

UNIVERSIDAD NACIONAL DEL ALTIPLANO

FACULTAD DE INGENIERÍA AGRÍCOLA

ESCUELA PROFESIONAL DE INGENIERÍA AGRÍCOLA



**ESTIMACIÓN DE CAUDAL BASE EN RÍOS MEDIANTE
BALANCE HÍDRICO SUPERFICIAL Y SUBTERRÁNEO, CASO
ESTUDIO MICROCUENCA DEL RÍO CHUMPE YAULI-JUNIN**

TESIS

PRESENTADA POR:

Bach. ALAN PERCY MAMANI RAMOS

PARA OPTAR EL TÍTULO PROFESIONAL DE:

INGENIERO AGRÍCOLA

PUNO – PERÚ

2017

UNIVERSIDAD NACIONAL DEL ALTIPLANO

FACULTAD DE INGENIERÍA AGRÍCOLA

ESCUELA PROFESIONAL DE INGENIERÍA AGRÍCOLA

**ESTIMACIÓN DE CAUDAL BASE EN RÍOS MEDIANTE BALANCE
HÍDRICO SUPERFICIAL Y SUBTERRÁNEO, CASO ESTUDIO
MICROCUEENCA DEL RIO CHUMPE YAULI-JUNIN**

TESIS PRESENTADA POR:

Bach. ALAN PERCY MAMANI RAMOS

**PARA OPTAR EL TITULO PROFESIONAL DE:
INGENIERO AGRÍCOLA**

APROBADA POR EL JURADO REVISOR CONFORMADO POR:



PRESIDENTE

:

M.Sc. OSCAR R. MAMANI LUQUE

PRIMER MIEMBRO

:

M.Sc. ROBERTO ALFARO ALEJO

SEGUNDO MIEMBRO

:

M.Sc. MIGUEL A. FLORES BARRIGA

DIRECTOR

:

M.Sc. AUDBERTO MILLONES CHAFLOQUE

ASESOR

:

Ph.D. DIMAS APAZA IDME

ÁREA : Ingeniería y tecnología.

LÍNEA: Recursos hídricos.

TEMA : Hidrogeología.

U^o B^o

FECHA DE SUSTENTACIÓN: 03 DE FEBRERO DEL 2017

DEDICATORIA

A mis Padres:

En reconocimiento a su comprensión y apoyo a mis padres; Andres Mamani Ortega y Rosa Margarita Ramos Arocutipa, porque este trabajo, no es más que sus nobles consejos y apoyo en mi formación profesional.

A mis hermanos:

Juan, Yesica, Lisbeth, Dennis y demás familiares por su apoyo, aliento en todo momento.

A todos mis amigos que supieron brindarme apoyo, durante el desarrollo de mi carrera y en la culminación del trabajo de investigación.

AGRADECIMIENTO

- ✓ A la UNIVERSIDAD NACIONAL DEL ALTIPLANO, al personal docente y administrativo de la FACULTAD DE INGENIERÍA AGRÍCOLA, por los conocimientos brindados y apoyo constante en mi formación profesional.

- ✓ Al Magister Audberto Millones Chafloque, por su acertado asesoramiento en el presente trabajo.

- ✓ Al Ph.D. Dimas Apaza Idme, por su apoyo como asesor de tesis, del presente trabajo.

- ✓ A mis compañeros de la promoción 2010-II de la escuela profesional de ingeniería agrícola, por su aliento y compañerismo de cada uno de ellos.

- ✓ A todas aquellas personas y amigos que directa e indirectamente han contribuido en la realización del presente trabajo.

- ✓ Al personal que labora en Hidroandes Consultores S.A.C., por brindarme el apoyo necesario, así como en mi formación profesional y contribuciones al presente trabajo de investigación.

ÍNDICE GENERAL

I	INTRODUCCIÓN	11
1.1	GENERALIDADES.....	11
1.2	DEFINICIÓN DEL PROBLEMA.....	11
1.3	JUSTIFICACIÓN	12
1.4	OBJETIVOS.....	13
1.4.1	Objetivo general.....	13
1.4.2	Objetivos específicos	13
II	REVISIÓN BIBLIOGRÁFICA.....	14
2.1	Balance hídrico.....	14
2.2	Características básicas del flujo subterráneo.....	15
2.2.1	Tipos de acuíferos	16
2.2.1.1	Según el grado de confinamiento.....	17
2.2.1.2	Según los materiales litológicos que forman el acuífero	18
2.2.1.3	Según la permeabilidad del acuífero.....	18
2.2.2	Movimiento del agua en medio poroso.....	19
2.2.2.1	Porosidad	19
2.2.2.2	Conductividad hidráulica	19
2.2.2.3	Coeficiente de almacenamiento	20
2.2.2.4	Ley de Darcy.....	20
2.3	Ecuación de conservación de masa.....	21
2.3.1	Régimen estacionario.....	21
2.3.2	Régimen no estacionario.....	22
2.4	Relación río - acuífero	23
2.5	Caudal base	27
2.5.1	Método de Chapman	29
2.5.2	Método de Eckhardt.....	29
2.5.3	Caudal base como proxy de la recarga	30
2.6	Recarga	31
2.6.1	Método fluctuación de niveles de agua en pozos	31
2.6.2	Método de la ecuación del balance hídrico.....	32
III	MATERIALES Y MÉTODOS	33
3.1	LOCALIZACIÓN DEL CAMPO EXPERIMENTAL.....	33
3.1.1	Ubicación geográfica de la microcuenca del río Chumpe	33
3.1.2	Accesibilidad	33
3.2	MATERIALES.....	34
3.2.1	Materiales equipos y servicios a utilizar	34
3.3	METODOLOGÍA	35
3.3.1	Nomenclatura empleada	35
3.3.2	Metodología de medición de caudal de las fuentes	36
3.3.3	Metodología de medición para el nivel de agua en piezómetros	38
3.3.4	Ensayos de permeabilidad durante la perforación	39
3.3.4.1	Ensayos Tipo Lefranc.	39
3.3.4.2	Ensayos Tipo Lugeón.	39
3.3.4.3	Ensayos de tipo Recuperación Nivel de Agua (tipo Slug Test).....	40
3.3.5	Caracterización hidrológica del área de estudio	41
3.3.6	Balance hídrico superficial	41

3.3.7	Balance hídrico subterráneo mediante modelo numérico MODFLOW	41
3.3.8	Cálculo de recarga	42
3.3.9	Calibración del balance del sistema con caudales aforados.	42
3.3.10	Integración de balance hídrico superficial y subterráneo	42
IV	RESULTADOS Y DISCUSIÓN	43
4.1	HIDROLOGÍA DEL ÁREA	43
4.1.1	Hidrografía.....	43
4.1.2	Climatología.....	43
4.1.3	Precipitación	43
4.1.4	Temperatura	45
4.1.5	Humedad relativa.....	45
4.1.6	Balance hídrico	45
4.2	MAPEO HIDROGEOLÓGICO DE CAMPO	46
4.3	PERFORACIÓN E INSTALACIÓN DE PIEZÓMETROS	47
4.3.1	Perforaciones de Investigación Hidrogeológica	47
4.3.2	Instalación de Piezómetros	49
4.3.3	Desarrollo de Piezómetros	49
4.4	CARACTERIZACIÓN GEOLÓGICA	50
4.4.1	Geomorfología	50
4.4.1.1	Valle Glaciar	50
4.4.1.2	Altiplanicies	50
4.4.1.3	Montañas.....	50
4.4.2	Geología Local.....	50
4.4.2.1	Basamento rocoso	51
4.4.2.2	Rocas intrusivas	51
4.4.2.3	Depósitos cuaternarios.....	51
4.4.2.4	Geología Estructural	52
4.5	HIDROGEOLOGÍA DEL ÁREA	53
4.5.1	Unidades Hidrogeológicas	53
4.5.1.1	Acuitardo Volcánicos Andesíticos, Grupo Mitu.....	54
4.5.1.2	Acuífugo en Filitas, Grupo Excélsior	54
4.5.1.3	Estrato permeable de Arenas y Gravas, Suelos Fluvio aluviales.....	55
4.5.1.4	Acuífardo en Limos y Arcillas, Suelos Fluvioglaciares	55
4.5.2	Conductividades hidráulicas de las unidades Hidrogeológicas	55
4.5.2.1	Depósitos fluvioglaciares o morrénicos.....	56
4.5.2.2	Depósitos fluvio aluviales.....	56
4.5.2.3	Filitas del Grupo Excélsior.	57
4.5.2.4	Los volcánicos Andesíticos del Grupo Mitu,.....	57
4.5.3	Resultados de las pruebas “Slug Test”	59
4.5.4	Inventario de las fuentes de agua	60
4.5.4.1	Filitas Poco Fracturadas.....	60
4.5.4.2	Filitas Fracturadas.....	60
4.5.4.3	Depósitos Fluvio aluviales; Gravas Arenosas	60
4.5.5	Inventario y Monitoreo de las Fuentes de Agua	61
4.5.5.1	Inventario de las fuentes de agua.....	61
4.5.5.2	Resultado del Inventario de fuentes.....	61
4.5.5.3	Monitoreo de fuentes por tipo de fuente	62
4.5.6	Niveles y Evolución de las Aguas Subterráneas.....	64
4.5.6.1	Niveles de Aguas subterráneas en piezómetros	64
4.5.6.2	Variación de los niveles de agua Subterránea por Litología	64

4.5.6.3	Variación de niveles en los depósitos fluvio aluviales	64
4.5.6.4	Variación de niveles en los depósitos fluvioglaciares	65
4.5.6.5	Variación de niveles en los depósitos Coluviales	65
4.5.6.6	Variación de niveles en los depósitos Morrénicos.....	65
4.5.6.7	Variación de niveles en rocas metamórficas; filitas y esquistos.....	66
4.5.7	Piezometría y flujo de agua subterránea	67
4.5.8	Recarga de agua subterránea.....	69
4.5.9	Descarga de aguas subterráneas.....	71
4.5.10	Caudal base de la quebrada Chumpe	71
4.6	MODELAMIENTO NUMÉRICO DE AGUAS SUBTERRÁNEAS	74
4.6.1	Actividades previas	74
4.6.2	Modelo Hidrogeológico Conceptual.....	75
4.6.3	Construcción del modelo numérico	76
4.6.3.1	Descripción general	76
4.6.3.2	Dominio del modelo	77
4.6.3.3	Hidroestratigrafía y parámetros del modelo	77
4.6.3.4	Condiciones de borde.....	78
4.6.3.5	Límites de flujo de agua subterránea y características discretas	79
4.6.3.6	Conductividad hidráulica.....	79
4.6.3.7	Recarga asignada al modelo	80
4.6.4	Calibración del modelo	80
4.6.4.1	Calibración en régimen estacionario.....	80
4.6.4.2	Flujo de agua subterránea simulada.....	81
4.6.4.3	Estadísticas de calibración	81
4.6.4.4	Dirección de flujo de agua subterránea.....	82
4.6.4.5	Balance de masas	83
4.6.5	Pronóstico del modelo numérico caso base	83
4.6.6	Limitaciones.....	84
4.6.6.1	Limitaciones generales del modelo de aguas subterráneas.....	84
4.6.7	Resultados del modelamiento numérico	84
V	CONCLUSIONES	86
VI	BIBLIOGRAFÍA	88

ÍNDICE DE TABLAS

Tabla 1: Ubicación del Proyecto de Investigación	33
Tabla 2: Nomenclatura para codificación de fuentes.....	36
Tabla 3: Parámetros geomorfológicos de las microcuencas.....	43
Tabla 4: precipitación media mensual de estaciones y área de estudio (mm).	44
Tabla 5: Resumen temperatura media mensual (°C).	45
Tabla 6: Balance hídrico año promedio.	46
Tabla 7: Unidades Hidrogeológicas del Área	54
Tabla 8: Valores de conductividad hidráulica en Limos y Arcillas.....	56
Tabla 9: Conductividad hidráulica en Arenas y Gravas (m/d).	57
Tabla 10: Conductividad hidráulica en Filitas (m/d).	57
Tabla 11: Conductividad hidráulica en Volcánico Andesítico (m/d).	57
Tabla 12: Resultados de las pruebas hidráulicas tipo “Slug Test”.	61
Tabla 13: Numero de fuentes Inventariadas.	62
Tabla 14: Inventario Puntos de Agua por Sectores.....	63
Tabla 15; Estadística de recarga suelos	70
Tabla 16; Estadística de recarga basamento rocoso.....	70
Tabla 17: Valores de porosidad eficaz.....	71
Tabla 18: Balance Hídrico Año Promedio.	73
Tabla 19: Caudal base promedio y caudal generado.	73
Tabla 20: Capas asignadas al dominio discretizado	78
Tabla 21: Conductividad hidráulicas asignadas al modelo.....	79
Tabla 22: Recarga asignado al modelo	80
Tabla 23: Balance de masa del modelo calibrado.....	83

ÍNDICE DE FIGURAS

Figura 1: Esquema evolución de un acuífero no confinado conectado al cauce.	25
Figura 2: Mapa de ubicación del área	33
Figura 3: Esquema aforo de cauce por el método velocidad – área	37
Figura 4: Relación precipitación y altitud.....	44
Figura 5: Temperatura media mensual.	45
Figura 6: Distribución espacial de la Conductividad Hidráulica Vs. Profundidad.....	58
Figura 7: Distribución de permeabilidades por litología	59
Figura 8: Variación de niveles en los piezómetros de rocas metamórficas	67
Figura 9: Variación de niveles de aguas subterránea en piezómetros	69
Figura 10: Variación de caudal medio mensual y caudal base quebrada Chumpe.....	72
Figura 11: Modelo Hidrogeológico Conceptual – Perfil Transversal.....	76
Figura 12: Modelo Hidrogeológico Conceptual – Perfil Longitudinal.....	76
Figura 13: Delimitación del Dominio del Modelo.....	77
Figura 14: Condiciones de borde para el Modelo Numérico.....	79
Figura 15: Niveles de agua simulados.	81
Figura 16: Diagrama cargas Observadas Vs. Calibradas.....	82

RESUMEN

El presente trabajo de investigación se realizó para la estimación de caudal base del río Chumpe mediante balance hídrico superficial y subterráneo, el área de estudio se encuentra en la provincia de Yauli departamento de Junin Perú. Para cumplir con los objetivos, se caracterizó la hidrología local del área mediante datos de estaciones meteorológicas locales; la hidrogeología mediante el inventario y evaluación de aguas, superficiales (ríos, riachuelos, pequeñas lagunas, y otros) y subterráneos (manantiales y piezómetros), los cuales fueron observados durante un año hidrológico para evaluar su comportamiento y su respuesta a la precipitación local. El balance hídrico superficial se calculó mediante la sumatoria de entradas y salidas en la microcuenca (precipitación, evapotranspiración, infiltración y escorrentía superficial), y la evapotranspiración se calculó mediante el método Thornthwaite. El balance hídrico subterráneo se determinó mediante modelamiento numérico de flujo subterráneo con el Software Modflow. La recarga asignada al modelo numérico se determinó mediante la fluctuación de niveles freáticos observados en los sondajes trimestralmente durante un año. Los parámetros hidrogeológicos del acuitardo fueron determinados mediante pruebas de permeabilidad Lefranc y Lugueon realizados durante la perforación de 33 sondajes hidrogeológicos. La conductividad hidráulica en los estratos de suelo y roca, fueron calculados entre 0.1 – 28.0 m/d y 1.0E-03 – 1.1 m/d respectivamente, Transmisividad entre 1.5 – 420 m²/d y 0.065 – 6.5 m²/d y el coeficientes de almacenamiento entre 0.08 y 0.01 respectivamente. El caudal base calculado mediante balance hídrico superficial y subterráneo, se validó con métodos de filtros matemáticos (Chapman, Eckhardt) y comparados también con caudales observados y generados mediante el modelo determinístico Lutz Scholz. El flujo base del río Chumpe oscilan entre 20 a 40 l/s, equivalente al 6 a 12 % de la precipitación anual, evaluado para el año hidrológico (2013-2014).

Palabra Clave: Caudal base, Balance hídrico, recarga, aguas subterráneas.

ABSTRACT

This research was developed to estimate the base flow of the Chumpe River through surface water and groundwater balance, the study area is located in the province of Yauli department of Junin Peru, the objectives are focused on the characterization of the local hydrology with rainfall SENAMHI data from meteorological stations; the hydrogeology characterization through the inventory and evaluation of surface water (rivers, streams, small lagoons, and others) and groundwater (springs and water table in the piezometers), which were observed during a hydrological year to evaluate their behavior and response to the local precipitation. The surface water balance was calculated by quantifying inputs and outputs water in the Chumpe basin by (precipitation, evapotranspiration, infiltration and surface runoff), and evapotranspiration was obtained by the Thornthwaite method. The groundwater balance was calculated by numerical modeling of underground flow with Modflow Software. The recharge for the numerical model was determined by Water Table Fluctuation (WTF) observed in the drillings quarterly for a year. The hydrogeological parameters of the aquitard were calculated by Lefranc and Lugeon permeability tests did during the drilling of 33 piezometers. The hydraulic conductivity in the quaternary material and phyllite rocks, was calculated between 0.1 - 28.0 m/d and 1.0E-03 - 1.1 m/d respectively, Transmissivity between 1.5 - 420 m²/d and 0.065 - 6.5 m²/d and the storage coefficients between 0.08 and 0.01 respectively. The base flow calculated by water balance was validated by mathematical filter methods (Chapman, Eckhardt) and compared with flow rates observed and generated by the Lutz Scholz deterministic model. The base flows of the Chumpe River range from 20 to 40 l/s, equivalent to 6 to 12% of the annual rainfall, evaluated for the hydrological year (2013-2014).

Keywords: Base flow, Groundwater, water balance, groundwater recharge.

I INTRODUCCIÓN

1.1 GENERALIDADES

El flujo base es la porción del caudal de un río que se origina por la descarga de las aguas subterráneas que se encuentran gradiente arriba de la cuenca, estos se descargan ya sea vía manantiales y/o quebradas que luego fluyen al curso principal, o a través de la descarga directa de filtraciones en el curso principal. Desde el punto de vista de uso del agua el flujo base es importante pues es un indicativo de la disponibilidad hídrica mínima de una cuenca, la cual puede estar asociada a un uso potencial (Golder Associates Perú S.A., 2006).

La finalidad del análisis que se ha llevado a cabo es la de ofrecer una aproximación cuantitativa a la fracción de escorrentía que puede considerarse como aportación de aguas subterráneas. De esta forma, se pretende acotar la importancia de estos caudales dentro del balance global, tanto anual como mensual, de aportaciones en una determinada cuenca, de forma que sea posible evaluar su eventual consideración a la hora de trazar planes de gestión del recursos hídricos en periodos de estiaje (División de Estudios y Planificación SDT N° 334, 2012).

1.2 DEFINICIÓN DEL PROBLEMA

La estimación de las contribuciones subterráneas y superficiales al caudal de un río es fundamental para proyectos que involucren el desarrollo y manejo del recurso hídrico en una cuenca. En particular, la recarga subterránea juega un papel importante en tal dinámica, pues durante las épocas de sequías, en las que se pueden presentar problemas de suministro de agua para consumo humano, actividades agrícolas, navegación y aspectos ambientales, ésta se encarga de mantener el caudal del río como flujo base. En algunos casos, cuando la sequía y por ende la recesión de los caudales es severa, el caudal mínimo se iguala al flujo base; por ello, el flujo base puede ser visto como un límite inferior para el caudal de una corriente. Así mismo para poder correlacionar la precipitación con los hidrogramas que genera, es necesario separar el flujo base, (Aparicio, 2001). Adicionalmente, el flujo base puede ser utilizado para calcular la recarga y parámetros hidráulicos del acuífero como la capacidad de almacenamiento y la transmisividad (Spongberg, 2000.).

El caudal base circulante en los cauces de los ríos, se asocia conceptualmente a la escorrentía diferida y, en aquellas cuencas con poca recarga nival, con el agua que se descarga desde los acuíferos conectados a una determinada red de drenaje. No obstante, la estimación del flujo base no resulta muchas veces una tarea sencilla, por cuanto resulta necesario separar dentro de un determinado hidrograma la porción de la aportación que corresponde a la escorrentía superficial y la porción que puede considerarse propiamente como aporte subterráneo (Confederación hidrográfica del Duero, 2007).

El presente trabajo tiene por objeto el estudio de las aportaciones de las masas de agua subterráneas al caudal del río de la microcuenca Chumpe. Se estimará por lo tanto, dentro del flujo de este río a estudiar, qué parte procede de la escorrentía superficial y qué parte procede de aportaciones de agua subterránea. La finalidad del análisis es determinar una aproximación cuantitativa a la fracción de escorrentía que puede considerarse como aportación subterránea. De esta forma, se pretende acotar la importancia de estos caudales dentro del balance global, tanto anual como mensual, de aportaciones en una determinada cuenca, de forma que sea posible evaluar su eventual consideración a la hora de trazar planes de gestión del recursos hídricos.

1.3 JUSTIFICACIÓN

El recurso hídrico, a nivel nacional, está siendo altamente afectado por la presión humana, agravando cada vez más su disponibilidad (cantidad y calidad). Estos factores de presión son fundamentalmente la sobreexplotación de acuíferos, el vertimiento de sustancias contaminantes a los cuerpos de agua, los cambios en el uso del suelo tales como la deforestación, las prácticas agrícolas inadecuadas, el incremento de urbanizaciones en zonas de producción hídrica, entre otros.

Este decrecimiento en la disponibilidad hídrica aunando a un alto índice de crecimiento poblacional, generan conflictos los cuales están incrementando y que tienden a agravarse; si no se toman las medidas necesarias, como la regulación del uso del agua a través de mecanismos de planificación normativas y leyes que permitan su protección y su distribución en forma racional, que se refleja también en la sobreexplotación del recurso agua del subsuelo.

En este sentido, es necesario conocer cómo es que se genera las aguas subterráneas; su fuente de procedencia; su importancia como fuente de agua dulce; de acuerdo a ello implementar planes de gestión de los recursos hídricos para su uso eficiente y sostenible.

1.4 OBJETIVOS

1.4.1 Objetivo general

Determinar el caudal base de la microcuenca del río Chumpe a través de balance hídrico superficial y subterráneo. Y validar dicha metodología para considerar en la determinación de caudal base de otras cuencas sin información hidrométrica.

1.4.2 Objetivos específicos

- Realizar la caracterización hidrológica del área de estudio.
- Realizar la caracterización hidrogeológica del área.
- Cuantificar la recarga mediante el método de fluctuación de niveles freáticos.
- Desarrollar un modelo numérico en código MODFLOW para determinar el comportamiento de la napa freática y las direcciones de flujo subterráneo.
- Determinar el balance hídrico superficial y subterráneo para determinar el caudal base de la microcuenca Chumpe.

II REVISIÓN BIBLIOGRÁFICA

2.1 Balance hídrico

El Balance Hidrológico relaciona las variables que intervienen en el ciclo hidrológico: precipitación, evapotranspiración, escurrimiento superficial, almacenamiento superficial y subterráneo y flujo de agua subterránea. Se aplica cuando se realiza una distribución de los recursos hidráulicos a nivel global, o en cuencas particulares. Es imprescindible en los estudios de regulación de embalses y en los proyectos de suministro de agua para acueducto, riego y generación hidroeléctrica.

El cálculo del balance hídrico en una cuenca o en una región determinada permite obtener información sobre: el volumen anual de escurrimiento o excedentes; el período en el que se produce el excedente y por tanto la infiltración o recarga del acuífero; y el período en el que se produce un déficit de agua o sequía y el cálculo de demanda de agua para riego en ese período. El establecimiento de un balance supone la medición de flujos de agua (caudales) y almacenamientos de la misma (niveles). Se pueden establecer balances de forma general, incluyendo aguas superficiales y subterráneas y parciales de sólo aguas superficiales, de un acuífero, del agua del suelo, etc. En cualquier caso, a la hora de establecer el balance se examinan las entradas y las salidas en el sistema analizado, es decir, se aplica la ecuación de Continuidad sobre un volumen de control delimitado por una superficie de referencia a través de la cual el agua se mueve desde la parte interna a la externa y viceversa, siendo un sistema abierto a flujos de masa, cantidad de movimiento y de energía. Así, el balance se reduce a la cantidad de agua que queda almacenada, la ecuación general del Balance Hidrológico en una cuenca determinada tiene la siguiente forma (Fattorelli, 2011):

Entrada - Salida = Variación del almacenamiento

$$P - Q - G = ET + \Delta S$$

$$\Delta S = P - Q - G - ET$$

Donde:

- P es la precipitación en el período seleccionado.
- Q es el caudal superficial que sale de la cuenca que se analiza.
- G constituye el flujo neto de aguas subterráneas desde la cuenca hacia el exterior.
- ET representa la evapotranspiración real en la cuenca.

- ΔS es el cambio en almacenamiento superficial (en los cuerpos hídricos superficiales o en el manto nieve) y subterráneo (la fracción de agua en la zona no saturada del suelo y el acuífero). Incluye almacenamiento en cauces, embalses, suelo y acuíferos.

2.2 Características básicas del flujo subterráneo

El almacenamiento subterráneo puede encontrarse en condiciones de saturación, en la denominada franja saturada del suelo, o de subsaturación, en la zona no saturada (ZNS), que se sitúa entre el suelo y los acuíferos, donde se manifiestan multitud de procesos biológicos y químicos (Valenzuela, 2008).

En la zona no saturada encontramos agua higroscópica, adherida en una capa delgada alrededor de los granos del suelo, y agua capilar ubicada en los poros más pequeños en una franja que comprende la región superior al nivel freático. El elemento más importante del suelo en la zona no saturada es por lo tanto el agua capilar. El agua en tránsito dentro de los intersticios más gruesos del suelo es el agua llamada gravítica o gravitacional y se encuentra principalmente en la zona de saturación.

Se define nivel freático en acuíferos libres, como el lugar geométrico de los puntos donde la presión hidrostática es igual a la presión atmosférica. Por encima de este nivel, se encuentra la ZNS, donde los poros del suelo pueden contener aire y/o agua. En la zona saturada, por debajo del nivel freático, los intersticios están llenos de agua.

Un acuífero se puede definir como toda formación geológica que almacena y permite la circulación de agua en el suelo a través de sus poros y/o grietas en cantidades suficientes para permitir su desarrollo económico (Valenzuela, 2008). Pueden ser muy variados y estar formados por materiales que van desde las gravas de río a las calizas altamente fracturadas, areniscas porosas poco cementadas, pasando por arenas de playa, algunas formaciones volcánicas, depósitos de dunas, etc.

La recepción de agua o recarga de un acuífero se produce de forma directa o indirecta, cuando aquellos acuíferos sin contacto directo con la superficie reciben agua de otro que sí lo está. La recarga de acuíferos puede ser muy variada y deberse a acciones naturales (agua de lluvia, intrusión marina, drenaje de los cursos de agua, como por acciones artificiales como la infiltración procedente de riegos, la recarga artificial mediante pozos).

Las zonas de recarga en el acuífero pueden ser generales, cuando ésta se produce repartida de manera homogénea por toda la superficie del acuífero, o localizadas, cuando se produce en puntos concretos del mismo.

De la misma manera, la salida de todo sistema acuífero recibe el nombre de descarga y puede generarse de forma natural (salida en manantiales, aportaciones subterráneas a la red de drenaje, etc.) o artificial (extracciones por bombeo, etc.). **El balance hídrico de un acuífero** viene dado por la diferencia de la recarga y la descarga para un periodo de tiempo considerado. En el estudio hidrológico, la correcta caracterización del balance hídrico de los acuíferos será muy importante a la hora de evaluar los recursos totales de la cuenca. , así como para caracterizar adecuadamente las variaciones que induce en el flujo de agua en el cauce principal del río.

En contraste con el acuífero, un **acuicludo o acucierre** es una formación que contiene agua pero que no la transmite con la rapidez suficiente para proveer un abastecimiento significativo a un pozo o a un manantial. Ejemplos de acuicludo son los depósitos de arcillas que retienen gran cantidad de agua pero no la drenan con facilidad.

A diferencia del acuicludo, el **acuitardo** sí es capaz de transmitir las cantidades de agua que almacena aunque muy lentamente. Hace referencia a numerosas formaciones geológicas semipermeables que, bajo determinadas condiciones, permiten la recarga vertical de otros acuíferos. Es el caso de depósitos de limos y arcillas arenosas, areniscas y rocas compactas con alteración y/o fracturación, etc.

Por último, las formaciones geológicas con porosidad nula en donde no es posible el almacenamiento de agua ni su flujo reciben el nombre de **acuífugo**. Es el caso de los macizos graníticos o rocas metamórficas sin apenas meteorización ni fracturación.

2.2.1 Tipos de acuíferos

Los acuíferos pueden ser ordenados en función de diferentes criterios. De esta manera pueden ser clasificados según (Valenzuela, 2008):

- El grado de confinamiento
- Los materiales litológicos que forman el acuífero
- La permeabilidad

A continuación se describen las diferentes tipologías de acuíferos ya que resultará muy importante su caracterización en el estudio hidrogeológico de una cuenca y esencial en la comprensión en la relación río-acuífero.

2.2.1.1 Según el grado de confinamiento

Acuífero libre, freático o no confinado: Es aquel acuífero que presenta una superficie libre de agua, nivel freático, sujeta a la presión atmosférica. El esquema del acuífero es muy simple formado por un estrato permeable saturado que descansa sobre otro impermeable. El nivel freático coincidirá en este caso con el nivel piezométrico, es decir, el nivel ideal que alcanzaría el agua a presión atmosférica. Este tipo de acuíferos es el predominante en las relaciones río-acuífero en la mayoría de las cuencas, relacionadas con acuíferos poco profundos, generalmente no confinados, como han señalado algunos autores (Wittenberg, 1999).

Acuífero confinado, cautivo o a presión: Se trata de una formación geológica completamente saturada de agua que se encuentra confinada entre dos estratos impermeables. La presión en esta zona intermedia es superior a la atmosférica de manera que, tras una perforación, el agua asciende hasta una altura que define el nivel piezométrico. Si este nivel quedara por encima de la cota del terreno se habla de pozos surgentes mientras que si queda por debajo se habla de pozo artesiano.

Acuífero semiconfinado: A diferencia de los acuíferos confinados, estos están limitados en su parte superior por una capa semipermeable (acuitardo) y en su parte inferior por una capa impermeable o por otro acuitardo. En estos acuíferos, una disminución en su carga piezométrica supondría la recarga del acuífero por parte del acuitardo.

Acuífero semilibre: Supone una situación intermedia entre un acuífero libre y uno confinado. Es el caso de acuíferos formados por granos gruesos, limitados en la parte inferior por una superficie impermeable y en la parte superior por una formación de granos finos con conductividad hidráulica saturada inferior a la del acuífero.

Acuífero colgado: Se produce cuando existe una capa de material impermeable por encima de un nivel freático de manera que se produce un almacenamiento colgado y de extensión limitada. Este tipo de acuíferos se dan con mucha frecuencia sobre todo en

zonas de montaña en donde se mezclan materiales de diferente permeabilidad aunque, por lo general, cuentan con pocos recursos.

2.2.1.2 Según los materiales litológicos que forman el acuífero

Formados por depósitos no consolidados: Están formados por materiales sueltos como arenas o gravas de origen geológico muy diverso (fluvial, deltaico, y otros depósitos sedimentarios). Los acuíferos en este tipo de materiales suponen el 90 % de los acuíferos en explotación del mundo. Tienen por lo general buena recarga y su permeabilidad y porosidad son altas y por ello proporcionan mayores caudales.

Formados por depósitos consolidados: Están formados por materiales consolidados de origen geológico muy diverso; caliza y dolomías fracturadas o karstificadas, conglomerados y areniscas disueltas, rocas volcánicas alteradas o rocas cristalinas como los granitos fracturados. La permeabilidad de los macizos rocosos formados por materiales poco permeables está relacionada de manera directa con la configuración de sus fracturas (Elorza, 2003).

2.2.1.3 Según la permeabilidad del acuífero

Acuíferos fisurados o kársticos: Son aquellos en los que el agua circula a través de las fisuras y las grietas de materiales como calizas y dolomías. El flujo se produce a través del sistema de grietas creadas en cada sistema siendo significativamente diferente al flujo en un medio poroso. En ocasiones se forman auténticos ríos subterráneos. La caracterización de este tipo de flujo es complicada ya que implica la determinación y configuración del entramado de fracturas existentes desde un punto de vista multidisciplinar (geológico, geoquímico, hidrogeológico, morfológico, estadístico y numérico) del terreno para su caracterización conceptual y simulación estocástica (Elorza, 2003).

Acuíferos detríticos o porosos: Aquí el agua circula a través de los poros existentes en un volumen de arena o grava donde el flujo se realiza como medio poroso. Este tipo de acuíferos son típicos en zonas cercanas a las montañas, conos de deyección y otras formaciones geológicas sedimentarias. La mayoría de las ecuaciones planteadas en la hidrogeología clásica parten de flujo en medio poroso, por lo que su estudio es posible a partir de diferentes simplificaciones matemáticas adoptadas en la hidrogeología

convencional, de las que parten numerosos modelos matemáticos capaces de simular estos entornos.

Acuíferos mixtos: Es el caso de la combinación de los dos tipos de materiales anteriores.

2.2.2 Movimiento del agua en medio poroso

La dinámica de un acuífero se puede caracterizar mediante una serie de parámetros que caracterizan el funcionamiento de los acuíferos y que son muy importantes a la hora de estudiar el movimiento del agua en medio poroso. Estos parámetros parten de conceptos básicos en el conocimiento del medio poroso condicionando el flujo y son esenciales en la configuración de los modelos hidrogeológicos. A continuación se describen los más importantes.

2.2.2.1 Porosidad

Se define como la cantidad de huecos, o poros, existente en la formación geológica. Para un volumen de terreno natural V y el volumen de poros viene definido por V_p , la porosidad total, m , vendrá dada por la relación:

$$m = \frac{V_p}{V}$$

2.2.2.2 Conductividad hidráulica

La conductividad hidráulica de un medio, K representa su mayor o menor facilidad para transmitir agua con dimensiones de una velocidad ($L T^{-1}$), suele expresarse en cm/s , m/s o $m/día$. El valor de la conductividad hidráulica es constante para cada medio y fluido dados bajo unas condiciones concretas.

Los factores que influyen en K son la naturaleza del terreno, la densidad y la viscosidad del fluido, que son a su vez, función de la temperatura y de la presión

En un sistema estratificado, la conductividad hidráulica saturada será diferente para cada estrato que compone el perfil del suelo. Sin embargo, es posible definir un valor global que defina todo el sistema. En este sentido, cuando el flujo es perpendicular a la estratificación, la permeabilidad global viene dada por:

$$\frac{1}{K_v} = \frac{1}{L} \sum \frac{b_i}{K_i}$$

Donde K_v es la permeabilidad vertical perpendicular a la estratificación, L ; es la longitud atravesada, b_i , el espesor de cada capa i y K_i , la conductividad de cada una de estas capas. Cuando el flujo es paralelo a estas, la expresión cambia quedando:

$$K_h = \frac{1}{L} \sum b_i \cdot K_i$$

Siendo K_h la permeabilidad global paralela a la estratificación.

En general $K_v < K_h$ que ya que el efecto de la estratificación es muy importante. Por otra parte, la conductividad horizontal se subdivide en componentes en dicho plano horizontal (x,y) , K_{hx} y K_{hy} aunque se suele admitir isotropía en el mismo, es decir, $K_{hx} = K_{hy}$.

2.2.2.3 Coeficiente de almacenamiento

Se define como almacenamiento de un acuífero, S , al volumen desplazado por una columna del acuífero de superficie unitaria, cuando la superficie freática desciende un valor unitario. Cuando la carga hidráulica de un acuífero disminuye, su estructura granular se comprime y se reduce la porosidad, por lo que se libera agua. De la misma manera, el volumen de agua liberado será también el resultado de la expansión del agua en los poros. Por lo tanto, el coeficiente de almacenamiento dependerá físicamente de la compresibilidad de la estructura granular del acuífero y de la compresibilidad del agua en los poros, y viene dado por la expresión:

$$S = e \cdot \rho \cdot g(\alpha + mB)$$

2.2.2.4 Ley de Darcy

Darcy en el siglo XIX expresó la ecuación fundamental del flujo en medio saturado. Esta ley tiene la siguiente expresión:

$$v = K \cdot i$$

Donde K es la permeabilidad o la conductividad hidráulica e i es el gradiente hidráulico ($i = -dh/dl$), por lo que en su forma generalizada, la ley de Darcy viene dada por la expresión:

$$v = -K \cdot grad(h)$$

Se trata de una ley macroscópica que representa el comportamiento global de un número elevado de poros, sin tener en cuenta el comportamiento del agua en cada poro individual. La linealidad entre el gradiente hidráulico y el flujo con pendiente K . Esta linealidad se pierde a velocidades altas ya que las fuerzas inerciales no son despreciables frente a las

viscosas y el fluido adquiere la condición de turbulento. En general, se suele admitir que la ley de Darcy es válida para valores del número de Reynolds (relación entre las fuerzas de inercia y las viscosas en un fluido en movimiento) inferiores a 4 ($Re < 4$).

2.3 Ecuación de conservación de masa

2.3.1 Régimen estacionario

Tomando un cubo diferencial de un acuífero de lados dx , dy , dz , y suponiendo una entrada de fluido por la cara A en un tiempo dt , igual a:

$$M_x = (\rho \cdot u)_x \cdot dy \cdot dz \cdot dt$$

El balance de masa en la dirección x en un volumen diferencial dx , dy , dz , de un fluido con densidad ρ y velocidad u durante un intervalo dt , puede expresarse como la diferencia entre la entrada y la salida en dos caras paralelas separadas. Aplicando el desarrollo de Taylor y despreciando los términos de exponente mayor que 1, queda:

$$\Delta M_x = M_x - M_{x+dx} = [(\rho \cdot u)_x - (\rho \cdot u)_{x+dx}] = -dx \cdot dy \cdot dz \cdot dt \cdot \frac{\partial(\rho u)}{\partial x}$$

Por lo tanto, el flujo neto de un fluido en la dirección x , será:

$$\frac{dM}{dt \cdot dV} = \Delta\mu_x = -\frac{\partial(\rho \cdot u)}{\partial x}$$

De la misma manera, para los ejes y , z se tiene:

$$\Delta\mu_y = -\frac{\partial(\rho \cdot v)}{\partial y}$$

$$\Delta\mu_z = -\frac{\partial(\rho \cdot w)}{\partial z}$$

El flujo neto será:

$$\Delta\mu = \Delta\mu_x + \Delta\mu_y + \Delta\mu_z = -\left(\frac{\partial(\rho \cdot u)}{\partial x} + \frac{\partial(\rho \cdot v)}{\partial y} + \frac{\partial(\rho \cdot w)}{\partial z}\right)$$

que en notación vectorial se expresa:

$$\Delta\mu = -div(\rho v)$$

Donde v es el vector velocidad.

Si en el volumen de control diferencial de considerado se genera una masa de fluido F como aporte externo por unidad de volumen y unidad de tiempo, la ecuación queda:

$$\Delta\mu + F \cdot \rho = 0 \Rightarrow div(\rho v) = F \cdot \rho$$

Si la densidad es constante y el flujo se encuentra dentro del ámbito de validez de la ley de Darcy, sustituyendo esta expresión para la velocidad v quedaría:

$$\frac{\partial}{\partial x} \left(K_x \frac{\partial h}{\partial x} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left(K_y \frac{\partial h}{\partial y} \right) + \frac{\partial}{\partial z} \left(K_z \frac{\partial h}{\partial z} \right) \pm F = 0$$

Expresión que define el balance de masas de un fluido en medio poroso en régimen estacionario con la consideración de una fuente ($F > 0$) o un sumidero ($F < 0$).

2.3.2 Régimen no estacionario

Cuando el régimen no es estacionario, la altura piezométrica en un determinado punto varía en el tiempo. Utilizando el coeficiente de almacenamiento específico, la acumulación de agua por unidad de volumen en un intervalo dt es:

$$\left(\frac{\partial(\rho \cdot u)}{\partial x} \pm \frac{\partial(\rho \cdot v)}{\partial y} \pm \frac{\partial(\rho \cdot w)}{\partial z} \right) = -S_s \cdot \frac{\partial p}{\partial t}$$

Siendo $\partial p / \partial t$ el ritmo de variación de presión.

Admitiendo que el medio es homogéneo e isótropo, es decir, con conductividad constante y en donde las variaciones espaciales poco significativas de la densidad del agua se tiene que:

$$h = z + \frac{p}{\rho \cdot g} + Cte \Rightarrow \frac{\partial h}{\partial t} = \frac{1}{\rho \cdot g} \cdot \frac{\partial p}{\partial t}$$

de donde,

$$\frac{\partial p}{\partial t} = \frac{\partial h}{\partial t} \cdot \rho \cdot g$$

Y sustituyendo en la ecuación, considerando $\rho = Cte$:

$$\frac{\partial(u)}{\partial x} + \frac{\partial(v)}{\partial y} + \frac{\partial(w)}{\partial z} = -S_s \cdot \frac{\partial h}{\partial t} \cdot g$$

Si expresamos el coeficiente de almacenamiento específico en función de g , éste toma dimensiones de (L^{-1}) y la expresión anterior queda de la forma:

$$div(v) = -S_s \cdot \frac{\partial h}{\partial t}$$

Si el medio es anisótropo y existen intercambios con una fuente o un sumidero, la expresión anterior quedaría de la forma:

$$\frac{\partial}{\partial x} \left(K_x \frac{\partial h}{\partial x} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left(K_y \frac{\partial h}{\partial y} \right) + \frac{\partial}{\partial z} \left(K_z \frac{\partial h}{\partial z} \right) \pm F = -S_s \cdot \frac{\partial h}{\partial t}$$

La ecuación que define el flujo de agua de densidad constante en un medio poroso heterogéneo y anisótropo cualquiera, siempre que se encuentre dentro del ámbito de validez de la ley de Darcy, expresado en tres dimensiones de manera que las coordenadas x , y , z se encuentran alineadas con las direcciones principales de anisotropía y considerando una fuente o sumidero (Valenzuela, 2008).

Donde:

K_x , K_y , k_z : es la conductividad hidráulica a lo largo de los ejes de coordenadas x , y , z , que se suponen paralelos a los ejes principales de conductividad hidráulica. [L/T]. h : es el nivel piezométrico [L].

F : es el caudal específico que representa los ingresos o egresos provenientes de las fuentes externas (ríos, pozos, etc.) [T^{-1}].

S_s : es el almacenamiento específico del material poroso [L^{-1}].

t : es el tiempo [T].

2.4 Relación río - acuífero

El conocimiento de los principios básicos que explican las interacciones el río y el acuífero es esencial para el manejo efectivo de los recursos hídricos y para su modelado. Sin embargo existe un gran desconocimiento de estos procesos condicionado por la dificultad en la obtención de datos de medida directa y las complejas características del marco hidrogeológico de muchos ríos.

Larking y Sharp (1992) clasificaron las interacciones río-acuífero basándose en el componente regional predominante del flujo subterráneo:

- **Componente de flujo inferior:** El flujo subterráneo se mueve paralelo y en la misma dirección que el río.
- **Componente de flujo base:** El flujo subterráneo se mueve perpendicularmente desde o hacia el cauce principal dependiendo de si este es ganador o perdedor.
- **Mixto:** Situación intermedia de las dos anteriores.

El componente dominante del flujo subterráneo, sea de tipo caudal base o de tipo inferior, puede deducirse a partir de datos geomorfológicos tales como la pendiente de canal, la sinuosidad del río, grado de incisión del río en el aluvial, el ratio anchura profundidad de las orillas del cauce y el carácter de deposición del sistema fluvial. El flujo de tipo inferior es predominante en sistemas fluviales con importante pendiente de canal, baja sinuosidad, amplio rango anchura-profundidad, de bajo grado de incisión en el río y en zonas de deposición. El flujo base dominante se encuentra en ríos de características geomorfológicas contrarias a las anteriores. Los sistemas con flujo mixto ocurren cuando el gradiente longitudinal del valle y la pendiente del cauce son prácticamente iguales y además la pendiente lateral del valle es despreciable (Larkin, 1992).

El estudio de esta interacción entre los sistemas subterráneos y los aportes superficiales se ha desarrollado mucho a lo largo de las últimas dos décadas debido al interés en cuantificar los recursos desde una perspectiva ecológica y estudiar los efectos del transporte de sustancias dentro del ciclo hidrológico.

Generalmente, las aportaciones de caudal base procedentes del almacenamiento subterráneo se han estudiado a partir de las interacciones entre el nivel freático del acuífero y el río produciéndose en esta relación, ganancias o pérdidas en el caudal superficial del propio río. Estos estudios suponen acuíferos ideales no confinados, de extensión infinita, homogénea e isotrópica y completa o parcialmente conectados con el río.

La ecuación unidimensional de Boussinesq, cuando el efecto de capilaridad ejercido en el nivel freático es despreciable y las aproximaciones de Dupuit - Forcheimer son aplicables, describe la elevación transitoria del nivel freático $h(x, t)$ sobre una capa impermeable horizontal.

$$\frac{\partial h}{\partial t} = \frac{k}{m_e} \frac{\partial}{\partial x} \left(h \frac{\partial h}{\partial x} \right)$$

Donde **k** es la conductividad hidráulica saturada del acuífero no confinado (L/T), **me** es la porosidad efectiva, adimensional, es el tiempo (T) y **x** es la distancia horizontal hasta el cauce.

Cuando un río se encuentra en contacto con un acuífero libre, la dirección del flujo puede ser hacia el acuífero, en cuyo caso el río alimenta al acuífero denominándose río influyente, o por el contrario hacia el río, recibiendo éste agua procedente del acuífero denominándose río efluente. Esta situación puede cambiar a lo largo del curso del propio río, siendo común la identificación de tramos influyentes y efluentes.

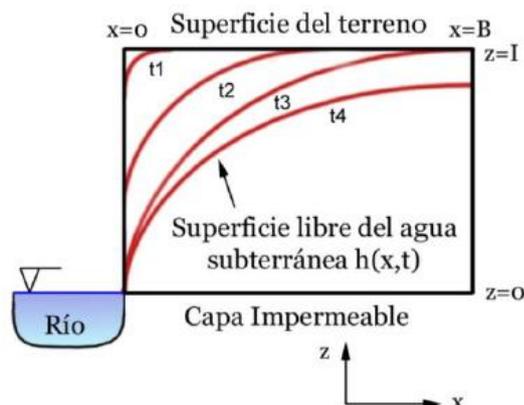


Figura 1: Esquema evolución de un acuífero no confinado conectado al cauce.

Fuente: Brutsaert, 1977

Centrándonos en el proceso de descarga hacia el río, y como se puede apreciar en la Figura 1, existen diferentes estados de almacenamiento desde el acuífero hacia el cauce distinguiendo dos fases fundamentales:

En una primera fase, la altura no desciende de la profundidad del acuífero en el punto final correspondiente al espesor **B** considerado para el acuífero, es decir, de un estado inicial $h(x, 0)=D$, en donde el acuífero queda colgado existiendo una superficie de goteo o de rezume, se pasa a una situación $h(0, t)=0$, es decir, un acuífero completamente conectado al río. El flujo resultante que pasa en esta situación desde el acuífero hacia el río q (m/s) teniendo en cuenta que esta situación comprende un periodo corto de tiempo en donde no influye la condición de ausencia de flujo de la superficie de goteo o de rezume, puede calcularse mediante la expresión (Brutsaert, 1977):

$$q(t) = 0.332(km_e)^{1/2} e^{3/2} t^{-1/2}$$

Cuando el descenso del nivel freático comienza a ser menor que su profundidad inicial **D** al final del espesor finito considerado **B**, es decir, $h(x, t)$, entramos en el periodo de aportaciones a largo plazo y el flujo entrante al río puede deducirse a través de la expresión (Polubarinova-Kochina, 1962)

$$q(t') = \frac{0.862ke^2}{B \left[1 + 1.115 \left(\frac{ke}{m_e B^2} \right) t' \right]^2}$$

Además de estas relaciones, para el estudio de la influencia en los caudales cuando se produce una extracción por bombeo, diferentes autores, principalmente Theis (1941) y

posteriormente Glover y Balmer (1954), proponen soluciones analíticas bastante útiles en la valoración preliminar de la interacción río-acuífero, teniendo en cuenta que en la mayoría de los casos no se cuentan con datos suficientes para la correcta calibración de modelos distribuidos. Posteriormente, (Sophocleous M. , 2002), comparó las soluciones analíticas propuestas por Glover con la utilización de diferencias finitas en un modelo distribuido, concretamente MODFLOW, para valorar las hipótesis ideales propuestas en la solución analítica demostrando la sobreestimación en la mayoría de los casos de ésta.

Sin embargo, las ecuaciones anteriores son difícilmente aplicables ya que en la mayoría de los casos las condiciones hidrogeológicas en las orillas son desconocidas y es difícil establecer los tiempos de origen en el descenso del nivel freático.

(Winter T. , 1995), señaló que el estudio de la relación río-acuífero, ha de ser extendido al estudio en ríos de cabecera, lagos, turberas y estuarios. De hecho, tal y como señalan un gran número de autores, especialmente (Hewlett, 1961), el agua subterránea desde su concepto más tradicional con un nivel piezométrico repartido en toda la superficie, raramente se encuentra en las cabeceras de las cuencas en donde predomina el relieve montañoso y un flujo subsuperficial complejo.

Los mecanismos físicos por los cuales el agua almacenada en el suelo aporta caudales a los ríos en cuencas de montaña, han sido muy poco estudiados debido a la complejidad de estos sistemas y a las dificultades en el proceso de su conceptualización.

Por todo esto, muchos los autores (Brutsaert y Nieber, 1977; Tallaksen, 1994) sugieren el análisis de la pendiente de recesión de caudales (dQ/dt), como método más fiable para el estudio de las aportaciones del almacenamiento subterráneo. Este análisis se encuentra desarrollado de manera detallada en un apartado posterior.

A gran escala y en régimen de flujo topográficamente controlado, el agua subterránea se mueve por sistemas con un patrón predecible pudiéndose identificar o relacionar diferentes procesos con diferentes segmentos del sistema de flujo. Las interacciones entre lagos y ríos con el agua subterránea se encuentran condicionadas por la posición del agua superficial en estos sistemas con respecto a la zona saturada del suelo, las características geológicas de los materiales de los lechos y de su configuración climática (Winter, 1999). Por lo tanto estos tres factores han de ser tenidos en cuenta para el completo conocimiento de la interacción río-acuífero.

Por otra parte, la distribución espacial de la red de flujo subterráneo dentro de la cuenca estudiada, puede influir en la intensidad de la descarga del almacenamiento subterráneo. En ocasiones, el cauce principal de una cuenca puede recibir aportaciones desde de una cuenca colindante e incluso desde zonas más lejanas (Sophocleous M. , 2002). En este sentido, si los estudios de caudal base son utilizados como indicadores de la recarga del sistema, pueden cometerse errores ya que la descarga representaría un almacenamiento superior a la recarga que tiene lugar dentro de la cuenca, por lo que, análisis de caudal base fundamentados en conceptos de relación almacenamiento-descarga, pueden aportar resultados numéricos engañosos si no se tienen en cuenta las características espaciales del flujo y diferenciando y determinando las zonas de recarga y descarga (Domenico, 1990).

Es destacable la importancia de los acuíferos colgados y su contribución rápida e importante durante los episodios de evento. Estos procesos, importantes en aquellas zonas de montaña en donde es frecuente la existencia de acuíferos colgados, han sido descritos por (McDonnell, 1991) como flujos pseudo-hortonianos que generan un caudal lateral cercano a la superficie debido a diferencias en la conductividad hidráulica saturada entre las fases orgánicas y minerales del suelo.

2.5 Caudal base

La escorrentía hacia los cursos de agua superficiales generada por la precipitación, ocasiona grandes variaciones en los flujos de los ríos dando como resultado rápidos incrementos en los volúmenes del flujo. El flujo base es la porción del caudal de un río que se origina por la descarga de las aguas subterráneas proveniente de las áreas de captación que se encuentran gradiente arriba de la cuenca, ya sea vía manantiales y quebradas que luego fluyen al curso principal, o a través de la descarga directa de filtraciones en el curso principal. Desde el punto de vista de uso del agua el flujo base es importante pues es un indicativo de la disponibilidad hídrica mínima de una cuenca, la cual puede estar asociada a un uso potencial (Golder Associates Perú S.A., 2006).

Uno de los enfoques más usados dentro de la hidrogeología tradicional es el llamado método de Barnes, esto es, asimilar la curva de agotamiento de los hidrogramas considerados como representativos de un determinado ámbito de estudio a una función exponencial, cuyo parámetro característico se obtiene calculando las pendientes de las rectas de agotamiento al trasponer los datos de caudal a una escala logarítmica. Esta aproximación metodológica resulta sencilla en su comprensión pero laboriosa en su

aplicación, resultando además dispersa en cuanto a la homogeneidad de sus resultados. Este método de separación del hidrograma se recoge en la bibliografía como un método orientado básicamente a la caracterización de “single event”, esto es, de aplicación a eventos sencillos o al análisis de tormentas singulares (Confederación hidrográfica del Duero, 2007).

Actualmente se han desarrollado métodos que permiten el análisis de forma continua del hidrograma de aportaciones en series más o menos largas, entre los que podemos citar los métodos químicos y los filtros digitales.

El método químico se basa en la separación de hidrogramas analizando la distinta concentración de un determinado constituyente conservativo, como el Cloruro, que varía en el caudal de escorrentía directa y en el de las aguas provenientes de un acuífero. Es un método que ha dado buenos resultados, pero que exige caracterizar una serie de parámetros que no son contemplados en el presente estudio.

Como alternativa a los métodos indicados, en este trabajo se ha considerado la metodología de separación de hidrogramas mediante filtros digitales. Estas técnicas se desarrollaron inspiradas en el análisis de señales y en su filosofía subyace la asimilación de los fenómenos de escorrentía a las frecuencias de presentación de una señal determinada. De forma resumida, podría realizarse la siguiente correlación:

- Fenómenos de baja frecuencia: Corresponden a las avenidas originadas por las lluvias y están asociados a la escorrentía superficial.
- Fenómenos de frecuencia alta: Corresponden al caudal base del río y están asociados a la aportación de masas de agua subterránea.

La principal ventaja de este tipo de método es su facilidad de uso, y la posibilidad de automatizar el análisis de series largas de aportaciones, frente a la labor cuasi artesanal que exigía originalmente el método de Barnes.

De las distintas aproximaciones numéricas realizadas, en este documento se han empleado las formulaciones de Chapman y Eckhardt. La primera corresponde a un método uniparamétrico desarrollado a partir de las formulaciones tradicionales de McMahon, cercano pues al análisis inicial de frecuencias en base a la teoría de señales.

La segunda es un método biparamétrico que introduce en el parámetro adicional una componente de aproximación hidrológica e hidrogeológica, dotando así a la ecuación de un mayor significado físico (Confederación hidrográfica del Duero, 2007).

2.5.1 Método de Chapman

En 1991, Chapman propuso un algoritmo para el cálculo del caudal base. Se trata de un método bastante fiel a la teoría original y que depende únicamente de un parámetro de filtro α .

El Método de Chapman se ha empleado para llevar a cabo la determinación del caudal base a partir del caudal total.

El algoritmo desarrollado por Chapman es el siguiente:

$$b_t = \frac{3\alpha - 1}{3 - \alpha} \cdot b_{t-1} + \frac{1 - \alpha}{3 - \alpha} \cdot (Q_t + Q_{t-1})$$

Donde:

b_t es el caudal base filtrado en el instante t.

b_{t-1} es el caudal base filtrado en el instante t-1.

α es el parámetro de filtro, el rango de variación estimado de este parámetro se estima entre 0,925 y 0,980.

Q_t es el caudal total en el instante t.

Q_{t-1} es el caudal total en el instante t-1.

La aplicación de este algoritmo a los datos de cada estación de aforo permite obtener el caudal base mensual estimado por el Método Chapman.

2.5.2 Método de Eckhardt

En 2004 Eckhardt propuso un algoritmo para los filtros digitales que tenía en cuenta tanto el parámetro de filtro α como el BFI_{max} (Maximum Baseflow Index). El Método de Eckhardt aporta un sentido más físico al análisis.

El algoritmo de Eckhardt tiene la siguiente expresión:

$$b_t = \frac{(1 - BFI_{max}) \cdot \alpha \cdot b_{t-1} + (1 - \alpha) \cdot BFI_{max} \cdot Q_t}{1 - \alpha \cdot BFI_{max}}$$

Donde:

bt es el caudal base filtrado en el instante t .

$bt-1$ es el caudal base filtrado en el instante $t-1$.

α es el parámetro de filtro, el rango de variación estimado de este parámetro se estima entre 0,925 y 0,980.

Qt es el caudal total en el instante t .

BFI_{max} es el valor máximo del ratio caudal base – caudal total, que tomará los valores siguientes:

0,80 para corrientes perennes con acuíferos porosos.

0,50 para corrientes efímeras con acuíferos porosos.

0,25 para corrientes perennes con acuíferos de roca dura.

Mediante la aplicación de los Métodos de Chapman y Eckhardt se han obtenido los valores del caudal base para cada una de los ríos analizados.

2.5.3 Caudal base como proxy de la recarga

El flujo base es la parte del flujo corriente generalmente atribuida a la descarga de aguas subterráneas (US Geological Survey, 1989). Si bien el flujo base no es recargado, a veces se utiliza como una aproximación de recarga cuando se cree que el flujo inferior, la evapotranspiración de la vegetación de ribera y otras pérdidas de aguas subterráneas de la cuenca son mínimas. Cuando se utiliza como un proxy para la recarga, el flujo base a veces se conoce como "recarga efectiva" (Daniel, 1996), "recarga básica" (Szilagyi y otros, 2003) o "recarga observable" (Holtschlag, 1997) para reconocer que probablemente representa una cantidad menor que la que recarga el acuífero (U.S. Geological Survey, 2005).

Las principales suposiciones en el uso del flujo base para estimar la recarga son que el flujo base es igual a la descarga de agua subterránea, y que la descarga de agua subterránea es aproximadamente igual a la recarga. Implícita es la suposición de que las pérdidas de agua subterránea de la cuenca hidrográfica medida causadas por el flujo inferior, la evapotranspiración del agua subterránea y las exportaciones de agua subterránea son mínimas. Si se cumplen estas condiciones, el flujo base puede proporcionar una estimación razonable de la recarga durante largos períodos de tiempo

(1 año o más). Sin embargo, al final, los diferentes métodos para separar el flujo de base proporcionarán resultados diferentes y el usuario queda para determinar qué estimación (si corresponde) es la más representativa de la recarga (U.S. Geological Survey, 2005).

2.6 Recarga

La recarga se define para este estudio como cualquier agua que se mueve de la superficie terrestre a la napa freática (Heath, 1983).

2.6.1 Método fluctuación de niveles de agua en pozos

Las fluctuaciones de niveles de agua, sus siglas en inglés (WTF), se usan para estimar la recarga del aumento del nivel del agua en un pozo multiplicado por el rendimiento específico del acuífero (Rasmussen & Andreasen, 1959). Este método realmente mide el efecto de la recarga en el nivel freático, por lo que debe proporcionar estimaciones que se correspondan más estrechamente con nuestra definición de recarga; sin embargo, debe conocerse el valor apropiado del rendimiento específico para traducir las fluctuaciones del nivel del agua medidas en estimaciones de recarga.

La WTF en los pozos ha sido utilizada por los hidrólogos durante muchos años para estimar la recarga (Meinzer & Stearns, 1929); (Rasmussen & Andreasen, 1959); (Gerhart, 1986). El método WTF supone que un aumento en el nivel del agua es causado por la recarga que llega al nivel freático y que el rendimiento específico es constante. El método proporciona un valor de punto de recarga calculado a partir del aumento del nivel del agua en un pozo multiplicado por el rendimiento específico del acuífero como:

Donde:

$$R = \Delta h \times S_y$$

R; es recarga, en mm;

Δh ; es el cambio en la altitud de la tabla de agua, mm;

S_y ; es rendimiento específico.

Aunque es simple en concepto, el método WTF tiene inconvenientes en su aplicación (Healy & Cooke, 2002). El método requiere una estimación del rendimiento específico y supone que este valor es constante con el tiempo. (Sophocleous M. , 1985) Cuestionó la validez de esta suposición sobre una base teórica y (Sloto, 1990) mostró que el rendimiento específico disminuyó con la profundidad de la capa freática en un acuífero en el sureste de Pensilvania. El método debería funcionar mejor para los pozos que

muestran un aumento relativamente rápido del nivel del agua en relación con la velocidad con la que el agua se aleja del nivel freático. Otras complicaciones incluyen aumentos del nivel del agua no asociados con la recarga, como los causados por cambios en la presión atmosférica, las mareas y el aire atrapado.

2.6.2 Método de la ecuación del balance hídrico

El método del balance hídrico es atractivo porque se puede aplicar en casi cualquier lugar donde haya datos de precipitación disponibles. Un inconveniente importante del método es que la recarga se estima como el término residual en una ecuación donde los otros términos presupuestarios generalmente se estiman con un error considerable, lo que puede dar lugar a grandes errores en la estimación de recarga (Nimmo, Stonestrom, & Healy, 2003).

$$R = P - (ET + RO + \Delta S)$$

Donde:

R; es recarga, en mm;

P; es precipitación, en mm;

ET; es la evapotranspiración, en mm;

RO; es escorrentía directa, en mm; y

ΔS ; es cambio en el almacenamiento, en mm.

III MATERIALES Y MÉTODOS

3.1 LOCALIZACIÓN DEL CAMPO EXPERIMENTAL

3.1.1 Ubicación geográfica de la microcuenca del río Chumpe

El área de Estudio se encuentra en la divisoria de aguas que compone el sistema del río Yauli Departamento de Junin, provincia de Yauli, la microcuenca del río Chumpe, se origina desde las montañas a 5,200 msnm., drena sus aguas al río Yauli formando un cauce desde los 4,616 msnm., con un área tributaria de 12.8 km².

3.1.2 Accesibilidad

Para acceder a la zona de proyecto se debe seguir la siguiente ruta, cuyo tiempo de viaje y demás detalles están especificados en la siguiente Tabla 1.

Tabla 1: Ubicación del Proyecto de Investigación

Desde	Hasta	Distancia (Km)	Tipo de vía	Estado
Lima	Km 154	154	Vía asfaltada	Bueno
Km 154	Yauli	11	Trocha carrozable	Regular
Yauli	Qda. Chumpe	320	Trocha carrozable	Regular

Fuente: Elaboración propia

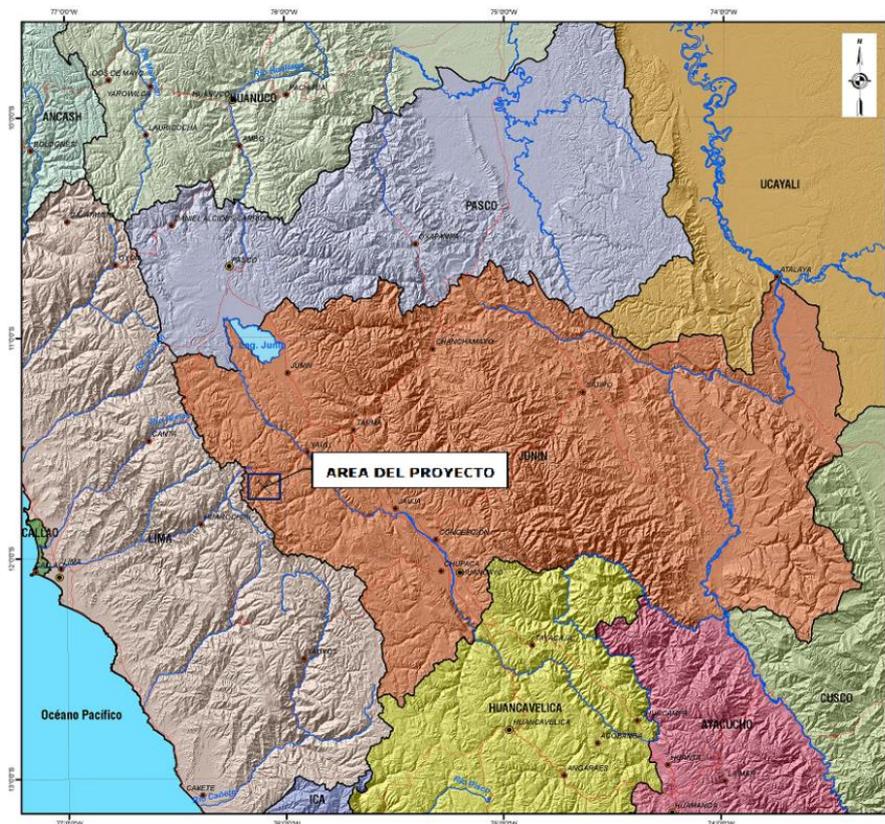


Figura 2: Mapa de ubicación del área

Fuente: Elaboración propia

3.2 MATERIALES

3.2.1 Materiales equipos y servicios a utilizar

Materiales

- Papel Bond de 80 grs.
- Papel Bond de 60 grs.
- Papel Milimetrado.
- Papel Semi logarítmico
- Materiales de escritorio
- Equipo
- Correntómetro de molinete
- Sonda eléctrica
- Equipos de medición de calidad de agua marca HANNA.
- Computadora e impresoras
- Escáner.
- Calculadora.
- USBs disco duro externo.
- Cámara fotográfica.
- GPS

Otros servicios:

- Transporte, alquiler de camioneta 4x4.
- Fotocopia e impresión.
- Empastado, Impresión y anillados del Informe Final.
- Alquiler de Software Modflow.

3.3 METODOLOGÍA

La metodología de investigación contempla las tareas de recolección de información de campo y la revisión de información disponible del medio a investigar.

La metodología de investigación se basa en la integración de balance hídrico superficial y subterráneo para determinar un balance hídrico del sistema que contemple las aguas superficiales y subterráneas, de tal manera se pueda estimar el caudal base del río Chumpe.

El balance hídrico superficial se determinó mediante el modelo Thornthwaite, el cual es muy utilizado en las cuencas alto andinas como la sierra central del Perú. Con este modelo se determinarán los componentes principales del balance hídrico tales como la Evapotranspiración potencial, los déficits y excesos de la cuenca.

El balance hídrico subterráneo se determinó mediante modelo numérico con el Software Modflow, el cual se basa en la ecuación de Darcy para calcular los flujos subterráneos. El modelamiento subterráneo de la microcuenca se calibró con datos de niveles de piezómetros observados en pozos instalados en la microcuenca Chumpe y el caudal aforado en las principales quebradas que integra dicha microcuenca, así como el cauce principal.

La integración de los balances de aguas superficiales y subterráneos se realizó analíticamente para determinar todos los componentes del sistema, entre ellos el caudal base de la microcuenca Chumpe.

3.3.1 Nomenclatura empleada

Las fuentes identificadas fueron denominadas utilizando tres códigos: Sector – Tipo – Número Correlativo.

- **Sector:** Los sectores se designaron de la siguiente manera:

MC: Microcuenca Chumpe

MY: Subcuenca Yauli

- **Tipo:** El tipo de fuente se representa por una y dos letras: tal como indica la Tabla 2:

Tabla 2: Nomenclatura para codificación de fuentes.

Nomenclatura	Tipo
MA	Manantial
BO	Bofedal
BC	Bocamina
LG	Laguna
LN	Lagunilla
AR	Arroyo
RI	Rio
RC	Riachuelo

Fuente: Elaboración propia

- **Número:** En general, se asignó un número correlativo.

Por ejemplo: La estación nominada con el código MC-MA-01, corresponde al sector de la microcuenca Chumpe, clasificada de tipo manantial, correlativo al número 01.

3.3.2 Metodología de medición de caudal de las fuentes

La metodología empleada para la toma de datos de campo, fueron las siguientes:

- **Ubicación geográfica:** En cada estación se registraron las coordenadas en el sistema UTM (WGS 84), con un sistema de Posicionamiento Global (GPS) portátil.
- **Caudal:** se utilizaron las siguientes metodologías descritas a continuación:

Método Volumétrico: Usado para caudales menores, cuya descarga pueden ser medido con un recipiente graduado, una tubería PVC y un cronometro. El método consiste en la determinación del tiempo requerido para llenar el recipiente de volumen conocido. El caudal fue calculado en base a la división del volumen del recipiente, entre el tiempo requerido para su llenado (ver Foto N°1). En algunos casos el caudal fue estimado, debido al flujo diseminado o escaso flujo.

Método Velocidad - Área: Este método fue usado para determinar los caudales, cuya velocidad fue medida con un correntómetro, determinado la sección del curso de agua, denominado “sección de control”, la sección transversal del río donde se realiza el aforo fue dividido en sub secciones, dependiendo del caudal que pasa por la sección y el ancho del río, el ancho superior transversal se divide en tramos iguales con longitudes de igual ancho a la sección transversal, dividido entre el número de subsecciones calculadas. En los límites de cada tramo del cauce se trazaron verticales, hasta alcanzar el lecho del río, cuya profundidad vertical fue medido con la varilla del correntómetro, o utilizando una regla graduada. Las verticales se trazaron en el mismo momento de medir las velocidades.

Con el correntómetro se midió la velocidad de los tramos seccionados a diferentes profundidades, obteniendo la velocidad promedio, para lo cual se tomó el tiempo necesario hasta que la velocidad se estabilice en metros por segundo. El caudal fue calculado en base a la suma de los caudales parciales, a lo largo de varias subsecciones equidistantes, mediante el producto de la velocidad media y su área.

Los pasos a seguir para la determinación del caudal, se indican a continuación:

- 1) Medir el ancho total de la sección con una cinta métrica.
- 2) Dividir el ancho total en "n" partes, de tal forma que la sección quede subdividida en "n" sub secciones.
- 3) Medir la profundidad de cada sub sección con una varilla métrica.
- 4) Medir la velocidad media de flujo en cada subsección, realizando una integración
- 5) Calcular el área media en cada sub sección, multiplicando la profundidad media por el ancho de la sub sección.

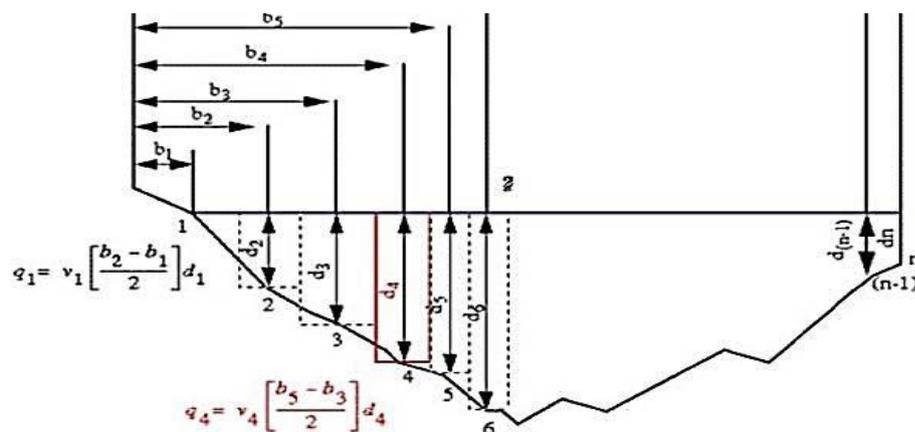


Figura 3: Esquema aforo de cauce por el método velocidad – área

Explicación

- 1, 2, ..., n: Vertical de observación
- b₁, b₂, ..., b_n: Distancia desde el punto inicial hasta la vertical de observación
- d₁, d₂, ..., d_n: Profundidad del agua en la vertical de observación
- v₁, v₂, ..., v_n: Velocidad promedio en la vertical de observación
- q₁, q₂, ..., q_n: Caudal en subsección
- Líneas Discontinuas: Límites de subsecciones.

- 1) Calcular el flujo en cada sub sección, multiplicando el área por la velocidad media correspondiente.
- 2) Finalmente los flujos por subsección obtenidos, se sumaron para obtener el flujo total.

Toma de parámetros fisicoquímicos: la lectura de los parámetros fisicoquímicos se realizaron en todos los puntos inventariados, tomando lecturas de temperatura (T°), conductividad eléctrica (CE), total de sólidos disueltos (TDS), oxígeno disuelto (OD), potencial de oxidación (Eh) y concentración de iones hidrógeno (pH), con equipos electrónicos marca HANNA que fueron calibrados antes y durante el trabajo de campo.

3.3.3 Metodología de medición para el nivel de agua en piezómetros

Equipo utilizado

Para la medición de los niveles de agua en piezómetros (nivel estático), se utilizó un equipo electrónico con sensor automático, denominado sonda eléctrica comúnmente “pozómetro”, cuyo procedimiento operativo es el siguiente.

- Accionar el botón de sensibilidad a la posición de sonido, reloj o luz, en caso de baja visibilidad.
- Presione el botón de prueba de la batería; el zumbador debería sonar y la luz roja se encenderá si la batería se encuentra en buenas condiciones.
- Baje la sonda y la cinta en el interior del pozo, protegiendo la cinta de cualquier daño por contacto con la tubería de revestimiento. Deje de bajar la sonda cuando suene el zumbador, y se encienda la luz roja.
- Gire el botón de sensibilidad a la posición más baja en la cual suene el zumbador y la luz se mantenga encendida.
- Suba lentamente el cable hasta que la luz y el zumbador se apaguen. Baje el cable justo al punto en el cual la luz y el zumbador se enciendan. Podría ser necesario hacer esto varias veces para encontrar este punto con precisión.
- Lea la profundidad del cable en el punto de referencia designado (anote el punto de referencia) al milímetro más cercano. Anote la profundidad del agua en la hoja de monitoreo antes de enrollar la sonda para subirla.
- Rebobine la sonda hasta sacarla del pozo, teniendo cuidado de no dañar el aislante de la cinta contra el extremo superior de la tubería de revestimiento del pozo, y gire el botón de sensibilidad a la posición “off”.

Se midió los niveles de agua subterránea para evaluar la fluctuación de niveles freáticos, lo cual servirá para la calibración de modelo numérico en MODFLOW.

3.3.4 Ensayos de permeabilidad durante la perforación

Estos ensayos se realizaron en cada uno de las perforaciones ejecutadas, eligiendo el tipo de prueba según las condiciones de la roca atravesada, aplicando los métodos de Lefranc Carga Constante o Carga Variable para suelos cuaternarios, y ensayos Lugeón para las secciones de rocas duras sometándolo a presión, los cuales se describen más adelante:

3.3.4.1 Ensayos Tipo Lefranc.

- Ensayo de carga constante

Este método consiste en introducir agua a una altura determinada dentro de la tubería de perforación sin que rebose el caudal, regulando y manteniendo así el nivel de agua dentro del sondeo, para luego proceder a anotar el consumo de agua cada minuto, durante un período de 20 minutos. Este ensayo se realiza en suelos y en rocas fracturadas determinadas en los tramos de interés.

- Ensayos de carga variable

Consiste en inyectar agua al sondeo hasta el nivel de la tubería de perforación hasta una altura predeterminada, o llenarla hasta alcanzar una altura considerable de carga hidráulica, luego se procedió con la lectura de los descensos de niveles a cada intervalo de tiempo, hasta alcanzar su nivel inicial. Este tipo de ensayo se realiza en suelos y rocas fracturadas, en determinados tramos muy fracturados o suelos muy permeables.

3.3.4.2 Ensayos Tipo Lugeon.

Este tipo de ensayo se realizó fundamentalmente en rocas duras poco fracturadas (RQD alto), se procedió a elegir el tramo de ensayo en función a la profundidad para luego introducir un packer inflable por dentro de la tubería de perforación, obturando la roca y parte de la tubería de perforación a una profundidad determinada, luego se procedió al inflado del packer con nitrógeno para sellar la pared del sondeo y parte de la tubería de perforación, luego se inyecta agua a diferentes presiones a intervalos de cinco etapas a diferentes presiones, tomando lectura del caudal consumido en cada prueba o etapa. Para esta prueba requiere de un manómetro y caudalímetro para observar el consumo de agua, los cálculos realizados y obtenidos se expresan en unidades Lugeon.

3.3.4.3 Ensayos de tipo Recuperación Nivel de Agua (tipo Slug Test)

Es una prueba en la que se consigue en una misma operación el registro de variaciones ascendentes y descendentes en el nivel de agua dentro del piezómetro, de modo que proporciona información útil para el cálculo de conductividad hidráulica bajo estas dos condiciones, y verificar la confiabilidad de los resultados obtenidos.

Este ensayo se realizó en la zona saturada del piezómetro utilizando su columna de agua, inyectando o extrayendo volumen de agua en el piezómetro por debajo y encima del nivel estático, para luego observar, con la ayuda de una sonda eléctrica los niveles de ascenso o abatimiento de la napa freática, a intervalos de tiempo establecidos hasta la recuperación de su nivel estático inicial.

a) Primera parte de la prueba

- Medir el nivel de agua en el piezómetro antes de empezar la prueba (Nivel Estático) y anotar la hora absoluta (hh:mm:ss). Esto con el objetivo de correlacionar de manera exacta las lecturas del transductor de presión con las lecturas manuales.
- Introducir el transductor de presión al interior del piezómetro suspendido con una cuerda, hasta unos 15 m por debajo del nivel estático.
- Introducir el torpedo (well slug) de 38 mm., de diámetro exterior, y 1.2 m de longitud en los piezómetros de 2.0" de diámetro suspendido con una cuerda, hasta ubicar su extremo inferior inmediatamente por encima del nivel estático.
- Soltar rápidamente el torpedo hasta que quede en su totalidad sumergido debajo del nivel estático. Esta acción generará un incremento en la altura del agua en el piezómetro, con relación al nivel estático.
- Inmediatamente al paso anterior, medir el nivel del agua con la sonda eléctrica, a intervalos cortos como 30 seg, 01 min., esto de acuerdo a la recuperación hasta que el agua descienda al nivel estático. Tomar una última lectura con la sonda eléctrica para terminar esta primera parte de la prueba. Mantener el torpedo y el transductor sin variar sus ubicaciones hasta que se dé inicio a la segunda parte de la prueba.

b) Segunda parte de la prueba

- Medir el nivel de agua en el piezómetro antes de iniciar la segunda parte de la prueba, y anotar la hora absoluta (hh:mm:ss). Esto con el objetivo de correlacionar de manera exacta las lecturas del transductor con las lecturas manuales.
- Introducir el transductor al piezómetro, suspendido unos 5 m., por encima del nivel estático. Esta operación generará que el nivel del agua disminuya con relación al nivel estático.
- Inmediatamente al paso anterior, medir el nivel de agua en el piezómetro a intervalos cortos como 30 seg, 1 min hasta que se recupere el nivel estático. Tomar una última lectura con la sonda eléctrica antes de terminar la prueba.
- Recuperar el transductor del piezómetro dando por finalizado la prueba.
- Recuperar los datos del transductor con el programa Levellogger, tan pronto como sea posible.

Los datos obtenidos se tabularon en una hoja Excel y luego se analizaron utilizando el AQTESOLV 4.5 Windows Standard, a través de las soluciones Hvorslev (1951) confinado y no confinado.

3.3.5 Caracterización hidrológica del área de estudio

Mediante la información meteorológica disponible, se caracterizará el comportamiento climático e hidrológico del área a investigar.

3.3.6 Balance hídrico superficial

Una vez revisada la información meteorológica y caracterizada hidrológicamente el área de estudio se formulara el balance hídrico superficial, en donde se conocerá todos los componentes del balance hídrico.

3.3.7 Balance hídrico subterráneo mediante modelo numérico MODFLOW

Para determinar el balance hídrico subterráneo se tendrá que determinar los parámetros de recarga por infiltración y las características hidrogeológicas del medio poroso. Así mismo la caracterización de microcuenca, vale decir del medio físico mediante Sistema de Información Geográfica (SIG).

3.3.8 Cálculo de recarga

El método de la fluctuación de niveles de agua en pozos (WTF), supone que un aumento en el nivel del agua es causado por la recarga que llega al nivel freático y que el rendimiento específico es constante. El método proporciona un valor de punto de recarga calculado a partir del aumento del nivel del agua en un pozo multiplicado por el rendimiento específico del acuífero como:

$$R = \Delta h \times S_y$$

Donde:

R; es recarga, en mm;

Δh ; es el cambio en la altitud de la tabla de agua, mm;

S_y ; es rendimiento específico.

3.3.9 Calibración del balance del sistema con caudales aforados.

Para tener más certeza sobre el cálculo de balances de agua superficial y subterránea, se calibrará mediante datos obtenidos en campo, en este caso con caudales aforados en las principales quebradas de la microcuenca y de la red de drenaje principal, en este caso el río Chumpe.

3.3.10 Integración de balance hídrico superficial y subterráneo

Una vez determinada los balances de aguas subterráneas y superficiales se pasara a la integración de los mismos para obtener el balance del sistema de la microcuenca Chumpe y obtener el caudal base del mismo.

IV RESULTADOS Y DISCUSIÓN

4.1 HIDROLOGÍA DEL ÁREA

4.1.1 Hidrografía

La divisoria de aguas en el área de estudio se compone de los sistemas del río Yauli y el río Andaychagua, donde las microcuencas, Ayamachay, Coshuro Grande, Condorcancha, Chumpe y Janca son los aportantes al río Yauli, mientras que la microcuenca Andaychagua drena hacia el Este fuera del área de estudio. En el Plano 2.0, Anexo D se ilustra el sistema hidrográfico del área de estudio.

La microcuenca Chumpe que constituye el área del proyecto, se origina desde las montañas a 5,200 msnm., drena sus aguas formando un cauce desde los 4,616 msnm., con un área tributaria de 12.8 km², con una pendiente media de 9.8 %. En la siguiente Tabla 3 se muestra las principales características de las microcuencas.

Tabla 3: Parámetros geomorfológicos de las microcuencas

N°	Microcuenca	Área (Km ²)	Perímetro (km)	Pendiente %	Altitud (msnm)		
					Máxima	Mínima	Media
1	Andaychagua	17.7	17.6	6.8	5075	4400	4775
2	Ayamachay	16.8	21.8	6.7	5150	4200	4675
3	Cushuro Grande	1.9	6.6	19.8	4900	4200	4550
4	Chumpe	12.8	18.8	9.8	5250	4200	4675
5	Condorcancha	1.8	6.7	20.9	4850	4125	4487
6	Janca	14.4	17.3	11.4	5075	4050	4600

Fuente: Elaboración propia

4.1.2 Climatología

El clima de la microcuenca Chumpe es frígido, con dos estaciones bien marcadas: la época de lluvias entre noviembre y abril con precipitaciones ocasionales de nieve o granizo, y la época de sequía que abarca desde el mes de mayo a octubre.

4.1.3 Precipitación

Las precipitaciones por lo general se presentan después del mediodía, evidenciando su carácter convectivo con precipitaciones mayores en los meses de diciembre a marzo, y los de menor intensidad se presentan en los meses de mayo a setiembre (ver Tabla 4).

La variación espacial de la precipitación fue analizada mediante la relación existente entre la precipitación anual promedio y la altitud de las estaciones, ajustándose estas a una ecuación lineal con un coeficiente de correlación del 84%.

La extrapolación a partir del modelo presentado en la Figura 4, resulta de una precipitación anual de 862 mm calculado para una altura media del área. La precipitación varía notablemente entre las estaciones húmedas (entre 82% en noviembre y marzo) y seca (18% entre abril y octubre). En base a datos de las Estaciones San Cristóbal, Pomacocha, Yauli, Huascacocha, Morococha y Pachachaca con periodos entre 1957-2006, se estimó una precipitación anual promedio de 862 mm, y la máxima en 1,075.4 mm y la mínima en 645.4 mm.

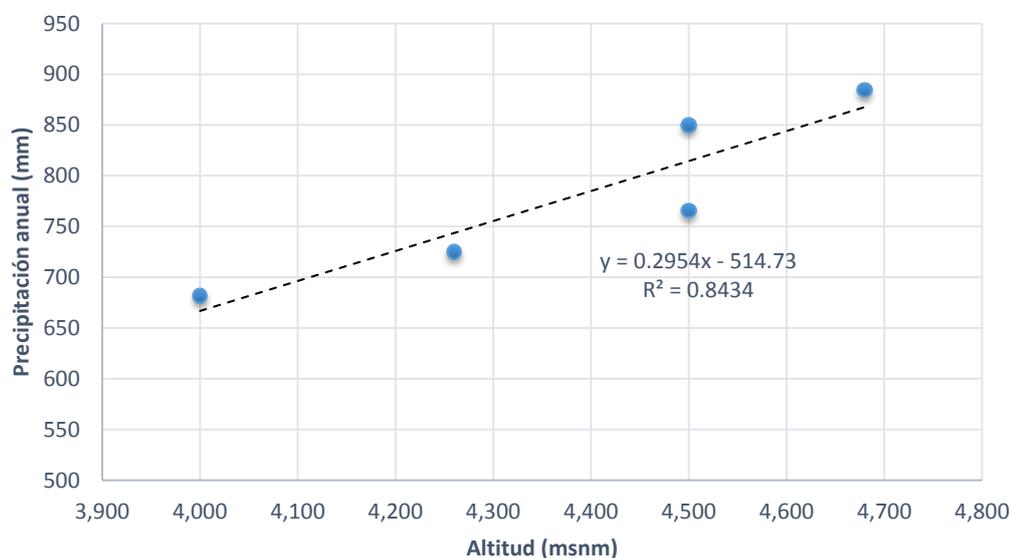


Figura 4: Relación precipitación y altitud

Fuente: Elaboración propia

Tabla 4: precipitación media mensual de estaciones y área de estudio (mm)

Estación	Ene	Feb	Mar	Abr	May	Jun	Jul	Ago	Set	Oct	Nov	Dic	Anual
San Cristóbal	140.6	151.4	155.2	75.6	27.2	11.1	7.1	15.9	40.8	67.0	85.5	107.1	884.7
Pomacocha	109.4	125.0	129.6	60.5	23.8	10.7	8.0	13.7	33.7	53.8	64.7	92.1	725.1
Yauli	111.3	137.8	124.0	60.9	23.8	13.4	19.6	27.3	45.5	76.2	65.0	106.5	811.3
Huascacocha	113.1	122.6	116.9	58.6	30.6	15.0	12.7	20.6	47.1	66.1	70.8	91.3	765.5
Morococha	130.1	127.7	123.6	71.3	31.9	16.1	18.1	28.8	57.6	73.5	70.8	100.2	849.7
Pachachaca	97.8	106.1	106.2	51.3	25.1	11.8	12.4	20.3	44.7	63.1	58.8	84.2	681.7
Chumpe	134.8	141.2	140.9	72.5	30.0	13.7	11.1	20.1	46.7	68.1	80.0	102.8	862.1

Fuente: Elaboración propia

4.1.4 Temperatura

La temperatura mensual promedio no varía substancialmente y se registran valores entre 3 a 4°C (junio y julio) y 4 a 6°C (enero y febrero).

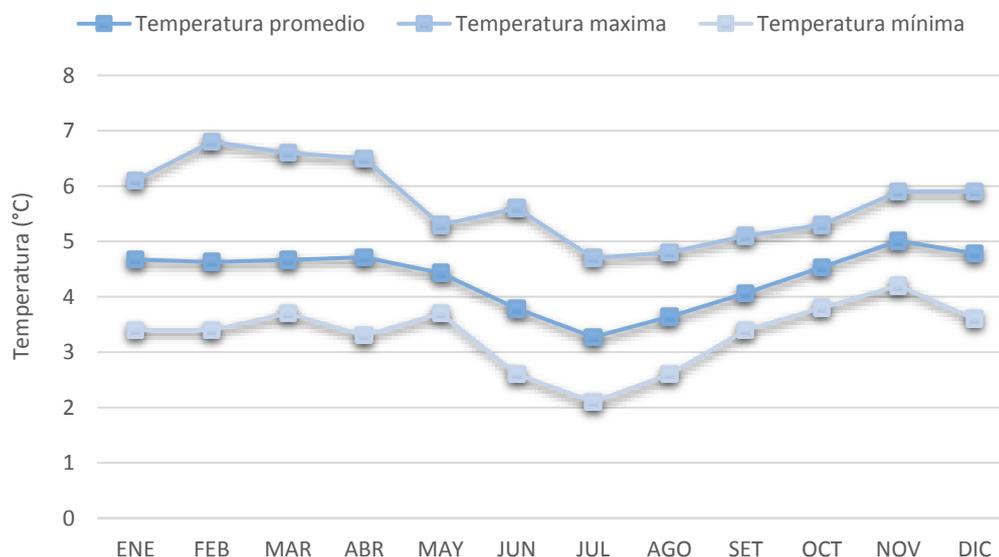


Figura 5: Temperatura media mensual.

Fuente: Elaboración propia

Tabla 5: Resumen temperatura media mensual (°C).

T°C	Ene	Feb	Mar	Abr	May	Jun	Jul	Ago	Set	Oct	Nov	Dic
Prom.	4.7	4.6	4.7	4.7	4.4	3.8	3.3	3.6	4.1	4.5	5.0	4.8
Max.	6.1	6.8	6.6	6.5	5.3	5.6	4.7	4.8	5.1	5.3	5.9	5.9
Min.	3.4	3.4	3.7	3.3	3.7	2.6	2.1	2.6	3.4	3.8	4.2	3.6

Fuente: Elaboración propia

4.1.5 Humedad relativa

La humedad relativa reportada por la estación meteorológica Marcapomacocha indica variaciones con valores máximos entre 82% y 93%, y variaciones de valores mínimos registrados entre 66% y 87%. La humedad media obtenida para el periodo es 81.4%. Asimismo, se indica que los meses de abril y junio reportan un porcentaje de humedad relativa que oscila entre 93% y 66%.

4.1.6 Balance hídrico

Una vez calculada la precipitación mensual y la evapotranspiración mensual en la microcuenca analizada, se ha determinado el déficit, reserva, y excedente mensual y anual. Siendo el déficit el volumen que falta para cubrir las necesidades potenciales (para

evaporar y transpirar). El excedente, es el agua que supera la reserva máxima y que se habría perdido por escorrentía superficial i/o infiltración (ver Tabla A-1-2, Anexo A).

La reserva se produce cuando la precipitación es mayor que la evapotranspiración, el agua excedente pasará a formar parte de la reserva en el suelo, cuando el suelo alcance su máxima capacidad de retención, el agua escurrirá superficialmente i/o en profundidad. El balance hídrico de las microcuencas analizadas se muestra en la Tabla 6.

Tabla 6: Balance hídrico año promedio.

Variables	Set	Oct	Nov	Dic	Ene	Feb	Mar	Abr	May	Jun	Jul	Ago	Anual
Precipitación (mm)	46.7	68.1	80	103	135	141	141	72.5	30	13.7	11.1	20.1	862.1
ETP (mm)	42.1	46.7	47.5	47.2	46.1	41.4	45.3	45.3	44.9	39.8	37.7	40.7	524.6
ETR (mm)	42.1	46.7	47.5	47.2	46.1	41.4	45.3	45.3	44.9	39.8	20.2	20.1	486.5
Déficit (mm)	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	17.5	20.6	-
Reserva (mm)	4.6	26.0	50.0	50.0	50.0	50.0	50.0	50.0	35.1	9.1	0.0	0.0	-
Excedente (mm)	0.0	0.0	8.6	55.6	88.7	99.8	95.6	27.3	0.0	0.0	0.0	0.0	375.5

Fuente: Elaboración propia

4.2 MAPEO HIDROGEOLÓGICO DE CAMPO

Se realizó una campaña de inventario entre el 24 a 29 de setiembre 2013, para determinar la cantidad de las fuentes de agua subterránea y superficiales dentro del área de estudio, ubicando e identificando el tipo de fuentes, codificando de acuerdo a su origen y su relación.

Dentro de la clasificación de aguas en función de su tipo de descarga, se consideraron los siguientes:

- Manantial: Es el afloramiento de agua subterránea que produce una descarga de agua temporal o continua hacia la superficie.
- Río: Corriente de agua natural de flujo permanente y su caudal suele ser variable a lo largo del año, aumentando en los periodos de mayor precipitación pluvial.
- Arroyo o Riachuelo: flujo de agua que discurre libremente mediante drenajes naturales poco profundos, formando descargas a los arroyos, cuyo caudal es menor a la de un río.
- Quebrada: Son cauces naturales con flujo efímero, ocurre solamente en la época húmeda.

- Bofedales: zonas hidromórficas por acumulación de humedad de aguas pluviales, deshielo de glaciares, a veces asociado a la descarga de aguas subterráneas.
- Lagunas: cuerpos de agua naturales con espejo considerable y profundidad considerable, permanente.
- Lagunillas: cuerpos de agua naturales de menor dimensión, a veces temporales.
- Canal: o acequia, conducto en tierra o revestido para uso agrario u evacuación de aguas pluviales.

Para la identificación del origen de las descargas de agua subterránea, se consideraron:

- Tipo de suelo o roca acuífera, por donde se producen las descargas.
- Anomalía o estructura condicionante, que controla el punto de descarga.
- Tipo de flujo; concentrado o difuso, indicativo de la permeabilidad del medio acuífero.
- Grado de solubilidad de la roca acuífera, y tipo de conducto de circulación.

Se identificaron tres tipos de usos:

- Consumo doméstico; agua utilizada para el aseo personal, limpieza y bebida.
- Consumo animal; agua destinada para los bebederos de ganado.
- Actividad minera; agua destinada a las actividades de laboreo minero.

4.3 PERFORACIÓN E INSTALACIÓN DE PIEZÓMETROS

4.3.1 Perforaciones de Investigación Hidrogeológica

La red de sondeos de investigación hidrogeológica tuvieron el objetivo de proveer información hidrogeológica sobre el tipo de suelo y roca caja, niveles de agua subterránea, condiciones de flujo, parámetros hidráulicos de las unidades hidrogeológicas, además de la composición hidroquímica de las aguas, y proporcionar un sistema de monitoreo durante y posterior a la ejecución del proyecto.

Durante las perforaciones se evaluaron las estructuras verticales o sub-verticales, presencia de anomalías tectónicas, con la finalidad de determinar el grado de

fracturamiento de la roca y evaluar el potencial de filtraciones en el depósito proyectado, entre estas tareas se identificaron:

- Niveles piezométricos más bajos que las rocas circundantes, y gradiente hidráulico bajo atribuido a su mayor conductividad.
- Identificar los circuitos de recarga y flujo más probables que ocurren dentro de la microcuenca de Chumpe.

El programa de perforaciones se llevó a cabo entre Setiembre y Diciembre del 2013, siendo supervisado por especialistas hidrogeológicos, habiendo logrado perforar un total de veinte y nueve (29) sondajes, distribuidos espacialmente en el área de influencia del depósito de relaves.

Los sondajes se realizaron con máquinas de perforación diamantina (serie DIAMEC-282, Lonyear-44 y CS-1000) todas en forma vertical (-90°), con diferentes profundidades (60 a 80 m), tomando testigos de roca tipo “Cores” con las que se analizó el perfil del suelo y la litología de la roca de basamento, también se determinó los niveles freáticos y piezométricos, así como la calidad del agua.

El método de perforación empleado fue rotatorio - tipo diamantina, a cargo de la Empresa “Geotecnia Peruana S.A.C.”, todos estuvieron equipados con sus respectivos accesorios (luminarias, bombas de agua, tuberías de perforación, brocas, mangueras y herramientas para el trabajo).

Las perforaciones se ejecutaron con brocas tipo “HQ” (96 mm) y su revestimiento tipo HWT (114 mm) y PW (140 mm), en algunos sondajes según el tipo de roca atravesada se utilizó línea NQ (75 mm) en tramos cortos, hasta alcanzar la profundidad programada, o cuando el terreno se encontraba poco estable.

Como fluido refrigerante en los trabajos de perforación se empleó agua natural captada en arroyos próximos, durante la perforación se tomaron lectura de aforos y parámetros físico-químicos a determinadas profundidades, hasta la culminar la perforación. Las muestras o testigos de perforación obtenidas de cada corrida fueron colocadas en cajas porta testigos, para luego llevarlos al almacén donde fueron codificados para su manejo.

4.3.2 Instalación de Piezómetros

Se realizó veinte y nueve (29) sondajes hidrogeológicos, sus profundidades variaron entre 60 a 80 m., todos direccionados verticalmente (-90°), en los cuales al culminar la perforación se instalaron piezómetros abiertos o tipo Casagrande, las que permitirán la caracterización hidráulica e hidrodinámica de la unidad hidrogeológica.

Los piezómetros se instalaron al finalizar la perforación en cada sondaje, habiendo realizado previamente la limpieza del sondeo. Se instalaron piezómetros revestidos con PVC SAP de $\varnothing 2''$ a tubo único “**piezómetro único**”, y tubería doble de PVC SAP de $2''$ y $1''$ pulg como “**piezómetro doble**” con el objeto de evaluar niveles profundos y someros.

Los tubos se unieron hasta alcanzar la longitud final de la perforación, instalando sobre una cama de 0.5 m y con gravilla de $1/8''$ pulg, en base al diseño preparado previamente para cada sondeo, los que fueron determinados según su litología, niveles encontrados y capas permeables atravesada durante la perforación.

Se colocó un pre-filtro de gravillas de 3 a 5 mm localizados en el tramo ranurado y la pared del filtro, con el fin evitar la entrada de arena en la pared del sondeo, luego se colocó bentonita granulada como sello en tramos de 4.0 m., los que fueron sellados con inyección de lechada de cemento - bentonita, rellenando hasta superficie. Finalmente se construyó un dado de concreto en superficie junto a una tubería metálica para la protección del piezómetro, provisto de su respectiva tapa y candado.

Una vez instalado el piezómetro se tomaron lecturas de los niveles estáticos estabilizados o niveles piezométricos, y también lectura de los parámetros fisicoquímicos del agua subterránea en el piezómetro, previa limpieza del piezómetro antes del muestreo.

4.3.3 Desarrollo de Piezómetros

El desarrollo consistió en el lavado o purgado de los piezómetros, habiendo eliminado las partículas y los residuos de perforación en la zona de admisión del piezómetro, con el uso de una compresora, con la cual se inyectó aire mediante una manguera en el fondo del sondeo, hasta estabilizar los parámetros hidroquímicos (CE y pH), disminuyendo el contenido de las partículas suspendidas en el piezómetro.

4.4 CARACTERIZACIÓN GEOLÓGICA

4.4.1 Geomorfología

Según el boletín Geológico de INGEMMET (Boletín N° 36), el área de estudio está comprendido dentro de las siguientes unidades morfológicas:

4.4.1.1 Valle Glaciar

En el área se observa un típico valle glaciar en forma de “U” con relieve suave y moderado y pendientes menores a 8°, las partes altas son más escarpadas. El valle tiene un desarrollo con dirección SE-NW, naciendo en el lado SE y terminando al NW. En algunos sectores principalmente en la cabecera las pendientes son mayores entre 15° y 25°, conformado por suelos coluviales y fluvioglaciares.

4.4.1.2 Altiplanicies

La altiplanicie es moderadamente inclinada, corresponden a llanuras excavadas por la desglaciación, estas se formaron por acumulación de sedimentos de deshielo. En la margen derecha de la quebrada Chumpe se observa pendientes entre 4° a 8° grados, con relieve suave a ondulado. Sus altitudes varían de 4,500 a 4,900 msnm.

4.4.1.3 Montañas

Las vertientes de montañas y laderas emplazadas sobre filitas y volcánicos, con pendientes moderadas de 25 a 40°, altitudes de 4,200 a 4700 msnm, su origen se debe a la intensa erosión diferencial del anticlinal. Las cumbres de montañas presentan elevadas altitudes y laderas escarpadas, con pendientes mayores a 40° grados, alcanzando altitudes de 5,200 msnm, emplazados sobre volcánicos del grupo Mitu.

4.4.2 Geología Local

Geológicamente la zona del proyecto se encuentra emplazada en la vertiente oriental de la Cordillera Occidental de los Andes. Las formaciones litológicas comprenden rocas sedimentarias, metamórficas e intrusivas cuyas edades van del Paleozoico inferior al Cretáceo inferior, cubiertas parcialmente por depósitos no consolidados del Cuaternario.

El reconocimiento geológico se realizó en Setiembre 2013, habiendo complementado el mapeo geológico proporcionado por la Unidad minera. (Ver Plano 4.0, Anexo D). La

secuencia estratigráfica es de la más antigua a la más reciente, la que se describen a continuación:

4.4.2.1 Basamento rocoso

Grupo Excélsior (SD-e)

Está constituido por un conjunto de rocas metamórficas de potencia indeterminada, entre ellas: filitas, lutitas pizarrosas negruzcas, cuarcitas, esquistos en delgadas capas; fuertemente fracturadas y de marcada esquistosidad, algunos afloramientos presentan numerosos lentes de cuarzo. Esta litología estructuralmente conforma el núcleo del Domo de Yauli, con evidencias de esquistosidad y fracturamiento por efecto de la tectónica Eoherciniana.

Grupo Mitú (Ps-mi)

Sobre el Grupo Excélsior, yace discordantemente rocas clásticas de facie continental color marrón violáceo, constituida por areniscas, conglomerados y brechas volcánicas. Sobre esta litología, localmente reposa la unidad meta volcánico “Catalina”, con derrames lávicos de andesitas, dacitas de color gris verdoso, conglomerados y brechas piroclásticas. La potencia de ésta serie clástica y volcánica es variable, tal es así que en la geología minera se le asignan a los volcánicos Catalina 760 m de espesor en el área de Morococha, y de 800 m al oeste de San Cristóbal. Cronológicamente se le ubica en el Permiano Medio.

4.4.2.2 Rocas intrusivas

Las rocas intrusivas que afloran en la zona, corresponden a cuerpos emplazados en diferentes épocas. Afloran principalmente en el sector noreste del área, en la zona alta de la Cordillera Occidental se presentan intrusiones menores de facies hipoabisales pórfido de cuarzo, distribuidos aisladamente a lo largo de toda la cordillera.

4.4.2.3 Depósitos cuaternarios

Depósitos Morrénicos (Q-mo)

Los depósitos morrénicos son vestigios de la deposición glaciar durante el Pleistoceno entre ellos morrenas frontales y laterales a manera de pequeñas prominencias, que sobresale en el suelo. Se localizan en la cabecera y en las márgenes de la quebrada Chumpe en ambas márgenes hasta 4,200 msnm. En el área se observan cantos de hasta 1.5 m de diámetro dentro de una matriz areno - limosa pardo oscuro.

Depósitos Fluvioglaciares, (Q-fg)

Estos depósitos consisten de gravas, arenas, limos y arcillas; que ocupan el fondo y terrazas laterales del valle de Chumpe, en algunos casos es probable que se interrelacionen con sedimentos limo arcillosos fluviolacustres por acumulación en cubetas lagunares glaciales, desaguadas en el proceso de retroceso glaciar, su potencia puede ser entre 10 a 70 m. Se originan por el deshielo y transporte de material suelto próximos a zonas glaciares y periglaciares.

Depósitos aluviales (Q-al)

Consisten de gravas y cantos redondeados a sub redondeados con intercalaciones de arena y limo arcillosos sueltos, se encuentran ocupando las márgenes del río Chumpe en su parte intermedia a baja, corresponde al material acarreado de ambas vertientes de las partes altas; guarda relación con el proceso erosivo activado por el levantamiento andino y las etapas de glaciación, en algunos casos se han producido inundaciones que han permitido la formación de depósitos arcillosos (bofedales).

Depósitos Coluviales (Q-co)

Generalmente, este material consiste en bloques y gravas angulosas y sub angulosas con matriz arenosa y limosa, ocupan el de pie de las cumbres y laderas en forma de conos de escombros.

4.4.2.4 Geología Estructural

En la zona de interés para el proyecto, se ha reconocido la siguiente zonificación estructural:

- El sector morfo estructural del domo de Yauli, comprende estratos del grupo Excélsior afectados por la tectónica eohercínica con pliegues pequeños, de cientos de metros y hasta de algunos kilómetros, forma el geoanticlinal de Yauli. Este domo es un anticlinal de poca amplitud que se extiende desde Morococha por el Norte, hasta Suitucancha por el Sur, y desde San Cristóbal por el Oeste hasta Pachachaca por el Este.
- Destaca el anticlinal de San Cristóbal, el anticlinal de Mahr Túnel, y el Sinclinal de Yauli – Andaychagua, con ejes alineados en sentido NO-SE.
- Este substrato Paleozoico está cubierto discordantemente por la serie clásica rojiza del grupo Mitu, con estructuras menores formando parte del domo de

Yauli. Encima yacen rocas sedimentarias del mesozoico y capas rojas de fines del Cretáceo y Terciario inferior, afectados por la tectónica andina, destacando hacia el norte el sinclinal de Chichocancha de eje NO-SE, con flancos abiertos.

4.5 HIDROGEOLOGÍA DEL ÁREA

4.5.1 Unidades Hidrogeológicas

De acuerdo a la interpretación hidrogeológica del área de estudio, se consideran la existencia de cuatro unidades hidrogeológicas, entre ellas: Arcillas y Limos (Fluvioglacial y Morrenicos), Arenas y Gravas (Fluvio aluviales), Filitas y pizarras (Grupo Excélsior), Volcánico Andesítico (Grupo Mitu).

Gran parte de los afloramientos en el área predominan las rocas metamórficas y las rocas volcánicas, cubiertos por suelos en sus partes bajas, en general son unidades hidrogeológicas de baja capacidad de aporte y flujo para las aguas subterráneas, constituyendo prácticamente “acuitardos” en toda el área de proyecto.

El área de estudio se encuentra sobre unidades hidrogeológicas de filitas y pizarras del Grupo Excélsior, en los flancos altos se encuentra rocas volcánicas de tipo andesitas del Grupo Mitu, el fondo del valle se encuentra cubierta en gran parte por depósitos cuaternarios con alineación Nor-Este a Sur-Oeste, sin embargo el comportamiento hidráulico de las rocas en superficie pueden ser ligeramente conductivas, debido a su grado de alteración o fracturamiento.

Las unidades hidrogeológicas identificadas en el área, se agruparon tomando en cuenta los resultados de las observaciones de campo, entre ellos; los ensayos hidráulicos, niveles de agua, y los ensayos hidroquímicos, a continuación se describen las unidades reconocidas para la zona de proyecto se ilustran en la siguiente Tabla 7:

Tabla 7: Unidades Hidrogeológicas del Área

Unidades Hidroestratigráficas		Conductividad Hidráulica		Espesor (m)	Clasificación según su Transmisividad
		(cm/s)	(m/d)		
Suelos Cuaternarios					
Fluvioglacial o Morrénico	Arcillas limosas	9.4E-8 a 7.5E-5	0.0001 a 0.06	5 a 10	Acuitardo
	Limos arcillosos	1.2E-4 a 9.6E-4	0.11 a 0.8	5 a 15	Acuitardo
Fluvioaluvial	Arena con grava	1.1E-3 a 5.6E-3	1.01 a 4.8	2 a 10?	Acuífero
	Grava arenosa	6.1E-3 a 3.3E-2	5.25 a 28.9		Acuífero
Basamento Rocosó					
Grupo Excélsior	Filita fracturada	1.2E-3 a 8.7E-3	1.06 a 7.6	<30	Acuitardo
	Filita poco fracturada	7.3E-9 a 7.1E-4	6.0E-6 a 0.6	> 500?	Acuifugo
Grupo Mitu: Volcánicos Andesíticos (*)		1.6E-6 a 9.1E-3	1.0E-4 a 1.0E-3	>300	Acuitardo

Fuente: (*) Grupo. Mitu: MWH Perú S.A. Diciembre 2011.

4.5.1.1 Acuitardo Volcánicos Andesíticos, Grupo Mitu

Los volcánicos Andesíticos afloran en los flancos de la quebrada Chumpe, se componen de andesitas porfiríticas heterogéneas, moderadamente fracturados e intruidas localmente con diques. Sus propiedades hidráulicas se encuentran ligadas a la variación magmática de las rocas volcánicas, y a la densidad de sus fracturas, por tanto de moderada Transmisividad, por lo que son denominados “Acuitardo”, su producción de aguas subterráneas es local, y está ligado a las zonas de falla y fracturas.

4.5.1.2 Acuifugo en Filitas, Grupo Excélsior

Esta unidad hidrogeológica es diferenciable hacia la zona noreste, aflora claramente en la quebrada Chumpe, son rocas metamórficas de baja transmisividad debido a su composición de limos y arcillas, que sellan inmediatamente sus fracturas y son de alta esquistosidad.

Se componen fundamentalmente de filitas y pizarras gris oscuras, hacia la parte superficial presenta fracturamiento con saturación de agua, de baja circulación., a medida que se profundiza se reduce su grado de fracturamiento y se hacen prácticamente impermeable. Las filitas y pizarras se catalogan como “acuifugo” y constituyen el

substrato impermeable, por lo que no posee capacidad de circulación ni retención de agua subterránea, estas delimitan las cuencas hidrogeológicas regionales del área.

4.5.1.3 Estrato permeable de Arenas y Gravas, Suelos Fluvio aluviales

Son sedimentos “porosos no consolidados” del lecho de río, se comportan como suelos de cobertura que permiten la percolación de las aguas pluviales recargando las unidades subyacentes, por lo cual tienen “moderada a alta” conductividad hidráulica, debido a su grado de transporte y selección de sus granos minerales, calificándose como “estrato permeable” con saturación e influencia de las aguas superficiales. En la mayor parte del cauce se encuentran aportando a las aguas superficiales de la quebrada Chumpe, manteniendo el flujo base del arroyo.

Estos sedimentos por su gran permeabilidad se encuentran saturados de agua, el río influye en la recarga de los sedimentos aluviales de manera permanente, por esta condición, en algunos tramos de mayor espesor de sedimentos, las aguas del río reduce su caudal debido a la circulación dentro de los sedimentos gruesos de gravas y arenas aluviales.

4.5.1.4 Acuífardo en Limos y Arcillas, Suelos Fluvioglaciares

Estos sedimentos se encuentran a lo largo de toda la quebrada Chumpe, y en los pequeños conos aluviales de las quebradas afluentes a la microcuenca, tienen espesores estimados entre 10 a 15 m. Por sus características hidráulicas se le califica como “acuífardo”, retardan el movimiento de las aguas subterráneas, debido a su emplazamiento en el valle tienen un ligero transporte de Nor Este a Sur Oeste, y por tanto una ligera homogeneidad. Estos sedimentos tienen variación lateral de facies y son heterométricos con reducida clasificación, por lo que su conductividad hidráulica es baja a moderada, pudiendo en algunos sectores contener sedimentos arenosos la que incrementa su permeabilidad horizontal.

4.5.2 Conductividades hidráulicas de las unidades Hidrogeológicas

La conductividad hidráulica de las unidades hidrogeológicas del área de proyecto, se evaluaron mediante observaciones de campo y algunas pruebas hidráulicas en veinte y nueve (29) piezómetros, los cuales fueron resumidos en la Figura 7.

De acuerdo a las investigaciones mediante sondeos geotécnicos e hidrogeológicos de campo, estudios desarrollados para este fin han determinado las propiedades hidráulicas del macizo rocoso, y de los suelos cuaternarios, los cuales se resumen a continuación:

4.5.2.1 Depósitos fluvioglaciares o morrénicos.

Estos depósitos se encuentran emplazados en el flanco Oriental de la quebrada Chumpe y tapizando el piso de valle; los resultados de cincuenta y nueve (59) pruebas hidráulicas en veintiséis (26) sondeos ejecutados durante las perforaciones de investigación indican valores de media geométrica entre 1.1E-05 cm/s a 3.6E-04 cm/s, presentando características reducidas de conductividad hidráulica, equivalente entre 0,01 m/d a 0.31 m/d (ver Tabla 8), clasificándose como suelos de baja conductividad hidráulica, siendo de granulometría heterométrica, en la Figura 6 se observa que estos suelos tienen una gran variabilidad vertical en sus valores, lo cual indica su alta anisotropía.

Tabla 8: Valores de conductividad hidráulica en Limos y Arcillas.

Depósitos Fluvioglaciares	Medio Geom.	Max.	Min.	Per75	Per25	N° Pruebas
Arcillas limosas	0.01	0.06	0.0001	3.3E-05	6.3E-06	27
Limos arcillosas	0.31	0.80	0.11	6.2E-04	2.0E-04	32

Fuente: Elaboración propia

4.5.2.2 Depósitos fluvio aluviales.

Son sedimentos producto de la erosión y derrumbe caídos hacia el pie de talud, constituido en su mayor parte por bloques de roca, gravas y arenas, en estos sedimentos se realizaron cincuenta y siete (57) pruebas hidráulicas localizados en los veintiséis (26) sondeos, con los que se lograron obtener valores medios entre 2.6E-03 a 1.2E-02 cm/s equivalente a 2.2 a 10.3 m/d (ver Tabla 9). Los valores obtenidos indican una conductividad hidráulica “moderada a alta”, debido a que los cantos de roca transportados tienen buena homogeneidad, estos permiten la percolación de aguas pluviales a los estratos profundos. En la Figura 6 se observa un bajo rango de variación y mantienen sus valores de conductividad a profundidad, presentando una relativa homogeneidad vertical y horizontal.

Tabla 9: Conductividad hidráulica en Arenas y Gravas (m/d).

Depósitos Fluvioaluviales	Medio Geom.	Max.	Min.	Per75	Per25	N° Pruebas
Arena con gravas	2.23	4.85	1.01	3.64E-03	1.77E-03	32
Grava arenosa	10.35	28.86	5.25	1.29E-02	9.53E-03	25

Fuente: Elaboración propia

4.5.2.3 Filitas del Grupo Excélsior.

Afloran en el flanco oriental en ambas márgenes de la quebrada Chumpe, durante las perforaciones se desarrollaron pruebas hidráulicas en veintiséis (26) sondeos, donde se obtuvieron valores de conductividad hidráulica con media geométrica entre 2.7E-03 cm/s a 2.4E-05 cm/s, equivalente a 2.3 m/d a 0.02 m/d (ver Tabla 10). Estas se clasifican como rocas de baja conductividad hidráulica con moderado grado de fracturamiento, debido al metamorfismo y su granulometría fina que sellan las fracturas en profundidad. Son rocas que limitan los flujos, comportándose como barrera hidráulica ante el paso de agua subterránea.

Tabla 10: Conductividad hidráulica en Filitas (m/d).

Grupo Excélsior	Medio Geom.	Max.	Min.	Per75	Per25	N° Pruebas
Filita fracturada	2.30	7.58	1.06	3.8E-03	1.7E-03	18
Filicas poco fracturadas	0.02	0.61	0.000006	1.1E-04	7.1E-06	93

Fuente: Elaboración propia

4.5.2.4 Los volcánicos Andesíticos del Grupo Mitu,

Los valores de conductividad hidráulica en los macizos de las rocas volcánicas fueron tomados de MWH (Dic, 2011), de las que se obtuvieron valores entre 1.6E-06 m/s a 7.0E-07 m/s, equivalente a 0.06 m/d a 0.14 m/d. (ver Tabla 11), clasificándose como rocas de conductividad “baja a moderada”. Regionalmente el Grupo Mitu tiene una permeabilidad baja, sin embargo su variabilidad depende de la compacidad de la roca y grado de fracturamiento.

Tabla 11: Conductividad hidráulica en Volcánico Andesítico (m/d).

Gpo. Mitu	Media Geom.	Máx.	Min.	Per90	Per10	N° Pruebas
Volcánico Andesítico	0.06	0.77	0.0014	4.5E-04	1.0E-05	43

Fuente: Elaboración propia

En la Figura 6 muestra el comportamiento espacial de los valores de conductividad hidráulica en relación a su variabilidad vertical que es función de la profundidad del sondaje, en esta se aprecia que la conductividad hidráulica de los volcánicos Andesíticos (Grupo Mitu) tienen una baja dispersión y mantienen sus valores a profundidad. Sin

embargo en las filitas tienen un amplio rango de variabilidad en superficie, la que se encuentra influenciada por el grado de fracturación y la meteorización local, lo cual indica una alta heterogeneidad.

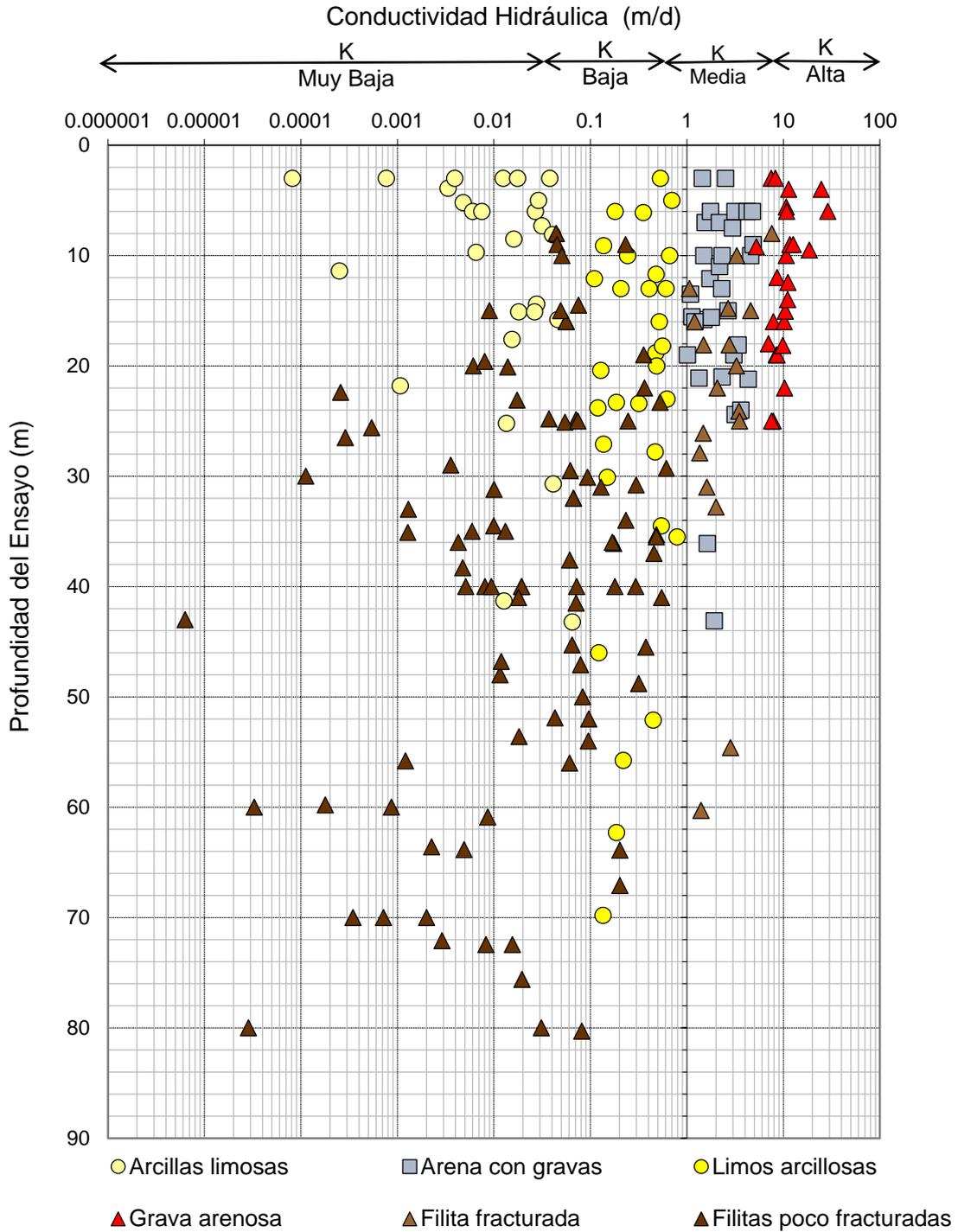


Figura 6: Distribución espacial de la Conductividad Hidráulica Vs. Profundidad.

Fuente: Elaboración propia

Para evaluar la distribución de la conductividad hidráulica obtenida en los ensayos de permeabilidad, se realizó un diagrama de cajas (Ver Figura 7), en donde se puede observar claramente la comparación de muy baja permeabilidad en Arcillas limosas y Filitas poco fracturadas; de igual forma se observa que la conductividad en Arena con gravas y Filitas fracturadas son muy parecidas; mientras que las pruebas hechas en tramos de Gravas arenosas son las más permeables (0.02 cm/s) equivalente a 17 m/d.

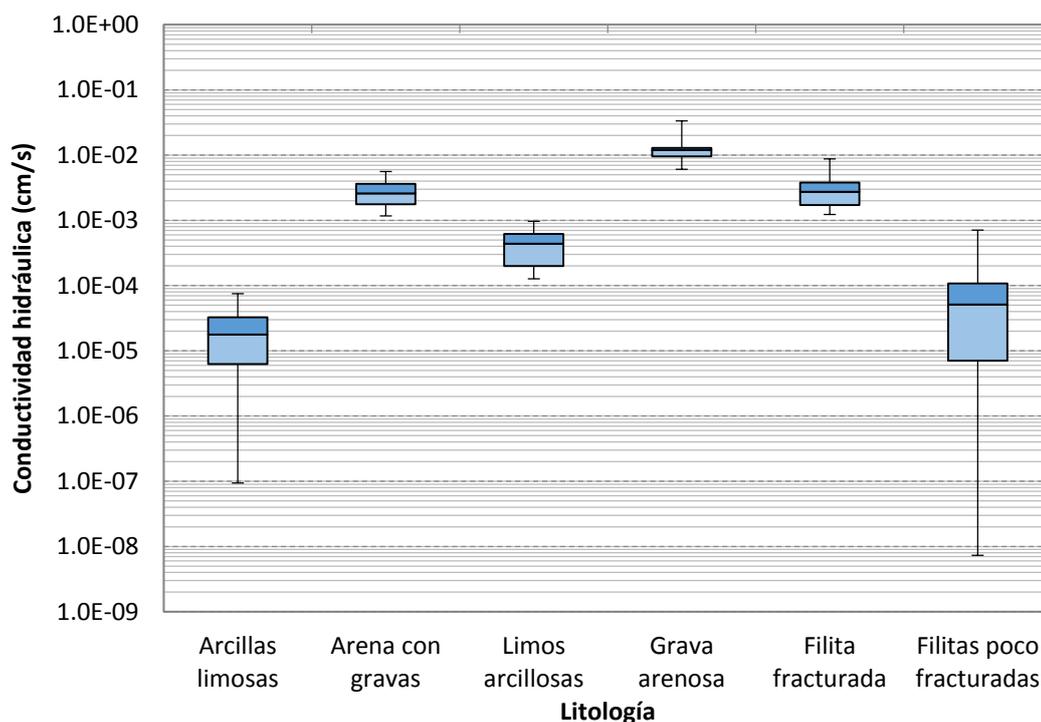


Figura 7: Distribución de permeabilidades por litología

Fuente: Elaboración propia

4.5.3 Resultados de las pruebas “Slug Test”

Entre el 23 de Enero al 11 de Febrero del 2014, se realizaron pruebas de permeabilidad tipo “Slug Test” y “Air Lift” en los piezómetros instalados en la quebrada Chumpe, con el apoyo de una Compresora Honda de 9 HP de potencia y 125 PSI de presión, Barras de “Well Slug”, sensores de presión para la lectura automática y sonda eléctrica para lectura manual, la que permitió purgar el piezómetro antes de ejecución de las pruebas hidráulicas, habiendo mejorado el flujo de las aguas subterráneas en el piezómetro.

4.5.4 Inventario de las fuentes de agua

4.5.4.1 Filitas Poco Fracturadas

Dentro de rocas filitas y pizarras masivas se encuentran instalado la mayoría de los piezómetros de prueba, entre ellos; PZ-01, PZ-02, PZ-05, PZ-06, PZ-09, PZ-10, PZ-11 y PZ-12, sus permeabilidades varían entre $8.9E-5$ a $1.2E-2$ m/d ó $1.03E-10$ a $1.39E-07$ m/s (ver Tabla 12), estos valores corresponden a rocas de permeabilidad muy baja a baja, probablemente debido a la baja densidad de fracturas en las rocas metamórficas basales, a profundidad se hacen aún más impermeables.

4.5.4.2 Filitas Fracturadas

Pertencen a esta unidad los piezómetros PZ-07, PZ-08, PZ-13, SCH-03, SCH-07, SCH-08, SCH-15 y SCH-17, sus valores de permeabilidad varían entre 0.03 a 0.3 m/d ó $3.7E-07$ a $2.66E-06$ m/s (ver Tabla 12), estos valores corresponden a rocas metamórficas de permeabilidad baja a moderada, consistente con las rocas ligeramente fracturadas o meteorizadas próximas a superficie, donde la densidad de fracturas puede ser mayor.

4.5.4.3 Depósitos Fluvio aluviales; Gravas Arenosas

En los suelos cuaternarios evaluados se encuentra instalado el piezómetro SCH-07, los valores de permeabilidad calculados por este método son de 0.54 m/d o $6.25E-6$ m/s, indicando que son “moderadas” (ver Tabla 12). Esta unidad se emplaza en toda la quebrada Chumpe, donde los depósitos no consolidados tienen permeabilidad moderada a alta, debido a su mayor selección de sus granos y grado de transporte de sedimentos.

En general las pruebas “Slug Test” con respecto a las pruebas “Lefranc” efectuados durante las perforaciones de investigación hidrogeológica, muestrearon valores más conservadores (menores) observándose una leve diferencia de permeabilidades en uno dos órdenes de magnitud (ejemplo SCH-03 K 0.3 y 3.3 m/d) especialmente en los piezómetros localizados en sedimentos fluvio aluviales. Lo cual indica que las permeabilidades fueron sobreestimadas durante la perforación, y los valores de conductividad obtenidos en sedimentos de río se encuentran por debajo de 1.0 m/d.

Luego de procesada la información obtenida, se obtuvo permeabilidades que se encuentran detalladas en la siguiente Tabla 12.

Tabla 12: Resultados de las pruebas hidráulicas tipo “Slug Test”.

Sondaje	Conductividad Hidráulica (m/s)			Conductividad Hidráulica (m/d)			Unidad Litológica
	Manual	Automático	Promedio	Manual	Automático	Promedio	
PZ-09	1.90E-09	1.57E-10	1.03E-09	1.64E-04	1.36E-05	0.000089	Filitas poco fracturadas
PZ-02	3.69E-10	2.65E-09	1.50E-09	3.19E-05	2.29E-04	0.00013	Filitas poco fracturadas
PZ-12	1.09E-09	2.08E-09	1.62E-09	9.40E-05	1.80E-04	0.00014	Filitas poco fracturadas
PZ-10	2.79E-09	1.09E-09	1.97E-09	2.41E-04	9.40E-05	0.00017	Filitas poco fracturadas
PZ-05	1.72E-08	1.59E-08	1.62E-08	1.49E-03	1.37E-03	0.0014	Filitas poco fracturadas
PZ-06	2.92E-08	5.83E-09	1.74E-08	2.52E-03	5.04E-04	0.0015	Filitas poco fracturadas
PZ-01	5.20E-08	2.48E-09	2.78E-08	4.49E-03	2.14E-04	0.0024	Filitas poco fracturadas
PZ-11	2.30E-07	5.05E-08	1.39E-07	1.99E-02	4.36E-03	0.012	Filitas poco fracturadas
PZ-07	7.43E-07	4.53E-09	3.70E-07	6.42E-02	3.91E-04	0.032	Filita fracturada
PZ-13	7.40E-07	3.69E-08	3.94E-07	6.39E-02	3.19E-03	0.034	Filita fracturada
SCH-03	4.00E-07	4.00E-07	4.05E-07	3.46E-02	3.46E-02	0.035	Filita fracturada
SCH-15	7.69E-07	7.69E-07	7.64E-07	6.64E-02	6.64E-02	0.066	Filita fracturada
SCH-08	2.60E-06	2.60E-06	2.66E-06	2.25E-01	2.25E-01	0.23	Filita fracturada
SCH-17	2.71E-06	2.71E-06	2.66E-06	2.34E-01	2.34E-01	0.23	Filita fracturada
PZ-08	7.78E-06	4.53E-09	3.94E-06	6.72E-01	3.91E-04	0.34	Filita fracturada
SCH-07	6.28E-06	6.28E-06	6.25E-06	5.43E-01	5.43E-01	0.54	Grava Arenosa - Filitas
PZ-03	Surgente	Surgente	Surgente	Surgente	Surgente	Surgente	Filita fracturada
PZ-04	surgente	Surgente	Surgente	surgente	Surgente	Surgente	Filita fracturada

Fuente: Elaboración propia

4.5.5 Inventario y Monitoreo de las Fuentes de Agua

4.5.5.1 Inventario de las fuentes de agua

Se llevó a cabo el inventario de las fuentes tanto para aguas subterráneas como aguas superficiales para el área de influencia del proyecto, comprendido dentro de la microcuenca Chumpe y parte de la confluencia de la sub cuenca Yauli, habiendo logrado identificar y registrar un total de 67 fuentes de agua, dentro de ellas; treinta y nueve (39) corresponden a estaciones superficiales, y veintiocho (28) corresponden a las estaciones subterráneas. (Ver Plano 6.0, Anexo D).

4.5.5.2 Resultado del Inventario de fuentes

La primera campaña se desarrolló entre el 24 al 29 de Setiembre 2013, donde se efectuó el inventario de fuentes, en este primer monitoreo se seleccionaron las estaciones de mayor importancia, los resultados se muestran en la Tabla 13, Anexo B. Los trabajos de

campo fueron realizados para la identificación de aguas superficiales; lagunas, lagunillas, arroyos, riachuelos, canales, y entre las aguas subterráneas; bofedales, manantiales, y aguas de bocamina, incluyendo piezómetros, determinando su nivel estático así como parámetros hidroquímicos de campo.

Tabla 13: Numero de fuentes Inventariadas.

Tipo de Fuente	N°
Bofedal	05
Bocamina	01
Lagunas	03
Manantial	19
Río (estaciones)	09
Riachuelos	02
Arroyos	09
Piezómetros	04
Total	52

Fuente: Elaboración propia

4.5.5.3 Monitoreo de fuentes por tipo de fuente

Fueron inventariados en la primera campaña cincuenta y dos (52) puntos de agua, habiendo registrado sus parámetros fisicoquímicos de campo, aforo de caudales, niveles en los piezómetros, sin embargo se seleccionaron para el monitoreo de la primera campaña, treinta (30) fuentes. A continuación se hace una síntesis de las fuentes evaluadas en ambas campañas para cada tipo de fuente:

- En total se identificaron quince (15) manantiales (septiembre, 2013), en la quebrada Chumpe, y cuatro (04) manantiales en el valle Yauli, se observa variación en su temperatura entre 4.4 a 12.0 °C, su pH se encuentra entre 6.3 a 8.1 siendo aguas ligeramente alcalinas, su conductividad eléctrica oscila entre 110 a 607 $\mu\text{S}/\text{cm}$.
- El manantial MC-MA-08 tiene temperatura de 7°C y pH de 6.74, conductividad de 274 $\mu\text{S}/\text{cm}$, correspondiente a las filitas. El manantial MC-MA-03 tiene una temperatura de 8.4 °C y su pH 6.79, conductividad eléctrica de 172 $\mu\text{S}/\text{cm}$, correspondiente a rocas volcánicas. El manantial MY-MA-01 presenta una alta conductividad respecto a los demás manantiales, registrando conductividades entre 607 $\mu\text{S}/\text{cm}$.
- Se registraron cinco (05) Bofedales, sus temperaturas oscilan entre 8.6 a 12.1 °C, el pH entre 6.63 y 7.60, sus conductividades eléctricas variaron entre 165 a 214 $\mu\text{S}/\text{cm}$. El bofedal MC-BO-03 tiene una temperatura de 10.2 °C y pH 7.08,

conductividad eléctrica de 180 $\mu\text{S}/\text{cm}$, está emplazado en el contacto del grupo Mitú y el Excélsior, siendo la de mayor extensión.

- Se aforaron cursos de aguas superficiales; habiendo registrado nueve (09) arroyos, dos (02) riachuelos y dos (02) ríos donde se establecieron nueve (09) estaciones de aforo. Su temperatura oscila entre 5.5 a 19.6 °C, pH entre 6.9 y 8.0 siendo aguas ligeramente alcalinas, sus conductividades eléctricas variaron entre 136 a 1571 $\mu\text{S}/\text{cm}$., siendo la estación MC-RI-01 representativo para el río Chumpe, esta presenta temperatura de 16.30 °C y pH 7.61, su CE 190 $\mu\text{S}/\text{cm}$, caudal 10 l/s. La estación MY-RI-04 es representativo para el río Yauli, esta tiene temperatura 12.1 °C y pH 8.0, valores de CE 1,418 $\mu\text{S}/\text{cm}$, con un caudal de 1,096.0 l/s.
- Se registraron dos (02) lagunillas, siendo el MC-LG-01 una lagunilla represada con una temperatura de 10.1 °C y pH 6.24, su CE se encuentra en 169 $\mu\text{S}/\text{cm}$, sin embargo para el MC-LG-02 ubicada sobre zona mineralizada por lo que presenta una alta conductividad eléctrica de 1,887 $\mu\text{S}/\text{cm}$, pH de 5.81, siendo aguas ligeramente acidas. También se registró una lagunilla MC-LN-01 con temperatura de 10.7 °C y pH 6.40, y CE de 75 $\mu\text{S}/\text{cm}$, siendo casi aguas de lluvia.
- Se han registrado una (01) bocamina, sus aguas se vierten al cauce principal del río Chumpe, la que presenta una temperatura de 4.30 °C y su pH entre 5.6 a 2.7 siendo aguas acidas, presenta alta conductividad eléctrica en 2,369 $\mu\text{S}/\text{cm}$.

Tabla 14: Inventario Puntos de Agua por Sectores.

Tipo de Fuente	Mcrocuenca Chumpe	Sub-cuenca Yauli	Total Fuentes
Arroyo	7	2	9
Bocamina	1	--	1
Bofedal	5	--	5
Lagunas	2	--	2
Lagunillas	1	--	1
Manantial	15	4	19
Riachuelos	2	--	2
(*) Estación en Ríos	5	4	9
Piezómetros	4	--	4
Total	42	10	52

(*) El N° de Ríos son 2, en la tabla se indica el número de estaciones registradas.

Fuente: Elaboración propia

- Se hizo la revisión de cuatro (04) piezómetros habiendo registrado su nivel estático entre 1.40 a 21.0 m, su temperatura oscila entre 7.3 a 10.0 °C, su pH entre 7.3 y 7.92 siendo aguas ligeramente alcalinas, las conductividades eléctricas variaron entre 102 a 450 $\mu\text{S}/\text{cm}$. El

piezómetro SCH-06 es surgente con temperatura 10.0 °C, pH 7.55, conductividad eléctrica 187 $\mu\text{S}/\text{cm}$.

4.5.6 Niveles y Evolución de las Aguas Subterráneas

4.5.6.1 Niveles de Aguas subterráneas en piezómetros

Esta sección describe información de monitoreo de los niveles estáticos y su variación estacional en los piezómetros hidrogeológicos, con la finalidad de determinar la variación vertical de los niveles piezométricos, lo que permitió evaluar el comportamiento hidrodinámico de la napa freática en el subsuelo.

Durante el monitoreo de los piezómetros estos fueron incrementándose entre los meses de Setiembre a Diciembre, debido a que se registró nuevas perforaciones, así; en setiembre se monitoreó 04 puntos, en noviembre se monitoreó diecisiete (17), de estos siete (07) corresponde a piezómetros hidrogeológicos instalados noviembre 2013, piezómetros, en Diciembre se monitoreo veintisiete (27) piezómetros y en los meses de Febrero, Abril y Julio 2014 se monitoreo treinta y siete (37) piezómetros, en total, incluidos los trece (13) piezómetros hidrogeológicos ya terminados, cuyas lecturas de nivel estático de agua subterránea se muestran en la Tabla B-2, Anexo B.

4.5.6.2 Variación de los niveles de agua Subterránea por Litología

La evaluación de los niveles piezómetros registrados durante un año hidrológico, permitió interpretar la variación temporal de la napa freática del medio hidrogeológico instalado, la que muestra respuesta a la recarga de las aguas subterráneas durante el periodo húmedo y su relación con las descargas en la microcuenca Chumpe.

Los piezómetros se encuentran instalados en cinco unidades estratigráficas; los someros tienen nomenclatura “B” y representan la lectura de niveles en sedimentos cuaternarios, entre estos tenemos los depósitos; fluvio aluviales, fluvio-glaciares, coluviales y morrénicos, mientras que los más profundos, representan la variación de los niveles en filitas y pizarras.

4.5.6.3 Variación de niveles en los depósitos fluvio aluviales

Estas aguas subterráneas se localizan en sedimentos del eje de valle, en ella se encuentran instalados piezómetros cuyo nivel freático es somero, la mayor parte de estas fluctúan entre 0.8 a 1.14 (mbnt) metros bajo el nivel del terreno, entre la época húmeda y estiaje,

entre estas tenemos al PF-01, PF-02, PZ-01-B, PZ-13-B. El piezómetro PZ-09-B tiene mayor fluctuación 1.0 a 4.0 m del grupo de piezómetros instalados en los aluviales, y las de menor variación se tiene al SCH-09-B, con 2.8 a 2.8 m durante un año hidrológico.

4.5.6.4 Variación de niveles en los depósitos fluvioglaciares

Los piezómetros instalados en estos depósitos se encuentran en el fondo y terrazas laterales del valle Chumpe, entre ellos los piezómetros PZ-03-A, PZ-03-B, BH-01, y BH-02 se mantienen surgentes durante el año; épocas húmedas y estiaje, lo cual indica que los flujos tienden a ser ascendentes. Los piezómetros BH-01 y BH-02 se monitorearon a partir de la campaña de febrero 2014, debido a su reciente instalación.

Según el diseño de piezómetro, el PZ-03-A y PZ-03-B se encuentran instalado en capas de arena mal graduada con baja permeabilidad, la apertura de sus ranuras estuvo en 37.50 metros, la que se encuentra semi-confinado por las capas de limos y arcillas suprayacientes. Por otro lado el piezómetro PZ-07-A y PZ-07-B ubicado en el fondo del valle, tiene su interconexión con gravas limosas de buena permeabilidad, el PZ-07-A la que muestra variación anual de 5.16 m y es la más profunda, sin embargo en el PZ-07-B su ranura se encuentra a 30 m de profundidad, esta muestra fluctuación anual de 4.39 m., siendo la de mayor fluctuación.

El piezómetro PZ-10-B presenta menor variación en sus niveles entre 1.7 y 1.9 m, la que se encuentra instalado en terraza lateral. El piezómetro SCH-04-B, sus niveles presentan variación anual entre 1.4 y 3.8 m. al año.

4.5.6.5 Variación de niveles en los depósitos Coluviales

El piezómetro SCH-15-B se encontró surgente durante las cinco lecturas, el que evidencia similar comportamiento durante todo el año. El piezómetro PZ-08-B presenta ligera variación de 0.5 m al año, manteniéndose su nivel entre 1.5 y 2.0 m. Por otro lado, el nivel del piezómetro SCH-11-B se encontró a 15 m durante las campañas de diciembre y abril, sin embargo en la campaña de febrero se encontró completamente seco, igual que el mes de julio. Lo que indica que la recarga es lenta, y sus niveles muy fluctuantes.

4.5.6.6 Variación de niveles en los depósitos Morrénicos

En esta unidad hidrogeológica se tiene instalado cuatro piezómetros, entre ellos el piezómetro SCH-06-B es surgente todo el año, su nivel se encuentra a superficie con

caudales de 0.1 l/s. En el piezómetro PZ-12-B su nivel varía aproximadamente 1.0 m, durante todo el año, sin embargo en los piezómetros SCH-05-A y SCH-05-B su nivel varia en promedio 0.90 m al año, comportándose ambos con similar fluctuación. Lo cual indica que en este tipo de unidades, pueden encontrarse niveles confinados y tienen baja recarga, debido a su litología de finos anisótropos.

4.5.6.7 Variación de niveles en rocas metamórficas; filitas y esquistos

Los piezómetros instalados en rocas metamórficas constituido por filitas y esquistos, se tiene a la mayor parte de piezómetros, entre ellos; el PZ-01-A, PZ-02, PZ-04, PZ-05, PZ-06, PZ-08-A, PZ-09-A, PZ-10-A, PZ-11, PZ-12-A, PZ-13-A, SCH-02A, SCH-02B, SCH-03, SCH-04A, SCH-07, SCH-08, SCH-09-A, SCH-11-A, SCH-12, SCH-13, SCH-14, SCH-15-A, SCH-16, SCH-17, SCH-18, SCH-19, SCH-20, SCH-10 y SCH-21, estos en general presentan escasa oscilación, el promedio indica entre 1.3 y 5.3 m durante todo el año. Los de mayor variación se tiene al PZ-05 con 5.32 m, y el de menor fluctuación es el SCH-09-A, cuyo nivel oscila muy poco 0.10 m, su nivel se mantiene en 2.7 m de profundidad casi durante todo el año.

De manera singular en estas rocas el piezómetro PZ-04 se muestra surgente solo durante la temporada de lluvias, lo cual indica que el gradiente hidráulico es alto en la estación húmeda y puede provocar cierta carga hidráulica por la variación de su gradiente hidráulica. El piezómetro PZ-08A mantiene su nivel entre 0.30 y 1.70 m, cercano a la superficie.

De acuerdo al análisis de similitud de niveles para este medio litológico, resulta que entre estos existe una desviación estándar típica de 1.34 m, el que evidencia a su semejanza en variación piezométrica. La variación de niveles en estos medios es mayor cuando las filitas están fracturadas o la tubería ranurada está cercana a un medio cuaternario, es menor cuando la roca es compacta, poco fracturada y sus niveles no responden inmediatamente a las precipitaciones. En la Figura 8 se ilustra la variación de los niveles piezómetros para este tipo de litología.

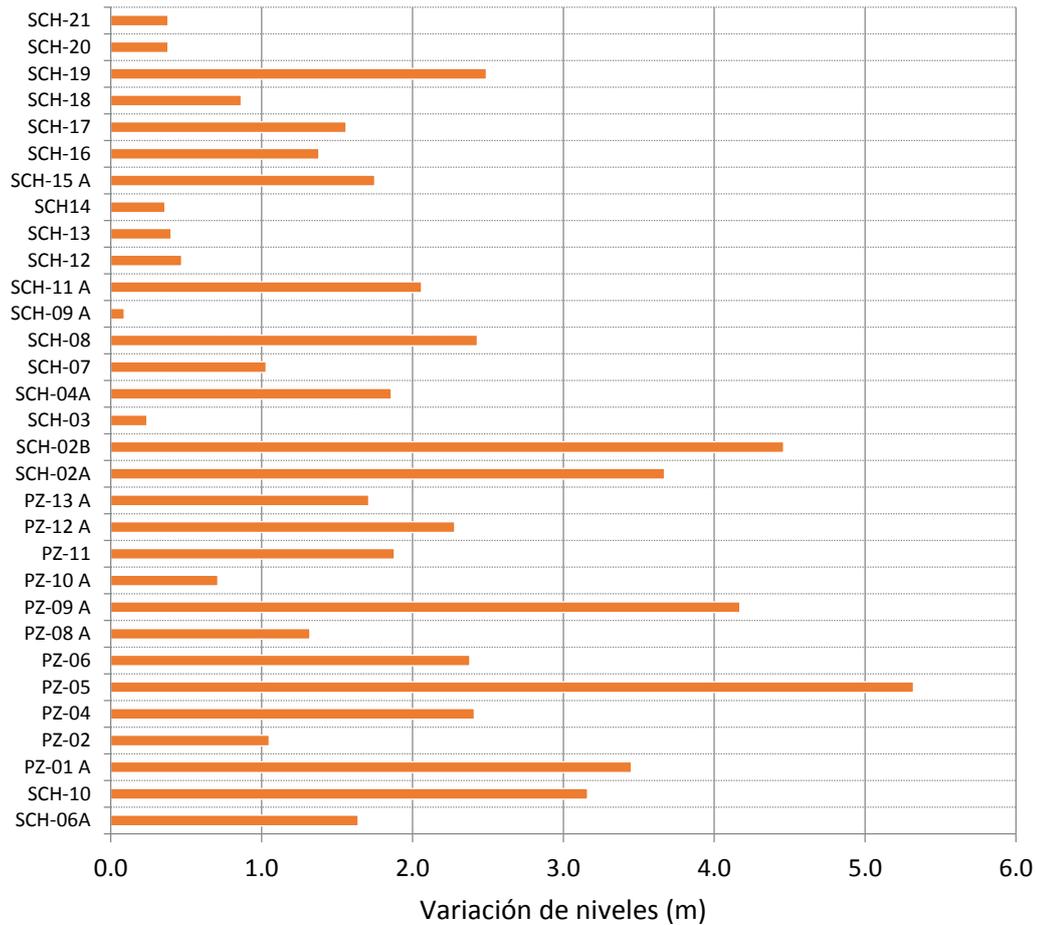


Figura 8: Variación de niveles en los piezómetros de rocas metamórficas
 Fuente: Elaboración propia

4.5.7 Piezometría y flujo de agua subterránea

Esta sección describe información del monitoreo de niveles estáticos y su variación temporal estacional en los piezómetros durante cuatro campañas, con lecturas de frecuencia trimestral, los que se realizaron durante los meses de Diciembre 2013, Febrero, Abril y Julio del 2014, con lo cual se pudo confeccionar la morfología de la napa freática para cada estación del año (Ver Plano 8 del Anexo D).

En la piezometría interpretada se observa que el régimen de los flujos de agua subterránea, estas dependen de la magnitud del afloramiento de rocas volcánicas del Grupo Mitu debido a su recarga mayor, donde las direcciones de flujo se producen desde las partes altas hacia el fondo de la quebrada Chumpe, produciendo pequeñas descargas en forma de manantiales, y descargas directas hacia el arroyo Chumpe.

La napa freática se encuentra muy somera en el fondo del valle con gradientes hidráulicos más planos (0.056), en las partes positivas y laterales de los flancos del valle se observan

gradientes hidráulicos coincidentes con la superficie topográfica, la piezometría en el afloramiento rocoso en laderas se encuentran a menor profundidad, lo cual es consistente con la baja permeabilidad de las rocas (Grupo Excelsior y Mitu). De esta fluye lentamente valle abajo formando un gradiente hidráulico alto (0.23) los que confluyen hacia el drenaje principal del área.

Las aguas subterráneas de la parte alta de la montaña recargan continuamente el sistema hidrogeológico, atribuido a su elevado régimen lluvioso que soporta la zona de proyecto. Se estima que los mayores flujos de agua se producen en los depósitos de arenas y gravas del fondo de valle, sin embargo en las filitas y volcánicos forman gradientes más altos (0.27) debido a su baja transmisividad.

Los niveles de agua subterránea en los piezómetros del área, observados durante el monitoreo en los meses de noviembre 2013, diciembre 2013 y febrero 2014 (Figura 9), muestran que los niveles se encuentran entre 0.53 a 43.11 m de profundidad. Estos niveles se mantienen en estos meses con una baja fluctuación en el rango de 0.01 a 2.63 m., debido a la influencia en su recarga durante la temporada de lluvias (Setiembre 2013 a Marzo 2014).

Por lo tanto en comparación a la piezometría registrada durante el monitoreo de abril y julio 2014 muestra una ligera variación fluctuando entre 0.98 a 5.32 m., se observa también variación de niveles en menores rangos de 0.04 a 0.92 estos corresponden a piezómetros instalados en rocas metamórficas constituido filitas y esquistos su nivel estático varía notoriamente, en comparación con el monitoreo de la época de lluvia debido a su litología de baja conductividad hidráulica, similar comportamiento tienen los cuerpos de roca intrusiva, lo cual limita el flujo de agua subterránea durante la época de estiaje, como muestra la Figura 9.

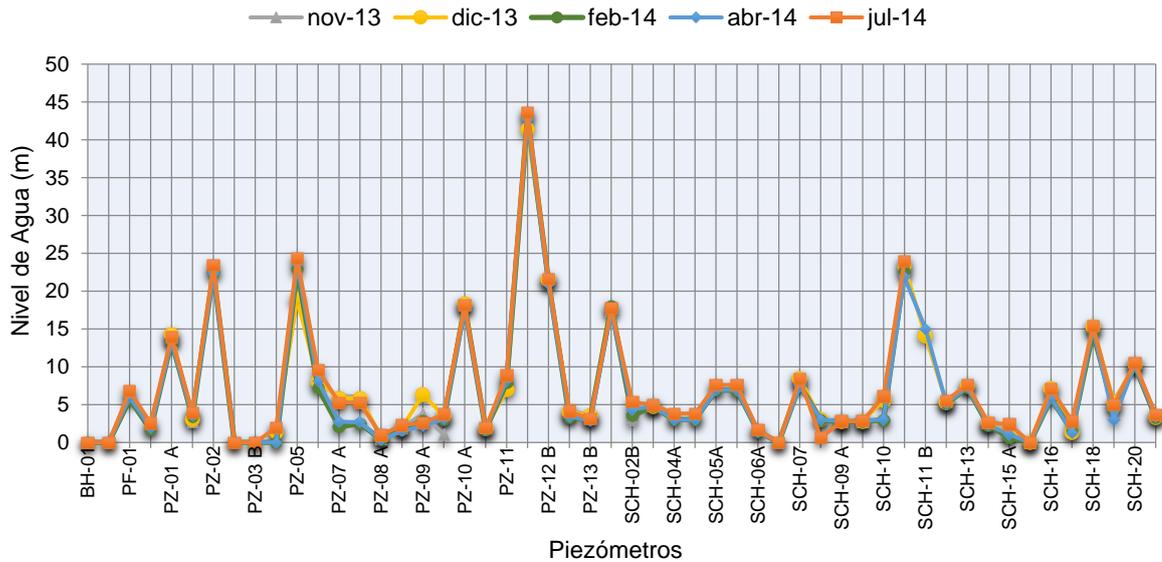


Figura 9: Variación de niveles de aguas subterránea en piezómetros

Fuente: Elaboración propia

Por las evidencias de superficie, pruebas hidráulicas y observaciones del mapeo en superficie, se sospecha que la ocurrencia de aguas subterráneas en el área y su circulación se halla relacionada a controles estructurales y litológicos, entre ellos; fallas, y zona de fracturas, por donde circula lentamente en forma difusa, los que forman los principales conductos de flujo en las aguas subterráneas.

4.5.8 Recarga de agua subterránea

La mayor tasa de recarga se produce en las cumbres y los flancos de los valles, donde los suelos y afloramientos de roca fracturada se saturan continuamente, la que facilita la infiltración de las aguas meteóricas. La recarga varía estacionalmente, siendo baja a nula durante la estación seca y alta durante el período de lluvias la que satura la humedad del suelo, y es la que produce la recarga profunda de las aguas subterráneas del área.

Para la zona de estudio, se estima una recarga anual promedio de 75 mm, parte de la lámina de la precipitación anual, esta tasa es variable en función del tipo de roca, pendiente del terreno, suelo de cobertura y vegetación del área, los que no son alcances del presente estudio. La mayor zona de recarga lo constituyen los cerros Murralla, Pacla y Chumpe, por encima de los 4,500 a 5,000 msnm., donde se encuentra la mayor exposición de rocas volcánicas de baja permeabilidad.

En las áreas inferiores a 4,500 msnm, afloran con mayor frecuencia rocas metamórficas (filitas e intrusivos), donde la infiltración es baja debido a su escasa permeabilidad. En

los depósitos cuaternarios la infiltración es más efectiva debido a su granulometría y mejor permeabilidad, aportando agua subterránea por escorrentía al cauce del río Chumpe.

La recarga ocurre entre los meses húmedos donde la evapotranspiración es baja, cuando la lluvia y la escorrentía abundan en las alturas, estas saturan los suelos y se infiltran en los afloramientos rocosos, las aguas subterráneas fluyen a lo largo de los sistemas de fracturas controlados por su variación litológica. Durante la temporada de lluvia, los niveles de agua subterránea aumenta en respuesta a la recarga, y por consiguiente la descarga de las vertientes se incrementan. De abril a octubre la recarga será despreciable y los niveles del agua subterránea comenzarán a declinar en base a las reservas regulables del acuífero, y en consecuencia las descargas en las vertientes comenzarán a disminuir.

La recarga se determinó mediante el método de la fluctuación de niveles piezométricos (WTF), multiplicado con el rendimiento específico (Healy & Cooke, 2002), considerando 0.08 para Suelo y 0.01 para Roca, según las Tablas 16-17. Las recargas obtenidas se muestran en las siguientes tablas, 75.6 mm en suelo y 10.4 mm en roca.

Se estima también que la recarga promedio del área tributaria es equivalente al caudal base del río de la quebrada Chumpe es de aproximadamente entre 20 l/s (Set 2013) a 40 l/s (Dic 2013), distribuido para un área de 12.7 Km².

Tabla 15; Estadística de recarga suelos

Recarga Cuaternarios (mm/año)	
Promedio	109.80
Máximo	285.60
Percentil 75%	187.8
Percentil 50%	75.60
Percentil 25%	60.8
Mínimo	3.20

Fuente: Elaboración propia

Tabla 16; Estadística de recarga basamento rocoso

Recarga basamento rocoso (mm/año)	
Promedio	14.98
Máximo	53.20
Percentil 75%	20.37
Percentil 50%	10.40
Percentil 25%	6.00
Mínimo	0.90

Fuente: Elaboración propia

Tabla 17: Valores de porosidad eficaz.

Material	Porosidad (%)	Porosidad eficaz (%)	Retención específica (%)
Soil	55	40	15
Clay	50	2	48
Sand	25	22	3
Gravel	20	19	1
Limestone	20	18	2
Sandstone (unconsolidated)	11	6	5
Granite	0.1	0.09	0.01
Basalt (young)	11	8	3

Fuente: Morris & Johnson 1967 USGS

4.5.9 Descarga de aguas subterráneas

La descarga de aguas subterráneas del sistema hidrogeológico del área, en la actualidad se produce por descarga natural, producto del flujo local de aguas subterráneas en las depresiones de los niveles inferiores, que actúan como drenaje. El mecanismo de descarga del acuífero se produce fundamentalmente a través manantiales de ladera y descargas directas a las vertientes del entorno, realizando un aporte continuo en el caudal base del drenaje principal de la quebrada Chumpe.

Actualmente los acuitardos presentan descargas naturales localizados al pie de monte de la quebrada y otras en ladera alta, cuyo control tectónico se localiza en fallas que ponen en contacto las filitas con los volcánicos (cota 5,000 msnm), en esta zona se pueden encontrar manantiales con caudal permanente entre 0.2 a 0.5 l/s. Otra zona de descarga se produce aguas abajo de la margen izquierda de la quebrada Chumpe, enteramente en suelos cuaternarios, controlados por litología y su anomalía estructural.

Existen áreas de descarga asociados a bofedales permanentes en la parte intermedia de la microcuenca con descarga de aguas subterráneas difusas las que humedecen superficialmente, generalmente se hallan asociados a zonas hidromórficas conectadas a la napa freática y asociado a los suelos fluvioglaciarios con desarrollo de vegetación en forma de turba orgánica. Estas evidencian la descarga local de aguas subterráneas con presencia de nivel freático somero, y aportes laterales permanentes.

4.5.10 Caudal base de la quebrada Chumpe

Las aportaciones de las masas de agua subterránea en la quebrada mantienen el flujo base durante todo el año, es evidente en los meses secos tiene escasa o nula influencia la

precipitación. El agua subterránea que se descarga desde el acuitardo de roca conectada a los suelos al pie de ladera, actualmente contribuyen al caudal de la quebrada Chumpe. Para el presente trabajo, se ha discriminado el agua que se origina desde la escorrentía superficial, y la parte por las aportaciones de agua subterránea.

Para estimar el caudal base de la quebrada Chumpe se ha empleado el método gráfico, y la del balance hídrico calibrado con caudales aforados en campo durante los meses de Septiembre 2013, Noviembre 2013, Febrero 2014, Abril 2014, y Julio 2014. Los caudales registrados en la temporada de estiaje, representan el caudal base de la microcuenca, estas provienen principalmente desde las fuentes de agua subterránea.

Para conocer el caudal medio de la microcuenca del río Chumpe, se estimaron caudales medios mensuales, generados aplicando el modelo hidrológico determinístico de Lutz Scholz calculados para años hidrológicos promedio, calibrados mediante los aforos de la estación Rumichaca, estación SENAMHI que es afluente del río Yauli. Los caudales generados para la quebrada Chumpe permitirán contar con una referencia del comportamiento de los caudales mensuales durante el año hidrológico. La siguiente Figura 10, presenta la variación de flujo mensual del río Chumpe, la precipitación promedio del área, y el caudal base del mismo por el método Eckhardt (23 l/s), Chapman (34.1 l/s) y Balance Hídrico (37.8 l/s).

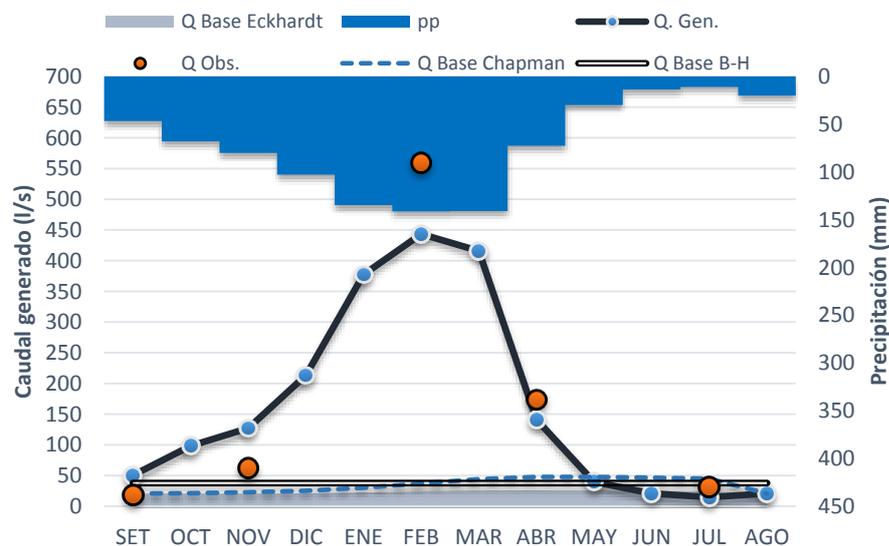


Figura 10: Variación de caudal medio mensual y caudal base quebrada Chumpe

Explicación: Q = Caudal; PP = Precipitación; Q Obs.= Caudal observado In-Situ; Q Gen = Caudal generado Lutz Scholz; Q Eckhardt = Caudal base método Eckhardt y Q Eckhardt = Caudal base método Eckhardt. (Fuente: Elaboración propia).

Mediante el análisis del hidrograma mostrado en la Figura 10 se interpretó que el caudal base, aporte permanente de aguas subterráneas está en promedio de 23 l/s, siendo el máximo de 30 l/s y las mínimas en 18 l/s. Por otro lado el balance hídrico (Tabla 18), y el caudal generado mostrado en el hidrograma de caudal base para Diciembre, Enero, Febrero, y Marzo 2014, se considera como aporte máximo de aguas subterráneas un caudal de 38 l/s, esta representa el caudal base de la quebrada Chumpe.

Tabla 18: Balance Hídrico Año Promedio.

Parámetro	Lámina (mm/año)	Caudal (L/s)
Precipitación	862.1	347.2
Evapotranspiración Real	486.5	195.9
Excedente hídrico	375.5	151.2
Recarga	93.875	37.8
Descarga	281.625	113.4
Variación almacenamiento	0.1	0.04

Fuente: Elaboración propia

Analizando la evolución temporal del caudal base, se puede concluir que entre diciembre a abril, se producen las mayores aportaciones de la escorrentía superficial al flujo de la microcuenca Chumpe, el resto de los meses con lluvia, por debajo de la media corresponde al caudal base de Chumpe. Los caudales obtenidos en los meses de Noviembre, Septiembre y Julio sitúan el flujo base promedio a lo largo del año, resultando en 36.7 l/s, con una producción unitaria de 2.8 l/s/km² registrado en la estación cerca a la confluencia entre la quebrada Chumpe y el río Yauli. En la Tabla 19 se muestran los caudales medios generados, observados y el caudal base calculado mediante los métodos ilustrados en la Figura 10.

Tabla 19: Caudal base promedio y caudal generado.

Método	Set	Oct	Nov	Dic	Ene	Feb	Mar	Abr	May	Jun	Jul	Ago
Eckhardt	20.6	20.6	20.7	21.2	22.6	24.2	25.7	25.8	25.3	24.8	24.2	20.9
Chapman	20.7	21.4	22.8	25.2	30.1	37.0	44.1	47.8	47.7	46.4	45.0	20.9
Balance hídrico	37.8	37.8	37.8	37.8	37.8	37.8	37.8	37.8	37.8	37.8	37.8	37.8
Caudal generado	50.5	98.3	127.3	213.4	377.4	443.4	415.9	141.2	39.7	20.8	14.7	20.9
Caudal observado	18.4	--	62.4	--	--	560.0	--	174.0	--	--	31.5	--

Fuente: Elaboración propia

De acuerdo a los métodos de determinación de caudal base utilizados en el presente trabajo, aproximadamente entre el 6 – 12 % de la precipitación anual representa la descarga de agua subterránea de Chumpe, concentrándose en el cauce principal, entre

estos los manantiales de flujo difuso. Esta contribución de escorrentía subterránea, es variable durante el año, y provienen mayoritariamente del macizo volcánico del Grupo Mitu, con un caudal promedio entre 20 – 40 l/s.

4.6 MODELAMIENTO NUMÉRICO DE AGUAS SUBTERRÁNEAS

El presente modelo numérico fue interpretado en base al modelo hidrogeológico conceptual, la que caracteriza el dominio y los escenarios físicos relevantes del área de estudio. El modelo será robusto cuando tenga suficiente información de terreno para representar las condiciones hidrogeológicas del sistema hidrogeológico, cuya calibración establecerá la validez de los parámetros definidos por el modelo conceptual, determinando donde se requiere mayor y mejor información, para generar y analizar las diversas condiciones del medio.

Desarrollar el modelo numérico de flujo para la cuenca Chumpe, representando la hidrogeología en condiciones naturales, previa calibración con parámetros de campo. Su objeto es estimar la tasa de filtraciones, los ingresos de agua subterránea, determinar el comportamiento de la napa freática y las direcciones de flujo, en régimen estacionario.

4.6.1 Actividades previas

Para establecer y alcanzar satisfactoriamente el objetivo mencionado, se ejecutaron las actividades siguientes:

- En base al modelo hidrogeológico conceptual establecido para la zona de estudio, se ha construido un Modelo Numérico de Flujo, el cual interpreta la dinámica de las aguas subterráneas naturales.
- Se estableció los parámetros hidrodinámicos iniciales de subsuelo que gobiernan el flujo de las aguas subterráneas (en situación natural), en base a la lectura de niveles, pruebas hidráulicas, y aforos de filtraciones, los cuales fueron monitoreados en todos los piezómetros instalados.
- Discretizada el área a modelar, se procedió a la inclusión de la malla de superficie topográfica y a la discretización vertical.

4.6.2 Modelo Hidrogeológico Conceptual

Para la formulación del modelo numérico fue muy importante establecer el modelo hidrogeológico conceptual, para lo cual fueron ejecutados trabajos previos relacionados a la investigación hidrogeológica, la determinación de parámetros hidráulicos y los niveles de agua. También se revisó la información precedente, imagen satélite, planos topográficos, mapeo geológico, hidrología de las microcuencas, aforos, pruebas hidráulicas, mapas piezométricos, cálculo de gradientes hidráulicos, direcciones de flujo, determinación de la anisotropía vertical y horizontal, entre otros.

El área de estudio está caracterizada por la existencia de dos sistemas hidrogeológicos distintos:

- Se tiene un medio poroso no consolidado “freático o libre”; dominado por suelos fluvio-glaciares y fluvio aluviales del fondo de valle, la que destaca el flujo de las aguas subterráneas en un medio relativamente homogéneo para la horizontal, y verticalmente cierta anisotropía, debido a las deposiciones rítmicas de los sedimentos depositados.
- Se tiene un sistema basal de rocas metamórficas fracturadas de baja conductividad hidráulica cuyo comportamiento es “libre a semiconfinado”, asociado a rocas volcánicas suprayacentes formando el gran anticlinal como consecuencia del domo del Yauli, en el cual destaca el flujo de aguas subterráneas semi-confinadas asociado a medios fracturados, con fisuras cerradas en general por su carácter de roca arcillosa.
- El drenaje principal de las aguas subterráneas se inician con la recarga desde las altas montañas especialmente en las rocas volcánicas fracturadas, los que alimentan a los esquistos fracturados meteorizados en zona de contacto con los sedimentos fluvio-aluviales de cauce. Además existe una recarga y retención en potentes sedimentos fluvio-glaciares en cabecera de valle.

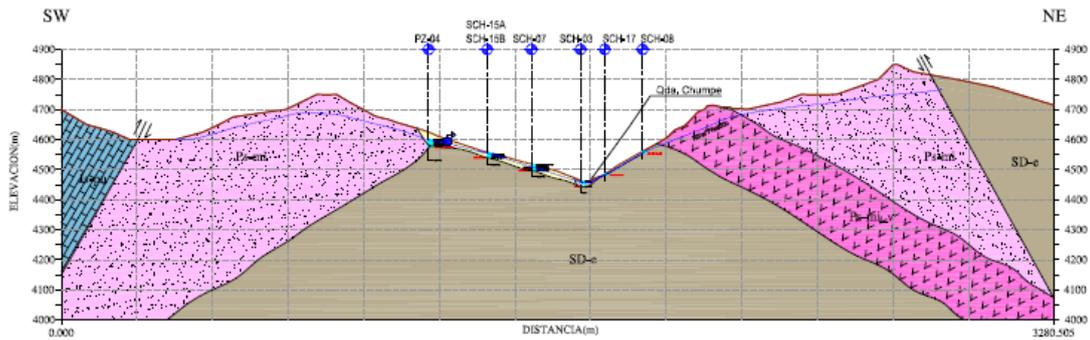


Figura 11: Modelo Hidrogeológico Conceptual – Perfil Transversal

Fuente: Elaboración propia

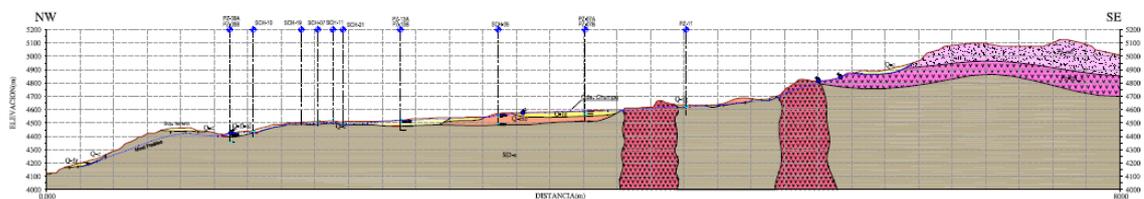


Figura 12: Modelo Hidrogeológico Conceptual – Perfil Longitudinal

Fuente: Elaboración propia

4.6.3 Construcción del modelo numérico

Se construyó y calibró un modelo numérico de flujo para aguas subterráneas, a fin de inferir las condiciones hidrogeológicas del área de influencia directa, estimando la tasa de recarga neta en el acuífero.

4.6.3.1 Descripción general

El modelo de agua subterránea fue construido aplicando el código Modflow que trabaja con ecuaciones de diferencias finitas, desarrollado hidrogeologías con medios porosos y fracturados anisótropo, su malla es flexible para representar la compleja geología del modelo.

Verticalmente, el campo del modelo fue discretizado en ocho (09) estratos, los que fueron definidos por catorce (14) secciones geológicas. En la parte superior del modelo se asignaron la elevación de la superficie del terreno (topografía), mientras que la base del modelo fue establecido a una cota 3,995 msnm.

4.6.3.2 Dominio del modelo

El modelo fue referenciado en coordenadas UTM (Universal Transversal Mercator WGA -84 Zona 18 Sur), limitando su dominio por las siguientes coordenadas, y la malla del modelo fue definido en 80 filas y 80 columnas ver Figura 13, a continuación:

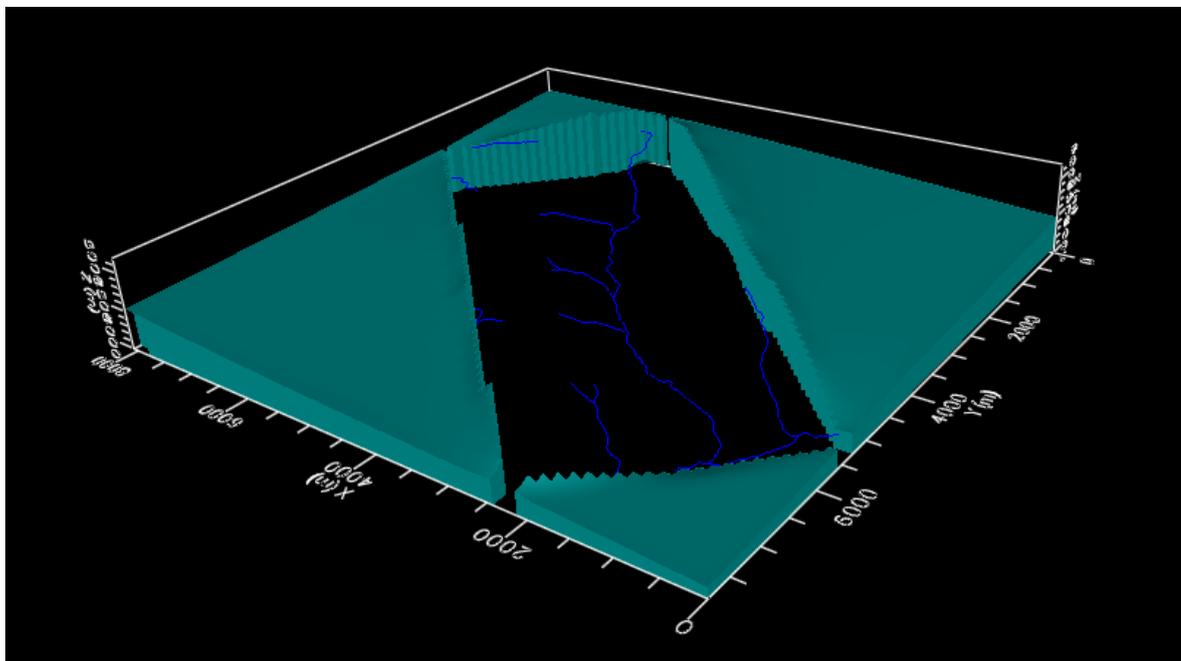


Figura 13: Delimitación del Dominio del Modelo.

Fuente: Elaboración propia

4.6.3.3 Hidroestratigrafía y parámetros del modelo

Para las condiciones importantes, se construyó el modelo numérico para simular las aguas subterráneas de la microcuenca Chumpe, representando las unidades hidrogeológicas desde la superficie hacia abajo, los cuales se definieron de acuerdo a las unidades estratigráficas establecidas, para lo cual se realizó catorce (14) secciones, para la construcción de las nueve (9) capas, los cuales se describen a continuación en la Tabla 20:

Tabla 20: Capas asignadas al dominio discretizado

Capa	Material / Litología	Descripción
Capa 1	Suelos fluvio glaciares	Suelo superficial solo en fondo de valles y lagunas.
Capa 2	Suelos fluvio aluviales	Cuarcitas en una matriz arenosa con cemento calcáreo.
Capa 3	Caliza Pucara	Calizas gris oscura a clara, masiva, fracturada.
Capa 4	Vulcano sedimentarios	Tufos plomo claro, lutitas rojas, areniscas y conglomerados con matriz limo arcilloso.
Capa 5	Volcánico andesítico	Coladas andesitas fluidales, color gris a marrón, con moteamiento.
Capa 6	Rocas Metamórficas	Filitas y pizarras con esquistosidad metamorizadas
Capa 7	Meta volcánico	Rocas volcánicas alterada de color gris a verde oscura
Capa 8	Intrusivo cuarzo monzonítico	Cuarzo monzonita porfirítica, con fenocristales de plagioclasa.

Fuente: Elaboración propia.

4.6.3.4 Condiciones de borde

Entre las condiciones de contorno aplicadas para el modelo numérico a fin de representar las condiciones naturales del área de proyecto, se incluyeron: carga hidráulica de flujo específico; carga dependiente, Estas condiciones de contorno se ilustran en la Figura 13 y se resumen a continuación:

Carga específica: (Hydraulic Head) Los bordes de carga constante de **borde tipo 1** fueron asignados sobre la superficie superior del modelo a lo largo de los cursos de agua permanentes, de acuerdo al modelo de elevación digital de terreno. Con respecto a los límites se representaron las entradas y salidas del sistema.

Sin flujo; se usaron condiciones de borde tipo **no flujo**, para representar divisiones inferidas de agua subterránea y líneas de flujo en todo el perímetro del modelo. También se aplicó esta condición de borde en la última capa; a una cota de 3995 msnm. Se asumió que, debido a la reducción de la conductividad hidráulica con la profundidad observada en la roca fracturada las permeabilidades se redujeron, especialmente en las rocas filitas e intrusivas, las que tuvieron influencias insignificantes sobre las predicciones del modelo.

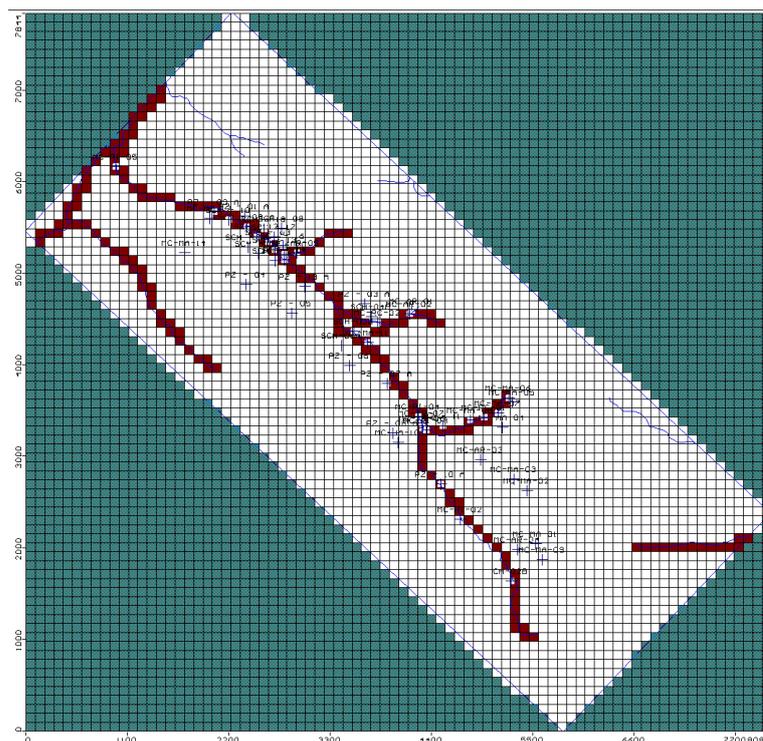


Figura 14: Condiciones de borde para el Modelo Numérico

Fuente: Elaboración propia

4.6.3.5 Límites de flujo de agua subterránea y características discretas

Los límites del modelo numérico fueron representados como límites o condiciones de borde de tipo “carga constante” (Constant Head), que delimitan el borde del modelo y los arroyos del área, basados en la piezometría interpretada que utiliza todos los puntos de agua de la microcuenca.

4.6.3.6 Conductividad hidráulica

Los rangos de conductividad hidráulica obtenidos durante las investigaciones mediante sondajes, cuyos valores adaptados para el modelo numérico se resumen en la Tabla 21.

Tabla 21: Conductividad hidráulicas asignadas al modelo

N°	Litología	k [cm/s]	k [m/d]	Kh/Kv	Dirección (°)
1	Suelos fluvio glaciares	1.85E-04	0.160	1.0	0
2	Suelos fluvio aluviales	7.28E-03	6.290	1.0	0
3	Caliza del Jurásico	1.30E-06	0.001	1.0	0
4	Vulcano sedimentarios	7.02E-05	0.061	1.0	0

5	Volcánico Andesítico	6.20E-07	0.001	1.0	0
6	Filitas y pizarras	2.37E-05	0.020	1.0	0
7	Intrusivo y Meta volcánico	2.10E-07	0.0002	1.0	0

(*) La capa N° 2 de suelos fluvio aluviales fue la capa con mayor conductividad hidráulica

Fuente: Elaboración propia

4.6.3.7 Recarga asignada al modelo

Flujo específico: Condiciones de borde de flujo específico, se usaron para aplicar la recarga al sistema de flujo de agua subterránea proveniente de las precipitaciones. Las tasas de recarga fueron distribuidas a lo largo del modelo, dependiendo de la naturaleza de los materiales de superficie, la topografía, la geología, y la variación de niveles del acuífero, en base a las características hidráulicas calculadas. Se aplicaron tasas de recarga entre 30 a 150 mm/año (ver Tabla 22), los que se muestran a continuación:

Tabla 22: Recarga asignado al modelo

Unidades Hidrogeológicas	Recarga mm/año	R (m/d)	Modelo
Cuaternario Q-fl-al-co *	90	2.5	1*10-4
Cuaternario Q-mo-gl*	75	2.1	1*10-4
Caliza Pucará*	150	4.1	1*10-4
Vulcano sedimentario Mitu*	50	1.37	1*10-4
Mitu volcánico*	80	2.2	1*10-4
Filitas*	30	0.8	1*10-4
Intrusivo y Volcánico*	50	1.37	1*10-4

Fuente: Elaboración propia.

4.6.4 Calibración del modelo

La calibración del modelo numérico para el área implicó que se ajustaran las tasas de recarga y las conductividades hidráulicas, hasta que coincidieran razonablemente las elevaciones del agua subterránea simulada inferidas en los treinta y tres (33) piezómetros de monitoreo, y también los flujos superficiales medidos en campo en la temporada de estiaje.

4.6.4.1 Calibración en régimen estacionario

La calibración en régimen permanente (estacionario) supone la resolución de la ecuación de flujo sin considerar la variable tiempo, por lo que solo se ajustan los parámetros de

entrada de la conductividad, recarga, flujo base. Ofrece el beneficio de verificar el modelo hidrogeológico conceptual.

4.6.4.2 Flujo de agua subterránea simulada

Se observa que el flujo de agua subterránea está direccionado por el avance de las labores y filtraciones, pero con una velocidad menor en las margas y rocas intrusivas cuarzo monzonitas debido a su baja conductividad hidráulica.

La dinámica del flujo de agua subterránea simulado por el modelo calibrado, se resume a continuación:

- El modelo simula flujos de agua subterránea de mayor velocidad en los ejes de la quebrada Chumpe.
- La velocidad de flujo en el basamento rocoso disminuye en función a la profundidad, litología, y conductividad hidráulica.

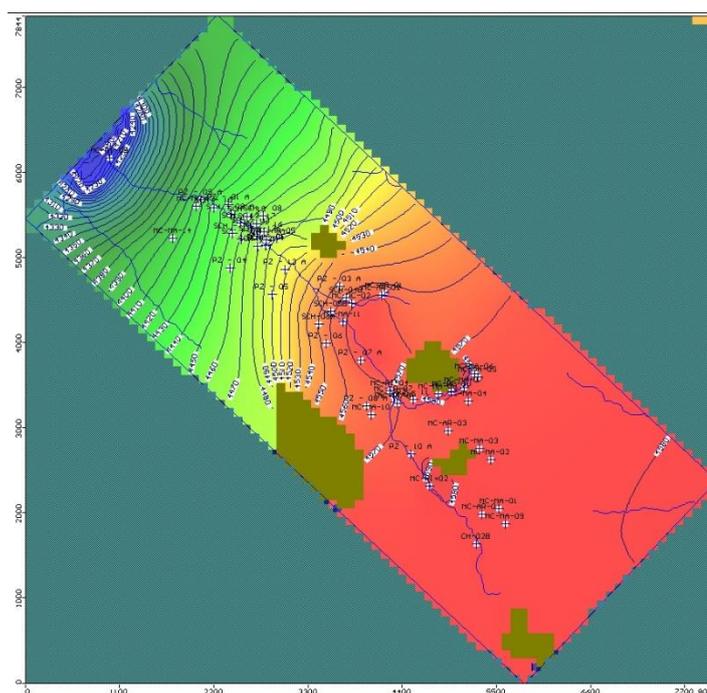


Figura 15: Niveles de agua simulados.

Fuente: Elaboración propia.

4.6.4.3 Estadísticas de calibración

Para evaluar la precisión de la calibración en régimen estacionario, los resultados del modelo fueron comparados con los niveles de agua subterránea observados en 33

sondajes, con información relevante de niveles incluyendo los piezómetros de monitoreo hidrogeológico, y los pozos ambientales mostrados en la Tabla 16.

El coeficiente de correlación es de 0.906, lo que sugiere que obtuvo una calibración razonablemente válida para toda la superficie del modelo (es decir, el error cuadrático medio <5%, a menudo se considera una “meta” al calibrar en los modelos de flujo de agua subterránea local.

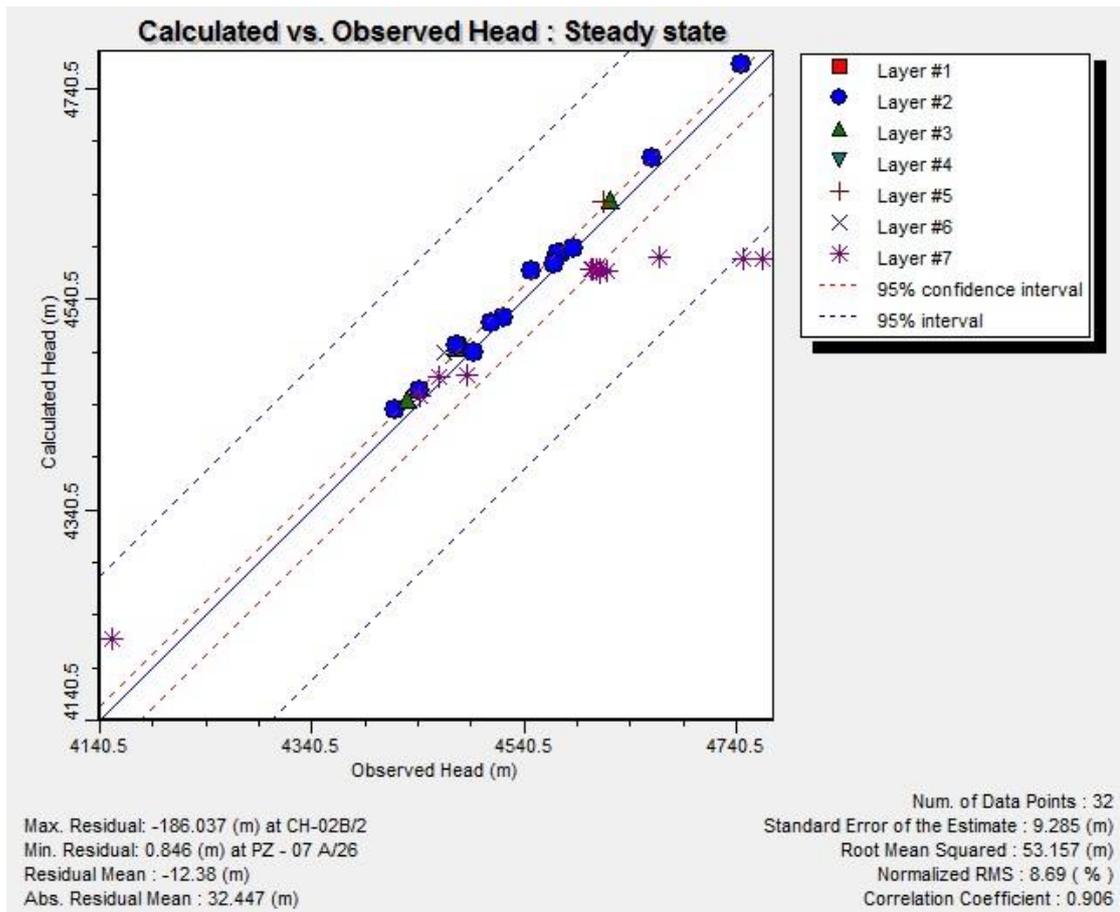


Figura 16: Diagrama cargas Observadas Vs. Calibradas

De acuerdo a la recta de calibración mostrada, En total el número de puntos evaluados fueron 32, y dentro de los indicadores estadísticos para la calibración del modelo numérico es el RMS (Root Mean Square) Normalizado, el cual arroja un valor de 8.69 % para fines del análisis efectuado es un valor aceptable mediante la comparación de los valores de Carga Hidráulica Observados versus los Calculados.

4.6.4.4 Dirección de flujo de agua subterránea

Las direcciones de flujo de agua subterránea simulados por el modelo calibrado siguen las direcciones de las quebradas, con direcciones principales NE a SW en la parte de los

depósitos aluviales, y en las partes altas de quebrada Chumpe donde afloran el Mitu volcánico y las filitas.

4.6.4.5 Balance de masas

Un control adicional de la aceptabilidad de la calibración del modelo en régimen permanente, es el error de balance de masa que corresponde a la diferencia entre todas las entradas y las salidas de agua subterránea del modelo.

$$\varepsilon = E - S$$

Dónde:

ε = Error de balance de masas

E = Entradas

S = Salidas

Según datos presentados en la Tabla 23 el modelo calibrado genera un error de balance de masa inferior a 0.1% de la recarga (48.27 l/s), y la descarga de agua subterránea en 31.3 l/s, el cual representa el flujo base de la microcuenca Chumpe.

Tabla 23: Balance de masa del modelo calibrado

Flujos	Tipo de flujo	Q [m ³ /d]
	Ingresos en los limites	9.869942E+08
Flujo de entrada (+)	Ingreso en pozos	--
	Lamina de recarga	4170.934
	Déficit hídrico-excedente	2.0E-06
Flujo de salida (-)	Salida en los límites	-9.869944E+08
	Caudales de bombeo en Pozos	--

Nota: (--) No interviene en el balance por ser calibración en régimen estacionario.

Fuente: Elaboración propia.

4.6.5 Pronóstico del modelo numérico caso base

Los resultados del modelo numérico de aguas subterráneas concuerdan con las características del modelo conceptual para de la quebrada Chumpe. Las tasas de filtración a través del lecho rocoso subyacente son relativamente bajas, pero relativamente más altas para los depósitos cuaternarios.

4.6.6 Limitaciones

4.6.6.1 Limitaciones generales del modelo de aguas subterráneas

Las investigaciones hidrogeológicas y la creación de los modelos de flujo de aguas subterráneas son ciencias dinámicas e inexactas. Son dinámicas en el sentido de que el estado de un sistema hidrológico cambia con el tiempo, y por qué la ciencia siempre está desarrollando nuevas técnicas para evaluar estos sistemas. Son inexactas debido a que los sistemas de aguas subterráneas son complicados y escapan a la capacidad del ser humano de evaluarlos de manera integral y detallada, y porque los datos existentes son invariablemente insuficientes para hacerlo.

Si bien el modelo en sí carece obviamente de una realidad detallada del sistema hidrogeológico existente, el comportamiento de un modelo de aguas subterráneas válido se acerca en forma razonable al comportamiento del sistema real. La validez y precisión del modelo dependen de la cantidad de información disponible con respecto al grado de complejidad de las formaciones geológicas, de la calidad y el grado de precisión de los datos ingresados. Por lo tanto, todo modelo de aguas subterráneas es una simplificación de una realidad y el modelo que se describe en el presente informe no es la excepción.

El presente modelo es una herramienta científica de predicción que sirve para evaluar los impactos del comportamiento hidrogeológico en un sistema de aguas subterráneas real, y/o para comparar diversos escenarios al momento de tomar decisiones. Sin embargo y a pesar del cuidado profesional puesto durante la construcción del modelo y la realización de las simulaciones, su precisión involucra un grado de incertidumbre normal asociada a los modelos de aguas subterránea y por lo tanto, no se establece ninguna garantía, implícita o explícita.

4.6.7 Resultados del modelamiento numérico

- El modelo numérico tuvo una calibración satisfactoria, sin embargo por la gran extensión del dominio algunas áreas de cabecera tuvo limitada información de extrapolación.
- Entre los materiales más permeables se pueden considerar a los depósitos fluvio aluviales y morrénicos que tienen conductividades entre 0.16 y 6.29 m/d. En su tramo más profundo la serie de filitas del Grupo Excelsior con conductividades variables

entre 0.02 a 2.3 m/d de acuerdo al grado de fracturamiento, a la cual se añade su elevada heterogeneidad.

- Las líneas de flujo subterráneo iniciales calculado mediante los niveles piezométricos, muestran que los mayores flujos se producen fundamentalmente en el eje de la quebrada Chumpe.
- De acuerdo a los resultados obtenidos el parámetro más sensible es la permeabilidad del cuaternario principalmente en el lecho del río.
- La variación de los niveles piezométricos en el área varia de 4496 a 4610 msnm.

V CONCLUSIONES

- ✓ La caracterización hidrológica del área con se realizó con la finalidad de realizar el balance hídrico superficial y subterráneo, estimándose una precipitación promedio multianual de 862 mm/año (Año hidrológico promedio), y la temperatura media en 4.3°C, las máximas en 7°C, más frecuentes en la temporada húmeda, y la mínima cercana a los 2°C, durante temporada seca.
- ✓ La caracterización hidrogeológica indica que la microcuenca es poco productiva de aguas subterráneas, donde solo existen escasos manantiales con descargas menores a (<1.0 l/s) estos flujos ocurren en la zona de contacto entre las filitas y los depósitos cuaternarios, también se incluye a los volcánicos Mitu de media ladera.
- ✓ Se identificaron cuatro unidades hidrogeológicas, entre ellas tenemos los acuitardos en los depósitos fluvioglaciales y morrénicos, fluvioaluviales, y un acuitardo en los volcánicos andesíticos del Grupo Mitu, y se considera un acuífugo a las filitas y pizarras que implican un basamento impermeable, cuyas descargas varían entre 20 l/s en la temporada seca y alcanzan hasta 1,500 l/s en la temporada de lluvias, lo cual evidencia una baja producción de agua subterránea desde la quebrada Chumpe.
- ✓ La recarga se determinó mediante el método de la fluctuación de niveles piezométricos (WTF), para el estrato de Filitas entre 10 a 20 mm/año, y entre 75 a 187 mm/año cuaternarios, lo cual indica que existe poco almacenamiento en el medio subterráneo.
- ✓ El balance hídrico subterráneo mediante el modelo numérico MODFLOW se calibró satisfactoriamente con 33 piezómetros para un régimen estacionario con un coeficiente de correlación del 90 %, resultando la descarga de agua subterránea de 31.3 l/s, el mismo que también representaría el caudal base del sistema.
- ✓ De acuerdo al balance hídrico superficial y subterráneo, aproximadamente entre 20 y 40 l/s, equivalente a 6 – 12 % de la precipitación anual, representa el caudal base de la quebrada Chumpe (año hidrológico 2013 – 2014), el cual fue comparado también con los métodos (Chapman y Eckhardt) y provienen mayoritariamente del macizo volcánico del Grupo Mitu.

- ✓ Por tanto se concluye que las metodologías empleadas en el presente estudio presenta valores similares a las descargas observadas in-situ, y estos pueden cambiar de acuerdo al año hidrológico, si es un año seco, medio o húmedo.
- ✓ Para evaluar el comportamiento de aguas subterráneas con mejor aproximación, es necesario la instalación de piezómetros en el área de interés, los cuales deben estar distribuidos de acuerdo a la geología dominante del área, los mismos que deberán ser observados por lo menos durante un año hidrológico.
- ✓ El presente estudio puede servir como base para la cuantificación de aguas subterráneas de los acuíferos de los Andes Peruanos.

VI BIBLIOGRAFÍA

- Brutsaert, W. &. (1977). Regionalized drought flow hydrographs from a mature glaciated. *Water Resources Research*, 637- 643.
- Confederacion hidrográfica del Duero. (2007). *Análisis de los caudales diferidos en los ríos*. Valladolid: Ministerio de medio ambiente España .
- Confederación hidrográfica del Duero. (2007). *Análisis de los caudales diferidos en los ríos*. Valladolid, España: Plan especial de sequías en la cuenca del Duero.
- División de Estudios y Planificación SDT N° 334. (2012). *Estimación de recarga en cuencas Altiplanicas, región de Atacama*. Santiago: Dirección general de aguas, Gobierno de Chile.
- Domenico, P. (1990). Physical and Chemical Hydrogeology. *John Wiley and Sons, New York*.
- Elorza, J. (2003). Simulación hidrogeológica estocástica en medios geológicos fracturados. *Geoestadística y modelos matemáticos*, 139-193.
- Fattorelli, S. (2011). *Diseño hidrológico*. Padova, Italia: Biblioteca Water Assesstment & Advisory Global Network WASA-GN.
- Gerhart, J. M. (1986). Ground-water recharge and its effect on nitrate concentrations beneath a manured field site in Pennsylvania. *Ground Water*, v. 24, no. 4, p. 483-489.
- Golder Associates Perú S.A. (2006). *Estudios de flujo base ríos Vilcabamba y Punanqui*. Lima - Peru: Golder Associates Perú S.A.
- Healy, R. W., & Cooke, P. G. (2002). Using groundwater levels to estimate recharge. *Hydrogeology Journal*, v. 10, p. 91- 109.

- Heath, R. C. (1983). Basic ground-water hydrology. *U.S. Geological Survey Water-Supply*, Paper 2220, 84 p.
- Hewlett, J. (1961). Soil moisture as a source of base flow from steep mountain water. *US For. Serv. Southeast*, 132.
- Larkin, R. G. (1992). On the relationship between river-basin geomorphology, aquifer hydraulics, and ground-water flow direction in alluvial aquifers. *The Geological Society of America*, 1608 - 1620.
- McDonnell, J. J. (1991). A case study of shallow flow paths in a steep zero-order basin. *JAWRA Journal of the American Water Resources Association*, 27, 679-685.
- Meinzer, O. E., & Stearns, N. D. (1929). A study of groundwater in the Pomperaug Basin, Connecticut with special referreference. *U.S. Geological Survey Water Supply*, Paper 597B, p. 73-146.
- Nimmo, J. R., Stonestrom, D., & Healy, R. W. (2003). Aquifer recharge, in Stewart, B.A., and Howell, T.A., eds. *Encyclopedia of Water Science: New York, Marcel Dekker, Inc.*, p. 1-4.
- Rasmussen, W. C., & Andreasen, G. E. (1959). Hydrologic budget of the Beaverdam Creek Basin, Maryland. *U.S. Geological Survey Water-Supply*, Paper 1472, 106 p.
- Risser, D. W. (2005). Comparison of Methods for Estimating Ground-Water Recharge and Base Flow at a Small Watershed Underlain by Fractured Bedrock in the Eastern United States. *Ground-Water Resources Program, U.S. Geological Survey, Reston, Virginia*, 6-7.
- Sloto, R. A. (1990). Geohydrology and simulation of ground-water flow in the carbonate rocks of the Valley Creek Basin Eastern Chester County, Pennsylvania. *U.S. Geological Survey Water-Resources Investigations*, Report 89-4169, 60 p.

- Sophocleous, M. (1985). The role of specific yield in groundwater recharge estimations - A numerical study. *Ground Water*, v. 23, no. 1, p 52-58.
- Sophocleous, M. (2002). Interactions between groundwater and surface water: the state of the science. *Hydrogeology Journal*, 52 - 67.
- Spongberg, M. (2000.). Spectral analysis of base flow separation with digital filters. *Water Resources Research.*, 745 – 752.
- U.S. Geological Survey. (2005). Comparison of Methods for Estimating Ground-Water Recharge and Base Flow at a Small Watershed Underlain by Fractured Bedrock in the Eastern United States. *Ground-Water Resources Program*, 6-6.
- Valenzuela, A. M. (2008). *INTEGRACIÓN DEL CAUDAL BASE EN UN MODELO DISTRIBUIDO DE CUENCA*. Granada, España: Grupo de Dinámica de Flujos Ambientales Universidad de Granada.
- Winter. (1999). Relation of streams, lakes, and wetlands to groundwater flow systems. *Hydrogeology Journal 7, Springer*, 28 - 45.
- Winter, T. (1995). The interaction of ground water with prairie pothole wetlands in the Cottonwood Lake area, east-central North Dakota. *Wetlands 15*, 193–211.
- Wittenberg, H. (1999). Baseflow recession and recharge as nonlinear storage processes. *Hydrological processes, Wiley*.