caudales medio mensual ($m^3 s^{-1}$) del río Chilete, período 1965-2014*

Ene	Feb	Mar	Abr	May	Jun	Jul	Ago	Sep	Oct	Nov	Dic	Prom
15,47	34,26	49,78	32,72	11,23	3,91	1,84	1,19	1,76	3,70	4,71	7,57	14,01

Fuente: (ANA,2015)

Figura 57

Descargas medias mensuales del río Jequetepeque, período 1943-2019.



El hidrograma de caudales del río Jequetepeque (Figura 57) presenta una leve tendencia de crecida. Se representa un promedio mensual de $27,82 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$. Además, se muestra que la (Figura 57) está dividida en series de caudales mensuales (924 meses). El hidrograma presenta frecuencias de caudales de régimen natural, es decir, presenta caudales no regulados por una infraestructura hidráulica. Los caudales del río Jequetepeque en la parte alta presentan una dependencia 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. Dichas aguas son almacenadas en el vaso del embalse “Gallito Ciego”. La oferta hídrica de dichos caudales según ANA (2015), la mayor parte son usados para riego agrícola. La (Tabla 12) presenta a tres estaciones hidrométricas con mayor registro de caudales del río Jequetepeque, procedentes de la cuenca alta del río Jequetepeque. Y ahora forman parte de la data histórica de la estación hidrométrica “Yonán”, (Figura 57 y 58) (Cobeñas, 2020; ANA, 2015).

Tabla 12

Estaciones hidrométricas del río Jequetepeque

Estación	Coordenadas		Altura (msnm)
	Latitud	Longitud	
Estación Ventanillas.	7° 14'	79° 13'	252
Estación Pampa Larga.	7 15	79 06'	428
Estación Yonán.	7° 15'	79° 6'	457

Fuente: (Cobeñas, 2007)

Figura 58 *Ubicación de la estación hidrométrica “Yonán” en la cuenca Jequetepeque.*



Fuente: Modificado de Google Earth (2020)

3.2 MATERIALES Y EQUIPOS

3.2.1 Materiales

- Memoria USB.
- Software Auto CAD Civil 3D 2018, Q GIS 3.0, IBM SPSS v.24, Hydracces, R, M. Excel 2016, M. Word 2016 y RC 4.0.
- Imágenes satelitales (bandas 4 y 5) satélite Lansat 8
- Imágenes satelitales del satélite Sentinel 2.
- Cartas nacionales de hidrografía y hipsografía a escala 1:100000, de la zona norte del territorio peruano (14e, 14f, 14g, 15e, 15f, 15g)

3.2.2 Equipos

Equipo de campo

- Estación hidrométrica automática “Yonán” de propiedad de PEJEZA.
- GPS (Sistema de Posicionamiento Global).
- Cámara fotográfica digital.
- Correntómetro digital global water FP111

Equipo de gabinete

-Impresora multifuncional CANON L220.

-Laptop ASUS Core i8 sexta generación.

3.3 METODOLOGÍA

La investigación se realizó en la cuenca alta del Jequetepeque aguas arriba de la presa “Gallito Ciego”. Se utilizó información de caudales del río Jequetepeque, registrados por la estación hidrométrica “Yonán”, para el período 1943-2019. Esta información fue proporcionada por PEJEZA en el año 2019. Para el estudio se evaluó a caudales recesivos o llamados también caudales de agotamiento de origen subterráneo. Estos caudales son característicos de los meses de estiaje, cuya característica es: caudal permanente, bajos niveles de agua, y ausencia de precipitaciones en zonas de recarga.

Con el software libre como Qgis v 3.16, AutoCAD para estudiante, se delimitó la cuenca alta del Jequetepeque, la cual corresponde a la zona de estudio. Se utilizó imágenes satelitales con resolución espacial de 30 metros, y con un sistema de proyección WG84 / UTM 17S, descargado del geo servidor del Ministerio de Ambiente (MINAM) del gobierno peruano https://geoservidorperu.minam.gob.pe/geoservidor/download_raster.aspx.

Con la delimitación de la cuenca alta del Jequetepeque (Figura 40, 49 y 51), se caracterizó la zona de influencia de recargas y descargas. Se utilizó información de estudios desarrollados por la Autoridad Nacional de agua en los años 2015, 2016 y 2018. Asimismo, con el uso de imágenes satelitales y el índice de vegetación normalizada (NDVI) se identificó zonas de mayor cobertura vegetal, correspondientes a las provincias de San Miguel y San Pablo. Asimismo, se realizó una descripción fluvial del mencionado río en estudio.

Se tomó información de aforo de caudales ($\text{m}^3 \text{s}^{-1}$) mensuales registrados por la estación hidrométrica “Yonán” de propiedad de PEJEZA. Esta información fue almacenada en el software libre Hydracces. De esta manera, se verificó que la información de caudales del río Jequetepeque presente una información longitudinal, libre de saltos o vacíos. Este análisis permitió que la información esté libre de inconsistencias. Se utilizó el software REstudio Cloud para la generación y presentación de figuras y cálculos estadísticos como la prueba de normalidad.

Al verificar que la información de caudales es longitudinal y libre de saltos o vacíos. Se procedió a identificar los meses de estiaje para los años 1988 – 2019. Mediante el método propuesto por Lisney et al. (1975) y usado en el país de Chile en la investigación de Pizarro y Saavedra (1991). Se identificó a los meses de mayo a septiembre, como meses de estiaje. Por otro lado, se identificó el inicio de caudales subterráneos de la curva de descensos, siguiendo la metodología utilizada en la investigación de Balocchi et al. (2014), quien manifestó que a partir del tercer punto de quiebre de la curva de descenso global, es posible identificar el inicio del aporte de agua subterránea hacia la superficie en forma de flujo base, en épocas de estiaje. De esta manera, se definió las curvas recesivas o curva de agotamiento del hidrograma de los períodos 1943-1987 y 1988-2019. Permitiendo identificar a los caudales recesivos del río Jequetepeque.

Con los caudales recesivos de la curva de agotamiento del hidrograma de caudales del río Jequetepeque del período 1943-2019, se determinó promedios y un rango de valores del coeficiente de agotamiento (α) (Tabla 15). Para ello, se utilizó diferentes modelos hidrológicos de tipo exponencial y potencial. Estos coeficientes promedios permitieron realizar la calibración de los modelos hidrológicos exponenciales y potenciales. Los resultados de simulación de los modelos hidrológicos exponenciales y potenciales fueron comprobados utilizando la estadística de validación tales como: Nash-Sutcliffe (NS) Raíz del Error Cuadrática Medio (RMSE) Coeficiente de Determinación (R^2) Error Estándar de Estimación (EEE) Índice de Willmott Modificado (IWM). Con la baja eficiencia de simulación y pronósticos de los modelos mencionados para determinados tiempos de recesión, se planteó un modelo hidrológico llamado ALVI. Posteriormente el modelo fue calibrado a partir de los rangos de valores del coeficiente de agotamiento calculado previamente. Seleccionado el coeficiente de agotamiento ($0,05 \text{ día}^{-1}$) por calibración, se procedió a simular y pronosticar caudales recesivos para determinados tiempos de recesión, mediante el modelo hidrológico ALVI. Los caudales recesivos simulados fueron comparados estadísticamente con caudales recesivos observados del río en estudio. Se utilizó pruebas de validación tales como: Nash-Sutcliffe (NS) Raíz del Error Cuadrática Medio (RMSE) Coeficiente de Determinación (R^2) Error Estándar de Estimación (EEE) Índice de Willmott Modificado (IWM). Para la contrastación de la hipótesis de la investigación, se analizó la prueba de normalidad mediante la prueba de Shapiro –Wilk, debido a que las muestras a evaluar son menores a 50 observaciones. Esta prueba indicó que no existe una distribución normal, por tanto, para la evaluación de las hipótesis se utilizó la prueba no paramétrica de U Mann – Whithney. Esta evaluación estadística analiza las hipótesis a nivel de la mediana. Para la investigación se utilizó un nivel de significancia de 0,05. Para esta prueba no fue necesario que cumpla los requisitos de supuestos de normalidad, homogeneidad de varianza y de no auto correlación. Como si lo requiere una prueba paramétrica como de T Student. Con la prueba no paramétrica de U Mann – Whithney permite aceptar o rechazar la hipótesis nula o la hipótesis alternativa de la investigación. La investigación siguió la siguiente metodología:

3.3.1 Etapa preliminar de gabinete

Para la investigación se buscó información relacionada a caudales recesivos en: Tesis, artículos científicos y boletines hidrológicos, así como en bibliografías especializadas de

hidrología e hidrogeología en temas tales como: caudales recesivos, curva recesiva o de agotamiento, coeficiente de agotamiento y modelos matemáticos exponenciales, modelos potenciales para el mejor entendimiento y desarrollo de la investigación. Asimismo, se usó artículos científicos y libros especializados en temas de caudales recesivos.

3.3.2 Visita a la zona de estudio

Visitó zonas de la cuenca Jequetepeque en los años 2019 y 2021, tales como: embalse y dique “Gallito Ciego”, estación “Yonán” y captación el “Talambo” de propiedad de PEJEZA. También, se visitó zonas de la parte alta, media y baja de la cuenca del Jequetepeque. A lo largo del recorrido se logró observar estructuras hidráulicas como puentes, alcantarillas y cauces tales como quebradas, los cuales son aportadores directos de agua del río Jequetepeque. Se observó cambios físicos de los suelos y la vegetación, producto de erosión por vientos y ausencias de lluvias. Asimismo, se observó el comportamiento del agua superficial del río Jequetepeque en épocas de estiaje.

3.3.3 Estación hidrométrica “Yonán”

El río en estudio pertenece a la cuenca del río Jequetepeque. El equipo que registra los caudales del río Jequetepeque aguas arriba de la presa “Gallito Ciego”, es la estación automática “Yonán”, (Figura 59). ANA (2015) señala que esta estación está equipada con sensores de nivel de agua cuyo reporte es automático cada 2 horas, un limnógrafo de 4 m de altura para el registro continuo del nivel de agua. Los registros de caudales son administrados por PEJEZA. Según ANA (2015), en el año de 1997 la estación “Yonán” fue destruida por máximas riadas producidas por efectos del Fenómeno El Niño. Posteriormente fue reconstruida por el Proyecto Especial Jequetepeque – Zaña. Los aforos del limnógrafo se controlan por medio de lecturas diarias de la mira limnimétrica y también con aforos instantáneos, por medio de un correntómetro. Por otro lado, ANA (2015) señala que la estación se encuentra en la cuenca media, en una zona con características de lecho pedregoso, con escasa presencia de arena, pero rodeada con abundante vegetación. Con un Manning (rugosidad de río de 0,05). Dicha estación está operativa actualmente. Está instalada en una sección de ancho río de 35 m. En dicha sección presenta una huella de agua máxima de 3,80 m. Las coordenadas de su ubicación son: Norte 9197523 y Este 709886 una altitud de 445 m.s.n.m.

3.3.4 Caudales observados del río Jequetepeque

La investigación utilizó información secundaria de caudales expresados en $\text{m}^3 \text{s}^{-1}$ del río Jequetepeque, proporcionada por PEJEZA, ver (Tabla 24). La serie de caudales del río en estudio han sido reconstruidos mediante la información de estaciones aledañas al cauce del río desde 1942 al 2019. El registro de caudales del río en estudio, proporcionado por PEJEZA, presentó un registro de caudales desde el año 1943 hasta el año 2019. La información proporcionada contó una data de caudales de 77 años de registro. Los caudales proporcionados por PEJEZA son caudales medios mensuales.

3.3.5 Caudales recesivos en la curva recesiva, a partir del tercer punto de inflexión, para el período hidrológico 1943-2019

La construcción de hidrogramas del período 1943-2019 fue a partir de caudales mensuales registrados por la estación hidrométrica “Yonán”, administrada por PEJEZA. Esta información, permitió: entender el comportamiento del régimen de caudales del río Jequetepeque. Así como, identificar la curva de agotamiento y los caudales recesivos circulantes en épocas de estiaje para dicho período. Los caudales del río Jequetepeque registrados por la estación hidrométrica “Yonán”, no han sido extrapolados de otros lugares cercanos con altitud y cobertura de suelo similar. Para la identificación de caudales recesivos mensuales, se consideró al tercer punto de quiebre de la curva de descenso de un hidrograma, como el inicio de la circulación de aguas subterráneas en un cauce natural. Estos en épocas de estiaje son denominados caudales recesivos.

3.3.6 Identificación de curvas recesivas y períodos no influidos, para los años hidrológicos 1943-2019

Se graficó los hidrogramas de caudales mensuales del río Jequetepeque del período 1943-2019. Se siguió la metodología propuesta por Martínez (como se citó en Balocchi, 2008), quien indica que es a partir del tercer punto de quiebre, el inicio de aporte de aguas subterráneas hacia superficie en épocas de estiaje, es decir, meses donde existe un régimen no influido (si presencia lluvias). De esta manera, se identificó el primer punto de la curva recesiva. El último punto de la curva recesiva, será el primer caudal de ascenso de los hidrogramas. Para verificar el período no influidos, los caudales mensuales observables del

río en estudio, fueron afectados por un logaritmo para lograr un gráfico semilogarítmico. Este gráfico semilogarítmico permite generar una línea recta, si ocurre esto, se verifica los meses de un régimen no influido. Y se identifica a los caudales recesivos observables para el estudio.

3.3.7 Cálculo del coeficiente de agotamiento (α)

Establecido el inicio y el principio del período no influido, e identificados las curvas recesivas. Se procedió a afectar con un logaritmo a los factores de los modelos hidrológico exponenciales y potenciales, para obtener una expresión en función de logaritmos. Luego, se procedió a realizar un despeje de la variable coeficiente de agotamiento (α). Para el cálculo, se identificó de la curva recesiva un caudal inicial y un caudal final. Se calculó e identificó los coeficientes de agotamiento (α) máximos y mínimos para el período 1943-2019, ver (Tabla 15 y 25) obtenidos a partir de las expresiones de la (Tabla 6). Posteriormente, se calculó el promedio de todos los valores de los coeficientes de agotamiento (α) del período 1943-2019. Este promedio sirvió como punto de inicio en la búsqueda del coeficiente de agotamiento, dentro del rango de valores máximos y mínimos de los coeficientes de agotamiento. Esta información, permitió realizar la calibración de los modelos hidrológicos exponenciales y potenciales. Y también permitió calibrar al modelo hidrológico ALVI. Asimismo, los valores del coeficiente de agotamiento calculados en la (Tabla 15), se los comparó con el método propuesto por el Ministerio de Agricultura y Riego, ver (Tabla 5).

3.3.8 Caudales simulados

Los caudales recesivos fueron identificados para el período 1988-2019 (Tabla 24) a partir del tercer punto de quiebre. Asimismo, se identificaron los tiempos de duración de recesión (Tabla 23), correspondiente al período de estiaje 1988-2019. Se utilizó los rangos de los coeficientes de agotamiento, obtenidos a partir de expresiones hidrológicas, ver (Tabla 6). Por otro lado, para el cálculo del coeficiente de agotamiento se utilizó las expresiones matemáticas planteadas en la (Tabla 5), dadas por el Ministerio de Agricultura y Riego (MINAGRI). Se procedió a simular los caudales recesivos para el río Jequetepeque para el período 1988-2019. Para la simulación de caudales recesivos (Q_b), a partir de modelos hidrológicos exponenciales y potenciales, y el modelo hidrológico ALVI, se usó información

de entrada, tales como: caudal recesivo observado inicial (Q_0) en $\text{m}^3 \text{s}^{-1}$, tiempo de recesión en días y coeficiente de agotamiento (α) ver (Tabla 4). Posteriormente, los modelos hidrológicos exponenciales y potenciales, y el modelo hidrológico ALVI propuesto, fueron calibrados a partir del coeficiente de agotamiento.

3.3.9 Calibración de modelos hidrológico

Para la calibración se utilizó los modelos hidrológicos exponenciales y potenciales, así como como el modelo hidrológico ALVI. Para simular caudales recesivos para diferentes tiempos, se utilizó diferentes valores de coeficientes de agotamiento (Tabla 25). Para obtener el mejor ajuste entre los caudales recesivos simulados y los caudales recesivos observados del río Jequetepeque, excluyó a los coeficientes de agotamiento menores a cero ($\alpha < 0$), (Tabla 15). Para la calibración utilizó el rango de valores máximos y mínimos de coeficientes de agotamiento obtenido del período 1943-2019. El primer coeficiente de agotamiento usado para la calibración, fue el promedio del coeficiente de agotamiento, del período 1943-2019. Se utilizó criterios deductivos y observaciones según lo señalado por Llamas (como se citó en Nuñez, 2005), el cual permitió identificar el mejor ajuste entre los caudales recesivos observados y los caudales recesivos simulados. Asimismo, este procedimiento permite identificar el coeficiente de agotamiento de mejor ajuste entre los caudales recesivos observados y los caudales recesivos simulados. Para realizar la calibración de los modelos hidrológicos exponenciales, potenciales y el modelo hidrológico ALVI, se utilizó 32 caudales recesivos del período 1988-2003. La muestra de 32 caudales fue dividida mediante el método de división de dos sub-muestras. Para calibración se usó el período 1988-2003 y para la validación se utilizó el período 2004-2019. Para calibrar a los modelos hidrológicos mencionados, se usaron indicadores estadísticos según lo señalado por Pushpalatha et al (como se citó en Arciniega, 2015). Esta calibración utilizó métricas de evaluación para verificar el ajuste entre los caudales recesivos observados y los caudales recesivos simulados. La finalidad de esta métrica de evaluación es reducir errores en la simulación de caudales recesivos. En la calibración se utilizó lo planteado por Krause y Boyle (como se citó en Arciniega, 2015), quien indica que los criterios de calibración de modelos hidrológicos para épocas de estiaje, están relacionados con los siguientes indicadores estadísticos: Coeficiente de Nash-Sutcliffe (NS), Coeficiente de Determinación (R^2), y Índice de Willmott Modificado (IWM), Raíz del Error Cuadrática Medio (RMSE), Error Estándar de Estimación (EEE), ver (Tabla 13).

a) Indicadores estadísticos para la calibración de modelos hidrológicos

Tabla 13

Criterios o indicadores usados en la calibración de modelos hidrológico

Indicador	Descripción
Coefficiente de Nash-Sutcliffe (NS)	Mediante este coeficiente se determina la estrecha relación de variación entre los caudales observados y caudales generados. Se tuvo en cuenta que, si el resultado fuere uno (1), esto indicaría un ajuste perfecto entre los caudales observados y los caudales generados. Pero si el resultado del NS es mayor que 0,5 entonces tendrá un ajuste satisfactorio.
Raíz del Error Cuadrática Medio (RMSE)	Este índice permite cuantificar la desviación entre los caudales simulados y los caudales observados. Este índice toma valores de cero (0) hasta el infinito (positivo). Describiendo que si el valor es cero (0) entonces indica un ajuste perfecto.
Coefficiente de Determinación (r^2)	Este indicador explica el porcentaje de variación a partir de los siguiente: valores cercanos a uno (1) representarían un buen ajuste, es decir, existe una buena correlación entre caudales observados y los caudales simulados. Mientras que valores cercanos a cero (0) representarían ausencia de correlación.
Error Estándar de Estimación (EEE)	Este indicador permite explicar la disparidad promedio entre las variables de caudales observados y caudales simulados. Para esto, se sabe que los valores cercanos a cero (0) representan una buena descripción entre ambas muestras, ya que valores mayores a cero (0) no presentarían una buena descripción entre ambas muestras.
Índice de Willmott Modificado (IWM)	Este índice determina la proporción de variación total entre los caudales observados y los caudales simulados. Donde un valor de IWN igual a uno (1) representaría un ajuste perfecto.

Fuente: Modificado de Alvarez (2018) y Arciniega (2015)

3.3.10 Simulación de modelo hidrológico calibrado

La simulación del modelo hidrológico ALVI, se realizó con la siguiente información: se definió como un régimen no influido a la zona de estudio, se identificó el período de estiaje (mayo-septiembre), se seleccionó los tiempos de duración de recesión (días) a pronosticar, y se seleccionó los caudales recesivos para el período 1988-2003. Asimismo, la

simulación del modelo hidrológico ALVI calibrado, se debió al coeficiente de agotamiento (α) igual a $0,05 \text{ día}^{-1}$. Los resultados de la simulación de los caudales recesivos simulados pasaron a la fase de validación, para verificar su ajuste con respecto a los caudales recesivos observables (Tabla 26) del río Jequetepeque.

3.3.11 Validación estadística de modelo hidrológico

Para la validación se utilizó un total de 16 datos de caudales recesivos mensuales del período 2004 – 2019 y se utilizó indicadores estadísticos presentados en la (Tabla 13) para la evaluación. Antes de realizar la validación, se calibraron los modelos hidrológicos exponenciales y potenciales en función del coeficiente de agotamiento ¹. Este valor se obtuvo mediante una observación directa y mediante el método prueba – error. Posteriormente, se simularon los modelos hidrológicos, estos resultados fueron comparados con los caudales recesivos observados y evaluados mediante indicadores estadísticos. Para la validación del modelo hidrológico ALVI, se utilizó 16 caudales recesivos observados del período 2004-2019. Los resultados de la simulación fueron comparados con los caudales recesivos observados mediante una observación directa. Para dicha sub-muestra, se evaluó mediante indicadores estadísticos, ver (Tabla 13). Finalmente, para el contraste de la hipótesis de la investigación, se realizó la prueba de normalidad. Esta prueba permitió elegir una prueba estadística paramétrica o no paramétrica. Como el resultado fue no paramétrica, se optó por la prueba U Mann Whitney, para comprobar la hipótesis de la investigación. A continuación, se plantea la hipótesis nula y la hipótesis alternativa.

H₀: La mediana del caudal observado no es distinto a la mediana del caudal simulado generado por un modelo de forma exponencial $Q_b = \frac{1,01*Q_0}{(e^{a-(0,005*t)}+1)}$.

H₁: La mediana del caudal observado es distinto a la mediana del caudal simulado generado por un modelo de forma exponencial $Q_b = \frac{1,01*Q_0}{(e^{a-(0,005*t)}+1)}$.

CAPÍTULO IV

RESULTADOS Y DISCUSIÓN

4.1 CAUDALES RECESIVOS REGISTRADOS EN LA ESTACIÓN “YONÁN”

4.1.1 Caudales observados del río Jequetepeque

Se analizó los caudales circulantes mensuales (caudales observados) del río Jequetepeque (cuenca alta del Jequetepeque) de épocas de estiaje para el período 1943-2019, proporcionado por el Proyecto Especial Jequetepeque Zaña (PEJEZA) Dicha información presentó continuidad, longitud y no presentó saltos.

4.1.2 Caudal del río Jequetepeque y duración de recesión en estiaje

La (Tabla 14) presenta a estaciones hidrométricas, las cuales registraron caudales del río Jequetepeque desde 1943 al 2019. Un parte del registro de caudales del río en estudio, no fueron registrados por la estación hidrométrica “Yonán” (Figura 57 y 58). Esto conllevó a seleccionar únicamente a los caudales mensuales registrados por la estación “Yonán”, para el período 1988-2019, permitiendo ajustar a un modelo hidrológico. Esta estación a la fecha está operativa, y es usada por PEJEZA.

Tabla 14

Estaciones hidrométricas históricas del río Jequetepeque

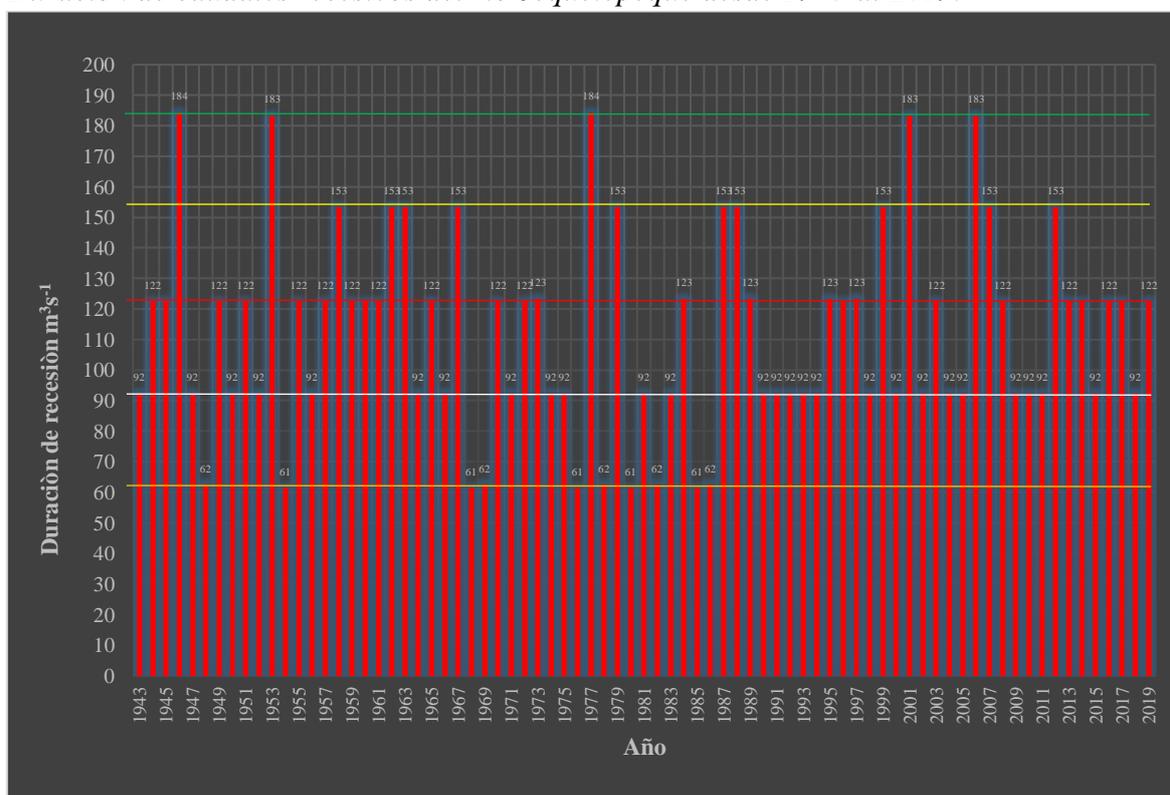
Características	Estación hidrométrica
Desde 1926 hasta septiembre de 1987	Pertenecen a la estación Ventanillas.
Desde octubre de 1987 hasta el 16/12/97	Pertenecen a la estación Yonán,
Desde el 17/12/97 hasta el 08/04/98,	Pertenecen a la estación El Pongo
A partir del 08/04/98	Pertenecen a la estación Pampa Larga
A partir del día 19/07/2004 a 11:00 horas.	Registro en la estación Yonán

Fuente: PEJEZA (2020)

Siguiendo la metodología de Martínez (como se citó en Balocchi et al., 2008) determinó a partir del tercer punto de quiebre del hidrograma el inicio de la duración de caudales recesivos, del período 1943-2019. La (Figura 59) muestra que la mayor duración de caudales recesivos es de 180 días, correspondiente a los años de 1946, 1953, 1977, 2001 y 2006. Se observó que las duraciones de caudales recesivos son en su mayoría de 90 días y de 60 días, ver (Figura 59) y (Tabla 23). La duración de caudales recesivos en río en estudio, se debe a la influencia de la cordillera occidental sobre las precipitaciones (lluvia), y a la recarga de los acuíferos en cabeceras de cuenca. De este modo la cuenca regula la escorrentía superficial y subterránea. Esta característica, hace de la cuenca alta del Jequetepeque sostenible. Es decir, que la cuenca alta mencionada se regula con sus propias características (topográficas, meteorológicas e hidrológicas). Metzger (2017) señala que tanto la cordillera occidental y la humedad del Pacífico, influyen en la formación de precipitaciones en la zona alta de la cuenca, alcanza una precipitación anual de 1150 mm. Metzger (2017) señala que las zonas cercanas al mar, presenta una baja precipitación, y que en la presa “Gallito Ciego” se registra una precipitación anual de 405 mm. Queda patente que la zona baja de estudio, depende exclusivamente del clima de la parte alta de la cuenca Jequetepeque.

Figura 59

Duración de caudales recesivos del río Jequetepeque desde 1943 al 2019.

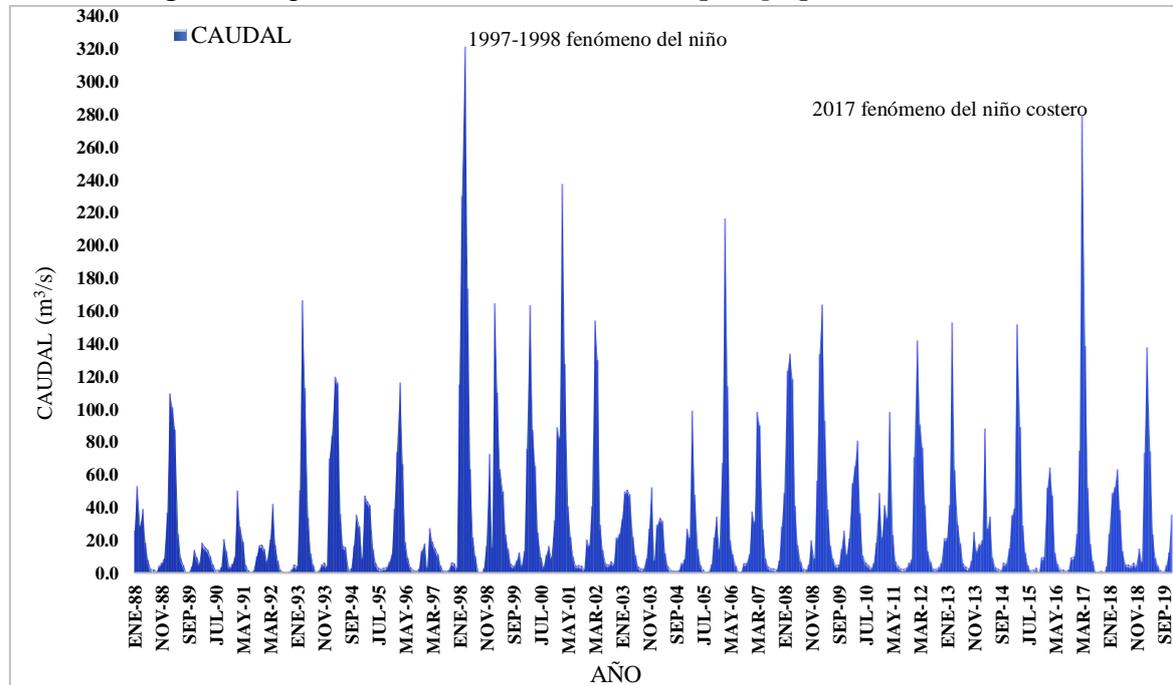


La (Figura 59) muestra que desde 1943 al 2019, los rangos de duración de caudales de recesión del río Jequetepeque, están entre 61 y 180 días. Desde 1943 al 2019, se observa que las duraciones de caudales recesivos, son constantes con una duración de 60 días. En el período 1988 y 2019, se observa que la duración común del caudal recesivos es de 90 días seguidas de 120 días. Durante el período de 1988 y 2019 encontramos información por parte del ANA (2014), donde se indicó el río Jequetepeque ha presentado un déficit hidrológico media a moderada. Por otro lado, CENEPRED (2020), señala que la zona de la sierra de Cajamarca ha sufrido anomalías de lluvias, generando una limitada disponibilidad hídrica en el río Jequetepeque. Comprometiendo de esta manera al volumen del embalse “Gallito Ciego”. En el año 2020, medios locales <https://agraria.pe/noticias/represa-gallito-ciego-se-queda-sin-agua-18356>, informaron que el embalse mencionado sufrió descensos en los niveles de agua, poniendo en peligro campañas agrícolas de 47 mil hectáreas de cultivos.

4.1.3 Identificación de los meses de estiaje de la cuenca alta del Jequetepeque para los años hidrológicos 1988-2019

Figura 60

Caudales registrados por la estación “Yonán” río Jequetepeque, 1988-2019.



De la (Tabla 14) se identificó el fenómenos El Niño (1997-1998) y el fenómeno El Niño costero (2017), estos caudales fueron descartados para identificar los meses de estiaje en la cuenca alta del Jequetepeque, por estar relacionados a caudales extraordinarios. De la

(Figura 60) se eligió 32 curvas recesivas (Tabla 22). De la (Tabla 22 y 24) se identificó los meses de estiaje a partir del tercer punto de quiebre, según el planteamiento dado por Martínez (como se citó en Balocchi et al., 2008). Además, señaló que los caudales de estiajes, denominados caudales recesivos, son exclusivamente subterráneos. Delgado (1999) manifiesta que la cuenca Jequetepeque presenta bien marcada sus períodos secos y húmedos en un año hidrológico tal como se presenta en la (Figura 60). Asimismo, señala que el inicio de lluvias se da en el mes de octubre, y que el período de mayor descarga se da en el mes de noviembre hasta el mes de abril, y que las descargas bajas o mínimas se desarrollan en un período de estiaje (mayo – septiembre). Además, siguiendo la técnica propuesta por Lisney et al. (1975) se identificó los meses de estiaje, se tomó a la pendiente decreciente de los caudales circulantes de estiaje del río “Jequeteque” (Tabla 24) para los años 1988-2019. Y se aplicó un gráfico semilogarítmico, se observó el decaimiento lineal del caudal en función del tiempo, bajo el supuesto del embalse lineal. De esta manera, para la cuenca alta del Jequetepeque, se identificó los meses de estiaje, correspondiente a los meses de mayo a septiembre.

4.1.4 Caudales recesivos y su identificación a partir del tercer punto de quiebre

En el mapa hidrogeológico (Figura 83) se observa que el río Jequetepeque y los principales aportantes a este, presentan un acuífero poroso no consolidado (alto) INGEMET (2007). Esta característica hace que el suelo aledaño sea permeable, susceptible a recargas locales por eventos de lluvias de corto plazo y por escorrentías superficiales (Figura 11). Esta característica según Gómez-Isidro y Gómez-Ríos (2016) permite saturar al suelo. El exceso de agua que no se infiltra se convierte en escorrentía directa. De este modo, podemos observar caudal a lo largo de río en épocas de estiaje. Pero también, el aporte de agua subterráneo es significativo para la circulación de agua superficial en épocas de estiaje del río Jequetepeque. La (Figura 79, 52 y 40), presentan a las provincias de San Miguel y San Pablo, como zonas de mayor aporte hídrico al río Jequetepeque. Esto debido a su condición ser una zona de mayor precipitación pluvial (Figura 36 y 78), y por presentar áreas de cobertura vegetal (Figura 80 y 52). Se corroboró de esta manera que estas zonas identificadas, presentan mayor influencia en la retención de precipitación pluvial para la recarga de acuíferos y posterior descarga de aguas subterráneas en forma de flujo base en épocas de estiaje hacia los principales afluentes del río Jequetepeque. Por otro lado, en la (Figura 83) se observa que las zonas de mayor aporte hídrico, presentan un acuífero fisurado

(fracturación en la zona), es decir, Gomes de Oliveira et al. (2013) señala que la estructura del acuífero condiciona la circulación de agua subterránea y superficial, permitiendo: vías de recorrido del flujo de agua subterránea y almacenamiento de estas. Haciendo un contraste entre la (Figura 36, 52 y 83) podemos observar que las condiciones del lugar y las características pluviales, están conectadas al ciclo hidrológico, permitiendo la ocurrencia, distribución y circulación de agua tanto en épocas secas y húmedas. Se conoce que el principal aporte del recurso hídrico de la cuenca en estudio proviene de la zona alta de la cuenca, que forman parte de la región de Cajamarca. El efecto de este aporte según lo señalado por Gómez-Isidro y Gómez-Ríos (2016) es que recargas provenientes de largas distancia, están relacionados con lluvias de largo plazo (Figura 8). Por tanto, la lluvia de largo plazo es una característica de la zona alta de la cuenca del Jequetepeque, esto permite recargar los acuíferos y mantener el caudal en épocas de estiaje, denominado caudal recesivo.

La (Tabla 24) presenta data histórica de caudales del río Jequetepeque, del cual se seleccionó los caudales recesivos para el período 1943 – 2019. Siendo la mayor descarga mensual de $321,46 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ correspondiente al año 1998 y la menor descarga mensual registrada es de $0,35 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ correspondiente al año 1992. Para el análisis de caudal recesivo, solamente se tomó los años 1988-2019 (Tabla 24), ya que años posteriores corresponden a la estación “Ventanillas”, ver (Tabla 14). En la (Figura 65) se presentan hidrogramas de caudales, donde se puede identificar el tercer punto de quiebre, a estas gráficas se aplicó la técnica de Martínez (como se citó en Balocchi, 2008) para identificar el primer punto de quiebre, es decir, inicio del aporte de agua subterránea. En la (Tabla 22) se muestra a caudales recesivos del río Jequetepeque los cuales son independientes de la lluvia, y fueron determinados a partir del tercer punto de quiebre siguiendo la metodología de Martínez (citado por Balocchi, 2008). Por otro lado, Balocchi et al. (2014) señalan que a partir de este punto de quiebre los caudales circulantes reducen su variabilidad y son exclusivamente aportes de agua de origen subterráneo, llamados caudales recesivos. Según Brodie et al. (como se citó en Balocchi, 2008) mencionan que estos caudales son aproximaciones a los caudales mínimos, e identificables según indican Huyck et al. (como se citó en Bustamante et al., 2018) en un hidrograma, específicamente en la curva de descenso (curva recesiva). Estos caudales recesivos mantienen con vida durante todo el año a la cobertura vegetal y a organismos acuáticos en meses de estiaje. Entonces, encontramos una relación con el caudal ecológico, cuya función según Gallo-Vélez (2016) es que a partir de un caudal mínimo se

logre la conservación de los ecosistemas de ríos en épocas de estiaje. Esta variabilidad de los caudales recesivos representados en la curva del hidrograma, depende del espacio y del tiempo, frente a esto Fattorelli y Fernández (2011) y Bach y Mas (2008) coinciden al señalar que la curva recesiva depende de determinadas características físicas, geomorfológicas de una cuenca y del comportamiento climático geográfico. Por otro lado, Balocchi et al. (2014) manifiestan que al identificar la curva recesiva; formados por caudales de estiaje (caudales recesivos), permitirá calcular la disponibilidad de agua en períodos de estiaje.

4.2 COEFICIENTE DE AGOTAMIENTO, AGUAS ARRIBA DE LA ESTACIÓN “YONÁN”.

4.2.1 Coeficiente de agotamiento

Tabla 15

Límites de rango de coeficiente de agotamiento (α), para el período 1943 – 2019

Fórmulas de coeficiente de agotamiento	α (día ⁻¹)		Promedio
	Límite Máximo	Límite Mínimo	
$\alpha_1 = \frac{\text{Log}Q_{b1} - \text{Log}Q_0}{-t \cdot 0,4343}$	0,0442	0,0018	0,0148
$\alpha_2 = [(\frac{Q_0}{Q_{b2}})^{\frac{1}{2}} - 1] \cdot t^{-1}$	0,0723	0,0010	0,0132
	Límite Máximo	Límite Mínimo	Promedio
$\alpha_3 = [\text{Log}(Q_0) - \text{Log}(Q_{b3})] / [(0,4343)t^n, n=1.5]$	0,0663	0,0008	0,0066
	Límite Máximo	Límite Mínimo	Promedio
$\alpha_4 = [(\frac{Q_0}{Q_{b4}})^{\frac{1}{n}} - 1] \cdot t^{-1}, n = 3/2$	0,1529	0,0013	0,0223
$\alpha_5 = [(\frac{Q_{b5}}{Q_0}) - 1] \cdot t^{-1}$	-0,0017*	-0,0132*	-0,0069*
$\alpha_6 = [(\frac{Q_0}{Q_{b6}})^{\frac{1}{3}} - 1] \cdot t^{-1}$	0,0313	0,0006	0,0071
$\alpha_7 = \frac{Q_{b7}}{Q_0 \cdot t}$	0,0127	0,0002	0,0029
$\alpha_8 = \frac{\text{Log}Q_{b8} - \text{Log}Q_0}{-2^{-1} \cdot t^2 \cdot 0,4343}$	0,0010*	0,00004*	0,0003*
$\alpha_9 = \frac{\text{Log}Q_{b9} - \text{Log}Q_0}{-3 \cdot \sqrt[3]{t} \cdot 0,4343}$	0,3009	0,01255	0,1125
	Límite Máximo	Límite Mínimo	Promedio
$\alpha_{10} = [(\frac{Q_{10}}{Q_0})^{\frac{1}{n}} - 1] \cdot t^{-1}, n = -1$	0,6249	0,00201	0,0582
$\alpha_{11} = \frac{\text{Log}Q_{b11} - \text{Log}Q_0}{-2 \cdot \sqrt{t} \cdot 0,4343}$	0,2121	0,00885	0,0768

Q_b =Caudal final , Q_0 = Caudal inicial. $Q_b < Q_0$, “n” números dimensionales calculados por tanteos. * valores no tomados en cuenta en las simulaciones.

Para la estimación del coeficiente de agotamiento (α), se necesitó información de caudales mensuales (Tabla 24), de tiempos de recesión (Tabla 23) y de expresiones matemáticas (Tabla 15). Para determinar un rango (α) del período de recesión, se identificó aquellos coeficientes de agotamiento mayores a cero ($\alpha > 0$) los cuales son: $\alpha_1, \alpha_2, \alpha_3, \alpha_4, \alpha_6, \alpha_7, \alpha_9, \alpha_{10}, \alpha_{11}$, quienes cumplieron con la condición de un regimen no influido. Por otro lado, fue el coeficiente de agotamiento α_5 el cual no cumplió con la condición dada por Maillet (1905) quien indica que el coeficiente de agotamiento debe ser mayor a cero $\alpha > 0$. Descartado a todo los valores negativos para las simulaciones de caudales recesivos. Frente a esta condición, Villarroya (2006) manifiesta que a medida que el coeficiente de agotamiento sea menor a 1, los caudales de los acuíferos descienden paulatinamente. Por el contrario, si dicho coeficiente es mayor o cercanos a 1, los caudales de los acuíferos se descargan muy rápidamente. En tal sentido, los promedios de coeficientes de agotamientos $\alpha_1, \alpha_2, \alpha_3, \alpha_4, \alpha_6, \alpha_7, \alpha_9, \alpha_{10}$ y α_{11} son presentados en la (Tabla 15). Presentan valores de un orden 10^{-3} (0,001) cumpliendo con la condición dada por Liñán (2005) quien señala, que el orden 10^{-3} (0,001) indicaría descargas progresivas de caudales recesivos lentos, debido a la presencia de una zona saturada. Asimismo, los promedios presentados cumplen con la condición dada por Maillet (1905) quien señala que el valor del coeficiente de agotamiento debe ser mayor que cero ($\alpha > 0$), y esto se aplicó tanto para modelos exponenciales y potenciales. La (Tabla 15) muestra los limites máximos, mínimos y los promedio del coeficiente de agotamiento, los cuales se obtuvieron de formulas (Tabla 6). Los valores presentados en la (Tabla 15) respecto a los valores de coeficiente de agotamiento igual a $0,027 \text{ día}^{-1}$ y $0,08 \text{ día}^{-1}$, según Fedeli y Castillo (como se citó en Adarve et al., 1998) demuestran un rápido agotamiento. Asimismo, Pulido (1979) señala que valores de $0,023 \text{ día}^{-1}$ y $0,116 \text{ día}^{-1}$ indican un vaciado rápido de aguas subterráneas. Esto significa una elevada gradiente hidráulica, baja porosidad en la roca y una elevada permeabilidad. La (Tabla 15) muestra promedios del coeficiente de agotamiento, estos valores permitieron simular caudales recesivos del río Jequetepeque a partir de los modelos de la (Tabla 4) para el período 1988-2019. La (Tabla 15) muestra que los promedios son mayores a cero y no estan cercanos a 1. Si existiera un coeficiente igual a uno (1) o cerca a uno (1), entonces este valor según Morales (2014) toda la lluvia que se precipita se infiltra sobre la superficie de la cuenca, y no logra ser retenido en el subsuelo. Esto genera que toda el agua infiltrada se

descargue a la superficie, reduciendo de esta manera las reservas de agua subterráneas. Los coeficiente de agotamiento según Gomez-Isidro y Gomez-Ríos (2016) no se representan con un solo valor, son un rango amplio de valores. Valores altos indican respuestas rápidas de descarga del flujo subterráneo provenientes de recargas locales (lluvias de corto plazo). Mientras que valores bajos indican una respuesta lenta, provenientes de recargas de larga distancia (lluvias de largo plazo). Estimado el coeficiente de agotamiento igual a $(0,05 \text{ día}^{-1})$, podemos señalar que el río en estudio es regulado por las propias características de la cuenca alta, y esto se corrobora por la presencia de zonas saturadas (Figura 40), por las descargas de caudales durante todo el año (Figura 42 y 57) y por la distribución espacial de precipitación (Figura 36). La (Tabla 15) muestra coeficientes de agotamiento menor a cero ($\alpha < 0$), generado por la fórmula de la forma $\alpha_5 = [(Q_{b5}/Q_0) - 1] \cdot t^{-1}$ la cual simuló coeficientes de agotamiento menores a cero, tales como: valores de $-0,0017 \text{ día}^{-1} < \alpha_5 < -0,0132 \text{ día}^{-1}$ y un promedio de $-0,0069 \text{ día}^{-1}$, este valor es anómalo para el régimen no influido. Por tanto, no fue considerado para la simulación de caudales recesivos. Asimismo, se identificaron valores como; $0,0002 \text{ día}^{-1}$, $0,0003 \text{ día}^{-1}$, $0,00004 \text{ día}^{-1}$, $0,0006 \text{ día}^{-1}$, $0,0008 \text{ día}^{-1}$, que según Guzmán (1994) indicaría que el río en estudio 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 generaría que la curva de descenso estaría formada por escorrentía superficial y escorrentía subterránea. 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 disminuya. Por esta razón, valores de orden de 10^{-4} no fueron considerados como variable para el pronóstico ni para el ajuste de los modelos hidrológicos de los caudales recesivos, ya que no se ajustan a la realidad del río en estudio.

En este contexto, se demuestra que la cuenca alta, presenta una elevada capacidad reguladora, por los aportes de agua subterránea hacia el río en estudio, evidenciada por la presencia de caudales en épocas de estiaje durante todo el año, ver (Tabla 24) y (Figura 64). El inicio de aporte subterráneo (inicio de agotamiento) y el coeficiente de agotamiento, según Adarve et al. (1998) estarían relacionadas con la gradiente hidráulica y la conductividad hidráulica del medio. Otra forma de suposición de descarga de agua subterránea hacia el cauce del río Jequetepeque, sería mediante la suposición de flujos subterráneos procedentes de otras zonas. Esta suposición de aporte según Condon et al. (2020), sería a través de rutas de flujo subterráneos a nivel local y regional formadas por

aguas meteóricas, cuyas descargas son poco profundas o profundas, y que contribuyen significativamente a la recarga de masas de agua de fuentes naturales (Figura 8). Esta suposición se fundamenta ya que la cuenca alta en estudio presenta: una zona de recarga identificada (San Miguel y San Pablo) (Figura 40), un acuífero fisurado en zona de recarga (Figura 82) y una condición climática de lluvias óptimas (Figura 36) para la recarga hídrica.

Tabla 16

Coefficiente de agotamiento, según el método MINAGRI

Fórmula	Coefficiente de agotamiento
$\alpha_d = -0,00252(\ln A) + 0,023$	0,0026

La (Tabla 16) presenta una metodología para estimar un coeficiente de agotamiento (α) para la cuenca alta del Jequetepeque. Se consideró esta fórmula α_d por estar en función del área de estudio (área de estudio de 3294,68 km²) y por cumplir con la siguiente condición (precipitación de la zona de estudio >100mm/año). El resultado del coeficiente de agotamiento obtenido de la ecuación α_d (Tabla 16), resultó un valor próximo al promedio del coeficiente de agotamiento α_7 , ver (Tabla 15). Frente a los valores de orden 10⁻³ presentados en la (Tabla 16), Liñán (2005) señala que bajo este orden los caudales recesivos presentan un comportamiento de descargas lentas y un régimen permanente, coincidente de esta manera con Villarroya (2006), quien indica que bajo este régimen permanente se asume una recarga constante del acuífero y que todos los parámetros como el coeficiente de agotamiento son constantes.

4.3 SIMULACIÓN, CALIBRACIÓN Y VALIDACIÓN DE MODELOS HIDROLÓGICOS EXPONENCIALES Y POTENCIALES PROPUESTOS PARA EL RÍO JEQUETEPEQUE

4.3.1 Simulación de caudales recesivos a partir de modelo hidrológicos exponenciales y potenciales

La (Tabla 25) presenta resultados de caudales recesivos simulados mediante modelos hidrológicos exponenciales y potenciales (Tabla 4), para el período 1988-2019. Para ello, se tomó 32 años de eventos hidrológicos. Para la etapa de calibración, se tomó como base a los

promedios de los coeficientes de agotamiento (Tabla 15) y a los tiempos de recesión ver (Tabla 23).

4.3.2 Validación de modelos hidrológico exponenciales y potenciales, para el período 1988-2019

Haciendo un análisis visual de los caudales simulados ver (Tabla 25), no se encontró un buen ajuste entre los caudales recesivos simulados y los caudales observados, por ello se realizó una pruebas estadística de validación haciendo uso de indicadores estadísticos (Tabla 13). La métrica de evaluación para la validación de los modelos hidrológicos exponenciales y potenciales, se presenta en la (Tabla 17).

Tabla 17

Métrica de evaluación y validación de modelos hidrológicos exponenciales y potenciales

Indicador	Rango	Valor ideal	Q _{b1}	Q _{b2}	Q _{b3}	Q _{b4}	Q _{b6}	Q _{b7}	Q _{b8}	Q _{b9}	Q _{b10}	Q _{b11}
NS	$[-\alpha; 1]$	1	-0,46	-0,24	-0,48	-0,26	-0,3	-3,33	-0,73	-0,17	-0,16	-0,18
RMSE	$[0; +\alpha]$	0	1,79	1,65	1,81	1,66	1,71	3,09	1,95	1,61	1,60	1,62
R ²	$[0; 1]$	1	0,09	0,09	0,05	0,09	0,09	0,05	0,05	0,08	0,09	0,09
(EEE)	$[0; +\alpha]$	0	1,85	1,70	1,85	1,71	1,76	3,20	2,02	1,66	1,65	1,67
(IWM)	$[0; 1]$	1	0,44	0,45	0,41	0,44	0,44	0,30	0,41	0,45	0,45	0,45

Para determinar la validación de los modelos hidrológicos potenciales y exponenciales presentados en la (Tabla 4) para el río Jequetepeque, se utilizó 32 datos de caudales recesivos observables y caudales recesivos simulados, ver (Tabla 25). Para ello se realizó 5 pruebas de validación, se utilizó indicadores estadísticos y métrica de evaluación. Estos últimos, permiten verificar la calibración y validación de cualquier modelo hidrológico. En la (Tabla 17) se observa que, los indicadores estadísticos no se encuentran dentro del rango de evaluación, ni están cerca al valor ideal. Entonces se concluye que los caudales recesivos simulados y los caudales recesivos observados o medidos en la estación “Yonán”, no presentan un buen ajuste, tal como se observa en el (Tabla 25). A partir de los resultados de los indicadores estadísticos, es posible medir la eficiencia (Moncada y Willems, 2020; Krause et al., 2005). Se demostró, que la eficiencia de la simulación de los caudales recesivos a partir de los modelos hidrológicos exponenciales y potenciales (Tabla

4) es de 9%, para esto se tomó al criterio el coeficiente de determinación R^2 . Según Gómez y Gómez (2016) los valores de R^2 entre 78% y 82,2%, representan un valor óptimo de ajuste entre caudales observados y simulados. Por tanto, los modelos hidrológicos exponenciales y potenciales no lograron ajustarse a los caudales recesivos observados. Esto con llevó, a realizar un nuevo planteamiento de un modelo hidrológico que logró ajustarse a los caudales recesivos observados del río Jequetepeque denominado ALVI.

4.4 PLANTEAMIENTO Y SIMULACIÓN DE MODELO HIDROLÓGICO (ALVI)

Definido la baja confiabilidad de los once modelos hidrológicos exponenciales y potenciales (Tabla 4). Se comprobó que los caudales recesivos del río en estudio no se ajustan a ninguna categoría de modelo hidrológico presentados en la (Tabla 17). Esto, fue el primer paso para identificar la nueva categoría de modelo hidrológico de simulación de caudales recesivos del río Jequetepeque. Para la construcción del modelo ALVI, se tomó como base al modelo exponencial de Maillet (1905) y a la ecuación de la curva característica de una bomba. Para el planteamiento del modelo propuesto, se tomó al número de Euler, ya que está relacionado con las funciones exponenciales tanto de crecimiento como de descenso. Como el análisis de la investigación se centra en una parte específica de la curva de descenso o también llamada curva recesiva como lo denomina Remenieras (1986) del hidrograma, se planteó el uso del número de Euler. Al colocar los dígitos del número de Euler 2,71828182845904523536 durante la simulación, este valor no afectó a los resultados simulados. Una característica del modelo es que contiene cuatro operaciones básicas, como son: suma, multiplicación, división y potenciación. Haciendo de este modelo una expresión simple e interesante. El modelo ALVI es un modelo determinístico $Q_r = f(A, e, t, Q_0)$ empírico, ya que el coeficiente de agotamiento debe ser calibrado. Y está formado por las siguientes variables de entrada: tiempo (t), número de Euler (e), área de la cuenca (A) y caudal inicial Q_0 . Asimismo, está formado por una variable de estado, régimen seco. El intervalo de tiempo para la simulación del modelo ALVI está dado para series de datos cortos y extensos. Este último, obtenido de la estación hidrométrica “Yonán”, a partir del tercer punto de quiebre de la curva del hidrograma de caudales. El modelo hidrológico ALVI, sigue el principio de parsimonia, es decir, se planteó en base a un menor número de parámetros. Es capaz de simular y pronosticar caudales recesivos para el río Jequetepeque a corto plazo. Por tanto, el modelo hidrológico planteado, es una categoría de tipo exponencial de

pronóstico de los caudales recesivos del río Jequetepeque, la categoría de modelo hidrológico ALVI se presenta a continuación:

$$Q_r = \frac{Q_0}{(e^{(k-(m*\ln(A)+n)*t)} + 1)}$$

34

Donde:

Q_r = Caudal recesivo en un tiempo t ($m^3 s^{-1}$), Q_0 =Caudal inicial de la curva de recesiva en el tiempo t . t =Tiempo en días, el cual determina la coordenada $Q(t)$, A =Área de la cuenca, e =número de Euler (2,7182818284590452353, α = Coeficiente de agotamiento ($día^{-1}$) determinado a partir de la expresión $(m*\ln(A)+n)$, k =Parámetro obtenido por calibración obteniendo $1,32 * \ln(\frac{Q_0}{Q_f} - 1)$ y m, n = Parámetros determinados por calibración.

4.5 SIMULACIÓN Y CALIBRACIÓN DEL MODELO HIDROLÓGICO (ALVI)

La (Tabla 25) muestra la simulación de caudales recesivos, se utilizó un coeficiente de agotamiento igual a $0,005 día^{-1}$. Este coeficiente, se obtuvo mediante el metodo prueba-error, a partir de 16 caudales recesivos registrados por la estacion “Yonán”. Se comprueba, que el coeficiente de agotamiento (α) es altamente sensible, en las variaciones de simulación de caudales recesivos. El coeficiente de agotamiento seleccionado, cumplen con la condición dada por Maillet (1905), es decir, coeficiente de agotamiento es mayor a cero ($\alpha > 0$). Además, este valor presenta un orden $10^{-3}(0,001)$, que según Liñán (2005) este orden indicaría descargas progresivas de caudales recesivos lentos, debido a la presencia de una zona saturada por eventos de lluvia, tal como se observa en la (Figura 36, 37 y 40). La muestra se dividió en dos sub-muestras para el proceso de calibración y validación, esta metodología es llamada también muestra dividida o llamada también Split-Sample Test tal como indica Klemes (como se citó en Cabrera, 2017). Nuñez (2005) señala que los datos ya usados en la calibración, no pueden ser usados posteriormente para la validación, estos implicaría subestimación de simulacion y mala calidad del modelo. Además, señala que para lograr la calibración se sigue la misma metodología que la validación. En la investigación se realizó la calibración para el período 1988-2003 y para la validación el período 2003-2019. La calibración, siguió los siguientes pasos: primero de manera manual y mediante un procedimiento iterativo se probó valores de coeficiente de agotamiento, para luego establecerlo en función del área de estudio ($3294,68 km^2$), mediante la siguiente expresión: $(m*\ln(A)+n)$. Obteniendo $0,003*\ln(A)+0,0057$, se logró ajustes óptimos con un valor de

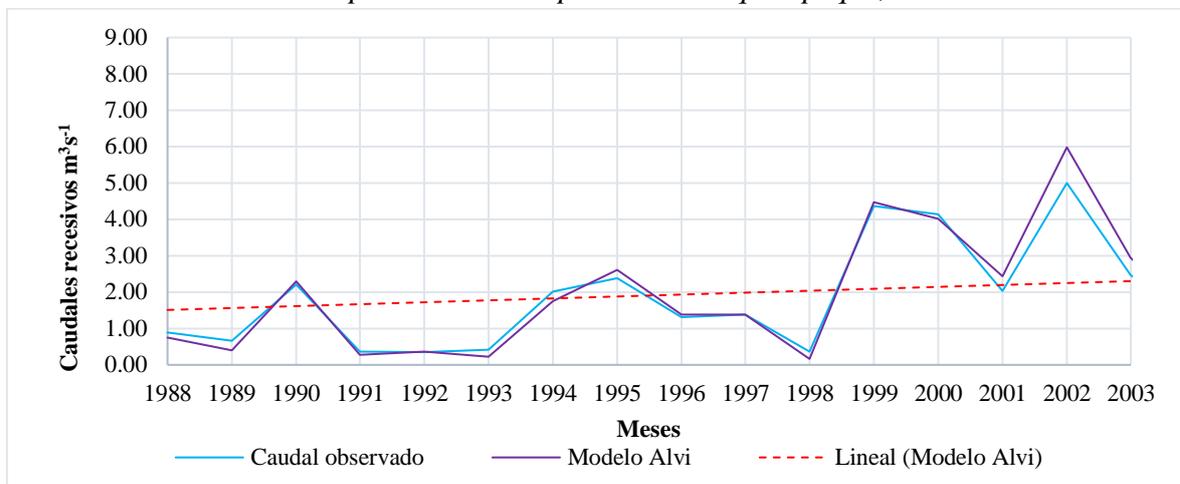
0,005 día⁻¹. Segundo, la minimización de errores del modelo propuesto se optimizó multiplicándolo con valores en el rango de 1 a 1,5 de forma manual. Se logró ajustar el modelo ALVI a los caudales recesivos observados para un determinado tiempo. El coeficiente de optimización fue de 1,01. Posteriormente se obtuvo la expresión denominada

$$\text{ALVI: } Q_r = \frac{1,01 \cdot Q_0}{\left(e^{-\left(0,003 \cdot \ln(A) + 0,0057\right) \cdot t + 1,32 \cdot \ln\left(\frac{Q_0}{Q_f} - 1\right)} + 1 \right)}, \text{ la cual obtuvo los mejores resultados}$$

estadísticos.

Figura 61

Caudal recesivo simulado por calibración para el río Jequetepeque, 1988-2003.



El modelo calibrado presenta la siguiente forma $Q_r = \frac{1,01 \cdot Q_0}{(e^{k-\alpha \cdot t} + 1)}$. La variable “a” se obtuvo con la expresión $1,32 \cdot \ln\left(\frac{Q_0}{Q_f} - 1\right)$. El coeficiente de agotamiento se determinó en función del área mediante la siguiente expresión $\alpha = 0,003 \cdot \ln(A) + 0,0057$. Mediante un análisis visual los caudales presentan una tendencia de crecida entre los años 1988 al 2003. Se presenta en la (Figura 61) un buen ajuste entre los caudales recesivos simulados y los caudales recesivos observados. Se observa un menor ajuste por sub estimación entre los años 1988 al 1989. Y sobre estimación entre los años 2001 al 2003. Es la variabilidad climática y el régimen hidrológico de caudales, la razón de no presentar un ajuste perfecto. Los períodos mencionados, no son considerados errores de predicción, ya que el pronóstico sigue el patrón de los caudales observados. Además, presentan una minimización de error (Tabla 18). Esta conclusión se fundamenta con los indicadores estadísticos establecidos en la (Tabla 18). Por lo cual, se concluye que, la información de caudales disponibles registrados por la estación “Yonán”, pueden ser utilizados para ajustar al modelo propuesto. Asimismo, la tendencia de

los caudales pronosticados es de crecida desde 1988-2003. El modelo ALVI, sigue el principio de parsimonia (construir modelos con el menor número de parámetros). Concluyendo que, el modelo propuesto tiene la capacidad y calidad de pronosticar caudales recesivos, y puede ser utilizado para la investigación en temas de caudal recesivo.

4.6 SIMULACIÓN Y VALIDACIÓN DE MODELOS HIDROLÓGICO (ALVI)

Tabla 18

Métrica de evaluación y validación del modelo hidrológico ALVI

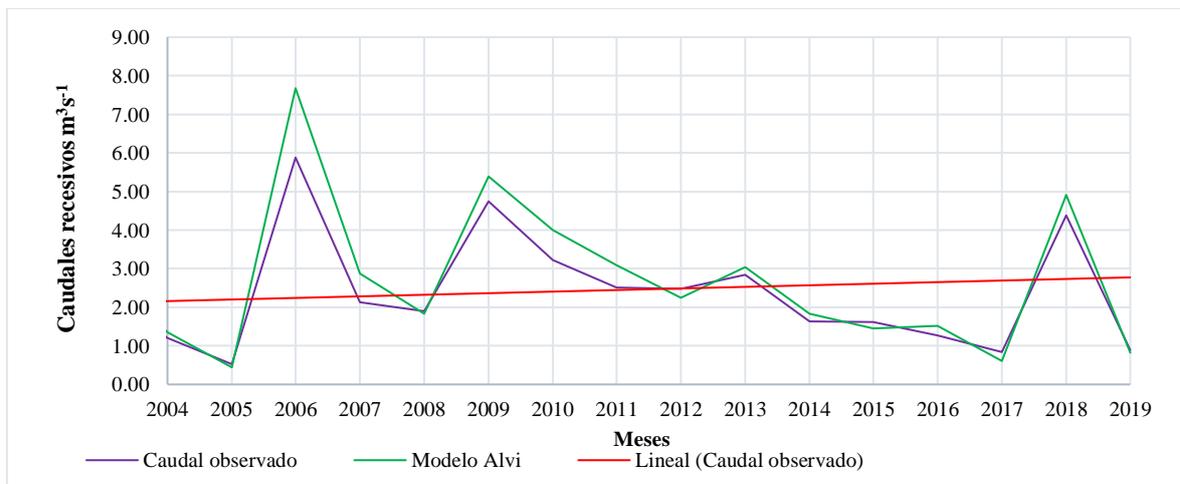
Indicador	Rango	Valor ideal	Calibración	Validación
			Alvi	Alvi
			1988-2003	2004-2019
NS	$[-\alpha; 1]$	1	0,95	0,84
RMSE	$[0; +\alpha]$	0	0,32	0,62
R ²	$[0; 1]$	1	0,98	0,97
(EEE)	$[0; +\alpha]$	0	0,35	0,66
(IWM)	$[0; 1]$	1	0,91	0,84

Para la validación del modelo hidrológico ALVI se utilizó 16 caudales recesivos observados y 16 caudales recesivos simulados con un coeficiente de agotamiento de 0,005 día⁻¹, ver (Tabla 25). Para ello, se realizó 5 pruebas de validación mediante indicadores estadísticos. En la (Tabla 18) observa que los indicadores estadísticos se encuentran cercanos a los rangos de evaluación de valores ideales. Entonces, se concluye que los caudales recesivos simulados por el modelo hidrológico ALVI, y los caudales recesivos observados o medidos en la estación “Yonán”, presentan un buen ajuste frente a los modelos hidrológicos exponenciales y potenciales planteados, ver (Tabla 18 y 25). Esta evaluación, permitió determinar el grado de confiabilidad del modelo hidrológico ALVI, a través de indicadores estadísticos. Asimismo, con los indicadores estadísticos es posible realizar una evaluación del nivel confiabilidad según (Moncada y Willems, 2020; Krause et al., 2005). Se demostró que la eficiencia de la simulación entre los caudales recesivos observados y los caudales recesivos simulados por el modelo hidrológico ALVI (Tabla 25), presentan una eficiencia del 98%, siguiendo el criterio del coeficiente de determinación R². Concluyendo, que el modelo hidrológico ALVI se ajustó a los caudales recesivos observados del río Jequetepeque. Otra opción para determinar la eficiencia, según lo indicado por Gupta et al. (2009), es proponiendo un único valor para demostrar la similitud entre los caudales

recesivos observados y caudales recesivos simulados. Este método es conocido como eficiencia de Kling-Gupta (KGE). Un valor óptimo cercanos a 1 indicarían una buena correspondencia entre los caudales recesivos observados y los caudales recesivos simulados. Coincidiendo con Knoben et al. (2019) quien indica que es una metodología para encontrar la correspondencia entre resultados de simulaciones y datos observados y poder distinguir modelos buenos y malos, es mediante la métrica de Kling-Gupta (KGE)

Figura 62

Caudal recesivo simulado para el río Jequetepeque, período 2004-2019.



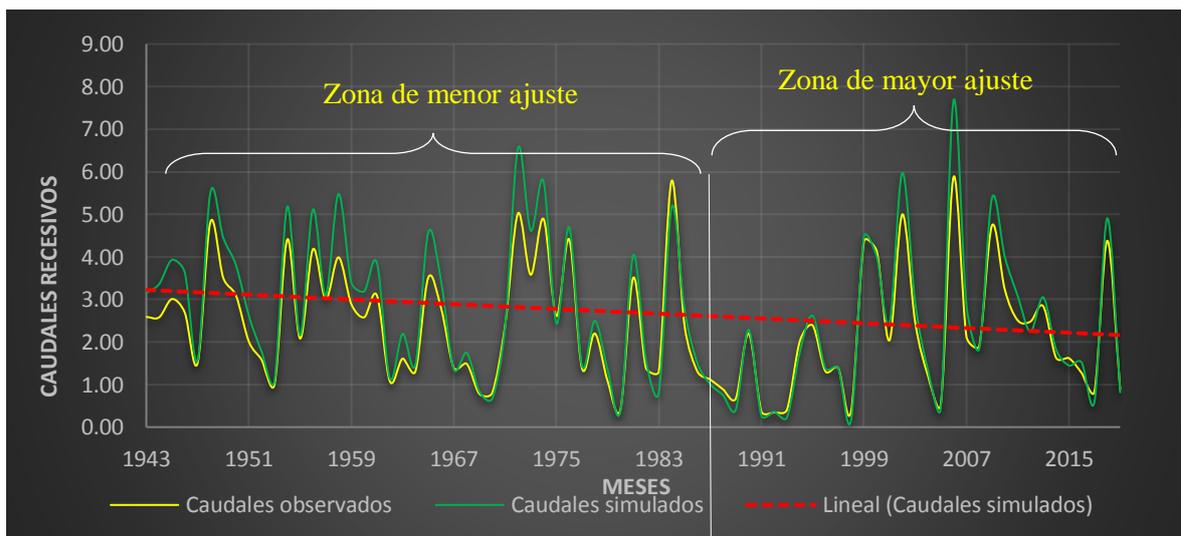
Se presenta en la (Figura 62), un análisis visual de comparación entre los caudales recesivos observados y los caudales recesivos simulados, a partir del modelo propuesto de la forma $Q_r = \frac{Q_0}{(1+e^{a-(m*\ln(A)+n)*t})}$ para el período 1988-2019. De la (Figura 62), se observa una tendencia de crecida de caudales recesivos entre los años 2004 al 2019. Se observa en la (Figura 62), que entre los años 2005 al 2008, los caudales recesivos simulados sobre estimación a caudales recesivos los observados. Además, entre los años 2008 al 2012 existe también una sobre estimación, con respecto a los caudales recesivos observados. Asimismo, de los años 2012 al 2019 se observa sub estimaciones y sobre estimaciones. Esta variabilidad de ajuste se debe a la variabilidad climática y al régimen hidrológico de los caudales. Para verificar el nivel de ajuste, se utilizó una prueba de validación entre los caudales recesivos observados y los caudales recesivos simulados, presentados en la (Tabla 18). En la (Tabla 18) se observa que los indicadores estadísticos se encuentran cercanos a los rangos de valores ideales. Concluimos entonces, que los caudales recesivos simulados y los caudales recesivos observados o medidos en la estación “Yonán”, se ajustan a la

simulación hecha por el modelo hidrológico ALVI, tal como se observa en la (Figura 62). Asimismo, a través de los indicadores estadísticos es posible realizar una evaluación del nivel confiabilidad según (Moncada y Willems, 2020; Krause et al., 2005). Por tanto, del modelo hidrológico ALVI, se demuestra que la eficiencia de la simulación entre los caudales recesivos observados y los simulados es del 98%, siguiendo el criterio del coeficiente de determinación R^2 , coincidiendo con Gómez y Gómez (2016) quien señala que valores de R^2 entre 78% y 82,2%, representan un valor óptimo de ajuste entre caudales observados y simulados. Concluyendo, que el modelo propuesto tiene la capacidad y calidad de pronosticar caudales recesivos, y puede ser utilizado para la investigación en temas de caudal recesivo. El modelo ALVI se validó para la sección Yonán, y se corroboró dicha eficacia para los años 2020 y 2022, ver (Tabla 26). Para el 2020, con un caudal inicial de $4,12 \text{ m}^3\text{s}^{-1}$ y una duración de 122 días de estiaje, se pronosticó un valor de $0,85 \text{ m}^3\text{s}^{-1}$. Este valor, es próximo al registrado por la estación “Yonán” para el mes de setiembre, cuyo valor es $0,76 \text{ m}^3\text{s}^{-1}$. Para el año 2022, con un caudal inicial de $14,93 \text{ m}^3\text{s}^{-1}$, una duración de 183 días de estiaje, se pronosticó un caudal de $1,15 \text{ m}^3\text{s}^{-1}$. Este valor, es próximo al registrado por la estación “Yonán” para el mes de noviembre, cuyo valor es $1,58 \text{ m}^3\text{s}^{-1}$.

4.6.1 Modelo hidrológico ALVI, período 1943-2019

Figura 63

Comparación entre caudales recesivos observados y simulados, período 1943-2019.



La (Figura 63) muestra que tanto los caudales recesivos observados y los caudales recesivos simulados, presentan una tendencia decreciente; debido a la variabilidad hidrológica de los caudales por efecto del cambio climático (ausencia prolongada de lluvias). Asimismo, siguen el mismo patrón de frecuencias de caudales recesivos. En la (Tabla 14) se indica que el registro de caudales del período 1943 al 2019 del río Jequetepeque, presenta un desfase espacial y temporal. Esto debido a la ubicación de las estaciones hidrométricas (Tabla 14). Bajos esta característica, el modelo hidrológico ALVI, logró simular para tiempos de recesión (Tabla 23), caudales recesivos muy próximos a los caudales recesivos observados. Se determinó, que los caudales recesivos observados y los caudales recesivos simulados por la expresión $Q_r = \frac{1,01*Q_0}{(e^{a-(0.005*t)}+1)}$, presentan una correlación muy cercana. Para determinar el grado de confiabilidad del modelo hidrológico ALVI para el período 1943 al 2019, se utilizó indicadores estadísticos, tal como se presenta en la (Tabla 19).

Tabla 19

Métrica de evaluación y validación para el modelo hidrológico ALVI, período 1943-1987

Indicador	Rango	Valor ideal	Validación ALVI
NS	$[-\alpha; 1]$	1	0,83
RMSE	$[0; +\alpha]$	0	0,57
R²	$[0; 1]$	1	0,95
(EEE)	$[0; +\alpha]$	0	0,58
(IWM)	$[0; 1]$	1	0,84

La (Tabla 19) presenta indicadores estadísticos dentro del rango de evaluación, y cercanos al valores ideales. Se concluye que los caudales recesivos simulados y los caudales recesivos observados o medidos en la estación “Yonán”, se ajustan al modelo hidrológico ALVI, ver (Tabla 26). El grado de confiabilidad se da a través de los indicadores estadísticos (Moncada y Willems, 2020; Krause et al., 2005). Se demostró que la eficiencia de simulación del modelo hidrológico ALVI (Tabla 26), es de 95% según el criterio de coeficiente de determinación R^2 , coincidiendo con Gómez y Gómez (2016) quien señala que los valores de R^2 entre 78% y 82,2% representan un valor óptimo de ajuste entre caudales observados y simulados.

4.6.2 Contrastación de hipótesis entre los caudales observados y los caudales simulados, período 1988-2019

Se contrastó la hipótesis de la investigación, para esto se usó la prueba de normalidad, para el período 1988 – 2019, para ello se utilizó el software libre R Studio. La (Tabla 20) demostró que las variables no se distribuyen en forma normal, ver (Figura 77). Para contrastar la hipótesis de la investigación, se decidió elegir a la prueba no paramétrica U de Mann-Whitney, con un nivel de significancia de 0,05.

H₀: Un modelo hidrológico, permite pronosticar los caudales recesivos y estimar el coeficiente de agotamiento: Caso río “Jequetepeque” aguas arriba de la presa “Gallito Ciego” – Contumazá, 2020

H₁: Un modelo hidrológico, no permite pronosticar los caudales recesivos y estimar el coeficiente de agotamiento: Caso río “Jequetepeque” aguas arriba de la presa “Gallito Ciego” – Contumazá, 2020

Tabla 20

Prueba de normalidad, caudales observados y simulados, período 1988-2019

Caudal	Normality test	p-value		Nivel de significación	Distribución normal
Observado	Shapiro-Wilk	0,0109	<	0,05	no
Simulado	Shapiro-Wilk	0,0099	<	0,05	no

Para la contrastación de la hipótesis, utilicé la prueba no paramétrica U de Mann-Whitney, y se utilizó la (Tabla 28). Se ordenó jerárquicamente a las muestras de caudales observados y simulados. Se determinó la suma de la posición relativa de cada muestra (R_1 , R_2), ver (Tabla 28). Se determinó el estadístico U, ver (Tabla 28). Se determinó la distribución estadística ($Z=-0.188$). Además, se conoce el valor crítico, es decir, el $Z_{95\%}$ de confianza (área bajo la curva normal) es igual a 1,96. Se estableció un nivel de significancia de 0,05 y se calculó el P valor = 0,425. De la (Tabla 21), se observa que el p - value (0,425) es mayor al nivel de significancia (0,05). Asimismo, $Z < Z_{95\%}$. Concluyendo que, entre las medianas de los caudales recesivos observado y caudales recesivos simulados, no existen diferencias significativas.

Tabla 21*Prueba U de Mann-Whitney, caudales observados y simulados, período 1988-2019*

Test	p-value		Nivel de significación
U de Mann-Whitney	0,423	>	0,05

Por tanto, elegimos a la hipótesis nula, el cual señala: que un modelo hidrológico, permite pronosticar caudales recesivos y estimar el coeficiente de agotamiento: Caso río Jequetepeque aguas arriba de la presa “Gallito Ciego” - Contumazá 2020. El planteamiento de la investigación, permitió responder a la hipótesis planteada, a partir del modelo hidrológico ALVI, de la forma:

$$Q_r = \frac{1,01 \cdot Q_0}{\left(e^{-(0,003 \cdot \ln(A) + 0,0057) \cdot t + 1,32 \cdot \ln\left(\frac{Q_0}{Q_f} - 1\right)} + 1 \right)} \quad 35$$

Asimismo, la hipótesis se fundamenta con el análisis gráfico de las Figuras 61, 62 y 63. Y con las pruebas de validación de las Tablas 18 y 19. En esta etapa se determinó la capacidad de pronóstico del modelo hidrológico ALVI. Según Cabrera (2017), un modelo será validado únicamente para un lugar específico. Por tanto, la capacidad de pronóstico del modelo ALVI, para caudales recesivos observados del río Jequetepeque, es únicamente para la estación “Yonán”.

CAPÍTULO V

CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES

5.1 CONCLUSIONES

Se determinó el rango de valores de coeficiente de agotamiento $0,0148 > \alpha > 0,0003$. Para su cálculo se utilizó expresiones derivadas de los modelos hidrológicos exponenciales y potenciales. Para esto se utilizó información de la estación “Yonán” para el período 1988-2019. Cuyo rango fue de:

Se comparó once (11) modelos hidrológicos de simulación de caudales recesivos de categorías exponenciales y potenciales, para el establecimiento de una categoría de modelo para el río Jequetepeque. Estos fueron calibrados a partir del coeficiente de agotamiento y validados mediante indicadores estadísticos. La validación a través de indicadores estadísticos evidenciaron, que los modelos mencionados no lograron ajustarse a los caudales recesivos observados, y no lograron realizar pronósticos.

Se estableció un modelo hidrológico ALVI de la forma $Q_r = \frac{1,01 * Q_0}{(e^{a - (0,005 * t)} + 1)}$ para la simulación y pronósticos de caudales recesivos del río Jequetepeque.

Se estimó por calibración al modelo hidrológico de la forma $Q_r = \frac{1,01 * Q_0}{(e^{a - (0,005 * t)} + 1)}$, un coeficiente un agotamiento de $0,005 \text{ día}^{-1}$ para el río Jequetepeque. El cual simuló y pronosticó caudales recesivos observados del río Jequetepeque.

Se validó al modelo $Q_r = \frac{1,01 * Q_0}{(e^{a - (0,005 * t)} + 1)}$ a partir indicadores estadísticos, obteniendo indicadores tales como: NS (0,84), RMSE (0,62), R^2 (0,97), EEE (0,66) y IWM (0,84). Estos indicadores estadísticos mostraron un elevado grado de confiabilidad, por estar dentro de los rangos de los parámetros de los indicadores estadísticos.

5.2 RECOMENDACIONES

Se recomienda probar el modelo propuesto ALVI de la forma $Q_r = \frac{1.01 \cdot Q_0}{(e^{a-(0.005 \cdot t)} + 1)}$ para caudales recesivos a menor escala de tiempo y en zonas de alta montaña.

CAPÍTULO VI

REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Adarve, A., Castillo, A. y Fedeli, B. (1998). Análisis de curvas de agotamiento en dos ríos de Sierra Nevada (Granada; España). *Geogaceta*. 23, 3-6. Recuperado de <http://rabida.uhu.es/dspace/bitstream/handle/10272/10377/Analisis.pdf?sequence=2>
- Aguirre, Gonzalo, Undurraga, Tomás, Cotoras, Dusan, & Orellana, Tamara. (2022). El estudio científico del cambio climático en Chile: espacio local y fenómeno global. *Antropologías del sur*, 9(17), 199-218.
<https://dx.doi.org/10.25074/rantros.v9i17.2147>
- Alfaro, M., Emilio, P., Santo. M.P., Castaño C., (2006). *Fundamentos de la Hidrogeología*. Editorial Paraninfo.
- Aliaga, S. V. (1985). *Hidrología estadística*. Lima, Perú. UNMSM.
- Alvarado, M. G. y Naranjo, J. F. (2012). Diseño del sub drenaje vial en la vía la Tranca-Tambo viejo de 3.6 km. [Tesis pregrado, Universidad de Cuenca]. Repositorio Institucional
<http://dspace.ucuenca.edu.ec/bitstream/123456789/761/1/ti888.pdf>
- Alvarez, C. D. (2010). Influencia de la cobertura del bosque nativo en la generación de escorrentía en el sur de Chile: estudio comparativo de microcuencas. [Tesis Maestro en Ciencias, Universidad de Chile]. Repositorio Institucional
www.cybertesis.uchile.cl/tesis/uchile/2010/cf-alvarez_cg/pdfAmont/cf-alvarez_cg.pdf
- Alvarez, J. I. (2016). Aporte de agua en la captación en el Ronquillo-Cajamarca, según el caudal recesivo para los años hidrológicos 2008-2015. [Tesis pregrado, Universidad Nacional de Cajamarca] Repositorio Institucional.
<https://renati.sunedu.gob.pe/handle/sunedu/2323024>
- Alvarez, 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 maestro, Universidad Nacional de Cajamarca]. Repositorio Institucional
<https://renati.sunedu.gob.pe/handle/sunedu/2328863>
- Alvarez Villanueva, J. I., & Huamán Vidaurre, J. F. (2022). Water contribution of the “Tres Ríos” River, according to the recessive flow, for the hydrological years 2008-2015,

- Cajamarca, Peru. *Manglar*, 19(1), 33–38. <https://doi.org/10.17268/manglar.2022.004>
- Aparicio, M. F. J. (2001). *Fundamentos de la Hidrología de Superficie*. México: Limusa.
- 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>
- Autoridad Nacional del Agua (2014). *Análisis de déficit hidrológico en el norte del país*. Repositorio Institucional
<https://www.indeci.gob.pe/wp-content/uploads/2019/01/fil20140228174518.pdf>
- Autoridad Nacional del Agua (2015). *Evaluación de recursos hídricos en la cuenca del río Jequetepeque (aguas subterráneas)*. Repositorio Institucional
<https://repositorio.ana.gob.pe/handle/20.500.12543/1932?show=full>
- Autoridad Nacional del Agua (2015). *Evaluación de recursos hídricos en la cuenca del río Jequetepeque (aguas superficiales)*. Repositorio Institucional
<https://repositorio.ana.gob.pe/handle/20.500.12543/1932>
- Autoridad Nacional del Agua (2018). *Diagnóstico hídrico rápido de la cuenca del río Jequetepeque como fuente de agua y servicios ecosistémicos hídricos para la EPS SEDALIB S.A.* Repositorio Institucional
<http://sedalib.com.pe/sistemacms/app-pdi/uploads/5fa5e0ae22899755b6e17d510d9ec0f5.pdf>
- Agencia Espacial Europea (2020). *Sentinel -2 operations*. Recuperado de
http://www.esa.int/Enabling_Support/Operations/Sentinel-2_operations
- Bach, J. y Mas, J. (2008). *Los recursos hídricos en el sistema cuenca: Disponibilidad y calidad*. *Documenta universitaria*, 88-122. Recuperado de
http://www.crea.uab.es/propies/pilar/LibroRiesgos/04_Cap%C3%ADtulo3.pdf
- Balocchi, F. J. (2008). *Modelación de caudales recesivos para períodos estivales en la cuenca del estero UPEO, región del Maule* [Tesis pregrado, Universidad de Talca].
http://ctha.utralca.cl/Docs/pdf/Publicaciones/tesis_de_grado/balocchi_f_modelacion_de_caudales_recesivos_para_periodos_estivales_en_la_cuenca_del_estero_upeo.pdf
- Balocchi, F., Pizarro, R., Morales, C., & Olivares, C. (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 de
<http://www.scielo.org.mx/pdf/tca/v5n5/v5n5a11.pdf>

- Bautista, R., Constante, P., Gordon, A. y Mendoza, D. (2018). Diseño e implementación de un sistema de visión artificial para análisis de datos NDVI en imágenes espectrales de cultivos de brócoli obtenidos mediante una aeronave pilotada remotamente. *Revista Infociencia*, 12(1), 30-35. Recuperado de: <http://dspace.esPOCH.edu.ec/handle/123456789/8034>
- Biswal, B., & Marani, M. (2010). Geomorphological origin of recession curves. *Geophysical Research Letters*, 37(24), 24403. <https://doi.org/10.1029/2010GL045415>
- Bustamante-Ortega, R., Rutherford, P., & Garcia, A. (2019). Determinación del caudal base a partir de tres filtros de separación en una cuenca de la Cordillera de la Costa, región del Biobío, Chile. *Tecnología y Ciencias del Agua*, 10(1), 269-289. Recuperado de <https://doi.org/10.24850/j-tyca-2019-01-11>.
- Campos, D. F. (1998). Procesos del ciclo hidrológico. México. Universidad Potosiana. Tercera edición.
- 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 pregrado, Universidad de Talca]. http://ctha.otalca.cl/Docs/pdf/Publicaciones/tesis_de_grado/2015_tesis_edgar_castillo.pdf
- Carmona, Rosario, Biskupovic, Consuelo, & Ibarra, José Tomás. (2022). Respuestas locales para una crisis global: pueblos indígenas, sociedad civil y transdisciplina para enfrentar el cambio climático. *Antropologías del sur*, 9(17), 81-101. <https://dx.doi.org/10.25074/rantros.v9i17.2315>
- Cartaya, S., Zurita, S., Rodríguez, E., y Montalvo, V. (2014). Comparación de técnicas para determinar cobertura vegetal y usos de la tierra en áreas de interés ecológico, Manabí, Ecuador. *Revista UD y la geomántica*, (9), 5-17. Recuperado de <https://doi.org/10.14483/23448407.7883>
- 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.otalca.cl/Docs/pdf/Publicaciones/tesis_de_grado/caro_dumas.pdf
- Caro, C., Carlos, A., & Catellet, I., Ernest, B. (2013). Correlación de parámetros geotécnicos con parámetros de un modelo hidrológico superficial. *Ingenio Magno*, 4, 76-86. Recuperado de https://www.researchgate.net/publication/324216933_Correlacion_de_Parametros_Geotecnicos_con_parametros_de_un_modelo_Hidrologico_Superficial

- Cabrera, J. (2017). Modelos Hidrológicos. Recuperado de <https://docplayer.es/39368091-Modelos-hidrologicos-juan-cabrera-civ-eng-universidad-nacional-de-ingenieria-facultad-de-ingenieria-civil.html>
- Centro Nacional de Estimación, Prevención y Reducción de Riesgo de Desastres. (2020). Escenario de riesgo por déficit Hídrico en la zona norte de la vertiente del Pacífico, para el período noviembre 2020 – enero 2021. https://sigrid.cenepred.gob.pe/sigridv3/storage/biblioteca//10021_escenario-de-riesgo-por-deficit-hidrico-en-la-zona-norte-de-la-vertiente-del-pacifico-para-el-periodo-noviembre-2020-enero-2021.pdf
- Centro Nacional de Prevención de Estimación, Prevención y Reducción de Riesgo., (2014). Manual para la evaluación de riesgo originado por fenómenos Naturales. 2ª Versión. Lima. Perú
- Centro Nacional de Prevención de Estimación, Prevención y Reducción de Riesgo., (2014). Escenario de riesgo por déficit Hídrico en la zona norte de la vertiente del Pacífico, para el período noviembre 2020 – enero 2021. https://sigrid.cenepred.gob.pe/sigridv3/storage/biblioteca//10021_escenario-de-riesgo-por-deficit-hidrico-en-la-zona-norte-de-la-vertiente-del-pacifico-para-el-periodo-noviembre-2020-enero-2021.pdf
- Custodio, M. E y Llamas, M. R. (1996). Hidrología Subterránea. Barcelona, España: Omega.
- Condon, L. E., Markovich, K. H., Kelleher, C. A., McDonnell, J. J., Ferguson, G., & McIntosh, J. C. (2020). ¿Where is the bottom of a watershed? *Water Resources Research*, 56, 1-9. Recuperado de <https://doi.org/10.1029/2019WR026010>
- Cobeñas, J. C (2007). Estudio Hidrológico de la cuenca del río Jequetepeque. Recuperado de <https://www.monografias.com/trabajos60/estudio-cuenca-rio-jequetepeque/estudio-cuenca-rio-jequetepeque3>
- Cobo, E. (2021). Valorar la predicción. *Medicina Clínica Práctica*, 4, 100296. <https://doi.org/10.1016/J.MCPSP.2021.100296>
- Chapman, T. (199). A comparison of algorithms for stream flow recession and baseflow separation. *Hydrological Processes*. 13 (5), 701-714. Recuperado de [http://dx.doi.org/10.1002/\(SICI\)1099-1085\(19990415\)13:5<701::AID-HYP774>3.0.CO;2-2](http://dx.doi.org/10.1002/(SICI)1099-1085(19990415)13:5<701::AID-HYP774>3.0.CO;2-2)
- Chow, V. T., Maidment, D. R., Mays, L. W., (1994). Hidrología aplicada. Santa Fé de Bogotá, Colombia: McGraw Hill.

- Dal- Ré, R. (2003). Pequeños embalses de uso agrícola. Madrid, España. Mundi-Prensa.
- Díaz, E., Rodríguez, A., Dölling, O., Bertoni, J. C., & y Smrekar, M. (2016). Identificación y caracterización de sequías hidrológicas en Argentina. *Tecnología y ciencias del agua*, 7(1), 125-133. Recuperado de http://www.scielo.org.mx/scielo.php?script=sci_arttext&pid=S200724222016000100125&lng=es&tlng=es
- Delgado. R. (1999). Estudio inicial de aporte de sedimentos del río Jequetepeque al embalse Gallito Ciego. Core, 1-11. Recuperado de <https://core.ac.uk/download/pdf/48033148.pdf>
- Eguren, F. (2003). La agricultura de la costa peruana. *Debate Agrario*, 35. Recuperado de <https://search.proquest.com/openview/ae3dfe8d1a949e08cd44cf6f2428c5b4/1?pq-origsite=gscholar&cbl=29640>
- Erasun, v., Failache, n., & Gamazo, P. (2018). Modelación hidrológica para la gestión del riesgo de inundaciones en la cuenca del río Daymán. Congreso Latinoamericano de Hidráulica. Argentina. Recuperado de https://www.ina.gob.ar/congreso_hidraulica/resumenes/LADHI_2018_RE_318.pdf
- Fattorelli, S y Fernández, P. C. (2011). Diseño Hidrológico España: WASA-GN.
- Faustino, 2000. Manejo de Cuencas Hidrográficas. Recuperado de http://repositorio.bibliotecaorton.catie.ac.cr/bitstream/handle/11554/8431/Manejo_de_cuencas_hidrograficas.pdf?sequence=1&isAllowed=y
- Ferrer Alessi, V., & Torrero, M. P. (2015). Manejo integrado de cuencas hídricas: cuenca del río Gualjaina, Chubut, Argentina. *Boletín Mexicano de Derecho Comparado*, 2015(143), 615–643. <https://doi.org/10.22201/IIJ.24484873E.2015.143.4941>
- Ferreiro, L. F. R. y Garrido, M. M. L. (2007). Diez preguntas elementales sobre aguas subterráneas. Enseñanza de las ciencias de la tierra, *Revista de la Asociación*, 15(3), 240-249. Recuperado de https://www.researchgate.net/publication/28253346_Diez_preguntas_elementales_sobre_aguas_subterranas/citation/download
- Foster, S., Tuinhof, A., Kemper, K., Garduño, H., & Nanni, M. (2006). *Caracterización de Sistemas de Agua Subterránea*. <https://funcagua.org.gt/wp-content/uploads/2020/04/2002-2006.-Gesti%C3%B3n-sustentable-del-agua-subterr%C3%A1nea.-Conceptos-y-herramientas-Banco-Mundial.pdf>

- Gallo-Vélez, D. (2016). Consideraciones para la aplicación del método hidráulico R2CROSS para estimar caudales ecológicos en Colombia. *Intropica*, 11, 111. <https://doi.org/10.21676/23897864.1867>
- Gleeson, T. Befus, KM, Jasechko, S., Luijendijk, E. y Cárdenas, BM (2016). El volumen global y la distribución de las aguas subterráneas modernas. *Nature Geoscience*, 9 (2), 161.
- Gómez, S. y Gómez, V. L. (2016). Baseflow analysis using master recession curves and numerical algorithms in mountain basins: Suratá's river and Oro's river (Santander, Colombia). *DYNA*, 83(196), 2013-222. Recuperado de: <https://doi.org/10.15446/dyna.v83n196.53222>
- Gomez-Vargas, J.S.G., Conzalez-Velasquez, E.D. and Pérez-Morales, I.D., Percolación de lixiviados y contaminación de aguas subterráneas análisis sistemático de literatura. Tesis, Universidad Cooperativa de Colombia, Villavicencio, 2017
- Gómez-Isidro, S., & Gómez-Ríos, V. L. (2016). Análisis de flujo base usando curvas maestras de recesión y algoritmos numéricos en cuencas de montaña: Cuenca del río Suratá y cuenca del Río de Oro (Santander, Colombia). *Dyna*, 83(196), 213-222. <https://www.redalyc.org/journal/496/49645153027/html/>
- Gregor, M., & Malík, P. (2012). Uso Manual de RC 4.0. Recuperado de <https://hydrooffice.org/Files/UM%20RC.pdf>
- Gavilán, S. A. (2019). Modelado del balance hídrico a partir de datos satelitales y meteorológicos para el análisis de los flujos superficiales del ciclo hidrológico [Tesis doctoral, Universidad Nacional de La Plata]. Repositorio Institucional. http://sedici.unlp.edu.ar/bitstream/handle/10915/74374/Documento_completo.pdf-PDFA.pdf?sequence=1
- Gómez, Sully. y Guzmán, J. (2011). Separación de flujo base en la cuenca superior del río Lebrija. *Revista de la Facultad de Ingeniería Antioquia*, 61, 41-52. Recuperado de <http://www.redalyc.org/pdf/430/43023590005.pdf>
- Gomes de Oliveira, Vitor Manuel, Tavares Ribeiro, Luís Filipe, & Rosalino da Silva, María Catarina. (2014). Hydrogeologic characterization of the abandoned mining site of Castelejo, Portugal by VLF-EM & RMT-R geophysical surveying. *Geofísica internacional*, 53(2), 135-151. <https://doi.org/10.1007/s12665-014-0311-1>
Caracterización hidrogeológica del yacimiento minero abandonado de Castelejo, Portugal por levantamiento geofísico VLF-EM & RMT-R (scielo.org.mx)

- Gupta, H.V, Kling, H., Yilmaz, K.K y Martinez, GF (2009). Descomposición del error cuadrático medio y criterios de rendimiento de NSE: implicaciones para mejorar el modelado hidrológico. *Revista de hidrología*, 377, 80-91. Recuperado de <http://dx.doi.org/10.1016/j.jhydrol.2009.08.003>
- Grupo Intergubernamental de Expertos sobre el Cambio Climático [IPCC]. (2021, agosto). El IPCC y el sexto ciclo de evaluación. https://www.ipcc.ch/site/assets/uploads/2018/09/AC6_brochure_es.pdf
- Guzmán, F.J. (1994). Modelación matemática de caudales recesivos para la cuenca del río Achibueno, Estación La Recova. [Tesis pregrado, Chile. Repositorio Institucional http://eias.usalca.cl/Docs/pdf/Publicaciones/tesis_de_grado/MEMORIA%20JUAN%20GUZMAN.pdf
- Grueso-Domínguez, M., Castro-Jiménez, C., Correa-Ochoa, M., & Saldamaga-Molina, J. (2019). Estado del arte: desalinización mediante tecnologías de membrana como alternativa frente al problema de escasez de agua dulce. *Revista Ingenierías Universidad de Medellín*, 18(35), 69-89. Recuperado de http://www.scielo.org.co/scielo.php?script=sci_arttext&pid=S1692-33242019000200069
- Instituto Geofísico del Perú (2017). Estudio de la Vulnerabilidad Presente y Futura del Cambio Climático en la región Tumbes. Perú. Repositorio Institucional. <https://repositorio.igp.gob.pe/handle/20.500.12816/1277>
- INGEMET (2006). Zonas críticas por peligros geológicos en la cuenca del río Jequetepeque y loco de Chamán. Repositorio Institucional https://www.ingemmet.gob.pe/documents/73138/203315/4c_ZONAS_CRITICAS_CUENCA_JEQUETEPEQUE.pdf/2d8c38b0-531e-4571-9822-b66511154599
- INGEMET (2007). Estudio geoambiental de la cuenca de los ríos Jequetepeque y Loco de Chaman - [Boletín C 36]. Repositorio Institucional <https://repositorio.ingemmet.gob.pe/handle/20.500.12544/279>
- Johnson, E. E. (1975). Agua subterránea y los pozos: libro de referencia dedicado a la industria de los pozos de agua. Johnson División, UOP Incorporated
- 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.2018.3.564>

- Krause, P., Boyle, D. P. y Båse, F. (2005). Comparación de diferentes criterios de eficiencia para la evaluación de modelos hidrológicos. *Adv. Geosci*, 5, 89–97. Recuperado de <https://doi.org/10.5194/adgeo-5-89>
- Knoben, W.J.M, Freer, J.E y Woods, R.A. (2019). Nota técnica: ¿punto de referencia inherente o no? Al comparar las puntuaciones de eficiencia de Nash-Sutcliffe y Kling-Gupta, *Hydrol. Sistema Tierra Sci.*, 23, 4323–4331. Recuperado de <https://hess.copernicus.org/articles/23/4323/2019/>
- Lambán, L. J., Jódar, J., y Custodio, E. (2017). Estimación de la recarga mediante la modelación numérica del balance de agua en el suelo en el Parque Nacional de Ordesa y Monte Perdido. Congreso hispano-luso sobre las aguas subterráneas en el segundo Ciclo de Planificación hidrológica. España. Recuperado <http://hdl.handle.net/20.500.12468/928>
- Lee, J., Kim, J., Jang, WS, Lim, KJ y Engel, BA (2018). Evaluación de las estimaciones de flujo base considerando las características de la recesión en SWAT. *Agua*, 10(4), 371. Recuperado de <https://www.mdpi.com/2073-4441/10/4/371>
- Linsley, R., Kohler, M., y Paulhus, J. (1992). *Evaporation and transpiration. Hydrology for Engineers*. New York, McGrawHill.
- Liñán, C. (2005). Hidrogeología de acuíferos carbonatados en la unidad Yunquera-Nieves (Málaga). Recuperado de <https://dialnet.unirioja.es/servlet/tesis?codigo=145443>
- Lozano-Trejo, Salvador, Olazo-Aquino, Jaime, Pérez-León, María I., Castañeda-Hidalgo, Ernesto, Díaz-Zorrilla, Gustavo O., & Santiago-Martínez, Gisela M. (2020). Infiltración y escurrimiento de agua en suelos de una cuenca en el sur de México. *Terra Latinoamericana*, 38(1), 57-66. Epub 20 de junio de 2020. Recuperado de <https://doi.org/10.28940/terra.v38i1.443>
- LP Thomas & BM Marino (2016). Estimación del caudal a partir de la evolución del nivel del agua en un estuario con onda de marea estacionaria, *Ribagua*, 3:1, 8-17.
DOI: 10.1016/j.riba.2016.01.001
- Maillet, E. T. (1905). *Essais D'Hydraulique Souterraine E fluviale*. París, Francia: Librairie Scientifique.
- Maldonado, L. F. (2013). *El modelamiento matemático en la formación del ingeniero*. Universidad Central. Colombia

- Manga, M. (2001) Origin of postseismic streamflow changes inferred from baseflow recession and magnitude-distance relations. *Geophysical Research Letters*, 28 (10), 2133-2136. Recuperado de <http://dx.doi.org/10.1029/2000GL012481>
- Monsalve, G. (1999). Hidrología en la ingeniería. México DF, México. Alfaomega.
- Morales, C. M. (2014) Determinación del comportamiento de flujo base y su relación con variables de estado hidrológica en la cuenca del río Diguillin, Región del BioBio, Chile. [Tesis de maestro en Recursos Hídricos, Universidad de Concepción]. Repositorio Institucional Recuperado de <http://repositorio.udec.cl/jspui/handle/11594/1664>
- Mcphee, J. (2008). Hidrología. Recuperado de https://www.u-cursos.cl/ingenieria/2008/2/CI41C/1/material_docente/
- Metzger, J. (2017). Modelamiento hidrológico para pronóstico estacional de caudales del río del Jequetepeque (SENAMHI). Repositorio Institucional <https://www.senamhi.gob.pe/load/file/01401SENA-41.pdf>
- Moncada, W., y Willems, B. (2020). Tendencia anual del caudal de salida, comparado con el caudal ecológico, en la Microcuenca Apacheta / Ayacucho / Perú, de 2000 a 2018. *Ecología Aplicada*, 19 (2), 93-102. Recuperado de <https://dx.doi.org/10.21704/rea.v19i2.1560>
- Millares, A. (2008). Integración del caudal base en un modelo distribuido de cuenca. estudio de las aportaciones subterráneas en ríos de montaña. [Tesis doctorado, Universidad de Granada]. Repositorio Institucional <http://hdl.handle.net/10481/2298>
- Mehta, A., (2020). Satélites, sensores y modelos de sistemas terrestres de la NASA usados para la gestión de recursos hídricos. Recuperado de <https://appliedsciences.nasa.gov/sites/default/files/span-Session2B.pdf>
- Návar, J., Lizárraga M. L., & Jiménez, M. A. (2017). Modelación de caudales en función de los macroporos del suelo en una microcuenca forestal de Durango. *Terra Latinoamericana*, 35(2), 89-100. Recuperado de http://www.scielo.org.mx/scielo.php?script=sci_arttext&pid=S018757792017000200089&lng=es&tlng=es.
- Núñez, M.E. (2005). Propuesta y análisis de modelos matemáticos para la estimación de caudales recesivos en la cuenca del río Lontué, estación estero Upeo en Upeo, VII región del Maule, Chile. [Tesis pregrado, Universidad de Talca].

<https://bibliotecadigital.infor.cl/handle/20.500.12220/27158NOAA>

- National Weather Service, 2020. NASA. Recuperado de <https://gpm.nasa.gov/GPM/science-objectives>
- Ocman Azueta, C. (2015). Los gobiernos locales y la cooperación transregional como alternativa a la política internacional de cambio climático. *Norteamérica*, 10(1), 217–227.
<https://doi.org/10.20999/nam.2015.a008>
- Opolenko, Valentina. (2022). Potencialidad de uso de aguas servidas para riego y recarga de acuíferos: cuenca del río La Villa, República de Panamá. *Revista Geográfica de América Central*, (68), 265-300. Recuperado de <https://dx.doi.org/10.15359/rgac.68-1.10>
- O’Keeffe, J., y Le, T. (2010). Guía sobre los caudales ecológicos. WWF-World Wide Fund For Nature. Suiza. Recuperado de http://www.agua.unam.mx/humedales/assets/materialdifusion/WWF_ComoConsevarLosRiosVivos.pdf
- Pizarro, R. M., y Saavedra, J. L. (1991). Predicción de caudales recesivos mediante modelos matemáticos (tesis pregrado). Universidad de Talca, Chile. Repositorio institucional. http://universum.otalca.cl/contenido/index91/Manuel_Roberto_Pizarro_Jose_Luis_Saavedra.pdf
- Pulido, A. (1979). Contribución al conocimiento de la hidrogeología del prebético nororiental (provincias de Valencia y Alicante). Recuperado de [h https://digibug.ugr.es/handle/10481/37518?show=full](https://digibug.ugr.es/handle/10481/37518?show=full)
- Pulido, A. (2014). Nociones de la hidrogeología para ambientólogos. Universidad de Almería. Recuperado de https://books.google.com.pe/books?id=4ObFoZxrR5UC&dq=funcion+del+coeficiente+de+agotamiento&source=gbs_navlinks_s
- Picone, N. (2017). Comparación de imágenes satelitales Sentinel 2 y Landsat 8 en el estudio de áreas urbanas. In Congreso Nacional de Geografía de Universidades Nacionales, At Resistencia, Chaco, Argentina. Recuperado de <https://www.researchgate.net/publication/320705706>
- Pizarro, R., Balocchi, F., García, P., Macaya, K., Bro, P., León, L., & Valdés, R. (2013). On Redefining the Onset of Baseflow Recession on Storm Hydrographs. *Open Journal of Modern Hydrology*, 3(4), 269-277. Recuperado de https://www.scirp.org/html/11-1630056_38963.htm

- Quiroz-Londoño, Orlando Mauricio, Martínez, Daniel, & Massone, Héctor. (2012). Estimación de recarga de acuíferos en ambientes de llanura con base en variaciones de nivel freático. *Tecnología y ciencias del agua*, 3(2), 123-130. Recuperado de http://www.scielo.org.mx/scielo.php?script=sci_arttext&pid=S2007-24222012000200008&lng=es&tlng=es
- Rosales, H. G. (2015). Modelación de caudales subterráneos en la subcuenca del río Pariac, estación Pariac. [Tesis maestría, Universidad Santiago Antúnez de Mayolo]. http://repositorio.unasam.edu.pe/bitstream/handle/UNASAM/2591/T033_31632832_M.pdf?sequence=1&isAllowed=y
- Remenieras, G. (1974). *Tratado de la Hidrología Aplicada*. Barcelona, España: Técnicos Asociados.
- Reyes, L.V. (1992). *Hidrología Básica*. Lima, Perú. Concytec.
- Reyes-Palomino, Smith Ervin, & Cano Ccoa, Dominga Micaela. (2022). Efectos de la agricultura intensiva y el cambio climático sobre la biodiversidad. *Revista de Investigaciones Altoandinas*, 24(1), 53-64. Epub 21 de febrero de 2022. <https://dx.doi.org/10.18271/ria.2022.328>
- Romero, A. M., Gómez, K. F., Sánchez, J. O., & García-Luján, C. (2009). Monitoreo de la calidad microbiológica del agua en la cuenca hidrológica del Río Nazas, México. *Química Viva*, 8(1), 35-47. Recuperado de <https://www.redalyc.org/pdf/863/86311258005.pdf>
- Santillán Fernández, A., Gómez Cruz, I. J., Emiliano Terrazas, C., Vera López, J., Rivera Hernández, B., & Bautista Ortega, J. (2020). Dinámica de uso de suelo e índice verde en Poza Rica, Veracruz. *Revista mexicana de ciencias forestales*, 11(57), 153-173. Recuperado de https://www.scielo.org.mx/scielo.php?pid=S2007-11322020000100153&script=sci_arttext
- Smakhtin, V. U. (2001). Low flow hydrology. *Journal of hydrology*. 240, 147-186. Recuperado de [https://doi.org/10.1016/S0022-1694\(00\)00340-1](https://doi.org/10.1016/S0022-1694(00)00340-1)
- Saegusa, T. (2021). Prueba de Mann-Whitney para muestreo estratificado de dos fases. *Stat*, 10 (1). Recuperado <https://doi.org/10.1002/sta4.321>
- Sistema Nacional de Información Ambiental (2021). ¿Porque el Perú es el tercer país más vulnerable al cambio climático? Recupedo de <https://sinia.minam.gob.pe/contenido/libertad-porque-peru-tercer-pais-mas-vulnerable-cambio-climatico>

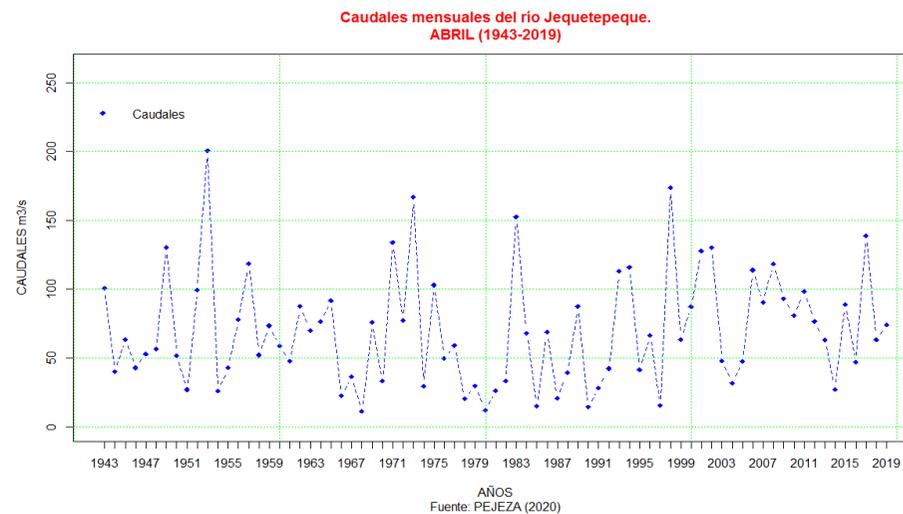
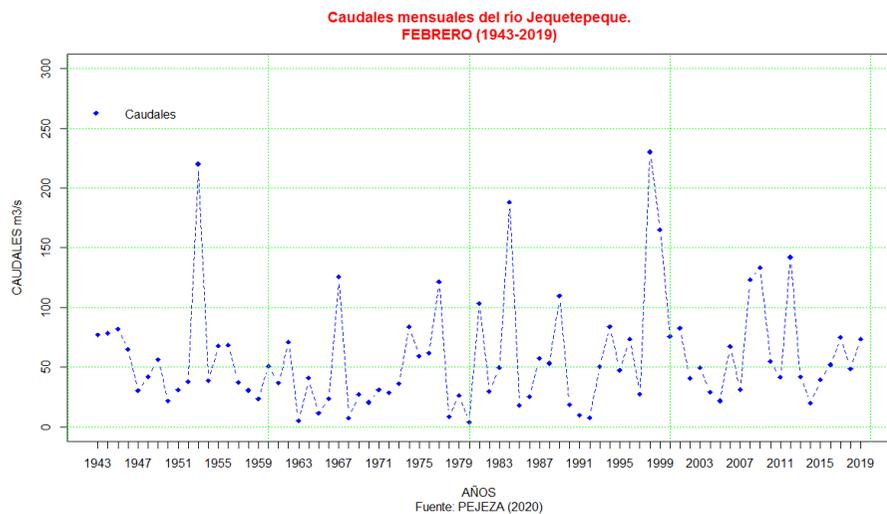
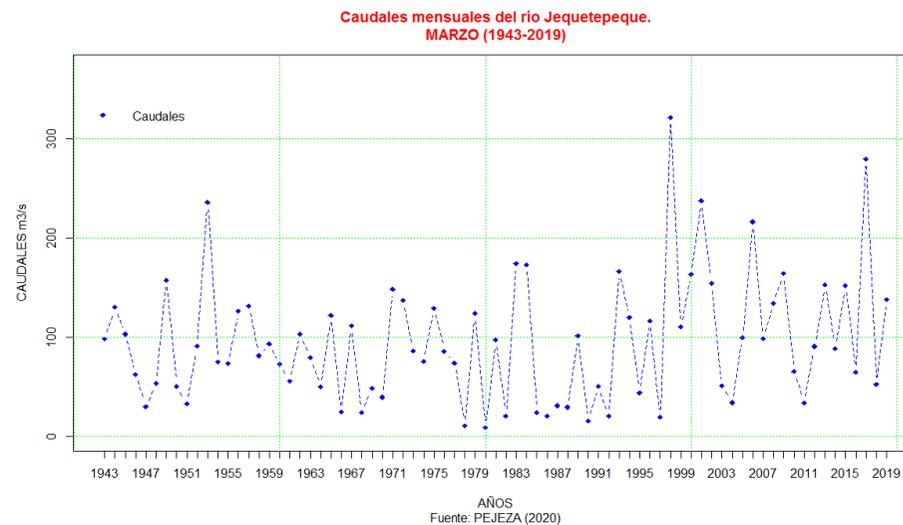
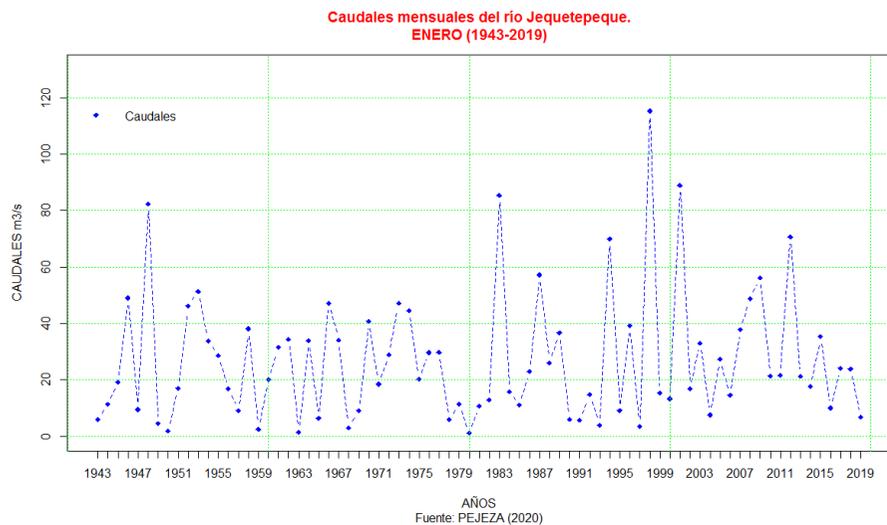
- Soto, M. H. (2001). Calibración de dos modelos de simulación integral de cuenca, para la hoya hidrográfica del río Purapel, Estación Nirivilo. [Tesis pregrado, Universidad de Talca]. Repositorio Institucional
http://ctha.otalca.cl/Docs/pdf/Publicaciones/tesis_de_grado/soto.pdf
- Samper, J. (2014). 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/>
- Sáenz, G. F. (2018). Variantes léxicas transferidas del quechua que usan las personas adultas hispanohablantes entre los 25 y 50 Años del distrito de Cajamarca por contacto lingüístico e influencia substratística. [Tesis pregrado. Universidad Nacional de Cajamarca]. Repositorio Institucional.
<https://repositorio.unc.edu.pe/handle/UNC/2113>
- Smakhtin, V U. (2001). *Low flow hydrology: a review. Journal of hydrology*. Journal of hydrology. 240(3): 147-186. Consultado 20 Oct. 2016. Disponible en
https://www.pikpotdam.de/avec/peyresq2003/talks/0921/vassolo/background_literature/low_flow_hydrology.pdf
- Tenelema Yánez, A. F. (2022). Disponibilidad de agua en el futuro en base a escenarios de Cambio Climático y situaciones climáticas extremas observadas en el pasado: El caso de la cuenca alta del río Guayllabamba (Bachelor's thesis, Quito: EPN, 2022). Recuperado de
<https://bibdigital.epn.edu.ec/handle/15000/22441>
- Universidad Nacional de Ingeniería (2000). Estudio de evaluación ambiental territorial y de planteamientos para la reducción de la contaminación de origen minero en la cuenca del río Jequetepeque. Ministerio de Energía y Minas. Recuperado de
<http://www.minem.gob.pe/minem/archivos/file/dgaam/publicaciones/evats/jequetepeque/jequete.pdf>
- Villarroya, F. (2006). Apuntes de hidrología. 2016. Recuperado de
<http://www.docsity.com/es/hidrogeologia-apuntes-ingenieria-civil/175510/>
- Vélez, M. V. y Vásquez L. M. (2004). Métodos para determinar la recarga de acuíferos. *Avances de Recursos Hidráulicos*, 11, 51-62. Recuperado de
<https://revistas.unal.edu.co/index.php/arh/article/view/93044/77820>

- Vera, D. I. (2010). Estudio de comparación entre coeficientes de escurrentía en cuencas experimentales del sur de Chile. [Tesis de pregrado, Universidad de Talca]. Repositorio Institucional.
<http://cybertesis.uach.cl/tesis/uach/2010/bmfciv473e/doc/bmfciv473e.pdf>
- Varni, Marcelo R. (2013). Aplicación de varias metodologías para estimar la recarga al acuífero pampeano, Argentina. *Tecnología y ciencias del agua*, 4(3), 67-85. Recuperado de http://www.scielo.org.mx/scielo.php?script=sci_arttext&pid=S2007-24222013000300004&lng=es&tlng=es.
- Wijayarathne, D. B. y Coulibaly, P. (2020). Identification of hydrological models for operational flood forecasting in St. John's, Newfoundland, Canadá. *Journal of Hydrology: Regional Studies*, 27, 100646.
Recuperado de <https://doi.org/10.1016/j.ejrh.2019.100646>
- Wittenberg, H. (1999). Base Flow Recession and Recharge as Nonlinear Storage Processes. *Hydrological Processes*, 13, 715-726.
[https://doi.org/10.1002/\(SICI\)1099-1085\(19990415\)13:5<715::AID-HYP775>3.0.CO;2-N](https://doi.org/10.1002/(SICI)1099-1085(19990415)13:5<715::AID-HYP775>3.0.CO;2-N)
- World Meteorological Organization, & Unesco [WMO]. (2021, mayo). *International glossary of hydrology = Glossaire international d'hydrologie = Mezhdunarodnyĩ gidrologicheskiĩ slovar' = Glosario hidrológico internacional*.

APÉNDICE

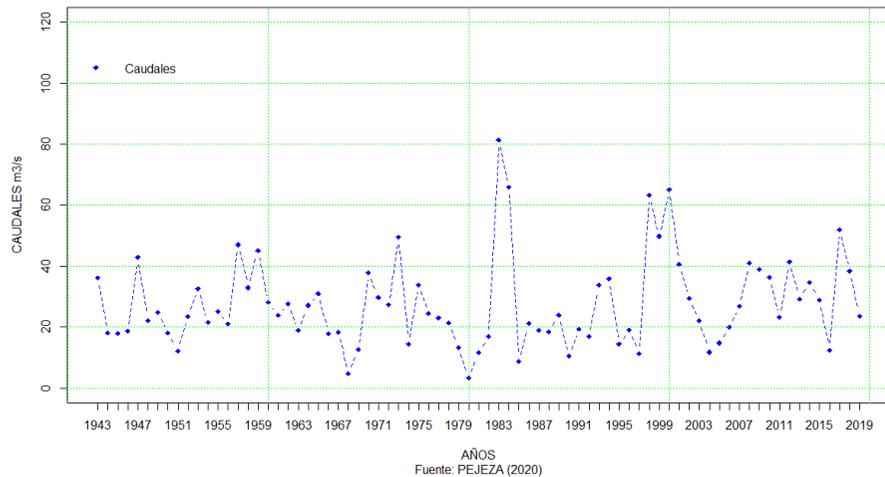
Figura 64

Hidrograma de caudales mensual del río Jequetepeque en $m^3 s^{-1}$, 1943-2019.

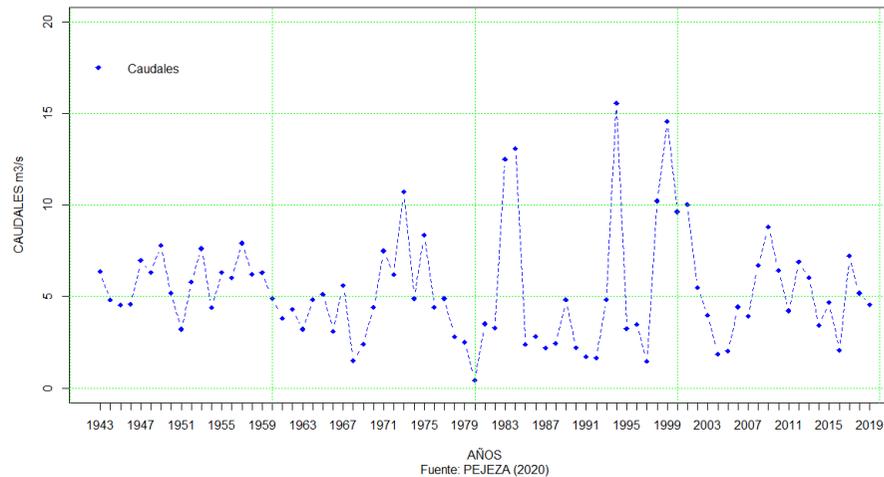


Continua...

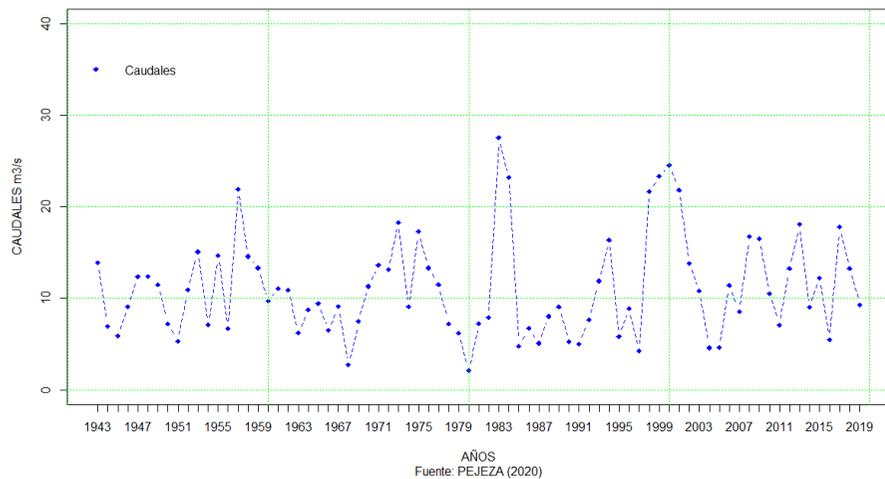
Caudales mensuales del río Jequetepeque.
MAYO (1943-2019)



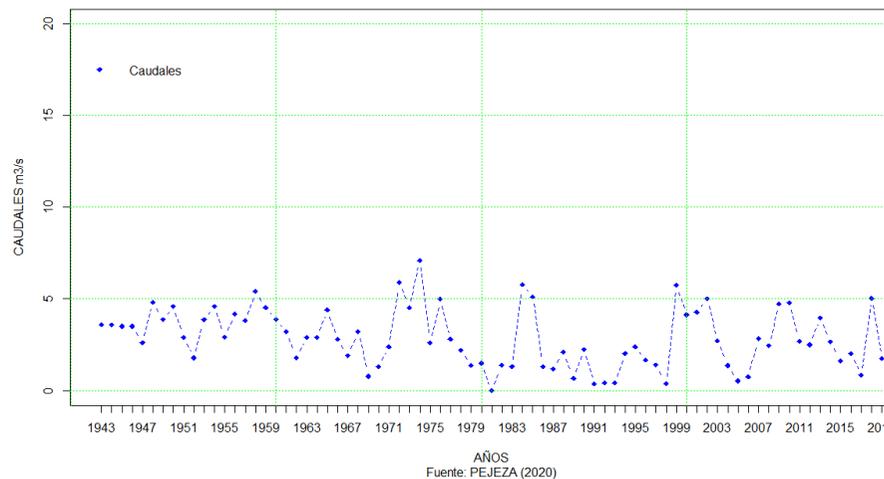
Caudales mensuales del río Jequetepeque.
JULIO (1943-2019)



Caudales mensuales del río Jequetepeque.
JUNIO (1943-2019)

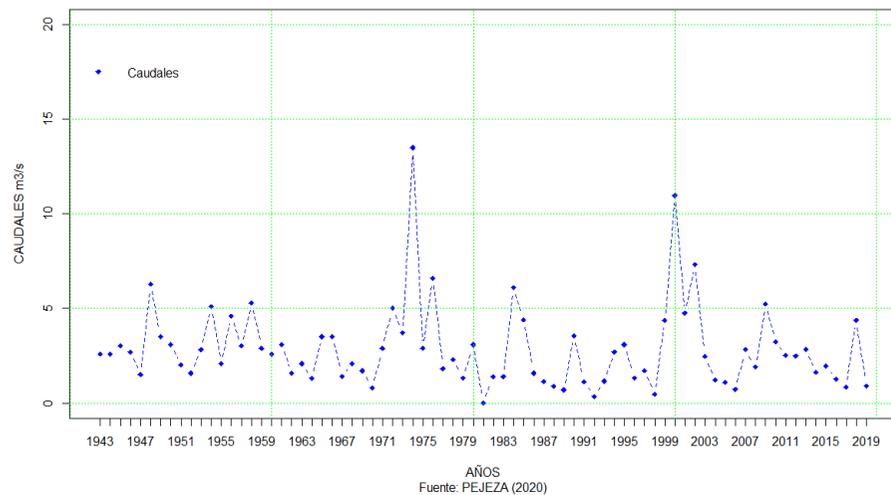


Caudales mensuales del río Jequetepeque.
AGOSTO (1943-2019)

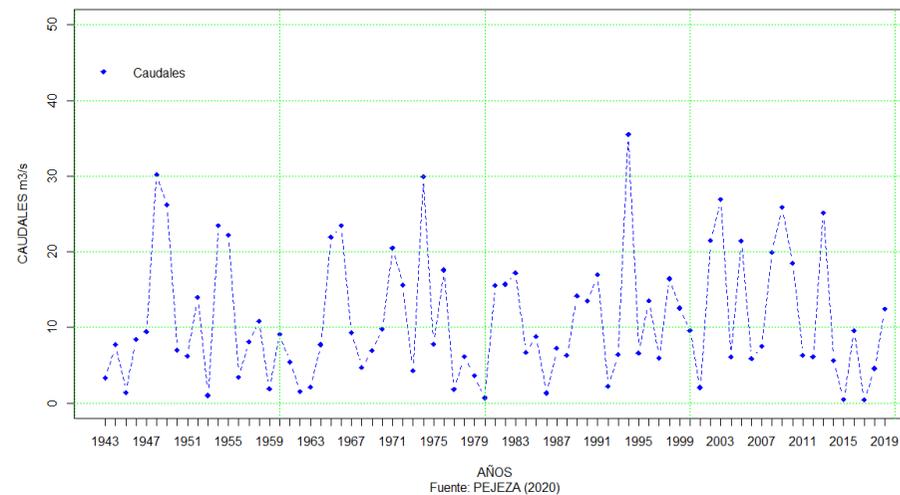


Continua...

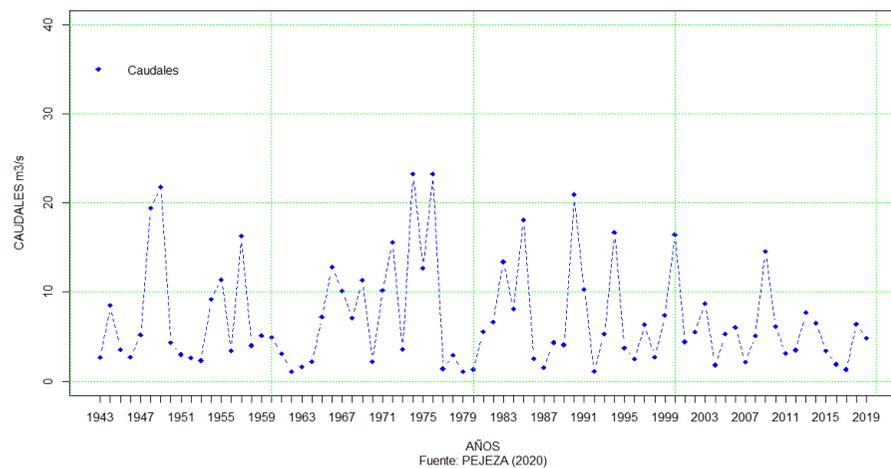
Caudales mensuales del río Jequetepeque.
SEPTIEMBRE (1943-2019)



Caudales mensuales del río Jequetepeque.
NOVIEMBRE (1943-2019)



Caudales mensuales del río Jequetepeque.
OCTUBRE (1943-2019)



Caudales mensuales del río Jequetepeque.
DICIEMBRE (1943-2019)

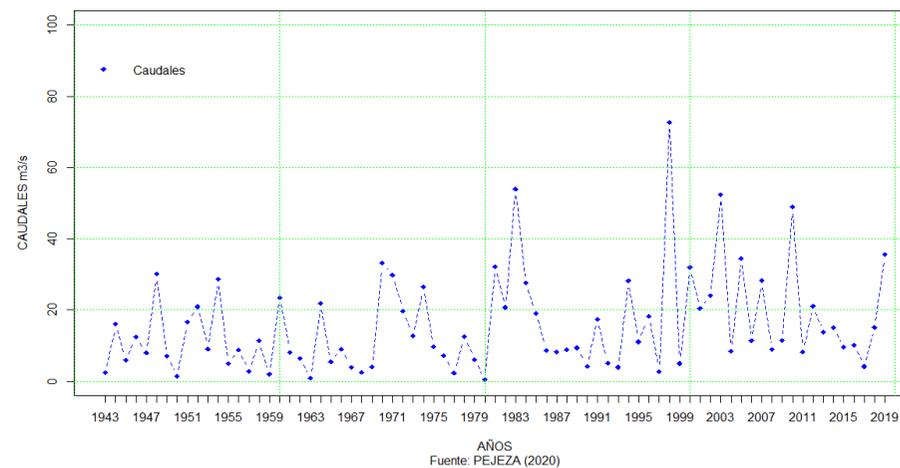
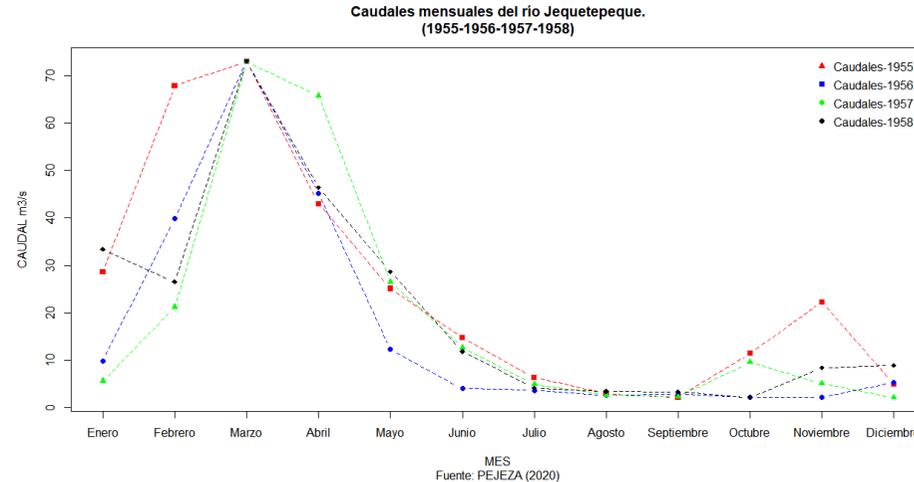
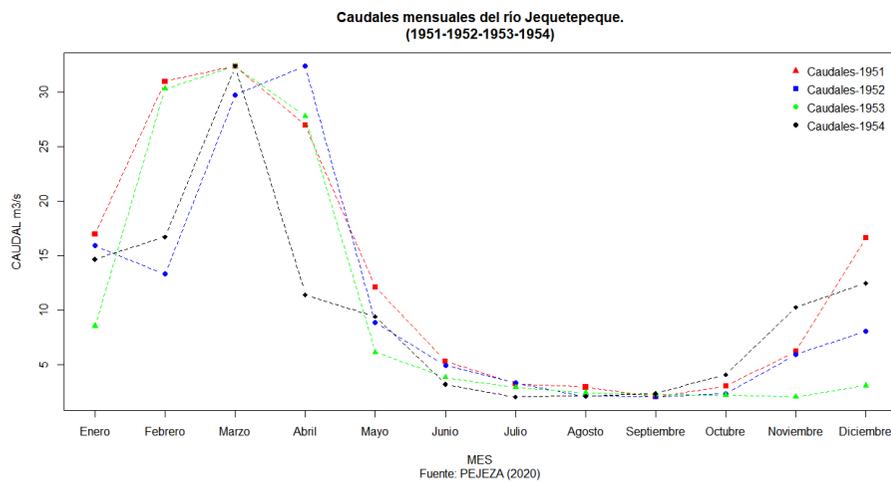
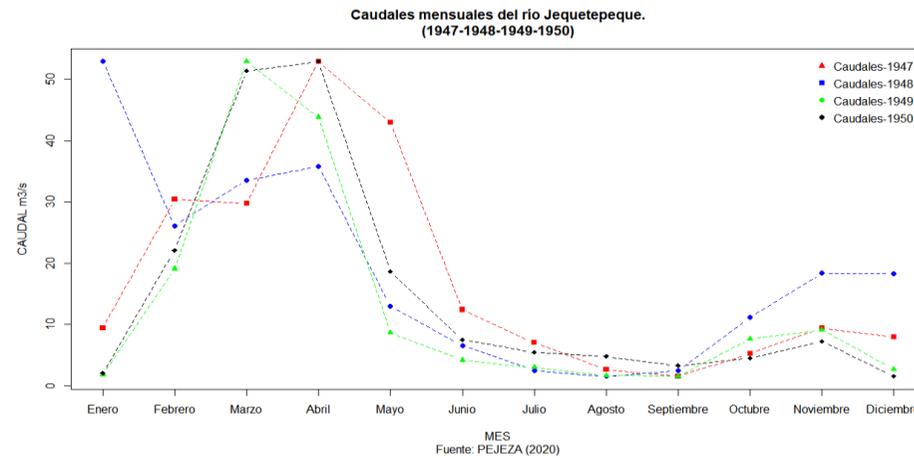
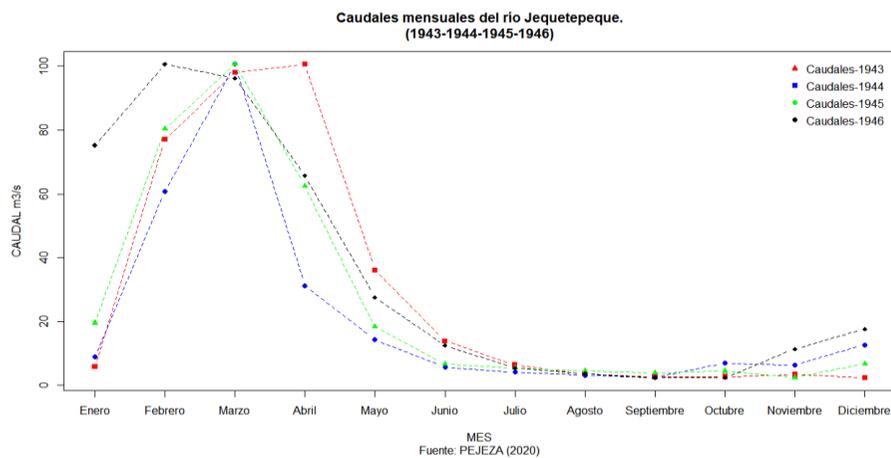


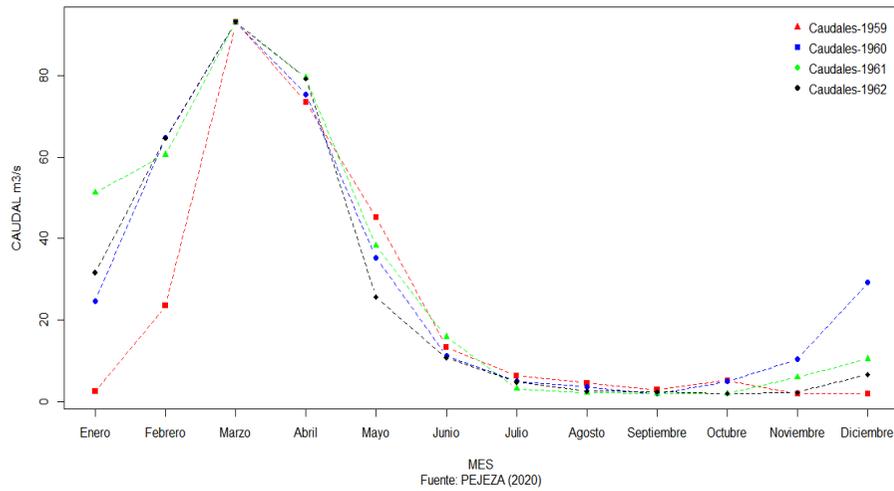
Figura 65

Hidrograma de caudales mensuales por año del río Jequetepeque en $m^3 s^{-1}$.

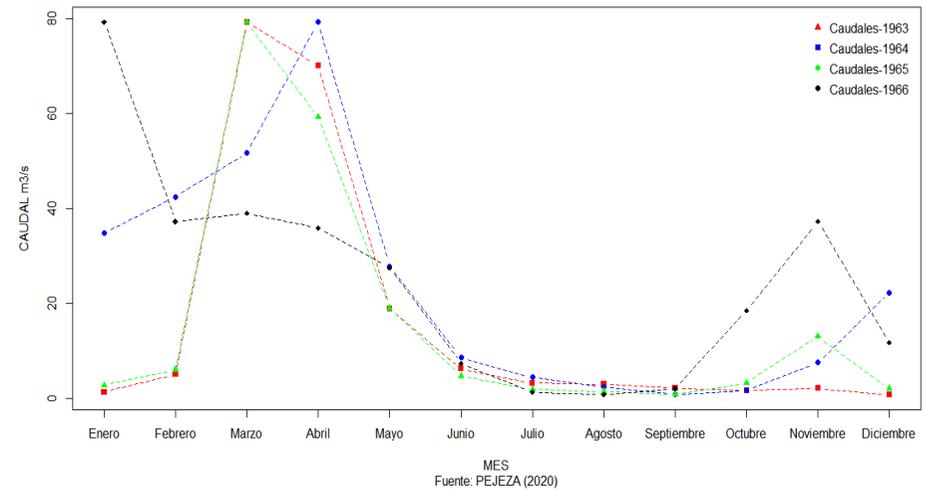


Continua...

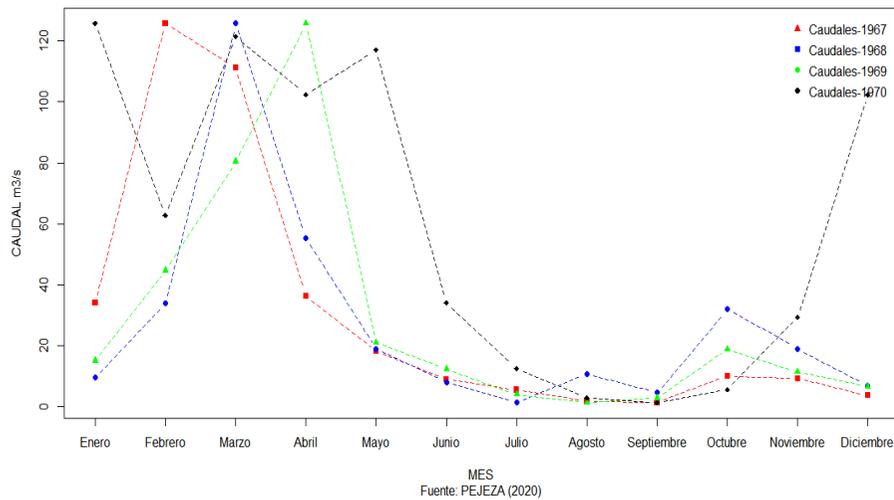
Caudales mensuales del río Jequetepeque.
(1959-1960-1961-1962)



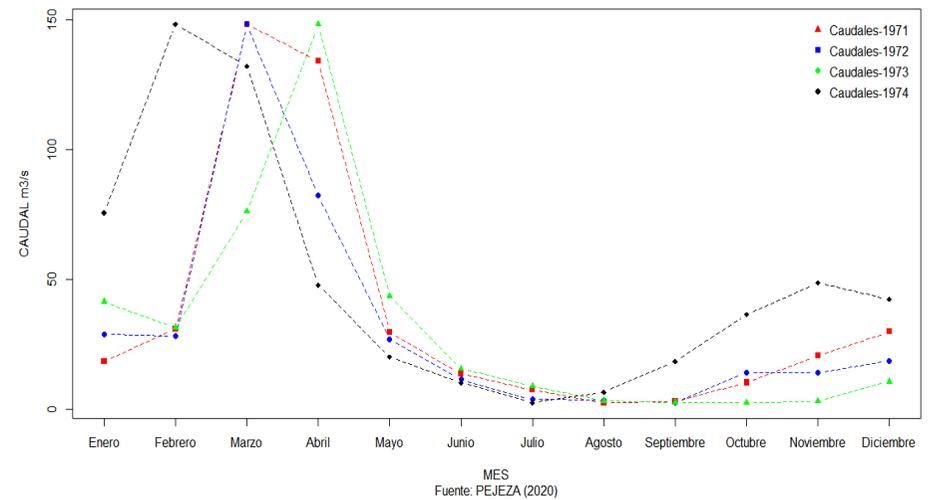
Caudales mensuales del río Jequetepeque.
(1963-1964-1965-1966)



Caudales mensuales del río Jequetepeque.
(1967-1968-1969-1970)

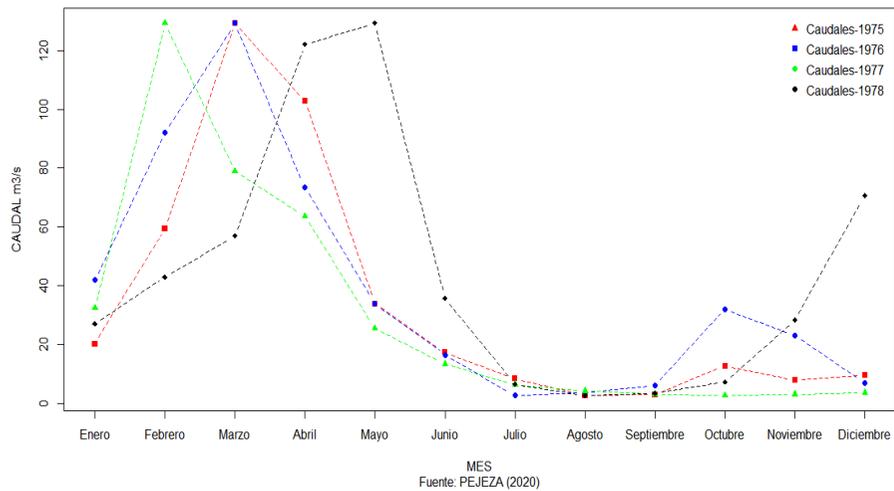


Caudales mensuales del río Jequetepeque.
(1971-1972-1973-1974)

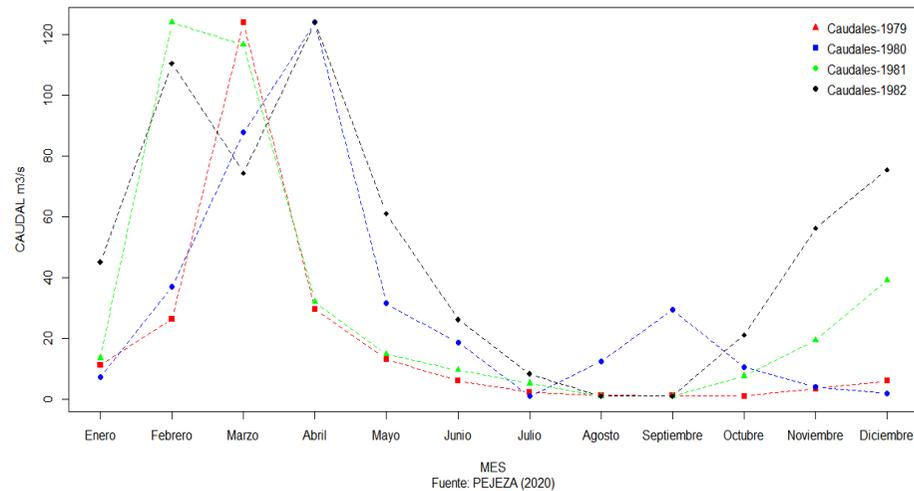


Continua...

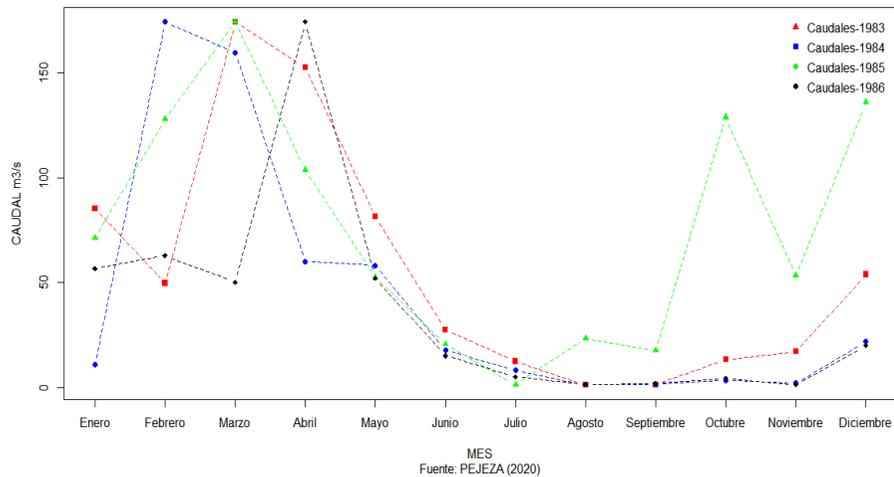
Caudales mensuales del río Jequetepeque.
(1975-1976-1977-1978)



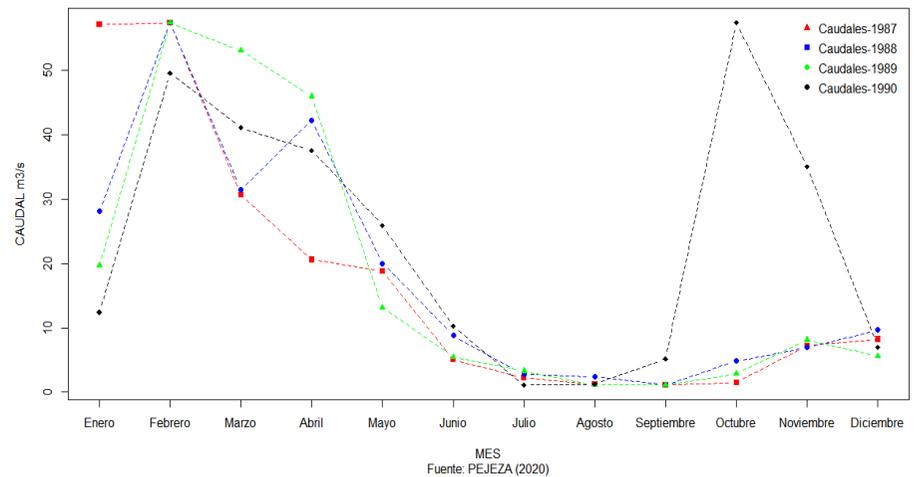
Caudales mensuales del río Jequetepeque.
(1979-1980-1981-1982)



Caudales mensuales del río Jequetepeque.
(1983-1984-1985-1986)

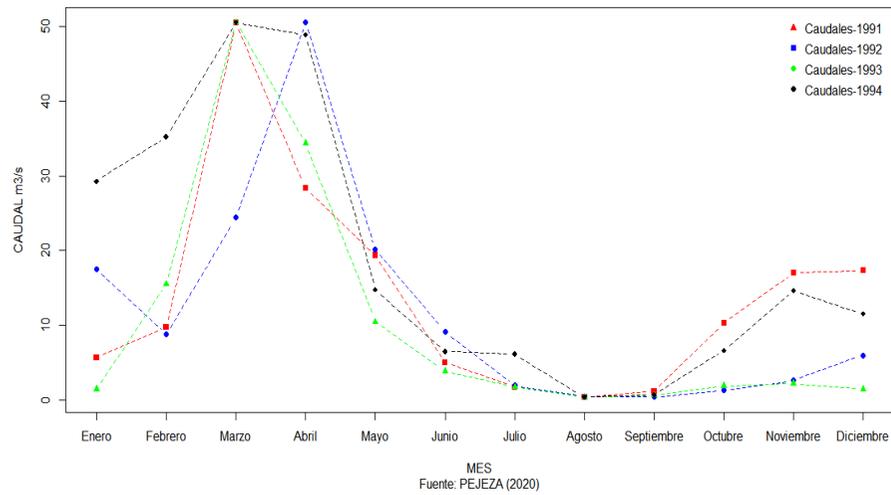


Caudales mensuales del río Jequetepeque.
(1987-1988-1989-1990)

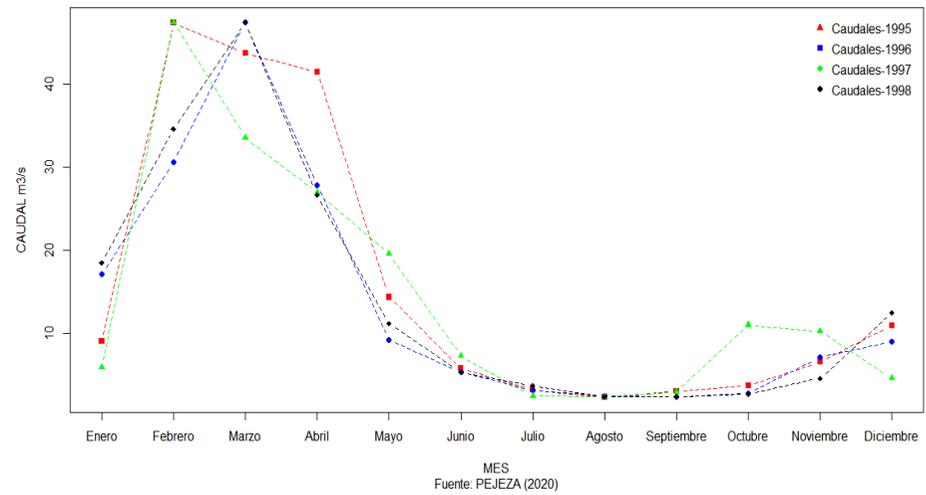


Continua...

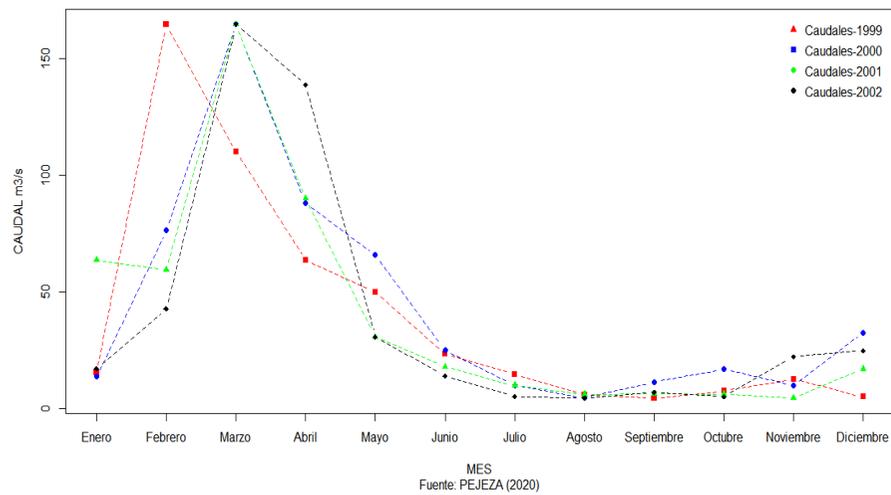
**Caudales mensuales del río Jequetepeque.
(1991-1992-1993-1994)**



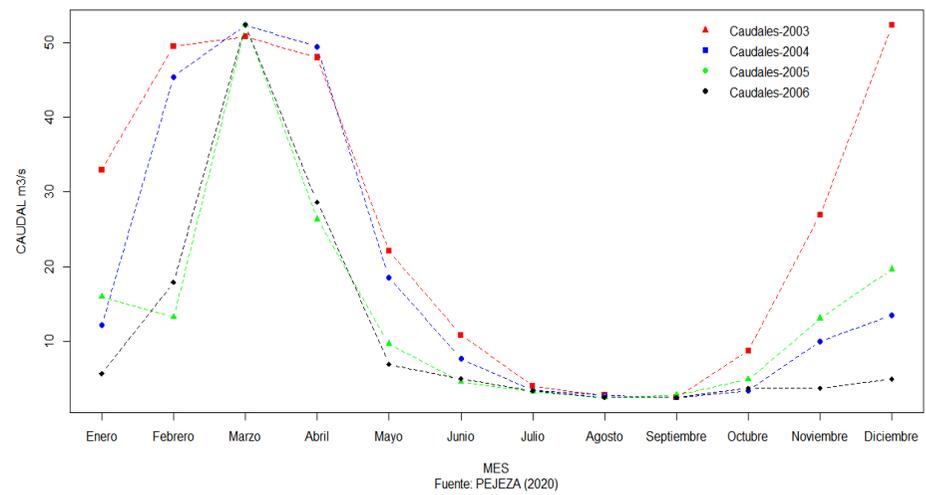
**Caudales mensuales del río Jequetepeque.
(1995-1996-1997-1998)**



**Caudales mensuales del río Jequetepeque.
(1999-2000-2001-2002)**



**Caudales mensuales del río Jequetepeque.
(2003-2004-2005-2006)**



Continua...

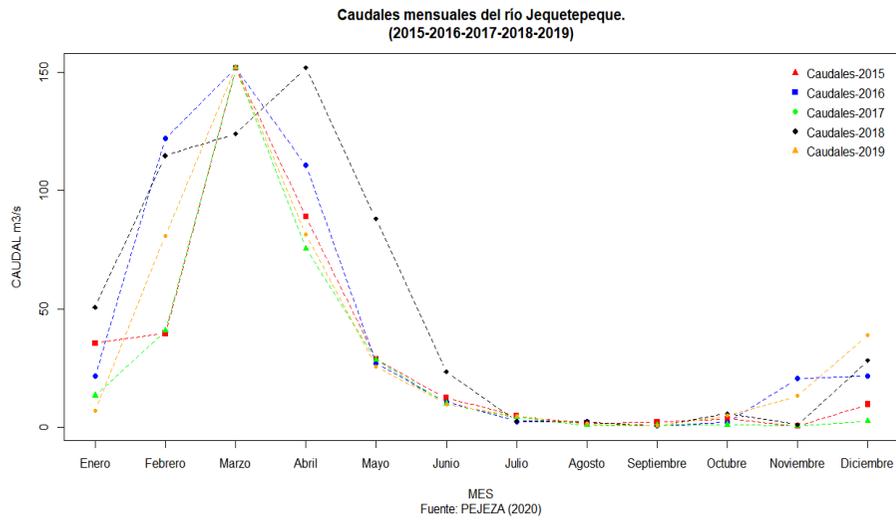
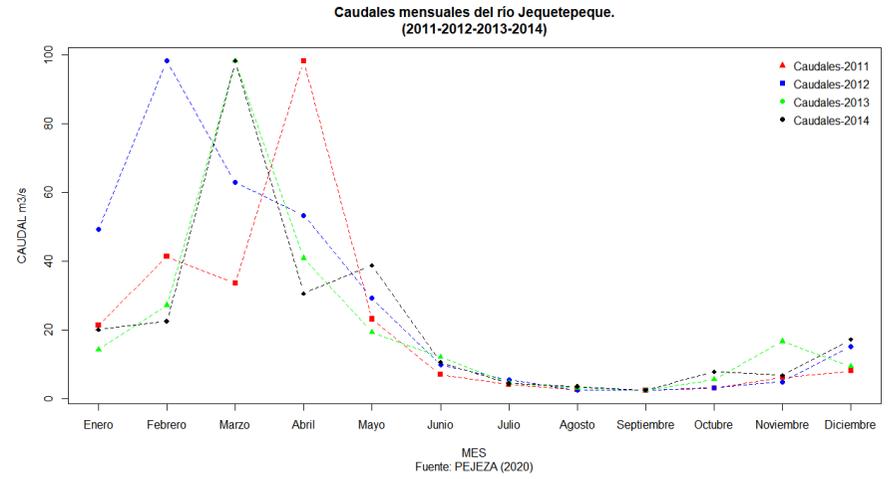
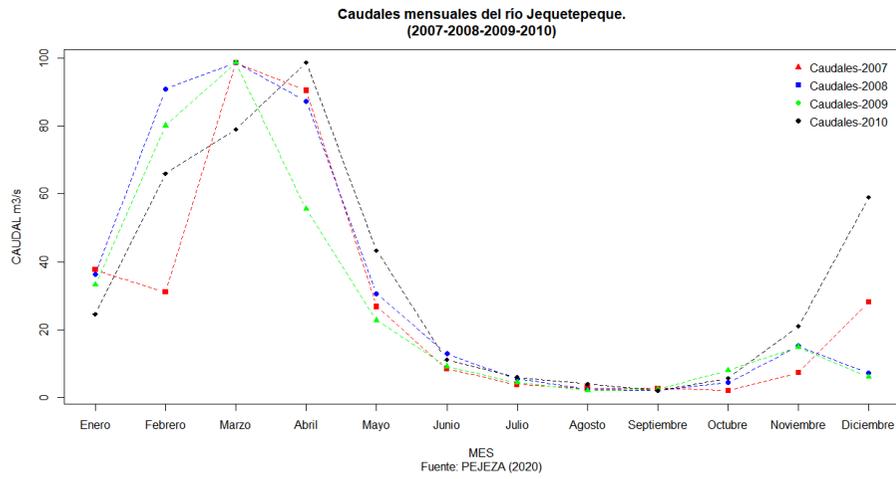


Tabla 22*Caudales recesivos del río Jequetepeque, período 1943-2019*

Mes	Años																			
	Caudales recesivos m ³ s ⁻¹																			
	1943	1944	1945	1946	1947	1948	1949	1950	1951	1952	1953	1954	1955	1956	1957	1958	1959	1960	1961	1962
Mayo				18,71																
Junio		6,91	5,9	9,1			11,5		5,29		15,08	7,1	14,7	6,71	21,91	14,58	13,31	9,68	11,07	10,92
Julio	6,38	4,82	4,52	4,59	6,98	6,31	7,8	5,19	3,21	5,79	7,62	4,41	6,31	6,01	7,92	6,2	6,31	4,89	3,81	4,29
Agosto	3,6	3,58	3,51	3,51	2,61	4,82	3,88	4,59	2,91	1,79	3,88		2,91	4,18	3,81	5,41	4,52	3,88	3,21	1,79
Septiembre	2,59	2,58	3,01	2,70	1,5		3,51	3,09	2,01	1,58	2,82		2,08		3,01	5,29	2,89	2,58	3,09	1,58
Octubre				2,69							2,31					3,99				1,08
Noviembre											1									
Mes	AÑOS																			
	1963	1964	1965	1966	1967	1968	1969	1970	1971	1972	1973	1974	1975	1976	1977	1978	1979	1980	1981	1982
Mayo					18,29							14,41			23					11,61
Junio	6,21		9,41	6,48	9,1	2,7		11,3	13,62	13,12		9,1	17,28	13,31	11,5		6,21	2,08	7,21	
Julio	3,21	4,82	5,11	3,1	5,6	1,49	2,39	4,41	7,5	6,2	10,72	4,89	8,36	4,41	4,89	2,8	2,5	0,41	3,51	3,29
Agosto	2,91	2,91	4,41	2,8	1,9		0,78	1,31	2,39	5,9	4,52		2,61		2,8	2,2	1,38		0	1,38
Septiembre	2,08	1,31	3,51		1,39			0,81		5,02	3,70				1,81		1,31		0	
Octubre	1,61										3,58				1,38		1,08			

Fuente: PEJEZA (2020)

Continua Tabla 22 ...

Mes	Años																	
	Caudales recesivos m ³ s ⁻¹																	
	1983	1984	1985	1986	1987	1988	1989	1990	1991	1992	1993	1994	1995	1996	1997	1998	1999	2000
Mayo		65,79			18,82	18,44	23,93	10,45					14,41		11,28		49,78	
Junio	27,58	23,19	4,78		5,09	8,02	9,07	5,25	4,98		11,88	16,36	5,83	8,9	4,24	21,64	23,34	24,54
Julio	12,51	13,1	2,39	2,8	2,2	2,43	4,82	2,2	1,72	1,64	4,82	15,57	3,25	3,48	1,46	10,23	14,56	9,64
Agosto	1,31	5,79		1,31	1,19	2,09	0,67		0,37	0,41	0,41	2,02	2,39	1,68	1,39	0,37	5,75	4,14
Septiembre					1,12	0,89				0,35				1,31			4,36	
Octubre																		

MES	AÑOS																		
	2001	2002	2003	2004	2005	2006	2007	2008	2009	2010	2011	2012	2013	2014	2015	2016	2017	2018	2019
Mayo												41,42							
Junio	21,82	13,8	10,83	4,58	4,62	11,41	8,56	16,72	16,5			13,26	18,07	8,99	12,19	5,49	17,78		9,26
Julio	10,03	5,5	3,98	1,84	2,03	4,43	3,92	6,72	8,81	6,41	4,22	6,89	6,04	3,42	4,67	2,07	7,22	5,19	4,55
Agosto	4,27	5	2,73	1,37	0,53	0,75	2,84	2,44	4,74	4,79	2,68	2,5	3,95	2,65	1,62	2,02	0,85	5,04	1,76
Septiembre			2,47	1,21		0,72		1,9		3,23	2,51	2,48	2,84	1,63		1,27	0,84	4,38	0,89
Octubre																			

Fuente: PEJEZA (2020)

Tabla 23*Duración de caudales recesivos del río Jequetepeque*

Orden	Años	Duración de agotamiento (días)
1	1943	92
2	1944	122
3	1945	122
4	1946	184
5	1947	92
6	1948	62
7	1949	122
8	1950	92
9	1951	122
10	1952	92
11	1953	183
12	1954	61
13	1955	122
14	1956	92
15	1957	122
16	1958	153
17	1959	122
18	1960	122
19	1961	122
20	1962	153
21	1963	153
22	1964	92
23	1965	122
24	1966	92
25	1967	153
26	1968	61
27	1969	62
28	1970	122
29	1971	92
30	1972	122
31	1973	123
32	1974	92
33	1975	92
34	1976	61
35	1977	184
36	1978	62
37	1979	153
38	1980	61
39	1981	92
40	1982	62
41	1983	92

Continua Tabla 23...

42	1984	123
43	1985	61
44	1986	62
45	1987	153
46	1988	153
47	1989	123
48	1990	92
49	1991	92
50	1992	92
51	1993	92
52	1994	92
53	1995	123
54	1996	122
55	1997	123
56	1998	92
57	1999	153
58	2000	92
59	2001	183
60	2002	92
61	2003	122
62	2004	92
63	2005	92
64	2006	183
65	2007	153
66	2008	122
67	2009	92
68	2010	92
69	2011	92
70	2012	153
71	2013	122
72	2014	122
73	2015	92
74	2016	122
75	2017	122
76	2018	92
77	2019	122

Tabla 24*Caudales registrados (m^3s^{-1}) del río Jequetepeque, período 1943-2019*

Curvas	Año	Ene	Feb	Mar	Abr	May	Jun	Jul	Ago	Sep	Oct	Nov	Dic	Tiempo de agotamiento
		31	28/29	31	30	31	30	31	31	30	31	30	31	
Curva 1	1943	5,9	77,09	98,01	100,62	36,1	13,89	6,38	3,6	2,59	2,69	3,32	2,39	92
Curva 2	1944	11,2	78,5	130,3	40,08	18,11	6,91	4,82	3,58	2,58	8,51	7,72	16,02	122
Curva 3	1945	19,12	82,01	103,01	63,5	17,88	5,9	4,52	3,51	3,01	3,51	1,39	5,9	122
Curva 4	1946	48,98	65,1	62,31	42,9	18,71	9,1	4,59	3,51	2,7	2,69	8,41	12,4	184
Curva 5	1947	9,41	30,38	29,68	52,89	42,9	12,38	6,98	2,61	1,5	5,19	9,41	7,92	92
Curva 6	1948	82,4	41,91	53,2	56,48	22,1	12,38	6,31	4,82	6,29	19,41	30,21	30,09	62
Curva 7	1949	4,41	56,09	157,41	130,21	24,72	11,5	7,8	3,88	3,51	21,8	26,2	6,98	122
Curva 8	1950	1,9	21,49	50,1	51,58	18,11	7,21	5,19	4,59	3,09	4,29	6,98	1,38	92
Curva 9	1951	16,95	31	32,41	27,01	12,1	5,29	3,21	2,91	2,01	2,99	6,21	16,61	122
Curva 10	1952	46,18	37,91	90,69	99,19	23,48	10,92	5,79	1,79	1,58	2,61	14	20,91	92
Curva 11	1953	51,3	220,11	236,19	200,39	32,59	15,08	7,62	3,88	2,82	2,31	1	9	183
Curva 12	1954	33,71	38,48	74,78	26,12	21,51	7,1	4,41	4,59	5,09	9,18	23,42	28,6	61
Curva 13	1955	28,6	67,92	73,1	43,02	25,09	14,7	6,31	2,91	2,08	11,39	22,18	4,89	122
Curva 14	1956	16,8	68,62	126,01	78,01	20,98	6,71	6,01	4,18	4,59	3,4	3,4	8,81	92
Curva 15	1957	9,11	37,41	131,5	118,4	47,01	21,91	7,92	3,81	3,01	16,32	8,1	2,8	122
Curva 16	1958	38,08	30,59	81,21	52,2	32,89	14,58	6,2	5,41	5,29	3,99	10,8	11,39	153
Curva 17	1959	2,39	23,52	93,12	73,42	45,1	13,31	6,31	4,52	2,89	5,11	1,89	1,9	122
Curva 18	1960	20,01	50,72	72,51	58,91	28,11	9,68	4,89	3,88	2,58	4,89	9,1	23,48	122
Curva 19	1961	31,4	36,71	55,41	47,61	23,89	11,07	3,81	3,21	3,09	3,1	5,4	7,99	122

Continua Tabla 24...

Curva 20	1962	34,31	71,1	103,01	87,5	27,59	10,92	4,29	1,79	1,58	1,08	1,5	6,31	153
Curva 21	1963	1,31	5,08	79,19	69,98	18,89	6,21	3,21	2,91	2,08	1,61	2,08	0,78	153
Curva 22	1964	33,79	41,09	49,99	76,31	27,11	8,72	4,82	2,91	1,31	2,2	7,72	21,8	92
Curva 23	1965	6,38	11,41	121,9	91,71	30,91	9,41	5,11	4,41	3,51	7,21	21,91	5,41	122
Curva 24	1966	47,12	23,4	24,38	22,61	17,88	6,48	3,1	2,8	3,51	12,81	23,42	9	92
Curva 25	1967	34,09	125,7	111,3	36,38	18,29	9,1	5,6	1,9	1,39	10,12	9,3	3,81	153
Curva 26	1968	2,99	7,4	24,08	11,3	4,7	2,7	1,49	3,21	2,08	7,09	4,71	2,5	61
Curva 27	1969	9,11	26,91	48,5	75,81	12,69	7,48	2,39	0,78	1,7	11,31	6,91	3,99	62
Curva 28	1970	40,7	20,5	39,31	33,22	37,9	11,3	4,41	1,31	0,81	2,2	9,8	33,19	122
Curva 29	1971	18,41	30,92	148,11	133,91	29,68	13,62	7,5	2,39	2,89	10,19	20,49	29,79	92
Curva 30	1972	28,9	28,4	136,98	77,31	27,29	13,12	6,2	5,9	5,02	15,61	15,59	19,71	122
Curva 31	1973	47,19	36,09	86,1	166,78	49,4	18,29	10,72	4,52	3,7	3,58	4,28	12,69	123
Curva 32	1974	44,5	83,79	75,08	29,4	14,41	9,1	4,89	7,09	13,5	23,3	29,9	26,51	92
Curva 33	1975	20,2	59,48	129,29	102,89	33,79	17,28	8,36	2,61	2,89	12,69	7,79	9,6	92
Curva 34	1976	29,61	61,88	85,69	49,81	24,42	13,31	4,41	5	6,6	23,3	17,59	7,21	61
Curva 35	1977	29,68	121,4	73,59	59,18	23	11,5	4,89	2,8	1,81	1,38	1,81	2,31	184
Curva 36	*1978	5,9	8,31	10,42	20,29	21,39	7,21	2,8	2,2	2,31	2,91	6,1	12,51	62
Curva 37	1979	11,31	26,41	123,92	29,59	13,22	6,21	2,5	1,38	1,31	1,08	3,59	6,09	153
Curva 38	*1980	1,01	3,8	8,59	12	3,29	2,08	0,41	1,49	3,09	1,31	0,69	0,49	61
Curva 39	1981	10,6	103,51	97,41	26,2	11,61	7,21	3,51	0	0	5,56	15,51	32,11	92
Curva 40	1982	12,81	29,72	20,39	33,22	16,91	7,91	3,29	1,38	1,39	6,61	15,7	20,68	62
Curva 41	1983	85,39	49,69	174,21	152,51	81,39	27,58	12,51	1,31	1,39	13,4	17,21	53,91	92
Curva 42	1984	15,79	188,29	173,01	67,79	65,79	23,19	13,1	5,79	6,1	8,1	6,71	27,52	123
Curva 43	1985	11,01	17,98	23,71	15,01	8,7	4,78	2,39	5,11	4,4	18,11	8,8	19	61

Continua Tabla 24...

Curva 44	1986	22,89	25,3	20,39	68,71	21,09	6,71	2,8	1,31	1,58	2,5	1,31	8,59	62
Curva 45	1987	57,2	57,42	30,69	20,6	18,82	5,09	2,2	1,19	1,12	1,49	7,21	8,21	153
Curva 46	1988	25,99	53,2	29,08	39,12	18,44	8,02	2,43	2,09	0,89	4,33	6,29	8,81	153
Curva 47	1989	36,66	109,71	101,29	87,58	23,93	9,07	4,82	0,67	0,69	4,07	14,16	9,33	123
Curva 48	1990	5,97	18,35	15,53	14,35	10,45	5,25	2,2	2,24	3,55	20,95	13,5	4,14	92
Curva 49	1991	5,68	9,71	50,52	28,36	19,38	4,98	1,72	0,37	1,12	10,3	16,98	17,36	92
Curva 50	1992	14,64	7,44	20,53	42,32	16,91	7,64	1,64	0,41	0,35	1,08	2,2	5,04	92
Curva 51	1993	3,85	50,39	166,55	113	33,71	11,88	4,82	0,41	1,16	5,3	6,4	3,88	92
Curva 52	1994	69,89	83,91	119,77	115,93	35,8	16,36	15,57	2,02	2,7	16,69	35,49	28,15	92
Curva 53	1995	9,07	47,41	43,72	41,47	14,41	5,83	3,25	2,39	3,09	3,73	6,6	11,01	123
Curva 54	1996	39,14	73,63	116,47	66,51	18,99	8,9	3,48	1,68	1,31	2,5	13,53	18,25	122
Curva 55	1997	3,43	27,24	19,3	15,51	11,28	4,24	1,46	1,39	1,72	6,35	5,94	2,69	123
Curva 56	1998	115,33	230,24	321,46	173,61	63,32	21,64	10,23	0,37	0,46	2,69	16,44	72,66	92
Curva 57	1999	15,36	164,83	110,07	63,45	49,78	23,34	14,56	5,75	4,36	7,4	12,54	4,93	153
Curva 58	2000	13,24	75,66	163,46	87,36	65,07	24,54	9,64	4,14	10,97	16,46	9,57	31,94	92
Curva 59	2001	88,94	82,72	237,64	127,75	40,48	21,82	10,03	4,27	4,75	4,41	2,04	20,39	183
Curva 60	2002	16,77	40,64	154,26	130,02	29,41	13,8	5,5	5	7,31	5,52	21,49	23,97	92
Curva 61	2003	32,96	49,54	50,81	48,01	22,05	10,83	3,98	2,73	2,47	8,71	26,89	52,36	122
Curva 62	2004	7,54	29,22	33,74	31,84	11,7	4,58	1,84	1,37	1,21	1,8	6,09	8,4	92
Curva 63	2005	27,21	21,74	99,19	47,72	14,74	4,62	2,03	0,53	1,08	5,28	21,46	34,43	92
Curva 64	2006	14,49	67,36	216,37	113,86	19,93	11,41	4,43	0,75	0,72	6,02	5,88	11,35	122
Curva 65	2007	37,69	31,14	98,55	90,37	26,79	8,56	3,92	2,84	2,82	2,13	7,48	28,24	153
Curva 66	2008	48,73	123,47	134,05	118,46	41,07	16,72	6,72	2,44	1,9	5,11	19,94	8,89	122
Curva 67	2009	56,13	133,42	163,98	92,97	38,89	16,5	8,81	4,74	5,24	14,54	25,87	11,39	92

Continua Tabla 24...

Curva 68	2010	21,33	54,6	65,09	80,87	36,35	10,53	6,41	4,79	3,23	6,16	18,48	48,98	92
Curva 69	2011	21,47	41,41	33,56	98,29	23,21	7,08	4,22	2,68	2,51	3,13	6,28	8,12	92
Curva 70	2012	70,62	142,06	90,58	76,63	41,42	13,26	6,89	2,5	2,48	3,48	6,1	21,08	153
Curva 71	2013	21,23	41,6	152,82	63,06	29,22	18,07	6,04	3,95	2,84	7,72	25,1	13,75	122
Curva 72	2014	17,61	19,82	88,41	27,11	34,55	8,99	3,42	2,65	1,63	6,51	5,57	15,01	122
Curva 73	2015	35,32	39,51	151,98	88,91	28,82	12,19	4,67	1,62	1,95	3,39	0,43	9,54	92
Curva 74	2016	9,99	51,93	64,36	47,18	12,29	5,49	2,07	2,02	1,27	1,9	9,58	10,1	122
Curva 75	2017	24,04	74,77	279,89	138,64	51,89	17,78	7,22	0,85	0,84	1,31	0,4	4,1	122
Curva 76	2018	23,86	48,73	52,32	63,15	38,36	13,24	5,19	5,04	4,38	6,4	4,58	15,1	92
Curva 77	2019	6,73	73,62	137,78	74,11	23,49	9,26	4,55	1,76	0,89	4,8	12,41	35,52	122

Fuente: PEJEZA

Tabla 25*Caudales simulados (m^3s^{-1}) por modelos exponenciales y potenciales, período 1988-2019*

Curva analizada	Qb1	Qb2	Qb4		Qb6	Qb7	Qb8	Qb9	Qb10		Qb11	Qb12
			n=1,5	n=3/2					n=-1			
	$\alpha 1$	$\alpha 2$	$\alpha 3$	$\alpha 4$	$\alpha 6$	$\alpha 7$	$\alpha 8$	$\alpha 9$	$\alpha 10$	$\alpha 11$	$\alpha 12$	
	0,0148	0,0132	0,002	0,021	0,007	0,0018	0,0003	0,018	0,0580	0,09	0,005	
1988	1,9157	2,0224	0,4187	2,1324	2,0760	5,0784	0,55054	1,1741	1,8675	1,9898	0,7502	
1989	3,8757	3,4765	1,5634	3,5284	3,7128	5,2981	2,47383	2,6146	2,9420	3,2505	0,4069	
1990	2,6778	2,1311	1,7891	2,0815	2,3519	1,7305	2,93584	1,9949	1,6493	1,8591	2,2877	
1991	1,2761	1,0156	0,8526	0,9919	1,1208	0,8247	1,39909	0,9507	0,7860	0,8860	0,2700	
1992	0,4202	0,3345	0,2808	0,3267	0,3691	0,2716	0,46074	0,3131	0,2588	0,2918	0,3655	
1993	3,0442	2,4227	2,0339	2,3663	2,6737	1,9673	3,33759	2,2679	1,8750	2,1135	0,2295	
1994	4,1922	3,3363	2,8010	3,2586	3,6819	2,7092	4,59620	3,1231	2,5821	2,9105	1,7595	
1995	2,3338	2,0935	0,9414	2,1247	2,2358	3,1904	1,48967	1,5745	1,7716	1,9574	2,6180	
1996	1,4629	1,3061	0,6011	1,3239	1,3966	1,9544	0,95450	0,9901	1,1020	1,2188	1,3780	
1997	1,8269	1,6388	0,7369	1,6632	1,7501	2,4974	1,16610	1,2325	1,3868	1,5322	1,3881	
1998	5,5452	4,4131	3,7049	4,3103	4,8703	3,5836	6,07958	4,1311	3,4154	3,8498	0,1635	
1999	5,1717	5,4595	1,1304	5,7566	5,6042	13,7094	1,48623	3,1696	5,0415	5,3716	4,4645	
2000	6,2883	5,0045	4,2014	4,8880	5,5229	4,0638	6,89431	4,6847	3,8731	4,3658	4,0093	

Continua Tabla 25...

2001	1,4541	1,8703	0,1544	2,0473	1,8386	7,1875	0,14362	0,8096	1,8788	1,9114	2,4395
2002	3,5362	2,8143	2,3627	2,7487	3,1058	2,2853	3,87699	2,6344	2,1780	2,4551	5,9784
2003	1,7802	1,5893	0,7314	1,6110	1,6994	2,3783	1,16149	1,2048	1,3410	1,4831	2,9430
2004	1,1736	0,9340	0,7841	0,9123	1,0308	0,7584	1,28671	0,8743	0,7229	0,8148	1,3446
2005	1,1839	0,9422	0,7910	0,9202	1,0398	0,7651	1,29795	0,8820	0,7292	0,8219	0,4500
2006	1,8755	1,6744	0,7706	1,6972	1,7904	2,5056	1,22370	1,2693	1,4128	1,5625	7,6773
2007	0,8893	0,9388	0,1944	0,9899	0,9637	2,3574	0,25557	0,5450	0,8669	0,9237	2,8814
2008	2,7483	2,4537	1,1292	2,4871	2,6237	3,6717	1,79318	1,8600	2,0703	2,2897	1,8399
2009	4,2281	3,3649	2,8249	3,2865	3,7135	2,7324	4,63554	3,1498	2,6042	2,9354	5,3849
2010	1,6426	1,3072	1,0974	1,2768	1,4426	1,0615	1,80084	1,2237	1,0117	1,1404	4,0003
2011	1,0814	0,8606	0,7225	0,8406	0,9497	0,6988	1,18557	0,8056	0,6660	0,7508	3,0877
2012	4,3032	4,5427	0,9406	4,7899	4,6630	11,4071	1,23663	2,6373	4,1949	4,4695	2,2447
2013	2,9702	2,6518	1,2204	2,6879	2,8355	3,9682	1,93796	2,0102	2,2375	2,4746	3,0482
2014	1,4777	1,3193	0,6072	1,3373	1,4107	1,9742	0,96416	1,0001	1,1132	1,2311	1,8253
2015	3,1237	2,4859	2,0870	2,4281	2,7435	2,0187	3,42468	2,3271	1,9239	2,1687	1,4473
2016	0,9024	0,8057	0,3708	0,8166	0,8615	1,2056	0,58879	0,6107	0,6798	0,7518	1,5186
2017	2,9226	2,6093	1,2008	2,6448	2,7900	3,9045	1,90686	1,9779	2,2016	2,4349	0,6055
2018	1,3299	1,0584	0,8886	1,0338	1,1681	0,8595	1,45809	0,9908	0,8191	0,9233	4,9080
2019	1,5221	1,3589	0,6254	1,3774	1,4531	2,0335	0,99311	1,0301	1,1466	1,2681	0,8155

Qb12= modelo hidrológico propuesto

Figura 66

Comparación de modelos hidrológicos Maillet, 1905), modelo ALVI y caudales observados.

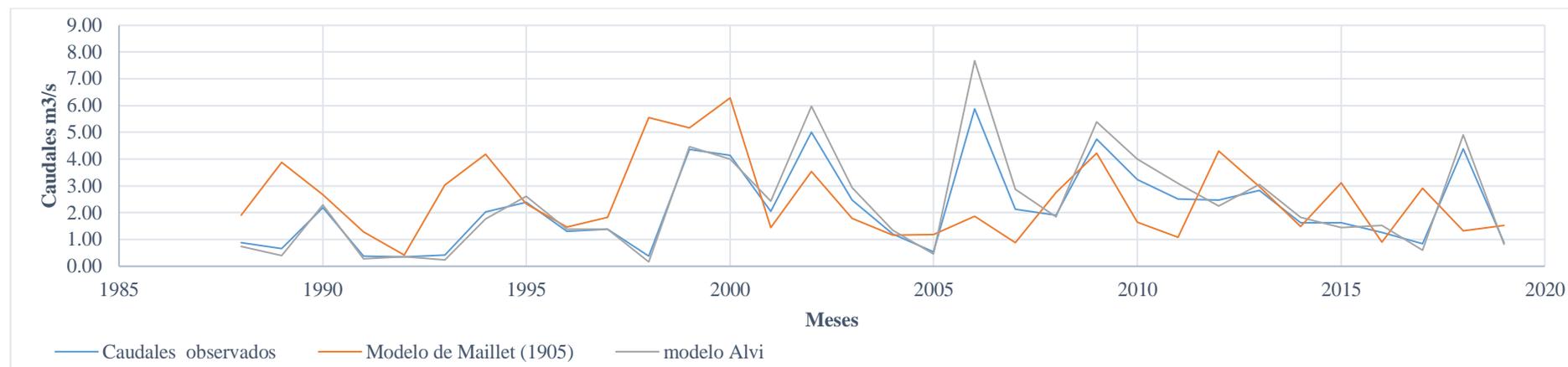


Figura 67

Comparación de modelos hidrológicos Boussinesq, 1904, modelo ALVI y caudales observados.

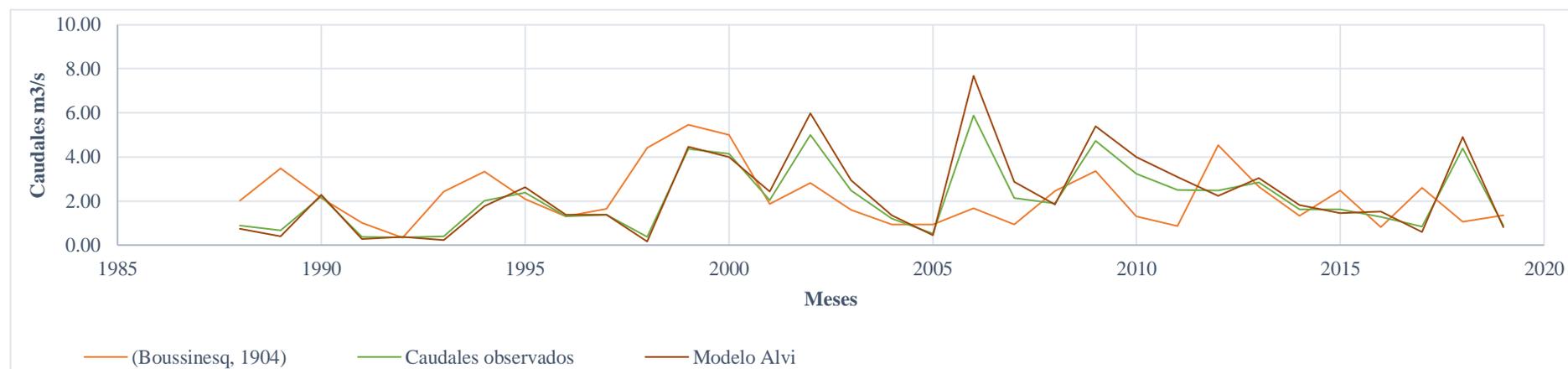


Figura 68

Comparación de modelos hidrológicos Horton, 1933, modelo ALVI y caudales observados.

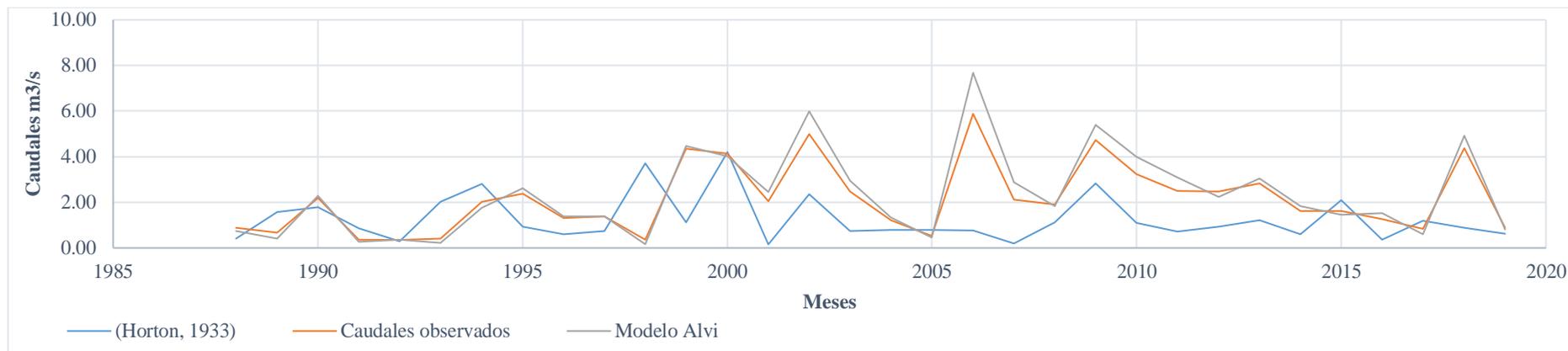


Figura 69

Comparación de modelos hidrológicos Drogue, 1972, modelo ALVI y caudales observados.

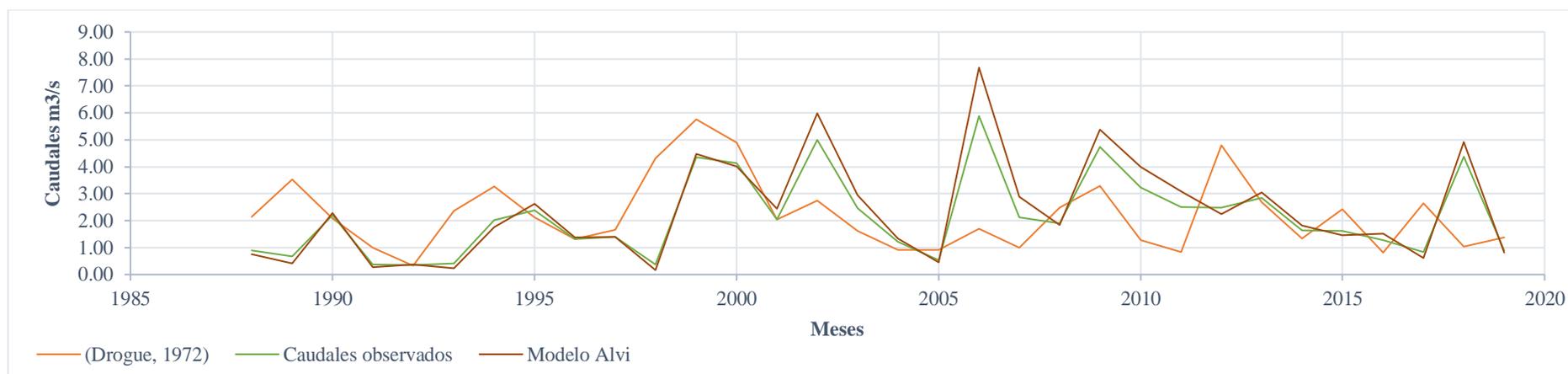


Figura 70

Comparación de modelos hidrológicos Griffiths, 1997, modelo ALVI y caudales observados.

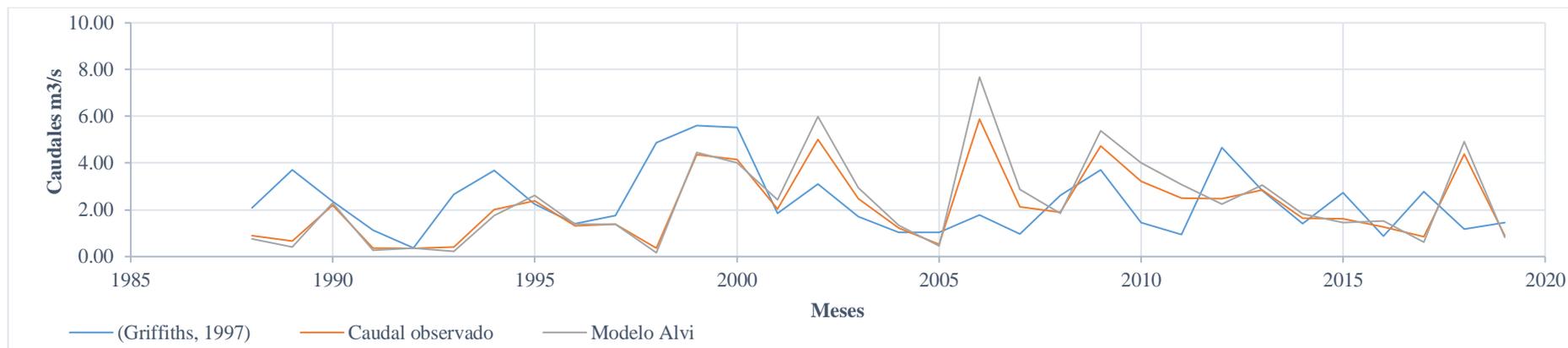


Figura 71

Comparación de modelos hidrológicos Soto, 2001, modelo ALVI y caudales observados.

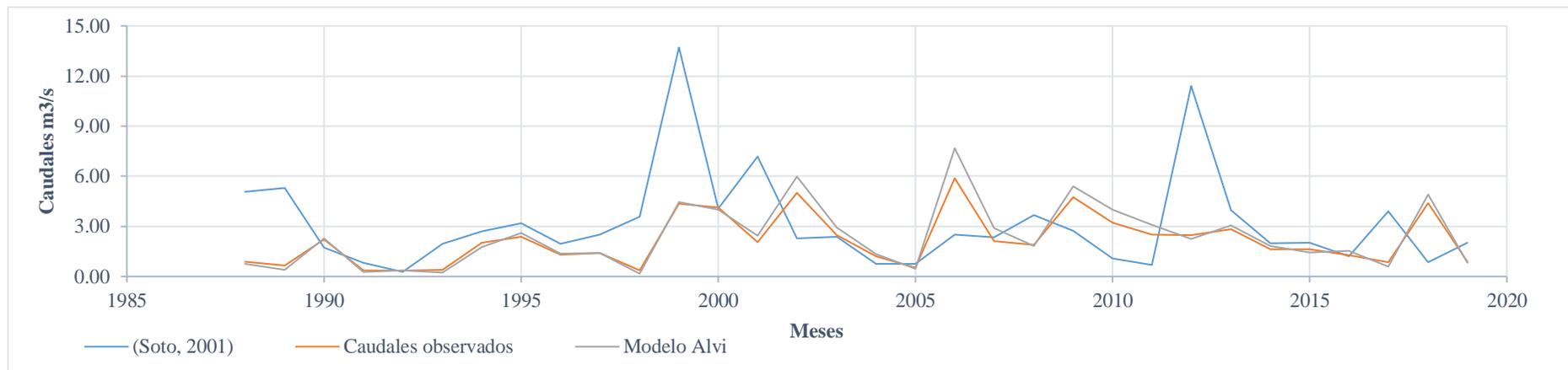


Figura 72

Comparación de modelos hidrológicos Núñez, 2005-a, modelo ALVI y caudales observados.

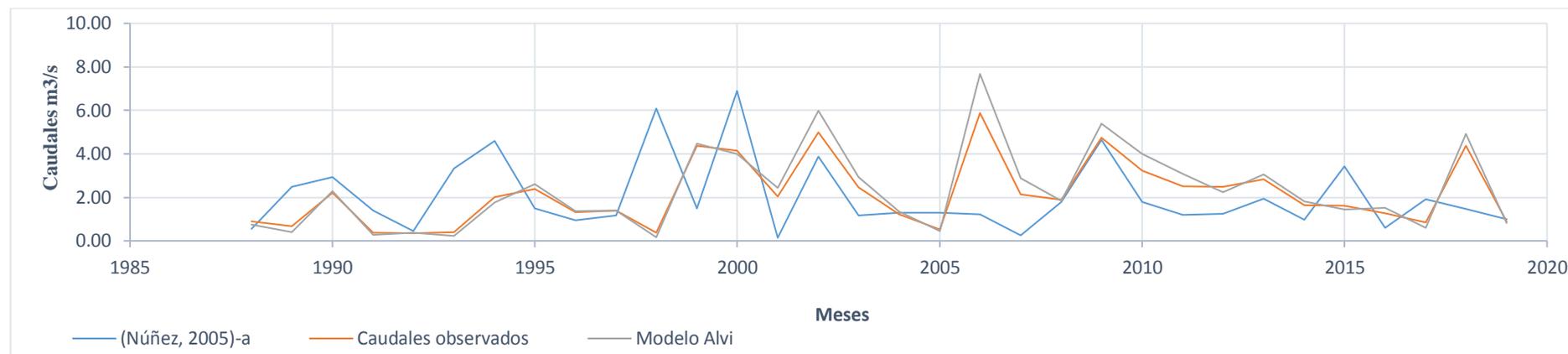


Figura 73

Comparación de modelos hidrológicos Núñez, 2005-b y modelo ALVI y caudales observados.

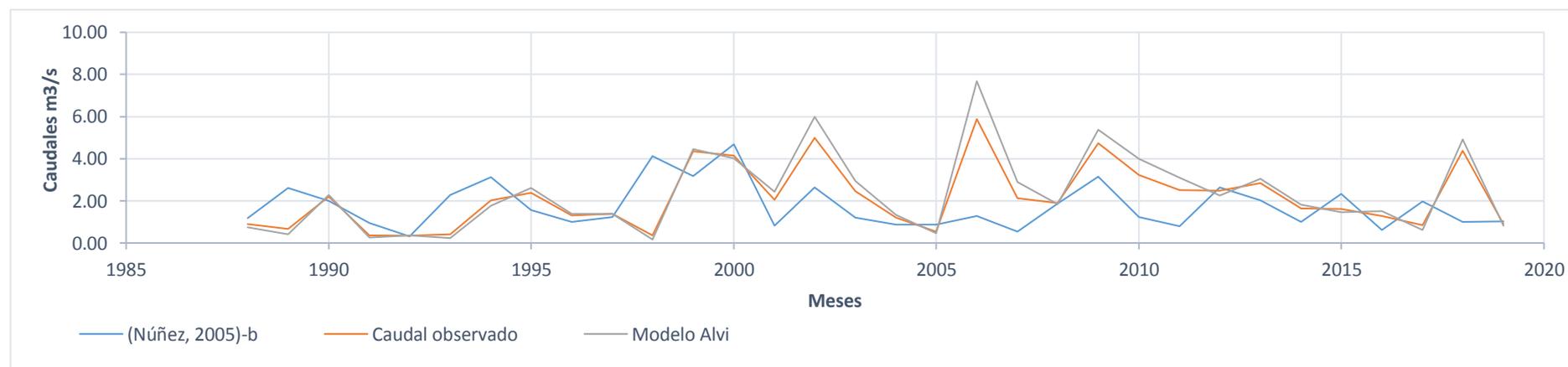


Figura 74

Comparación de modelos hidrológicos Núñez, 2005, modelo ALVI y caudales observados.

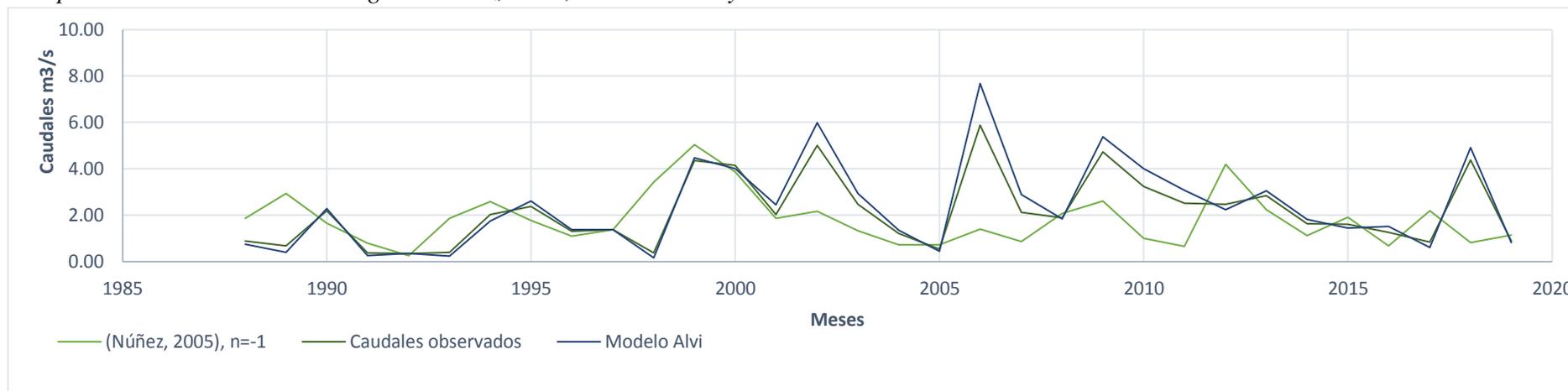


Figura 75

Comparación de modelos hidrológicos Balocchi, 2008, modelo alvi y caudales observados.

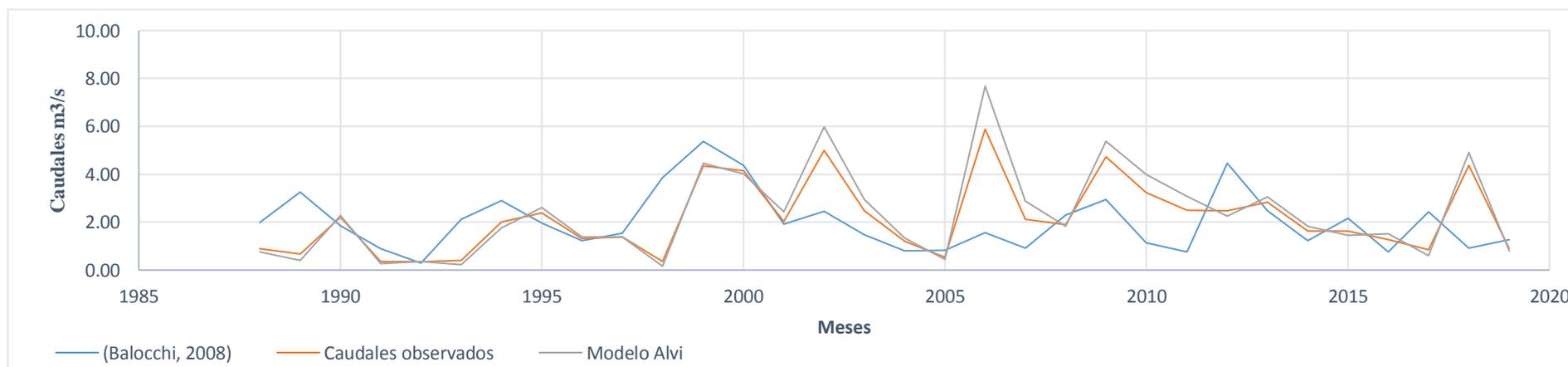


Figura 76

Comparación del modelo ALVI propuesto y caudales observados.

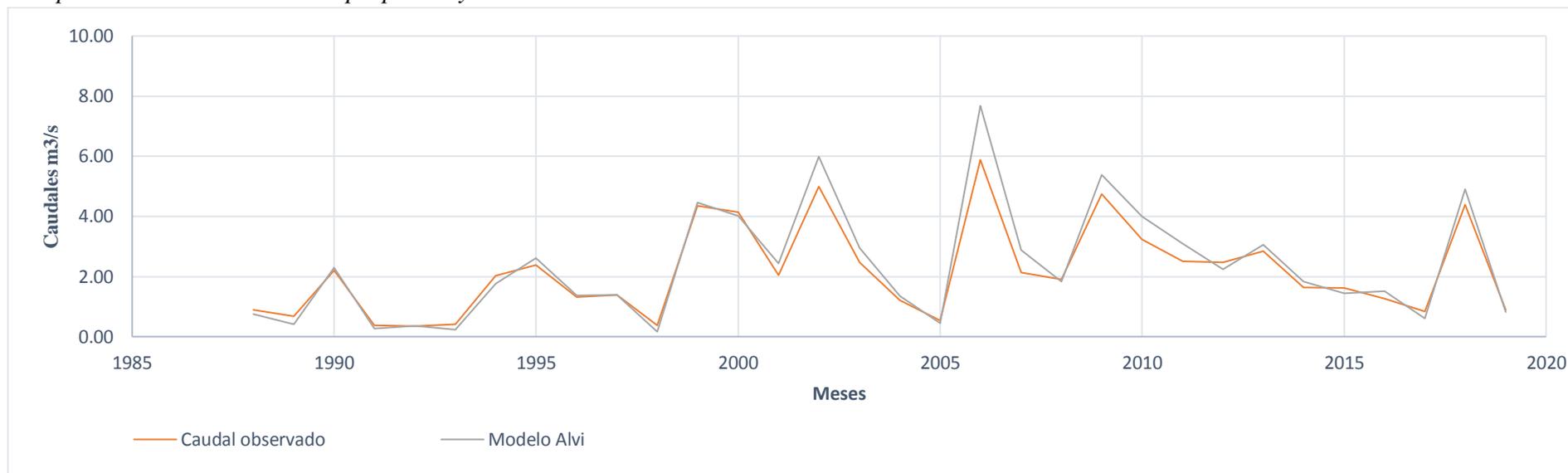


Tabla 26*Caudales simulados por el modelo hidrológico ALVI, período 1943-2019*

Orden	Año	Duración de recesión (t)	Q (m ³ s ⁻¹) Observado	α
				0,005 Q (m ³ s ⁻¹) Simulado
1	1943	92	2,59	3,15
2	1944	122	2,58	3,36
3	1945	122	3,01	3,93
4	1946	184	2,69	3,63
5	1947	92	1,50	1,57
6	1948	62	4,82	5,51
7	1949	122	3,51	4,45
8	1950	92	3,09	3,80
9	1951	122	2,01	2,62
10	1952	92	1,58	1,77
11	1953	183	1,00	1,08
12	1954	61	4,41	5,18
13	1955	122	2,08	2,16
14	1956	92	4,18	5,11
15	1957	122	3,01	3,10
16	1958	153	3,99	5,48
17	1959	122	2,89	3,40
18	1960	122	2,58	3,19
19	1961	122	3,09	3,85
20	1962	153	1,08	1,15
21	1963	153	1,61	2,19
22	1964	92	1,31	1,47
23	1965	122	3,51	4,57
24	1966	92	2,80	3,43
25	1967	153	1,39	1,36
26	1968	61	1,49	1,75
27	1969	62	0,78	0,83
28	1970	122	0,81	0,67
29	1971	92	2,39	2,34
30	1972	122	5,02	6,55
31	1973	123	3,58	4,62
32	1974	92	4,89	5,77
33	1975	92	2,61	2,44
34	1976	61	4,41	4,70
35	1977	184	1,38	1,45
36	1978	62	2,20	2,50
37	1979	153	1,08	1,35
38	1980	61	0,41	0,37
39	1981	92	3,51	4,04
40	1982	62	1,38	1,56

continua Tabla 26...

41	1983	92	1,31	0,82
42	1984	123	5,79	5,18
43	1985	61	2,39	2,78
44	1986	62	1,31	1,51
45	1987	153	1,12	1,01
46	1988	153	0,89	0,75
47	1989	123	0,67	0,41
48	1990	92	2,20	2,29
49	1991	92	0,37	0,27
50	1992	92	0,35	0,37
51	1993	92	0,41	0,23
52	1994	92	2,02	1,76
53	1995	123	2,39	2,62
54	1996	122	1,31	1,38
55	1997	123	1,39	1,39
56	1998	92	0,37	0,16
57	1999	153	4,36	4,46
58	2000	92	4,14	4,01
59	2001	183	2,04	2,44
60	2002	92	5,00	5,98
61	2003	122	2,47	2,94
62	2004	92	1,21	1,34
63	2005	92	0,53	0,45
64	2006	183	5,88	7,68
65	2007	153	2,13	2,88
66	2008	122	1,90	1,84
67	2009	92	4,74	5,38
68	2010	92	3,23	4,00
69	2011	92	2,51	3,09
70	2012	153	2,48	2,24
71	2013	122	2,84	3,05
72	2014	122	1,63	1,83
73	2015	92	1,62	1,45
74	2016	122	1,27	1,52
75	2017	122	0,84	0,61
76	2018	92	4,38	4,91
77	2019	122	0,89	0,82
PROMEDIO			2,37	2,69
<i>Pronóstico de caudales recesivos</i>				
78	2020	122	0,76	0,85
79	2022	183	1,58	1,15

Tabla 27*Caudales máximos y mínimos anuales del río Jequetepeque*

Caudales del río Jequetepeque estación "Yonán"- 1943-2019		
Año	Caudal (m³s⁻¹)	
	Máximo anual	Mínimo anual
1943	100,62	2,39
1944	130,30	2,58
1945	103,01	1,39
1946	65,10	2,69
1947	52,89	1,50
1948	82,40	4,82
1949	157,41	3,51
1950	51,58	1,38
1951	32,41	2,01
1952	99,19	1,58
1953	236,19	1,00
1954	74,78	4,41
1955	73,10	2,08
1956	126,01	3,40
1957	131,50	2,80
1958	81,21	3,99
1959	93,12	1,89
1960	72,51	2,58
1961	55,41	3,09
1962	103,01	1,08
1963	79,19	0,78
1964	76,31	1,31
1965	121,90	3,51
1966	47,12	2,80
1967	125,70	1,39
1968	24,08	1,49
1969	75,81	0,78
1970	40,70	0,81
1971	148,11	2,39
1972	136,98	5,02
1973	166,78	3,58
1974	83,79	4,89
1975	129,29	2,61
1976	85,69	4,41
1977	121,40	1,38
1978	21,39	2,20
1979	123,92	1,08
1980	12,00	0,41
1981	103,51	0,00
1982	33,22	1,38
1983	174,21	1,31

continua Tabla 27...

1984	188,29	5,79
1985	23,71	2,39
1986	68,71	1,31
1987	57,42	1,12
1988	53,20	0,89
1989	109,71	0,67
1990	20,95	2,20
1991	50,52	0,37
1992	42,32	0,35
1993	166,55	0,41
1994	119,77	2,02
1995	47,41	2,39
1996	116,47	1,31
1997	27,24	1,39
1998	321,46	0,37
1999	164,83	4,36
2000	163,46	4,14
2001	237,64	2,04
2002	154,26	5,00
2003	52,36	2,47
2004	33,74	1,21
2005	99,19	0,53
2006	216,37	0,72
2007	98,55	2,13
2008	134,05	1,90
2009	163,98	4,74
2010	80,87	3,23
2011	98,29	2,51
2012	142,06	2,48
2013	152,82	2,84
2014	88,41	1,63
2015	151,98	0,43
2016	64,36	1,27
2017	279,89	0,40
2018	63,15	4,38
2019	137,78	0,89

Fuente: PEJEZA (2020)

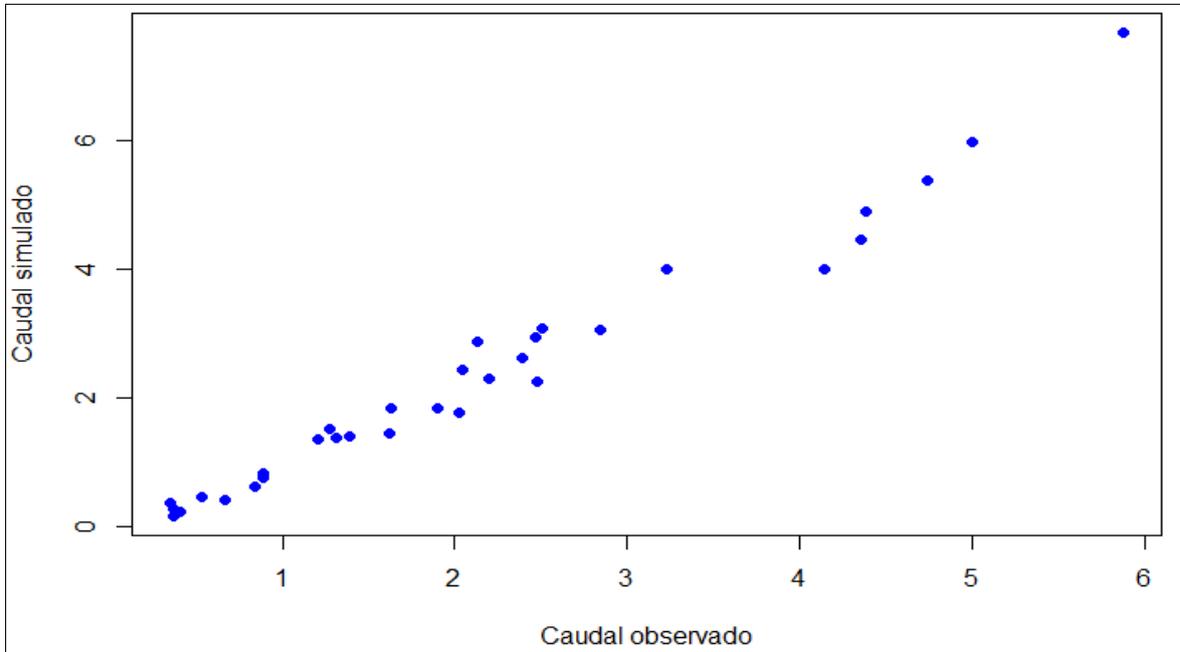
Tabla 28*Orden jerárquico de caudales mensuales del río Jequetepeque 1988-2019*

Año	Q Observado (m³s⁻¹)	Orden	Orden Jerárquico	Q Observado (m³s⁻¹)	Orden	Orden Jerárquico
1988	0,89	17	4	0,75	14	1
1989	0,67	13	5	0,41	9	2
1990	2,2	37	7	2,29	39	3
1991	0,37	7	8	0,27	3	6
1992	0,35	4	11	0,37	6	9
1993	0,41	8	13	0,23	2	10
1994	2,02	34	16	1,76	30	12
1995	2,39	40	17	2,62	45	14
1996	1,31	21	18	1,38	23	15
1997	1,39	24	19	1,39	25	22
1998	0,37	5	20	0,16	1	23
1999	4,36	55	21	4,46	57	25
2000	4,14	54	24	4,01	53	26
2001	2,04	35	28	2,44	41	27
2002	5	60	29	5,98	63	30
2003	2,47	42	33	2,94	48	31
2004	1,21	19	34	1,34	22	32
2005	0,53	11	35	0,45	10	38
2006	5,88	62	36	7,68	64	39
2007	2,13	36	37	2,88	47	41
2008	1,9	33	40	1,84	32	45
2009	4,74	58	42	5,38	61	47
2010	3,23	51	43	4	52	48
2011	2,51	44	44	3,09	50	49
2012	2,48	43	46	2,24	38	50
2013	2,84	46	51	3,05	49	52
2014	1,63	29	54	1,83	31	53
2015	1,62	28	55	1,45	26	57
2016	1,27	20	56	1,52	27	59
2017	0,84	16	58	0,61	12	61
2018	4,38	56	60	4,91	59	63
2019	0,89	18	62	0,82	15	64
n1	32	n2	32			
R1=	1026	R2=	1054			
U1=	526	U2=	498			
U_{min}=		498				
Media=	512	Z_{95%}	1,96			
Desv est=	74,48	P_{valor}	0,43			
Z=	-0,18798015					
α	0,05					

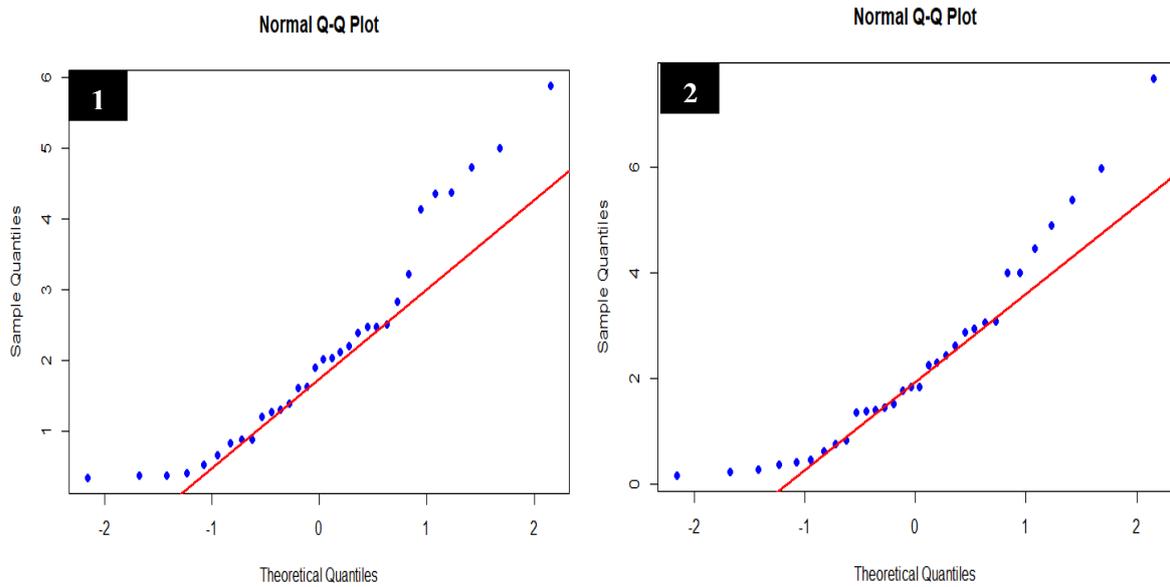
Figura 77

Dispersión de muestras para determinar la normalidad.

a Dispersión de muestras para determinar la normalidad



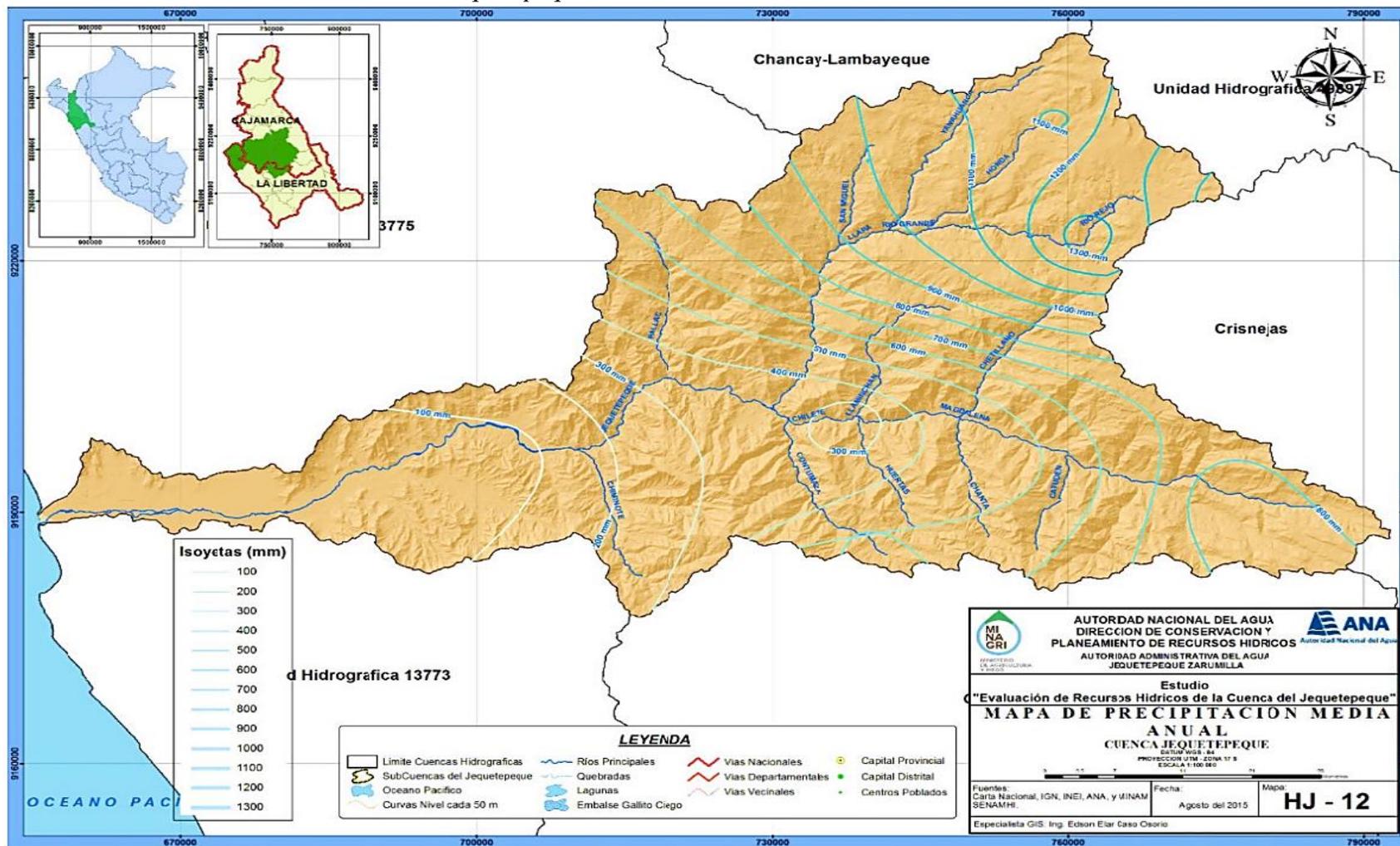
b Dispersión de muestra observada (a) y muestra simulada (b)



ANEXOS

Figura 78

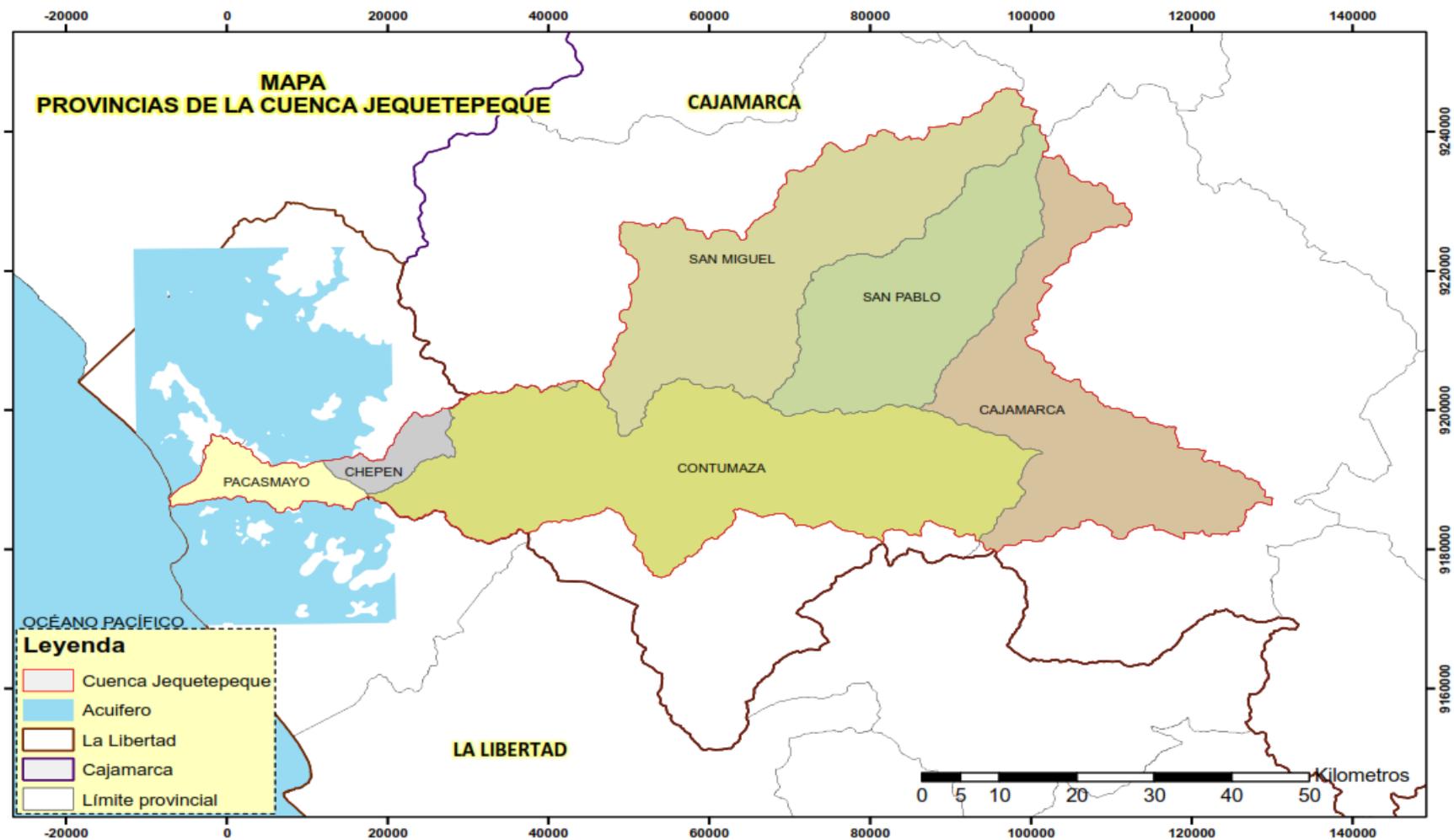
Precipitación media anual de la cuenca del río Jequetepeque.



Fuente: ANA (2015)

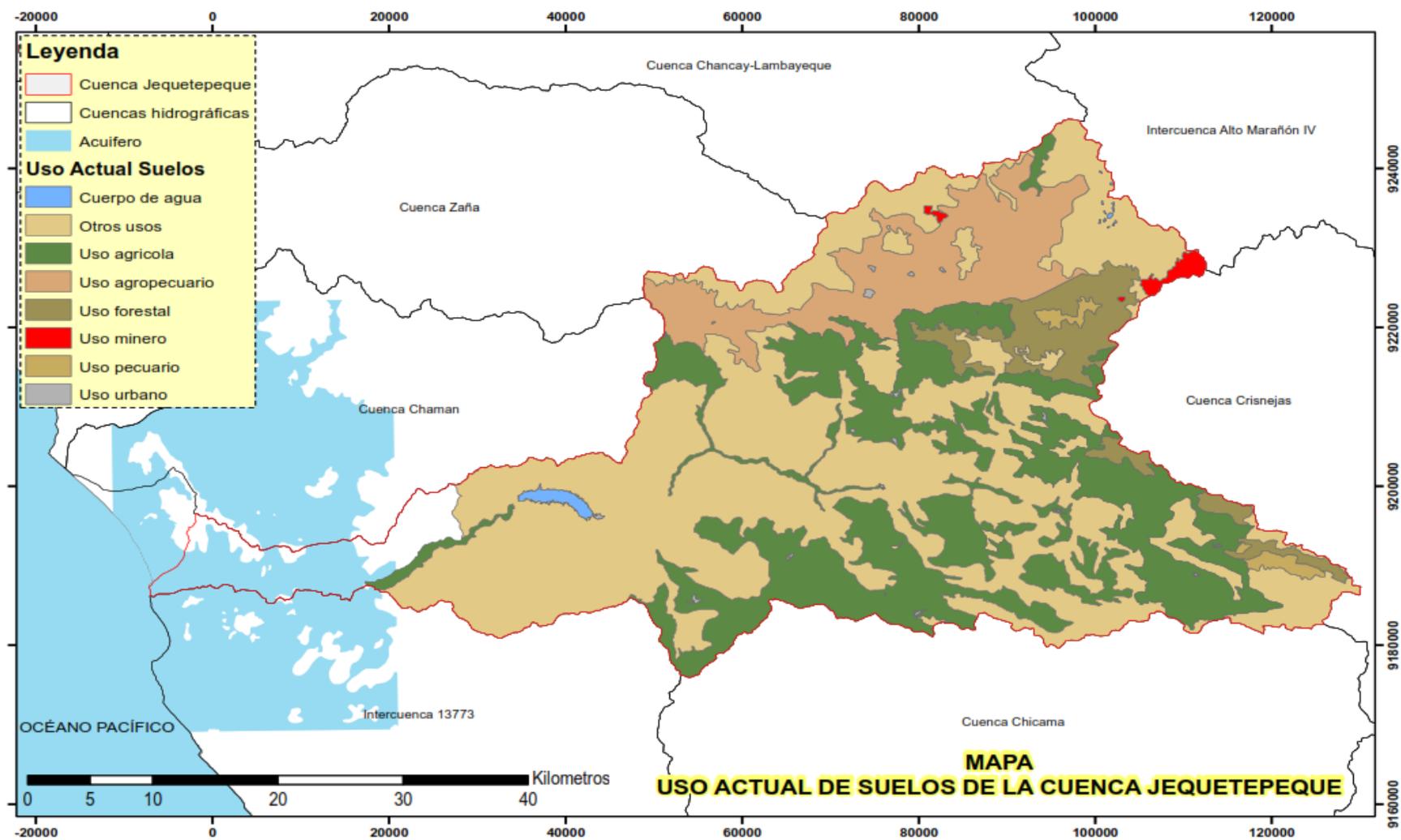
Figura 79

Provincias, visión general de la cuenca del río Jequetepeque.



Fuente: ANA (2018)

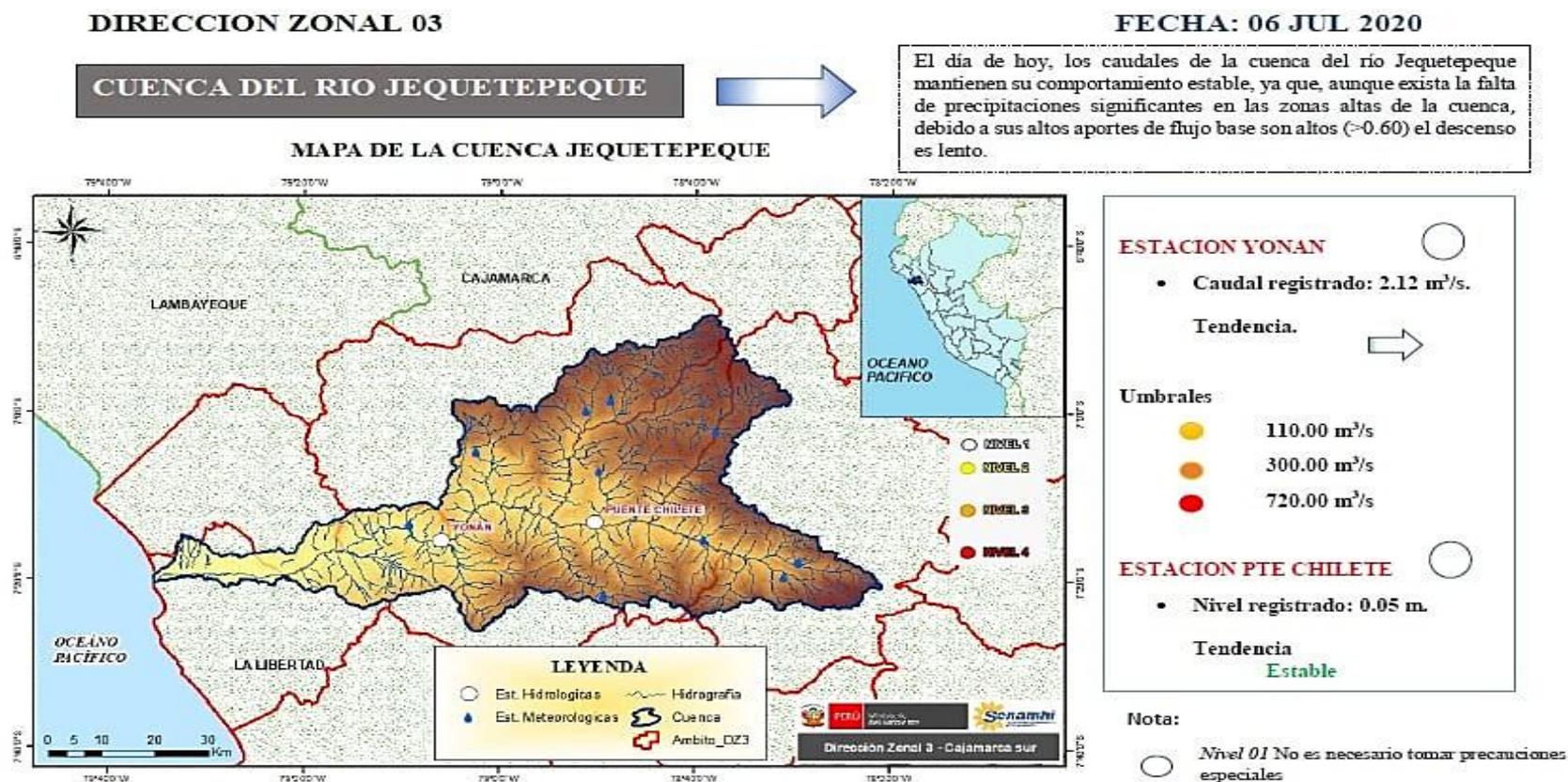
Figura 80 *Uso actual de suelo, visión general, dentro de la cuenca del río Jequetepeque.*



Fuente: ANA (2018)

Figura 81

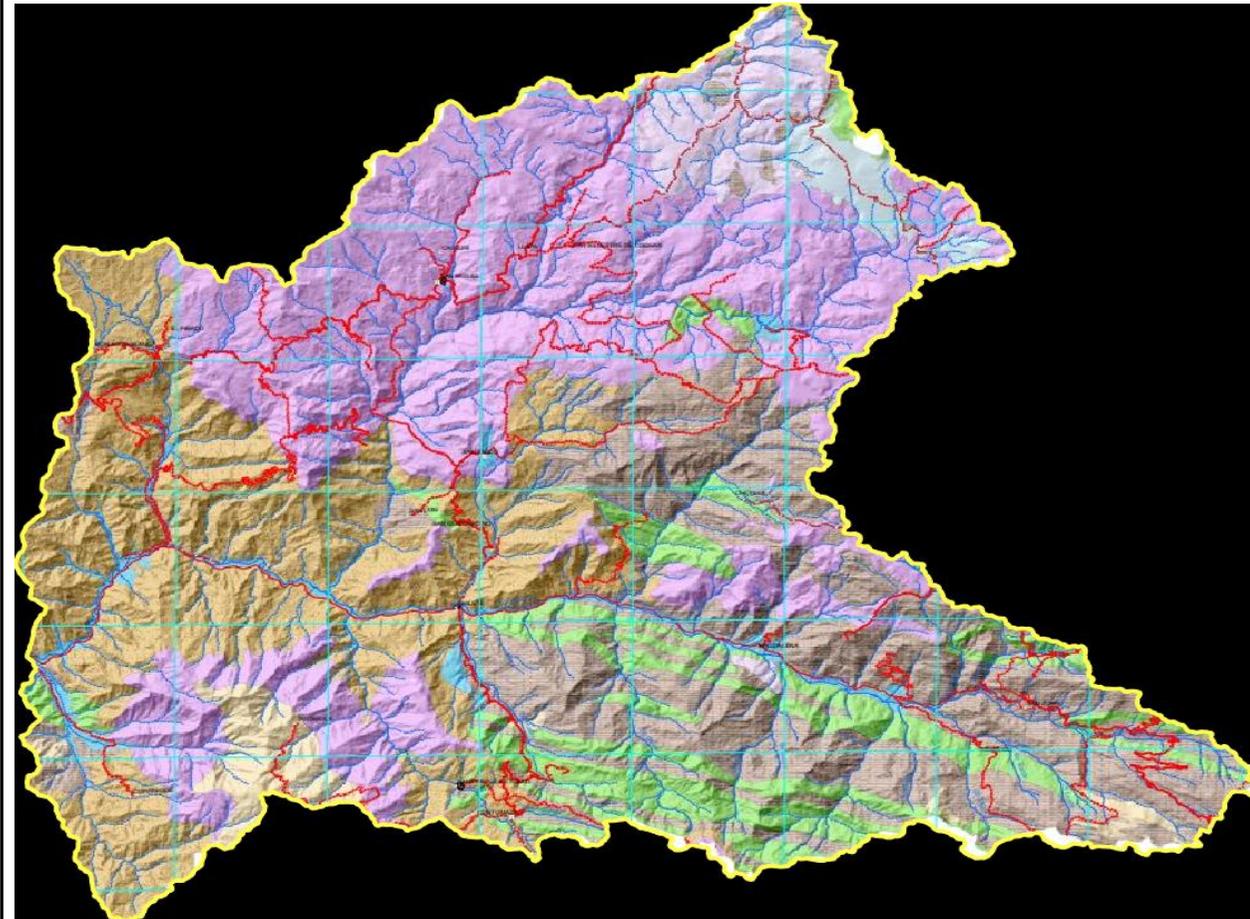
Reporte de la zona alta de la cuenca del Jequetepeque.



Fuente: SENAMHI (2020)

Figura 82

Mapa hidrogeológico georreferenciado de la cuenca alta del Jequetepeque.



LEYENDA

	Acuífugo
	Acuitardo Intrusivo
	Acuitardo Sedimentario
	Acuitardo Volcánico (baja)
	Acuitardo Volcánico (medio)
	Acuífero Fisurado Sedimentario
	Acuífero Fisurado Volcánico (alto)
	Acuífero Fisurado Volcánico (medio-alto)
	Acuífero Poroso No Consolidado (alto)
	Acuífero Poroso No Consolidado (bajo)
	Acuífero Poroso No Consolidado (medio)

Fuente: Modificado de INGEMET (2007)

Figura 83

Oficio de entrega de información de caudales mensuales por PEJEZA.



PERÚ Ministerio de Agricultura y Riego

Proyecto Especial Jequetepeque - Zaña

"Decenio de la igualdad de oportunidades para mujeres y hombres".
"Año de la Universalización de la Salud"

Yonán, 19 de febrero de 2020

OFICIO N° 183 -2020-MINAGRI-PEJEZA-DE

Señor.
Dr. Ing. Civil JOSÉ FRANCISCO HUAMÁN VIDAURRE
Director del Departamento Académico de Ingeniería de los Recursos Hídricos
Facultad de Ingeniería - Universidad Nacional de Cajamarca
Cajamarca. -

ASUNTO : REMITE INFORMACIÓN PARA DESARROLLO DE TESIS

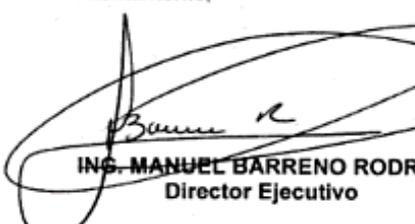
REFERENCIA : SOLICITUD S/N

Tengo a bien dirigirme a usted, para expresarle mi cordial saludo y a la vez remitirle en forma digital, a través de 01 CD, información requerida por vuestra facultad para el desarrollo de tesis doctoral cuyo título es "*Modelo Hidrológico para pronosticar caudales recesivos y coeficiente de agotamiento: Caso río Jequetepeque, aguas arriba de la presa Gallito Ciego - Contumazá 2020*", la misma que se describe a continuación:

- Registro de caudales medios mensuales registrados de los años 1942 al 2019, de la estación Yonán.
- Volúmenes de embalse de meses de estiaje desde el inicio de operación de la represa.

Esperando haber atendido oportunamente con lo solicitado, me suscribo de usted.

Atentamente,


ING. MANUEL BARRENO RODRIGO
Director Ejecutivo



CUT N° 1019 - 2020-PEJZ

Figura 84

Equipos de campo y gabinete.

- *Sistema de Posicionamiento Global (GPS)*



-Cámara fotográfica



-Estación hidrométrica “Yonán” de propiedad de PEJEZA



-Impresora multifuncional EPSON L220 y Laptop ASUS Core i10 sexta generación.

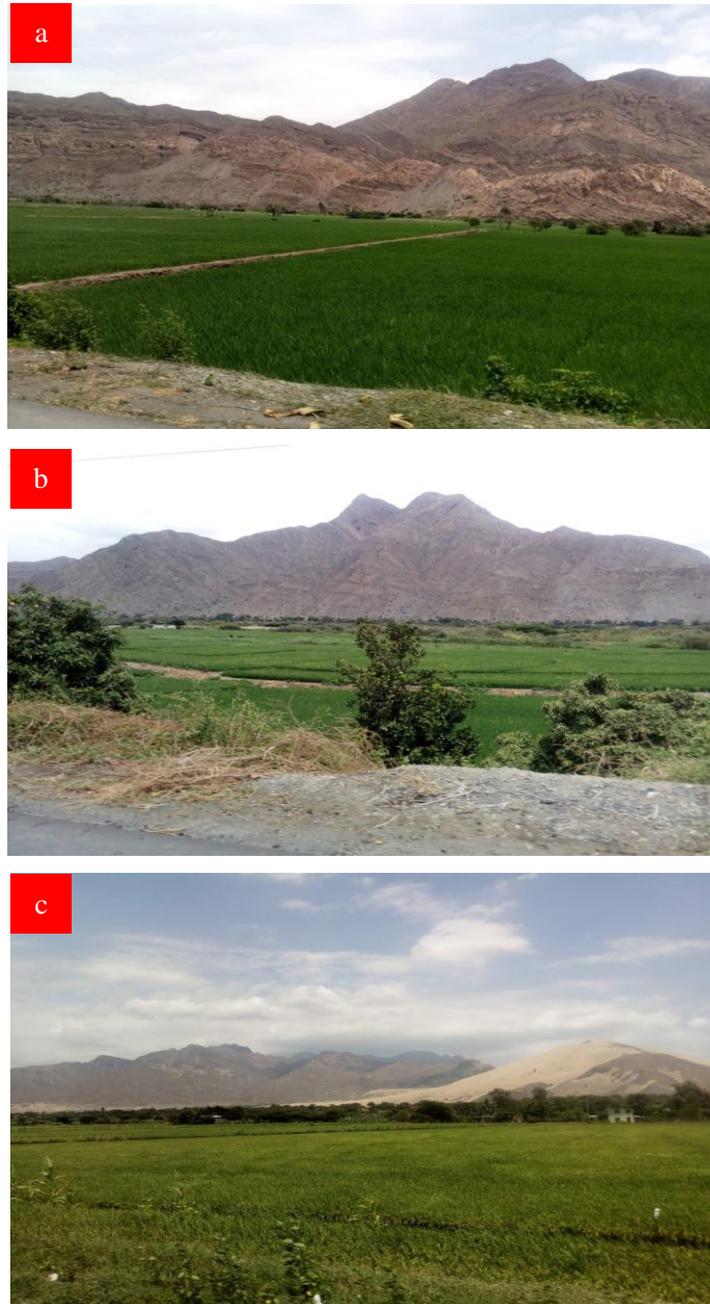


-Correntómetro digital global water FP111



Figura 85

Cultivos de arroz regadas por aguas reguladas por el embalse Gallito Ciego.



El Figura 85 muestra la (Figura a, b y c), en el cual muestra parcelas de arroz; las cuales están irrigadas por las aguas provenientes del embalse “Gallito Ciego” las cuales son reguladas principalmente en épocas secas. Se observa que estas plantaciones están asentadas en zonas semiáridas. El sistema de irrigación de estas parcelas es por gravedad, es decir, por inundación. El valle del Jequetepeque es la principal despensa de arroz en el norte del territorio peruano.