

FACULTAD DE GEOLOGÍA Y PETRÓLEOS

UNIDAD DE TITULACIÓN

**CORRELACIÓN ENTRE LA CONDUCTIVIDAD HIDRÁULICA
Y LA RESISTIVIDAD ELÉCTRICA DE DEPÓSITOS
VOLCÁNICOS DEL CHIMBORAZO EN LA CUENCA BAJA
DEL RÍO CHAMBO, PROVINCIA DE CHIMBORAZO**

**TRABAJO DE TITULACIÓN PREVIO A LA OBTENCIÓN DEL TÍTULO DE
INGENIERO EN GEOLOGÍA**

SERGIO ARMANDO ESPINOZA SAAVEDRA

sergio.espinoza@epn.edu.ec

Director: Phd.Sandra Teresa Procel Guerra

sandra.procel@epn.edu.ec

2022

CERTIFICACIÓN

Como director del trabajo de titulación Correlación entre la conductividad hidráulica y la resistividad eléctrica de depósitos volcánicos de la cuenca baja del Río Chambo, Provincia de Chimborazo desarrollado por Sergio Armando Espinoza Saavedra, estudiante de la carrera de Ingeniería Geológica, habiendo supervisado la realización de este trabajo y realizado las correcciones correspondientes, doy por aprobada la redacción final del documento escrito para que prosiga con los trámites correspondientes a la sustentación de la Defensa oral.

Ing.Sandra Procel. Phd

DIRECTOR

DECLARACIÓN

Yo, Sergio Armando Espinoza Saavedra, declaro bajo juramento que el trabajo aquí descrito es de mi autoría; que no ha sido previamente presentado para ningún grado o calificación profesional; y, que he consultado las referencias bibliográficas que se incluyen en este documento.

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

Sergio Armando Espinoza Saavedra

AGRADECIMIENTOS

Agradezco a Dios, por darme a conocer que a pesar de muchas adversidades, siempre tenemos las capacidades para superarlas de una u otra manera.

A mis padres y hermanos por brindarme el apoyo incondicional a lo largo de la carrera de Geología, quienes se enfocaron en la comprensión, amor y respeto.

A mis profesores y compañeros que me supieron empapar de conocimientos y valores los cuales, estoy seguro me ayudaran en mi vida profesional. En especial agradezco a la Phd Sandra Procel, por haberme dado su voto de confianza e incluirme en este proyecto y ser guía en este trabajo de titulación.

DEDICATORIA

Dedico este trabajo a Dios y a mis padres quienes me mostraron su fuerza, apoyo y motivación lo cual hizo posible esta meta.

ÍNDICE DE CONTENIDOS

APROBACIÓN DEL DIRECTOR	¡Error! Marcador no definido.
DECLARACIÓN	III
AGRADECIMIENTOS	IV
DEDICATORIA	V
ÍNDICE DE CONTENIDOS	VI
ÍNDICE DE TABLAS.....	IX
ÍNDICE DE FIGURAS	X
RESUMEN	XI
ABSTRACT	XII
1. INTRODUCCIÓN	1
1.1. Antecedentes y Justificativos	1
1.2. Objetivos	3
Objetivo general	3
Objetivos específicos	3
1.3. Alcance	3
1.4. Área de estudio.....	4
Ubicación geográfica.....	4
Red hídrica	4
Relieve	5
Clima.....	5
Vegetación.....	5
1.5. Contexto Geológico	7
Geología Regional.....	7
Geología Local	8
2. MARCO TEÓRICO	11
2.1. Ciclo Hidrológico.....	11
2.2.1. Evaporación	13
2.2.2. Precipitación	13
2.2.3. Escorrentía.....	13
2.2.4. Infiltración.....	14
2.2.5. Balance hídrico	15
2.3. Suelo y Roca	15
2.3.1. Clasificación de Suelos	16

2.3.2.	Características y Propiedades Físicas de Suelos y Rocas	18
2.3.3.	Distribución Granulométrica	21
2.4.	Acuíferos	22
2.4.1.	Clasificación de los acuíferos	22
2.5.	Parámetros Hidrogeológicos que rigen el movimiento del agua subterránea	24
2.5.1.	Porosidad del medio	24
2.5.2.	Permeabilidad	28
2.5.3.	Carga hidráulica	28
2.5.4.	Ley de Darcy	29
2.5.5.	Conductividad hidráulica	29
2.5.6.	Permeabilidad intrínseca	31
2.5.7.	Transmisividad	32
2.6.	Flujo del agua subterránea e interacción con el medio	33
2.6.1.	Formaciones Geológicas que constituyen acuíferos	33
2.7.	Exploración de aguas subterráneas	35
2.7.1.	Métodos de campo para estimar la conductividad hidráulica saturada ..	36
2.7.2.	Prospección Geofísica	47
2.7.3.	Factores condicionantes de la resistividad eléctrica del suelo	49
3.	METODOLOGÍA	52
3.1.	Recopilación bibliográfica y levantamiento de información	52
3.2.	Zonificación del área de estudio	61
3.3.	Recolección de muestras	62
3.3.1.	Descripción de afloramientos geológicos	62
3.3.2.	Metodología de recolección de muestras	63
3.4.	Análisis Estadístico	65
Medidas de posición y dispersión		65
3.5.	Métodos para la estimación de parámetros Hidrogeológicos y Geofísicos de la CBRCH	66
3.5.1.	Ensayos en laboratorio	66
3.5.2.	Tratamientos de datos geofísicos	70
3.5.3.	Tratamiento de datos hidrogeológicos	71
3.5.4.	Métodos de representación de datos hidrogeológicos y geofísicos	74
4.	Resultados y Discusión	76
4.1.	Zonificación del área de estudio	76
4.2.	Análisis de datos hidrogeológicos	78
4.3.	Análisis de datos Geofísicos	80

4.4. Conductividad Hidráulica	82
4.5. Unidades Hidrogeológicas.....	88
5. Conclusiones y Recomendaciones	92
5.1. Conclusiones	92
5.2. Recomendaciones.....	93
6. Referencias Bibliográficas.....	94
7. Anexos	111
Anexo 1. Tabla resumen de datos geofísicos	111
Anexo 2. Análisis granulométrico	115
Anexo 3. Análisis de Contenido de Humedad	126
Anexo 4. Pruebas de Bombeo	137
Anexo 6. Descripción Macroscópica de sedimentos	140

ÍNDICE DE TABLAS

Tabla 1. Muestra el tamaño de granos en milímetros descrito por varias organizaciones.....	18
Tabla 2. Rangos más usados en porosidad total y eficaz.....	25
Tabla 3. Muestra los porcentajes estimados de porosidad total, eficaz, y retención específica para un grupo roca.....	27
Tabla 4. Valores estimados de permeabilidad intrínseca (%).....	32
Tabla 5. Tipos de acuíferos en relación con la porosidad y litología.	34
Tabla 6. Tipos de ensayos de bombeo a caudal constante y métodos de interpretación a usar en el estudio de acuíferos confinados, semiconfinados y libres.	37
Tabla 7. Fórmulas de Jacob para la determinación de T, S, R.....	39
Tabla 8. Rangos de Conductividad hidráulica.....	46
Tabla 9. Resistividad de los diferentes tipos de suelo.....	48
Tabla 10. Rangos de variaciones de resistividades eléctricas según el tipo de roca y agua.....	51
Tabla 11. Coordenadas UTM de los lugares donde se tomaron los datos estudiados.	53
Tabla 12. Datos de pozos utilizados para el estudio.	55
Tabla 13. . Coordenadas UTM en donde se tomó muestras de suelo y roca.....	60
Tabla 14. Puntos de toma de muestras utilizadas en laboratorio.....	60
Tabla 15. Coordenadas de afloramientos visitados y litologías visitas.....	64
Tabla 16. Materiales empleados para el ensayo.....	66
Tabla 17. Materiales porcentaje de humedad.....	68
Tabla 18. Datos obtenidos en análisis granulométrico con valores de porosidad, porosidad específica y retención según Fetter (2001); Sanders (1998).	70
Tabla 19. Valores estimados de conductividad hidráulica para diferentes tipos de rocas y suelos.....	72
Tabla 20. . Resumen de parámetros hidrogeológicos obtenidos en laboratorio.....	79
Tabla 21. Resumen de parámetros hidrogeológicos de las unidades acuíferas de la CBRCH.....	84
Tabla 22. Parámetros hidrogeológicos.....	86

ÍNDICE DE FIGURAS

Figura 1. Ubicación del área de estudio (CBRCH, localiza en la provincia de Chimborazo).....	6
Figura 2. Geología del área de estudio.....	10
Figura 3. Esquema modificado del ciclo hidrogeológico y almacenamiento de agua, componentes y flujos del agua.....	12
Figura 4. Distribución vertical del agua en las Formaciones Geológicas.....	14
Figura 5. Esquema del perfil del suelo, dividido en horizontes.....	16
Figura 6. Curva Granulométrica.....	21
Figura 7. Tipos de acuíferos: libre, colgado, confinado, semiconfinado, mostrando los niveles de agua así como también la litología.....	24
Figura 8. Relación entre porosidad y textura.....	26
Figura 9. Rangos de permeabilidad intrínseca, k , y conductividad hidráulica, K , valores.....	31
Figura 10. Recta de Jacob con indicación del intervalo de validez.....	40
Figura 11. Tomografía Eléctrica del sector de los Elenes.....	42
Figura 12. Configuración de electrodo en un único punto para registros de potencial espontáneo registro y resistividad en una perforación.....	43
Figura 13. Registro geológico, registros eléctricos, descripción geológica e hidrológica de una perforación.....	44
Figura 14. Información geofísica recopilada de diferentes autores.....	54
Figura 15. Datos de pruebas de bombeo de pozos además de pozos donde se midieron niveles estáticos de agua subterránea.....	59
Figura 16. Puntos de toma de muestras realizado en las campañas de campo de junio y julio 2019.....	61
Figura 17. Afloramiento de volcansedimentos en el sector de Llio-San Pablo.....	63
Figura 18. Análisis granulométrico.....	67
Figura 19. Cálculo del porcentaje de humedad.....	69
Figura 20. Zonas de infiltración y texturas de la CBRCH.....	77
Figura 21. Mapa de resistividades de la CBRCH.....	81
Figura 22. Curva granulométrica de las muestras obtenidas en la campaña de campo junio/julio 2019.....	82
Figura 23. Mapa Potenciómetro de la CBRCH.....	83
Figura 24. Distribución de la conductividad hidráulica en el área de estudio.....	87
Figura 25. Columna estratigráfica generalizada de las Unidades de la CBRCH.....	91

RESUMEN

El presente estudio presenta una correlación entre la conductividad hidráulica y la resistividad eléctrica de los depósitos volcánico-sedimentarios de la cuenca baja del Río Chambo (CBRCH), provincia de Chimborazo. Para ello se analizó en laboratorio 10 muestras de suelo colectadas en la campaña de campo junio/julio 2019 en los sectores de Llío, San Pablo, Guano, San Vicente de Los Elenes, Riobamba, y Cubijjes. A través del análisis de laboratorio de las muestras se determinó la porosidad, permeabilidad intrínseca, saturación, y contenido de humedad. De la correlación de estos parámetros y pruebas de bombeo de los pozos de Llío, Riobamba y Yaruquíes se obtuvo la conductividad hidráulica de las potenciales Unidades Hidrogeológicas aflorantes en la cuenca. Se analizó también su resistividad eléctrica a través de sondeos eléctricos verticales y tomografías eléctricas recopiladas de proyectos anteriores (PMI-1502; EP-EMAPAR, 2008-2010). La información obtenida fue analizada estadísticamente con el fin de determinar tendencias y correlacionar con la zonificación del área de estudio en función de la textura del suelo. De esta forma, se determinó 3 posibles zonas acuíferas correspondientes al acuífero Llío-Guano (zona 3), Riobamba (zonas 1y 2) y Yaruquíes (zonas 2 y 4). Los valores de conductividad hidráulica fueron altos 1000 (m/día) en Llío-Guano bajos 0.00153 (m/día) en Yaruquíes. Con respecto a la resistividad eléctrica, los valores más altos se correlacionaron con 9500 ($\mu\Omega$) en Llío-Guano y los más bajos con 20 ($\mu\Omega$) en Yaruquíes. Concluyendo como potenciales Unidades Hidrogeológicas a las Formaciones Yaruquíes, Cizarán, Riobamba, Chambo, Cangahua y volcánicos Igualata, El Altar, Chimborazo que constituyen los acuíferos.

PALABRAS CLAVE: Conductividad hidráulica, resistividad eléctrica, correlación, depósitos volcánicos, ensayos de laboratorio, Unidades Hidrogeológicas.

ABSTRACT

This study presents a correlation between the hydraulic conductivity and the electrical resistivity of the volcanic-sedimentary deposits of the lower basin of the Chambo River (CBRCH), Chimborazo province. This was based on the laboratory analysis of 10 soil samples collected in the June/July 2019 field campaign were analyzed in the laboratory in the sectors of Llíó, San Pablo, Guano, San Vicente de Los Elenes, Riobamba, and Cubijíes. Through laboratory analysis of the samples, porosity, intrinsic permeability, saturation, and moisture content were determined. From the correlation of these parameters and pumping tests of the Llíó, Riobamba and Yaruquíes wells, the hydraulic conductivity of the potential hydrogeological units outcropping in the basin was obtained. Its electrical resistivity was also analyzed through vertical electrical soundings and electrical tomographies collected from previous projects (PMI-1502; EP-EMAPAR, 2008-2010). The information obtained was statistically analyzed in order to determine trends and correlate with the zoning of the study area based on the soil texture. In this way, 3 possible aquifer zones were determined corresponding to the Llíó-Guano aquifer (zone 3), Riobamba (zones 1 and 2) and Yaruquíes (zones 2 and 4). Hydraulic conductivity values were high 1000 (m/day) in Llíó-Guano and low 0.00153 (m/day) in Yaruquíes. Regarding electrical resistivity, the highest values were correlated with 9500 ($\mu\Omega$) in Llíó-Guano and the lowest with 20 ($\mu\Omega$) in Yaruquíes. Concluding as potential Hydrogeological Units the Yaruquíes, Cizarán, Riobamba, Chambo, Cangahua and volcanic Igualata, El Altar, Chimborazo Formations that constitute the aquifers.

Keywords: Hydraulic conductivity, electrical resistivity, correlation, volcanic deposits, laboratory tests, Hydrogeological Units.

1. INTRODUCCIÓN

1.1. Antecedentes y Justificativos

Las propiedades geofísicas asociadas con las características hidrogeológicas y litológicas del subsuelo permiten el entendimiento del origen, dinámica, y evolución espacial y temporal del flujo subterráneo, así como la comprensión y detección de los problemas de contaminación que puedan ocurrir y afectando la calidad de las aguas subterráneas.

Al aplicar los métodos geofísicos indirectos (sondeos eléctricos verticales, tomografías eléctricas) en la exploración de las aguas subterráneas es posible determinar las zonas con mayor potencial hídrico. Asimismo, a partir del análisis e interpretación de los parámetros físicos del subsuelo (resistividad, conductividad) y el análisis litológico e hidrogeológico (Formaciones Geológicas con diferentes granulometrías, porosidades y permeabilidades) se determina la factibilidad de explotación de un acuífero.

Por otra parte, el análisis en laboratorio de muestras de suelo y de roca ha demostrado la relación entre los parámetros de conductividad hidráulica y resistividad eléctrica (Jones & Buford, 1951). En este sentido, la medición de la porosidad y permeabilidad intrínseca de muestras de suelos (principalmente arenas gradadas) correlacionada con la granulometría permite verificar la relación entre permeabilidad intrínseca y litología, y por consiguiente zonas con potencial acuífero (Croft, 1971).

Milsch et al. (2008), presentan una relación teórica entre la conductividad eléctrica y permeabilidad hidráulica a partir del análisis de las leyes de Ohm y de Darcy. Este análisis consiste en la aplicación de cada ley en diferentes tipos de materiales: arenas cuarzosas con feldespato, arenas con fragmentos de roca volcánica y arenas con pequeñas cantidades de arcilla. A pesar de que los modelos que resultaron de este análisis no predijeron la permeabilidad con precisión, aportaron con descripciones de dependencia entre los dos parámetros (conductividad eléctrica e hidráulica). Por ejemplo, la conductividad hidráulica depende del fluido y el tamaño del poro, mientras que la conductividad eléctrica depende de la saturación del medio poroso lo cual genera variaciones a medida de que este cambie.

En el presente, la forma convencional de estimar la conductividad hidráulica es mediante las pruebas de bombeo en perforaciones o aplicación de trazadores de flujo. No obstante,

estos estudios son costosos y requieren de un tiempo considerable, al igual que, un alto número de pozos (por lo menos 3 por Km²).

En el Ecuador la falta de información sobre perforaciones (litología), perfiles constructivos de pozos, pruebas de bombeo, variaciones de niveles, así como la falta de recursos para realizar perforaciones con sus respectivas pruebas de bombeo conlleva a enfocar el estudio en los ensayos de muestras de suelos y rocas en laboratorio con el objetivo de estimar la permeabilidad, porosidad, y granulometría. De esta forma, es posible obtener datos a pequeña escala que serán útiles en la planificación de pruebas a mayor escala y servirán como guía para la determinación zonal de parámetros.

A pesar de que estos ensayos requieren una gran cantidad de muestras para obtener un valor de permeabilidad característico, en este trabajo se recolectó un total de 20 muestras correspondientes a 3 zonas definidas en función del cambio de pendiente, drenaje, litología, uso y ocupación del suelo.

De acuerdo con un informe presentado por la Central Ecuatoriana de Servicios Agrícolas (CESA) en 2015, el principal abastecimiento de agua superficial en la CBRCH corresponde a ríos con caudales entre 200 L/s a 6,3 L/s, siendo menores aquellos que se localizan al occidente de la cuenca. En consecuencia, existe una problemática relacionada con la cantidad de caudal disponible. De esta forma, en el lado oriental de la cuenca, a pesar de contar con caudales de gran magnitud, los ríos presentan problemas de calidad. Por esta razón, debido a los problemas de cantidad y calidad de las aguas superficiales en la CBRCH, las aguas subterráneas se han considerado como una fuente de abastecimiento viable principalmente en sectores urbanos y rurales.

En este contexto, el presente estudio tiene como objetivo correlacionar los datos geofísicos, hidrogeológicos, y geológicos obtenidos de estudios previos (CNRH, 2007); (Naranjo, 2014); (CESA, 2015); (Quishpe, 2017); (Buenaño, 2018); (EP-EMAPAR, 2008-2010) Empresa Metropolitana de Agua Potable y Alcantarillado de Riobamba; (Tenelema, 2017) con la información obtenida mediante ensayos de laboratorio en 10 muestras zonificadas, con el fin de estimar la conductividad hidráulica, permeabilidad intrínseca y determinar posibles zonas acuíferas.

1.2. Objetivos

Objetivo general

Correlacionar la conductividad hidráulica y la resistividad eléctrica de depósitos volcánicos del Chimborazo en la cuenca baja del Río Chambo (CBRCH), provincia de Chimborazo

Objetivos específicos

- Determinar las propiedades del suelo: porosidad, permeabilidad intrínseca, saturación, contenido de humedad, por medio de ensayos puntuales en laboratorio
- Determinar las resistividades eléctricas de las Formaciones representativas de la CBRCH, mediante el análisis e interpretación de sondeos eléctricos verticales y tomografías eléctricas realizadas en proyectos anteriores: PMI-1502; EP-EMAPAR (2008-2010).
- Determinar la conductividad hidráulica mediante ensayos puntuales de permeabilidad y correlacionarlos con informaciones de pruebas de bombeo realizadas en pozos de Llío, Riobamba y Yaruquíes.
- Realizar la estadística básica (determinación de media, mediana, desviación estándar) de los parámetros de conductividad hidráulica y resistividad eléctrica para evaluar las tendencias.
- Determinar posibles zonas acuíferas, verificar variaciones de niveles

1.3. Alcance

El presente estudio forma parte del proyecto PIMI-1502: "Caracterización del sistema acuífero de la cuenca baja del río Chambo utilizando un enfoque hidrodinámico y geoquímico: procesos de recarga y gestión sostenible del recurso" y comprende la caracterización de la conductividad hidráulica y resistividad eléctrica de los depósitos volcano-sedimentarios de la CBRCH a través de la interpretación de información hidrogeológica y geológica.

El análisis de parámetros hidrogeológicos se basó en el estudio de los datos obtenidos a través de ensayos puntuales de 10 muestras de suelos colectadas en el año 2019 en los sectores de Llío, San Pablo, Guano, San Vicente de Los Elenes, Riobamba, Yaruquíes, y

Cubijíes. Los ensayos fueron realizados en el laboratorio de Sedimentología del Departamento de Geología de la Escuela Politécnica Nacional.

Se consideró la información disponible de trabajos anteriores (EP-EMAPAR, 2008-2012; Lovato, 2010; INIGEM, 2016; Tenelema, 2017; Klever, 2018; Mendoza, 2015; Procel, 2018) para el análisis de la resistividad eléctrica (sondeos eléctricos verticales y tomografías eléctricas) y conductividad hidráulica (pruebas de bombeo en los pozos de Llío, Riobamba, Yaruquíes).

Los datos obtenidos se complementaron con la información litológica obtenida de columnas estratigráficas levantadas en campo, y la Geología del área de estudio. De esta forma, se integró la información de superficie con la del subsuelo para elaborar mapas de conductividad hidráulica, resistividad eléctrica y nivel piezométrico. Mediante la correlación de esta información se determinó el potencial acuífero de las Unidades Hidrogeológicas determinadas en la CBRCH.

1.4. Área de estudio

2.2.1. Ubicación geográfica

La CBRCH se localiza en la provincia de Chimborazo, comprende las localidades de Cubijíes, Guano, Riobamba, Yaruquíes, San Gerardo, San Vicente de los Elenes, Llío y San Pablo. Tiene una extensión de 1480,57 Km² y está limitada al norte por el volcán Iguáta, al sur el río Chibunga, al este el río Chambo y volcán El Altar y al oeste por el volcán Chimborazo (CESA, 2015)(Figura 1).

2.2.2. Red hídrica

El drenaje está compuesto por tres ríos principales localizados al occidente del río Chambo. El río Chimborazo, Guano y Chibunga; el primero se origina en las estribaciones del Chimborazo, que posteriormente en el valle de Riobamba cambia de nombre a Chibunga (afluente del río Chambo en el que confluyen todos los desechos líquidos de la ciudad de Riobamba); Y el río Guano, que nace en el Iguáta y desemboca en el río Chambo. El drenaje oriental está compuesto por los ríos Puela, Blanco, Ishpi, Hurgalla, Daldal, Úlpan, que desembocan en el Chambo (CESA, 2015) (Figura 1).

2.2.3. Relieve

Los principales rasgos morfológicos dentro del área de estudio están relaciones a formas de erosión, valles, cauces de ríos y arroyos, generación de terrazas aluviales entre otros, los cuales han sido generados por procesos geológicos y gravitacionales (Yanez, 2016). La cota más baja se encuentra en la confluencia entre el río Chambo y el río Patate a 2080 msnm y la cota más alta se ubica en la cumbre del volcán Chimborazo a 6310msnm (CESA, 2015).

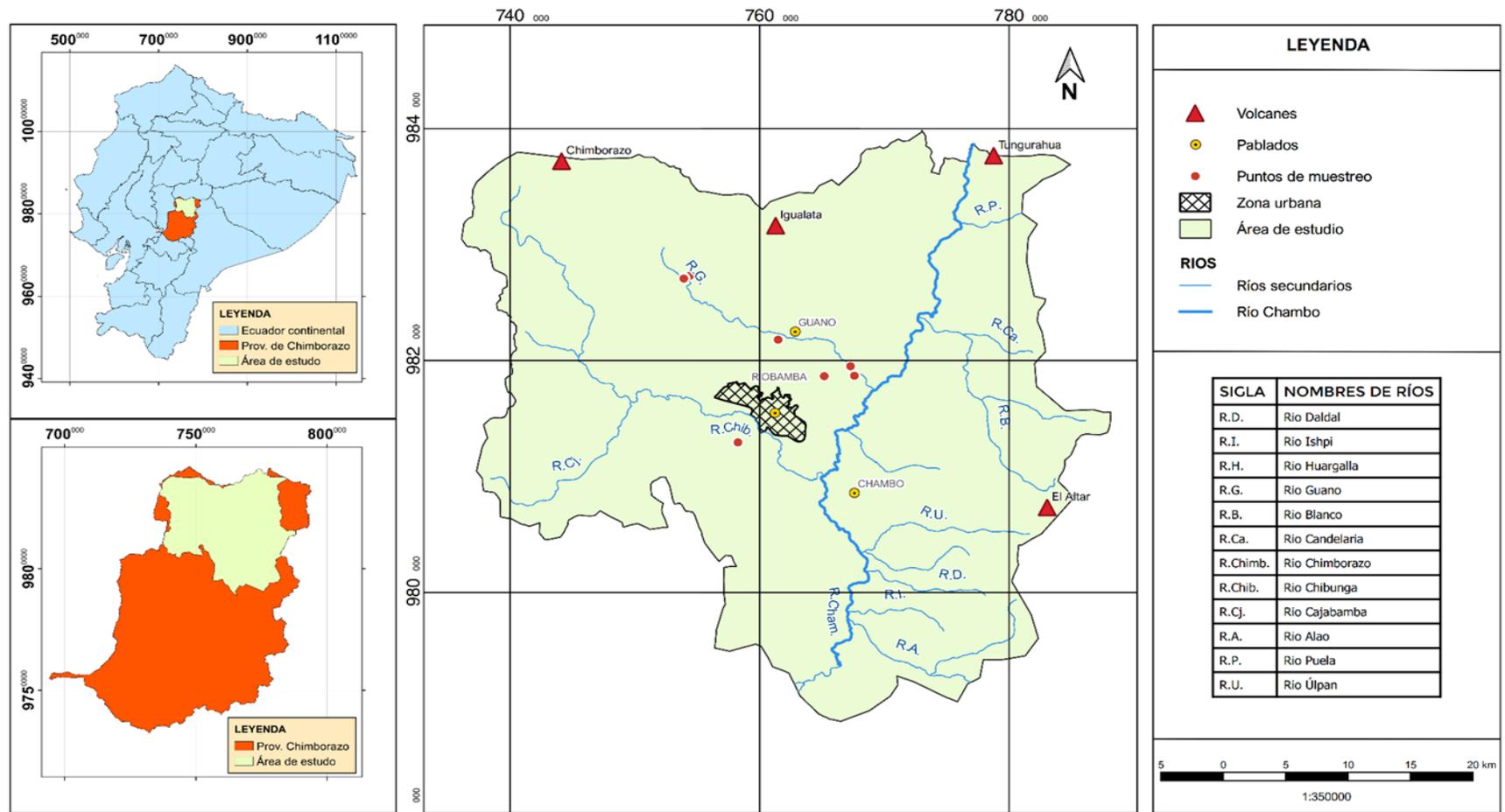
2.2.4. Clima

El área de estudio depende de la altitud, latitud y la persistencia de las masas de aire húmedos provenientes de la Amazonía que influyen en las precipitaciones que se extienden durante todo el año. Estas se dividen en un temporal seco (junio, julio, agosto, septiembre, diciembre, enero, febrero) y temporal húmedo (marzo, abril, mayo, octubre, noviembre). Los meses donde existe una precipitación superior a 60mm son los meses de abril, mayo y superior a 40 mm en los meses de octubre, noviembre. Los meses más secos con precipitaciones inferiores a 40 mm en los meses de junio, septiembre. Por otra parte, las precipitaciones en los márgenes sureste y suroeste registran rangos de 22 a 142 mm/mensual. La temperatura promedio es de 14 °C. Abarca tres pisos climáticos: templado sub-andino, frío andino y glacial (CESA, 2015; Procel, 2018).

2.2.5. Vegetación

El área de estudio está dominada por zonas a agricultura y ganadería (51.5%), páramos el (19.5%), áreas erosionadas (3.6%), vegetación natural (5.8%), bosques plantados (6.7%), zonas de glaciares (4.9%), afloramientos rocosos (1.4%), áreas urbanas (1.6%) y cuerpos de agua (0.3%) (Núñez, 2020).

Figura 1. Ubicación del área de estudio (CBRCH, localiza en la provincia de Chimborazo).



Ubicación del río Chambo, y los principales ríos, ciudades, volcanes dentro del área de estudio.

1.5. Contexto Geológico

2.2.6. Geología Regional

El Ecuador presenta una característica configuración tectónica de convergencia entre la placa oceánica Nazca bajo la placa continental Sudamericana. La geodinámica actual del país se estableció desde aproximadamente 25 Ma con la ruptura de la placa oceánica Farallón en las placas Nazca y Cocos. En el margen ecuatorial, la subducción de la placa Nazca presenta un rasgo distintivo, la Cordillera Asísmica de Carnegie, un sistema de montañas submarinas (15km y 200 km de ancho) que colisiona contra el margen y produce un cambio en la dirección de la zona de subducción de NS a NNE. Esto generó un desplazamiento del bloque tectónico Norandino a 1 cm/año a lo largo de un gran sistema de fallas que extiende desde Ecuador a Colombia, probablemente hasta Venezuela y que se conoce como sistema Chingual – Cosanga – Pallatanga – Puna (SFP) (Yepes et al., 2016; Alvarado et al., 2016) (Figura 2A).

Debido a la evolución tectónica de acreción y subducción del margen desde hace 160 Ma, el Ecuador presenta una distribución de 8 terrenos litotectónicos identificados comúnmente de este a oeste como: Cuenca Oriente, Zona Subandina, Cordillera Real y sus divisiones, Valle Interandino, Cordillera Real y Costa, terrenos Amotape y el Complejo El Oro. Estos terrenos están agrupados a grandes rasgos por su rango de edad, origen, tipo de roca, ambiente tectónico y fallas regionales que atraviesan el país de norte a sur (Aspden & Liderland, 1992).

Como objeto de estudio, el Valle Interandino en el que se ubica el área de interés, comprende una estructura extensional de ocurrencia regional limitada por fallas sinistral-dextral activas que corresponden a fallas regionales que separan el Valle de las cordilleras Real y Occidental (Villagómez, 2003). De acuerdo con Feininger & Bristow, (1980) el relleno volcanosedimentario Plio-Cuaternario fue depositado posiblemente sobre las rocas antiguas de las cordilleras que constituirían el basamento del Valle Interandino (Figura 2A).

2.2.7. Geología Local

La CBRCH presenta una configuración Geológica segmentada y marcada por la presencia del río Chambo. Esta característica se debe a que el curso del río coincide con la falla regional Peltetec (FP) que separa las rocas metamórficas Jurásicas de la Cordillera Real de las rocas volcano-sedimentarias y volcánicas Cenozoicas del Valle Interandino (Figura 2B) (Pocel, 2018; Nuñez, 2020; Salgero, 2018).

Al oriente del río Chambo aflora principalmente el Arco Alao y la división Guamote. El Arco Alao está formado por rocas metamórficas de bajo grado de origen volcánico y sedimentario ligado a un ambiente marino (Aspden & Liderland, 1992; Salguero, 2018). Incluye las Unidades Alao-Paute (esquistos y rocas verdes), San Pablo de Sali (metandesitas y filitas verdes), Río Daldal (metasedimentos) y Maguazo (turbiditas). La división Guamote está representada por la Unidad Guamote que comprende ortocuarcitas, pizarras, filitas negras, y metaconglomerados que se depositaron en un ambiente marino de alta energía durante el Jurásico Superior al Cretácico Temprano (Aspden & Litherland, 1992; Reyes, 2006). Local y regionalmente, la zona está dominada por fallas de rumbo (N15°E) y zonas de cizallamiento (~N15°E, N30°E) que alteran y controlan el afloramiento de las Unidades Jurásicas (Figura 2B) (Aspden & Liderland, 1992; Yáñez, 2016; Salguero, 2018).

En el sector occidental del río Chambo afloran las Formaciones volcano-sedimentarias de las cuencas Cuaternarias del Valle Interandino (Figura 2B). Se registra también en el extremo oeste del área de estudio, la Formación Yunguilla, que corresponde a la Cordillera Occidental y representa una secuencia turbidítica depositada en un ambiente de abanico marino en el Cretácico Superior (Vallejo, 2007). En el Cenozoico, las rocas más antiguas depositadas sobre el basamento de la cuenca incluyen las secuencias sedimentarias y volcánicas de las Formaciones Yaruquies (areniscas, conglomerados y arcillas rojas), y Cizarán (andesitas porfíricas, areniscas tobáceas, limolitas púrpuras, tobas, brechas) (Dunkley & Gaibor, 1997). Son seguidas por los Volcánicos Quishuar-Las Minas y Calpi, que se caracterizan por la presencia de flujos de lava de composiciones andesíticas basálticas a andesíticas. Sobre estos volcánicos se encuentra la Formación Riobamba constituida por los depósitos fluvio-lacustres de la cuenca Alausí-Riobamba que se acumularon durante el levantamiento de la cordillera hace 6-5 Ma (Winkler et al., 2005). Del Plioceno al Pleistoceno, la actividad eruptiva de los volcanes circundantes al

área de estudio generó la acumulación de depósitos volcánicos y volcanoclásticos del Iguazata, El Altar, y Chimborazo sobre la planicie de Riobamba, Guano, Yaruquíes, Penipe, y Quimiag. Las principales facies volcano-sedimentarias incluyen flujos de lava, depósitos piroclásticos y de caída, y avalanchas de escombros que se distribuyen a las faldas y estribaciones de los respectivos centros de emisión (Salgero, 2018). Las facies fluviales de estas acumulaciones representan la Unidad Chambo constituida por terrazas aluviales distribuidas a lo largo del río principal. Del Pleistoceno Medio a Superior se generó la distribución generalizada de la Formación Cangahua sobre todo el Valle Interandino, interestratificándose con los volcánicos contemporáneos a excepción de los productos más jóvenes del volcán Chimborazo y Tungurahua. Esta zona está dominada por la falla de Pallatanga parte del SPF que limita al este al Bloque Norandino (Clapperton et al, 1986).

Bazie et al. (2020) reporta por medio del análisis de imágenes satelitales que del SFP se encuentra a lo largo del volcán Iguazata; evidencia de ello se observa que los depósitos del Chimborazo se encuentran alineados, extendiéndose hasta el volcán Huisla.

2. MARCO TEÓRICO

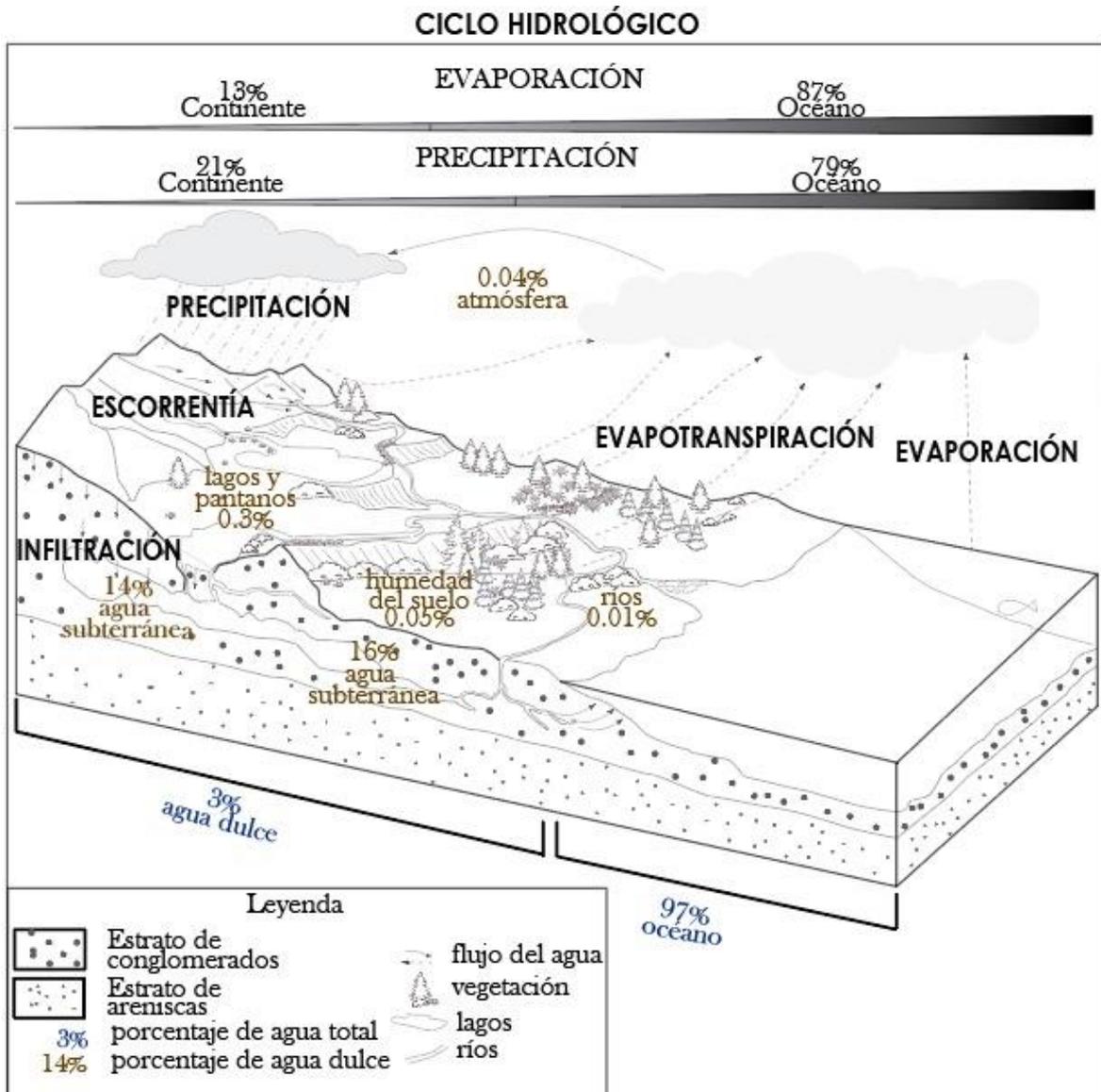
Las características Geológicas, Hidrogeológicas y Geofísicas del subsuelo en los ambientes volcano-sedimentarios permiten observar la existencia de relaciones de funcionalidad entre los parámetros geo eléctricos de los acuíferos y sus propiedades Hidrogeológicas.

El subsuelo es el medio natural en el que se almacena el 1,7% de reservas de agua dulce (USGS, 2016). Representa una diversidad de sedimentos constituidos por partículas no consolidadas de minerales, materia orgánica o rocas preexistentes que pueden ser de origen volcánico (volcano-sedimentos). Estos sedimentos son transportados por la gravedad, agua, hielo, fenómenos de remoción de masa o la actividad química y biológica del medio a zonas de acumulación donde posteriormente conforman rocas (Nichols, 2013). Por otra parte, las rocas se componen por uno o más minerales con propiedades físicas y químicas definidas, y a su vez se integran en Formaciones, Grupos, y Unidades Geológicas. Su comportamiento y características (p.e. porosidad, permeabilidad) determinan los flujos de agua subterráneos, tipos de acuíferos y calidad de agua.

2.1. Ciclo Hidrológico

En la naturaleza el agua sigue un movimiento cíclico permanente accionado por la energía solar y la fuerza de la gravedad (Martínez et.al., 2006). Con fines descriptivos se plantea el inicio del ciclo con la evaporación del agua en los océanos hacia la atmósfera debido a que éstos acumulan el 87% del recurso disponible en el planeta ($23,4 \times 10^6 \text{km}^3$), mientras que la evaporación del continente hacia la atmósfera es de 13% (Barry & Chorley, 2009). El agua en la atmósfera (0,04%) se encuentra en estado gaseoso, se condensa y da origen a las precipitaciones (lluvia, nieve). Parte de éstas contribuyen a la escorrentía superficial o agua que fluye por la superficie de la tierra y llega a los ríos (0,01%), lagos y pantanos (0,3%). Otra proporción (14-16%) se infiltra en la superficie y subsuperficie atravesando sedimentos, volcano-sedimentos o rocas que componen las Formaciones Geológicas. No obstante, el agua que se infiltra puede permanecer retenida en la zona radicular de las plantas y ser devuelta a superficie por medio del fenómeno de capilaridad, mientras que, otra parte percola hasta constituir acuíferos (Figura 3) (Barry & Chorley, 2009; Bosch, 2014).

Figura 3. Esquema modificado del ciclo hidrológico y almacenamiento de agua, componentes y flujos del agua.



Los intercambios de ciclos se refieren al 100 por ciento que equivalen a la precipitación global media anual de 1130 mm. Las cifras porcentuales de almacenamiento de agua atmosférica y continental son porcentajes de agua dulce. Las aguas saladas del océano constituyen el 97 por ciento de toda el agua. Modificado de <https://cienciasafa.wordpress.com/2015/11/10/unidad-6-la-hidrosfera/ciclo-del-agua-2/>. Los valores de los porcentajes de almacenamiento de agua fueron tomados de Barry & Chorley, 2003.

Considerando que las condiciones climáticas, topográficas, Geológicas, de uso y ocupación del suelo, e influencia de las actividades antrópicas pueden condicionar o modificar el ciclo hidrológico (Chow et al, 1994), es indispensable analizar y estudiar sus componentes principales (Figura 3). A la vez, la comprensión de estos aspectos contribuye de forma significativa al conocimiento de la distribución del agua y su aprovechamiento como recurso natural (Heath, 1983).

2.2.8. Evaporación

Representa el cambio de estado del agua de fase líquida a gaseosa debido al incremento de energía cinética proveniente de la radiación solar a través de la transferencia de calor (Figura 3) (Thompson, 2002). La tasa de evaporación del agua desde las superficies de mares, ríos, lagos y suelos depende de la cantidad de energía disponible, la diferencia entre las presiones de vapor de saturación en la superficie del agua y aire, y la velocidad del viento (Barry & Chorley, 2009). Incluye también la evaporación del agua desde las superficies de las plantas (p.e. hojas, estomas, lentículos de la corteza) por interceptación, transpiración y adsorción de la humedad del suelo desde las raíces (Thompson, 2002). Este proceso es conocido como evapotranspiración (Hudak, 2005) y está controlado tanto por factores meteorológicos (suministro de energía, presión de vapor) como por las características y distribución de las plantas y humedad del suelo (Barry & Chorley, 2009).

2.2.9. Precipitación

Se refiere a la caída de agua por gravedad a la superficie terrestre en forma de lluvia, niebla, granizo o nieve (Figura 3) (Maderey & Román, 2005). En general, en las regiones tropicales únicamente la lluvia contribuye de forma significativa a la precipitación total, por tanto, su descripción consiste en caracterizar la intensidad, extensión superficial y frecuencia de la precipitación (Barry & Chorley, 2009).

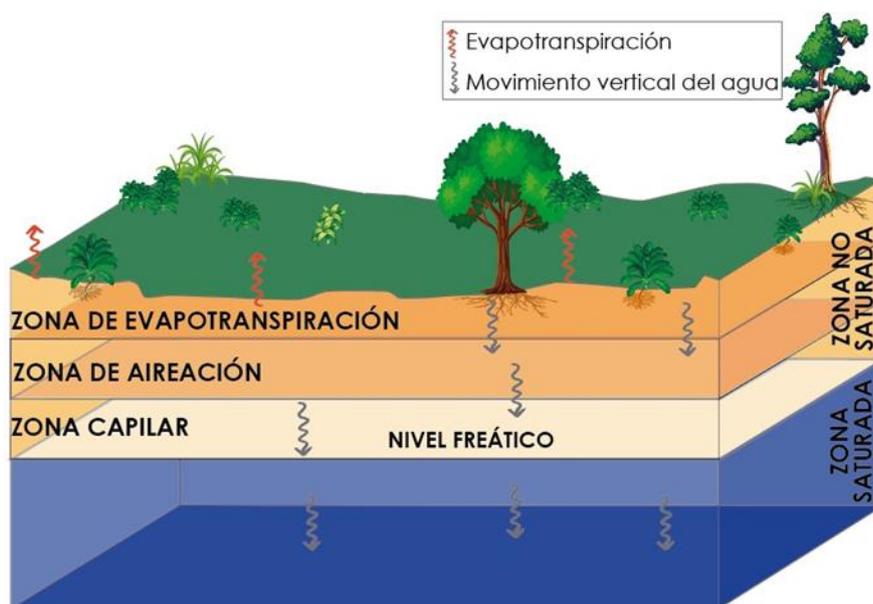
2.2.10. Escorrentía

Corresponde a la porción de la precipitación que pasa por un punto específico en un determinado periodo de tiempo (Custodio & Llamas, 1972). Se denomina escorrentía superficial al agua que circula por un punto localizado sobre la superficie del suelo (Figura 3). Se produce cuando la tasa de precipitación excede a la tasa de infiltración (Todd & Mays, 1980). Este tipo de escorrentía aporta al cauce fluvial de corrientes perennes, intermitentes y efímeras (Maderey & Román, 2005). Por otra parte, cuando el agua trata de llegar a la zona saturada, esta circula a través de poros profundizándose por percolación denominada escurrimiento subterráneo (Figura 4) (Custodio & Llamas, 1983).

2.2.11. Infiltración

Representa el movimiento del agua desde la superficie terrestre al subsuelo (Figura 3) (Maderey & Román, 2005). Depende de factores como la condición de la superficie (topografía), cobertura vegetal, textura del suelo, porosidad, contenido de humedad, grado de compactación, y conductividad hidráulica (Hudak, 2005). En este proceso se pueden considerar tres zonas (Figura 4). La zona de evapotranspiración donde el agua contenida en la parte externa del suelo retorna a la atmósfera por evaporación y transpiración de las plantas. La zona de aireación en donde el movimiento del agua es de forma vertical por acción de la gravedad hacia estratos de baja permeabilidad parcialmente saturados (aire y agua). Y la zona de saturación en la cual los intersticios de los sedimentos o volcanosedimentos contienen agua sin presencia de aire (Figura 4.) (Maderey & Román, 2005).

Figura 4. Distribución vertical del agua en las Formaciones Geológicas.



Modificado de <https://sites.google.com/site/ctmhidrosfera/home/aguas-continenciales>

La distribución de la infiltración con respecto a la profundidad determina el tipo de zona y movimiento del agua. Cuando el suelo está completamente saturado, el movimiento del agua se rige por la gravedad y la permeabilidad define una mayor o menor facilidad de movimiento. Ahora bien, si el suelo no está saturado predomina la difusión capilar y el desplazamiento del agua está determinado por la gravedad y evaporación. En este caso la velocidad de circulación dependerá de los límites de humedad del suelo, es decir, si la

humedad del suelo es uniforme en todos los puntos no existiría movimiento (Figura 4) (Braja, 2015).

2.2.12. Balance hídrico

El balance hídrico es una herramienta que permite la evaluación de los procesos hidrológicos que operan dentro de un determinado tiempo e incorpora principios de masa y continuidad energética. De esta forma, el ciclo hidrológico se define como un sistema cerrado en el que no hay masa o energía creada o perdida dentro de ella, es decir, que las diferencias entre las entradas y salidas son condicionadas por la variación del volumen almacenado (Davie, 2002). Considera como variables hidrológicas la precipitación (P), evapotranspiración (ET), escorrentía (E), infiltración (I), y almacenamiento (ΔS) (Claro, 1991). Se determina a través de la siguiente expresión (Expresión 1):

$$P = ET + E + I + \Delta S \quad (1)$$

2.3. Suelo y Roca

La mayor parte de los suelos que cubren la superficie de la tierra están compuestos por solidos (material mineral, materia orgánica), líquidos (fundamentalmente agua), y gases (aire y vapor de agua). Están formados por la meteorización de las rocas; así mismo, las propiedades físicas del suelo se establecen principalmente por los minerales que son parte de las partículas del suelo (Custodio & Llamas, 1972).

Otros factores formadores del suelo son el clima, los organismos vivos, el relieve del terreno y el tiempo. Su acción determina la dirección, velocidad y duración de los procesos de formación. La desintegración de la roca sólida en partículas minerales cada vez más finas y la acumulación de materia orgánica en el suelo requieren un tiempo muy largo, por lo común de miles de años (Porta et al., 2003).

El suelo está constituido por diferentes capas o láminas llamadas horizontes; el arreglo de los horizontes en el suelo se denomina perfil edáfico. Los horizontes se definen como una capa de suelo aproximadamente paralela a la superficie, con características producidas por los procesos de formación, la textura, el espesor, el color, la naturaleza

química y la sucesión de los diferentes horizontes que caracterizan un suelo y determinan su calidad. Los niveles que resultan de los procesos de formación de un suelo se clasifican en seis grupos u horizontes principales O, A, B, C, D (Figura 5). La mayoría de los suelos desarrollados poseen al menos los horizontes A, B, C, otros suelos no tan desarrollados carecen de estos horizontes (Hilda, 2010).

Figura 5. Esquema del perfil del suelo, dividido en horizontes.



Fuente: https://www.todo-argentina.net/ecologia/medio_fisico/suelo.php?idpagina=1836

2.3.1. Clasificación de Suelos

Existen varios criterios para realizar una clasificación del suelo dependiendo de la zona geográfica y de los factores que lo afectan.

2.3.1.1. Clasificación de Suelos desde la Ingeniería.

Braja, (2015) reporta que los suelos se clasifican en dos grandes grupos:

- AASHTO, usado en construcción de carreteras.
- SUCS, usado en Ingeniería Geotécnica.

Para el presente trabajo conviene enfocarse más en el grupo SUCS.

Sistema Unificado de Clasificación de Suelos (SUCS)

Este sistema fue desarrollado por Arthur Casagrande (1948) y se utiliza principalmente para describir la textura y el tamaño del suelo. Dentro de esta clasificación se puede encontrar dos clasificaciones (Braja, 2015):

- **Suelos gruesos:** Se dividen principalmente en gravas y arena.
- **Suelos finos:** Se divide en: Limos inorgánicos (M), arcillas inorgánicas (C) y limos y arcillas orgánicas (O) (Braja, 2015).

Con esta clasificación, a su vez se obtiene los siguientes suelos:

- OL: Limos y arcillas orgánicas.
- CL: Arcillas inorgánicas de baja compresibilidad.
- CH: Arcillas inorgánicas de alta compresibilidad.
- MH: Limos inorgánicos de alta compresibilidad.
- OH: Arcillas y limos orgánicas de alta compresibilidad

2.3.1.2. Clasificación de Rocas

Las rocas se clasifican según su modo de formación u origen en tres grupos: Ígneas, Sedimentarias y Metamórficas; y cada grupo contiene a su vez gran variedad de tipos de roca que difieren entre sí por su composición y textura.

Las rocas ígneas se forman por el enfriamiento y la solidificación del *magma* expulsado del manto de la Tierra, la misma que a veces cesa su movilidad bajo la superficie terrestre y se enfría para formar rocas ígneas intrusivas que se llaman *plutónicas* (Gill, 2010). Las rocas intrusivas formadas en el pasado pueden estar expuestas en la superficie como resultado de un proceso continuo de la erosión de los materiales que las cubrían (León, 2015). Mientras que las rocas sedimentarias se forman a partir de la acumulación de sedimentos a través de procesos de erosión y meteorización, de modo que podemos tener sedimentos (material no consolidado) y rocas sedimentarias (material consolidado), conforman depósitos de grava, arena, limo y arcilla (Stow, 2005). Las rocas metamórficas se forman por la transformación de otras rocas preexistentes debido a factores externos como la variación de la presión y la temperatura, estos factores provocan la recristalización y formación de nuevos minerales (Kornprobst, 2003)

2.3.2. Características y Propiedades Físicas de Suelos y Rocas

Los suelos y rocas poseen características físicas únicas e inconfundibles como las señaladas a continuación:

2.3.2.1. Tamaño del grano

Las dimensiones de los “granos” individuales (aquí, en un sentido general, significan fragmentos o cristales) en una roca se pueden medir en milímetros o centímetros. Algunos granos son tan pequeños que no se pueden ver sin un microscopio, mientras que, otros son tan grandes como un puño. Otros granos son iguales, lo que significa que tienen las mismas dimensiones en todas las direcciones; al ser desiguales indican que las dimensiones no son las mismas en todas las direcciones. En algunas rocas, todos los granos son del mismo tamaño, mientras que otras rocas contienen una variedad de tamaños de grano (Geotecnia Facial, 2020). En la Tabla 1 se muestran las clasificaciones del tamaño de grano, de acuerdo con diferentes organizaciones.

Tabla 1. Muestra el tamaño de granos en milímetros descrito por varias organizaciones.

Nombre de la organización	Tamaño de grano (mm)			
	Grava	Arena	Limo	Arcilla
Instituto de Tecnología de Massachusetts (MIT)	>2	2 a 0.06	0.06 0.002	a <0.002
Departamento de Agricultura de E.U. (USDA)	>2	2 a 9.95	0.05 0.002	a <0.002
Asociación Americana de Carreteras Estatales y Oficiales del Transporte (AASHTO)	76.2 a 2	2 a 0.075	0.075 0.002	a <0.002
Sistema Unificado de Clasificación de Suelos (Cuerpo de Ingenieros del Ejército de E.U., Oficina de Reclamación de E.U., Sociedad Americana para Pruebas y Materiales)	76.2 a 4.75	4.75 a 0.075	Finos (p.e. limos y acillas)	<0.075

Fuente. (Brajaj, 2015)

2.3.2.2. Composición

El término composición de rocas se refiere a las proporciones de diferentes sustancias químicas que componen la roca. La proporción de productos químicos, a su vez, afecta la proporción de diferentes minerales que constituyen la roca (Davie, 2002).

2.3.2.3. Textura

Se refiere a la disposición de los granos en una roca, es decir, la forma en que los granos se conectan entre sí y si los granos desiguales están alineados paralelamente entre sí (Escuela Centroamericana de Geología, 2014).

Es por ello que Soto (2005) propone diferentes variedades de texturas para cada tipo de roca. Rocas ígneas: textura vesicular caracterizada por poseer vesículas a causa de lavas cargadas de gases; textura porfírica en la cual se observan cristales bien desarrollados (fenocristales), contenidos en una matriz vítrea, textura fanerítica presenta cristales de diversos tamaños que han crecido unos entre otros. Rocas sedimentarias: textura clástica; compuestas por restos de otras rocas de diversos tamaños, formas y composición (detritos), los espacios vacíos que se presentan en los sedimentos, son rellenados con cemento este puede ser, calcáreo, silíceo, fosfático, entre otros. Estas rocas pueden componerse por detritos (fragmentos) mayores a 2 mm de diámetro (grano grueso), tamaños entre 2 mm y 1/16 mm (grano medio) y menores de 1/16 mm (grano fino). Rocas metamórficas: textura cataclástica originada de deformación mecánica de rocas duras que se encuentran fracturadas, fragmentadas, pulverizadas o rayadas; textura no foliada no están ni fragmentadas ni exfoliadas, se ha producido germinación de cristales metamórficos de diversas formas y tamaños; textura foliada los detritos forman una textura y estructura hojosa o laminar (en apariencia) que se puede aplicar a cualquier estructura paralela.

2.3.2.4. Estructura

Es la distribución y orden especial de los cristales o granos dentro de la roca a escala macroscópica y microscópica (Williams G, 2010).

Según Soto (2005) las principales estructuras de suelos y rocas (ígneas y metamórficas) son: piroclástica, es producto de lavas expulsadas a la atmósfera que llegan a fragmentarse en diversos tamaños; fluidal presenta una estructura de corriente,

compuesta de fajas vítreas y cristalizadas de manera alternada; de bloque la apariencia es de bloques irregulares compactos (mayores a 25 cm.) mezclados dentro de lavas consolidadas; de aglomerado se forma por erupciones sucesivas a través de fisuras.

La organización de capas rocosas está compuesta de bloques, brechas, almohadillas, troncos, y otros, todas mezcladas en caos. Éstas son definidas por bandas de diferentes composiciones o texturas presentes en diversos tipos de cuerpos rocosos. Por ejemplo, la organización de capas de presentes en rocas sedimentarias se denomina estratificación (Todd & Mays, 2004).

2.3.2.5. Humedad del suelo

Se refiere a la cantidad de agua retenida por el suelo que depende de las propiedades físicas (p.e textura, estructura) (Custodio & Llamas, 1972). No obstante, en un estudio realizado por Ibáñez & Manríquez (2013) se menciona que la mayoría de suelos son excelente drenaje interno a causa de su alta porosidad; por lo que, tal hecho ocurre predominantemente en pendientes altas del terreno. Mientras que Besoain et al., (2010) determinó que, dependiendo de la humedad de la ceniza, proveniente de la actividad volcánica, se constituye un depósito de ceniza, ya que, se trata de un depósito no-consolidado, formado esencialmente por partículas de vidrio vesicular, alta capacidad de retención de agua e intensa liberación de nutrientes, se favorece una rápida colonización vegetal.

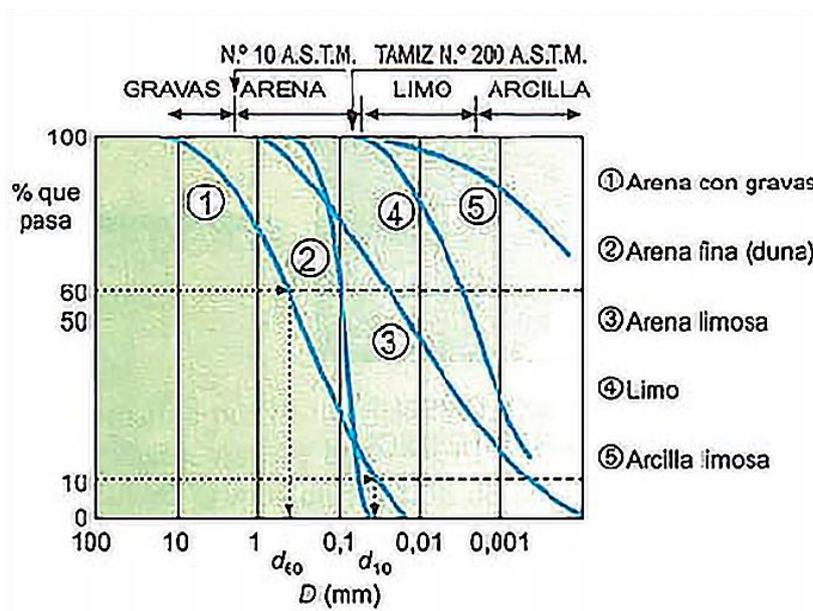
En este sentido, el contenido de humedad se mide por medio de método gravimétrico que consiste en la desecación de la muestra representativa de suelo en una estufa, se pesa y se introduce en una estufa durante 24 horas a 105-110° C, dando un nuevo peso. Método densimétrico se basa en medir el contenido de humedad del suelo por medio de las densidades del mismo mediante un picnómetro (frasco para determinar la densidad de los cuerpos) y el método eléctrico que consiste en medir la humedad del suelo por medio de la absorción de agua hasta alcanzar el equilibrio mediante un tensiómetro (Maderey & Román, 2005; Custodio & Llamas, 1972).

2.3.3. Distribución Granulométrica

La granulometría o distribución granulométrica de una muestra es un procedimiento manual o mecánico por medio del cual se separan los granos de una muestra no consolidada previamente seca y pesada para pasarla por una pila de tamices que tienen aberturas progresivamente más pequeñas, según el método de análisis de tamices estándar ASTM C136 / C136M-19 de la Sociedad Estadounidense de Pruebas y Materiales para el análisis de tamices de agregados finos y gruesos (ASTM, 2019). Luego se agitan los tamices, de tal manera que contengan en cada malla granos de mayor diámetro que el tamaño de la malla, así se pueden conocer las cantidades en peso de cada malla de la muestra (Woessner & Porter, 2020; Dorador, 2017).

Una vez obtenidos los pesos de cada tamaño se expresan como porcentajes retenidos en cada malla con respecto al total de la muestra; esto debido a que, estos porcentajes retenidos se calculan tanto parciales como acumulados, en cada malla, ya que con estos últimos se procede a trazar la curva granulométrica (Figura 6); es así que a esto se lo denomina como granulometría (Cañas, 2017).

Figura 6. Curva Granulométrica



La curva de distribución de tamaño de grano porcentual acumulado para un cierto número de datos, se distinguen las diferentes zonas 1) arenas con gravas, 2) arena fina, 3) arena limosa, 4) limo, 5) arcilla limosa. Fuente. Vallejo, (2002)

Según Woessner & Porter (2020) la distribución de tamaño de grano se describen por su tamaño de grano efectivo (tamaño de grano para el cual el 90% de la muestra es más gruesa que ese valor, que es d_{90} porcentaje acumulativo retenido o d_{10} porcentaje acumulativo más fino) y el tamaño de grano mediano (d_{50} tanto para el porcentaje acumulado retenido como para el porcentaje acumulativo más fino). El coeficiente de uniformidad, proporciona información acerca de qué tan uniformes (con uniforme que significa tamaño similar) son los tamaños de grano dentro de la muestra: coeficiente de uniformidad = d_{40} / d_{90} para el porcentaje acumulado de datos retenidos y d_{60} / d_{10} para el porcentaje acumulado de datos más finos. Si la razón es menor que dos, la muestra se considera bastante uniforme. Una curva de distribución de tamaño de muestra perfectamente uniforme es una línea vertical en un gráfico de distribución de tamaño de grano (todos los granos son del mismo tamaño) y tiene un coeficiente de uniformidad de uno.

2.4. Acuíferos

Los acuíferos son estratos, capas, formaciones, unidades o grupos Geológicos que contienen agua y permiten su transmisión a través de los poros y fracturas de las rocas (sedimentarias, ígneas o metamórficas) y sedimentos (gravas, arenas, limos, arcillas).

En este sentido, estratos o formaciones que no almacenan ni permiten la circulación del agua se denominan acuífugos y son de naturaleza impermeable. Mientras que, aquellos que almacenan agua en bajas cantidades, pero no la transmiten se definen como acuícludos, en contraste con los acuíferos que sí permiten la transmisión de agua a tasas menores que los acuíferos debido a que están constituidos por estratos o formaciones semipermeables (Bear, 2013) (Figura 7).

2.4.1. Clasificación de los acuíferos

Los acuíferos se clasifican de acuerdo con la presión hidrostática en libres, colgados, confinados y semiconfinados.

Acuífero libre

Se caracteriza debido a que el agua se encuentra en contacto con el aire, es decir, no existe mayor presión que la atmosférica (Custodio & Llamas, 1976). El límite superior de

la zona saturada forma una superficie libre denominada superficie freática. Esta superficie es variable y depende de la forma y pendiente del terreno, la ubicación de las zonas de recarga y descarga, y la permeabilidad (Figura 7) (Todd & Mays, 1980).

Acuífero colgado

Se clasifica como un tipo de acuífero libre que se forma por la presencia de estratos impermeables de pequeña extensión (p.e. lentes) localizados dentro de estratos permeables. El agua que circula en sentido vertical a través de la zona no saturada puede ser interceptada por estos estratos impermeables formando cuerpos de agua aislados del cuerpo principal. Este tipo de acuífero es común en terrenos volcánicos donde estratos de ceniza de baja permeabilidad se presentan entre cuerpos permeables de rocas basálticas (Figura 7) (Fetter, 2001).

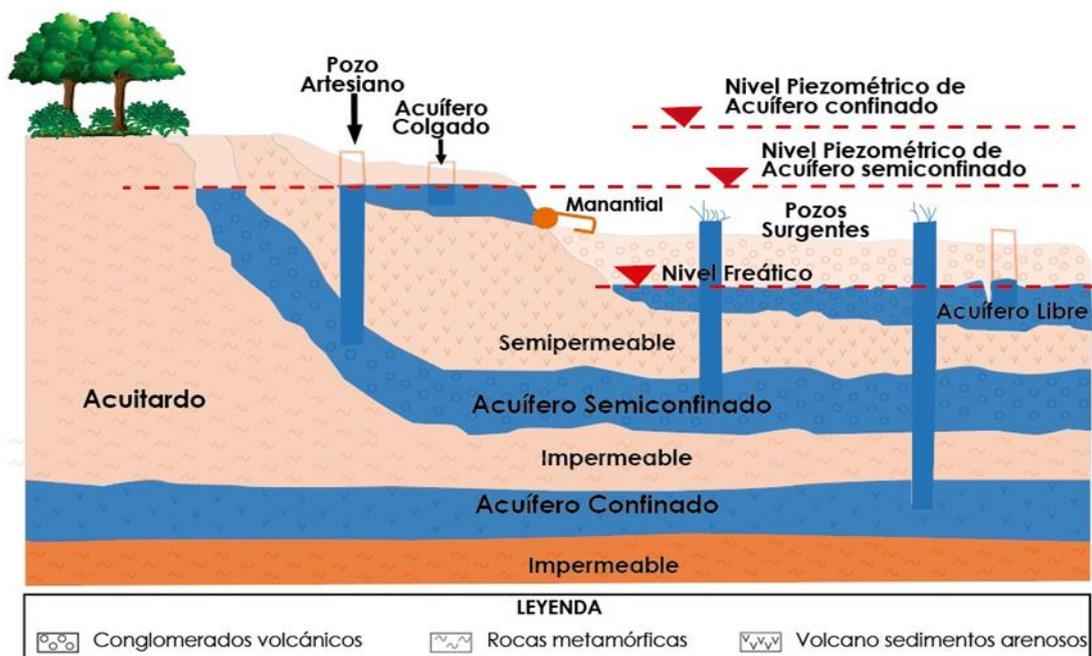
Acuífero confinado

En este caso el agua se encuentra sometida a una presión mayor que la presión atmosférica debido a la presencia de estratos o formaciones impermeables que limitan el estrato permeable el cual está completamente saturado. Debido a la presión hidrostática no existe superficie real de la zona saturada, sin embargo, se determina la superficie piezométrica (potenciométrica) que coincide con el nivel hidrostático del agua en el acuífero (Figura 7) (Otalvaro, 2011).

Acuífero semiconfinado

Son acuíferos completamente saturados de agua y limitados ya sea hacia la base o techo, o por ambos, por un estrato o formación semipermeable (acuitardo). Este caso permite que haya un flujo entre acuíferos que se encuentran separados por el acuitardo en función de las diferencias de presión (Figura 7) (Bosch, 2014).

Figura 7. Tipos de acuíferos: libre, colgado, confinado, semiconfinado, mostrando los niveles de agua así como también la litología



Fuente: Modificado de Bonilla (2013)

2.5. Parámetros Hidrogeológicos que rigen el movimiento del agua subterránea

2.5.1. Porosidad del medio

La porosidad de los materiales terrestres se origina en dos fases: 1) durante el depósito de sedimentos, litificación o enfriamiento de roca volcánica; y 2) después de la acumulación de sedimentos al estar expuestos a otras condiciones tales como compactación, meteorización, fractura y / o metamorfismo. Como resultado, las rocas y suelos pueden tener porosidades dominadas por condiciones primarias durante el proceso de formación de la roca o suelo, y secundarias después de la formación o ambas (Woessner & Porter, 2020).

Porosidad Total

La porosidad total (n) o también llamada porosidad total, determina la capacidad de un acuífero de almacenar agua, se expresa a través de la relación de volumen entre su parte

vacía (V_v) u ocupada por aire/agua (V_s) y su volumen total ($V_T = V_v + V_s$). (Custodio & Llamas, 1983) (Expresión 2):

$$n = \frac{V_v}{V_T} \quad (2)$$

Porosidad efectiva

La porosidad efectiva (n_e) expresa la relación entre el volumen de poros interconectados (V_{ve}) por donde el fluido (agua, aire) transita y el volumen total (V_T) del material que conforma el acuífero (Custodio & Llamas, 1983) (Expresión 3):

$$n_e = \frac{V_{ve}}{V_T} \quad (3)$$

En la Tabla 2 se muestra los rangos de valores de porosidad total y efectiva para diferentes tipos de suelos y rocas.

Tabla 2. Rangos más usados en porosidad total y eficaz.

Material	Porosidad Total (%)	Porosidad efectiva (%)
Gravas	25 a 40	15 a 35
Arenas	25 a 50	10 a 40
Arenas limosas	20 a 45	3 a 6
Arcillas arenosas	30 a 55	0 a 2
Arcillas	40 a 70	0 a 2
Turba	40 a 75	0 a 1
Caliza micrítica	0 a 6	0 a 1
Caliza carstificadas	1 a 30	0,5 a 25
Rocas cristalinas sanas	0 a 4	0 a 1
Rocas cristalinas sanas fracturadas	1 a 12	1 a 5
Granitos alterados	20 a 45	10 a 30

Fuente: Modificado de Bosch, (2014)

Porosidad primaria

Se origina durante la formación de suelo o roca, afectados por varios factores como: la forma y el empaquetamiento de los granos, la distribución del tamaño de los granos (clasificación y uniformidad) y la porosidad de las partículas en sí (Figura 8). El grado de

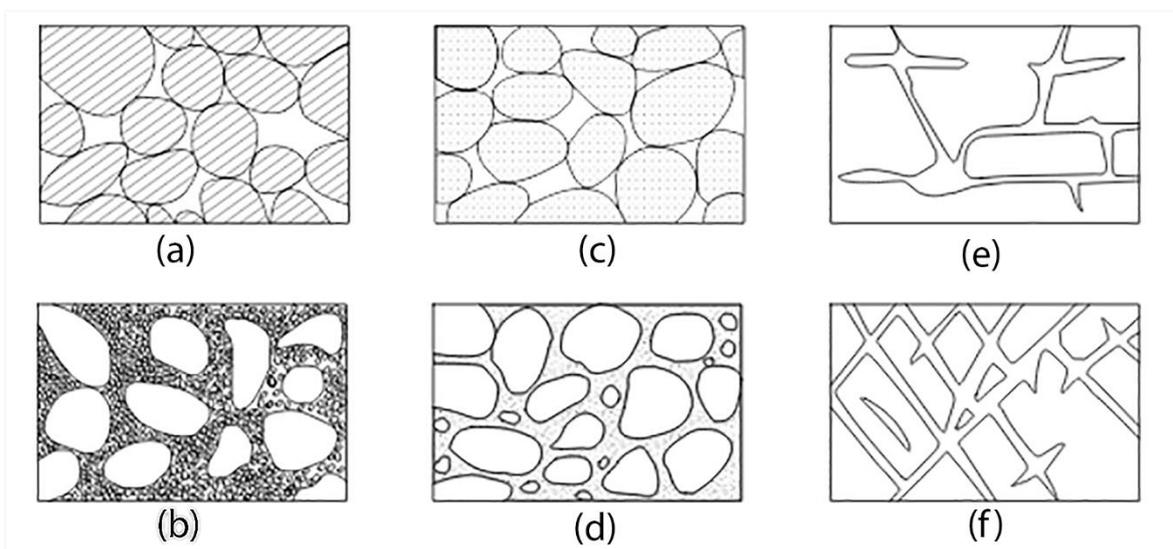
cementación durante la litificación de rocas sedimentarias, influyen en la porosidad de los suelos y rocas. (Woessner & Porter, 2020).

Porosidad secundaria

La porosidad secundaria se forma por procesos de meteorización, fractura y / o disolución (Figura 8), los cuales ocurren después de la litificación de los sedimentos es por ello que pocas rocas poseen porosidad primaria ya que cuando se forman generalmente quedan muy pocos espacios o poros. Ya sea que la porosidad sea primaria o secundaria, las propiedades combinadas se incluyen en la porosidad efectiva. En la mayoría de los casos, el desarrollo de porosidad secundaria aumenta la porosidad efectiva de un material poroso (Woessner & Porter, 2020).

La Figura 8 muestra la relación entre la porosidad de las condiciones de formación, así se puede distinguir la porosidad primaria ligada a procesos de formación (Figura 8a, b, c, y d), mientras que la porosidad secundaria se forma de procesos posteriores como la disolución (Figura 8e) y fracturamiento (Figura 8f) (Freeze & Cherry, 1979).

Figura 8. Relación entre porosidad y textura



Depósito sedimentario bien seleccionado con alta porosidad; (b) depósito sedimentario pobremente seleccionado con baja porosidad; (c) depósitos sedimentarios bien seleccionados compuesto de guijarros que son porosos, de modo que este depósito tiene una porosidad muy alta; (d) depósito sedimentario bien seleccionado cuya porosidad ha sido reducida por la acumulación de materia mineral en los intersticios; (e) roca con porosidad debida a disolución; (f) roca con porosidad debida a fracturamiento Modificado de Freeze & Cherry, (1979)

Caudal específico y retención específica.

Retención específica (S_r) es el volumen de agua retenido en la estructura del material y se calcula como la diferencia entre la porosidad total (n_T) y la porosidad eficaz (n_e), y está sometida a fuerzas de sucesión mayores a las correspondientes a las del caudal específico (Martínez et al., 2006) (Expresión 4):

$$S_r = n_T - n_e \quad (4)$$

Caudal específico (S_y) es razón entre el volumen de agua que un suelo o roca libera (V_y), sobre la influencia de la gravedad, y el volumen total de la roca o suelo (V_t) (Fetter, 2001) (Expresión 5):

$$S_y = \frac{V_y}{V_t} \quad (5)$$

La retención específica y el caudal específico están en función del tamaño de grano de los materiales, es por ello por lo que se suele diferenciar la porosidad primaria como aquella simultánea a la formación de depósito o muy ligeramente modificada, en comparación a la secundaria, en la que procesos tales como la disolución, fracturación y fisuración pueden variar los valores iniciales (Bosch, 2014).

La Tabla 3 muestra los porcentajes de porosidad total, eficaz, y retención específica para un grupo de rocas (consolidadas y no consolidadas) tomadas por Fetter (2001).

Tabla 3. Muestra los porcentajes estimados de porosidad total, eficaz, y retención específica para un grupo roca.

Sedimentos	Porosidad total (n%)	Porosidad eficaz (n_e%)	Retención específica (n_s%)
Suelo	55	40	15
Arcilla	50	2	48
Arena	25	22	3
Grava	20	19	1
Carbonatos	20	18	2
Arenisca	11	6	5
Granito	0.1	0.09	0.01

Sedimentos	Porosidad total (n%)	Porosidad eficaz (n_e%)	Retención específica (n_s%)
Basalto	11	8	3

Fuente (Fetter, 2001)

La porosidad total, el caudal específico y la retención específica representan, cada uno, una relación entre un volumen de agua y el volumen total de un material, y están relacionados como se indica en la Expresión 6. Cuando se conocen dos de los parámetros, se puede calcular el tercero (Woessner & Porter, 2020).

$$n = S_r + S_y \quad (6)$$

2.5.2. Permeabilidad

La permeabilidad (k) es la facilidad que un material ofrece al ser atravesado por un fluido, en este caso el agua. Es decir, que la permeabilidad efectiva es directamente proporcional a la conductividad hidráulica (León, 2015).

2.5.3. Carga hidráulica

La carga hidráulica (i) representa la pérdida de energía (Δh) por unidad de longitud de camino recorrido que experimenta el agua al circular a través de un medio poroso (Δl) (Martínez et al., 2006) (Expresión 7):

$$i = \frac{\Delta h}{\Delta l} \quad (7)$$

El gradiente hidráulico se determina a partir de mapas de niveles de agua o superficies potenciométricas utilizando niveles de agua tomados en el lugar objeto de estudio durante un tiempo específico. Es imprescindible estimar valores de los gradientes hidráulicos tanto verticales como laterales del lugar. Los gradientes verticales son útiles en la evaluación del potencial para analizar las direcciones de flujo por capas superiores o inferiores, así como la capacidad de fluir del agua subterránea entre acuíferos adyacentes. Los gradientes hidráulicos verticales pueden ser determinados mediante comparación de niveles de agua en múltiples pozos con supervisión en puntos individuales a diferentes profundidades verticales (Alvarado & Vergara, 2017).

2.5.4. Ley de Darcy

La Ley de Darcy (v) es la velocidad de un fluido a través de un medio poroso, se determina como el producto del gradiente hidráulico (i) y la conductividad hidráulica (k) (Expresión 8) (Martínez et al., 2006).

$$\vec{v} = -\vec{i} \times k \quad (8)$$

En donde, aunque los vectores velocidad y gradiente hidráulico, aun con la misma dirección tienen sentido contrario (Martínez et al., 2006).

Esta velocidad no es la velocidad real con la que se mueve el agua por un medio poroso debido a que la Ley de Darcy considera que el flujo se mueve en toda el área. No obstante, en la realidad el flujo se mueve a través de los poros interconectados del material del acuífero (Martínez et al., 2006).

2.5.5. Conductividad hidráulica

La conductividad hidráulica (K) depende de una propiedad característica del medio poroso llamada permeabilidad intrínseca coeficiente de proporcionalidad que representa la facilidad con la que el agua se mueve a través de un medio permeable (Expresión 9) (Freeze & Cherry, 1979).

Al igual que la porosidad, la conductividad hidráulica de una Formación cerca de la superficie puede ser mayor que la de la misma Formación debajo de la superficie. Esto se debe a que la presión litostática (peso de la Tierra suprayacente) actúa para reducir las aberturas de los poros y las interconexiones (Woessner & Porter, 2020). Estas interconexiones dan lugar a la formación de medios homogéneos que poseen un conjunto uniforme de condiciones (p.e, condiciones favorables para tamaños de poros y conexiones similares; estructuras de sedimentos similares; seguidas de procesos similares de meteorización y fracturación) (Todd & Mays, 2004), mientras que medios heterogéneos poseen condiciones diferentes, estos medios conducen agua en una misma dirección o en diferentes direcciones (isotropía y anisotropía) (Woessner & Poeter, 2020). Por otra parte estas interconexiones pueden darse por fracturas en el medio y se expresan en relación al volumen de material al que se asigna un valor K , el flujo de agua

subterránea en la red de fractura se puede tratar como un continuo y la conductividad hidráulica del sistema se puede utilizar en la ley de Darcy para estimar las tasas de flujo. En ese caso, se supone que las propiedades de transmisión del medio fracturado se comportan como un medio poroso equivalente representado por un valor de conductividad hidráulica en cada dirección primaria.

Snow (1968, 1970), observó que, en general, la conductividad hidráulica de las rocas fracturadas disminuye con la profundidad. Davis & Turk (1964) encontraron que las conductividades hidráulicas de las rocas cristalinas eran significativamente menores a profundidades superiores a los 100 m, mientras que D'Agnesse et al., (1997) observaron que la conductividad hidráulica disminuida de las rocas sedimentarias y volcánicas del Valle de la Muerte, EE. UU., fue más pronunciada entre 330 y 1000 m (Woessner & Poeter, 2020).

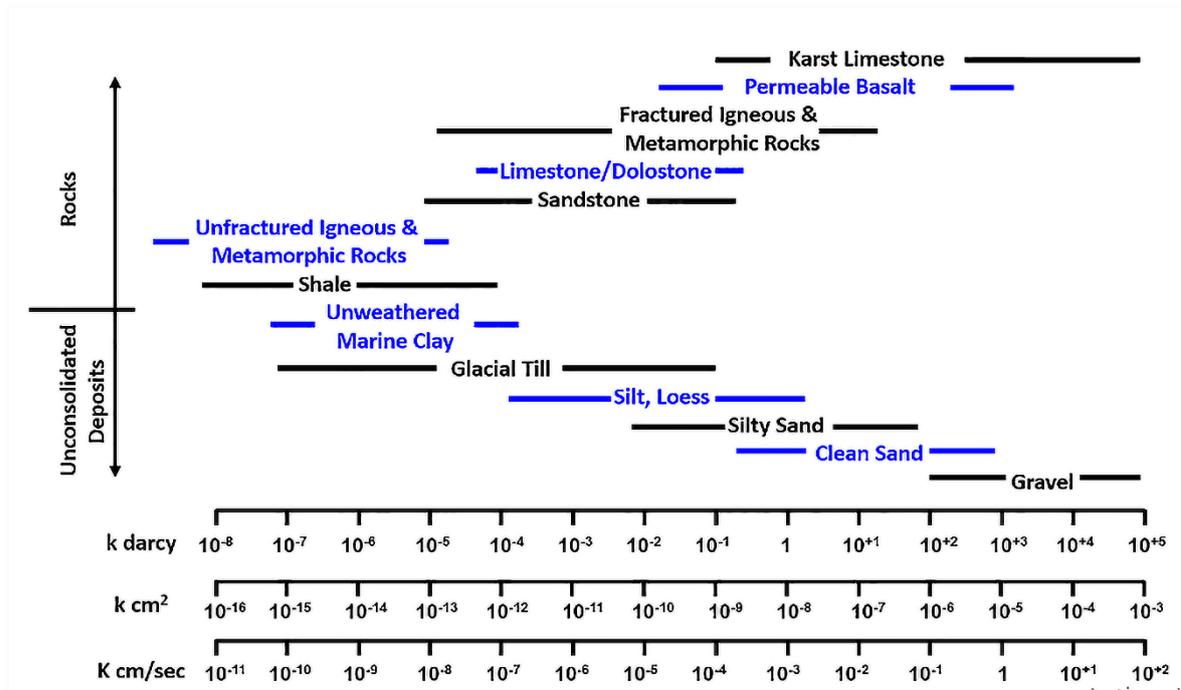
Ciertamente, ocurren algunas condiciones de conductividad hidráulica homogénea, isotrópica y a gran escala, pero la mayoría de las formaciones consolidadas y no consolidadas son anisotrópicas y heterogéneas. La causa principal de la anisotropía a pequeña escala es la orientación de los minerales arcillosos en las rocas sedimentarias, las capas no consolidadas en los sedimentos y los conjuntos de fracturas en los materiales cristalinos.

Considerando la saturación parcial de suelo (zona no saturada), la cual se encuentra sobre el nivel freático. Los espacios poros del suelo están parcialmente llenos de agua y aire, el cual se ve influenciado por la pérdida de continuidad de los poros, por tanto, la conductividad hidráulica deja de ser constante y se rige por la Ley de Poiseuille (1939) ($k = -n \cdot AV/d$, donde k es la conductividad hidráulica, n es la constante de poise, A es el área transversal, V es la velocidad del flujo, d es la distancia recorrida) (Todd & Mays, 2004). Mientras que la saturación total del suelo (zona saturada), se estima cuando los poros están completamente llenos de agua y ésta se encuentra bajo el nivel freático.

La Figura 9 presenta el rango de valores de conductividad hidráulica y permeabilidad intrínseca en tres sistemas de unidades. Los datos muestran que la conductividad hidráulica varía en un amplio rango. Hay algunos parámetros físicos que toman valores que van por encima de 13 órdenes de magnitud. En términos prácticos, esta amplia gama de valores sugiere que puede ser útil un conocimiento de orden de magnitud de la conductividad hidráulica (Woessner & Porter, 2020). A la inversa, implica que, si se

informa un tercer decimal para un valor de conductividad hidráulica, es probable que tenga poca importancia (Freeze & Cherry, 1979).

Figura 9. Rangos de permeabilidad intrínseca, k , y conductividad hidráulica, K , valores.



Los colores alternos se utilizan para facilitar la lectura del gráfico. Para propósitos de conversión, $1\text{cm} / \text{s} = 1.02 \times 10^{-5} \text{cm}^2$ y $1.04 \times 10^3 \text{darcy}$. Fuente: (Woessner & Porter, 2020).

2.5.6. Permeabilidad intrínseca

La permeabilidad intrínseca es función del tamaño de la abertura del poro. Cuanto menor sea el tamaño de poro de los granos de sedimento, mayor será el área de superficie de contacto con el agua. Esto aumenta la resistencia por fricción al agua lo que reduce la permeabilidad intrínseca. Para sedimentos bien clasificados, la permeabilidad intrínseca es proporcional al tamaño de grano del sedimento (Norris & Fidler 1965). Para los depósitos aluviales del tamaño de la arena se han observado varios factores que relacionan la permeabilidad intrínseca con el tamaño del grano (Masch & Denny 1966). Estas observaciones serían válidas para todos los depósitos sedimentarios, independientemente del origen del depósito (Expresión 9) (Fetter, 2001).

$$k = \frac{K\mu}{\gamma} \quad (9)$$

Donde, k es la permeabilidad intrínseca, K es la conductividad hidráulica, γ es el peso específico del fluido y μ es la viscosidad dinámica del fluido (Fetter, 2001). En la Tabla 4 se muestran algunos valores estimados para permeabilidad intrínseca.

Tabla 4. Valores estimados de permeabilidad intrínseca (%)

Permeabilidad Intrínseca	Valores de K cm/seg	Suelo Tipo
Muy permeable	>10E-1	Grava gruesa
Moderadamente permeable	10E-1 a 10E-3	Arena, arena fina
Poco permeable	10E-3 a 10E-5	Arena limosa, arena sucia
Muy poco permeable	10E-5 a 10E-7	Limo y arenisca fina
Impermeable	<10E-7	Arcilla

Fuente. Sanders (1998).

2.5.7. Transmisividad

La transmisividad (T) representa el caudal de agua que se filtra a través de un estrato de forma lateral o vertical de largo unitario y espesor saturado que presenta un gradiente hidráulico unitario (Fetter, 2001) (Expresión 10):

$$T = K * b \quad (10)$$

Donde, K es la conductividad hidráulica del medio y b es el espesor del estrato saturado del acuífero. Este parámetro se obtiene por medio de las pruebas de bombeo, slug test y ensayos de laboratorio (Fetter, 2001).

2.6. Flujo del agua subterránea e interacción con el medio

2.6.1. Formaciones Geológicas que constituyen acuíferos

Las Formaciones Geológicas pueden albergar acuíferos dependiendo de sus características litológicas y espacios disponibles en éstas para ser ocupados por agua. En este sentido, se denomina poros, intersticios o fisuras a las porciones de roca no ocupadas por materia sólida que pueden contener agua o aire (Bear, 2013). De esta forma, los intersticios o poros de una roca pueden agruparse en dos clases principales. Las rocas o estratos pueden constituir acuíferos de acuerdo con la litología y porosidad como se indica en la Tabla 5.

Tabla 5. Tipos de acuíferos en relación con la porosidad y litología.

Tipo de Porosidad	Tipo de Acuífero	Sedimentos	Rocas Sedimentarias	Carbonatos	Rocas Igneas/ Metamórficas	Rocas Volcánicas	Volcanosedimentos
Intergranular	Acuífero poroso	Arena	Arcosa		Granito- gneis alterado	Basalto- Arenisca alterada	Bloques
		Grava					Bombas
		Arena arcillosa					Lapilli
		Arcilla Arenosa					Ceniza
Intergranular Fracturada	Acuíferos cársticos y Fisurados		Brecha	Caliza biogénica		Toba	
			Conglomerado	Caliza Oolítica		Brecha	
			Arenisca Lutita			Pómez	
Intergranular Carstificación	Acuíferos cársticos y porosos			Calcarenita Calcilutitas			

Fuente: Modificado de Todd, D. K., & Mays, L. W. (1980) y (Vallejo, 2002)

En rocas sedimentarias bien clasificadas, la porosidad máxima es 47.65%, mientras que, para clastos con mala clasificación la porosidad mínima es de 25.95%. Por otra parte, en rocas volcánicas la porosidad es variable, en basaltos oscila entre el 1% y un 12%, mientras que, en la pumita puede llegar hasta el 87%. Si bien este tipo de rocas no presentan una alta porosidad eficaz, la porosidad por fisuración juega un papel importante mejorando su porosidad como acuíferos. Las rocas metamórficas, por otro lado, no presentan una buena porosidad eficaz ya que al pasar por procesos de interperismo se generan fisuras, sin embargo, no todas ellas están interconectadas. Por esta razón, para casos más complejos de sistemas hidrogeológicos de más de un tipo de porosidad el valor de esta generalmente oscila entre el 1% y el 30 % (Martínez et al., 2006).

2.7. Exploración de aguas subterráneas

La exploración o prospección de aguas subterráneas es un conjunto de operaciones o trabajos que permiten la localización de acuíferos para la obtención de agua en cantidad y calidad óptima para un fin específico, siendo esta exploración más costosa que la del estudio de aguas superficiales (Custodio & Llamas, 1972). La exploración de aguas subterráneas se realiza a través de técnicas como la exploración Geofísica, estudios de pozos con ensayos de bombeo, entre otros.

En este sentido, la exploración Geofísica permite establecer las propiedades de la subsuperficie como el tipo de roca, porosidad, contenido y calidad de agua. En función de éstas se definen los parámetros que determinan la presencia del agua subterránea (Todd & Mays, 2004). Los parámetros determinados en los estudios Geofísicos se definen también a través de la aplicación de ensayos de bombeo en pozos. Estos ensayos se basan en el estudio de las variaciones del nivel de agua en un pozo para la colecta de información sobre el pozo y características del acuífero (Villanueva & Iglesias, 1982).

2.7.1. Métodos de campo para estimar la conductividad hidráulica saturada

2.7.1.1. Ensayos de bombeo en pozos

Los ensayos de bombeo estudian el movimiento del agua subterránea en las captaciones como consecuencia del descenso del nivel piezométrico en un punto por bombeo en una captación situada en dicho punto (Villanueva & Iglesias, 1982) (Expresión 11):

$$\frac{d^2h}{dx^2} + \frac{d^2h}{dy^2} + \frac{d^2h}{dz^2} + \frac{F}{K} = \frac{S}{T} \frac{dh}{dt} \quad (11)$$

Donde, h es el potencial hidráulico (nivel piezométrico), F representa las recargas exteriores (verticales, lluvias, etc.), K la permeabilidad del acuífero, S el coeficiente de almacenamiento, T la transmisibilidad del acuífero y t el tiempo. No obstante, dependiendo de la realidad física del ensayo se pueden aplicar las siguientes simplificaciones:

- Si no existen recargas exteriores: $\frac{F}{K} = 0$
- Si el flujo es radial y no existe componente respecto al eje OZ: $\frac{d^2h}{dz^2} = 0$
- Si el régimen es permanente, es decir, no varía el nivel piezométrico con el tiempo: $\frac{S}{T} \frac{dh}{dt} = 0$
- De esta forma, la ecuación se simplifica de la siguiente manera (expresión 12):

$$\frac{d^2h}{dy^2} + \frac{d^2h}{dz^2} = 0 \quad (12)$$

- En consecuencia, se presenta una serie de metodologías de acuerdo con la simplificación de parámetros clasificando los ensayos según el caudal constante y variable, siendo los más utilizados los referentes al caudal constante (Tabla 6).

Tabla 6. Tipos de ensayos de bombeo a caudal constante y métodos de interpretación a usar en el estudio de acuíferos confinados, semiconfinados y libres.

Tipo de Acuífero	Tipo de Ensayo		Método de Análisis
Confinado	Régimen Permanente		Fórmula de Thiem
	Régimen Variable	Interpretación de descensos	Fórmula de Theis
			Aproximación logarítmica de Jacob
		Interpretación de recuperación	Fórmula de recuperación de Theis
Semiconfinado	Régimen Permanente		Fórmula De Glee o de Jacob-Hantush
	Régimen Variable	Interpretación de descensos	Fórmula de Hantush
		Interpretación de recuperación	Análisis de ascensos teóricos
Libre	Régimen Permanente		Fórmula de Thiem y corrección de Jacob
			Fórmula de Dupuit
	Régimen Variable	Interpretación de descensos	Fórmula de Theis
			Aproximación logarítmica de Jacob
			Corrección de Dupuit
			Fórmula de Boulton
			Fórmula de Neuman
	Interpretación de recuperación	Formula de Recuperación de Theis	

Fuente. Modificado de (Rampa, 2008)

Métodos de Régimen permanente

Los métodos de régimen permanente más utilizados corresponden al Método de Thiem (acuíferos confinados), Correcciones de Dupuit (acuíferos libres), y Método de Glee (acuíferos semiconfinados). Estos métodos se basan en la interpretación del nivel de descenso total. En este caso, el nivel permanece invariable o prácticamente invariable luego de cierto tiempo de bombeo o tiempo de estabilización. Por esta razón, se considera que $\frac{S}{T} \frac{dh}{dt}$ es igual a cero (Villanueva & Iglesias, 1982).

A través de estos métodos es posible el compendio de información sobre los valores de depresiones, caudal de bombeo y distancias entre el pozo y piezómetros (pozos de observación). Asimismo, las medidas obtenidas permiten interpretar el ensayo estableciendo el valor de la transmisividad, radio de influencia, y pérdidas de cargas en el pozo. Sin embargo, la disponibilidad de varios piezómetros imposibilita el cálculo del coeficiente de almacenamiento a través de estos métodos debido a que el nivel del agua permanece constante y no se producen vaciados en el acuífero (Villanueva & Iglesias, 1982).

Métodos de Régimen Variable

Los métodos de régimen variable incluyen el método de Thies, Jacob, y Chow. “Interpretan no el descenso total, sino la evolución de niveles a lo largo de la prueba. Son evidentemente más complicados que los de régimen permanente. En ellos el término final $\frac{S}{T} \frac{dh}{dt}$ no se anula” (Villanueva & Iglesias, 1982). Para la aplicación de este enunciado se consideran las siguientes circunstancias (Villanueva & Iglesias, 1982):

- No existen recargas anteriores
- El acuífero es homogéneo e isótropo con respecto a K
- El acuífero es infinito
- El bombeo del pozo es de diámetro cero
- El pozo atraviesa por completo la formación permeable
- El agua que se bombea produce un descenso inmediato del nivel del agua y no vuelve a introducirse en el acuífero
- El flujo de agua hacia el pozo es radial y no tiene componentes verticales
- El caudal de bombeo Q es constante.

Considerando las limitaciones o circunstancias mencionadas e introducidas en la ecuación general se determina la función de pozo $W_{(u)}$ desarrollada por Theis (1935) (Expresión 13) (Villanueva & Iglesias, 1982).

$$W_{(u)} = -0.5772 - \ln u + u - \frac{u^2}{2*2!} + \frac{u^3}{3*3!} + \dots + \frac{(-u)^n}{n*n!} \quad (13)$$

Cooper & Jacob (1946) consideró que para el valor de $u < 0,1$ a un tiempo $t > 2,5r^2 \frac{S}{T}$, y a distancias cortas, t es pequeño y entra en el periodo de validez, obteniendo la siguiente expresión (14) (Vallejo G. d., 2002):

$$u = \frac{r^2 S}{4Tt} \quad (14)$$

Dónde, r es el radio del pozo perforado, S el coeficiente de almacenamiento, T la transmisibilidad, y t el tiempo transcurrido a partir del inicio del bombeo considerando como iniciales las condiciones de reposo.

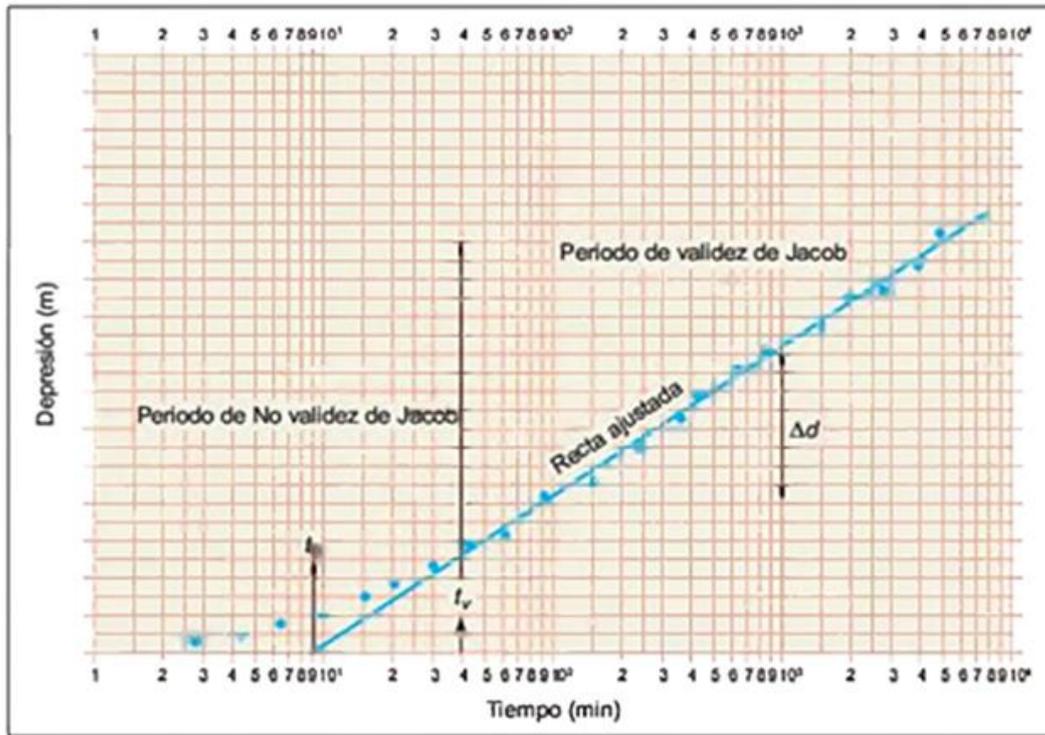
Los datos a trabajar en este caso incluyen los descensos de pozos sin necesidad de contar con pozos de observación. Se procede a interpretar el ensayo a través de la gráfica de descensos dinámicos (escala normal) vs tiempo de bombeo (escala logarítmica), indicando el intervalo de validez como se indica en la Figura 10. De esta forma, se obtiene los valores de transmisividad, coeficiente de almacenamiento y radio de influencia por medio de las siguientes expresiones (Tabla7) (Vallejo, 2002):

Tabla 7. Fórmulas de Jacob para la determinación de T, S, R

Transmisibilidad (T)	Coeficiente de almacenamiento (S)	Radio de Influencia (R)
$T = 0.183 \frac{Q}{\Delta s}$	$S = \frac{2.25 * T * t_0}{r^2}$	$R = 1.15 \sqrt{\frac{Tt}{S}}$
Dónde:	Dónde:	
Q: Caudal de bombeo Δs: Densidad en un ciclo logarítmico	t_0: Intersección de la curva d_t, con el eje t	

Fuente: (Villanueva & Iglesias, 1982)

Figura 10. Recta de Jacob con indicación del intervalo de validez.



Fuente: (Vallejo., 2002)

Pruebas de Slug Test

Esta prueba consiste en la extracción o inyección instantánea de un cierto volumen de agua, y la posterior medición a lo largo del tiempo hasta la recuperación inicial de potencial hidráulico al interior del pozo (Villanueva & Iglesias, 1982). En este caso, se calcula la conductividad hidráulica, transmisividad y el coeficiente de almacenamiento (Martínez et al., 2006).

Para la estimación de estos parámetros es útil el método de Hvorslev (Hvorslev, 1951).

Este método es aplicable cuando $\frac{L_e}{r_s} > 8$ (Expresión 15).

$$K = \frac{r_w^2 \cdot \ln \frac{L_e}{r_s}}{2 \cdot L \cdot t_0} \quad (15)$$

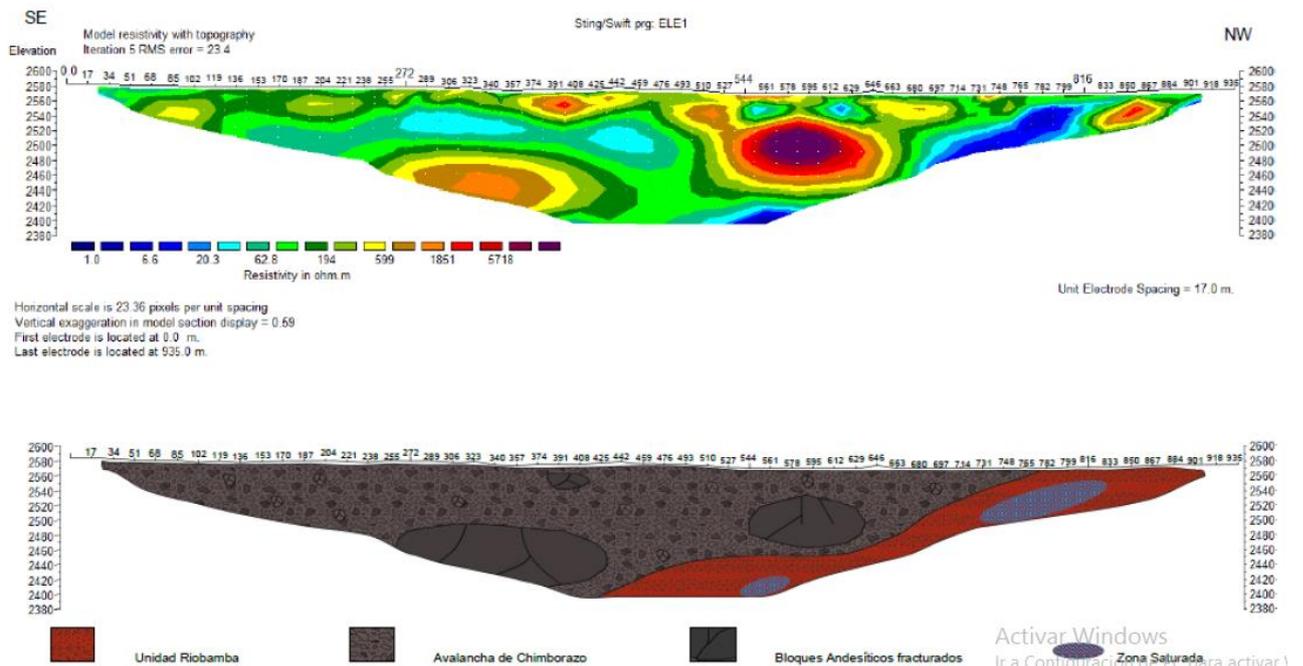
Donde, K representa la conductividad hidráulica [LT^{-1}], r_w el radio de interior de la entubación del sondeo [L], r_s el radio de la rejilla del sondeo (debe incluir el espesor del empaque de grava en el caso de que tenga una conductividad hidráulica más alta que el

del acuífero [L]. L_e Es la longitud de la rejilla del sondeo o la del empaque de grave [L], t_0 el tiempo de recuperación correspondiente a $\frac{H}{H_0} = 0.37$. H_0 representa el nivel que alcanza el agua en el interior del sondeo, respecto al nivel estático inicial (ascenso o descenso), inmediatamente después de la inyección o extracción instantánea del agua [L]. H Indica el nivel de agua al cabo de un tiempo t de recuperación respecto al nivel estático inicial, y L la longitud del empaque de gravas (si es distinta de L_e).

2.7.1.2. Tomografías eléctricas

La tomografía eléctrica es una técnica que permite obtener imágenes 2D de la distribución de la resistividad verdadera en el suelo, fue diseñada combinando los métodos de sondeo eléctrico vertical (SEV) y calicata eléctrica. Método no destructivo que permite determinar estructuras, características de suelos, así como también, la profundidad. Por otra parte, es un método totalmente automatizado ya que cuenta con *software* capaz de procesar un gran número de datos, con un tratamiento de datos sea lo más precisa y tenga un margen de error mínimo a bajo costo (Figura 11) (Ávila de la Cruz, 2016).

Figura 11. Tomografía Eléctrica del sector de los Elenes

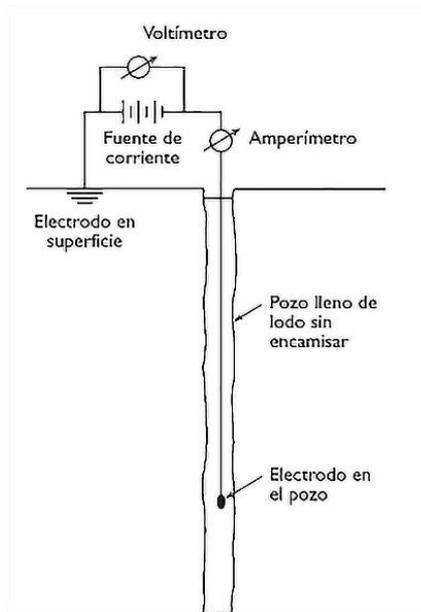


Fuente: (Buenaño, 2019)

2.7.1.3. Registro eléctrico

El registro eléctrico constituye un elemento obtenido a través de la aplicación de sensores eléctricos en los frentes de una roca por medio del desplazamiento lento de un cable a una velocidad determinada de forma ascendente (Figura 12). A esta actividad se le conoce como perfilaje (Alvarez, 2003). El objetivo de este proceso es determinar las características de la roca como resistividad, densidad, radiactividad natural, magnetismo entre otros con el fin de proporcionar evidencias sobre el contenido de agua en las rocas (Cutipa, 2019).

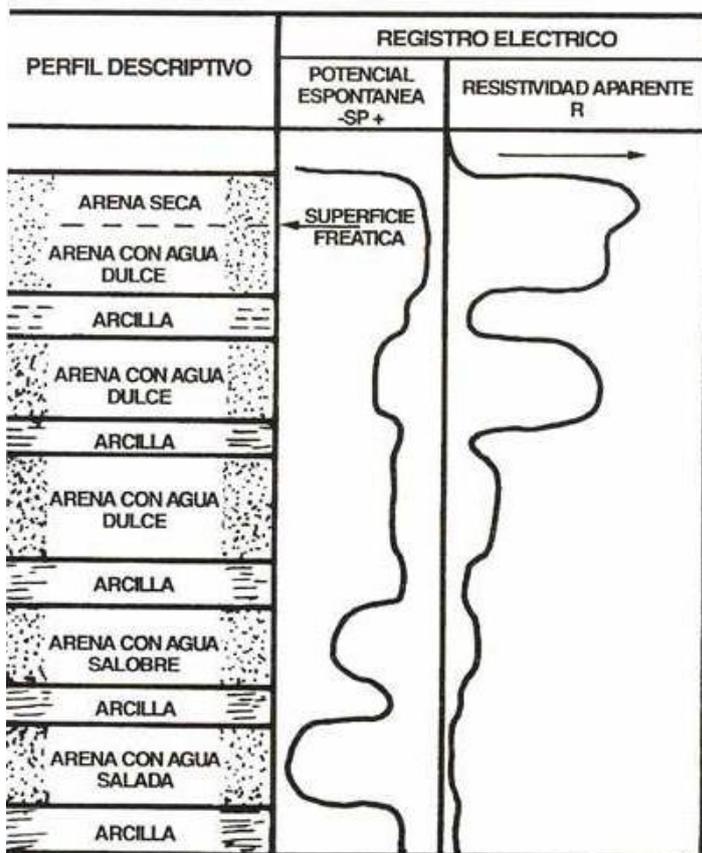
Figura 12. Configuración de electrodo en un único punto para registros de potencial espontáneo registro y resistividad en una perforación



Fuente: (Freeze & Cherry, 1979)

En una perforación es posible interpretar varios registros eléctricos de forma conjunta en sentido cualitativo en función de la litología. La Figura 13 muestra dos registros basados en testigos obtenidos en la perforación, potencial espontáneo y resistencia.

Figura 13. Registro geológico, registros eléctricos, descripción geológica e hidrológica de una perforación



Fuente. Perdomo et al., (1990)

La aplicación principal consiste en localizar cuerpos de materiales geológicos capaces de almacenar agua; zonas de agua caliente o vapor; estratos arcillosos encajonados por rocas, o más compactos; mapeo de contaminantes; demarcación de plumas de contaminantes, entre otros (Alvarez, 2003).

2.7.1.4. Análisis litológico y textural (Método indirecto)

La conductividad hidráulica de los suelos no es un valor constante ya que en ella influyen otros factores (p.e. textura, estructura, grado de consolidación de los suelos y rocas), por lo que, no es posible llegar a determinar un valor exacto de ésta, pero si un valor estimado que refleje las condiciones del movimiento de agua en el suelo. Por esta razón, se plantean métodos basados en propiedades del suelo para la estimación de la conductividad hidráulica.

Según Cendret (1974), existe una relación muy definida entre la conductividad hidráulica y el análisis textural de las muestras del suelo. No obstante, para que se cumpla esta relación recomienda trabajar en función del porcentaje de arena o limo más arcilla para los cuales existe una correspondencia de los resultados, no así para el limo y arcilla al considerarse por separado.

Shevvin, et al. (2006) también reporta una relación entre la conductividad hidráulica y el análisis textural de las muestras de suelo. Esta relación se basa en la relación del coeficiente de filtración con el tipo litológico y tamaño del material según el cual el contenido de arcilla en suelos areno-arcillosos influye en la conductividad hidráulica.

Por esta razón, para la estimación del tipo de suelo y obtención de la conductividad hidráulica Shevvin, et al. (2006) recomienda el uso complementario de métodos de resistividad eléctrica.

La *U.S. Soil Conservation Service* propone un método descriptivo de los horizontes del suelo basado en la estimación cualitativa de la conductividad hidráulica. Es decir, se propone una escala de siete clases de conductividad hidráulica basada en la textura y condiciones de perfil; comportamiento físico; estructura; y color del suelo. Estas clases de conductividad hidráulica propuestas presentan los intervalos que se detallan en la Tabla 8 convertidos al sistema métrico decimal y redondeadas las cifras. (Service, E.U.A. Soil Conservtion, 2008.)

Tabla 8. Rangos de Conductividad hidráulica

Clase	Conductividad hidráulica	
	cm/h	m/día
Muy lenta	0.1	0.03
Lenta	0.1-0.5	0.03-0.12
Moderadamente lenta	0.5-2	0.12-0.5
Moderada	2.0-6.0	0.5-1.50
Moderadamente Rápida	6.0-12.0	1.50-3.00
Rápida	12.0-18.0	3.00-4.50
Muy Rápida	>18.0	>4.50

Propuesta (Service, E.U.A. Soil Conservation)

2.7.2. Prospección Geofísica

Los objetivos de la prospección Geofísica utilizando los contrastes y variaciones de las propiedades físico-químicas son localizar en el subsuelo estratos de rocas. Este método no identifica de forma directa el tipo de rocas, pero sí las propiedades de los materiales proporcionando una idea clara del tipo de estrato y su calidad como acuífero (Alvarez, 2003).

Los métodos Geofísicos representan técnicas que no destruyen el medio y complementan las investigaciones Hidrogeológicas. Incluyen los métodos eléctricos, sísmicos, y magnéticos-electromagnéticos. En este estudio, se tratarán los métodos eléctricos enfocados a la determinación de la resistividad eléctrica del suelo (Maldonado, 2018).

2.7.2.1. Método de resistividad eléctrica

Los métodos de resistividad eléctrica son habituales en la prospección Geofísica y se aplican con la finalidad de detectar estructuras Geológicas y la profundidad basándose en la conductividad eléctrica (σ) o su inverso que es la resistividad eléctrica (ρ). A través de estos parámetros se detecta las propiedades de los materiales a transportar corriente eléctrica.

Resistividad eléctrica de suelos

La resistividad eléctrica o resistencia eléctrica (R) de los suelos es la oposición que tiene el material al paso de la corriente eléctrica y se calcula como la relación entre la diferencia de potencial (V) y la intensidad de corriente (I) (Expresión 16) (Kearey. et. al., 2002).

$$R = \frac{V}{I} \quad (16)$$

De la misma manera, se puede definir como conductividad eléctrica (ρ) a la facilidad de la corriente eléctrica para atravesar un material (Alvarez, 2003). Está definida como la

resistencia que tiene la corriente eléctrica, medida entre dos caras paralelas, de un cubo de dimensiones unitarias (Cutipa, 2019) (Expresión 17)

$$\rho = R \frac{A}{L} \quad (17)$$

La resistividad eléctrica de los suelos y rocas depende del volumen de sus poros, su distribución y de la resistividad del agua. Esto indica que la porosidad tiene una relación inversamente proporcional a la resistividad eléctrica. Mientras que en referencia a la roca si se encuentra sobre el nivel freático, o contiene agua, su resistividad será elevada. (Custodio & Llamas, 1983). En la Tabla 9 se presentan los rangos de resistividad de diferentes tipos de suelo-roca y agua.

Tabla 9. Resistividad de los diferentes tipos de suelo.

Tipos de Suelo	Resistividad
	(ohms-m)
Suelo arcilloso muy húmedo a húmedo	1.5 a 3.0
Arcilla limosa y suelo limoso muy húmedo a húmedo	3.0 a 25.0
Suelo limoso y arenoso húmedo a seco	15.0 a 150.0
Techo de toba muy fracturada a baja fracturación c/suelo húmedo	150.0 a 300
Arena y grava con limos	300
Arena y grava con capas limosas	300.0 a 2400.0

Tipos de Suelo	Resistividad
	(ohms-m)
Techo de estrato de baja fracturación con suelo seco en grietas	300,0 a 2400.0
Depósitos de arenas, gravas gruesas y secas	>2400.0
Techo de estrato masivo y duro	>2400.0
Agua dulce	2.0 a 60.0
Agua salada	0.18 a 0.24

Fuente (Briceño, 2015)

Factores condicionantes de la resistividad eléctrica del suelo

La resistividad eléctrica del suelo depende de las propiedades: como el contenido de agua (grado de saturación), grado de compactación (densidad), composición del agua (concentración de sales y solutos), constituyentes sólidos (forma y tamaño de las partículas, mineralogía), disposición de vacíos (porosidad, distribución y conectividad de poros) y temperatura (Uvidia, 2015). Estos parámetros se explican a continuación:

La influencia de la humedad, en un medio depende su contenido de agua así como la composición, tamaño de grano y sales disueltas que posee un material, producen valores de resistividad eléctrica variables. Por otro el grado compactación del suelo-roca está ligado a las partículas, lo que indica que mientras más compactó es el medio menor es la distancia entre partículas y viceversa (Acuña, 2011).

En cuanto a la composición del medio depende del tipo de roca, es así que para rocas sedimentarias poseen una resistividad de 40-500 Ohm*m, en cambio para rocas ígneas y

metamórficas es de 5000 ohm*m o más alta. Además de los diferentes tipos de rocas generan un gran intercambio de minerales los cuales al interactuar con el agua subterránea hacen que dichos valores varíen en los rangos expuestos anteriormente. Es así que el tamaño de grano influye sobre la porosidad, el poder retenedor de humedad y la calidad del contacto con los electrodos aumentando la resistividad con el mayor tamaño de los granos del suelo (Briceño, 2015).

Sondeos eléctricos verticales

Se basa en la determinación de las propiedades de los estratos a través de la utilización de electrodos. Para su aplicación es importante conocer el factor geométrico (k), la corriente eléctrica (I) inyectada en los electrodos A y B, la diferencia de potencial entre los electrodos M y N. De esta manera, se obtiene la resistividad aparente. Los electrodos se alinean de acuerdo a configuraciones (Kearey. et al., 2002), como: configuración de schlumberger, la cual cumple que la distancia entre AB sea mayor o igual que 5MN. Este dispositivo presenta una moderada profundidad de investigación y moderada resolución vertical (Alvarez, 2003). Configuración de Wenner esta alineación consiste en una separación interelectródica de ABMN a una distancia "a", aumentando ese valor progresivamente y manteniendo un punto fijo central P. Este dispositivo presenta una buena resolución vertical, pobre profundidad de penetración, y moderada conveniencia para la realización de Sondeos Eléctricos Verticales (Sánchez, 2017). Configuración dipolo-dipolo esta alineación consiste en la separación de A 'B 'M 'N' de manera creciente de los centros ABMN manteniendo un punto fijo central P. Este dispositivo presenta una pobre resolución vertical ya que es muy sensible a las variaciones laterales de resistividad, sin embargo, tiene una mayor profundidad de penetración (Sánchez, 2017).

Carácter de valores de resistividad eléctrica

La caracterización de estos valores tiene como aplicación localizar las Formaciones Geológicas capaces de almacenar agua, estos valores de resistividad pueden variar desde unos cuantos ohms-metro hasta cientos de ellos por arriba o por abajo dependiendo de la alteración, fracturamiento, grado de saturación, iones en solución, temperatura, porosidad y compacidad (Custodio & Llamas, 1972).

Al interpretar los datos de resistividad aparente se obtiene información de las estructuras del subsuelo y de sus características físico-químicas definiendo las condiciones del medio Geológico. Los métodos de interpretación se pueden dividir en cualitativo o empírico y

cuantitativo (Alvarez, 2003). La interpretación cualitativa tiene por objeto obtener una primera idea o aproximación de la distribución de las estructuras Geológicas en el subsuelo. En esta interpretación no se determinan valores absolutos, sino únicamente relaciones o rangos y tendencias de las líneas de igual magnitud, las que representan fallas, escalones, oquedades, etc. Se construyen mapas o secciones de igual valor de magnitudes, ya sea resistividad, polarización o potencial natural (Todd & Mays, 2004). La interpretación cuantitativa consiste en evaluar la profundidad, espesor, resistividad y polarización reales para cada estrato mediante la técnica del filtrado, desarrollada principalmente por Gosh (1971) y Koefoed (1979).

Por esta razón, los valores de resistividad eléctrica fluctúan en función de los materiales y del método de interpretación. A continuación, se presentan algunos rangos de resistividad eléctrica con base en la interpretación de registros (Tabla 10).

Tabla 10. Rangos de variaciones de resistividades eléctricas según el tipo de roca y agua

Tipo de Material	Resistividad eléctrica (ohms-m)
Agua de origen meteórico	30 a 1000
Agua superficial en rocas ígneas	30 a 500
Agua superficial en rocas sedimentarias	10 a 100
Agua subterránea en rocas ígneas	30 a 150
Agua subterránea en rocas sedimentarias	>1
Agua de mar	0.1
Agua potable 0,25% máximo de sólidos disueltos totales	>1.8
Irrigación 0,7% máximo de sólidos disueltos totales	>0.7
Arcilla	8 a 32
Arena, grava, pómez, tobas	12 a 16
Tobas, arcillas, gravas	4 a 55
Aluviones	8 a 37
Limos	18 a 38
Arenas Basálticas	62 a 85
Basaltos (sanos)	500 a 3000
Basaltos (fracturados)	119 a 585
Basaltos (fracturados) saturados	48 a 70
Andesitas	102 a 334
Piroclasto(grano fino)	15 a 39
piroclastos(grano grueso)	24 a 55

Fuente. Modificado de Álvarez, (2003); R. Rodríguez (1995)

3. METODOLOGÍA

Con el fin de obtener una correlación efectiva entre la conductividad hidráulica y resistividad eléctrica de los depósitos volcánicos de la CBRCH esta investigación comprendió la aplicación de metodologías de recopilación bibliográfica, selección de sitios de muestreo, recolección de muestras, análisis de laboratorio, ensayos puntuales, tratamiento estadístico de la información obtenida y representación gráfica de resultados.

3.1. Recopilación bibliográfica y levantamiento de información

El levantamiento de información y obtención de datos de parámetros hidrogeológicos y geofísicos se basó en la revisión de los trabajos de titulación de Naranjo (2014); Quishpe (2017); Tenelema (2017); Klever (2018); Proaño (2018); Procel (2018); Buenaño (2019). Se incluyó también los artículos científicos e informes técnicos de EP-EMAPAR (2008-2010); CESA (2015); Mendoza (2016); Procel (2018); y Chidichimo et al. (2018).

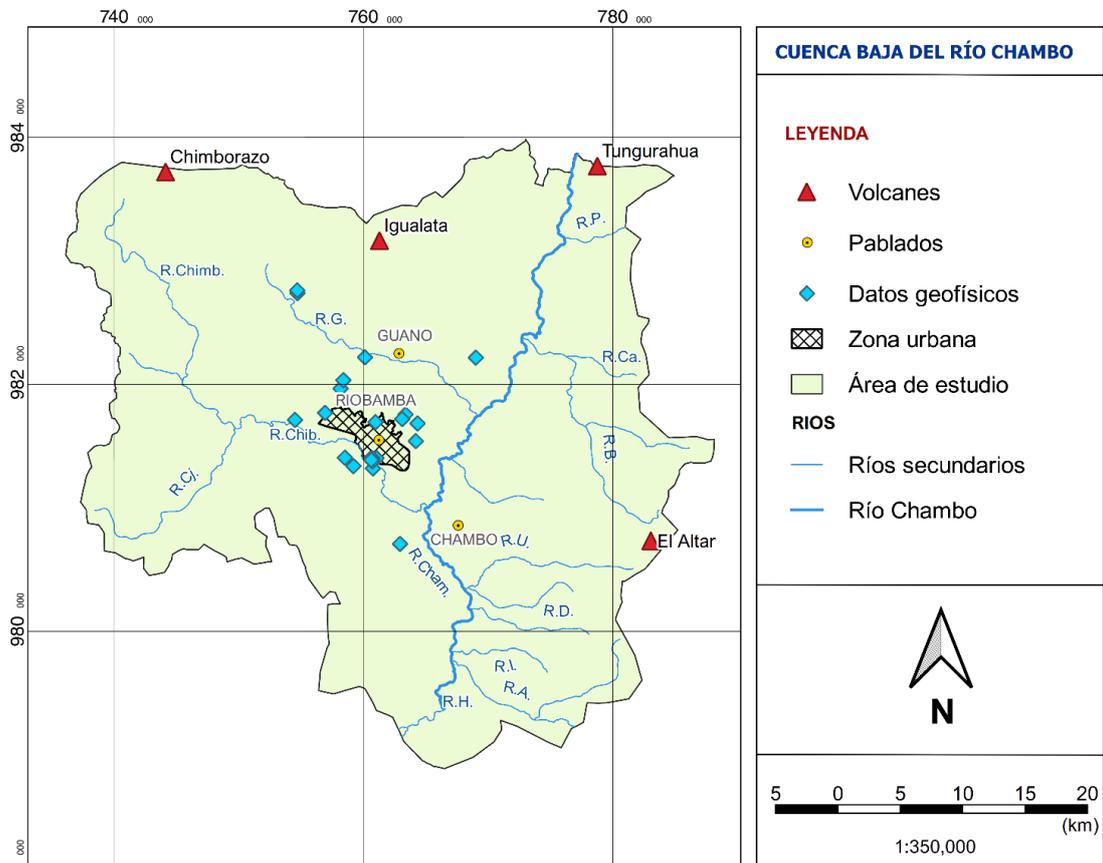
Los estudios cartográficos empleados para la descripción Geológica del área de estudio fueron los presentados por Clapperton & Vera (1990); Litherland et al (1994); Alcaraz et al. (2002); Villagómez (2003); Barba (2006); Reyes (2006); Bernard & Andrade (2011); Senplades (2012); Yáñez (2016); Egüez et al (2017); Salguero (2017); y Buenaño (2019). A partir de esta información se obtuvo el mapa Geológico sintetizado de la CBRCH por medio del software ArcGis (Versión 10.5). Como Sistema de Referencia de Coordenadas (SRC) se empleó la proyección Universal Transversal de Mercator (UTM), Datum WGS84 Zona 17S a escala 1:350.000.

Los valores de resistividades eléctricas de las Formaciones Geológicas de la CBRCH fueron colectados de los trabajos geofísicos realizados en las localidades de Guano, Riobamba, Los Elenes, San Pablo, Llío y los registros eléctricos de 20 pozos (Tabla 11; Figura 14) (Figura 15) obtenidos de (EP-EMAPAR (2008-2010); Lovato (2010); Naranjo (2014); Tenelema (2017); Mendoza (2015); Proaño (2018); Buenaño (2019)) para la estimación de espesores y valores de resistividad.

Tabla 11 Coordenadas UTM de los lugares donde se tomaron los datos estudiados.

X	Y	Localidad
754519	9817112	
762947	9807070	
764359	9816828	
757199	9776398	
758178	9819647	
758401	9820331	
763392	9817550	Riobamba
769032	9822158	
760132	9822180	
756937	9817682	
759209	9813371	
760772	9813185	
760979	9816928	
754714	9827387	
754698	9827606	
763118	9817181	
764217	9815395	Guano
758526	9814050	
761057	9814010	
760575	9813959	
760742	9813995	
760680	9813939	Llío
760737	9813751	
760645	9813876	

Figura 14. Información geofísica recopilada de diferentes autores



Para la realización del mapa piezómetro se consideró un total de 41 vertientes y 32 pozos información obtenida del Proyecto PIMI 15-02 (Tabla 12; Figura 24).

Tabla 12. Datos de pozos utilizados para el estudio.

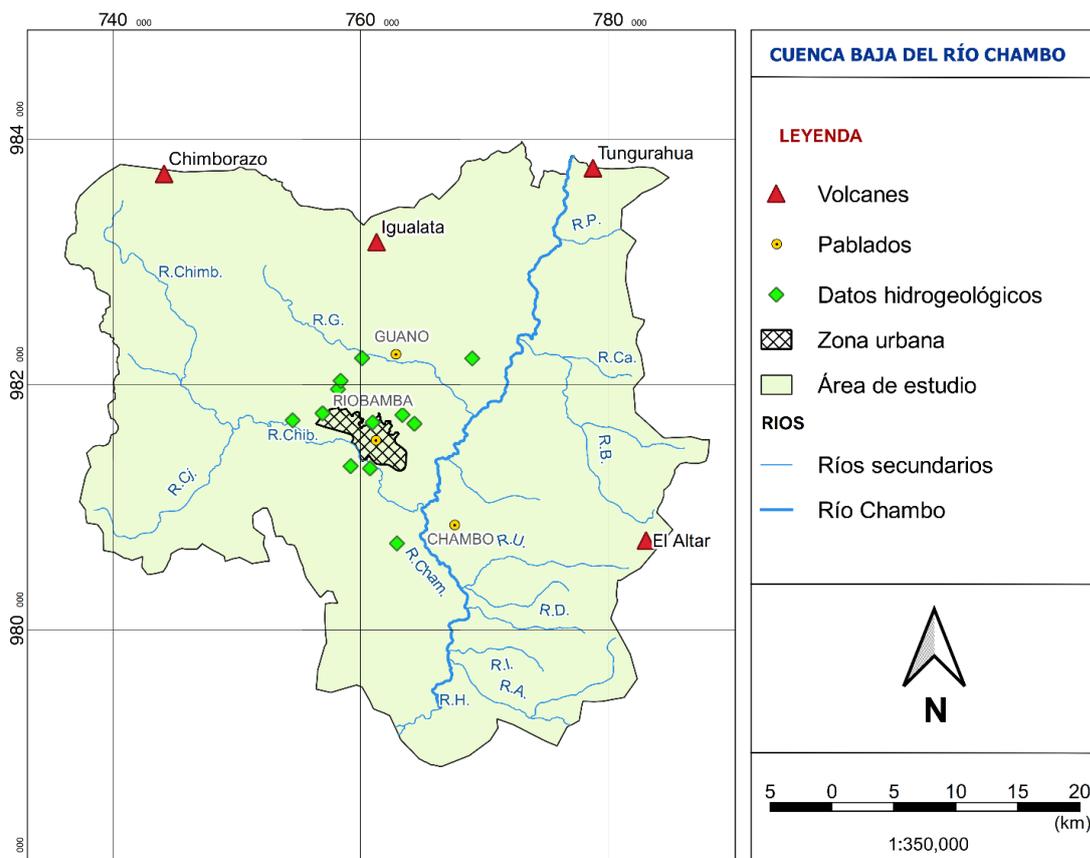
Zona	Localidad	Pozo/Vertiente	Profundidad (m)	Cota (m)	Nivel del agua (Nivel Estático)
NORDESTE	Llío	Llío #1	87,8	3134	25,5
	Llío	Llío #2	97	3137	28
	Llío	Llío #3	50	3123	21,85
	Llío	Llío #4	168	3121	17,1
	Llío	Llío #5	160	3131	3,7
	Llío	Llío #6	61	3122	7
	Llío	Llío #7	75	3123	12,4
	San Pablo	San Pablo #1	NR	3120	
	San Pablo	San Pablo #2	NR	3095	
CENTRO	Guano	Guano Lav.	NR	2700	
	Guano	Guabu Santa Teresita	NR	3331	
	Guano	Orillas rio Guano # 15	NR	2750	
	Guano	Langos	260	2638	126,82
	Guano	Lavandería Guano	NR	2719	
SURESTE	Riobamaba	ESPOCH #1	188	2844	50
	Riobamaba	ESPOCH #2	158,7	2823	77
	Riobamaba	UNACH	175	2793	64,2
	Riobamaba	El Pinar	170	2849	76,29
	Riobamaba	EL Pedregal	216	2817	46,04
	Riobamaba	Huerta	219	2821	97
	Riobamaba	Brigada Galapagos	200	2833	49,43
	Riobamaba	María Auxiliadora	258,5	2777	50,93

Zona	Localidad	Pozo/Vertiente	Profundidad (m)	Cota (m)	Nivel del agua (Nivel Estático)
Riobamaba	San Gabriel		204	2804	60,5
Riobamaba	San Antonio		217,95	2746	34,895
Riobamaba	Liribamba		243,9	2875	88,03
Riobamaba	El Carmen II		243,34	2914	141,44
Riobamaba	Cumandá		221	2776	45
Riobamaba	Servidores		190	2822	96
Riobamaba	Licán		212	2895	48,045
Riobamaba	Las Abras		170	2800	30
Riobamaba	San Martin de Veranillo		214	2780	44,06
Riobamaba	21 de Abril		200	2727	78
Riobamaba	Cdla. 24 de Mayo		203	2859	98,05
Riobamaba	San Isidro	NR		3020	
Riobamaba	Quillotoro	NR		3886	
Riobamaba	La Cienega	NR		3887	
Riobamaba	Almorzana Poggio	NR		4050	
Riobamaba	H. Toropamba # 1	NR		3161	
Riobamaba	Hda. Chuqipogyo #3	NR		3390	
Riobamaba	Hda. Chuqipogyo #2	NR		3395	
Riobamaba	Qda. Balsacon # 12	NR		3035	
Riobamaba	Qda. Balsacon # 13	NR		3080	
Riobamaba	Qda. Cordovez #11	NR		3020	
Riobamaba	Qda. Santa Barbara # 10	NR		3040	
Riobamaba	De los Colibríes	NR		4003	
Riobamaba	Carrizal Carcelen			2572	
Riobamaba	De los Colibríes 2	NR		3967	

Zona	Localidad	Pozo/Vertiente	Profundidad (m)	Cota (m)	Nivel del agua (Nivel Estático)
	Yaruquies	Shuyo	146,5	2817	47,035
SURESTE	Yaruquies	El Estadio	200	2815	58,4
CENTRO	Los Elenes	Los Elenes 1	NR	2604	
	Los Elenes	Los Elenes 2	NR	2593	
	Los Elenes	Los Elenes 3	252	2589	
	Los Elenes	Los Elenes 4	NR	2560	
	Los Elenes	Balneario Los Elenes	NR	2610	
	Los Elenes	Chingazo Alto	NR	2720	99,9
NORDOSTE	Cubujíes	Cubijíes Lavandería	NR	2503	
	Cubujíes	Cubijíes CO2	NR	2604	
	Cubujíes	CUB1 Cubijíes	NR	2504	
	Cubujíes	Cubijíes VC2	NR	2562	
	Cubujíes	San Gerardo	NR	2705	
	Cubujíes	Gallipoggio	NR	2613	
	Cubujíes	Entre La Calera y Cubijies	NR	2555	
	Cubujíes	El Ejido (Cubijies) # 22	NR	2560	
	Cubujíes	S. Gerardo barrio unión # 18	NR	2590	
NORDOSTE	El Altar	Puente Pantaño	NR	2620	
	El Altar	485/Quimiag	NR	2575	
	El Altar	B. El pte. rio chibunga # 53	NR	2590	
	El Altar	Fmla. Falconi	NR	2600	
	El Altar	Hda. La josefina # 52	NR	3210	
	El Altar	Qda. Guallacon # 46	NR	3190	
	El Altar	Sitio Guadalups # 47	NR	2560	
	El Altar	San Luis	NR	2640	

Zona	Localidad	Pozo/Vertiente	Profundidad (m)	Cota (m)	Nivel del agua (Nivel Estático)
	El Altar	El Acán	NR	3409	

Figura 15. Datos de pruebas de bombeo de pozos además de pozos donde se midieron niveles estáticos de agua subterránea



En las campañas de junio/julio del 2019, se tomaron muestras en 8 sitios estratégicos (Tabla 13) colectando un total de 20 muestras. De los cuales 10 muestras fueron reservadas para el estudio de parámetros geotécnicos (granulométrica, cantidad de humedad) y parámetros hidrogeológicos (tipo de porosidad, permeabilidad) de las Formaciones Geológicas de la CBRCH (Tabla 14; Figura 16).

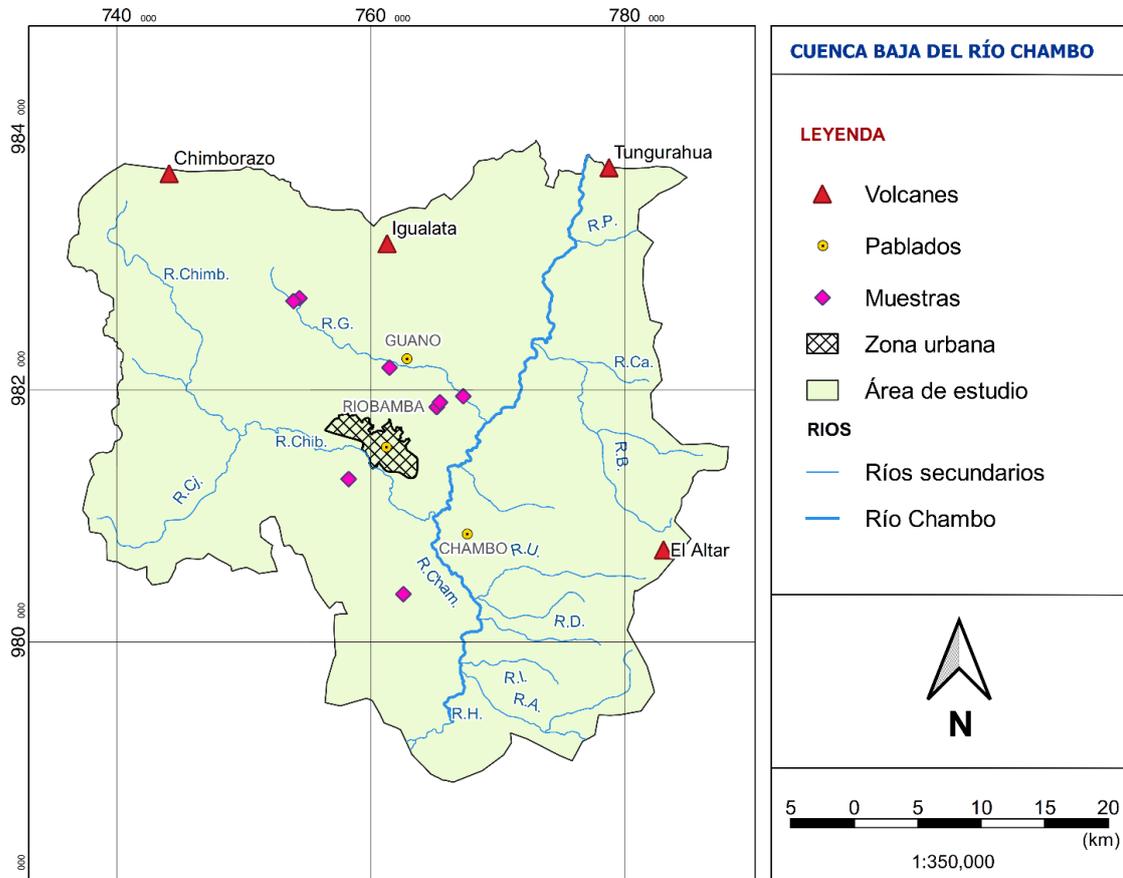
Tabla 13. Coordenadas UTM en donde se tomó muestras de suelo y roca

Punto	X	Y	Cota (m)	Localización	muestras colectadas
1	754397	9827312	3027	Llío	3
1	754461	9827448	3099	Llío	1
2	753963	9827143	3127	San Pablo	2
3	753933	9827073	3146	San Pablo	2
4	761495	9821791	2753	San Gerardo-Guano	2
5	767299	9819509	2558	San Gerardo	3
6	767615	9818688	2559	Rio Chambo	2
7	765201	9818653	2502	Rio Chambo	3
8	758274	9812934	2827	Estadio, Yaruqui	2
Total					20

Tabla 14. Puntos de toma de muestras utilizadas en laboratorio

Muestras colectadas	X	Y	Cota (m)	Localización
Qda. Chalan-M	762582	9803803	2900	Riobamba
RC-M1	765201	9818653	2502	Rio Chambo
L-M1	754397	9827312	3027	Llío
L-M2				
L-M3				
SP-M1	753933	9827073	3146	San Pablo
Y-M1	758274	9812934	2827	Estadio, Yaruquíes
SG-M1	761495	9821791	2753	San Gerardo-Guano
SG-M2	767299	9819509	2558	San Gerardo
G-M1	758274	9812934	2827	Guano
C-M1	765460	9819029	2945	Cubijies

Figura 16. Puntos de toma de muestras realizado en las campañas de campo de junio y julio 2019



3.2. Zonificación del área de estudio

La zonificación del área de estudio se basó en la metodología empleada por Núñez (2020) para estimar las zonas de infiltración, escorrentía, y área de recarga y descarga de la CBRCH. Esta zonificación considera la superposición ponderada de variables fisiográficas (altura y pendiente del terreno) e intrínsecas (textura, taxonomía, y uso del suelo,). De esta forma, Núñez (2020) determinó 5 zonas de acuerdo con su grado de influencia en la infiltración. Donde la zona 5 indica la zona de infiltración, 4 de infiltración± escorrentía, 3 de escorrentía e infiltración, 2 de escorrentía ± infiltración y 1 de escorrentía superficial de la cuenca.

Para este planteamiento Núñez (2020) consideró como base para la clasificación de elevación y pendiente las Hojas Cartográficas Digitales escala 1:50.000 del GeoPortal de Libre Acceso del Instituto Geográfico Militar (IGM). Incluyendo los rangos de pendiente establecidos por la Sociedad Americana de Ingenieros Civiles (ASCE, 1969). Además, el Mapa de suelos del Ecuador continental, escala 1:100.000, año

2003, realizado por medio del proyecto MAGIICA-CLIRSEN (2002), y el Mapa de cobertura y uso de la Tierra del Ecuador continental, escala 1:100.000, año 2013-2014, elaborado por el Proyecto "Levantamiento de cartografía temática a escala 1:25.000, Lotes 1 y 2" del MAE-MAGAP (2015).

3.3. Recolección de muestras

3.3.1. Descripción de afloramientos geológicos

Con el fin de correlacionar los datos existentes en trabajos anteriores se realizaron dos campañas de campo en los sectores de San Pablo, Guano, San Gerardo, Riobamba, Cubijes y Yaruquíes. Además, de mejorar la descripción litoestratigráfica de la zona de estudio se analizó la información de los perfiles litológicos presentes en los informes técnicos de pozos tubulares perforados por EP-EMPAR (2008-2010).

La información litológica se estableció a través de campañas de campo realizadas entre los meses de junio/julio de 2019 con el objetivo de corroborar la información cartográfica entregada. Cada campaña de campo consistió en:

- Reconocimiento de vías y caminos de acceso.
- Planificación de seis rutas por las zonas más representativas de la CBRCH, tratando de cubrir la validación de la Geología.
- Ubicación y estudio de afloramientos con énfasis en sectores donde exista un cambio brusco de litologías, se observen estructuras de interés y la información sea escasa (Figura 17).
- Descripción de la litología de afloramientos mediante columnas estratigráficas que contengan información generalizada y recolección de muestras para su posterior análisis (Tabla 15).

Figura 17. Afloramiento de volcano sedimentos en el sector de Llio-San Pablo



La etapa de campo se realizó en seis rutas, la primera comprendió las localidades de Llio-San Pablo, Guamote, Guano, y Riobamba, la segunda ruta comprendió las localidades de Guano, Guamote, Yaruquies, Riobamba, y El Altar.

3.3.2. Metodología de recolección de muestras

A partir del reconocimiento geomorfológico realizado en la CBRCH se definieron lugares estratégicos para muestreo de sedimentos y rocas considerando las principales Formaciones, Unidades y depósitos aflorantes en el área de estudio. El procedimiento aplicado consistió en extraer una muestra de roca o sedimento de cada uno de los afloramientos observados tomando en cuenta la litología, es decir, se colectó una muestra por litología con la ayuda de un martillo con alrededor de 3 kg por muestra. Cabe mencionar que se tomó muestras alteradas ya que no se ha realizado ningún procedimiento de preservación de la misma. Identificando las coordenadas, cota de muestra, se ubicó en una bolsa para su transporte y estudio en el laboratorio (Tabla 15).

Tabla 15. Coordenadas de afloramientos visitados y litologías visitas

UTM		Cota (msnm)	Litología	Formación Geológica Asignada
X	Y			
753940	9589417	31130	Roca de color beige, textura clástica, estructura masiva. Compuesta por fragmentos de rocas de tamaño de arena con estructuras de ripples, plagioclasa (20%). Su matriz (80%) arena limosa. Cangahua	Unidad Cangahua
766657	9803787	2896		
767852	9792708	3125		
758533	9813310	2836		
754687	9827323	3123	Roca de color gris, textura porfírica, estructura masiva, porosa, en forma de bloques y gravas. Compuesta fenocristales de tamaño de arena limosa de plagioclasa y piroxeno (45%). Matriz hipocristalina (55%), visibles en depósitos. Andesita	Volcánicos del Chimborazo
753950	9827165	3133		
754541	9827593	3118		
762300	9822383	2711		
754656	9827687	3026		
7544611	9827448	3099		
754192	9827448	3146		
767852	9792708	3105	Roca de color negro, textura lepidoblástica, estructura pizarrosa, con bajo grado metamórfico. No se observa mineralogía. Pizarra	Unidad Guamote
772390	9791090	3170		
768058	9792636	3105		
772687	9791088		Roca de color gris oscura, deformada, con laminación (tamaño de arenas y limos). No se observa mineralogía, visible en secuencias. Lutita (Turbidita)	Unidad Maguazo
768055	9792622	3101		
771748	9791697	3110		
772386	9791096	3177		
772380	9791095	3172	Roca de color gris verdusco, textura porfírica, estructura masiva, con bajo grado metamórfico. Compuesta de fenocristales de grano fino a medio de plagioclasa (30%), piroxeno (10%). Matriz hipocristalina (60%). Andesita (Roca verde)	Unidad Alo- Paute
772040	97791267	3116		
767558	98199886	2558	Roca de color gris, textura porfíricas, estructura masiva. Compuesta de sedimentos volcánicos, pómez, depositos de lahar, con secuencias de cenizas finas (tamaño de limos) (40%). Matriz hipocristalina (60%). Andesita	Volcánicos del Iqualata
767299	9819509	2558		
754222	9827519	3127	Roca de color gris, textura porfírica, estructura masiva. Compuesta por volcanoclastos (areniscas volcánicas con laminaciones de ceniza)(40%). Matriz hipocristalina (60%). Andesita. Alternadas con conglomerados de colores grises con clastos volcánicos (45%). Matriz-soportada (55%) con líticos de composición andesítica de tamaño de limos y arenas finas.	Formación Riobamba
767874	9819064	2560		
			Roca de color gris a rosa, textura porfírica, estructura masiva. Compuesta por volcánosedimentos(areniscas tobáceas, pómez de color rosa)(40%). Matriz-soportada (60%)con alto contenido de piroxeno. Andesita	Formación Cizarán

3.4. Análisis Estadístico

3.4.1. Medidas de posición y dispersión

Las medidas de posición que se utilizaron son: media, mediana, y cuartiles con el fin de encontrar los valores centrales del conjunto de datos y ubicar posiciones relativas de los mismos (Salazar & Castillo, 2018). La suma de todos los valores observados dividida por el número de observaciones, resulta la media (Mendenhall, Beaver, & Beaver, 2010). La mediana de este conjunto de valores observados es un valor x que cae en la posición media de los valores cuando estos están ordenados de menor a mayor, y está dividido por la distribución de frecuencias en partes iguales que por lo común son dos (Ruiz, 2004). Así, si el número de datos es impar, la mediana ocupa la posición central, mientras que si la mediana es la media aritmética de los valores que ocupan dicha posición (Martínez, 2012). Por otra parte los cuartiles dividen a los datos en función de otros datos, es así que se tiene los percentiles que dividen en 100 partes iguales, los deciles en 10 partes iguales, quintiles en 5 partes iguales y los cuartiles que los dividen en 4 partes (Hinton, 2014).

Las medidas de dispersión como: varianza, desviación estándar, y rango se utilizaron para definir la distribución de los datos. La varianza es el promedio de las distancias entre cada uno de los valores observados, y la desviación estándar es la raíz cuadrada positiva de la varianza la cual indica la dispersión de los datos alrededor de la media (Espejo et al., 2009), la identificación de valores máximos y mínimos se los obtiene cuando los datos están ordenados de menor a mayor, de esta forma se determina el rango que ayuda a definir la diferencia entre el valor alto y bajo (Hinton, 2014).

Estas medidas se emplearon en la determinación de los resultados de la medición del nivel estático y dinámico de cada pozo, valores de resistividades, estimaciones de conductividad hidráulica se analizaron estadísticamente a través de las medidas de posición (mediana, media, cuartiles), dispersión (desviación estándar, varianza, rango) y valores externos (mínimo y máximo).

3.5. Métodos para la estimación de parámetros Hidrogeológicos y Geofísicos de la CBRCH

3.5.1. Ensayos en laboratorio

Análisis granulométrico

El análisis granulométrico se realizó en el laboratorio de Sedimentología de la Facultad de Geología y Petróleos de la Escuela Politécnica Nacional, el mismo que se empleó para separar las partículas constitutivas de las muestras del suelo según el tamaño. Con el objetivo de determinar el porcentaje de componentes en la muestra y elaborar una curva granulométrica para la determinación del tamaño de partículas presentes en la muestra de suelo analizada.

El análisis granulométrico se realizó con el método de mallas utilizando los materiales y equipos que se señalan a continuación (Tabla 16):

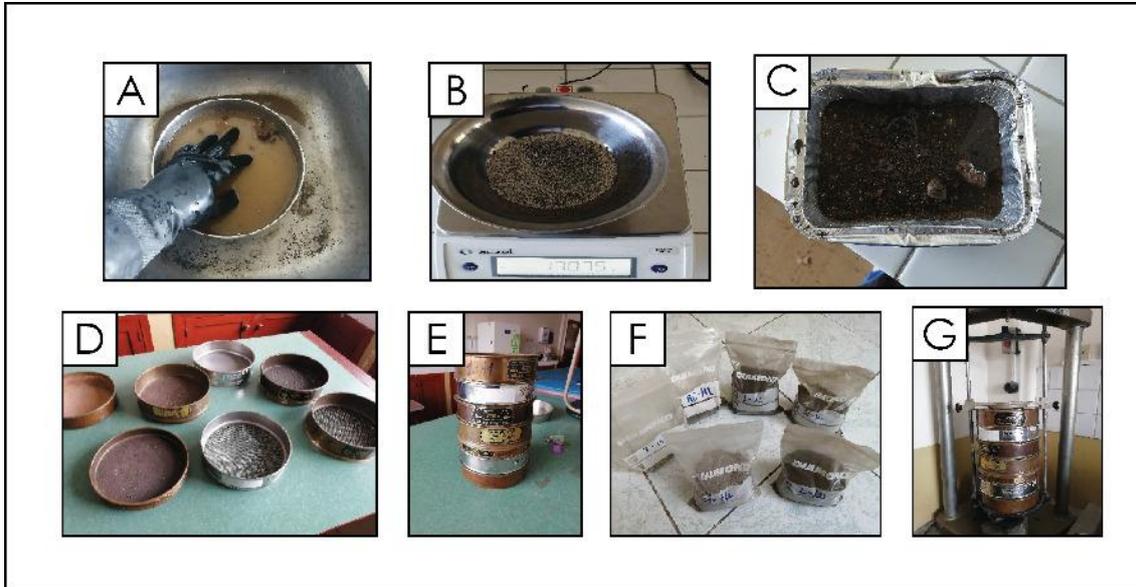
Tabla 16. Materiales empleados para el ensayo

Equipo o material	Cantidad
Balanza electrónica	1
Serie de tamices (4, 10, 20, 40, 60, 200)	5-6
Bolsas de plástico	6
Maquina tapizadora	1

- El análisis granulométrico se realizó siguiendo los siguientes pasos (Figura 18):
- Se lavó la muestra para eliminar partículas volátiles (Figura 18A).
- Se secó la muestra hasta que pueda pasar por las mallas de los tamices.
- Se pesó la muestra en balanza analítica (Figura 18C).
- Se seleccionó los tamices adecuados (Figura 18D).
- Se colocó la muestra en los tamices (Figura 18E).
- Se realizó el proceso de tamizado a través de fuerza mecánica (Figura 18F).

- Se almacenó las partículas constitutivas de la muestra de suelo una vez terminado el proceso de tamizado (Figura 18G).

Figura 18. Análisis granulométrico



Cálculos del porcentaje de componentes de la muestra de suelo

- Se calculó el porcentaje que pasa el tamiz No.4 dividiendo el peso que pasa dicho tamiz por el de la muestra de suelo originalmente tomado y se multiplicó el resultado por 100. Para obtener el peso de la porción retenida se restó del peso original el peso del pasante por el tamiz No.4.
- Para comprobar el peso total de suelo que pasó el tamiz No.10, se agregó al peso del material que pasó el tamiz No.4, incluyendo el peso de la fracción que pasó el tamiz No.10 y que quedó retenido en el No.4.
- Para comprobar el material que pasó por el tamiz No.20 se agregó al peso total del suelo que pasa por el tamiz No.10, el peso de la fracción que pasó el tamiz No.20 y que quedó retenido en el No.10. Para los demás tamices se realizó el mismo proceso.
- Para determinar el porcentaje total que pasó por cada tamiz, se dividió el peso total que pasó por el peso total de la muestra y se multiplicó el resultado por 100 tal como se indica en la siguiente fórmula (Expresión 18):

$$\% \text{pasa} = \frac{\text{peso total} - \text{peso retenido en el tamiz}}{\text{peso total}} \times 100 \quad (18)$$

- El porcentaje retenido sobre cada tamiz se calculó con la siguiente fórmula (Expresión 19):

$$\% \textit{retención} = \frac{\textit{peso retenido en el tamiz}}{\textit{peso total}} \times 100 \quad (19)$$

- El porcentaje más fino se calculó restando en forma acumulativa de 100% los porcentajes retenidos sobre cada tamiz (Expresión 20):

$$\% \textit{pasa} = 100 - \% \textit{retinido acumulado} \quad (20)$$

Contenido de humedad

El contenido de humedad es la pérdida de peso de una muestra secada al horno, expresada como un porcentaje del peso de la muestra (Gutiérrez, 2012). Se debe considerar que la actividad antrópica puede provocar cambios en la densidad aparente del suelo y que ésta tiende a ser variable en el espacio. El porcentaje de humedad se determinó con la siguiente fórmula (Expresión 21) (Muñoz, 2001):

$$\% H = \frac{W - W1}{W1} * 100 \quad (21)$$

Donde,

W=peso de la muestra de suelo

W1= peso del suelo secado en el horno.

Procedimiento

El porcentaje de humedad se realizó con el método de secado de la muestra; para ello se emplearon los siguientes materiales (Tabla 17):

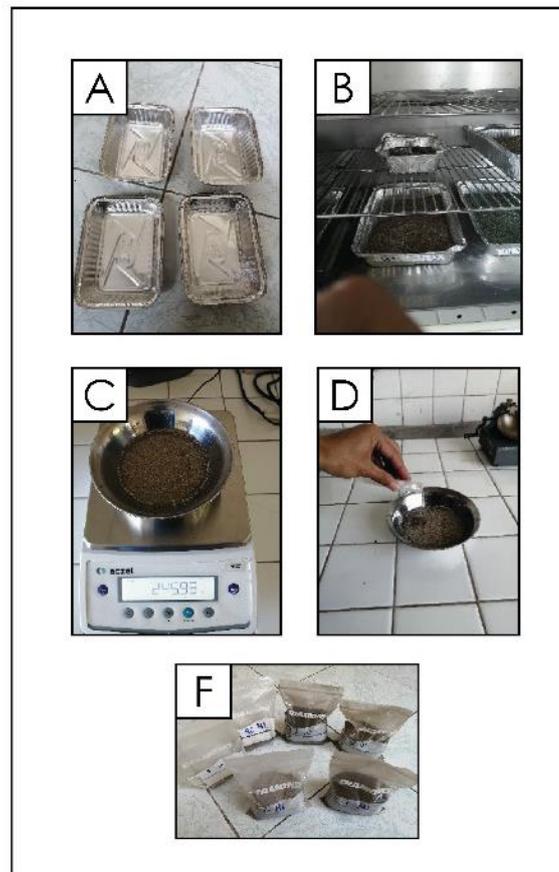
Tabla 17. Materiales porcentaje de humedad

Materiales	Cantidad
Bandeja de aluminio para horno	6
Horno de secado	1

Para realizar el cálculo del porcentaje de humedad se siguió los siguientes pasos:

- Selección de las bandejas de aluminio para horno de secado (Figura 19A)
- Pesado de la muestra en seco usando una balanza analítica (Figura 19B)
- Saturación de la muestra con 20, 40 y 80 ml (Figura 19C)
- Secado de la muestra en horno de secado a 100 °C (Figura 19D)
- Se pesó la muestra una vez salida del horno de secado (Figura 19E)
- Una vez pesada la muestra se procedió a aplicar la formula mencionada para determinar el porcentaje de humedad (Figura 19F)

Figura 19. Cálculo del porcentaje de humedad



Los datos obtenidos por granulometría se tabularon y se añadió rangos estimados de porosidad total, caudal específico y retención específica de obtenidos de Sanders (1998); Fetter (2001) (Tabla 18).

Tabla 18. Datos obtenidos en análisis granulométrico con valores de porosidad, porosidad específica y retención según Fetter (2001); Sanders (1998).

Muestra	Clasificación	Rango de porosidad	Porosidad específica (ne%)	Retención específica (Sr%)
Qda. Chalan-M	Areno-Limoso	20-35%	22	3
RC-M1	Areno-Limoso	20-35%	22	3
L-M1	Areno-Limoso	20-35%	22	3
L-M2	Areno-Limoso	20-35%	22	3
L-M3	Areno-Limoso	20-35%	22	3
SP-M1	Areno-Limoso	20-35%	22	3
Y-M1	Areno-Limoso	20-35%	22	3
SG-M1	Areno-Limoso	20-35%	22	3
SG-M2	Areno-Limoso	20-35%	22	3
G-M1	Areno-Limoso	20-35%	22	3
C-M1	Areno-Limoso	20-35%	22	3

3.5.2. Tratamientos de datos geofísicos

Los datos geofísicos fueron interpretados y analizados de forma estadística para establecer rangos e integrar toda la información procesada, teniendo en cuenta el radio de influencia de cada uno de los valores definidos en función de la distancia a la que se localizó el cambio litológico. Los mismos se utilizaron para validar la información litoestratigráfica de los sectores aledaños a los pozos dando mayor validez a la información, asimismo, a este análisis se integró la Geología del área de estudio (Anexo 1).

Además, se realizaron observaciones de campo en los sectores de San Pablo, Llío, Guano, San Vicente de los Elenes, San Gerardo, Riobamba, Cubijíes y Yaruquíes. Con lo descrito anteriormente se observaron depósitos volcánicos en los afloramientos

que se correlacionaron con litologías similares. Asimismo, se extrajeron rangos de resistividades eléctricas para estas, las cuales fueron reportadas en 6 registros de perforación, 5 tomografías eléctricas realizadas en 2016 (San Pablo, Los Elenes, Cubijés) por el Instituto Nacional de Investigaciones Metalúrgicas Minerales Geológicas INIGEM y en dos estudios eléctricos realizados por Lovato (2010).

A partir de la información descrita (perfiles constructivos los pozos, tomografías eléctricas, sondeos eléctricos y columnas estratigráficas levantadas en el campo) se generó una columna estratigráfica generalizada y un mapa rangos de resistividades eléctricas.

3.5.3. Tratamiento de datos hidrogeológicos.

A través del método de U.S. Soil Conservation Service se estimó valores de conductividad hidráulica para cada litología en función de la textura. Se complementó con valores de conductividad hidráulica saturada que se obtuvieron de ensayos de bombeo de 20 pozos, realizados por EP-EMAPAR (2008-2010) disponibles para la CBRCH que integran la base de referencia de valores típicos y están basados en el método de Jacob. Después, se estimó los valores de conductividad hidráulica saturada de las litologías asignadas al conjunto de capas o estratos considerados como unidad de cada uno de los puntos de monitoreo, a partir de valores medidos en campo dentro de la CBRCH.

La estimación de la conductividad hidráulica se realizó de forma empírica relacionando la distribución de tamaño de grano (tamaño de grano medio, tamaño de grano efectivo, uniformidad de tamaño de grano y tamaño de grano medio), dicha distribución se obtuvo a través de la curva granulométrica en donde se identificaron cada uno de los tamaños de grano, conociendo la porosidad estimada de cada una de las muestras, para finalmente observar si los valores son característicos del tamaño de grano permitiendo así identificar la muestra con mayor y menor conductividad hidráulica.

Una vez que la información fue ordenada y referenciados los puntos de monitoreo se cumplió con el tratamiento de información ocupada, la cual se integra en la Tabla 19, la misma que integra las litologías de las Formaciones geológicas.

Tabla 19. Valores estimados de conductividad hidráulica para diferentes tipos de rocas y suelos

		Valores estimados de la conductividad hidráulica (m/día)				
		Doménico	Smith & w	Freeze	Fetter	Sanders
Sedimentarias	Grava	25 a 2500	100 a 10E-5	100 a 10E6	10 a 1000	
	Grava con arena					
	Arena gruesa	0.1 a 500	0.01 a 1000	1 a 100	1 a 100	1 a 100
	Arena media	0.1 a 50				
	Arena fina	0.02 a 20		0.01 a 1	0.01 a 1	0.01 a 1
	Arena arcillosa			0.01 a 100	0.001 a 0.1	
	Silt, loess	10E-4 a 2	10E-4 a 1	10E-4 a 1	0.001 a 0.1	10E-4 a 1
	Arcilla	10E-6 a 4x10E-4	10E-7 a 10E-3		10E-6 a 10E-3	10E-6 a 10E-3
	Arcilla marina inalterada	10E-7 a 2X10E-4		10E-11 a 10E-7		
	Rocas Sedimentarias	Calizas Carstificadas	0.1 a 2000	0.05 a 0.5	0.1 a 1000	
	Calizas dolomías	10E-4 a 0.5	0.001 a 0.5			10E-4 a 1
	Areniscas	3x10E-5 a 0.5	10E-5 a 1	10E-1 a 1		
	Argilitas (siltstone)	10E-6 a 0.001		10E-5 a 1		
	Pizarra	10E-6 a 2x10E-4	10E-6 a 10E-4	10E-4 a 10E-8		10E-4 a 10E-8
	Pizarra fracturada/alterada		10E-4 a 1			
Rocas Igneas	Basálto inalterado sin fracturar		10E-6 a 10e-4			10E-6 a 10E-3
	Basálto fracturado/vesicular		10 a 1000			0.1 a 10E6
	Escorias basálticas		0.001 a 1000			

Valores estimados de la conductividad hidráulica (m/día)

Basálto permeable	0.03 a 2000		0.02 a 1000	
Ígneas y metamórficas sin fracturar	10E-9 a 10E-5	10E-9 a 10E-5	10E-9 a 10E-5	10E-9 a 10E-5
Ígneas y metamórficas fracturadas	0.001 a 25	10E-5 a 1	0.005 a 20	10E-5 a 1
Granito alterado	0.3 a 5			
Gabro alterado	0.005 a 0.3			

3.5.4. Métodos de representación de datos hidrogeológicos y geofísicos

La representación de los datos consistió en realizar mapas de distribución de parámetros con el fin de caracterizar de forma cuantitativa la conductividad hidráulica de cada Formación y resaltar sus propiedades hidrogeológicas. De esta forma, se obtuvieron mapas de conductividad hidráulica, piezométricos y de resistividad eléctrica.

Mapa Piezométrico

Se empleó con la finalidad de analizar el movimiento de agua subterránea a lo largo de la CBRCH de los 73 pozos de donde se tomó el dato de nivel de agua, colectado en las diferentes campañas de campo consideradas en este trabajo (INAMHI, 2010; Naranjo, 2013; Procel, 2018).

El mapa piezométrico se compuso de valores estimados de carga hidráulica en diferentes pozos y vertientes en la CBRCH, la cual se estimó mediante la diferencia entre la cota o elevación y niveles estáticos de agua medidos de los pozos y vertientes, posterior a ello se encontraron máximos y mínimos de dichos valores. Por consiguiente, se empleó el método de interpolación lineal con triangulación entre cada carga hidráulica que al interpolarse trazaron las líneas piezométricas, y perpendiculares a estas se trazaron las líneas de flujo de agua subterránea, partiendo de que el agua subterránea se mueve de valores mayores a menores.

Modelo de resistividades eléctricas

El modelo integró información litológica y geofísica, el cual se realizó por medio del software Adobe Illustrator versión 2021, en el que se elaboró una columna estratigráfica generalizada de la CBRCH, y se le añadió valores de resistividades eléctricas y potencia estimada de cada uno de los estratos para cada una de las Formaciones.

Mapa de conductividad hidráulica saturada

El mapa de conductividad hidráulica saturada se realizó con el fin de observar las Formaciones geológicas con valores más altos y bajos de conductividad hidráulica, además de conocer el movimiento del agua subterránea, caracterizando así las

Formaciones acuíferas de 20 pozos de bombeo en diferentes campañas consideradas en este trabajo.

Una vez que se unificó los datos de resistividades, litología, porosidad, texturas y conductividad hidráulica se realizó el mapa en el software ArcGis (versión 10.5). Para el cual, se utilizó el geoestadística de interpolación, a partir de centroides (puntos medios de cada polígono de las Formaciones Geológicas) ponderando valores de conductividad hidráulica. Además con la ayuda método de Kriging ordinario el cual tiene como principio la interpolación de los puntos x, y, z, tomando la distancia entre puntos para estimar la correlación espacial de las variables. De esta manera, se generó un mapa con información validada y un grado de confiabilidad subsecuente con los valores estimados y los criterios aplicados para la obtención del Mapa de Conductividades Hidráulicas saturadas puntuales basado en litología y características de los suelos.

Mapa de Texturas

El mapa de texturas de suelo está compuesto del mapa de taxonomía de suelos y cobertura vegetal. En las áreas donde no existía información sobre el suelo se dio valores dominantes del tipo de suelo en su vecina inmediata a través del paquete ArcGis (versión 10.5).

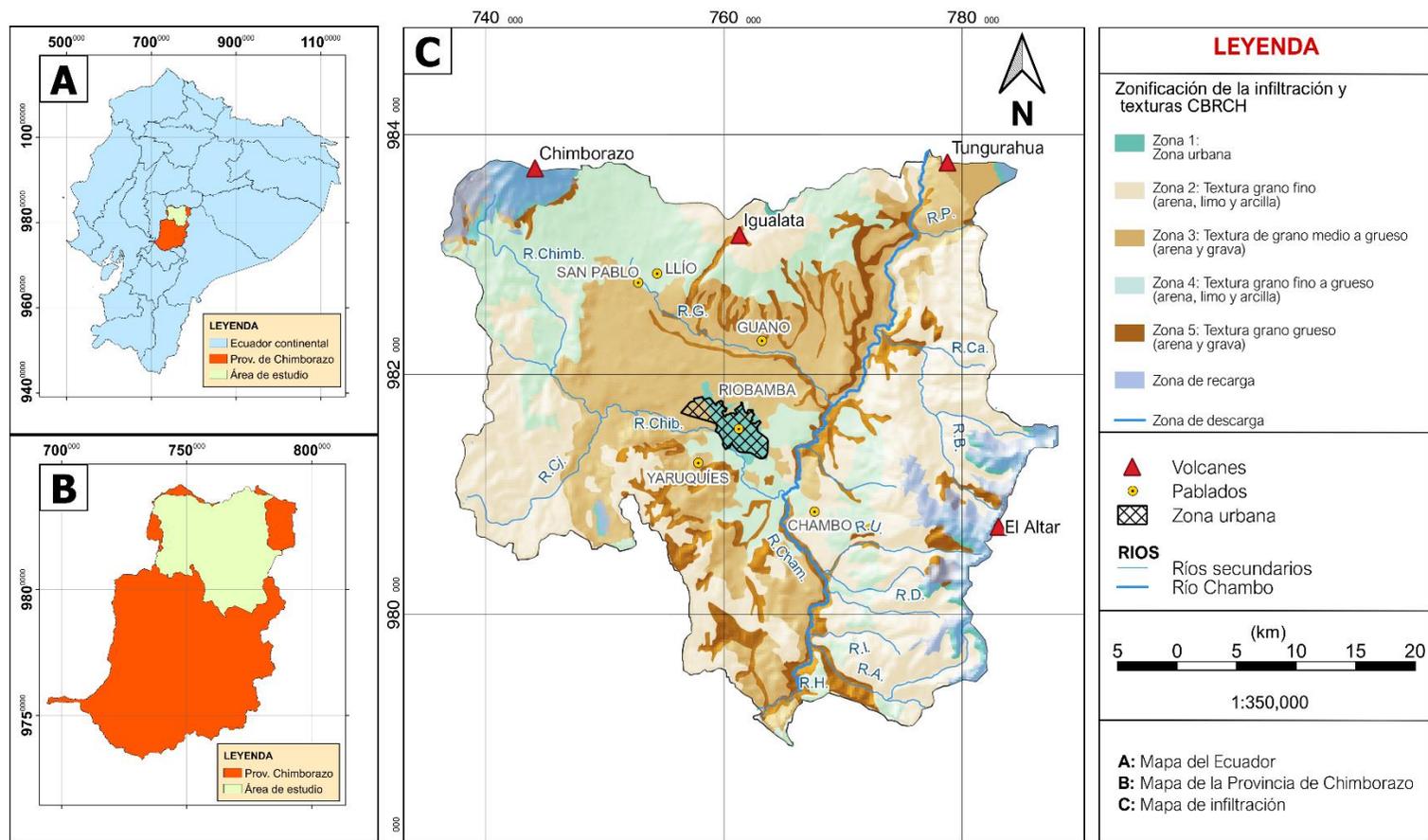
4. RESULTADOS Y DISCUSIÓN

4.1. Zonificación del área de estudio

Núñez (2020) estimó zonas de infiltración, escorrentía, y zonas de recarga y descarga, 5 zonas de acuerdo con su grado de influencia en la infiltración. Donde la zona 5 indica la zona de infiltración, 4 de infiltración \pm escorrentía, 3 de escorrentía e infiltración, 2 de escorrentía \pm infiltración y 1 escorrentía superficial de la cuenca (Figura 20).

La zona 5 comprende suelos de textura de grano medio a grueso, arenas a gravas. La zona 4 está formada por suelos de textura grano grueso, limos a arcillas y textura grano medio, arenas a limos. La zona 3 comprende suelos de textura de grano grueso, arenas y textura de grano medio a grueso, arenas a gravas. La zona 2 se identifica por la presencia de suelos de texturas de grano fino, arenas con suelos de texturas de grano fino, limos arcillas. La zona 1 comprende la zona urbanizada del área de estudio (Figura 20).

Figura 20. Zonas de infiltración y texturas de la CBRCH.



Modificado de Núñez (2020).

4.2. Análisis de datos hidrogeológicos.

Con base en los ensayos de granulometría y contenido de humedad de las muestras colectadas en la campaña de campo de junio/julio de 2019 y las muestras recopiladas de los trabajos de EP-EMAPAR (2008-2010); Lovato (2010); Naranjo (2013); Mendoza (2018); Proaño (2018); Buenaño (2019); y Procel (2018), se determinó las propiedades del suelo: porosidad, saturación, contenido de humedad, transmisividad y coeficiente de almacenamiento (Tabla 20,21).

Con respecto a la porosidad, los valores obtenidos no presentaron variaciones considerables debido a que las muestras analizadas poseen una textura similar. Se identificó además que al variar la saturación en cada uno de los análisis el contenido de humedad aumentaba mostrando valores más altos para la muestra C-M1 (arenisca con clastos volcánicos) en la zona de Cubijíes. Los valores más bajos se registraron en la muestra SG-M1 (arenisca y limo) ubicada en la zona de San Gerardo. Al analizar la permeabilidad intrínseca se observó que en las zonas areno-limosas es mayor que en zonas donde predominan litologías de arena-grava (Tabla 20).

Las litologías de las Formaciones Geológicas son variadas yendo desde limos hasta brechas y conglomerados de tipo volcánico, pero en textura son similares ya va de grano fino-grueso. Identificando mayores conductividades hidráulicas en la Formación Cangahua, Volcánicos del Igualata (arenas volcánicas, conglomerados matriz-soportada y cenizas finas poco consolidadas), mientras que valores bajos son para la Formación Cizaran (areniscas tobaceas y flujos de lava) (Tabla 21).

Tabla 200. Resumen de parámetros hidrogeológicos obtenidos en laboratorio

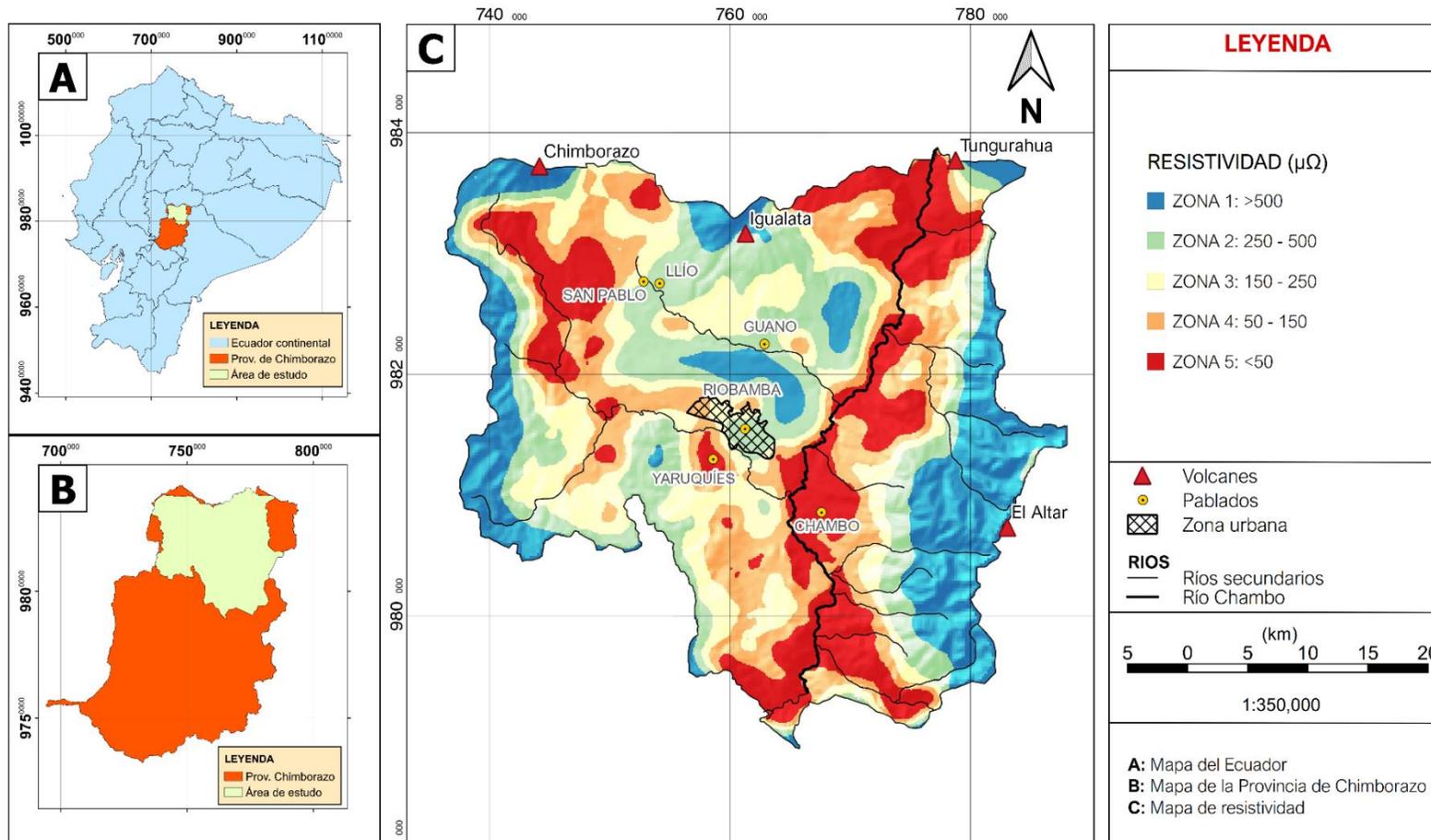
Acuífero	Localidad	Muestra	Clasificación	Rango de porosidad	Saturación (ml)			Contenido de Humedad (%)		
					A= 20	B= 40	C= 80	A	B	C
Llío-Guano	Llío	L-M1	Areno-Limoso	20-35%	A= 20	B= 40	C= 80	41,044297	76,6349584	152,397939
	Llío	L-M2	Areno-Limoso	20-35%	A= 20	B= 40	C= 80	39,6930734	68,3910307	148,072384
	Llío	L-M3	Areno-Limoso	20-35%	A= 20	B= 40	C= 80	40,6153251	81,0491027	153,441136
	San Pablo	SP-M1	Areno-Limoso	20-35%	A= 20	B= 40	C= 80	54,1317636	71,0859055	138,917813
	Guano	G-M1	Areno-Limoso	20-35%	A= 20	B= 40	C= 80	39,5434162	80,3098247	158,092132
Riobamba	San Gerardo	SG-M1	Areno-Limoso	20-35%	A= 20	B= 40	C= 80	34,931901	70,8913915	143,577019
	San Gerardo	SG-M2	Areno-Limoso	20-35%	A= 20	B= 40	C= 80	37,4291854	76,1782686	153,441136
	Cubijies	C-M1	Areno-Limoso	20-35%	A= 20	B= 40	C= 80	37,1604938	139,334065	218,624222
	Cubijies	RC-M1	Areno-Limoso	20-35%	A= 20	B= 40	C= 80	38,6282306	77,1570577	115,228628
Yaruquíes	Yaruquíes	Y-M1	Areno-Limoso	20-35%	A= 20	B= 40	C= 80	38,7497535	78,8404654	153,618616
	Licto	Qda. Chalan-M	Areno-Limoso	20-35%	A= 20	B= 40	C= 80	38,6282306	77,1570577	115,228628

Análisis de datos Geofísicos

El estudio de datos geofísicos se fundamentó en el análisis de cada uno de los datos recopilados de los trabajos de diferentes autores de EP-EMAPAR (2008-2010); Naranjo (2013); Tenelema (2017); Proaño (2018); Buenaño (2019), con el objetivo de proporcionar características descriptivas de cada afloramiento de la CBRCH.

Según el análisis estadístico se caracterizó las zonas según su textura y valores de resistividades en micróhmios ($\mu\Omega$). La zona 1 se determinó como zona impermeabilizada, es decir, presenta valores de resistividad de (500-6000) La zona 2 mostró valores inferiores (3.23) correspondientes a areniscas, arcillas y limos y valores superiores (258) para flujos de lava y avalancha de escombros. La zona 3 demostró que existen valores inferiores (2.83) correspondientes a limos, arcillas con contenido de humus y valores superiores (493) para tobas y avalanchas de escombros. La zona 4 demostró valores inferiores (3.18) correspondientes a limos y arcillas y valores superiores (60.8) para tobas, conglomerados. La zona 5 demostró valores inferiores (382) correspondientes a areniscas, arcillas, flujos de lavas y valores superiores a (500) para areniscas cuarcitas, esquistos, pizarras, flujos de escombros (Figura 21, Anexo 1).

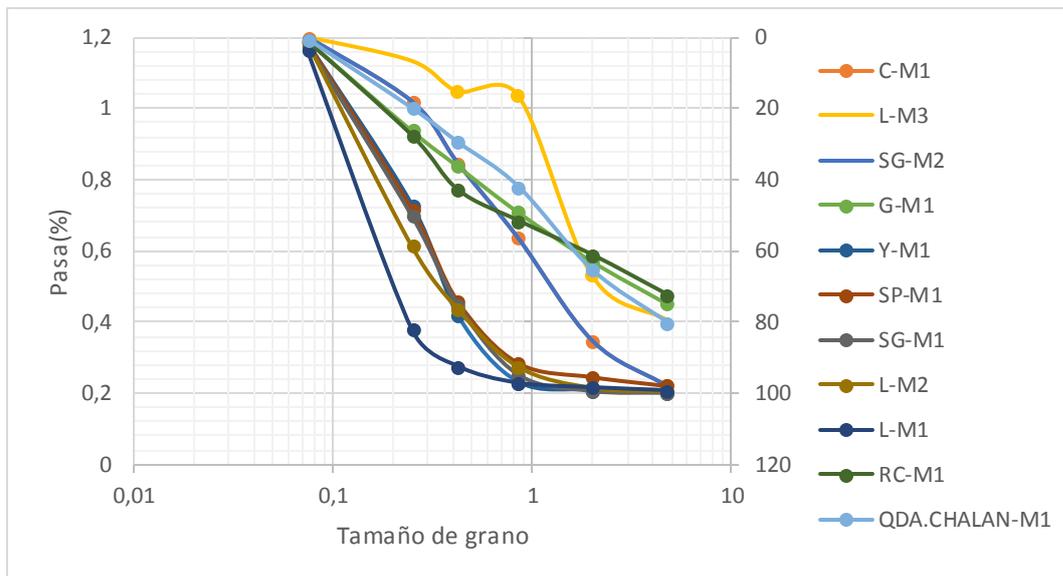
Figura 21. Mapa de resistividades de la CBRCH



4.3. Conductividad Hidráulica

El análisis granulométrico permitió determinar el tamaño de grano. Al representar los datos en la curva granulométrica se identificó que la mayoría de las muestras se encuentran entre el campo arena-limo y arena-grava (Figura 22). A la vez, se determinó que las conductividades hidráulicas son mayores en las zonas areno-limosa mientras que para las zonas arena-grava existe menor conductividad hidráulica.

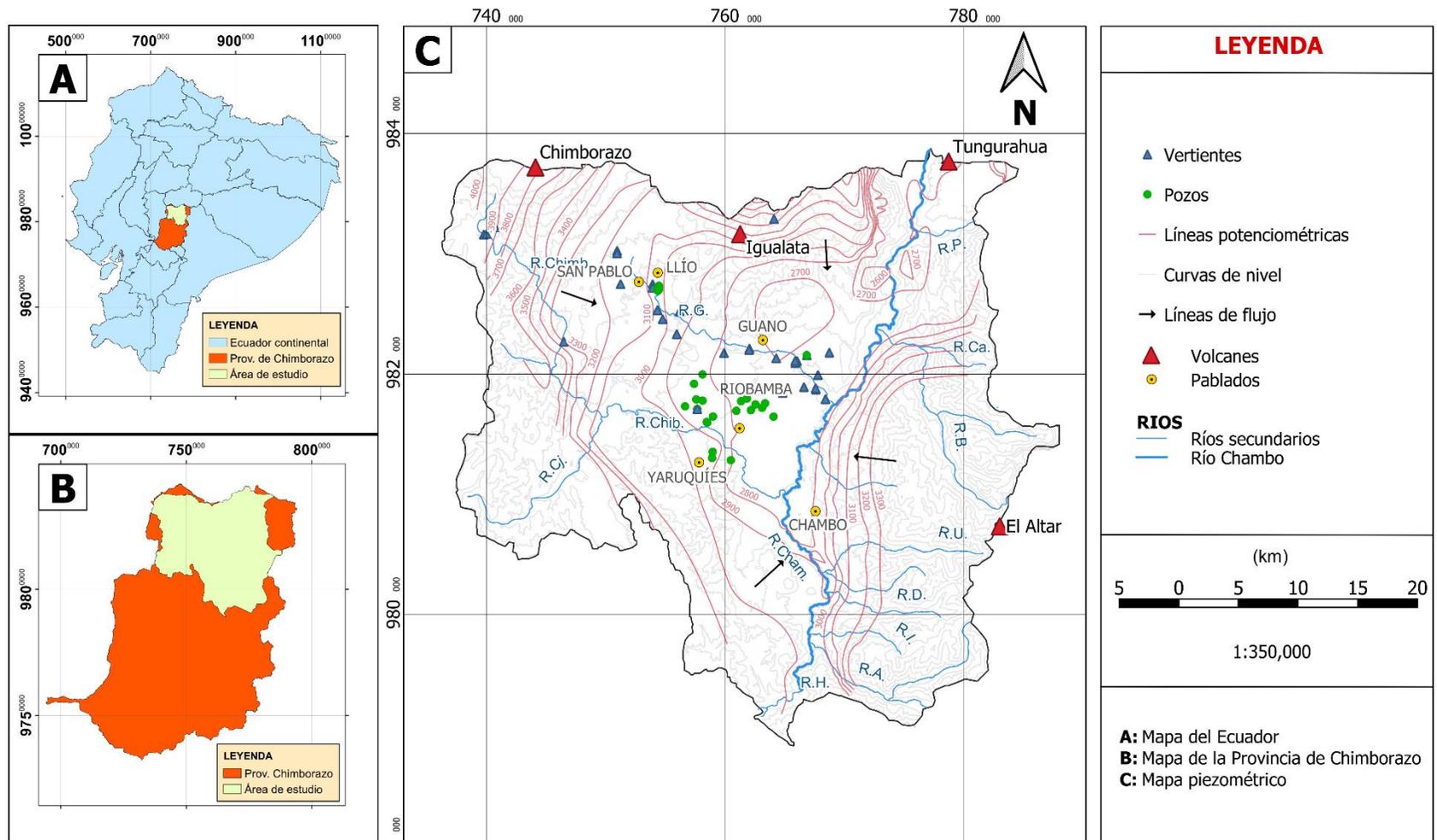
Figura 22. Curva granulométrica de las muestras obtenidas en la campaña de campo junio/julio 2019.



Las muestras obtenidas en Llíó-San Pablo presentan los valores más altos de conductividad hidráulica en comparación con las muestras de Yaruquíes, Guano, Riobamba, y San Gerardo (Figura 22).

Con base a los niveles estáticos en pozos y cotas en vertientes (Tabla 12), se elaboró el mapa piezométrico, el cual nos indica que el agua subterránea se mueve desde el volcán Chimborazo, pasando por las localidades de Llíó-San Pablo, Guano, mientras el agua subterránea se dirige hacia el río Chambo y pasa por Riobamba donde se encuentran varios pozos principalmente lo que distorsiona el flujo del agua, hasta aportar al río Chambo (Figura 23).

Figura 23. Mapa Potenciómetro de la CBRCH



Con en base a los datos de granulometría, método de propuesto por U.S. Soil Conservation Service (2008) y campañas de campo junio/julio 2019. Se estimó valores de conductividad hidráulica para las formaciones saturadas empleando los datos de pozos exploratorios para generar el mapa final de conductividad hidráulicas (Tabla 21, Figura 24).

Tabla 21. Resumen de parámetros hidrogeológicos de las unidades acuíferas de la CBRCH.

Formación Geológica	Litología	Textura	Porosidad (%)	k (m/día)
Formación Riobamba	Areniscas masivas, conglomerados matriz-soportados con líticos andesíticos, limos y areniscas finas, areniscas volcánicas con laminaciones de ceniza.	Textura de grano fino a grueso	10-50%	0.0135-0.5
Volcánicos del Chimborazo	Flujos de lava, flujos piroclásticos, depósitos de caída de cenizas	Textura de grano grueso	20-45	0.01-100 0.00153-0.1
Formación Yaruquíes	Areniscas finas amarillas a rojizas, conglomerados	Textura de grano fino a grueso	20-45	0.25-0.6
Formación Cizarán	Areniscas tobáceas, limolitas púrpuras, tobas y brechas detríticas matriz-soportadas	Textura de grano fino a grueso	11-30%	0.0994-1.04
Volcanicos del Igualata	Arenas volcánicas y cenizas finas	Textura de grano fino a grueso	15-65%	0.001-0.1
Unidad Chambo	Conglomerados matriz-soportados, areniscas finas no consolidadas y limos	Textura de grano fino	10-50%	0.25-1
Volcanicos del Altar	Piroclastos de pómez intercalados con tobas arenosas y lavas verdes	Textura de grano fino a grueso	15-45%	0.0132-0.25
Formación Cangahua	Arenisca poco consolidada	Textura de grano fino	40-58%	0.1-1000

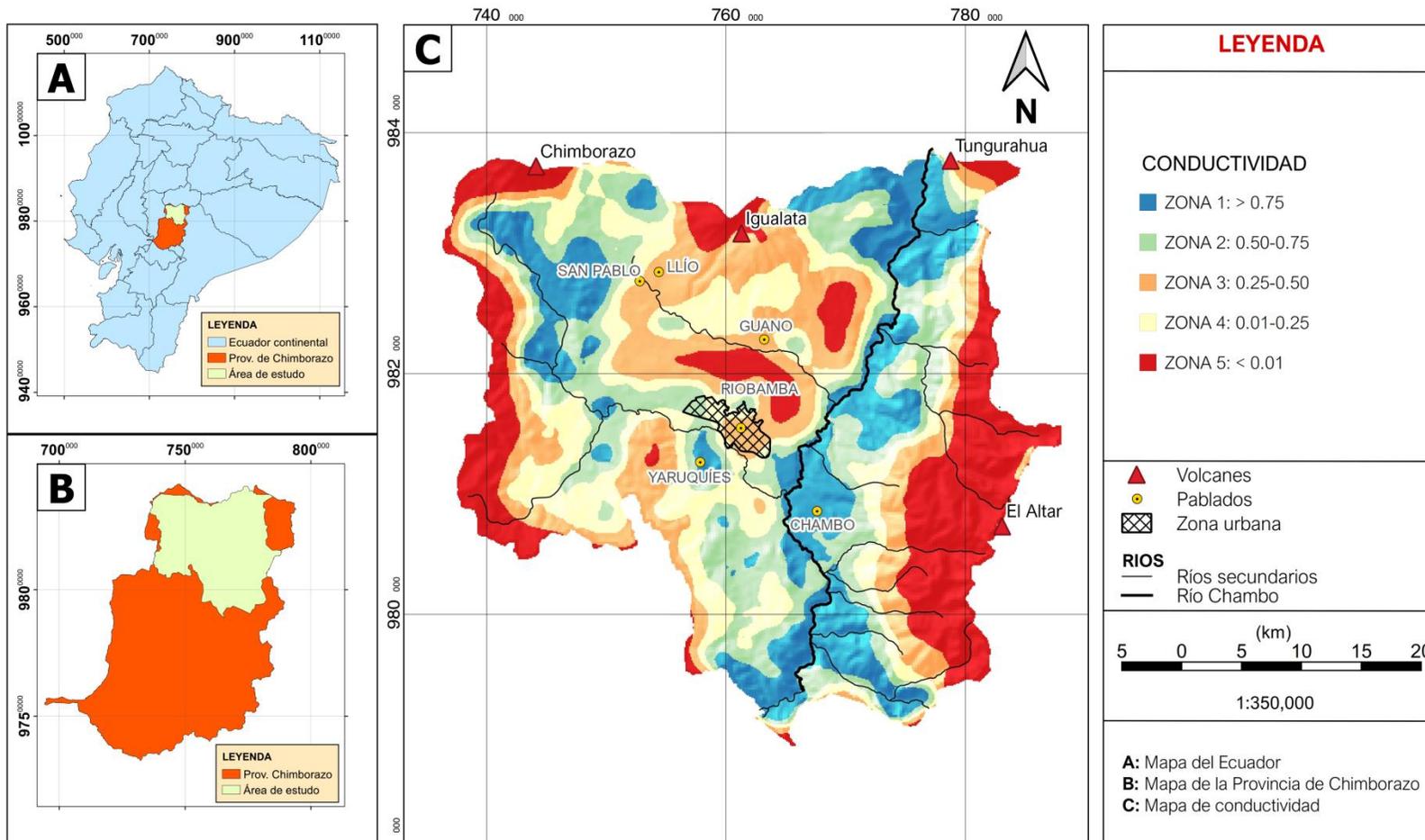
Para el cálculo de la transmisividad y coeficiente de almacenamiento se tomó en cuenta a los pozos ubicados principalmente en la ciudad de Riobamba, Guano y Yaruquíes en la campaña del año 2017 (Tabla 22). Se observa que la mayor transmisividad y coeficiente de almacenamiento en el acuífero Lío-Guano, mientras que los valores más bajos de transmisividad se observan en el acuífero Yaruquíes, lo cual concuerda con el mapa piezométrico (Figura 23).

Tabla 22. Parámetros hidrogeológicos

ACUÍFERO	NOMBRE	LOCALIDAD	X	Y	T	S	k_(m/dia)	k_(m/s)
Llío-Guano	Langos	Guano	760132	9822180	13,2	5,49E+03	0,0766	8,87E-07
	Los Chingazos	Guano	769032	9822158	161,53	4,98E-25	0,966644	1,12E-05
	El Carmen	Guano	758401	9820331	6059	2,19E-07	27,311492	3,16E-04
Riobamba	Brigada Galapagos	Riobamba	760979	9816928	188,9	3,30E-06	0,906343	1,05E-05
	San Martin de Veranillo	Riobamba	764359	9816828	295,58	5,77E-06	1,841023	2,13E-05
	Lican	Riobamba	754519	9817112	3,52	5,48E+02	0,017693	2,05E-07
	Liribamba	Riobamba	756937	9817682	413,09	2,15E+00	1,776854	2,06E-05
	San Antonio - Via Baños	Riobamba	763392	9817550	79,92	2,17E-12	0,514213	5,95E-06
	Quebrada colorada	Riobamba	762947	9807070	201	1,37E+00	0,989412	1,15E-05
	Santa Ana de Tapi	Riobamba	758178	9819647	55,35	9,76E-03	0,257529	2,98E-06
Yaruquies	Shuyo	Yaruquies	759209	9813371	4,26	2,39E-01	0,016737	1,94E-07
	Santa Cruz	Yaruquies	760772	9813185	20,4	8,07E-12	0,071897	8,32E-07

Obtenidos de pozos exploratorios en distintas localidades.

Figura 24. Distribución de la conductividad hidráulica en el área de estudio



4.4. Unidades Hidrogeológicas

Con base en la información geológica (mapa geológico del área de estudio), hidrogeológica (ensayos puntuales y pruebas de bombeo), geofísica (resistividad y tomografías eléctricas), y litológica (mapa de textura del suelo) se correlacionó los datos obtenidos de conductividad hidráulica y resistividad eléctrica caracterizando las principales Unidades Hidrogeológicas que constituyen los niveles acuíferos en la CBRCH.

De acuerdo con Procel (2018), en la CBRCH se han identificado tres acuíferos multinivel de origen volcano-sedimentario: Llíó-Guano, Riobamba y Yaruquíes conformados por los depósitos procedentes de la actividad volcánica del Chimborazo, Igualata, El Altar y Tungurahua. En este sentido, a través del análisis de las muestras de suelo y roca colectadas en la campaña de campo de 2019 se obtuvo los parámetros hidrogeológicos característicos para estos sistemas acuíferos que se discuten a continuación.

En el acuífero de Llíó-Guano, de acuerdo con la información geológica se identificó la presencia de las Unidades Hidrogeológicas de Chimborazo e Igualata. Con respecto a los volcánicos Chimborazo se analizó un total de 5 muestras compuestas por textura de grano fino a grueso (arena, limo, y arcilla). La Formación presentó una conductividad hidráulica de 0.01-1000 (m/día) (Tabla 21; Figura 24) y resistividad eléctrica de 435-9500 ($\mu\Omega$) (Anexo 1; Figura 21), presenta una porosidad entre 20-45%, permeabilidad intrínseca media-baja. Con respecto a los Volcánicos Igualata, la conductividad hidráulica varía de 0.001-0.1 (m/día) (Tabla 21; Figura 24) con una resistividad eléctrica de 165-246 ($\mu\Omega$) (Anexo 1; Figura 21), y se caracteriza por una porosidad de 10-50% y permeabilidad intrínseca media-baja. En general, estos datos indican un alto potencial acuífero para las Unidades Hidrogeológicas de Llíó-Guano (Figura 25), considerando también su ubicación en la Zona 3 (infiltración>escorrentía) cercana al área de recarga (Figura 20). Se concluye que debido a sus características hidrogeológicas el acuífero presentaría una alta productividad.

El acuífero de Riobamba es característico por la presencia de las Unidades Hidrogeológicas de Riobamba, Cizarán y Chimborazo se analizó 5 muestras compuestas por textura de grano medio a grueso (arena y grava), perteneciente a la Formación Riobamba. La Formación presentó una conductividad hidráulica de 0.01535-0.5 (m/día) (Tabla 21; Figura 24) y resistividad eléctrica de 56.6-300 ($\mu\Omega$) (Anexo 1; Figura 21), con una porosidad de 10-50% y alta permeabilidad intrínseca media-baja. En la Formación

Cizarán, la conductividad hidráulica presenta un rango de 0.0994-1.04 (m/día) (Tabla 21; Figura 24), con una resistividad eléctrica de 47-450 ($\mu\Omega$) (Anexo 1; Figura 21), cuenta con una porosidad con rangos amplios 11-30%, posee una permeabilidad intrínseca media-alta. En general, este acuífero presenta un buen potencial acuífero (Figura 25), no obstante, por su ubicación en las zonas urbanas 1 y 2 (zonas de mayor escorrentía) (Figura 20). La productividad de agua subterránea es menor con respecto a Lío-Riobamba.

En Yaruquíes, se identificó las Unidades Hidrogeológicas de Yaruquíes y en menor ocurrencia, Formación Cangahua y Volcánicos de Chimborazo. La Formación Yaruquíes, presentó una conductividad hidráulica de 0.25-0.6 (m/día) (Tabla 21; Figura 24) y resistividad eléctrica de 75-95 ($\mu\Omega$) (Anexo 1; Figura 21), se caracteriza por una alta porosidad entre 25-40%, permeabilidad intrínseca media-baja. En cuanto a la Formación Cangahua, la conductividad hidráulica 0.01-100 (m/día) (Tabla 21; Figura 24) y resistividad eléctrica 20-700 ($\mu\Omega$) (Anexo 1; Figura 21), porosidad entre 40-58% y una amplia variación en permeabilidad intrínseca de media a baja. En saturación no se desintegra por la presión de los poros, además de ser difícil de excavar o cortar cuando esta húmeda y duro cuando está seca (Guevara, 2010). Con respecto a los Volcánicos Chimborazo, presentan una la conductividad hidráulica de 0.00153-0.1 (m/día) (Tabla 21; Figura 24), con una resistividad eléctrica de 146-485 ($\mu\Omega$) (Anexo 1; Figura 21), se caracteriza por una porosidad de 15-65% y una permeabilidad intrínseca de media a baja. En general, estos datos indican un buen potencial acuífero para las Unidades Hidrogeológicas de Yaruquíes (Figura 25), no obstante, considerando también su ubicación en la Zona 2 y 4 (infiltración=escorrentía) al igual que la Formación Riobamba y Cangahua (Figura 20). Se concluye que debido a sus características hidrogeológicas presentaría una productividad media a baja.

Por otra parte hacia el lado NE del río Chambo, se identificó las Unidades Hidrogeológicas de Chambo y volcánicos EL Altar. La Unidad Chambo presentó una conductividad hidráulica de 0.25-1 (m/día) (Tabla 21; Figura 2), y una resistividad eléctrica 57-400 ($\mu\Omega$) (Anexo 1; Figura 21), Posee una porosidad de 10-50% y una alta permeabilidad intrínseca. Por su parte los Volcánicos El Altar, presentan una conductividad hidráulica 0.0132-0.25 (m/día) (Tabla 21; Figura 24) y resistividad eléctrica de 37-356 ($\mu\Omega$) (Anexo 1; Figura 21). En general, estos datos indican un buen potencial acuífero para las Unidades Hidrogeológicas de Chambo y El Altar (Figura 25), además su distribución de tamaño de grano indica arena gruesa-grava, considerando que se

encuentran ubicados en la Zona 3 y 4 (infiltración e escorrentía) (Figura 20). Se concluye que debido a sus características hidrogeológicas presentaría una productividad media a baja.

El análisis de la transmisividad, coeficiente de almacenamiento y permeabilidad intrínseca de los pozos exploratorios junto a la distribución de los niveles piezométricos del agua subterránea indica que la conductividad hidráulica es mayor en Llí-Guano, disminuye en Riobamba, y alcanza valores más bajos en Yaruquies. Para el acuífero Llí-Guano observamos que posee una transmisividad de 20,4 a 20, coeficiente de almacenamiento de 0,00976 a 1,37 y una permeabilidad intrínseca de 0,071897 a 0,989412 (m/día). Para el acuífero Riobamba, presentan una transmisividad de 3,52 a 413,09, coeficiente de almacenamiento de $2.17 \cdot 10^{-12}$ a 548 y una permeabilidad intrínseca de 0,514213 a 27,311492 (m/día). En el acuífero Yaruquies, corresponde una transmisividad de 4,26 a 161,53, coeficiente de almacenamiento de $4,98E-25$ a 0,239 y una permeabilidad intrínseca de 0,016737 a 0,966644 (m/día) (Tabla 22).

Con respecto a la resistividad eléctrica, los valores más altos se encontraron en Riobamba y Yaruquies, y menores en Llí San Pablo (Figura 21). Estas correlaciones coinciden con las observaciones empíricas de Rodríguez (1995) que indican que Formaciones con una alta porosidad o fracturamiento, saturadas de agua y con una alta conductividad hidráulica presentan valores de resistividad eléctrica más bajos que Formaciones con menores valores de conductividad hidráulica y por tanto, alta resistividad eléctrica.

Para el acuífero de Llí-Guano se observó que existen resistividades entre 146-9500 ($\mu\Omega$), para el acuífero de Riobamba posee resistividades de 3.23-6000 ($\mu\Omega$), para el acuífero Yaruquies se observan resistividades de 20-700 ($\mu\Omega$). En general se puede apreciar que los valores de resistividad eléctrica son más altos para los acuíferos de Llí-Guano y Riobamba, mientras que para Yaruquies son más bajos, lo que indica que el acuífero de Yaruquies se encuentra muy cerca de la zona de descarga de la CBRCH, por ende posee alta conductividad hidráulica (Figura 25).

El estudio de Martínez et al. (2019) muestra que existe una estrecha relación en laboratorio entre la conductividad hidráulica y la resistividad eléctrica ya que esta depende del grado de saturación del suelo, a través de la curva de compactación de suelo, donde muestra que mientras la saturación del suelo aumenta la resistividad

disminuye, así mismo Milsch et al. (2008), presentan una relación teórica entre la conductividad eléctrica y permeabilidad hidráulica a partir del análisis de las leyes de Ohm y de Darcy. En muestras puntuales se concluye que: la conductividad hidráulica depende del fluido y el tamaño del poro, mientras que la conductividad eléctrica experimenta variaciones a medida que cambia la saturación del medio poroso.

Figura 25. Columna estratigráfica generalizada de las Unidades de la CBRCH.

ESTRATIGRAFÍA		RESISTIVIDAD ($\mu\Omega$)	CONDUCTIVIDAD k(m/día)	LITOLOGÍA	AMBIENTE DEPOSICIONAL	HIDRO-ESTRATIGRAFÍA
Cuaternario	Holo	-	-			
	Pleis.	-	-	Limos, arenas y arcillas.	Depósitos superficiales aluviales y coluviales, Terrazas aluviales y depósitos glaciares de morrenas y till.	
Neógeno	Volc. Tungurahua	-	-	Depósitos de avalancha de escombros de composición andesítica, flujos de lava y depósitos piroclásticos, epiclásticos y de caída.	Depósitos volcánicos.	
	Volc. Chimborazo	146-485 485-9500	0.01 - 100 0.00153 - 0.1	Flujos de lava, ignimbritas y avalanchas de escombros.	Depósitos volcánicos.	Acuífero de Yaruquíes
	Fm. Cangahua	20-7000	0.1 - 1000	Tobas volcánicas con plagioclasa, piroxeno y anfíbol en una matriz limosa fina.	Depósitos volcánico-clásticos	
	Volc. El Altar	37-356	0.0132 - 0.25	Depósito de avalancha de escombros formando brechas volcánicas, bloques y cantos de composición andesítica.	Fuente volcánica del Altar.	Acuífero de Cubijas?
	U. Chambo	57-400	0.25 - 1	Conglomerados matriz-soportados, areniscas finas, limos laminados interestratificados con bancos de ceniza.	Terrazas aluviales y depósitos de aluviones y avalanchas de escombros.	
	Volc. Igualata	165-246	0.001 - 0.1	Flujos de lava, depósitos volcánicos de caída, flujos piroclásticos de ignimbrita andesítica, brechas volcánicas y depósitos de lahar.	Fuente volcánica.	Acuífero de Uño - Guano
	Fm. Riobamba	56.6-300	0.0135 - 0.5	Conglomerados matriz soportada de clastos de composición andesítica, areniscas, limos, areniscas finas y depósitos volcánicos.	Ambiente fluvial y lacustre con aporte volcánico. Glaciación.	
	Fm. Cizarán	47-450	0.0994 - 1.04	Lavas andesíticas porfiríticas, sedimentos volcánico-clásticos de composición ácida e intermedia, y brechas matriz - soportadas.	Fuente volcánica, lahares.	Acuífero de Riobamba
	Fm. Yaruquíes	75-95	0.25 - 0.6	Areniscas finas amarillas a rojizas, al tope conglomerados de andesitas y cuarcitas intercalados con areniscas rojas.	Ambiente fluvial.	Acuífero de Yaruquíes
	Fm. Apagua	-	-	Areniscas, limolitas y lutitas depositadas en una facies turbidítica proximal a media de un abanico turbidítico submarino.	Fuente volcánica contemporánea.	
Paleógeno	Eoc.	-	-			
	Pal.	-	-			
Cretácico	Cam.	-	-			
	Sam.	-	-			
Jurásico	Con.	-	-			
	U. Pelletec	-	-	Filitas verdes, rocas verdes o meta basaltos, basaltos serpentinizados, serpentinitas y bloques rodados de grabos.	Remanente de piso oceánico.	
	U. Río Daldal	-	-	Filitas foliadas con niveles metasedimentarios.	Ambiente de plataforma continental.	
	Fm. Maguazo	-	-	Turbiditas, andesitas verdes, tobas verdes metamorfoseadas, pizarras carbonáceas, y en menores cantidad ortocuarcitas y mármoles.	Depósitos de decantación en suspensión en un ambiente de fald continental.	
	U. Guamate	-	-	Cuarcitas y pizarras negras.	Ambiente acuoso transicional.	
	U. San Pablo de Salí	-	-	Piroclásticos, con secciones andesíticas metamorfoseadas.	Depósitos piroclásticos.	
Inf.	U. Alao Paute	-	-	Esquistos verdes y localmente metabasaltos silicificados, cloritizados y con un grado de metamórfico muy bajo.	Basamento.	

Ubicadas W-E del río Chambo. Modificado de Procel (2018)

5. CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES

5.1. Conclusiones

Con las muestras de campo tomadas en la campaña junio/julio 2019, se realizó el análisis granulométrico en el cual se determinó propiedades de la roca como: porosidad saturación, contenido de humedad, los cuales se complementaron con trabajos anteriores, estimado así la conductividad hidráulica.

La CBRCH se caracteriza geofísicamente por zonas de altas resistividades eléctricas (5-1000) ya que la gran parte de Formaciones están compuestas por depósitos volcánicos, así mismo cerca del río Chambo se encontraron Formaciones con menor conductividad hidráulica. Cabe mencionar que dentro de las zonas se observó valores (250-1000) donde probablemente exista acumulación de agua subterránea.

La metodología empleada en el estudio permitió estimar valores aproximados de la conductividad hidráulica ya que es un valor con gran grado de incertidumbre, debido a que depende de las características del medio poroso.

El estudio de parámetros hidrogeológicos combinados con los geofísicos permitió identificar 4 Unidades Hidrogeológicas las cuales se las caracterizó de manera general de acuerdo con las Formaciones Geológicas y sus características contenidas en las mismas, para estimar la dirección del flujo de agua subterránea.

El acuífero de Llí-Guano presentó un alto potencial acuífero para el almacén y transporte de agua subterránea contenido en las zonas 3. Las principales Formaciones que constituyen este sistema acuífero son los volcánicos de Chimborazo e Igualata. Los acuíferos con menor potencial corresponden a Riobamba, Yaruquíes y las Unidades Hidrogeológicas de Chambo y El Altar. El acuífero de Riobamba se caracteriza por encontrarse en las zonas 1 y 2. Las Formaciones comprendidas en este acuífero son Formación Riobamba, Cizarán y Volcánicos Chimborazo, caracterizados por altas resistividades eléctricas y bajas conductividades hidráulicas, no obstante, debido a su alta impermeabilización por el uso de suelo urbano, se considera zona de escorrentía, con potencial acuífero bajo a medio. El acuífero de Yaruquíes por otro lado comprende Volcánicos Chimborazo, Formación Cangahua y Yaruquíes, correspondiente a la zona 2,3 y 4 con bajas resistividades eléctricas y alta conductividad hidráulica. Las unidades

hidrogeológicas Chambo y El Altar, correspondiente a la zona 4, 5 corresponden a valores de resistividad eléctrica altos y conductividad hidráulica bajos, y representa la zona de infiltración de la cuenca con un grado medio de transporte.

5.2. Recomendaciones

Para el análisis completo de las litologías aflorantes en una cuenca hidrográfica es recomendable realizar un estudio cartográfico previo involucrando descripciones Geológicas a detalle de investigaciones anteriores con la finalidad de realizar una selección previa de los sitios propicios para el muestreo y elaboración de columnas estratigráficas.

En el análisis in situ de posibles Unidades Hidrogeológicas es indispensable realizar un estudio de estación total para determinar posibles afloramientos en función de la distribución de pozos y vertientes con el objetivo de realizar descripciones detalladas de los sistemas acuíferos.

En la fase de muestreo de suelos y rocas es recomendable coleccionar muestras representativas de cada fase volcánico-sedimentaria y volcánica en la columna estratigráfica de la Unidad Hidrogeológica de estudio con el fin de identificar cambios horizontales y verticales en las características litológicas de la Unidad.

En el análisis de laboratorio de los parámetros hidrogeológicos se recomienda aplicar ensayos puntuales que disminuyan la incertidumbre y permitan obtener valores correlacionables que sustenten las observaciones realizadas en campo y en el trabajo de escritorio (tomografías, registros eléctricos, entre otros).

Una vez obtenidos los datos de conductividad hidráulica y resistividad eléctrica es recomendable realizar análisis estadísticos de la información con el objetivo de determinar variaciones significativas, al igual que, sintetizar información más relevante para su representación en mapas de distribución.

6. REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS

Acosta-Solís, M. (1984). Los páramos andinos del Ecuador. Quito (Ecuador): Publicaciones Científicas MAS. p. 220.

Acuña, J. (2011). Medida de Resistividad del Terreno. Universidad de Chile. Santiago-Chile. Obtenido de: https://www.u-cursos.cl/usuario/834c0e46b93fd72fd8408c492af56f8d/mi_blog/r/1_Informe_Resistivdadde_Suelo.pdf

Alcaraz, S., Leyrit, H., Robin, C., Bernard, B. et Eiseen, J.P. (2002). L'avalanche de débris du Volcan Chimborazo, Equateur: caractéristiques faciologiques et morphologiques. Francia: Réunion Sci. Terre-Nantes.pp.48.

Alvarado, A., Audin, L., Nocquet, J.M., Jaillard, E., Mothes, P., Jarrín, P., Segovia, M., Rolandone, F. and Cisneros, D., 2016. Partitioning of oblique convergence in the northern Andes subduction zone: migration history and present-day boundary of the North Andean Sliver in Ecuador, American Geophysical Union, 38 pp.

Alvarado, C., & Barahona, M. (2017). Comparación de tres métodos de infiltración para calcular el balance hídrico del suelo, en la Cuenca del río Suquiapa, El Salvador. Universidad de El Salvador. Recuperado de https://www.scielo.sa.cr/scielo.php?script=sci_arttext&pid=S1659-42662017000100023

Alvarado, R., & Vergara, C. (2017). Anexo A: Parámetros De Contaminación. Redalyc, 67-72.

Alvarez, A. (2003). Geofisica aplicada en los proyectos de Ingenieria Civil. Colombia: Sanfadila.

Apuntes de Geología. Obtenido de <https://www.docsity.com/es/el-suelo-composicion-caracteristicas/3937178/>

ASCE. (1969). Proceedings of the American Society of Civil Engineers.

Aspden, & Liderland. (1992). Geología, e Historia Colisional Mezosoica de la Coordellera Real, Ecuador (Valle Interandino). W.G.Bonilla.

Ávila de la Cruz, S. (2016). Regularización de datos de resisitividad aparente. México: Universidad Nacional Autónoma de México. Tesis para la Obtención de título de Ingeniera Geofísica.

Baize S, Audin L, Alvarado A, Jomard H, Bablon M, Champenois J, Espin P, Samaniego P, Quidelleur X and Le Pennec J-L (2020) Active Tectonics and Earthquake Geology Along the Pallatanga Fault, Central Andes of Ecuador. Front. Earth Sci. 8:193. doi: 10.3389/feart.2020.001

Bances, J. V., & Burga, J. I. (2018). Diseño y simulación hidráulica del sistema de abastecimiento de agua potable de las localidades de Puerto Bagazán, Nueva Esperanza y la Victoria, Distrito de Elías Soplín Vargas, Rioja - 2017. Obtenido de Universidad Nacional de San Martín: <http://tesis.unsm.edu.pe/handle/11458/3073>

Barba. (2006). Estudio vulcanológico del coplejo volcánico Chimborazo-Ecuador. Quito.

Barbecho, J., & Calle, J. (2012). Caracterización de la conductividad hidraulica de los suelos de la subcuenca del rio Tarqui. Universidad de Cuenca. Cuenca: Facultad de Ingeniería. Obtenido de <https://dspace.ucuenca.edu.ec/bitstream/123456789/771/1/ti897.pdf>

Barry, R., & Chorley, J. (2009). Atmosphere, Weather and Climate. 9th Edition. Routjedge

Bonilla, F. (2013). "Análisis de parámetros hidrogeoquímico del Manantial El Catillo, Xalapa durante el periodo 2010-2012". México: Universidad de Veracruzana. Tesis para la obtención del diploma de Diagnóstico y Gestión Ambiental.

Bear, J. (2013). Dynamics of Fluids in Porous Media. Courier Corporation.

Bernard, B., Andrade, D. (2011). Volcanes Cuaternarios del Ecuador Continental. Quito, Ecuador.

Besoain,et al. (2010). Mineralogy and origin of some volcanic ash soils of continental

- Chiloé, Chil. Obtenido de:
https://scielo.conicyt.cl/scielo.php?script=sci_arttext&pid=S0365-28072000000200004
- Bosch, A. (2014). Nociones de Hidrogeología para Ambientólogos . España : Universidad de Almería.
- Buenaño, P. (2019). Análisis Geológico y Geofísico Aplicado a la Prospección Hidrogeológica entre las Localidades De Riobamba Y Pungalá. Escuela Politécnica Nacional. Tesis para la obtención del título de Ingeniero Geólogo. Quito. Ecuador.
- Bragado, R. (Mayo de 2017). Evolución de la infiltración. Obtenido de <https://www.tiloom.com/conductividad-hidraulica-saturada/>
- Braja M. Das (2015). Fundamentos de Ingenieria Geotecnica. 4th Edición. CENGAGE Learning.
- Briceño, J. (2015). Resistividad del Terreno. Departamento de Potencia-Facultad de Ingeniería. Universidad de los Andes. Merida-Venezuela
- Bustillos, J. (2008). Las Avalanchas de Escombros en el sector del volcán Tungurahua (Tesis de Grado). Escuela Politécnica Nacional, Quito-Ecuador.
- Campano Calvo, J., del Río, M., Farfán, A., & Campano Aguirre, J. (2013). Los métodos geofísicos en los estudios previos del terreno para la rehabilitación de edificios. La iglesia del Monasterio de Santa María de Moreruela (Zamora). Informes de la Construcción. doi: 10.3989/ic.11.135
- Cañas, J. S. (2017). Analisis de tamaño de partículas por tamizado en agregado fino y grueso y determinación de material más fino que el tamiz nO. 200 (75 μ m) en agregado mineral por lavado Obtenido de: <http://www.uca.edu.sv/mecanica-estructural/materias/materialesCostruccion/guiasLab/ensayoAgregados/GRANULOMETRIA.pdf>
- CENDRET (1974). Centro de Drenaje y Recuperación de Tierras. Ministerio de Agricultura. Dirección General de Aguas e Irrigación. Proyecto de drenaje San Lorenzo: Memorias de diseño

- Chinchilla, M., Alvarado, A., & Mata, R. (2011). Factores formadores y distribución de suelos de la subcuenca del río pirrís, Talamanca, Costa Rica. *Agronomía Costarricense*, 35. Obtenido de: <https://www.redalyc.org/pdf/436/43622353004.pdf>
- Chidichimo, F., Mendoza, B., Baise, M., Catelan, P., Straface, S., Gregorio, S. (2018). Hydrogeological modeling of the groundwater recharge feeding the Chambo aquifer, Ecuador. Recuperado de <https://aip.scitation.org/doi/10.1063/1.5060683>
- Chirinos, J. C. (2016). "Efecto de la energía de compactación en la densidad seca máxima y contenido óptimo de humedad del suelo granular de la cantera el Gavilan". Universidad Privada del Norte, Cajamarca. Obtenido de <https://repositorio.upn.edu.pe/bitstream/handle/11537/10377/Chirinos%20Quispe%20Juan%20Carlos.pdf?sequence=1&isAllowed=y>
- Chow, V., Maidment, D., Mays, L. (1994). *Hidrología Aplicada*. Bogota, Colombia. McGraw-Hill
- Clapperton, C. M., & Vera, R. (1986). The Quaternary glacial sequence in Ecuador: A reinterpretation of the work of Walter Sauer. *Journal of Quaternary Science*, 1(1), 45-56.
- Claro, F. (1991). *Balance Hídrico*. Colombia, Santa Fe de Bogota: HIMAT.
- CNRH (2007). Consejo nacional de recursos hídricos. Estudio hidrológico de la Subcuenca del río Chambo e implementación de un modelo hidrológico.
- Cochrane, R., Spikings, R., Gerdes, A., Winkler, W., Ulianov, A., Mora, A., & Chiaradia, M. (2014). Distinguishing between in-situ and accretionary growth of continents along active margins. *Lithos*, 202-203, 382-394.
- Coba, J. I. (2018). Aportes a la planificación para la gestión integral de los recursos hídricos. Riobamba. Recuperado de: <http://cesa.org.ec/documentos/aportes-la-planificacion-la-gestion-integral-recursos-hidricos-contribucion-del-comite-la-subcuenca-del-rio-chambo-cesa-2015/>
- Cooper, H.H. and C.E. Jacob, 1946. A generalized graphical method for evaluating formation constants and summarizing well field history, *Am. Geophys. Union Trans.*, vol. 27, pp. 526-534.

- Croft, M. G. (1971). Method of calculating permeability from electric logs. Professional Paper, US Geological Survey.
- Custodio, E., & Llamas, M. (1972). Hidrología Subterránea (Vol. 2). Hidrología Subterránea (Vol. 2). Madrid, España, España: Omega.
- Custodio, E., & Llamas, M. (1983). Hidrología Subterranea. Barcelona: Omega S.A, Tomo 1.
- Cutipa, W. (2019). Aplicación de la resistividad para la exploración de agua subterráneas en la microcuenca Yanamayo-Azángoro. Perú: Universidad Nacional del Altiplano.
- D'Agnesse, F.A., C.C. Faunt, K.A. Turner, and M.C. Hill, (1997). Hydrogeologic evaluation and numerical simulation of the Death Valley regional ground-water flow system. Nevada and California. United States Geological Survey Water-Resources Investigations Report 96- 4300, 124 pages.
- Davie, T. (2002). Fundamentals of Hydrology. USA, New York: Routledge Fundamentals of Physical.
- Davis, S.N., and L.J. Turk, (1964). Optimum depth of wells in crystalline rocks. Ground Water, volume 2, number 2, pages 6-11, doi: 10.1111/j.1745-6584.1964.tb01750.x
- Donado L., C. J. (2004). Modelo de Conductividad Hidraulica en Suelos. . Bogota D.C., Colombia.: Universidad Nacional de Colombia. Tesis para la obtención del titulo de Magister en Ingeniería de Recursos Hidráulicos .
- Dorador, L. (2017). Una Revisión de la Metodología de Granulometría Paralela o Escalamiento de Curvas Homotéticas aplicado a la Caracterización Geotécnica de Materiales Granulares Gruesos Obtenido de https://www.researchgate.net/profile/Leonardo_Dorador/publication/329453881_Una_Revisión_de_la_Metodología_de_Granulometría_Paralela_o_Escalamiento_de_Curvas_Homotéticas_aplicado_a_la_Caracterización_Geotécnica_de_Materiales_Granulares_Gruesos/links/5c099.
- Dunkley, P., & Gaibor, A. (1997). Geology of the area between 2 and 3 degrees south western Cordillera, Ecuador. Proyecto de Desarrollo Minero y Control Ambiental

- (PRODEMINCA), Programa de Información Cartográfica y Geología (PIGG), CONIGEM-BGS, Report, 2.
- Elizald, G. (2009). El suelo en la fase superficial del ciclo geológico. *Geoenseñanza*, 14. Obtenido de: <https://www.redalyc.org/pdf/360/36021246006.pdf>
- Egüez, A., Gaona, M. & Albán, A. (2017). Mapa Geológico de la República del Ecuador, escala 1:1000000. INIGEMM, Quito, Ecuador.
- EP-EMAPAR. (2008-2010). Estudios Geoelectricos para Prospección de Agua Subterránea de Pozos del Sector Lío, San Antonio, San Francisco, Yaruquíes, Colegio Riverside, 24 de Mayo, El Pedregal, Huerta, Servidores y Riobamba. Riobamba.
- Escuder, R. F. (2009). Hidrogeología, conceptos básicos de hidrología subterránea, España: Comisión Docente Curso Internacional de Hidrología Subterránea.
- Escuela Centroamericana de Geología. (2014). Cuáles tipos de roca existen. Obtenido de <https://rsn.ucr.ac.cr/documentos/educativos/geologia/2278-tipos-de-roca>
- Espinoza, C. (2007). Movimiento Del Agua Subterranea. Recuperado de https://www.u-cursos.cl/ingenieria/2007/1/CI51J/1/material_docente/bajar?id_material=118888
- Espejo, I., Palacín, F., Márquez, M., Chía, A. (2009). Estadística Descriptiva y Probabilidad. Editor: Servicio de Publicaciones de la Universidad de Cádiz. ISBN: 978-84-9828-058-6
- Feininger, T., & Bristow, C. R. (1980). Cretaceous and Paleogene geologic history of coastal Ecuador. *Geologische Rundschau*, 69(3), 849-874.
- Fetter, C. W. (2001). Applied hydrogeology. Waveland Press.
- Fernández, A. (2001). Los suelos como recursos naturales: antecedentes de estudios. *Ciencia y Sociedad*, XXVI(3). Obtenido de <https://www.redalyc.org/pdf/870/87011300006.pdf>
- Flores. (2017). Suelo Orgánico. Obtenido de <https://www.flores.ninja/suelo-organico/>
- Freeze, A., & Cherry, J. (1979). Groundwater. Francia: Prentice-Haño.

- Fuentes, M. I., & Macías, K. Y. (2019). Elaboración de un modelo matemático que permita calcular las pérdidas por fricción para tuberías PVC y PEAD para diámetros hasta 32 mm. Obtenido de Universidad Laica Vicente Rocafuerte de Guayaquil : <http://repositorio.ulvr.edu.ec/handle/44000/3499>.
- Geología. (2020). Tipos de rocas – ¿Qué son las rocas?. Obtenido de: <https://geologiaweb.com/tipos-de-rocas/>
- Geotecnia Facial. (2020). TIPOS DE ROCAS: Definición y clasificación. Obtenido de: <http://geotecniafacil.com/tipos-de-rocas-clasificacion/>
- Geotècnia Vallès. (s.f.). Ensayos Geotécnicos ‘in situ’. Recuperado de Geotècnia Vallès
- Geoxnet. (2019). Clasificación de suelos. Obtenido de: <https://post.geoxnet.com/clasificacion-de-suelos/>
- Gill. R. (2010). Igneous rocks and processes a practical guide. Wiley-Blackwell.
- Gobierno de México. (2017). Introducción. Obtenido de <https://www.sgm.gob.mx/Web/MuseoVirtual/Rocas/Introduccion-rocas.html>.
- Gosh, D. (1971). The Application of Linear Filter Theory to the direct Interpretation of Geoelectrical Resistivity Sounding Measurements. Paper read at the 32nd Meeting of the European Association of Exploration Geophysicists at Edinburgh, May 1970.
- Gravetter, F., & Wallnau, L. (2000). Statistics for the behavioral sciences, 5th ed. Recuperado de Journal of Food Security, Vol. 5 No. 5, 169-175: <http://www.sci epub.com/reference/213376>
- Grupo CIPSA. (2015). Diferencias Entre Suelos Cohesivos Y Granulares. Obtenido de: <https://www.cipsa.com.mx/26/noticias/diferencias-entre-suelos-cohesivos-y-granulares/>
- Gruposacsa. (2015). Factores en la formación del suelo. Obtenido de <http://www.gruposacsa.com.mx/factores-que-intervienen-en-la-formacion-del-suelo/>
- Guánchez, E. (2017). Los 15 aspectos que debe incluir un estudio de suelos. Obtenido de <https://www.e-zigurat.com/blog/es/importancia-estudio-de-suelos/>

- Guevara, J., Ruíz, C., Rodríguez, O., Barrientos, J., Jiménez, S., Ladrón de Guevara Torres, M., (2010). Estimación de la Conductividad Hidráulica y Contenido de Finos a partir de Leyes Experimentales que Relacionan Parámetros. *Ra Ximhai*, vol. 6, núm, pp. 469-478. Universidad Autónoma Indígena de México. El Fuerte, México.
- Gutiérrez, N. (2012). Metodología para el cálculo de la humedad del suelo usando parámetros topográficos (MDE), climáticos y edáficos en un sector del piedemonte Villavicencio. Universidad Nacional de Colombia. Bogotá: Facultad de Agronomía, Escuela de Posgrados. Obtenido de: <http://bdigital.unal.edu.co/8910/1/795068.2012.pdf>
- Guzmán, P., Batelaan, O., & Wyseure, G. (2012). Análisis comparativo de curvas de recesión de flujo base para diferentes cuencas andinas. *Geophysical Research Abstracts*, 14. Obtenido de: https://www.researchgate.net/publication/258621021_Comparative_analysis_of_base_flow_recession_curves_for_different_Andean_catchments
- Hall, M. L., Samaniego, P., Le Pennec, J. L., & Johnson, J. B. (2008). Ecuadorian Andes volcanism: A review of Late Pliocene to present activity. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 176, 1-6.
- Heinrich, E.: "Petrografía Microscópica". Ediciones Omega S.A. II Edición. Barcelona. ESPAÑA. 1972
- Heath, R. C. (1983). *Basic Ground-water Hydrology*. U.S. Government Printing Office.
- Hilda, H. (2010). Determinación de propiedades físicas y químicas de suelos con mercurio. Obtenido de <http://www.geociencias.unam.mx/~bole/eboletin/tesisHilda1101.pdf>
- Hinton, G. (2014). Where do features come from. Recuperado de University of Toronto: <http://www.cs.toronto.edu/~hinton/absps/cogsci14.pdf>
- Hiru.esus. (2016). Las Rocas. Obtenido de <https://www.hiru.eus/es/geologia/las-rocas>
- Hudak, P. (2005). *Principles of Hydrogeology*. USA: CRC Pres LLC. 3rd ed.

Hvorslev, M.J., 1951. Time Lag and Soil Permeability in Ground-Water Observations, Bull. No. 36, Waterways Exper. Sta. Corps of Engrs, U.S. Army, Vicksburg, Mississippi, pp. 1-50.

Ibáñez, & Manriquez. (2013). Obtenido de <http://www.madrimasd.org/blogs/universo/2011/11/23/140258>

INAMHI (2017). TIPOS DE CLIMA ECUADOR 2017. Geoinformación Hidrometeorológica. Obtenido de: <http://www.serviciometeorologico.gob.ec/geoinformacion-hidrometeorologica/>

IngeCivil. (2018). Información sobre los suelos Cohesivos. Obtenido de: <https://www.ingecivil.net/2018/08/09/informacion-sobre-los-suelos-cohesivos/>

INIGEM (2016). INSTITUTO NACIONAL DE INVESTIGACIÓN GEOLÓGICO MINERO METALÚRGICO. Informe técnico del trabajo de prospección Geofísica realizado en la cuenca baja del río Chambo, Dirección de Geología, Proceso de Geología Regional, Quito.

Jones, P., Buford, T. (1951) "Electric Logging Applied to Groundwater Exploration". Pag 221. Geophysics (Volume XVI, No. 1). GEOPHYSICS 16: 537-537.

J. Tindall, A. K. (1999). Unsaturated zone hydrology for Scientists and Engineers. New Jersey, USA.

Keith, D. (2004). Groudwater Hydrology Groundwater Movement. Estados Unidos: Jhon Wiley y Sons, Inc.

Kearey, P., Brooks, M., Hill, I. (2002). An Introduction to Geophysical Exploration. Wiley-Blackwell.

Klever, J. (2018). Reconstrucción estratigráfica mediante tomografía eléctrica de resistividad de un humedal alto-Andino en el cantón Chambo. Trabajo de Titulacion, Universidad Nacional de Chimborazo, Riobamba-Ecuador.

Kirsch. (2006). Groundwater Geophysics: A Tool for Hydrogeology. Springer Hydrogeology.

- Kornprobst, J. (2003). *Metamorphic Rocks and Their Geodynamic Significance: A Petrological Handbook*.
- Koefoed, O. (1979) *Geosounding Principles, 1: Resistivity Sounding Measurements*. Elsevier, Amsterdam
- Kunter A. S. (2015). Obtenido de: <http://www.ppegeo.igc.usp.br/index.php/BSBG/article/view/12714>
- Lavenu, A., Noblet, C., Bonhomme, M., Egüez, A., Dugas, F. y Vivier, G., 1992. New K/Ar age dates of Neogene and Quaternary volcanic rocks from the Ecuadorian Andes: Implications for the relationship between sedimentation, volcanism and tectonics. *Journal of South American Earth Sciences*, 5(3-4), pp. 309-320.
- León, J. (2015). *Fundamentos De Ingeniería Geotécnica*. Australia: Ediciones OVA.
- Le Pennec, J. L., Samaniego, P., Eissen, J. P., Hall, M. L., Mothes, P., Ramón, P., Robin, C., Monzier, M., Egred, J., & Molina, I. (2005). Los peligros volcánicos asociados con el volcán Tungurahua. Livre de la série «los peligros volcánicos» Edition Cooperación Editora Nacional, Quito-Ecuador.
- López, Hernández, & Cervantes. (2018). Evaluación de la dinámica de humedad en suelo con sondas TDR para la operación del sistema de riego de pivote central. Universidad de Ciego de Ávila, 1Centro de Estudios Hidrotécnicos. Obtenido de <http://www.comeii.com/comeii2018/assets/ponencias/extenso/18013.pdf>
- Lowrie. (2007). *Fundamentals of Geophysics*. New York, USA: Cambridge University Press
- Lovato, V. (2010). Informe técnico de la investigación de aguas subterráneas y prospección Geofísica de superficie en sector Yaruquíes, Riobamba.
- Litherland, M., Aspden, J. A., & Jemielita, R. A. (1994). The metamorphic belts of Ecuador, British Geological Survey, Overseas Memoir 11. British Geological Survey, Keyworth, 147.
- Macías, J., Vargas, A., & Arellano, F. (2018). Conductividad hidráulica en dos sitios del valle central de costa rica: análisis comparativo de tres metodologías de ensayo

en la zona no saturada. Revista Geológica de América Central, 59. Obtenido de:<https://www.redalyc.org/jatsRepo/454/45458111006/html/index.html>

Maderey, E., & Román, A. (2005). Principios de Hidrogeografía. Estudio del Ciclo Hidrogeológico . México : Instituto de Geografía.Universidad Nacional Autónoma de México .

MAE-MAGAP. (2015). Protocolo metodológico para la elaboración del Mapa de cobertura y uso de la tierra del Ecuador continental 2013-2014, escala 1:100.000. Ministerio del Ambiente-Ministerio de Agricultura Ganadería y Pesca. Obtenido de: <http://metadatos.sigtierras.gob.ec:8080/geonetwork/srv/spa/catalog.search#/home>

Maldonado, Y. (28 de marzo de 2018). Investigaciones in situ, clasificación o tipos, diseño y finalidad. Obtenido de: <https://geologiaweb.com/ingenieria-geologica/estudios-geotecnicos/investigaciones-in-situ/>

Martinez, P., Martinez, P., & Castaño, S. (2006). Fundamentos de Hidrogeología. Madrid: Mundi-Prensa.

Martínez, C. (2012). Todo sobre la mediana. Obtenido de <https://www.superprof.es/apuntes/escolar/matematicas/estadistica/descriptiva/mediana.html>.

Martínez Luz J.C., Arreygue Rocha J.E., Chávez Negrete C. y Equihua Anguiano L.N. (2019). Resistividad eléctrica de un suelo característico de Morelia, Michocacán, considerando el efecto de la compactación. Ciencia Nicolaita # 77 73

Masch, F., & Denny, J. (1966). Grain size distribution and its effect on the permeability of unconsolidated sands. Geology. Water Resources Research

McCourt, W. J., Duque, P., Pilatasig, L. F., & Villagómez, R. (1997). Mapa Geológico de la Cordillera Occidental del Ecuador entre 10—20S. Ministerio de Minería e Instituto Nacional de Investigación Geológico Minero Metalúrgico.

Mendenhall, W., Beaver, R., Beaver, B. (2010). Introducción a la Probabilidad y Estadística. Décima tercera edición. Editorial CENGAGE Learning. Santa fe. México D.F.

- Mendoza, B. (2015). Characterization of real aquifers using hydrogeophysical measurements, an application to the Chambo Aquifer (Ecuador). Trabajo de Titulación de Doctor de Investigación en Ingeniería Hidráulica para el ambiente y el territorio. Calabria, Catanzaro, Italia: Universidad de la Calabria. Catanzaro. 195 p.
- Ministerio de Agricultura y Ganadería (MAG), Instituto Interamericano de Cooperación para la Agricultura (IICA), & Centro de levantamientos Integrados de Recursos Naturales por Sensores Remotos (CLIRSEN) (2002). Proyecto de generación de información georeferenciada para el desarrollo sustentable del sector agropecuario [Informe Final].
- Milsch, H., Blöcher, G., Engelmann, S. (2008). The relationship between hydraulic and electrical transport properties in sandstone: An experimental evaluation of several scaling models. *Earth and Planetary Science Letters*.
- Muñoz, J. (2001). Comparación de Cinco Métodos para la Determinación del Contenido de Humedad del Suelo. Universidad Autónoma Agraria Antonio Narro. Buenavista: División de Ingeniería. Obtenido de <http://repositorio.uaaan.mx:8080/xmlui/bitstream/handle/123456789/5490/T12906%20GUTIERREZ%20MU%C3%B1OZ,%20JUSTINO%20TESIS.pdf?sequence=1>
- Naranjo. (2014). Caracterización hidrogeológica de la Subcuenca del río Chambo. Trabajo de Titulación. Universidad Central del Ecuador. Quito.
- Nichols, G. (2009). *Sedimentology and Stratigraphy*. John Wiley & Sons.
- Norris, E, & Fidler, R. (1965). Relation of permeability to particle size in a glacial-outwash aquifer at Piketon Ohio : US Geological Survey Professional.
- Núñez. G. (2020). Caracterización Hidrogeoquímica e Isotópica de la cuenca baja del río Chambo, Provincia de Chimborazo. Escuela Politécnica Nacional. Trabajo de Titulación. Quito
- Otalvaro, M. (2011). *Hidráulica de aguas subterráneas*. Colombia: Universidad Nacional de Colombia.

- Porta, J.; López-Acevedo, M. & ROQUERO, C. (2003). Edafología para la Agricultura y el Medio Ambiente. 3ª Edición. Mundi-Prensa. 929 pp
- Perdomo, F; Cepella, M; Rodríguez, C; Liévano, A. (1990). Operación y Mantenimiento de pozos profundos para acueductos. SENA-Cenagua.
- Proaño, J., Mendoza, B. (2018). Reconstrucción estratigráfica mediante tomografía eléctrica de resistividad de un humedal alto-Andino en el cantón Chambo. Universidad Nacional de Chimborazo.
- Procel, S. (2018). Ferramentas de gestão dos recursos hídricos: Estudo de caso na bacia do baixo Rio Chambo (Ecuador) (Tese de doutorado). Universidade de São Paulo, São Paulo-Brasil.
- Quishpe, A. (2017). Caracterización Hidrometeorológica y Estimación de Balance Hídrico de la Cuenca del Rio Chambo. Caracterización Hidrometeorológica y Estimación de Balance Hídrico de la Cuenca del Rio Chambo. Quito, Pichincha, Ecuador.
- Rampa, L. (2008). SCRBD. Obtenido de: SCRBD web site: <https://es.scribd.com/doc/193791025/INTERPRETACION-DE-UN-ENSAYO-DE-BOMBEO-EN-UN-ACUIFERO-CAUTIVO-EN-REGIMEN-VARIABLEa>
- Randel, R. P., & Lozada, F. (1976). Mapa geológico del Ecuador, Hoja 69, Chimborazo [Map]. Ministerio de Minería e Instituto Nacional de Investigación Geológica Minero Metalúrgico.
- Reinhard, K. (2006). Goundwater Geophysics a Tool for Hydrogeology. Verlag Berlin Heidelber, Germany: Germany, Germany: Springer.
- Reyes, P. (2006). Discusión sobre la Evolución Jurásico–Cretácica de La Cordillera Real y el Bloque Amotape. Escuela Politécnica Nacional.
- Robles, E. O. (2020). Ajuste de modelos empíricos de infiltración en un Umbrisol bajo diferentes tratamientos silvícolas. Obtenido de http://www.scielo.org.mx/scielo.php?pid=S2007-11322020000100132&script=sci_arttext

Rodriguez, C. I. (1995). Resistividad eléctrica específica de las rocas. Revista Ingeniería de Minas VIII (7):25–29.

Romero, et al. (2020). Obtenido de:
<https://rcta.unah.edu.cu/index.php/IAgric/article/view/1241/2137>

Ruiz, D (2004). Manual de Estadística. Obtenido de:
<https://www.eumed.net/coursecon/libreria/drm/24.pdf>

Salguero, D. (2017). Levantamiento geológico-estructural de la zona comprendida por la Hoja Topográfica de Guano Escala 1:50000, Provincia de Chimborazo. Escuela Politecnica Nacional, Ingeniería Geológica, Riobamba. Obtenido de:
<https://bibdigital.epn.edu.ec/handle/15000/19014?locale=de>

Salazar, C., Castillo, S. (2018). Fundamentos Básicos de Estadística. Primera edición

Sánchez, F. J. (2017). Hidrología Superficial y subterránea. España: Departamento de Geología . Universidad de Salamanca (España).

Sánchez, L. F. (2007). Origen, transporte, distribución y concentraciones de los fluoruros en el sistema hidrogeológico volcánico Atemajac-Toluquilla, Jalisco, México [Tesis Doctoral]. Posgrado en Ciencias de la Tierra, Universidad Nacional Autónoma de México . México.

Sanders, L. (1998). Manual of Field Hydrogeology. Prentice-Hall

Secretaria del Agua. (15 de Enero de 2016). Subcuenca Chambo. Obtenido de Agua Chambo: <https://subcuencachambo.wordpress.com/about/>

Senplades. (2012). Generación de Geoinformación para la gestión del territorio a nivel nacional escala 1:250.000. Cantón Guano, Chambo y Riobamba. Memoria Técnica, Quito, Ecuador.

Servece, U.S.A. Soil Conservation (2008). Drainage Surveys. Washington.

Snow, D. T. (1968). Rock fracture spacings, openings, and porosities. Journal of Soil Mechanics and Foundations Division. Proceedings of the American Society of Civil Engineers, volume 94, pages 73-91

- Sosa, H., & Guevara, S. (1973). Mapa Geológico del Ecuador, Hoja 69, Riobamba [Map]. Ministerio de Minería e Instituto Nacional de Investigación Geológica Minero Metalúrgico.
- Shevnin, V., Delgado, O., Mousatov, A., Ryjov, A., Flores, D., Martínez, H. (2006). Estimation of soil petrophysical parameters from resistivity data: Application to oil-contaminated site characterization
- Stow, D (2005). Sedimentary Rocks in the Field: Colour Guide. Manson Publishing Ltd.
- Spikings, R., Cochrane, R., Villagomez, D., Van der Lelij, R., Vallejo, C., Winkler, W., & Beate, B. (2015). The geological history of northwestern South America: From Pangaea to the early collision of the Caribbean Large Igneous Province (290–75Ma). *Gondwana Research*, 27(1), 95-139.
- Talsma, T., & Hallam, P. M. (1980). Hydraulic conductivity measurement of Forest Catchments. *Aust. J. Soil. Res.*, 18, 139-148
- Tenelema, V. H. (2017). “Estudio estratigráfico del acuífero del río Chambo mediante Tomografías Eléctricas y Técnicas Geoestadísticas”. Riobamba, Chimborazo, Ecuador: Universidad Nacional de Chimborazo.
- Thompson, R. D. (2002). Atmospheric Processes and Systems. Routledge. p.56
- Todd, D. K., & Mays, L. W. (1980). Groundwater hydrology. Inc., New York , 535.: John Willey Sons. Inc., , 535.
- USGS. (2016). ¿Cómo ubican los hidrólogos el agua subterránea. Obtenido de Ciencia para un mundo en cambio: https://www.usgs.gov/special-topic/water-science-school/science/how-do-hydrologists-locate-groundwater?qt-science_center_objects=0#qt-science_center_objects
- Uvidia, J. (2015). Comportamiento de la resistividad eléctrica de los suelos ante variaciones de humedad y grado de compactación. Trabajo de Titulación. Universidad de Cuenca. Cuenca.
- Vallejo, G. d. (2002). Ingeniería Geológica. Madrid: PEARSON.

- Vallejo, C. (2007). Evolution of the Western Cordillera in the Andes of Ecuador (Late Cretaceous-Paleogene) (PhD Thesis). ETHZ, Zürich, Switzerland.
- Vallejo, C., Winkler, W., Spikings, R. A., Luzieux, L., Heller, F., & Bussy, F. (2009). Mode and timing of terrane accretion in the forearc of the Andes in Ecuador. In *Backbone of the Americas* (Vol. 204, pp. 197–216). Geological Society of America
- Van der Wal, A. (2010). *Comprensión aguas subterráneas y pozos en perforación manual* (Segunda edición ed.). Ginebra, Suiza: Fundación PRÁCTICA. Obtenido de: <https://www.unicef.org/wash/files/04.pdf>
- Velasco, M. (2017). *Caracterización del acuífero de Ahualulco, San Luis Potosí en una zona de riego, a partir de tomografía eléctrica en pozos y en superficie*". Mexico: Instituto Politécnico Nacional Escuela Superior de Ingeniería y Arquitectura. Tesis para la Obtención de Ingeniero Geofísico
- Villanueva, M., & Iglesias, A. (1982). *Pozos Y Acuíferos Tecnicas De Evaluación Mediante Ensayos De Bombeo*. Madrid: Talleres del Instituto Geológico, Minero de España.
- Villagómez, D. (2003) *Evolución Plio-Cuaternaria del Valle Interandino Central en Ecuador (zona Quito - Guayllabamba - San Antonio de Pichincha)*. Tesis de ingeniería. Escuela Politécnica Nacional - Quito: 130pp.
- Winkler, W., Villagómez, D., Spikings, R., Abegglen, P., Tobler, St., & Egüez, A. (2005). The Chota basin and its significance for the inception and tectonic setting of the inter-Andean depression in Ecuador. *Journal of South American Earth Sciences*, 19(1), 5-19.
- Woessner, W. W., & Porter, E. P. (2020). *Hydrogeologic Properties of Earth Materials and Principles of Groundwater Flow*. Canada: The Groundwater Project.
- Yanez, M. (2016). *Caracterización e Interpretación Geológico estructural de las secuencias litotectónicas de la Cordillera Real entre las longitudes 78°34'O y las latitudes 1°40'y 1°50'S, al Este de Chambo, Provincia de Chimborazo*. Tesis de Grado, Escuela Politecnica Nacional.

Yepes, H., L. Audin, A. Alvarado, C. Beauval, J. Aguilar, Y. Font, and F. Cotton (2016). A new view for the geodynamics of Ecuador: Implication in seismogenic source definition and seismic hazard assessment, *Tectonics*, 35, 1249–1279, doi:10.1002/2015TC003941.

Zinck, A. (2005). Suelos, información y sociedad. *Gaceta Ecológica*. Obtenido de <https://www.redalyc.org/pdf/539/53907603.pdf>

7. ANEXOS

Anexo 1. Tabla resumen de datos geofísicos

Formación Geológica	Resistividad eléctrica ($\mu\Omega$)	EP-EMAPAR (2008-2010)	Naranjo (2013)	Proaño (2018)	Buenaño (2019)	Espesores (m)
Formación Riobamba	56.6-300	40-245	Anomalías en registros eléctricos SP interpretadas como niveles de agua		62.8-300 posible nivel de agua	30-40
Volcánicos con	146-485	77.7-123	Registros		194-1851	40-50

Formación Geológica		Resistividad electrica ($\mu\Omega$)	EP- EMAPAR (2008- 2010)	Naranjo (2013)	Proaño (2018)	Buenaño (2019)	Espesores (m)
del Chimborazo	matriz areno limosa			Eléctricos SP interpretados como Formación Riobamba		posible nivel de agua	
	facies de bloque	485-9500	313-1600	Registros Eléctricos SP interpretados como Formación Riobamba		1851- 100000	50-60

Formación Geológica	Resistividad electrica ($\mu\Omega$)	EP- EMAPAR (2008- 2010)	Naranjo (2013)	Proaño (2018)	Buenaño (2019)	Espesores (m)
Formación Yaruquíes	75-95	80-570			150-456	60-75
Formación Cizarán	47-450	60-				30--80
Volcanicos del Igualata	165-246		245-4500			5--20

Formación Geológica	Resistividad eléctrica ($\mu\Omega$)	EP-EMAPAR (2008-2010)	Naranjo (2013)	Proaño (2018)	Buenaño (2019)	Espesores (m)
Unidad Chambo	57-400	60-700				45--50
Volcanicos del Altar	37-356		45-600			10--40
Formación Cangahua	20-7000		45-1800		20-65	2---35

Anexo 2. Análisis granulométrico

Muestra: Qd. Chalan-M1

Localidad: Quebrada Chalan-frente al museo de paleo.

Coordenadas WGS 84

UTM: 762582
9803803

Altura: 2900 msm

Malla	Diametro (mm)	Retenido (g)	Retenido (%)	Retenido acumulado (%)	Pasa(%)
4	4,75	92,95	19,73125584	19,73125584	80,2687442
10	2	69,71	14,79791118	34,52916702	65,470833
20	0,85	110,76	23,51193003	58,04109705	41,9589029
40	0,425	58,32	12,38006283	70,42115989	29,5788401
60	0,25	45,33	9,622569415	80,0437293	19,9562707
200	0,075	91,45	19,41283858	99,45656789	0,54343211
Pasa 200		2,56	0,543432113	100	0
		471,08	100		

D10	0,134825167
D30	0,435140725
D60	1,638937202
D50	1,755480184

D84	5,907670149
D16	0,195604613

Coefficiente de Uniformidad

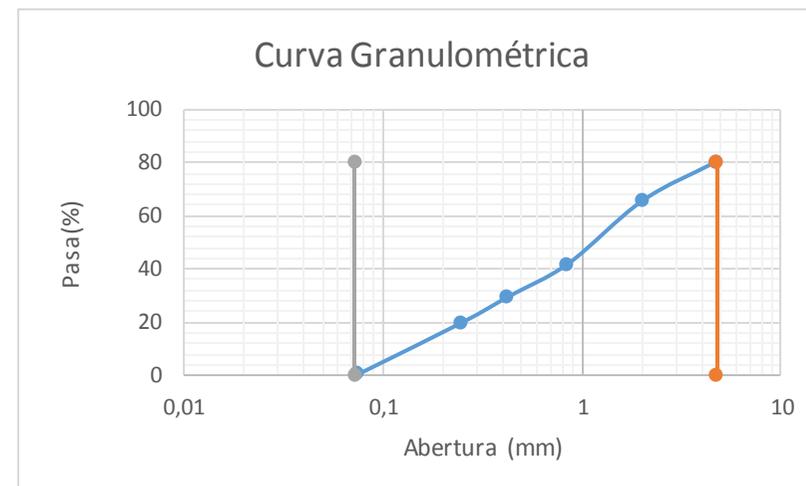
$$Cu = D60/D10$$

Cu= 12,15601835

Coefficiente de Curvatura

$$Cc = \frac{(D30)^2}{D10 * D60}$$

Cc= 0,85689219



Muestra: RC-M1

Localidad: Al borde del Rio Chambo

Coordenadas WGS 84

UTM: 767615
9818688

Altura: 2559 msm

Malla	Diametro (mm)	Retenido (g)	Retenido (%)	Retenido acumulado (%)	Pasa(%)
4	4,75	138,33	27,67098078	27,67098078	72,3290192
10	2	55,95	11,19201456	38,86299534	61,1370047
20	0,85	48,29	9,659738753	48,52273409	51,4772659
40	0,425	43,18	8,63755476	57,16028885	42,8397111
60	0,25	76,58	15,31875738	72,47904623	27,5209538
200	0,075	133,02	26,60878958	99,08783581	0,91216419
Pasa 200		4,56	0,91216419	100	0
		499,91	100		

D10	0,113146914
D30	0,272416704
D60	1,808378429
D50	0,754977991

D84	11,7066836
D16	0,148438421

Coefficiente de Uniformidad

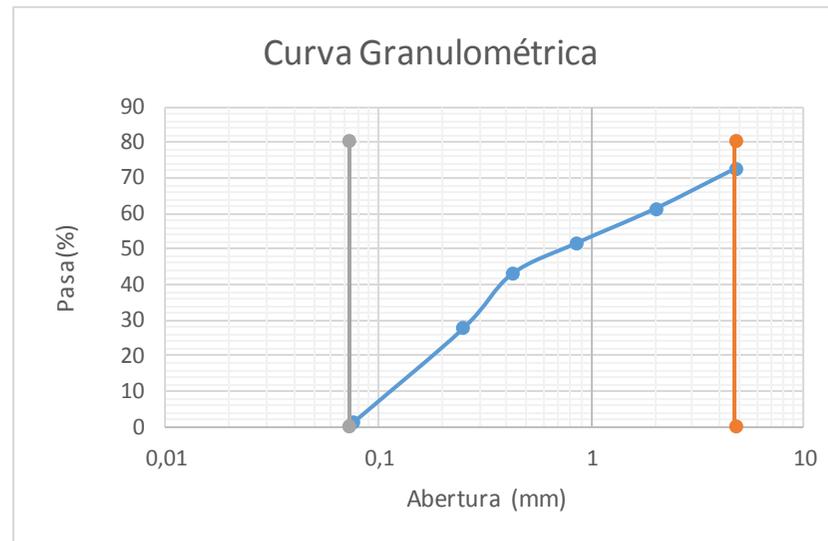
$$Cu = D60/D10$$

Cu = 15,98256967

Coefficiente de Curvatura

$$Cc = \frac{(D30)^2}{D10 * D60}$$

Cc = 0,36268988



Muestra: L-M1

Localidad: Llío

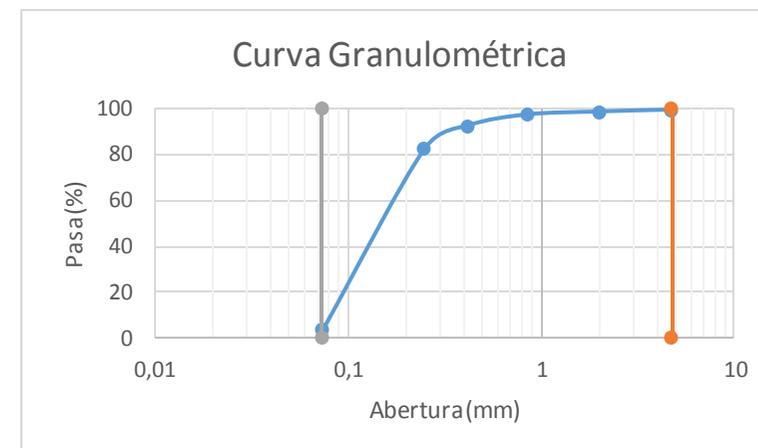
Coordenadas WGS 84

UTM: 754397

Altura: 3027 msm

9827312

Malla	Diametro (mm)	Retenido (g)	Retenido (%)	Retenido acumulado (%)	Pasa(%)
4	4,75	3,1	0,754202856	0,754202856	99,2457971
10	2	3,41	0,829623142	1,583825998	98,416174
20	0,85	5,16	1,255382819	2,839208817	97,1607912
40	0,425	19,21	4,673624796	7,512833613	92,4871664
60	0,25	41,92	10,19876895	17,71160256	82,2883974
200	0,075	322,71	78,51251733	96,22411989	3,77588011
Pasa 200		15,52	3,775880106	100	0
		411,03	100		



D10	0,08251117
D30	0,112126694
D60	0,177624731
D50	0,152372044

D84	0,273284479
D16	0,090463133

Coefficiente de Uniformidad

$$Cu = D60/D10$$

$$Cu = 2,152735582$$

Coefficiente de Curvatura

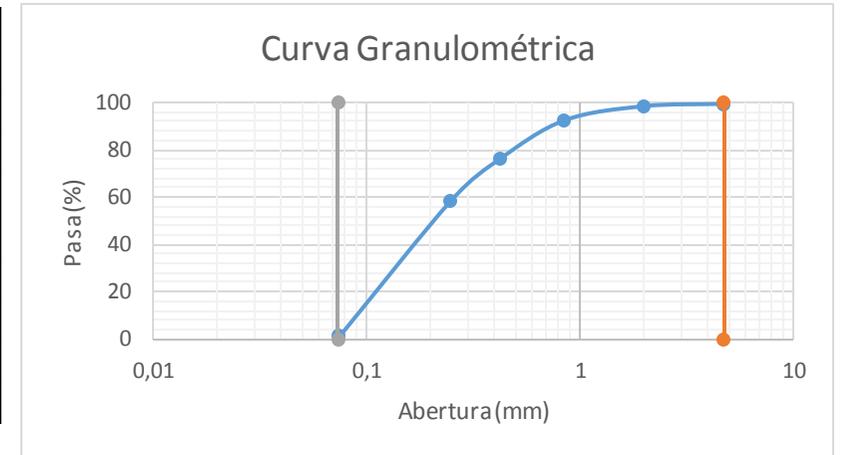
$$Cc = \frac{(D30)^2}{D10 * D60}$$

$$Cc = 0,85783125$$

Muestra: L-M2
 Coordenadas WGS 84
 UTM: 754397
 9827312

Localidad: Llíó
 Altura: 3027 msm

Malla	Diametro (mm)	Retenido (g)	Retenido (%)	Retenido acumulado (%)	Pasa(%)
4	4,75	2,65	0,56851093	0,56851093	99,4314891
10	2	4,57	0,980413189	1,54892412	98,4510759
20	0,85	27,57	5,914659001	7,463583121	92,5364169
40	0,425	75,23	16,13927445	23,60285757	76,3971424
60	0,25	82,34	17,6646	41,26745758	58,7325424
200	0,075	266,94	57,26728595	98,53474353	1,46525647
Pasa 200		6,83	1,465256474	100	0
		466,13	100		



D10	0,089740339
D30	0,136646224
D60	0,259701832
D50	0,208069087

D84	0,589111562
D16	0,10180537

Coefficiente de Uniformidad
 $Cu = D60/D10$

$Cu = 2,89392522$

Coefficiente de Curvatura

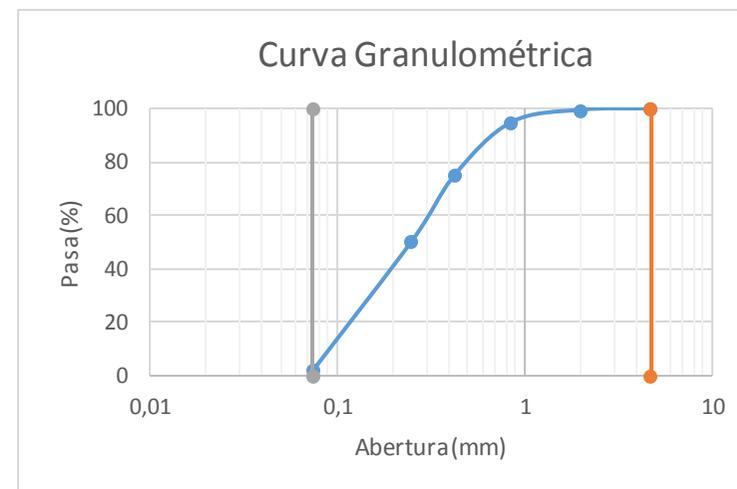
$$Cc = \frac{(D30)^2}{D10 * D60}$$

$Cc = 0,80118452$

Muestra: SG-M1
 Coordenadas: WGS 84
 UTM 767299
 9819509

Localidad: San Gerardo
 Altura: 2558 msm

Malla	Diametro (mm)	Retenido (g)	Retenido (%)	Retenido acumulado (%)	Pasa(%)
4	4,75	0	0	0	100
10	2	2,46	0,50309835	0,50309835	99,4969017
20	0,85	22,53	4,607644641	5,11074299	94,889257
40	0,425	95,88	19,60856494	24,71930793	75,2806921
60	0,25	122,03	24,9565413	49,67584923	50,3241508
200	0,075	235,36	48,13383234	97,80968158	2,19031842
Pasa 200		10,71	2,190318424	100	0
		488,97	100		



D10	0,091179663
D30	0,15036902
D60	0,307104999
DD50	0,247981197

D84	0,578425509
D16	0,105943935

Coefficiente de Uniformidad

$$Cu = D60/D10$$

$$Cu = 3,36813043$$

Coefficiente de Curvatura

$$Cc = \frac{(D30)^2}{D10 * D60}$$

$$Cc = 0,80748017$$

Muestra: SP-M1

Localidad: San Pablo

Coordenadas WGS 84

UTM: 753933
9827073

Altura: 3146 msm

Malla	Diametro (mm)	Retenido (g)	Retenido (%)	Retenido acumulado (%)	Pasa(%)
4	4,75	8,66	2,079980785	2,079980785	97,92001921
10	2	10,36	2,488291101	4,568271887	95,43172811
20	0,85	16,35	3,926984508	8,495256395	91,50474361
40	0,425	71,84	17,25471358	25,74996998	74,25003002
60	0,25	107,73	25,8748649	51,62483487	48,37516513
200	0,075	195,56	46,97009727	98,59493215	1,405067852
Pasa 200		5,85	1,405067852	100	0
		416,35	100		

D10	0,093484895
D30	0,156093453
D60	0,317302944
D50	0,25847066

D84	0,628766384
D16	0,109027089

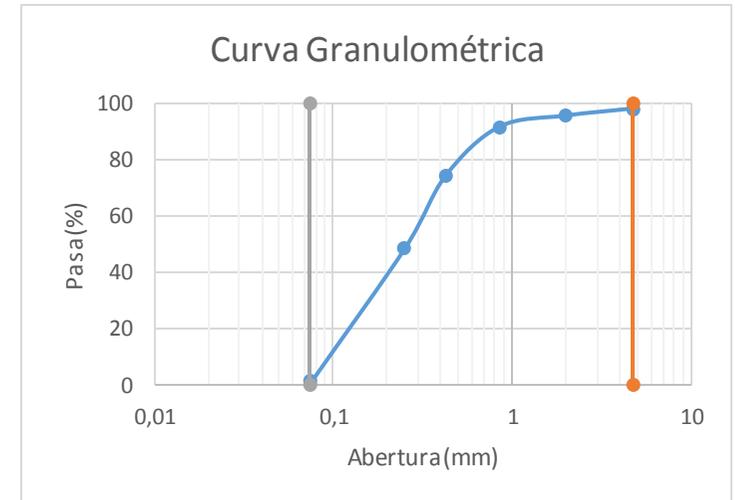
Coefficiente de Uniformidad
 $Cu = D60/D10$

$Cu = 3,394162715$

Coefficiente de Curvatura

$$Cc = \frac{(D30)^2}{D10 * D60}$$

$Cc = 0,821398363$



Muestra: SP-M1

Localidad: Yaruqui

Coordenadas WGS 84

UTM: 758274
9812934

Altura: 2827 msm

Malla	Diametro (mm)	Retenido (g)	Retenido (%)	Retenido acumulado (%)	Pasa(%)
4	4,75	0	0	0	100
10	2	3,57	0,820218265	0,820218265	99,17978173
20	0,85	9,56	2,196438828	3,016657094	96,98334291
40	0,425	81,78	18,78920161	21,8058587	78,1941413
60	0,25	134,78	30,96611143	52,77197013	47,22802987
200	0,075	198,78	45,67030442	98,44227455	1,557725445
Pasa 200		6,78	1,557725445	100	0
		435,25	100		

D10	0,093695074
D30	0,158743704
D60	0,3111635
D50	0,262161511

D84	0,526510607
D16	0,109751556

Coefficiente de Uniformidad

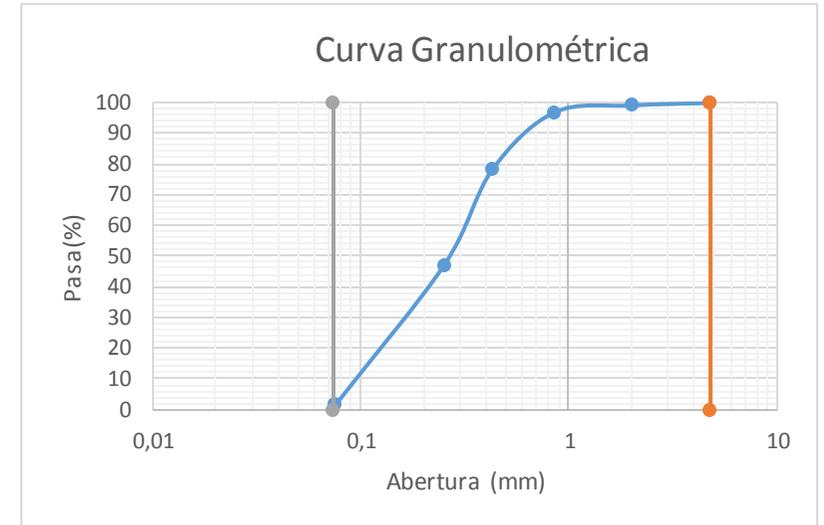
$$Cu = D60/D10$$

$$Cu = 3,321023036$$

Coefficiente de Curvatura

$$Cc = \frac{(D30)^2}{D10 * D60}$$

$$Cc = 0,864345972$$



Muestra: SG-M1

Localidad: Llíó (Volcanicos)

Coordenadas WGS 84

UTM: 754656
9827687

Altura:

Malla	Diametro (mm)	Retenido (g)	Retenido (%)	Retenido acumulado (%)	Pasa(%)
4	4,75	110,33	20,48991569	20,48991569	79,51008431
10	2	66,61	12,37046392	32,8603796	67,1396204
20	0,85	272,86	50,67414478	83,53452438	16,46547562
40	0,425	6,15	1,14214612	84,6766705	15,3233295
60	0,25	46,13	8,567024477	93,24369498	6,756305018
200	0,075	36,16	6,715447758	99,95914274	0,04085726
Pasa 200		0,22	0,04085726	100	0
		538,46	100		

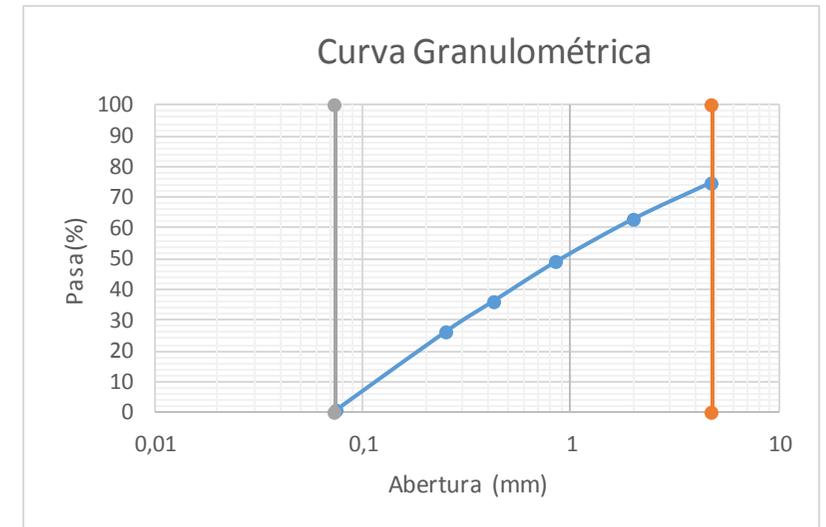
D10	0,305628518
D30	1,068248483
D60	1,772852827
D50	1,497404789

D84	6,501931849
D16	0,640819534

Coefficiente de Uniformidad

$$Cu = D60/D10$$

$$Cu = 5,800678682$$



Muestra: G-M1
 Coordenadas WGS 84
 UTM: 758274
 9812934

Localidad: Guano
 Altura: 2827 msm

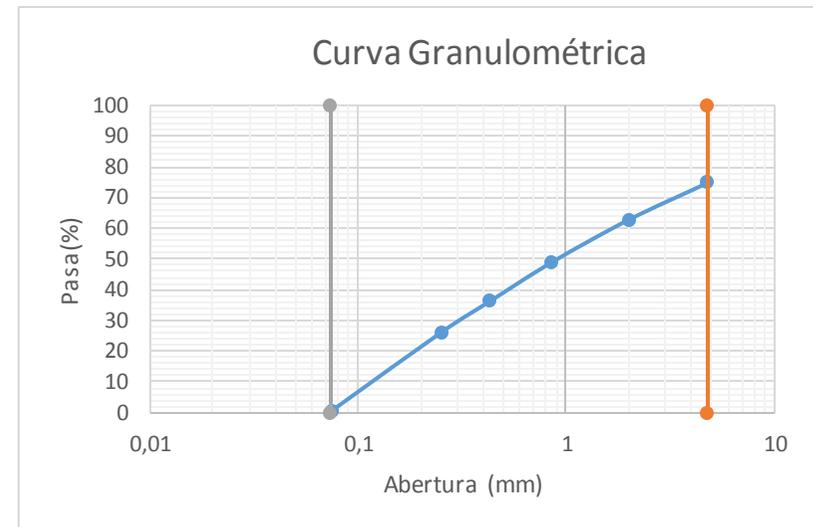
Malla	Diametro (mm)	Retenido (g)	Retenido (%)	Retenido acumulado (%)	Pasa(%)
4	4,75	130,48	25,0812141	25,0812141	74,9187859
10	2	62,1	11,9370279	37,0182419	62,9817581
20	0,85	72,4	13,9169214	50,9351633	49,0648367
40	0,425	67,04	12,8866078	63,8217711	36,1782289
60	0,25	52	9,99557888	73,81735	26,18265
200	0,075	132,23	25,4176038	99,2349538	0,76504623
Pasa 200		3,98	0,76504623	100	0
		520,23	100		

D10	0,1161551
D30	0,30616063
D60	1,66498676
D50	0,90030519

D84	9,17241054
D16	0,15433606

Coefficiente de Uniformidad
 $Cu = D60/D10$

Cu = 14,3341678



Muestra: SG-M1
 Coordenadas WGS 84
 UTM: 765460
 9819029

Localidad: Cerca del Rio Chambo (Cubijies)
 Altura: 2945

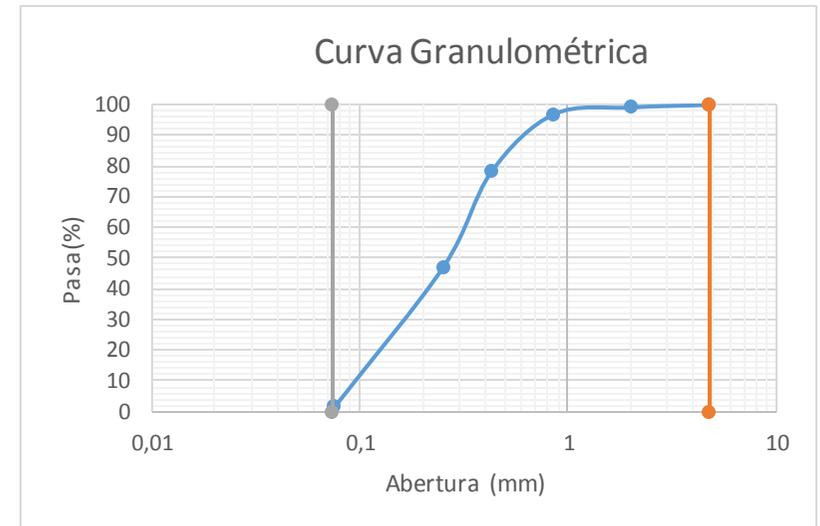
Malla	Diametro (mm)	Retenido (g)	Retenido (%)	Retenido acumulado (%)	Pasa(%)
4	4,75	9,21	2,0477588	2,0477588	97,9522412
10	2	57,16	12,7090004	14,7567592	85,2432408
20	0,85	129,49	28,7909107	43,5476699	56,4523301
40	0,425	94,17	20,9378335	64,4855034	35,5144966
60	0,25	78,08	17,36037	81,8458734	18,1541266
200	0,075	81,2	18,0540733	99,8999466	0,10005336
Pasa 200		0,45	0,10005336	100	0
		449,76	100		

D10	0,14513819
D30	0,35907665
D60	0,94451647
D50	0,7016769

D84	1,8377279
D16	0,21654721

Coefficiente de Uniformidad
 $Cu = D60/D10$

Cu = 6,50770477



Anexo 3. Análisis de Contenido de Humedad

Muestra: Qd. Chalan-M1
 Coordenadas WGS 84
 UTM: 762582
 9803803

Localidad: Quebrada Chalan-frente al museo de paleo.

Altura: 2900 msm

20 ml

Cálculo de la humedad

$$w = \frac{(Wt - Ws) * 100\%}{Ws}$$

wt 69,73 gr
 Ws 50,3 gr
W 38,62823062 %

Masa Inicial	50,3	gr
Peso del Recipiente	118,37	gr
Peso del Recipiente+Peso del suelo humedo	188,1	gr
Peso del Recipiente + Peso del suelo Seco	168,67	gr

40 ml

Cálculo de la humedad

wt 89,11 gr
 Ws 50,3 gr
W 77,15705765 %

Masa Inicial	50,3	gr
Peso del Recipiente	118,37	gr
Peso del Recipiente+Peso del suelo hume	188,1	gr
Peso del Recipiente + Peso del suelo Seco	168,67	gr

80 ml

Cálculo de la humedad

wt 108,26 gr
 Ws 50,3 gr
W 115,2286282 %

Masa Inicial	50,3	gr
Peso del Recipiente	118,37	gr
Peso del Recipiente+Peso del suelo humedo	207,48	gr
Peso del Recipiente + Peso del suelo Seco	168,67	gr

Muestra: RC-M1
Coordenadas WGS 84
UTM: 767615
9818688

Localidad: Al borde del Rio Chambo

Altura: 2559 msm

20 ml

Cálculo de la humedad

$$W = \frac{(Wt - Ws) * 100\%}{Wt}$$

Wt 69,73 gr
Ws 50,3 gr
W 38,62823062 %

Masa Inicial	50,3	gr
Peso del Recipiente	118,37	gr
Peso del Recipiente+Peso del suelo humedo	226,63	gr
Peso del Recipiente + Peso del suelo Seco	168,67	gr

40 ml

Cálculo de la humedad

wt 89,11 gr
Ws 50,3 gr
W 77,15705765 %

Masa Inicial	50,3	gr
Peso del Recipiente	118,37	gr
Peso del Recipiente+Peso del suelo hume	226,63	gr
Peso del Recipiente + Peso del suelo Seco	168,67	gr

80 ml

Cálculo de la humedad

wt 108,26 gr
Ws 50,3 gr
W 115,2286282 %

Masa Inicial	50,3	gr
Peso del Recipiente	118,37	gr
Peso del Recipiente+Peso del suelo hume	207,48	gr
Peso del Recipiente + Peso del suelo Seco	168,67	gr

Muestra: L-M1
Coordenadas WGS 84
UTM: 754397
9827312

Localidad: Llío
Altura: 3027 msm

20 ml

Cálculo de la humedad

$$w = \frac{(W_t - W_s) * 100\%}{W_s}$$

wt 65,91 gr
Ws 46,73 gr
W 41,04429703 %

Masa Inicial	47	gr
Peso del Recipiente	118,37	gr
Peso del Recipiente+Peso del suelo humedo	184,28	gr
Peso del Recipiente + Peso del suelo Seco	165,1	gr

40ml

Cálculo de la humedad

wt 89,13 gr
Ws 50,46 gr
W 76,63495838 %

Masa Inicial	51	gr
Peso del Recipiente	118,37	gr
Peso del Recipiente+Peso del suelo humedo	207,5	gr
Peso del Recipiente + Peso del suelo Seco	168,83	gr

80ml

Cálculo de la humedad

wt 127,36 gr
Ws 50,46 gr
W 152,397939 %

Masa Inicial	51	gr
Peso del Recipiente	118,37	gr
Peso del Recipiente+Peso del suelo humedo	245,73	gr
Peso del Recipiente + Peso del suelo Seco	168,83	gr

Muestra: L-M2
Coordenadas WGS 84
UTM: 754397
9827312

Localidad: Llíó
Altura: 3027 msm

20 ml

Cálculo de la humedad

$$w = \frac{(Wt - Ws) * 100\%}{Ws}$$

wt 67,36 gr
Ws 48,22 gr
W 39,69307341 %

Masa inicial	49,45	gr
Peso del Recipiente	118,37	gr
Peso del Recipiente+Peso del suelo humedo	185,73	gr
Peso del Recipiente + Peso del suelo Seco	166,59	gr

40ml

Cálculo de la humedad

wt 85,61 gr
Ws 50,84 gr
W 68,39103068 %

Masa inicial	51	gr
Peso del Recipiente	118,37	gr
Peso del Recipiente+Peso del suelo humedo	203,98	gr
Peso del Recipiente + Peso del suelo Seco	169,21	gr

80ml

Cálculo de la humedad

wt 126,12 gr
Ws 50,84 gr
W 148,0723839 %

Masa inicial	51	gr
Peso del Recipiente	118,37	gr
Peso del Recipiente+Peso del suelo humedo	244,49	gr
Peso del Recipiente + Peso del suelo Seco	169,21	gr

Muestra: SG-M1
Coordenadas: WGS 84
UTM 767299
9819509

Localidad: San Gerardo
Altura: 2558 msm

20 ml

Cálculo de la humedad

$$w = \frac{(Wt - Ws) * 100\%}{Ws}$$

wt 70,34 gr
Ws 52,13 gr
W 34,93190102 %

Masa inicial	53	gr
Peso del Recipiente	118,37	gr
Peso del Recipiente+Peso del suelo humedo	188,71	gr
Peso del Recipiente + Peso del suelo Seco	170,5	gr

40ml

Cálculo de la humedad

wt 89,53 gr
Ws 52,39 gr
W 70,89139149 %

Masa inicial	53	gr
Peso del Recipiente	118,37	gr
Peso del Recipiente+Peso del suelo humedo	207,9	gr
Peso del Recipiente + Peso del suelo Seco	170,76	gr

80ml

Cálculo de la humedad

wt 127,61 gr
Ws 52,39 gr
W 143,5770185 %

Masa inicial	53	gr
Peso del Recipiente	118,37	gr
Peso del Recipiente+Peso del suelo humedo	245,98	gr
Peso del Recipiente + Peso del suelo Seco	170,76	gr

Muestra: SP-M1

Coordenadas WGS 84

UTM: 753933

9827073

Localidad: San Pablo

Altura: 3146 msm

20 ml

Cálculo de la humedad

$$w = \frac{(Wt - Ws) * 100\%}{Ws}$$

wt 68,08 gr

Ws 44,17 gr

W 54,13176364 %

Masa inicial	50,45	gr
Peso del Recipiente	118,37	gr
Peso del Recipiente+Peso del suelo humedo	186,45	gr
Peso del Recipiente + Peso del suelo Seco	162,54	gr

40 ml

Cálculo de la humedad

wt 92,01 gr

Ws 53,78 gr

W 71,08590554 %

Masa inicial	54	gr
Peso del Recipiente	118,37	gr
Peso del Recipiente+Peso del suelo humedo	210,38	gr
Peso del Recipiente + Peso del suelo Seco	172,15	gr

80 ml

Cálculo de la humedad

wt 128,49 gr

Ws 53,78 gr

W 138,9178133 %

Masa inicial	54	gr
Peso del Recipiente	118,37	gr
Peso del Recipiente+Peso del suelo humedo	246,86	gr
Peso del Recipiente + Peso del suelo Seco	172,15	gr

Muestra: SP-M1

Coordenadas WGS 84

UTM: 758274

9812934

Localidad: Yaruqui

Altura: 2827 msm

20 ml

Cálculo de la humedad

$$w = \frac{(Wt - Ws) * 100\%}{Ws}$$

wt 70,36 gr

Ws 50,71 gr

W 38,7497535 %

Masa Inicial	51	gr
Peso del Recipiente	118,37	gr
Peso del Recipiente+Peso del suelo humedo	188,73	gr
Peso del Recipiente + Peso del suelo Seco	169,08	gr

40 ml

Cálculo de la humedad

wt 90,69 gr

Ws 50,71 gr

W 78,84046539 %

Masa Inicial	51	gr
Peso del Recipiente	118,37	gr
Peso del Recipiente+Peso del suelo humedo	209,06	gr
Peso del Recipiente + Peso del suelo Seco	169,08	gr

80 ml

Cálculo de la humedad

wt 128,61 gr

Ws 50,71 gr

W 153,6186157 %

Masa Inicial	51	gr
Peso del Recipiente	118,37	gr
Peso del Recipiente+Peso del suelo humedo	246,98	gr
Peso del Recipiente + Peso del suelo Seco	169,08	gr

Muestra: SG-M1
Coordenadas WGS 84
UTM: 754656
9827687

Localidad: Llíó (Volcanicos)

Altura:

20 ml

Cálculo de la humedad

$$w = \frac{(Wt - Ws) * 100\%}{Ws}$$

wt 72,67 gr
Ws 51,68 gr
W 40,61532508 %

Masa Inicial	53	gr
Peso del Recipiente	118,37	gr
Peso del Recipiente+Peso del suelo humedo	191,04	gr
Peso del Recipiente + Peso del suelo Seco	170,05	gr

40 ml

Cálculo de la humedad

wt 91,81 gr
Ws 50,71 gr
W 81,04910274 %

Masa Inicial	53	gr
Peso del Recipiente	118,37	gr
Peso del Recipiente+Peso del suelo humedo	210,18	gr
Peso del Recipiente + Peso del suelo Seco	169,08	gr

80 ml

Cálculo de la humedad

wt 128,52 gr
Ws 50,71 gr
W 153,4411359 %

Masa Inicial	53	gr
Peso del Recipiente	118,37	gr
Peso del Recipiente+Peso del suelo humedo	246,89	gr
Peso del Recipiente + Peso del suelo Seco	169,08	gr

Muestra: G-M1
Coordenadas WGS 84
UTM: 758274
9812934

Localidad: Guano
Altura: 2827 msm

20 ml

Cálculo de la humedad

$$w = \frac{(Wt - Ws) * 100\%}{Ws}$$

wt 68,46 gr
Ws 49,06 gr
W 39,5434162 %

Masa Inicial	49	gr
Peso del Recipiente	118,37	gr
Peso del Recipiente+Peso del suelo hume	186,83	gr
Peso del Recipiente + Peso del suelo Seco	167,43	gr

40 ml

Cálculo de la humedad

wt 88,46 gr
Ws 49,06 gr
W 80,3098247 %

Masa Inicial	49	gr
Peso del Recipiente	118,37	gr
Peso del Recipiente+Peso del suelo hume	206,83	gr
Peso del Recipiente + Peso del suelo Seco	167,43	gr

80 ml

Cálculo de la humedad

wt 126,62 gr
Ws 49,06 gr
W 158,092132 %

Masa Inicial	49	gr
Peso del Recipiente	118,37	gr
Peso del Recipiente+Peso del suelo hume	244,99	gr
Peso del Recipiente + Peso del suelo Seco	167,43	gr

Muestra: SG-M1
Coordenadas WGS 84
UTM: 765460
9819029

Localidad: Cerca del Rio Chambo (Cubijies)

Altura: 2945

20 ml

Cálculo de la humedad

$$w = \frac{(Wt - Ws) * 100\%}{Ws}$$

wt 66,66 gr
Ws 48,6 gr
W 37,1604938 %

Masa Inicial	47,9	gr
Peso del Recipiente	97,1	gr
Peso del Recipiente+Peso del suelo hu	163,76	gr
Peso del Recipiente + Peso del suelo S	145,7	gr

40 ml

Cálculo de la humedad

wt 65,41 gr
Ws 27,33 gr
W 139,334065 %

Masa Inicial	47,9	gr
Peso del Recipiente	118,37	gr
Peso del Recipiente+Peso del suelo hu	183,78	gr
Peso del Recipiente + Peso del suelo S	145,7	gr

80 ml

Cálculo de la humedad

wt 87,08 gr
Ws 27,33 gr
W 218,624222 %

Masa Inicial	47,9	gr
Peso del Recipiente	118,37	gr
Peso del Recipiente+Peso del suelo hu	205,45	gr
Peso del Recipiente + Peso del suelo S	145,7	gr

Muestra: SG-M1
 Coordenadas WGS 84
 UTM: 767299 pds56
 9819509

San
 Localidad: Gerardo
 Altura: 2558 mm

20 ml

Cálculo de la humedad

$$w = \frac{(Wt - Ws) * 100\%}{Ws}$$

wt 70,35 gr
 Ws 51,19 gr
 W 37,4291854 %

Masa Inicial	52	gr
Peso del Recipiente	118,37	gr
Peso del Recipiente+Peso del suelo humedo	188,72	gr
Peso del Recipiente + Peso del suelo Seco	169,56	gr

40 ml

Cálculo de la humedad

wt 89,34 gr
 Ws 50,71 gr
 W 76,1782686 %

Masa Inicial	52	gr
Peso del Recipiente	118,37	gr
Peso del Recipiente+Peso del suelo humedo	207,71	gr
Peso del Recipiente + Peso del suelo Seco	169,08	gr

80 ml

Cálculo de la humedad

wt 128,52 gr
 Ws 50,71 gr
 W 153,441136 %

Masa Inicial	52	gr
Peso del Recipiente	118,37	gr
Peso del Recipiente+Peso del suelo humedo	246,89	gr
Peso del Recipiente + Peso del suelo Seco	169,08	gr

Anexo 4. Pruebas de Bombeo

No	X	Y	Cota (m)	Nombre del pozo	Prof (m)
1	754519	9817112	2901	Licán (Cantón Riobamba)	221
2	762947	9807070	2694	Quebrada Colorada (Parroquia Punín)	192
3	764359	9816828	2768	San Martín de Veranillo	222
4	757199	9776398	3670	Totorilla (Cantón Guamote)	222,5
5	755251	9795783	3179	Pulucate (Cantón Colta)	252,5
6	753308	9795075	3167	La Merced	242
7	758178	9819647	2981	Barrio Santa Ana de Tapi	243
8	758401	9820331	2887	Barrio El Carmen (Riobamba)	243,9
9	763392	9817550	2746	Barrio San Antonio vía a Baños	222,5
10	769032	9822158	2715	Los Chingazos (Cantón Guano)	252
11	760132	9822180	2892	Langos (Cantón Guano)	260
12	756937	9817682	2871	Liribamba (Parroquia Lican)	255
13	759209	9813371	2804	Shuyo (Parroquia Yaruquíes)	151
14	760772	9813185	2763	Santa Cruz de Yaruquíes	258,5
15	760979	9816928	2833	Brigada Galápagos	20

Anexo 5. Tabla resumen de datos de niveles estáticos y carga hidráulica.

Zona	Localidad	Pozo/Vertiente	Profundidad (m)	Cota (m)	Nivel del agua (Nivel Estático)	Carga Hidráulica (m)	Geología				
NORDESTE	Lío	Lío #1	87,8	3134	25,5	3108,5	A=52m;B=35,8m	A= Volcánicos Chimborazo;B=Formación Cizarán			
	Lío	Lío #2	97	3137	28	3109	A=48m;B=49m	A= Volcánicos Chimborazo;B=Formación Cizarán			
	Lío	Lío #3	50	3123	21,85	3101,15	A=50m	A= Volcánicos Chimborazo.			
	Lío	Lío #4	168	3121	17,1	3103,9	A=60m;B=108m	A= Volcánicos Chimborazo;B=Formación Cizarán			
	Lío	Lío #5	160	3131	3,7	3127,3	A=60m;B=100m	A= Volcánicos Chimborazo;B=Formación Cizarán			
	Lío	Lío #6	61	3122	7	3115	A=61m	A= Volcánicos Chimborazo.			
	Lío	Lío #7	75	3123	12,4	3110,6	A=56m;B=19m	A= Volcánicos Chimborazo;B=Formación Cizarán			
	San Pablo	San Pablo #1	NR	3120		3120	A= 20m	A= Volcánicos Chimborazo			
San Pablo	San Pablo #2	NR	3095		3095	A= 25m	A= Volcánicos Chimborazo				
CENTRO	Guano	Guano Lav.	NR	2700		2700	A= 15m	A= Volcánicos Chimborazo			
	Guano	Guabu Santa Teresita	NR	3331		3331	A=	A= Volcánicos Chimborazo			
	Guano	Orillas rio Guano # 15	NR	2750		2750	A=	A= Volcánicos Chimborazo			
	Guano	Langos	260	2638	126,82	2511,18	A= 13m	A= Volcánicos Chimborazo			
	Guano	Lavandería Guano	NR	2719		2719	A= 10m	A= Volcánicos Chimborazo			
SURESTE	Riobamaba	ESPOCH #1	188	2844	50	2794	A=52m;B=136m	A= Formación Riobamba (Secuencia I); B= Formación Riobamba (Secuencia II)			
	Riobamaba	ESPOCH #2	158,7	2823	77	2746	A=52m;B=106,7m	A= Formación Riobamba (Secuencia I); B= Formación Riobamba (Secuencia II)			
	Riobamaba	UNACH	175	2793	64,2	2728,8	A=50m;B=108,7m	A= Formación Riobamba (Secuencia I); B= Formación Riobamba (Secuencia II)			
	Riobamaba	El Pinar	170	2849	76,29	2772,71	A=55m;B=115m	A= Formación Riobamba (Secuencia I); B= Formación Riobamba (Secuencia II)			
	Riobamaba	EL Pedregal	216	2817	46,04	2770,96	A=51m;B=165m	A= Formación Riobamba (Secuencia I); B= Formación Riobamba (Secuencia II)			
	Riobamaba	Huerta	219	2821	97	2724	A=60m;B=159m	A= Formación Riobamba (Secuencia I); B= Formación Riobamba (Secuencia II)			
	Riobamaba	Brigada Galapagos	200	2833	49,43	2783,57	A=67m;B=133m	A= Formación Riobamba (Secuencia I); B= Formación Riobamba (Secuencia II)			
	Riobamaba	María Auxiliadora	258,5	2777	50,93	2726,07	A=64m;B=194,5m	A= Formación Riobamba (Secuencia I); B= Formación Riobamba (Secuencia II)			
	Riobamaba	San Gabriel	204	2804	60,5	2743,5	A=56m;B=148m	A= Formación Riobamba (Secuencia I); B= Formación Riobamba (Secuencia II)			
	Riobamaba	San Antonio	217,95	2746	34,895	2711,105	A=51m;B=166,95m	A= Formación Riobamba (Secuencia I); B= Formación Riobamba (Secuencia II)			
	Riobamaba	Liribamba	243,9	2875	88,03	2786,97	A=58m;B=185,9m	A= Formación Riobamba (Secuencia I); B= Formación Riobamba (Secuencia II)			
	Riobamaba	El Carmen II	243,34	2914	141,44	2772,56	A=53m;B=190,34m	A= Formación Riobamba (Secuencia I); B= Formación Riobamba (Secuencia II)			
	Riobamaba	Cumandá	221	2776	45	2731	A=51m;B=170m	A= Formación Riobamba (Secuencia I); B= Formación Riobamba (Secuencia II)			
	Riobamaba	Servidores	190	2822	96	2726	A=50m;B=140m	A= Formación Riobamba (Secuencia I); B= Formación Riobamba (Secuencia II)			
	Riobamaba	Licán	212	2895	48,045	2846,955	A=61m;B=151m	A= Formación Riobamba (Secuencia I); B= Formación Riobamba (Secuencia II)			
	Riobamaba	Las Abras	170	2800	30	2770	A=57m;B=113m	A= Formación Riobamba (Secuencia I); B= Formación Riobamba (Secuencia II)			
	Riobamaba	San Martin de Veranillo	214	2780	44,06	2735,94	A=54m;B=160m	A= Formación Riobamba (Secuencia I); B= Formación Riobamba (Secuencia II)			
	Riobamaba	21 de Abril	200	2727	78	2649	A=56m;B=144m	A= Formación Riobamba (Secuencia I); B= Formación Riobamba (Secuencia II)			
	Riobamaba	Cdla. 24 de Mayo	203	2859	98,05	2760,95	A= 50m; B=153m	A= Formación Riobamba (Secuencia I); B= Formación Riobamba (Secuencia II)			
	Riobamaba	San Isidro	NR	3020		3020	A=	A= Formación Riobamba (Secuencia I)			
	Riobamaba	Quillotoro	NR	3886		3886	A=	A= Formación Riobamba (Secuencia I)			
	Riobamaba	La Cienega	NR	3887		3887	A=	A= Formación Riobamba (Secuencia I)			
	Riobamaba	Almorzana Poggio	NR	4050		4050	A=	A= Formación Riobamba (Secuencia I)			
	Riobamaba	H. Toropamba # 1	NR	3161		3161	A=	A= Formación Riobamba (Secuencia I)			
	Riobamaba	Hda. Chuqipogyo # 3	NR	3390		3390	A=	A= Formación Riobamba (Secuencia I)			
	Riobamaba	Hda. Chuqipogyo # 2	NR	3395		3395	A=	A= Formación Riobamba (Secuencia I)			
	Riobamaba	Qda. Balsacon # 12	NR	3035		3035	A=	A= Formación Riobamba (Secuencia I)			
	Riobamaba	Qda. Balsacon # 13	NR	3080		3080	A=	A= Formación Riobamba (Secuencia I)			
	Riobamaba	Qda. Cordovez # 11	NR	3020		3020	A=	A= Formación Riobamba (Secuencia I)			
	Riobamaba	Qda. Santa Barbara # 10	NR	3040		3040	A=	A= Formación Riobamba (Secuencia I)			
	Riobamaba	De los Colibríes	NR	4003		4003	A=	A= Formación Riobamba (Secuencia I)			
	Riobamaba	Carrizal Carcelen	NR	2572		2572	A=	A= Formación Riobamba (Secuencia I)			
	Riobamaba	De los Colibríes 2	NR	3967		3967	A=	A= Formación Riobamba (Secuencia I)			
SURESTE	Yaruquies	Shuyo	146,5	2817	47,035	2769,965	A=50m;B=96,5m	A= Formación Riobamba (Secuencia I); B= Formación Riobamba (Secuencia II)			
	Yaruquies	El Estadio	200	2815	58,4	2756,6	A= 20m; B= 180m	A= Formación Yaruquies; B= Formación Riobamba(Secuencia I)			
CENTRO	Los Elenes	Los Elenes 1	NR	2604		2604	A= 15m	A= Formación Riobamba (Secuencia I)			
	Los Elenes	Los Elenes 2	NR	2593		2593	A= 15m	A= Formación Riobamba (Secuencia I)			
	Los Elenes	Los Elenes 3	252	2589		2589	A= 15m	A= Formación Riobamba (Secuencia I)			
	Los Elenes	Los Elenes 4	NR	2560		2560	A=				
	Los Elenes	Balneario Los Elenes	NR	2610		2610	A= 10m	A= Formación Riobamba (Secuencia I)			
	Los Elenes	Chingazo Alto	NR	2720	99,9	2620,1	A= 20m	A= Formación Riobamba (Secuencia I)			
NORDOSTE	Cubujíes	Cubijíes Lavandería	NR	2503		2503	A= 13m	A= Formación Riobamba (Secuencia I)			
	Cubujíes	Cubijíes CO2	NR	2604		2604	A= 15m	A= Formación Riobamba (Secuencia I)			
	Cubujíes	CUB1 Cubijíes	NR	2504		2504	A= 10m	A= Formación Riobamba (Secuencia I)			
	Cubujíes	Cubijíes VC2	NR	2562		2562	A= 8m	A= Formación Riobamba (Secuencia I)			
	Cubujíes	San Gerardo	NR	2705		2705	A=				
	Cubujíes	Gallipoggio	NR	2613		2613	A=				
	Cubujíes	Entre La Calera y Cubijíes	NR	2555		2555	A=				
	Cubujíes	El Ejido (Cubijíes) # 22	NR	2560		2560	A=				
	Cubujíes	S. Gerardo barrio unión # 18	NR	2590		2590	A=				
NORDOSTE	El Altar	Puente Pantaño	NR	2620		2620	A=				
	El Altar	485/Quimiag	NR	2575		2575	A=				
	El Altar	B. El pte. rio chibunga # 53	NR	2590		2590	A=				
	El Altar	Fmla. Falconi	NR	2600		2600	A=				
	El Altar	Hda. La Josefina # 52	NR	3210		3210	A=				
	El Altar	Qda. Guallacon # 46	NR	3190		3190	A=				
	El Altar	Sitio Guadalups # 47	NR	2560		2560	A=				
	El Altar	San Luis	NR	2640		2640	A=				
	El Altar	El Acán	NR	3409		3409	A=				

Anexo 6. Descripción Macroscópica de sedimentos

Muestra	Localización	Zona	Color	Textura	Estructura	Composición	Observaciones	Nombre del sedimento o roca	Formación geológica	Fotografía
Y-M1			Gris claro			Cuarzo (40%) Feldespatos (20%) Lítico volcánico (40%)	Tamaño de granos entre arena media a gruesa, mal sorteo, presencia de material orgánico.	Ceniza	Formación Riobamba	
L-M2			Gris oscuro			Cuarzo (30%) Feldespatos (20%) Biotita (10%) Líticos volcánicos (40%)	Tamaño de granos entre arena media a gruesa, mal sorteo, presencia de material orgánico.	Ceniza	Volcánicos del Chimborazo	
SG-M1			Gris claro			Cuarzo (30%) Líticos volcánicos (70%)	Tamaño de granos entre arena media a gruesa, buen sorteo	Ceniza	Volcánicos del Iguazata	
SP-M1			Gris oscuro			Cuarzo (20%) Feldespatos (10%) Vidrio volcánico	Tamaño de granos entre arena fina a media, buen sorteo.	Cangahua	Formación Cangahua	

		(15%) Líticos volcánicos				
L-M1	Gris Blanco	Cuarzo (30%) Feldspatos (20%) Líticos volcánicos (50%)	Tamaño de granos entre arena fina a media, buen sorteo, presencia de material orgánico.	Cangahua	Formación Cangahua	
RC-M1	Café grisáceo	Cuarzo (40%), micas (20%), feldespato (10%), líticos volcánicos (30%)	Tamaño de granos entre arena gruesa a media, mal sorteo.	Volcánico	Volcánico S del Altar	