



INSTITUTO POLITÉCNICO NACIONAL

**CENTRO INTERDISCIPLINARIO DE INVESTIGACIÓN
PARA EL DESARROLLO INTEGRAL REGIONAL UNIDAD OAXACA
MAESTRÍA EN CIENCIAS EN CONSERVACIÓN Y APROVECHAMIENTO DE
RECURSOS NATURALES**

ACADEMIA DE INGENIERÍA

MODELACIÓN HIDRODINÁMICA DE LA RELACIÓN ACUÍFERO GRANULAR Y PRESA UBICADA EN SAN PABLO HUITZO, OAXACA

T E S I S

**QUE PARA OBTENER EL GRADO DE
MAESTRO EN CIENCIAS**

PRESENTA:

Emmanuel Flores Martínez

Directores de tesis:

Dr. Salvador Isidro Belmonte Jiménez

M. en C. María de los Ángeles Ladrón de Guevara Torres

Santa Cruz Xoxocotlán, Oaxaca. Junio 2019



SIP-14-BIS

INSTITUTO POLITÉCNICO NACIONAL
SECRETARÍA DE INVESTIGACIÓN Y POSGRADO

ACTA DE REVISIÓN DE TESIS

En la Ciudad de Oaxaca siendo las 11:30 horas del día 31 del mes de mayo del 2019 se reunieron los miembros de la Comisión Revisora de la Tesis, designada por el Colegio de Profesores de Estudios de Posgrado e Investigación de CIIDIR OAXACA para examinar la tesis titulada:
"Modelación hidrodinámica de la relación acuífero granular y presa ubicada en San Pablo-Huitzo, Oaxaca"

Presentada por el alumno:

Flores
Apellido paterno
Nombre(s) Emmanuel

Martínez
Apellido materno

Con registro:

A	1	7	0	4	0	8
---	---	---	---	---	---	---

aspirante de:

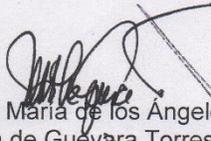
Maestría en Ciencias en Conservación y Aprovechamiento de Recursos Naturales

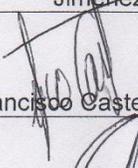
Después de intercambiar opiniones los miembros de la Comisión manifestaron **APROBAR LA TESIS**, en virtud de que satisface los requisitos señalados por las disposiciones reglamentarias vigentes.

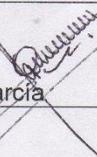
LA COMISIÓN REVISORA

Directores de tesis


Dr. Salvador Isidro Belmonte
Jiménez

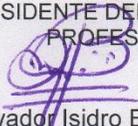

M. en C. María de los Angeles
Ladrón de Guevara Torres


Dr. Francisco Castellanos León


Dr. Pedro Montes García


Dr. Prisciliano Felipe de Jesús Cano
Barrita

PRESIDENTE DEL COLEGIO DE
PROFESORES


Dr. Salvador Isidro Belmonte Jiménez



CENTRO INTERDISCIPLINARIO
DE INVESTIGACIÓN PARA EL
DESARROLLO INTEGRAL REGIONAL
CIIDIR
UNIDAD OAXACA
IPN

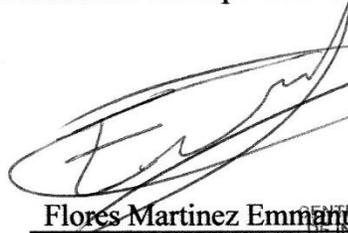


INSTITUTO POLITÉCNICO NACIONAL
SECRETARÍA DE INVESTIGACIÓN Y POSGRADO

CARTA CESION DE DERECHOS

En la Ciudad de Oaxaca el día 19 del mes marzo del año 2019, el (la) que suscribe **Flores Martinez Emmanuel** alumno (a) del Programa de Maestría en Ciencias en Conservación y Aprovechamiento de Recursos Naturales con número de registro A170408, adscrito a Centro Interdisciplinario de Investigación para el Desarrollo Integral Regional Unidad Oaxaca, manifiesta que es autor (a) intelectual del presente trabajo de Tesis bajo la dirección de Dr. Salvador Isidro Belmonte Jiménez y M. en C. María de los Ángeles Ladrón de Guevara Torres y cede los derechos del trabajo intitulado “**Modelación hidrodinámica de la relación acuífero granular y presa ubicada en San Pablo Huitzo, Oaxaca**”, al Instituto Politécnico Nacional para su difusión, con fines académicos y de investigación.

Los usuarios de la información no deben reproducir el contenido textual, gráficas o datos del trabajo sin el permiso expreso del autor y/o director del trabajo. Este puede ser obtenido escribiendo a la siguiente dirección efloresm0902@alumno.ipn.mx. Si el permiso se otorga, el usuario deberá dar el agradecimiento correspondiente y citar la fuente del mismo.



Flores Martinez Emmanuel

Nombre y firma

CENTRO INTERDISCIPLINARIO
DE INVESTIGACIÓN PARA EL
DESARROLLO INTEGRAL REGIONAL
C.I.I.D.I.R.
UNIDAD OAXACA
I.P.N.

Dedicatoria

A Dios

A mis padres Jaime y Rosa Isela

A mis hermanas Betzaida, Vanessa

A mi sobrino Ángel

A mis tíos Rosalva y Felipe

A mi familia

A mi novia Diana

Por todo

Emmanuel

Agradecimientos

Cuando se termina un trabajo con tantos inicios, se involucran muchas personas e instituciones, por esta razón, agradezco:

Al Instituto Politécnico Nacional, al Centro Interdisciplinario de Investigación para el Desarrollo Integral Regional (CIIDIR) Unidad Oaxaca y al Consejo Nacional de Ciencia y Tecnología (CONACyT) por poner a mi alcance las herramientas para prepararme académicamente.

Al Honorable comité revisor y jurado de tesis: Dr. Pedro Montes García, Dr. Francisco Castellanos León, Dr. Prisciliano Felipe de Jesús Cano Barrita y al Dr. Víctor Guillermo Jiménez Quero por sus recomendaciones, sugerencias, conocimientos y experiencias compartidas para el desarrollo de este trabajo.

A mis directores de Tesis, la M. en C. María de los Ángeles Ladrón de Guevara Torres y el Dr. Salvador Isidro Belmonte Jiménez por el apoyo, confianza, paciencia, orientación y amistad hacia mí.

A la Escuela Politécnica de Mieres de la Universidad de Oviedo, España, por permitirme hacer una estancia de investigación bajo la dirección del Dr. José Paulino Fernández Álvarez.

A los miembros del laboratorio de hidrogeología ambiental del CIIDIR Oaxaca y de la Unidad de modelización hidrogeofísica y ensayos no destructivos de la Escuela Politécnica de Mieres por sus aportaciones a este trabajo y a mi desarrollo profesional y personal.

Emmanuel Flores

RESUMEN

El sector del acuífero ubicado dentro de los límites de la microcuenca Agua Blanca ha sido definido en este trabajo como un acuífero libre granular, está compuesto por dos capas que se encuentran sobre la formación de roca metamórfica que conforma el Complejo Oaxaqueño Metamórfico, una capa inferior de arenisca y la capa superior conformada por aluvión, se encuentran afloramientos del basamento en la parte norte de la cuenca, donde en el contacto con la formación de arenisca se presenta una falla de normal. El modelo hidrogeológico se obtuvo de la integración de la información de 15 sondeos eléctricos verticales, 97 mediciones de aceleración gravitacional y el registro de niveles en 31 pozos de extracción. Las conductividades hidráulicas de la capa de aluvión, arenisca y roca metamórfica utilizadas son de 0.23, 0.17 y 0.05 m/día respectivamente. Se usó la herramienta de seguimiento de partículas para confirmar que el agua contenida en la presa viaja a través de la capa de aluvión y arenisca hasta llegar al río Atoyac, lo que confirma la recarga al acuífero, el modelo conceptual y numérico integrado mejora el entendimiento del flujo de agua subterránea y la influencia de las condiciones geológicas.

Palabras clave: Acuífero, métodos geofísicos, hidrología, Modflow.

ABSTRACT

The aquifer sector located within the limits of the Agua Blanca sub basin has been defined in this work as a granular free aquifer, it is composed of two layers that are above the formation of metamorphic rock that forms the Oaxacan Metamorphic Complex, a lower layer of sandstone and the upper layer formed by alluvium. There are outcrops of the basement in the northern part of the basin, where in contact with the formation of sandstone there is a failure of normal. The hydrogeological model was obtained from the integration of information from 15 vertical electric soundings, 97 measurements of gravitational acceleration and the recording of levels in 31 extraction wells. The hydraulic conductivities of the alluvial layer, sandstone and metamorphic rock used are 0.23, 0.17 and 0.05 m / day respectively. The particle tracking tool was used to confirm that the water contained in the dam moves through the layer of alluvium and sandstone until reaching the Atoyac River, which confirms the recharge to the aquifer, the integrated conceptual and numerical model improves understanding of groundwater flow and the influence of geological conditions.

Keywords: Aquifer, geophysical methods, hydrology, Modflow.

“Si he visto más lejos es porque estoy sentado sobre los hombros de gigantes”

Isaac Newton

Índice

CAPITULO 1. PLANTEAMIENTO DE LA INVESTIGACIÓN	9
1.1 Introducción	9
1.2 Problemática	11
1.3 Justificación.....	12
1.4 Antecedentes	13
1.5 Objetivo general.....	17
1.6 Objetivos específicos	17
1.7 Hipótesis.....	18
CAPITULO 2. MARCO CONCEPTUAL Y TEÓRICO	19
2.1. Cuenca hidrográfica	19
2.2 Acuífero.....	20
2.3 Superficie piezométrica o carga hidráulica.....	20
2.4 Hidrodinámica.....	21
2.5 Modelado hidrodinámico	21
2.6 Balance hídrico (ecuación de continuidad).....	22
2.7 Parámetros hidrogeológicos	23
2.7.1 Conductividad hidráulica.....	23
2.7.2 Transmisividad	24
2.7.3 Capacidad o almacenamiento específico.....	24
2.7.4 Coeficiente de almacenamiento	24
2.8 Métodos geofísicos	24
2.8.1 Sondeos eléctricos verticales (SEVs)	25
2.8.2 Método gravimétrico	28
2.9 Modelado matemático	30
2.9.1 Modelo matemático en MODFLOW (Ecuación de flujo)	32
2.9.2 Discretización espacial y temporal en MODFLOW.....	33
2.9.3 Iteración MODFLOW	42
2.9.4 Condiciones iniciales y de frontera para la solución de la ecuación de flujo	44

2.9.5 Condiciones de Frontera	45
CAPITULO 3. MATERIALES Y MÉTODOS	47
3.1 Ubicación del área de estudio	49
3.1.1 Delimitación del área de estudio	50
3.1.2 Vías de acceso	51
3.2 Descripción del área de estudio.....	51
3.2.1 Geología estructural.....	52
3.2.2 Litología	52
3.3 Exploración hidrológica y geofísica.....	54
3.3.1 Piezometría	54
3.3.2 Método geoeléctrico	57
3.3.3 Método gravimétrico	59
3.4 Análisis de datos geofísicos	61
3.4.1 Interpretación geoeléctrica.....	62
3.4.2 Interpretación gravimétrica	63
3.5 Modelado directo en 2.5 dimensiones.....	64
3.5.1 Balance hídrico	66
3.5.2 Condiciones frontera del modelo	66
CAPITULO 4. RESULTADOS Y DISCUSIONES	73
4.1 Dirección preferencial del flujo subterráneo.....	73
4.2 Perfiles geoeléctricos	77
4.3 Anomalía de Bouguer	83
4.4 Modelo numérico	90
CAPITULO 5. CONCLUSIONES	93
Bibliografía.....	94

Índice de figuras

Figura 1. Esquema de cuenca hidrográfica.	19
Figura 2. Discretización hipotética de un sistema acuífero (Modificada de (Harbaugh 2005)).	34
Figura 3. Sistema de bloque centrado.	34
Figura 4. Índice para las seis celdas adyacentes alrededor de la celda i, j, k . (Modificada de (Harbaugh 2005)).	36
Figura 5. Flujo en la celda i, j, k , a partir de la celda $i, j-1, k$. (Modificada de (Harbaugh 2005)).	38
Figura 6.-Descripción de las principales etapas de la metodología de investigación para el desarrollo de este trabajo.	47
Figura 7. Diagrama de flujo utilizado para la generación del modelo numérico del acuífero (Modificado de (Anderson, Woessner, y Hunt 2015))	49
Figura 8.-Ubicación del municipio de Huitzo en el estado de Oaxaca, México.	50
Figura 9. Delimitación de la cuenca Agua Blanca al noreste de Huitzo.	51
Figura 10. Sistema de fallas geológicas que atraviesan la cuenca Agua Blanca.	52
Figura 11. Litología de la cuenca Agua Blanca.	53
Figura 12. Microcuenca Agua Blanca en San Pablo Huitzo con la ubicación de los pozos noria monitoreados.	55
Figura 13. Esquema general que contempla la presencia de dos acuíferos – libre en superficie, y confinado, cada uno de ellos con su nivel piezométrico (basado en Watson y Burnett, 1993)	56
Figura 14. Equipo de medición de resistividad eléctrica Syscal Junior (IRIS Instruments, 2018).	58
Figura 15. Profundidad de investigación del Syscal Junior (IRIS Instruments, 2018).	58
Figura 16. Ubicación de los centros de los sondeos eléctricos verticales.	59
Figura 17. Ubicación de los puntos de mediciones gravimétricas.	60
Figura 18. Gravímetro marca Scintrex modelo CG-5 Autograv	60

Figura 19. Sectorización de la maya topográfica.....	64
Figura 20. Contribución de la topografía de cada zona a la corrección gravimétrica.	64
Figura 21. Perfiles para modelar en la zona de estudio	65
Figura 22. Límites hidrogeológicos de un modelo conceptual del sistema de agua subterránea en la cuenca Agua Blanca en San Pablo Huitzo, Oaxaca.....	67
Figura 23. Área de la Microcuenca utilizada en el modelo numérico.	68
Figura 24. Diagrama de las condiciones frontera del modelo numérico.....	69
Figura 25 fallas normales calculadas en el modelo numérico.	71
Figura 26. Evolución de la profundidad del nivel freático del acuífero de la cuenca Agua Blanca en Huitzo.	73
Figura 27. Determinación de la dirección preferencial del agua subterránea en la cuenca Agua Blanca al noreste de Huitzo con datos de piezometría de junio del 2017.	74
Figura 28. Determinación de la dirección preferencial del agua subterránea en la cuenca Agua Blanca al noreste de Huitzo con datos de piezometría de febrero del 2018.	75
Figura 29. Determinación de la dirección preferencial del agua subterránea en la cuenca Agua Blanca al noreste de Huitzo con datos de piezometría de junio del 2018	76
Figura 30. Ubicación de los SEVs realizados en la microcuenca Agua Blanca al noreste de Huitzo sobre el mapa de litología de la zona.....	78
Figura 31. A) Perfil geoelectrico con la información de los SEV's 1, 2 y 13. B) Perfil geoelectrico con la información de los SEV's 1, 3, 4 y 15. C) Perfil geoelectrico con la información de los SEV's 4, 5 y 14. D) Perfil geoelectrico con la información de los SEV's 5, 9 y 12. E) Perfil geoelectrico con la información de los SEV's 7 y 8. F) Perfil geoelectrico con la información de los SEV's 6, 10 y 11.....	82
Figura 32. Mapa de anomalía de Bouguer completa de la microcuenca Agua Blanca, unidades mGal.	84

Figura 33. Mapa de anomalía regional de la microcuenca Agua Blanca, unidades mGal.....	85
Figura 34 Mapa de anomalía residual (local) con el trazo de perfiles a modelar en la microcuenca Agua Blanca, unidades mGal.....	86
Figura 35. Perfil gravimétrico 1 SW-NE.....	87
Figura 36. Perfil gravimétrico 2 SW-NE.....	88
Figura 37. Perfil gravimétrico 3 SW-NE.....	88
Figura 38. Perfil gravimétrico 4 NW-SE.....	89
Figura 39. Perfil gravimétrico gravimétrico 5 NW-SE.	89
Figura 40. Resultados del balance hídrico realizado en Model Muse.	90
Figura 41. Modelo numérico en 3D, visualización de la conductividad en las 3 capas del acuífero.....	91
Figura 42. Modelo numérico en 3D, visualización del parámetro de carga hidráulica.	92
Figura 43. Modelo numérico en 3D, seguimiento de partículas.....	92

Índice de tablas

Tabla 1 Meses en que se llevo a cabo las campañas piezometricas.	56
Tabla 2. Componentes del balance hídrico.	66
Tabla 3. Limites hidrogeológicos de un modelo conceptual.	67
Tabla 4. Estación climática localizada a dos kilómetros de la cuenca Agua Blanca.	70
Tabla 5. Interpretación y correlación hidrogeológica cualitativa de los 15 sondeos eléctricos verticales.	79

CAPITULO 1. PLANTEAMIENTO DE LA INVESTIGACIÓN

1.1 Introducción

Para satisfacer la creciente demanda de agua, es necesario aprovechar el recurso de las aguas subterráneas consignado en el mundo, proporcionando un uso sostenible y la preservación del medio ambiente (Díaz Caravantes et al. 2014; Vörösmarty et al. 2010). Durante el período 1960 al 2010, la extracción de agua subterránea en el mundo muestra un aumento constante y se triplicó de: $\sim 350 \text{ km}^3/\text{año}$ a $\sim 1000 \text{ km}^3/\text{año}$. Para fines de este siglo (~ 2099), se prevé que el consumo humano de agua aumentará aún más en muchas partes del mundo, pero el aumento es particularmente intenso ($>100\%$) en África, Asia Central, Occidental y Meridional, oeste de Estados Unidos, México y América Central (Wada y Bierkens 2014).

Los recursos hídricos en México están sometidos a un estrés alto, varias comunidades no tienen acceso a agua potable, y es un asunto de seguridad nacional. Si bien los estados del sur de México, como Oaxaca, tienen mayores recursos hídricos en comparación con los estados del norte, todavía existen zonas en riesgo debido a la sobreexplotación y a la contaminación, lo que limita el acceso de la población al agua potable (Ojeda Olivares, Belmonte Jimenez, y Ladrón de Guevara Torres 2017). Estudios multidisciplinarios (Campos-Enriquez et al. 2013; E L Flores-Márquez et al. 2001; Ojeda Olivares et al. 2017) han descrito la hidrología y geología del Valle de Etla en el centro del estado de Oaxaca.

Una herramienta importante para la simulación del movimiento del agua subterránea en un sistema acuífero es un modelo numérico, considerando la distribución espacial y temporal de parámetros hidrogeológicos. Es útil para proponer alternativas que ayuden a atenuar y controlar el impacto

antropogénico sobre el agua subterránea (Bonomi 2009; Jones et al. 2015a). Diversas herramientas computacionales se usan para modelar sistemas acuíferos, la más utilizada es Visual Modular Three Dimensional Flow (Visual MODFLOW), herramienta computacional que utiliza el método de diferencias finitas (MDF) para modelar el movimiento del agua subterránea (Burchi y Mechlem s/f; Harbaugh 2005; Jones et al. 2015a; Visual MODFLOW Flex | Waterloo Hydrogeologic s/f; Wang et al. 2008).

En el municipio de San Pablo Huitzo, el CIIDIR Oaxaca construyó una presa para favorecer la recarga al acuífero, pero no se evaluó si cumplió la función de infiltración de agua. Mediante exploración hidrológica y geofísica se desarrolló un modelo conceptual, que permitió generar un modelo numérico del acuífero para determinar su relación con la presa.

El trabajo se ha estructurado en cinco capítulos. En el capítulo 1 se hace el planteamiento de la investigación, exponiendo la problemática, justificación, estado del arte, objetivo general, objetivos específicos e hipótesis. En el capítulo 2 se aborda el marco conceptual y teórico sobre de los parámetros hidrogeológicos y la base teórica de los métodos geofísicos y del modelado numérico. En el capítulo 3 se describe la zona de estudio, la metodología utilizada para la obtención de los parámetros hidrogeológicos y el desarrollo del modelo numérico del acuífero. En el capítulo 4 se muestra la interpretación de la exploración hidrológica y geofísica además de los resultados del modelo numérico. Por último, se presentan las conclusiones y recomendaciones de la investigación en el capítulo 5.

1.2 Problemática

Dentro de los límites políticos del municipio de San Pablo Huitzo, existen tres microcuencas al noreste de la población: la de Yutetoto, Yutetiaca y la denominada Agua Blanca, donde nace el Arroyo Esmeralda que atraviesa la comunidad, por los barrios de Agua Blanca, la Cantera y la Colonia Esmeralda, para desembocar al Río Atoyac. El Centro Interdisciplinario de Investigación para el Desarrollo Integral Regional, Unidad Oaxaca, construyó un presa de mampostería y ferrocemento en el año de 1993 sobre el flujo que forma al Arroyo Esmeralda, esto con el fin de incentivar la producción agrícola y actividades pecuarias, además de recargar los mantos acuíferos debido al aumento de la demanda de agua para riego, la escasez del recurso hídrico a causa del cambio climático, y cambio de uso de suelo.

En relación con la microcuenca Agua Blanca, no se tiene conocimiento de la geometría del acuífero, de la dirección preferencial del flujo subterráneo y de los valores de las propiedades hidrogeológicas, así como del impacto que tienen las presas en el comportamiento del acuífero. El conocimiento de la cantidad del recurso hídrico en la región es de suma importancia en la toma de decisiones para el desarrollo económico y social, por ejemplo: el abastecimiento de agua potable (construcción de nuevos pozos de extracción), el control de avenidas e inundaciones, la vulnerabilidad a contaminantes al acuífero, el diseño y operación de presas para la irrigación y recarga. Lo anterior motiva a la realización de un modelo conceptual (modelo numérico) y un modelo computacional con base en las características del sistema acuífero, que permita simular el funcionamiento de las aguas subterráneas y superficiales de la microcuenca en condiciones particulares.

1.3 Justificación

La importancia de conocer el funcionamiento del sistema de agua subterránea mediante los modelos geohidrológicos radica en que éstos últimos pueden aportar elementos técnicos de utilidad para el diseño de estrategias de operación, las cuales tienen como finalidad realizar una administración adecuada de los recursos hidráulicos subterráneos en la región. El estudio del medio hidrogeológico involucra la formulación correcta de un modelo conceptual, la selección de los parámetros adecuados para describir espacialmente las propiedades físicas del sistema de flujo y el conocimiento de las condiciones de operación del acuífero (Campos Gaytán 2008; Jones et al. 2015;García 2014).

En vista del aumento de la demanda de agua de riego para la agricultura en la zona, los modelos numéricos pueden ser una herramienta útil para generar no sólo una comprensión del sistema de aguas subterráneas subyacente, sino también para desarrollar escenarios detallados de impacto a nivel de cuenca como insumos para gestión y acción política (Maheswaran et al. 2016).

Es importante contar con información hidrológica reciente de la zona, conocer el estatus hídrico actual del sistema acuífero de Huitzo porque la información generada puede ayudar a controlar la inducción y bombeo de agua de calidad no deseable, revenir y controlar hundimientos de suelo, monitoreo y control de alteraciones profundas del sistema hidrogeológico y la vulnerabilidad del acuífero a los impactos naturales o de la actividad humana.

El conocimiento de la cantidad del recurso hídrico en la región es importante en la toma de decisiones para el desarrollo económico y social, por ejemplo: el abastecimiento de agua potable (construcción de nuevos pozos de extracción),

el control de avenidas e inundaciones, la vulnerabilidad a contaminantes al acuífero, el diseño y operación de presas para la irrigación y recarga. Lo anterior motiva a la realización de un modelo conceptual (modelo numérico) y un modelo computacional con base en las características del sistema acuífero, que permita simular el funcionamiento de las aguas subterráneas y superficiales de la microcuenca en condiciones particulares.

1.4 Antecedentes

Se han desarrollado modelos cada vez más eficientes que permiten observar a escala local el comportamiento hidrogeológico de un acuífero como herramienta de la investigación y gestión del recurso hídrico, la cual se fundamenta con información proveniente de campo y se respalda con bases de datos tomados in situ.

Somers et al. 2018, crearon un modelo del sistema de aguas subterráneas de la cuenca del Río Shullcas (Perú) y evaluaron los controles de descarga de la corriente (flujo superficial); investigaron el impacto de las zanjas (presas de captación) de infiltración en la recarga del acuífero y el flujo base de la corriente superficial.

Shaad y Burlando 2018, proporcionaron una visión general de la dinámica del agua subterránea poco profunda en Yakarta (Indonesia). La innovación de este estudio radica en la combinación de datos de alta resolución temporal con marcos de modelado flexibles que pueden desarrollarse para dar una idea de los factores estresantes no estructurados y de rápido crecimiento en los recursos hídricos en megaciudades de escasos recursos del mundo en desarrollo.

Maheswaran et al. 2016, simularon el movimiento subterráneo de agua dentro de las formaciones aluviales del sistema de cuenca de Ganga ubicada en el norte y este de la India, que se extiende sobre un área de un millón de km², utilizando el modelo numérico transitorio basado en visual MODFLOW. Concluyen que, en vista de la explotación generalizada de los recursos hídricos subterráneos, la descripción en estado estacionario del fenómeno del transporte en los acuíferos es en realidad poco realista. La calibración de estado transitorio del sistema acuífero durante un período de cuatro años de 2000 a 2004. Se observó que las simulaciones de modelos proporcionaron niveles de agua similares para todos los años, lo que sugiere que la calibración del modelo era débilmente sensible a las condiciones iniciales.

Para establecer un punto de referencia para la comparación, se utilizaron los niveles de agua de 100 pozos de observación para los meses de enero, mayo, agosto y noviembre para la calibración y validación. Se realiza la superioridad del modelo matemático transitorio para el entendimiento fenomenológico sobre el modelo numérico en estado estacionario, sin embargo, el modelo matemático transitorio necesita de dos grandes insumos para su correcta ejecución, los cuales son: la geometría y las propiedades hidrogeológicas del sistema acuífero que se desea modelar. Una de las técnicas más utilizadas para obtener la geometría de un sistema acuífero es la caracterización geoeléctrica.

Fernández-Álvarez, Álvarez-Álvarez, y Díaz-Noriega 2016 realizaron un modelo numérico para un complejo de canteras de una formación caliza en el norte de España, utilizando FEFLOW(elementos finitos) y MODFLOW(diferencias finitas) se detalla las diferencias de enfoque e implementación. Los resultados permitieron simular escenarios prácticos de interés inmediato, el modelo proporciona información sobre una brecha de agua subterránea y propone una zona de permeabilidad, dependiendo del grado de fractura.

Arango-Galván et al. 2016 realizaron la caracterización geoelectrica de una porción de la cuenca del acuífero del valle de México que suministra casi 3,000,000 m³ anuales de agua para los 150,000 usuarios del Campus Universitario de Ciudad Universitaria que está localizado en la parte sur de la Ciudad de México. El estudio generó un modelo piloto con el que se puede inferir el comportamiento del acuífero para los siguientes años.

Moreira et al. 2016, hacen un análisis comparativo entre los arreglos Dipolo-Dipolo, Wenner e Schlumberger por medio de pruebas de Tomografía de Resistividad Eléctrica (TRE), como la sensibilidad y la resolución en la caracterización espacial de la infiltración de contaminantes en un tanque séptico y cono de depresión en el pozo de captación de agua; ambos contenidos en un acuífero libre. Lo que concluyo en la generación de un modelo de estructuras de volúmenes de flujo relacionados y el contraste entre los resultados entre un arreglo y otro. La zona de estudio fue en la ciudad de Río Claro a 190 Km al suroeste de Sao Paulo, Brasil.

Abdelkader 2016, se realizó una investigación geoelectrica para la comprensión de las características geofísicas de las aguas subterráneas de un acuífero costero en el Valle Nador (Argelia) obtenido a partir de un estudio de la distribución de la resistividad eléctrica del subsuelo mediante la aplicación de las técnicas de sondeo eléctrico vertical (SEV) y tomografía de resistividad eléctrica (TRE). Un total de 47 SEVs y 3 perfiles de TRE se llevaron a cabo para entender la distribución de la resistividad de la zona. La interpretación de los datos obtenidos de la exploración geofísica fue integrada con los datos obtenidos de un estudio hidroquímico identificando un acuífero costero altamente salino.

La metodología de prospección geoelectrica se adaptará para ser replicada en la presente investigación. Además, dentro de los métodos geoelectricos existen varios tipos de arreglos geométricos, por lo que se toma el dispositivo tetraelectrónico Schlumberger, basado en su efectividad comprobada.

A nivel regional se han realizado algunos estudios sobre el acuífero del Valle de Etna y la subcuenca del Alto Atoyac, que aportaron información sobre las densidades de la geología y los rangos de precipitación.

Flores-Márquez et al. 2001 realizaron un modelo del acuífero del Valle de Etna estimando su geometría a partir de un modelo de 2.5 dimensiones utilizando datos de gravimetría a lo largo de cuatro perfiles, tres de ellos orientados en dirección W-E y otro en la dirección N-S, se realizaron 23 sondeos eléctricos verticales (SEV) y tres perfiles de tomografía eléctrica en porción sur del valle. Se obtuvo información del grosor del sedimento, se estimó la posición de la falla de Etna a profundidad, la base del acuífero y estos estudios también sugirieron una posible fuente de contaminación que se encuentra en la parte norte de la ciudad de Oaxaca.

Elsa Leticia Flores-Márquez et al. 2008 presentaron un modelo geohidrológico evolutivo 3D a corto plazo del acuífero somero del Valle de Etna, Oaxaca, basado en los parámetros disponibles de geología, geofísica, geoquímica e hidrología. Las simulaciones numéricas fueron realizadas en Visual MODFLOW. Estas simulaciones indican que, si el actual régimen de extracción es mantenido, el abatimiento de la superficie potenciométrica puede ser mayor en el SE del área de estudio (i. e. cerca de la ciudad de Oaxaca). La contaminación por fertilizantes y por las fugas de drenaje es favorecida por la dirección de flujo imperante en el acuífero (vaciándose en el río Atoyac).

Ojeda et al. 2018, analizaron los efectos del cambio climático y el aumento de superficies impermeables en la recarga de agua subterránea en la subcuenca del Alto Atoyac. La recarga de agua fue modelada en HELP 3.95D la temperatura y la precipitación se obtuvieron para un periodo cercano (2015-2039). La media anual estimada real de la recarga es de 169 millones de m³ podría reducirse en un 17.97% y un 65.09 según los escenarios analizados, y la pérdida de 135 km² de suelo permeable representaría además 2.65 x 10⁶ m³ de agua no infiltrada.

Estos trabajos han permitido conocer los métodos para realizar el modelo de un acuífero y conocer su geometría. En la investigación se aplicaron métodos geofísicos como gravimetría y SEV para cumplir con los siguientes objetivos.

1.5 Objetivo general

Construir un modelo numérico 3D del sistema acuífero ubicado en la microcuenca Agua Blanca localizado al NE del municipio San Pablo Huitzo, Oaxaca, para el análisis del funcionamiento del sistema acuífero y su relación con la presa de recarga.

1.6 Objetivos específicos

- ➔ Conocer las propiedades hidrogeológicas y características físicas del sistema acuífero de la microcuenca Agua Blanca.
- ➔ Obtener un modelo conceptual con base en información geológica y la geometría de los estratos donde se encuentra el sistema acuífero.
- ➔ Implementar un modelo numérico para establecer la relación de las propiedades hidrogeológicas del sistema acuífero, la relación entre el agua subterránea y el agua superficial contenida en la presa de recarga, así como

el comportamiento del agua subterránea ante el escenario de extracción de agua.

- ➔ Comprender la relación existente entre el acuífero granular y presa de la microcuenca Agua Blanca.
- ➔ Aportar una herramienta necesaria en la toma de decisiones y mejora en el manejo del agua subterránea del municipio.

1.7 Hipótesis

El nivel piezométrico del sistema acuífero de la microcuenca Agua Blanca se mantiene estable en época de estiaje debido a la presencia de la presa construida en el flujo principal de la cuenca.

CAPITULO 2. MARCO CONCEPTUAL Y TEÓRICO

La hidrogeología estudia al agua subterránea, desde su origen, su movimiento, su distribución debajo de la superficie de la Tierra y su conservación (Maderey Rascón y Jiménez Román 2005), por la naturaleza de su objeto de estudio es un campo holístico. án 2005)

A continuación, se proporcionan las bases teóricas-conceptuales para la comprensión del estudio:

2.1. Cuenca hidrográfica

Es un territorio drenado por un único sistema de drenaje natural, es decir, que vierte sus aguas a un lago endorreico. Una cuenca hidrográfica es delimitada por la línea de las cumbres, también llamada parteaguas. El uso de los recursos naturales se regula administrativamente separando el territorio por cuencas hidrográficas. Estas se perfilan como las unidades de división funcionales con más coherencia, permitiendo una verdadera integración social y territorial por medio del agua (Figura 1).

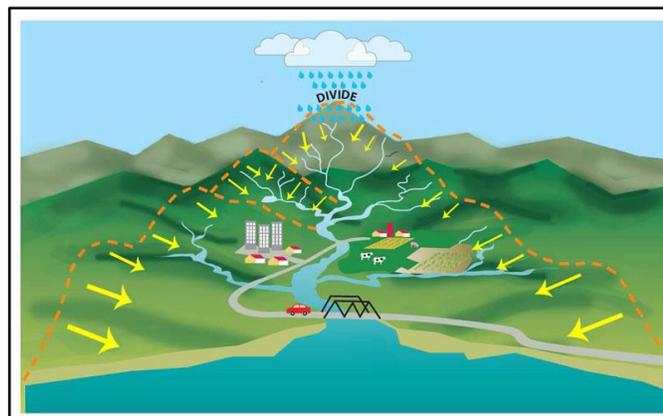


Figura 1. Esquema de cuenca hidrográfica.

2.2 Acuífero

En hidrogeología subterránea se denominan acuíferos (aqua = agua; fer = transportar) a los estratos de roca o sedimentos permeables que transmiten libremente el agua subterránea. Las arenas y las gravas son ejemplos comunes (Tarbuck et al. 2005).

2.3 Superficie piezométrica o carga hidráulica

La elevación que alcanza el agua en un punto del acuífero se le conoce como nivel freático. El comportamiento del nivel freático de un acuífero depende de las condiciones de presión que se ejerzan sobre el acuífero.

La superficie creada por los niveles freáticos en todo el acuífero se le conoce como superficie piezométrica ó piezometría. En acuíferos confinados la superficie piezométrica está por arriba del límite superior del acuífero debido a que la presión en todo el acuífero es mayor que la presión atmosférica, mientras que en acuíferos libres la superficie piezométrica coincide con el límite superior del acuífero, el cual se encuentra a la presión atmosférica.

En un sistema estático la carga hidráulica tiene el mismo valor en todos sus puntos y en un sistema dinámico el movimiento será de los puntos de mayor carga hidráulica a puntos de menor carga hidráulica.

Las fluctuaciones de la superficie piezométrica en el tiempo permiten estudiar la variación de las reservas y la alimentación de los acuíferos, además su observación y control son importantes para la conservación de los recursos hidráulicos subterráneos (Castany y Juliá 1975).

2.4 Hidrodinámica

Hidrodinámica significa el movimiento del agua. A diferencia de la hidrostática, la hidrodinámica considera la respuesta de un fluido a un gradiente de energía impuesto. El subcampo de la dinámica suelo-agua se puede subdividir en un flujo a través de un medio saturado o insaturado, y un estado estable o procesos transitorios. La consideración de un medio saturado se aplica a los problemas de flujo del agua subterránea. El flujo a través de la zona vadosa requiere el estudio del flujo saturado e insaturado a través de medios saturados de forma variable. Los problemas de flujo tanto saturados como insaturados pueden ser de estado estable o transitorios. La dinámica suelo-agua es tan importante en temas relacionados con el movimiento de agua, calor y solutos a través del subsuelo que es fundamental para la mayoría, si no para todos, los procesos físicos del suelo y los problemas de flujo del agua subterránea. (Ferré y Warrick 2005).

2.5 Modelado hidrodinámico

El modelado hidrodinámico proporciona información sobre los cambios espaciales y temporales en los procesos físicos observados en los datos de campo.

Como una definición amplia, el modelado hidrodinámico es el arte y la ciencia de aplicar ecuaciones de conservación del momento, de continuidad y de transporte para representar campos en evolución de velocidad, densidad y campos escalares. La ciencia del modelado se basa en mecánica de fluidos newtoniana incompresible, que puede reducirse a (1) cualquier cambio en el momento debe ser el resultado de fuerzas aplicadas, y (2) el flujo neto dentro o fuera de un volumen de control debe equilibrar el cambio en el volumen de control. El arte de modelar radica en la selección de aproximaciones,

dimensionalidad y métodos que se ajustan al sistema natural y proporcionan respuestas adecuadas a la pregunta planteada (Hodges 2009).

2.6 Balance hídrico (ecuación de continuidad)

El estudio del balance hídrico en hidrología se basa en la aplicación del principio de conservación de masas, también conocido como ecuación de continuidad. Esta establece que para cualquier volumen arbitrario y durante cualquier período de tiempo la diferencia entre las entradas y salidas estará condicionada por la variación del volumen de agua almacenada.

La ecuación del balance hídrico para cualquier zona o cuenca natural (tal como la cuenca de un río) o cualquier masa de agua, indica los valores relativos de entrada y salida de flujo y la variación del volumen de agua almacenada en la zona o masa de agua (Sokolov y Chapman 1980). Por tanto, el balance hídrico para cualquier masa de agua y cualquier intervalo de tiempo, en su forma más general, vendrá representado por la siguiente ecuación:

$$P + Q_{SE} + Q_{TE} + E - Q_{SS} - Q_{TS} - \Delta S - V = 0 \quad (1)$$

Dónde:

P precipitación

Q_{SE} caudal superficial entrante

Q_{TE} caudal subterráneo entrante

E evapotranspiración real

Q_{SS} caudal superficial saliente

Q_{TS} caudal subterráneo saliente

ΔS variación de almacenamiento (fina-inicial)

V error de cierre

Las entradas (recargas) así como las salidas (descargas) de agua en el acuífero se presentan de diferentes formas. La recarga puede darse por flujo subterráneo horizontal y por flujo vertical; la descarga puede tener lugar como flujo horizontal, aflorando como manantiales y/o escurrimiento hacia cuerpos de agua superficial como ríos o lagos, por bombeo y por evapotranspiración en acuíferos freáticos con niveles someros.

2.7 Parámetros hidrogeológicos

Estas características o parámetros permiten definir o predecir el funcionamiento o respuesta del acuífero frente a determinadas acciones exteriores. Se definen a continuación una serie de parámetros fundamentales para caracterizar los acuíferos. Estas características definen las posibilidades de explotación que ofrecen los acuíferos.

2.7.1 Conductividad hidráulica

La conductividad hidráulica se define como el caudal que pasa por una sección unidad del acuífero bajo un gradiente también unidad a una temperatura fija o determinada (Custodio y Llamas 2001). Los factores que determinan la permeabilidad pueden ser intrínsecos y extrínsecos. Los primeros son los propios del acuífero y depende del tamaño de los poros, la mayor permeabilidad si las condiciones se mantienen corresponderá a las partículas de mayor diámetro, los segundos son los que dependen del fluido y son fundamentalmente su viscosidad y su peso específico.

2.7.2 Transmisividad

El concepto de transmisividad fue introducido por Theis, 1935, y se define como el caudal que se filtra a través de una franja vertical de terreno, por unidad de ancho, que puede ser transmitida horizontalmente a través del espesor saturado de un acuífero con un gradiente hidráulico igual a uno (unitario).

2.7.3 Capacidad o almacenamiento específico

El almacenamiento específico S_s es el volumen de agua capaz de liberar el acuífero como resultado del descenso (o ascenso) del nivel piezométrico.

2.7.4 Coeficiente de almacenamiento

El coeficiente de almacenamiento S está definido por el volumen de agua desplazado por una columna del acuífero de superficie unitaria (1 cm^2) cuando la superficie freática desciende un valor unitario (1 cm). En los acuíferos libres el coeficiente de almacenamiento es igual a la porosidad eficaz, es decir, al volumen de agua gravificada extraído de una unidad de acuífero saturado. En los acuíferos confinados se manifiestan los fenómenos mecánicos de compresión del terreno o de la propia agua.

Agua gravificada: Agua que una roca o sedimento puede liberar por efecto exclusivamente de la gravedad.

2.8 Métodos geofísicos

Con los métodos geofísicos se puede investigar zonas sin acceso para el ser humano, como el interior de la tierra. En la búsqueda de yacimientos

metalíferos, petroleros o acuíferos (prospección, exploración) estos métodos pueden dar informaciones sin hacer una perforación de altos costos. Existen varios métodos geofísicos los cuales aprovechan propiedades físicas de las rocas. Pero todos dan solamente informaciones indirectas, es decir nunca sale una muestra de una roca. Los resultados de investigaciones geofísicas son hojas de datos (números) que esperan a una interpretación (Lowrie 2007).

2.8.1 Sondeos eléctricos verticales (SEVs)

Las técnicas geofísicas intentan distinguir o reconocer las formaciones geológicas que se encuentran en profundidad mediante algún parámetro físico. Existen técnicas geofísicas eléctricas o electromagnéticas que miden la resistividad de los materiales, o en algún caso su inverso, la Conductividad. Algunas de estas técnicas son más modernas y mucho más precisas, pero los Sondeos Eléctricos Verticales se siguen utilizando por su sencillez y la relativa economía del equipo necesario.

El objetivo de los SEVs es delimitar varias capas en el subsuelo, obteniendo sus espesores y resistividades. En la interpretación, se intentará identificar el tipo de roca de acuerdo con el valor de su resistividad.

2.8.1.1 Resistencia eléctrica. Resistividad. Ley de Ohm

Experimentalmente se demuestra que la intensidad de corriente que atraviesa un cuerpo por unidad de sección es linealmente proporcional al gradiente del potencial ($\Delta V/\Delta l$). Por tanto, para una sección cualquiera, será:

$$Intensidad = C \cdot Sección \cdot \frac{\Delta V}{\Delta l} \quad (2)$$

Donde la constante de permeabilidad C , es la conductividad del material. Por otra parte, la resistencia (R) que opone un cuerpo al paso de la corriente eléctrica es directamente proporcional a la longitud e inversamente proporcional a la sección. La constante de proporcionalidad lineal ρ (rho) es la resistividad un parámetro característico de cada material.

$$R = \rho \frac{\textit{longitud}}{\textit{Sección}} \quad (3)$$

Como la conductividad (C) es el inverso de la resistividad (ρ):

$$R = \frac{1}{C} \cdot \frac{\Delta l}{\textit{Sección}} \quad (4)$$

Despejando C en la ecuación anterior y sustituyendo su valor en la (2) se obtiene:

$$\textit{Intensidad} = \frac{\Delta V}{R} \quad (5)$$

Unidad de resistencia: ohmio (Ω). Un cuerpo ofrece una resistencia de 1 ohmio cuando sometido a una diferencia de potencial de 1 voltio circula a través de él una intensidad de corriente de 1 amperio (Orellana,1972). A partir de (3) se obtienen las unidades de ρ , que son Ωm (ohmios. metro).

2.8.1.2 Resistividad de los materiales naturales

Los valores de la resistividad en una roca están determinados más que por su composición mineralógica, por el agua que contienen, fundamentalmente por la porosidad y por la salinidad del agua (más salinidad implica mayor conductividad).

Todo esto hace que la resistividad de cada tipo de roca presente una gran variabilidad. En general, en el campo se encuentran valores de este orden:

- Rocas ígneas y metamórficas inalteradas: $> 1000 \Omega.m$
- Rocas ígneas y metamórficas alteradas, o fuertemente diaclasadas: 100 a 1000 $\Omega.m$
- Calizas y areniscas: 100 a más de 1000 $\Omega.m$
- Arcillas: 1 a 10 $\Omega.m$
- Limos: 10 a 100 $\Omega.m$
- Arenas: 100 a 1000 $\Omega.m$
- Gravas: 200 a más de 1000 $\Omega.m$

Es importante que en materiales detríticos la resistividad aumenta con el tamaño de grano. Por tanto, en una investigación hidrogeológica en materiales detríticos, se buscan resistividades elevadas que indican los materiales más gruesos, mayor permeabilidad.

En rocas compactas (en general las que deben su permeabilidad a la posible fisuración) se buscan las resistividades más bajas, que indicarán las zonas en que la formación presente la mayor fracturación y/o alteración. En este caso también puede que las zonas o niveles de menor conductividad tampoco sean permeables si los planos de fracturación han sido colmatados por arcillas de alteración.

En una región determinada, la experiencia nos indicará qué valores concretos de resistividad que presenta cada una de las formaciones. En otras ocasiones, estos valores pueden obtenerse de diagráfias o realizando Sondeos Eléctricos en el mismo punto donde exista una perforación de la que se conozca la columna litológica (Sánchez, et. al., 1987).

2.8.2 Método gravimétrico

El objetivo principal de la gravimetría es medir anomalías en el campo gravitatorio de la Tierra causadas por cambios de densidad entre distintos materiales. Los datos de campo deben ser corregidos respecto a puntos de referencia de gravedad conocida. Las correcciones serán respecto al tiempo, altura topográfica y posición geográfica. El valor de gravedad observada está influenciado por efectos sobre el punto de observación como: latitud, altitud, topografía alrededor del punto de observación, mareas terrestres, así como cambios laterales en la distribución de la densidad. (Lowrie 2007).

2.8.2.1 Correcciones gravimétricas

Las correcciones que se aplican a la gravedad observada se encuentran:

Corrección por latitud: la Tierra se define como una figura matemática o elipse de rotación, con superficie equipotencial, pero está deformada por la distribución de masas hacia los polos, lo que genera incremento de gravedad con el incremento en latitud. Por ello, la corrección se suma cuando el punto de observación se dirige al ecuador. La ecuación para esta superficie, adoptada por la asociación Internacional de Geodesia en 1967, estima el valor de g para todos los puntos del esferoide, y al diferenciar la ecuación se obtiene la corrección por latitud.

Corrección por deriva instrumental: se realiza para anular las variaciones por efectos térmicos y mecánicos que afectan al sensor del gravímetro, y por ende eliminar las variaciones en sus lecturas con el paso del tiempo. La curva de gravedad diaria observada permite identificar la variación que se debe repartir entre todas las lecturas realizadas en el día.

Corrección de Aire Libre: calcula la disminución de la gravedad a medida que aumenta la distancia al centro de la Tierra, sin tener en cuenta la masa ubicada entre las estaciones de referencia y de medida. Esta corrección requiere valores de altura de alta precisión. Este valor se suma cuando el punto de observación está por encima de la referencia y, en el caso contrario se resta.

$$Aire\ libre = .308 \frac{mGal}{m} * z \quad (6)$$

Donde

z = Altura sobre el nivel del mar del punto de medición en metros

Corrección de Bouguer: elimina la atracción que genera el material entre la estación de medida y el nivel de referencia, como si la estación estuviera ubicada en el centro de una extensa placa horizontal, de densidad y espesor uniforme y, estima la gravedad de las dos estaciones, como si estuvieran a la misma altura. Para estaciones ubicadas por encima de la altura del nivel de referencia, esta corrección se resta, y para las que están por debajo del nivel de referencia, el efecto se suma.

$$Bouguer = 0.04186 \sigma \text{ mGal/m} \quad (7)$$

Donde

σ = densidad (2.67 gr/cm³)

Corrección topográfica: compensa los efectos por exceso o defecto de masa de la topografía real sobre la placa de Bouguer. La gravedad observada está influenciada por los contrastes topográficos alrededor del punto de observación. Esta corrección es siempre positiva; en los valles la corrección de Bouguer ha restado un efecto no existente y se compensa con esta corrección y en zonas

montañosas no se ha tenido en cuenta el efecto de las masas que existen con la altitud. La zona de estudio se considera un cilindro vertical; tomando la base del cilindro como la plantilla de trabajo que se divide en círculos concéntricos y líneas radiales, que dividen el cilindro en segmentos, cuyas áreas incrementan con la distancia desde el centro (Dobrin y Savit 1960; Nettleton 1976; Telford, Geldart, y Sheriff 1990).

2.9 Modelado matemático

Con el modelado matemático las ecuaciones matemáticas que describen los procesos de flujo y transporte subterráneo se pueden determinar a partir del principio fundamental de conservación de la masa de un fluido o de un soluto (Hariharan y Uma Shankar 2017). (Harbaugh 2005) establece que este principio (o ecuación de continuidad) se puede combinar con una expresión matemática (Ley de Darcy) para obtener una ecuación de tipo diferencial que describa el flujo y el transporte.

MODFLOW (Modular three-dimensional finite-difference groundwater model) es un software de uso comercial desarrollado por McDonald y Harbaugh, pertenecientes al U.S. Geological Survey (1988). Es capaz de simular el flujo en estado estacionario o transitorio en una, dos y tres dimensiones. Se basa en el método de diferencias finitas, un método que conduce a una aproximación numérica que permite una descripción y solución de problemas complejos de flujo de aguas subterráneas.

Para subdividir horizontalmente la región de interés en un número de celdas rectangulares, se superpone sobre el área de estudio una rejilla rectangular. Las capas se utilizan para subdividir verticalmente las propiedades hidrológicas. El flujo subterráneo se realiza como un balance hídrico diferenciado para cada celda del modelo y la carga hidráulica se resuelve en el centro de cada nodo

del modelo. MODFLOW permite asignar los valores de extracción o inyección a los pozos, la recarga de agua superficial, ríos, drenes, barreras de flujo, sumideros, evapotranspiración, etc.

Una vez conceptualizado el modelo del sistema acuífero, MODFLOW permite simular el flujo del agua subterránea con una convergencia rápida, y una solución casi exacta para la mayoría de los sistemas (Harbaugh 2005; Hariharan y Uma Shankar 2017). Este programa computacional permite la modelación de un sistema acuífero en tres dimensiones, simulando el flujo en las capas acuíferas que pueden ser confinadas o no confinadas, además de presentar la opción de no simularlas, esta última opción solo permite el flujo de manera vertical en la capa no simulada e inhabilita el movimiento del agua de manera horizontal.

La integración de las variables que influyen en el comportamiento del agua subterránea como extracción o inyección de agua en pozos, recarga, evapotranspiración, conductividades hidráulicas y coeficientes de almacenamiento asignadas a las capas del sistema acuífero dentro del modelo numérico tiene como objetivo la modelación de un sistema acuífero que permita obtener los siguientes parámetros:

- a. Evolución de los niveles en el agua subterránea $h(x, y, z, t)$.
- b. Velocidades de flujo en el entorno definido como zona de interés $v(x, y, z, t)$.

Dentro de MODFLOW se tienen tres módulos:

1. Input: módulo destinado a introducir datos: geometría del modelo, conductividades hidráulicas, recarga, pozos de observación y de bombeo,

etc. Este módulo tiene celdas (filas y columnas) y estratos verticales (capas), en este módulo se define si las celdas se serán activas o inactivas, permeable o impermeable, respectivamente. La discretización es realizada como time-steps o incrementos sucesivos de tiempo.

2. Run: módulo para ejecutar el modelo, permite elegir las distintas estimaciones de carga inicial, distintos métodos numéricos como solucionadores, además de ajustar los criterios de cálculo y convergencia.
3. Output: módulo para visualización de los resultados de la simulación, como son: series de tiempo, niveles piezométricos y de niveles freáticos para los distintos time-steps.

2.9.1 Modelo matemático en MODFLOW (Ecuación de flujo)

MODFLOW se ha utilizado en todo el mundo debido a su fácil accesibilidad, facilidad de uso y versatilidad (Hariharan y Uma Shankar 2017; Maheswaran et al. 2016). MODFLOW resuelve una forma tridimensional de la ecuación de flujo subterráneo de un medio poroso, heterogéneo y anisotrópico se representa con la siguiente ecuación diferencial parcial (Harbaugh 2005).

$$\frac{\delta}{\delta x} \left[k_x \frac{\delta h}{\delta x} \right] + \frac{\delta}{\delta y} \left[k_y \frac{\delta h}{\delta y} \right] + \frac{\delta}{\delta z} \left[k_z \frac{\delta h}{\delta z} \right] + W(x, y, z) = S_s \frac{\delta h}{\delta t} \quad (8)$$

Donde:

h = Carga hidráulica

t = Tiempo

K_x, K_y, K_z = Son componentes del tensor de conductividad hidráulica en las direcciones de los ejes de las coordenadas

S_s = Coeficiente de almacenamiento específico

W = Es un término general de fuentes o sumideros y define la entrada o salida de agua en el sistema en unidades de volumen por unidades de tiempo

Esta ecuación tiene solución, sujeta a las condiciones límites de Dirichlet, donde se conoce el valor de la variable h como la carga hidráulica inicial, es decir que $h_i(x, y, z, t) = h_i(x, y, z, 0)$ es determinada por el nivel freático del acuífero (Anderson, Woessner, y Hunt 2015).

En la ecuación de flujo se hacen las siguientes consideraciones:

1. El medio poroso está completamente saturado
2. El flujo del agua se describe por la ley de Darcy
3. El medio poroso es compresible
4. La porosidad y la permeabilidad son funciones espaciales

2.9.2 Discretización espacial y temporal en MODFLOW

MODFLOW permite representar un sistema acuífero por medio de un arreglo de bloques llamados celdas, cuyas ubicaciones se describen en términos de renglones, columnas y capas, por ejemplo, en la figura 2, se tiene un arreglo i, j, k que coincide con el sistema de coordenadas x, y, z .

El arreglo i, j, k , representa en el modelo i renglones, j columnas y k capas cuya intersección de dichas celdas tridimensionales tienen propiedades hidráulicas constantes por lo que cada valor asignado es uniformemente distribuido. Cada columna tiene un ancho de Δr , cada renglón un ancho de Δc y cada capa un espesor de Δv . Un ejemplo de esto sería la celda (3,5,2) tiene un volumen $\Delta c_3, \Delta r_5, \Delta k_2$.

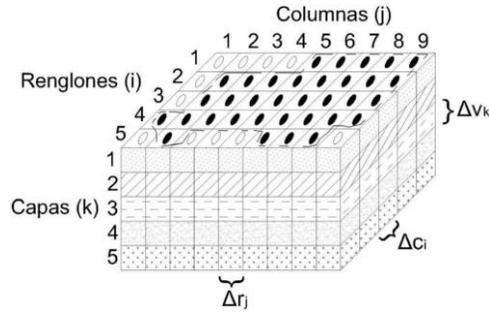


Figura 2. Discretización hipotética de un sistema acuífero (Modificada de (Harbaugh 2005)).

Dentro de cada celda hay un punto llamado “nodo” en el cual se calcula la carga hidráulica (h) y se ubica en el centro de la celda. Existen dos convenciones para definir la configuración de celdas respecto a la ubicación de los nodos; estas son las formulaciones de “bloque centrado” y de “punto centrado”, ModFlow utiliza la primera de estas configuraciones (Figura 3).

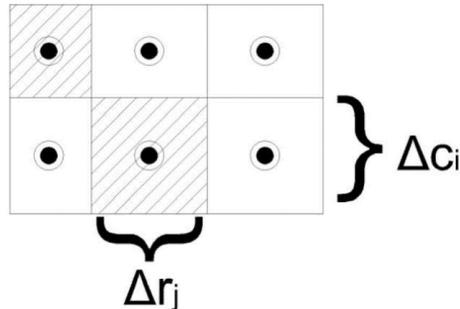


Figura 3. Sistema de bloque centrado.

2.9.3 Ecuaciones por diferencias finitas

Este método consiste en una aproximación de las derivadas parciales por expresiones algebraicas con los valores de la variable dependiente en un limitado número de puntos seleccionados.

Como resultado de la aproximación, la ecuación diferencial parcial que describe el problema es reemplazada por un número finito de ecuaciones algebraicas, en términos de los valores de la variable dependiente en puntos seleccionados.

De acuerdo con la ecuación de continuidad, expresando el balance de flujo en una celda la suma de todos los flujos de entrada y salida a cada celda debe ser igual a la razón de cambio en el almacenamiento de esa misma celda (Harbaugh 2005; Hariharan y Uma Shankar 2017):

$$\sum Q_i = S_s \frac{\Delta h}{\Delta t} \Delta V \quad (9)$$

Donde:

Q_i = Tasas de flujo entrando y/o saliendo de la celda [L^3T^{-1}]

S_s = Almacenamiento específico por unidad de volumen, por cambio de la carga piezométrica [L^3]

ΔV = Volumen de la celda [L^3]

Δh = Cambio de la carga piezométrica [L]

Δt = Intervalo de tiempo [T]

Se usa la notación que las entradas y el aumento del almacenamiento son positivos. Las salidas y la disminución del almacenamiento son negativas.

Las seis celdas adyacentes a la celda i, j, k son (Figura 4):

$$i - 1, j, k; i + 1, j, k;$$

$$i, j - 1, k; i, j + 1, k;$$

$$i, j, k - 1; i, j, k + 1;$$

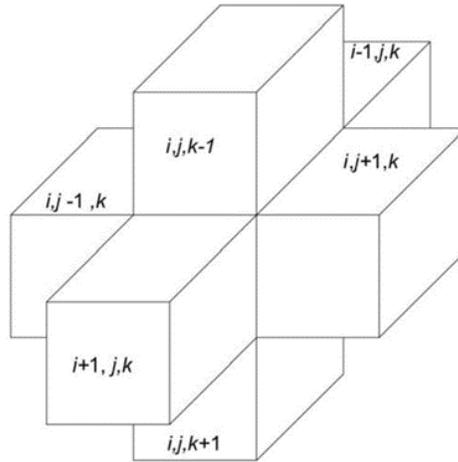


Figura 4. Índice para las seis celdas adyacentes alrededor de la celda i, j, k . (Modificada de (Harbaugh 2005)).

Para las celdas adyacentes el cálculo de los caudales de entrada a la celda i, j, k y con base en la ley de Darcy, se expresan de la siguiente manera (Figura 5):

De $i, j - 1, k$

$$q_{i, j - \frac{1}{2}, k} = KR_{i, j - \frac{1}{2}, k} \Delta c_i \Delta v_k \frac{h_{i, j - 1, k} - h_{i, j, k}}{\Delta r_{j - 1/2}} \quad (10)$$

De $i, j + 1, k$

$$q_{i, j + \frac{1}{2}, k} = KR_{i, j + \frac{1}{2}, k} \Delta c_i \Delta v_k \frac{h_{i, j + 1, k} - h_{i, j, k}}{\Delta r_{j + 1/2}} \quad (11)$$

De $i + 1, j, k$

$$q_{i + \frac{1}{2}, j, k} = KC_{i + \frac{1}{2}, j, k} \Delta r \Delta v_k \frac{h_{i + 1, j, k} - h_{i, j, k}}{\Delta c_{i + 1/2}} \quad (12)$$

De $i - 1, j, k$

$$q_{i-\frac{1}{2},j,k} = KC_{i-\frac{1}{2},j,k} \Delta r_i \Delta v_k \frac{h_{i-1,j,k} - h_{i,j,k}}{\Delta c_{i-1/2}} \quad (13)$$

De $i, j, k + 1$

$$q_{i,j,k+\frac{1}{2}} = KV_{i,j,k+\frac{1}{2}} \Delta r_i \Delta c_i \frac{h_{i,j,k+1} - h_{i,j,k}}{\Delta v_{i+1/2}} \quad (14)$$

De $i, j, k - 1$

$$q_{i,j,k-\frac{1}{2}} = KV_{i,j,k-\frac{1}{2}} \Delta r_i \Delta c_i \frac{h_{i,j,k-1} - h_{i,j,k}}{\Delta v_{i-1/2}} \quad (15)$$

Donde:

$KR_{i,j-\frac{1}{2},k}$ = Conductividad hidráulica a lo largo de i entre los dos nodos. El índice $-1/2$ representa el espacio entre los dos nodos.

$h_{i,j,k}$ = Carga hidráulica en el nodo i, j, k [L]

$q_{i,j-\frac{1}{2},k}$ = Descarga volumétrica entre las caras i, j, k e $i, j-1, k, j$. [L^3T^{-1}]

$\Delta c_i \Delta v_k$ = Área de la cara de la celda normal a la dirección de flujo [L^2]

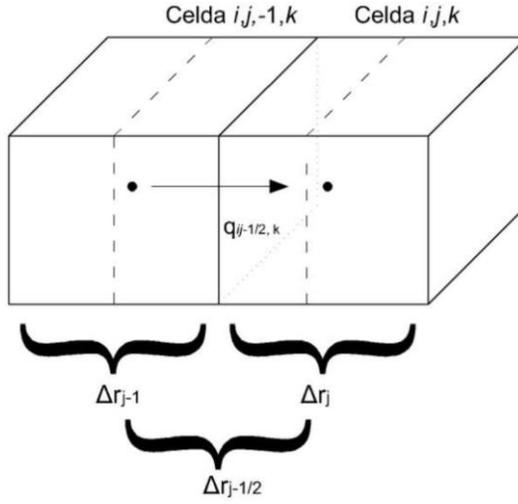


Figura 5. Flujo en la celda i, j, k , a partir de la celda $i, j-1, k$. (Modificada de (Harbaugh 2005)).

El producto entre la conductividad hidráulica por el área, dividida entre la separación de nodos es llamado conductancia.

$$CR_{i, j-\frac{1}{2}, k} = \frac{KR_{i, j-\frac{1}{2}, k} \Delta c_1 \Delta v_k}{\Delta r_{j-\frac{1}{2}}} [L^2 T^{-1}] \quad (16)$$

Cuando se sustituye la ecuación 16 de conductancia en las ecuaciones (10) a (15) se obtiene:

$$q_{i, j-\frac{1}{2}, k} = CR_{i, j-\frac{1}{2}, k} (h_{i, j-1, k} - h_{i, j, k}) \quad (17)$$

$$q_{i, j+\frac{1}{2}, k} = CR_{i, j+\frac{1}{2}, k} (h_{i, j+1, k} - h_{i, j, k}) \quad (18)$$

$$q_{i+\frac{1}{2}, j, k} = CC_{i+\frac{1}{2}, j, k} (h_{i+1, j, k} - h_{i, j, k}) \quad (19)$$

$$q_{i-\frac{1}{2}, j, k} = CC_{i-\frac{1}{2}, j, k} (h_{i-1, j, k} - h_{i, j, k}) \quad (20)$$

$$q_{i, j, k+\frac{1}{2}} = CV_{i, j, k+\frac{1}{2}} (h_{i, j, k+1} - h_{i, j, k}) \quad (21)$$

$$q_{i,j,k-\frac{1}{2}} = CV_{i,j,k-\frac{1}{2}}(h_{i,j,k-1} - h_{i,j,k}) \quad (22)$$

Los caudales (17) a (22) son las entradas para la celda i, j, k de las seis celdas adyacentes dentro del sistema acuífero.

Las entradas a la celda i, j, k , provenientes de otras fuentes se pueden hacer depender de la carga piezométrica de la celda en la cual son recibidas. La expresión general:

$$a_{i,j,k,n} = p_{i,j,k,n}h_{i,j,k} + q_{i,j,k,n} \quad [L^3T^{-1}] \quad (23)$$

Donde:

$a_{i,j,k,n}$ = es el flujo de la fuente n

$p_{i,j,k,n}h_{i,j,k}[L^2T^{-1}]$ = es una constante

$q_{i,j,k,n}[L^3T^{-1}]$ = es una constante

Cuando una celda recibe un caudal de un pozo recarga (n=1) se puede considerar:

- a) que es independiente de la carga $h_{i,j,k}$ de la celda i, j, k
- b) que depende de una carga

Para el caso a)

$$p_{i,j,k,1} = 0 \therefore a_{i,j,k,1} = q_{i,j,k,1} \quad (24)$$

Para el caso b)

$$a_{i,j,k,1} = p_{i,j,k,1}h_{i,j,k} + q_{i,j,k,1} \quad (25)$$

Si una celda está recibiendo un caudal de la filtración de un río, ($n=2$), este caudal depende de la carga $h_{i,j,k,1}$ de la celda y en su caso de la diferencia de cargas.

$$Q = \frac{KRIV(R_{i,j,k} - h_{i,j,k})}{D} \quad (26)$$

Para la conductividad hidráulica se usa $KRIV_{i,j,k,2}$ como conductividad hidráulica de la formación sobre la celda i, j, k y su conductancia resulta:

$$CRIV_{i,j,k,2} = \frac{KRIV_{i,j,k,2}}{D} \quad (27)$$

Por lo que

$$\begin{aligned} a_{i,j,k,2} &= CRIV(R_{i,j,k} - h_{i,j,k}), \text{ ó} \\ a_{i,j,k,2} &= -CRIV_{i,j,k,2}h_{i,j,k} + CRIV_{i,j,k,2}R_{i,j,k} \end{aligned} \quad (28)$$

Con la ecuación 26 se deduce que:

$$p_{i,j,k,2} = -CRIV_{i,j,k,2} \quad (29)$$

$$q_{i,j,k,2} = CRIV_{i,j,k,2}R_{i,j,k} \quad (30)$$

Considerando todas las fuentes externas, se tiene la ecuación 31:

$$\sum_{n=1}^N a_{i,j,k,n} = QS_{i,j,k} = \sum_{n=1}^N p_{i,j,k,n}h_{i,j,k} + \sum_{n=1}^N q_{i,j,k,n} \quad (31)$$

$$\sum_{n=1}^N a_{i,j,k,n} = QS_{i,j,k} = \sum_{n=1}^N p_{i,j,k,n}h_{i,j,k} + \sum_{n=1}^N q_{i,j,k,n} \quad \text{Ec 24}$$

O bien con las definiciones ecuación 32

$$P_{i,j,k} = \sum_{n=1}^N p_{i,j,k,n}; \quad Q_{i,j,k} = \sum_{n=1}^N q_{i,j,k,n} \quad (32)$$

$$QS_{i,j,k} = p_{i,j,k,n} h_{i,j,k} + Q_{i,j,k} \quad (33)$$

Tomando en cuenta todos los flujos de entrada entre la celda i, j, k y las seis celdas vecinas, así como flujo desde fuentes (o sumideros) externos el balance de flujo es

$$\begin{aligned} q_{i,j-\frac{1}{2},k} + q_{i,j+\frac{1}{2},k} + q_{i-\frac{1}{2},j,k} + q_{i+\frac{1}{2},j,k} + q_{i,j,k-\frac{1}{2}} + q_{i,j,k+\frac{1}{2}} + QS_{i,j,k} \\ = SS_{i,j,k}(\Delta r_j \Delta c_i \Delta v_k) \frac{\Delta h_{i,j,k}}{\Delta t} \end{aligned} \quad (34)$$

La aproximación en diferencias finitas para la derivada de la carga se define según muestra la ecuación (35):

$$\frac{\Delta h_{i,j,k}}{\Delta t} \cong \frac{h_{i,j,k}^m - h_{i,j,k}^{m-1}}{t_m + t_{m-1}} \quad (35)$$

Donde:

$h_{i,j,k}^m$ = Carga hidráulica evaluada en el tiempo en el que se está realizando el cálculo t_m

$h_{i,j,k}^{m-1}$ = Carga hidráulica ya conocida (condición inicial) en el tiempo t_{m-1} anterior a t_m

Esta aproximación es hacia atrás, ya que el valor de $h_{i,j,k}^m$ depende del correspondiente $h_{i,j,k}^{m-1}$ anterior en el tiempo t . Considerando lo expuesto anteriormente la ecuación (35) queda expresada de la siguiente manera.

$$\begin{aligned}
 & CR_{i,j-\frac{1}{2},k} (h_{i,j-1,k}^m - h_{i,j,k}^m) + CR_{i,j+\frac{1}{2},k} (h_{i,j+1,k}^m - h_{i,j,k}^m) \\
 & + CC_{i-\frac{1}{2},j,k} (h_{i-1,j,k}^m - h_{i,j,k}^m) + CC_{i+\frac{1}{2},j,k} (h_{i+1,j,k}^m - h_{i,j,k}^m) \\
 & + CV_{i,j,k-\frac{1}{2}} (h_{i,j,k-1}^m - h_{i,j,k}^m) + CV_{i,j,k+\frac{1}{2}} (h_{i,j,k+1}^m - h_{i,j,k}^m) \\
 & + P_{i,j,k} h_{i,j,k}^m + Q_{i,j,k} = SS_{i,j,k} (\Delta r_j \Delta c_i \Delta v_k) \frac{h_{i,j,k}^m - h_{i,j,k}^{m-1}}{t_m + t_{m-1}}
 \end{aligned} \tag{36}$$

Con la ecuación (36) se desconocen las siete cargas en el tiempo t_m , que son las incógnitas del sistema para la celda i, j, k . Entonces por lo tanto los coeficientes se conocen, así como $h_{i,j,k}^m$ y $\Delta t = t_m + t_{m-1}$.

La solución se puede obtener en forma simultánea, pues cada celda i, j, k tiene seis celdas adyacentes, que también están representando por siete ecuaciones con siete incógnitas. Cada celda tiene en promedio una incógnita por lo que para n celdas se tienen n ecuaciones y este sistema tiene solución.

2.9.3 Iteración MODFLOW

MODFLOW utiliza métodos iterativos para obtener la solución del sistema de ecuaciones en diferencias finitas para cada paso de tiempo. Este tipo de métodos parte de una solución de prueba para calcular una solución interna, que resuelve la ecuación con una diferencia y este proceso lo realiza en cada nodo lo cual se le denomina iteración.

En cada solución interna en el centro del nodo se reemplaza en la solución nueva de prueba para obtener otra solución interna y así sucesivamente. Este proceso de iteración se continúa hasta que la solución interna es prácticamente la misma solución de prueba, lo cual se alcanza cuando la diferencia de soluciones es menor que cierto valor establecido previamente de forma

arbitraria, llamado criterio de cierre. Este procedimiento se utiliza para cada incremento de tiempo.

Por esta razón $h_{i,j,k}^{m,0}$ representa la solución inicial de prueba en el nodo i, j, k y $h_{i,j,k}^{m,1}$ la cual es usada como la solución de prueba en la iteración dos.

Reagrupando la ecuación (37) se tiene:

$$\begin{aligned}
 & CV_{i,j,k-\frac{1}{2}} h_{i,j,k-1}^m + CC_{i-\frac{1}{2},j,k} h_{i-1,j,k}^m + CR_{i,j-\frac{1}{2},k} h_{i,j-1,k}^m \\
 & + - CV_{i,j,k-\frac{1}{2}} - CC_{i-\frac{1}{2},j,k} - CR_{i,j-\frac{1}{2},k} - CR_{i,j+\frac{1}{2},k} - CC_{i+\frac{1}{2},j,k} \\
 & - CV_{i,j,k+\frac{1}{2}} + HCOF_{i,j,k} h_{i,j,k}^m + CR_{i,j+\frac{1}{2},k} h_{i,j+1,k}^m \\
 & + CC_{i+\frac{1}{2},j,k} h_{i+1,j,k}^m + CV_{i,j,k+\frac{1}{2}} h_{i,j,k+1}^m = RHS_{i,j,k}
 \end{aligned} \tag{37}$$

Donde:

$$HCOF_{i,j,k} = P_{i,j,k} - \frac{SC1_{i,j,k}}{t_m + t_{m-1}} \tag{38}$$

$$RHS_{i,j,k} = -Q_{i,j,k} - \frac{SC1_{i,j,k} h_{i,j,k}^{m-1}}{t_m + t_{m-1}} \tag{39}$$

$$SC1_{i,j,k} = SS_{i,j,k} \Delta r_j \Delta c_i \Delta v_k \tag{40}$$

La ecuación (37) constituye un sistema de ecuaciones simultáneas que puede ser escrita en forma matricial (ecuación 41):

$$[M] \cdot \{h\} = \{q\} \tag{41}$$

Cuando se conocen las condiciones de frontera, la distribución de cargas iniciales, los parámetros hidráulicos y las cargas externas sobre el acuífero, es posible predecir las distribuciones de carga en tiempos sucesivos. Una

ecuación de la forma matricial (36) puede ser definida para cada celda activa, en cada time-step de la simulación. Para el primer time-step las condiciones iniciales de carga corresponden al término $h_{i,j,k}^m$ con esto se logra calcular las cargas h^m para la celda i,j,k y las celdas que están alrededor. Las cargas calculadas corresponderán a las cargas iniciales en el siguiente time-step.

2.9.4 Condiciones iniciales y de frontera para la solución de la ecuación de flujo

Las ecuaciones diferenciales parciales definidas en un dominio espacio-tiempo R tienen un número infinito de soluciones. Para obtener una solución particular es necesario agregar condiciones iniciales y condiciones de frontera. Si las soluciones existen serán únicas para una ecuación dada.

2.9.4.1 Condiciones iniciales

La condición inicial es el estado del potencial hidráulico a partir del cual se produce una evolución del sistema. En estado estacionario el acuífero está en equilibrio y no se tiene influencia de la extracción o inyección de agua que se van a simular. En otros casos se puede considerar la existencia previa de extracción o inyección de agua y simular la instalación de nuevos pozos.

Para determinar la solución particular de una ecuación diferencial se deben especificar los valores de la función incógnita para algún tiempo inicial t_0 en el dominio R o en su frontera ∂R . En la ecuación de flujo la función incógnita representa la carga hidráulica.

2.9.5 Condiciones de Frontera

Las condiciones de frontera deben definir los límites del acuífero. Hay tres tipos básicos de condiciones de frontera tipo Neumann, tipo Cauchy y tipo Dirichlet (Anderson, Woessner, y Hunt 2015).

En el dominio R puede intercambiar con su entorno, a través de la frontera ∂R (o en parte de esta), masa, energía y momento. De acuerdo con las condiciones de frontera pueden ser parcial o totalmente cerrada a cualquier intercambio. Las condiciones de frontera expresan matemáticamente la relación del dominio R con el entorno y deben obtenerse de las interpretaciones de las condiciones físicas del área en estudio.

2.9.5.1 Condición de frontera tipo Dirichlet

Esta condición establece que la carga hidráulica del agua subterránea sea el especificado a lo largo de la frontera. En este caso ésta se prescribe a priori y ya no es una incógnita. Visto de otro modo, si nuestra ecuación de flujo debe ser satisfecha en todos los puntos dentro del dominio R del acuífero entonces en la frontera, la carga hidráulica h , debe satisfacer la condición (Anderson, Woessner, y Hunt 2015):

$$h(x, y, z, t) = f \tag{42}$$

2.9.5.2 Condición de frontera tipo Neumann

Para la condición de frontera tipo Neumann se prefijan los valores de la derivada normal de la función sobre la frontera. Cuando esta condición es aplicada a un nodo de una frontera impermeable, el nivel es una incógnita y la ecuación para

ese nodo debe reflejar la condición de no flujo en la frontera. Esto quiere decir que debe satisfacer la condición (Anderson, Woessner, y Hunt 2015):

$$Q_n = -T \frac{\partial h}{\partial n} = 0 \quad (43)$$

2.9.5.3 Condición de frontera tipo Cauchy

La condición de frontera tipo Cauchy es una generalización de las dos condiciones de frontera de Dirichlet y de Neumann, debido a que esta las lleva implícitas. Esto quiere decir que, para las ecuaciones diferenciales parciales, la condición de Cauchy impone valores específicos a la solución de una ecuación diferencial que se toma en una frontera del dominio y en la derivada normal a la frontera. Este tipo de condición también se conoce como condición de frontera mixta porque relaciona las cargas hidráulicas de la frontera con el flujo en ellas (Anderson, Woessner, y Hunt 2015).

CAPITULO 3. MATERIALES Y MÉTODOS

En general la metodología se compone de cuatro etapas (Figura 6). Siguiendo el protocolo de modelización (Anderson, Woessner, y Hunt 2015), en la primera etapa se realizó una caracterización del área de estudio y se definió el objetivo de la modelización; en la segunda etapa se realizaron las mediciones geofísicas en campo; en la tercera etapa se interpretaron los datos en campo y se conceptualizó el modelo, donde se detallan la simplificaciones asumidas junto con las condiciones de contorno utilizadas; por último en la cuarta etapa se implementó la simulación y calibración del modelo numérico.

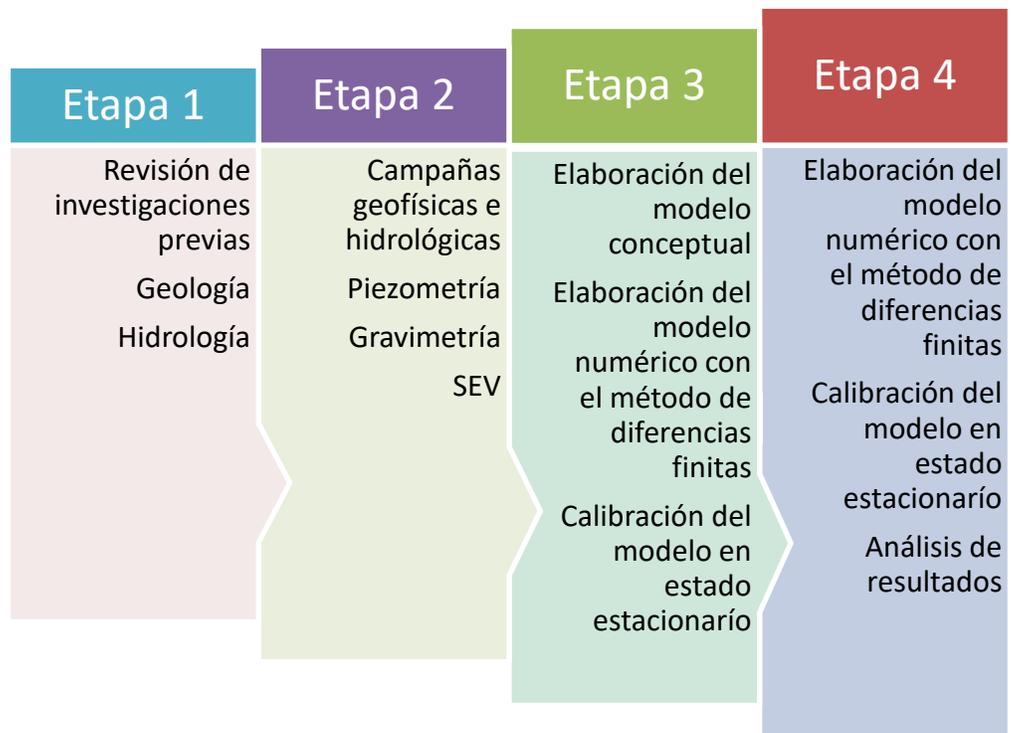
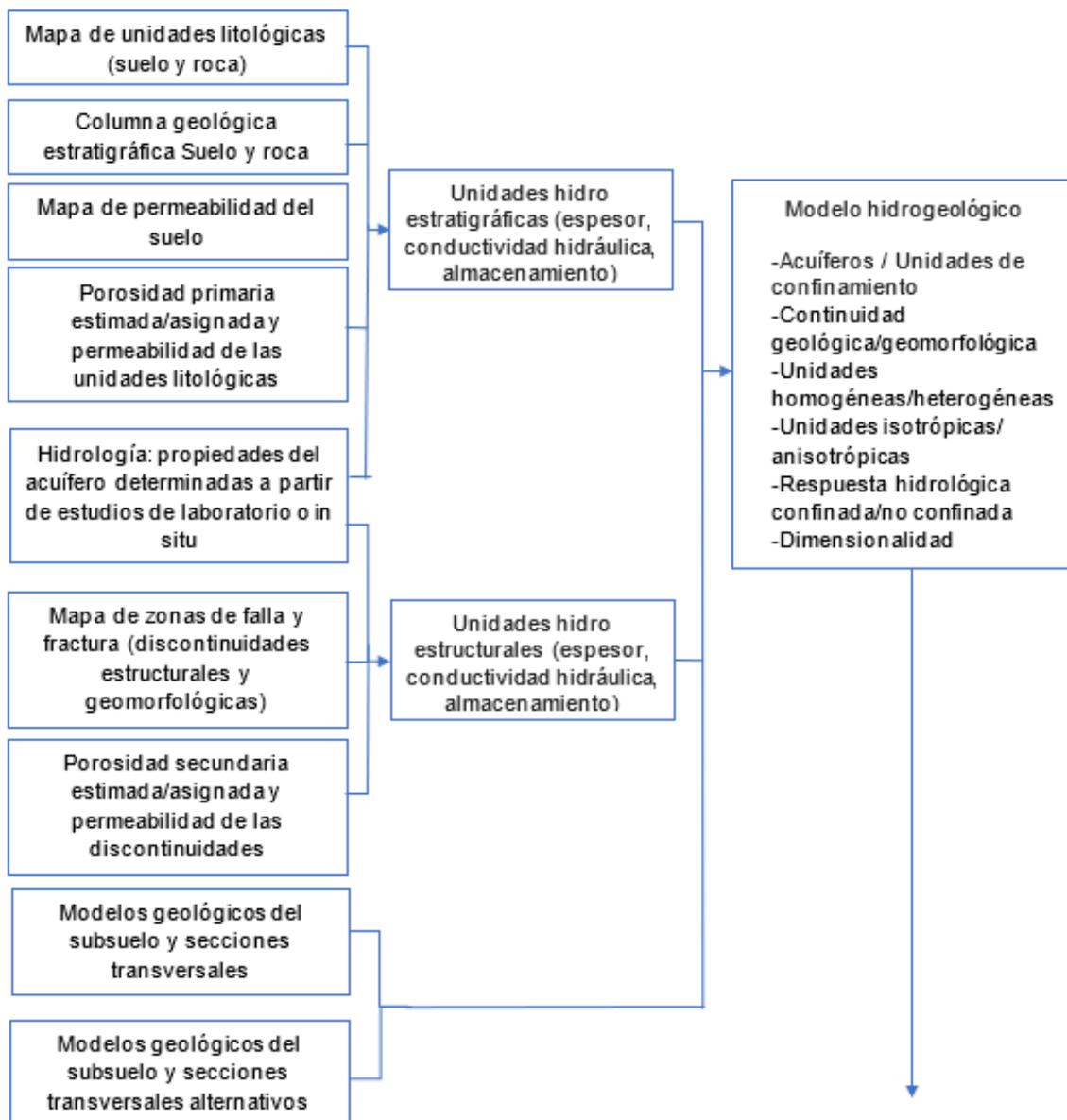


Figura 6.-Descripción de las principales etapas de la metodología de investigación para el desarrollo de este trabajo.

El modelo se compone de: un modelo conceptual dónde se identificaron y analizaron los procesos que representan el comportamiento del sistema en la realidad; y el modelo numérico que se basó en un análisis cuantitativo de los datos de campo (Figura7).

Base de datos primarios e interpretados



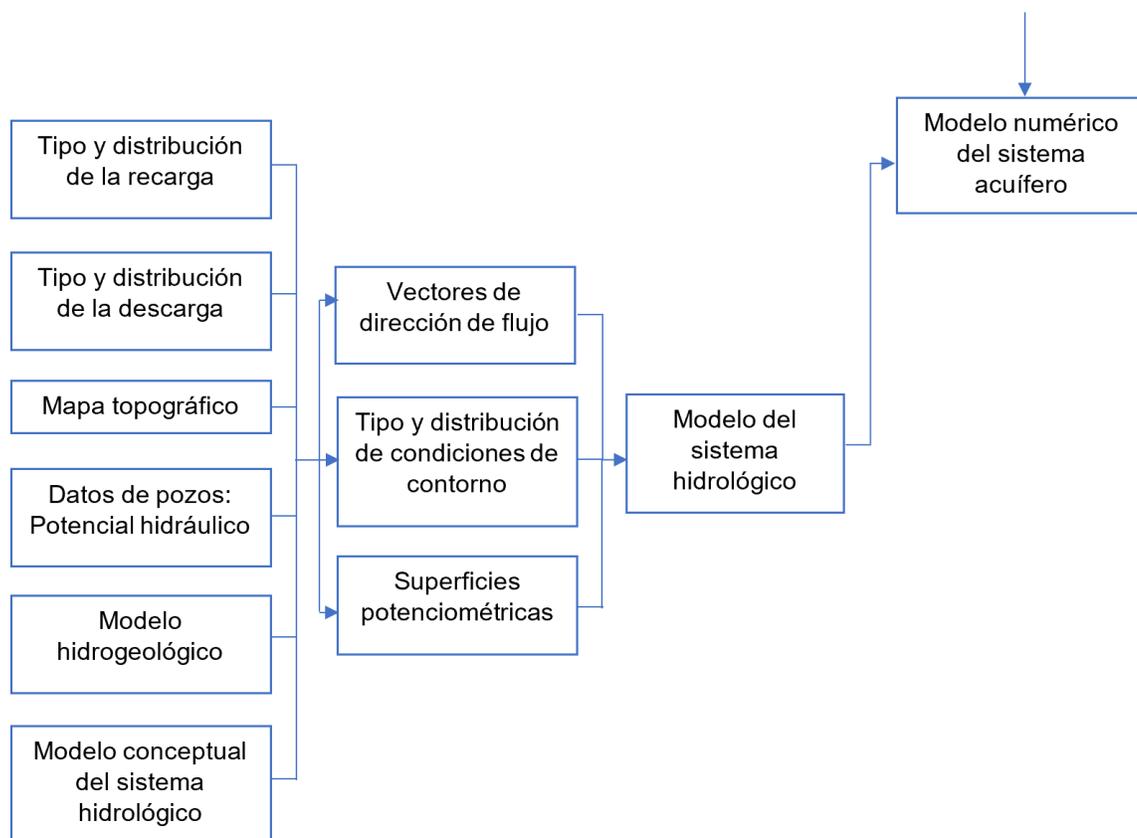


Figura 7. Diagrama de flujo utilizado para la generación del modelo numérico del acuífero (Modificado de (Anderson, Woessner, y Hunt 2015))

3.1 Ubicación del área de estudio

San Pablo Huitzo, se localiza en la región de los Valles Centrales del estado de Oaxaca, en las coordenadas 17° 16' latitud norte, 96° 53' longitud este, a una altura promedio de 1,700 metros sobre el nivel del mar y a una distancia de 31 kilómetros al oeste de la capital del estado (Figura 8).

El municipio de Huitzo se ubica en la región hidrológica RH20Ac (INEGI 2017). Al este de la población se encuentra el área de estudio: la microcuenca Agua Blanca, donde nace el Arroyo Esmeralda que atraviesa la comunidad, por los

barrios de Agua Blanca, la Cantera y la Colonia Esmeralda, para desembocar al Río Atoyac.

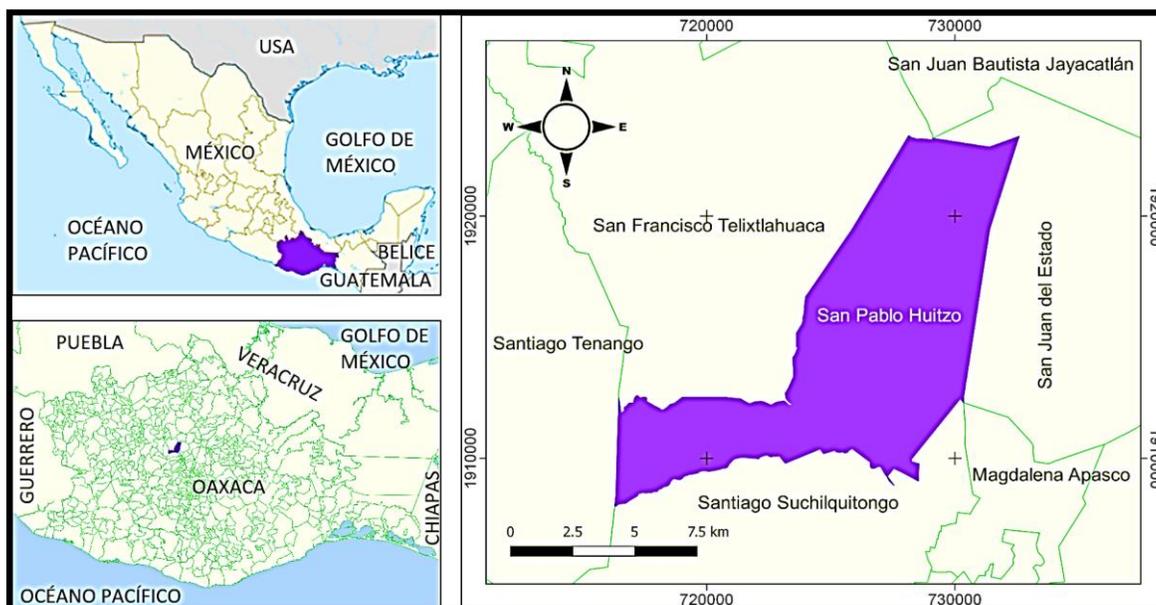


Figura 8.-Ubicación del municipio de Huitzo en el estado de Oaxaca, México.

3.1.1 Delimitación del área de estudio

La cuenca Agua Blanca se delimitó tomando como frontera la línea divisoria de aguas superficial formado la cresta de las montañas que la rodean. El mapa resultante (Figura 9) muestra nueve afluentes al arroyo Esmeralda y su desembocadura en la parte sur (Boquilla Esmeralda) con el Río Atoyac.

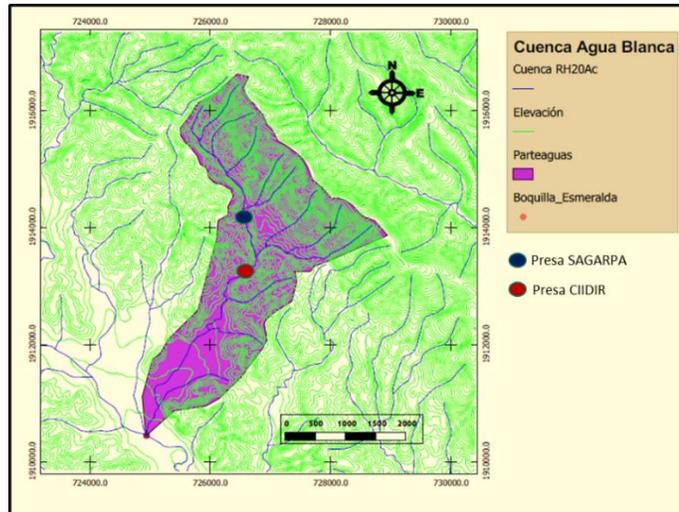


Figura 9. Delimitación de la cuenca Agua Blanca al noreste de Huitzo.

3.1.2 Vías de acceso

El área de estudio está ubicada a 31 km al noroeste de la ciudad de Oaxaca de Juárez, existen dos vías de acceso a la población, la primera es por la carretera federal 190 desde la Ciudad de Oaxaca y la segunda por la supercarretera Oaxaca-Tehuacán D 135 desde la ciudad de Oaxaca o desde el estado de Puebla.

3.2 Descripción del área de estudio

Se hizo una recopilación de la información relacionada con la hidrogeología de la zona de estudio; cartas geológicas, cartas geoquímicas, reportes científicos, planes de desarrollo, documentos históricos, entre otros. También se revisó el estado del arte en relación con la modelación hidrogeológica en libros y artículos científicos de impacto mundial, nacional y regional.

Una vez clasificada la información relevante para el tema de investigación, se describió la zona de estudio en cuanto a sus características geográficas, geológicas, hidrográficas e hidrogeológicas.

3.2.1 Geología estructural

La microcuenca Agua Blanca es atravesada por un sistema de fallas geológicas con orientación NW-SE, el cual consta de dos fallas de tipo normal y una falla inversa con azimuts de 132.5, 139.46 y 140.25 respectivamente, como se muestra en la figura 10.

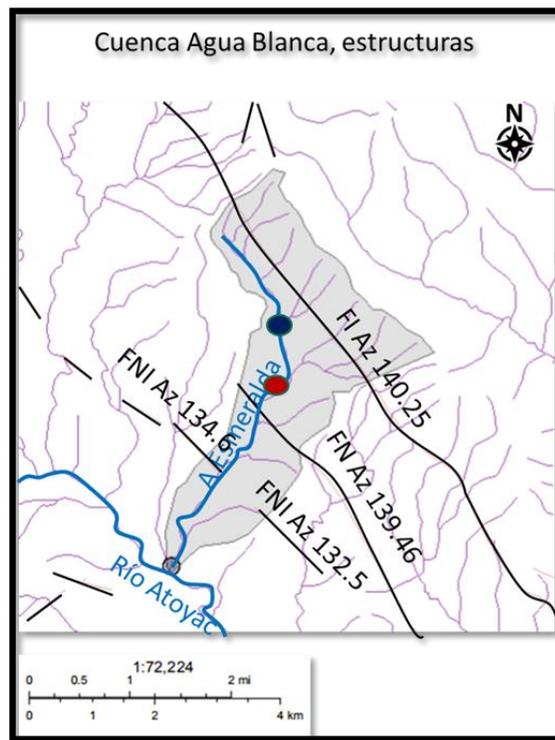


Figura 10. Sistema de fallas geológicas que atraviesan la cuenca Agua Blanca.

3.2.2 Litología

Otro importante punto dentro de las características geológicas de la zona de estudio es la litología. La cuenca Agua Blanca está constituida principalmente por cinco formaciones que contienen rocas sedimentarias.

Las formaciones se enlistan a continuación y se hace referencia de ella en la figura 11:

1. KiAr-Lu; Arenisca-Lutita perteneciente a la formación Jaltepetongo.
2. JmCgp-Ar; Conglomerado polimictico-arenisca que se encuentra en la formación Todos Santos.
3. pECM; Complejo metamórfico (Complejo metamórfico Oaxaqueño).
4. TmAr; Arenisca perteneciente a la formación Suchilquiltongo.
5. Qhoal; Aluvión

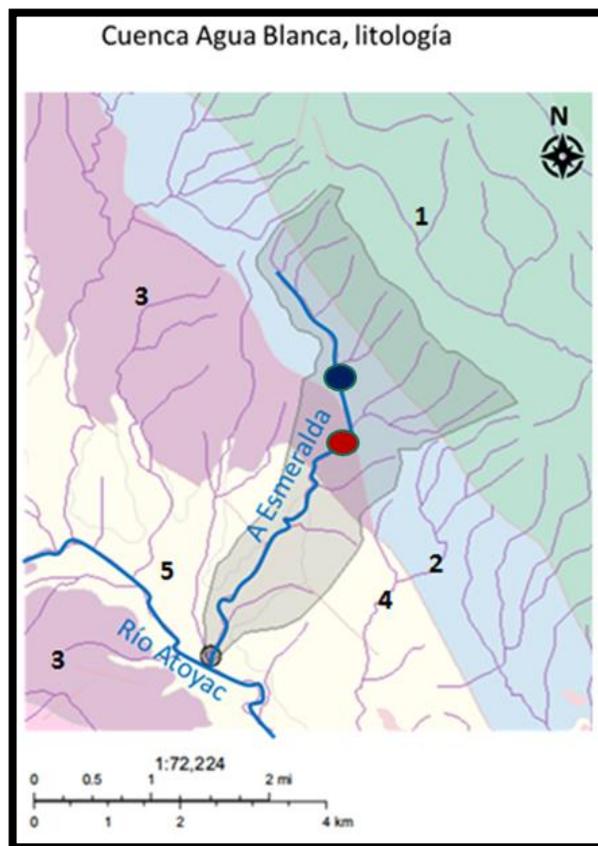


Figura 11. Litología de la cuenca Agua Blanca.

3.3 Exploración hidrológica y geofísica

A través de la información piezométrica se obtuvieron los datos de variación espacial de la carga hidráulica y a su vez la dirección preferencial del flujo de agua subterránea. Para conocer la geometría del acuífero se realizaron dos métodos geofísicos, el método geoelectrico y el método gravimétrico.

A continuación, se describe las consideraciones tomadas para la realización de estos métodos.

3.3.1 Piezometría

Para obtener la información de la piezometría del sistema acuífero:

- 1.- Se seleccionaron 32 pozos noria distribuidas en la zona de estudio (Figura 12).
- 2.- Se georreferenciaron los pozos noria en el sistema Universal Transversal Mercator (UTM) con la aplicación MotionX-GPS, con el modelo digital de elevación de Google Earth y con el GPS postproceso Ashtech modelo Promark2.
- 3.- Se realizaron las medidas piezométricas instantáneas con una sonda de nivel, la cual se basa en la observación de la profundidad al agua mediante el cierre de un circuito eléctrico cuando un elemento detector establece contacto con el agua, la cual constan de electrodo, cable eléctrico y detector. Las medidas registradas esto con la finalidad de considerar los bordes de la cuenca al momento de modelar la anomalía de Bouguer. Los puntos de medición tienen un espaciamiento medio de 150 metros en cada una de las norias fueron la

Profundidad del Nivel Freático (PNF), la altitud de la noria (AN) respecto al nivel medio del mar con ayuda de un Modelo Digital de Elevación (MDE).

4.- La carga hidráulica (h) fue calculada restando la profundidad del nivel freático de la altitud de la noria (Figura 13). La información fue procesada en el software Golden Surfer 11 para configurar la variación espacial y temporal de este parámetro en cuatro tiempos: junio de 2017, febrero y junio de 2018 (Tabla 1).

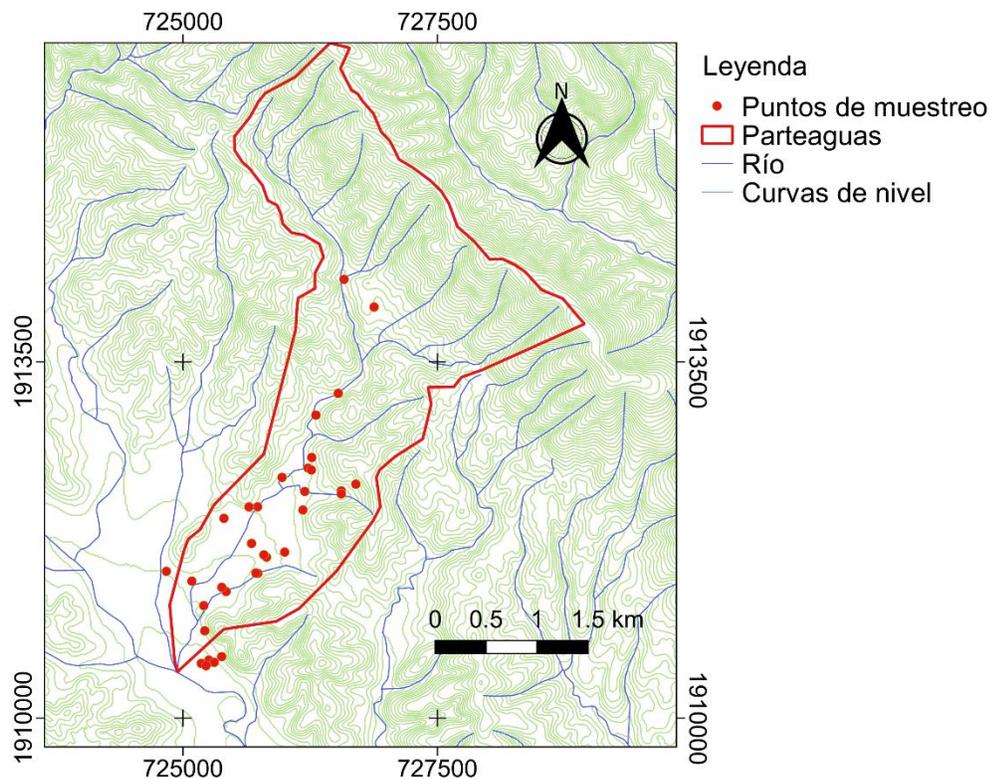


Figura 12. Microcuenca Agua Blanca en San Pablo Huitzo con la ubicación de los pozos noria monitoreados.

Es importante tomar en cuenta que cuando se trata de conocer la situación piezométrica de un acuífero, es esencial que las medidas a realizar en los distintos puntos de observación sean simultáneas, entendiendo por tales a

aquéllas que se realizan dentro de un período de tiempo tan corto que no se identifiquen variaciones debidas a recargas o bombeos (Sánchez y Aurora 2012). La toma de datos se hizo en el período de tiempo del 3 al 5 de junio de 2017 y del 17 al 18 de febrero de 2018, de esta forma se evita la identificación de variaciones debidas a recargas por lluvias o extracciones por bombeos.

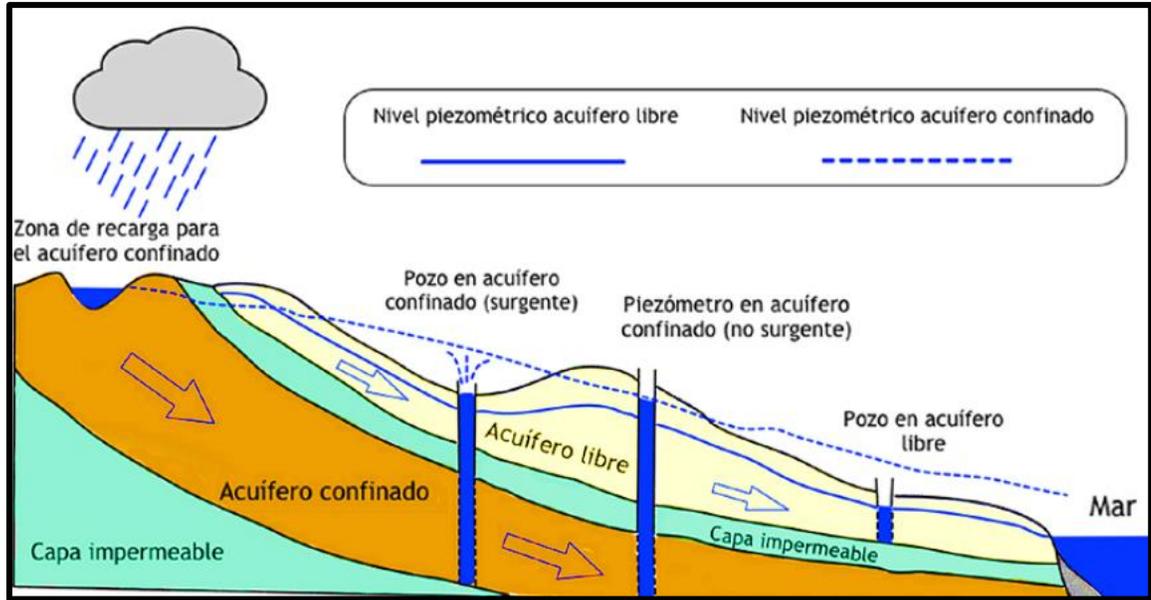


Figura 13. Esquema general que contempla la presencia de dos acuíferos – libre en superficie, y confinado, cada uno de ellos con su nivel piezométrico (basado en Watson y Burnett, 1993)

Tabla 1 Meses en que se llevo a cabo las campañas piezometricas.

Mes	Ene	Feb	Mar	Abr	May	Jun	Jul	Ago	Nov	Dic
Año										
2017										
2018										

3.3.2 Método geoelectrico

Se realizaron quince Sondeos Eléctricos Verticales (SEVs) con un arreglo tetraelectrónico Schlumberger (Kirsch 2009) para optimizar la calidad de los datos (resistividad aparente), estos fueron realizados en ubicaciones estratégicamente distribuidos de acuerdo a la información geológica en el área de estudio para obtener la medida del espesor del acuífero.

El equipo utilizado para hacer la prospección geoelectrica fue desarrollado por IRIS Instruments, se llama Syscal Junior (Figura 14), es un sistema de sondeo y perfilado de resistividad y de polarización inducida para aplicaciones ambientales. El sistema se suministra como un sistema estándar capaz de registrar dos mediciones simultáneamente, perfecto para realizar arreglos Wenner desplazados. La corriente de salida se ajusta automáticamente (rango automático) para optimizar los valores de voltaje de entrada y garantizar la mejor calidad de medición (IRIS Instruments 2018).

Compacto, fácil de usar y a prueba de campo, el Syscal Junior mide resistividad y capacidad de carga (IP). Con una potencia máxima de 100W a 800Vpp, el Syscal Junior es adecuado para la mayoría de las aplicaciones de prospección geofísica cercanas a la superficie, como monitoreo y mapeo de la contaminación, control de salinidad, determinación de profundidad a roca y mapeo de lecho rocoso meteorizado (IRIS Instruments 2018).



Figura 14. Equipo de medición de resistividad eléctrica Syscal Junior (IRIS Instruments, 2018).

El Syscal Junior tiene capacidad para obtener información del subsuelo de cero a ~120 m de profundidad (Figura 15), lo cual es ideal para los objetivos de este trabajo, ya que el basamento se encuentra entre los 40 y los 100 mts de profundidad.



Figura 15. Profundidad de investigación del Syscal Junior (IRIS Instruments, 2018).

Los sondeos eléctricos verticales (VES) se llevaron a cabo en la parte central del valle de la cuenca (Figura 16). Se usó un arreglo Schlumberger con un espaciado de electrodos (AB / 2) de hasta 300 m.

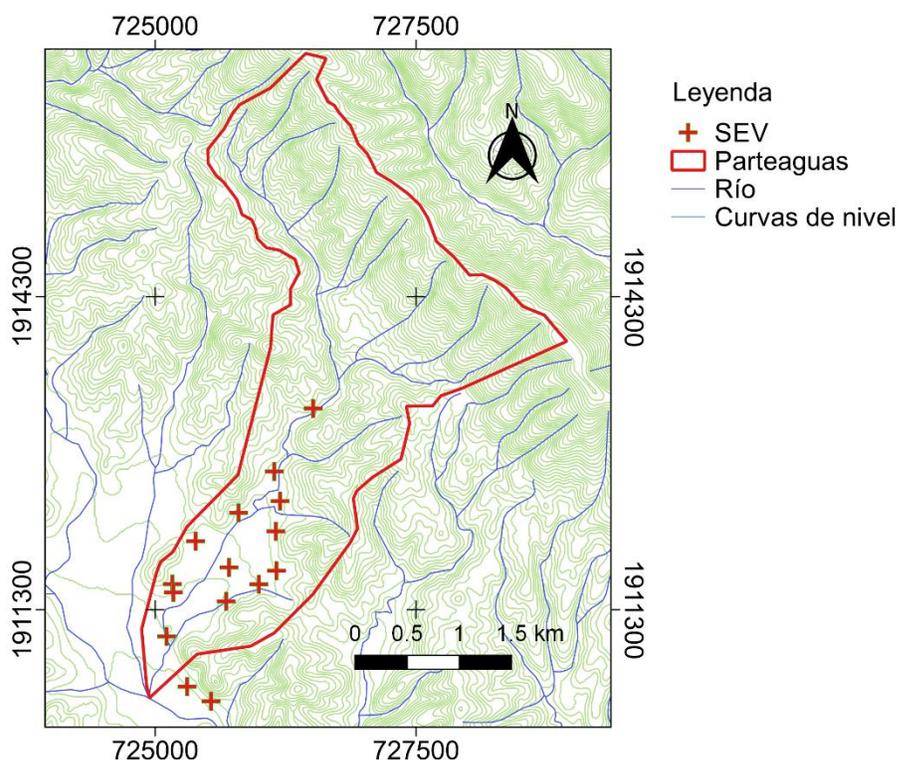


Figura 16. Ubicación de los centros de los sondeos eléctricos verticales.

3.3.3 Método gravimétrico

Las mediciones de gravedad se realizaron a lo largo de los caminos principales y accesos disponibles en el área de estudio y en los perímetros a la frontera de la microcuenca, esto con la finalidad de considerar los bordes de la cuenca al momento de modelar la anomalía de Bouguer. La distancia promedio entre cada punto es de 150 metros. (Figura 17). Un total de 89 observaciones de gravedad se redujeron a la estación base en la carretera internacional 190, km 15, en Santo Domingo Barrio bajo, Etna, Oaxaca. Las ubicaciones geográficas se obtuvieron con un sistema de posición global (GPS).

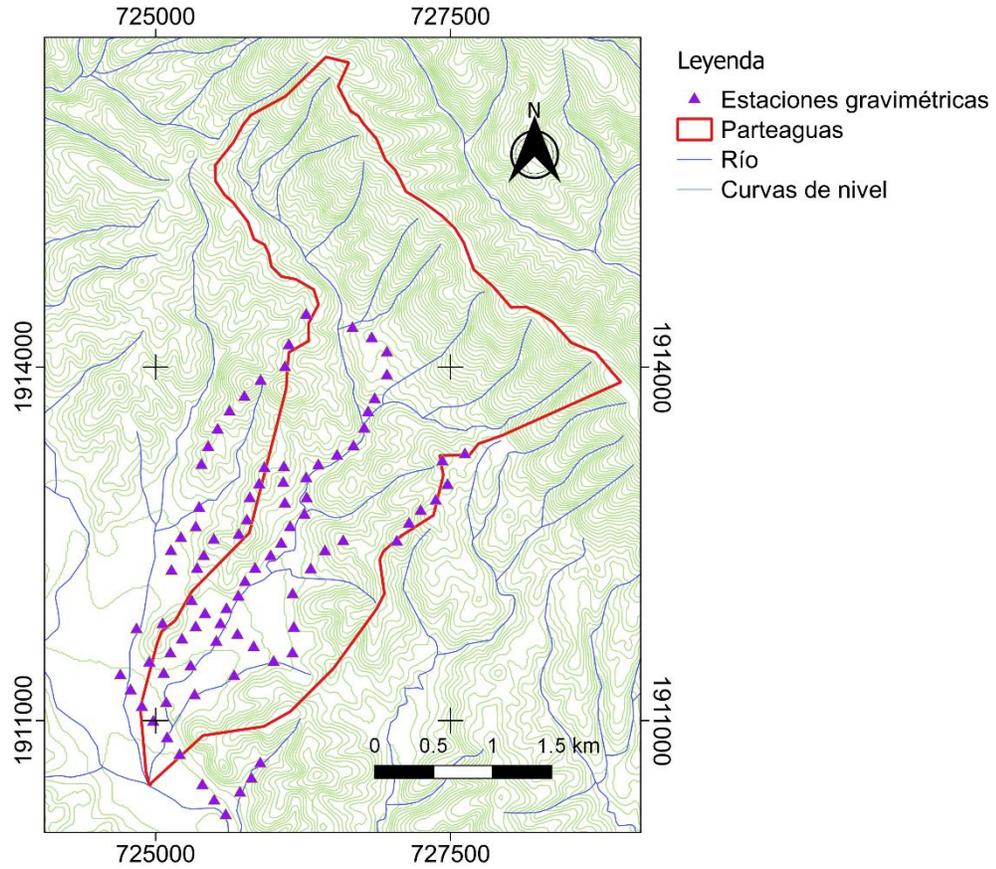


Figura 17. Ubicación de los puntos de mediciones gravimétricas.

El equipo utilizado fue un gravímetro Scintrex CG-5 Autograv (Figura 18), de precisión de 0.001 mGal (Gravity Archives - Scintrex s/f).



Figura 18. Gravímetro marca Scintrex modelo CG-5 Autograv

Configuración del gravímetro Scintrex CG-5

Previo a la toma de las mediciones gravimétricas, se configuro el equipo para tomar una medición cada segundo durante cuatro minutos (240 mediciones por punto). Además de activar los parámetros para que se realizara el instrumento hiciera el filtro sísmico, corrección por mareas y corrección por inclinación.

3.4 Análisis de datos geofísicos

Con la información recolectada en campo se estimaron los parámetros y variables geohidrológicas del sistema acuífero necesarios para la creación del modelo conceptual y el modelo computacional:

- Carga hidráulica (niveles piezométricos).
- Dirección de flujo.
- Geometría del acuífero.

Para la interpretación, mapeo y análisis de los datos geoelectricos obtenidos de los sondeos eléctricos verticales, se utilizó el software IPI2win (Bobachev, Modin, y Shevnin 2000) y el software Surfer 11. Se configuró un modelo conceptual con la información recolectada que represente gráficamente el sistema acuífero.

Por último, de construye el modelo conceptual del sistema acuífero y las presas en el software Model Muse con toda la información generada.

A continuación, se describe el proceso de interpretación de los datos obtenidos de las campañas geofísicas.

3.4.1 Interpretación geoeléctrica

La información obtenida en campo de los Sondeos Eléctricos Verticales (SEV) corresponde a una resistividad aparente y no a la resistividad real del medio, es necesario llevar a cabo el proceso de inversión de datos para conocer las resistividades reales del medio. Este proceso se realizó con el software IPIWIN (Bobachev, Modin, y Shevnin 2000) considerando los siguientes criterios:

- La inversión se realizó de acuerdo con la información geológica y litológica presentes en el punto de medición, derivada de investigaciones previas y de la carta geológico-minera San Francisco Telixtlahuaca E14-D37 (Secretaría de economía 1997).
- Se integró la información sobre los niveles piezométricos de los pozos cercanos a los puntos de medición y la información obtenida del modelo digital de elevación de la zona.
- La profundidad de investigación del sondeo es igual a un tercio de la distancia de apertura máxima entre los electrodos A y B (Kirsch 2009), es decir, si la distancia máxima de apertura entre los electrodos A y B es de 300 m, la profundidad de investigación a asignar para el proceso de inversión es de 100 m.

Una vez realizado el proceso de inversión, se configuraron cuatro perfiles geoeléctricos, los cuales representan las unidades estratigráficas del sistema acuífero de acuerdo con la resistividad real (Ω -m) que tiene cada estrato del acuífero. Esta información se integra con la información generada de las mediciones de aceleración gravitacional.

3.4.2 Interpretación gravimétrica

Para la elaboración de los mapas de anomalías se utilizaron las 89 observaciones de gravedad realizadas en campo, se aplicaron las correcciones por: aire libre y Bouguer, utilizando el software Geosoft Oasis montaj versión 6.4.2, es un programa especializado para interpolación de datos geofísicos.

3.4.2.1 Corrección gravimétrica por topografía (Gravity Terrain Correction)

La corrección por terreno a las mediciones de aceleración gravitacional tomadas en campo se realizó con la herramienta GTeC (GTeC—A versatile MATLAB® tool for a detailed computation of the terrain correction and Bouguer gravity anomalies 2015). Considerando un radio de influencia de 170 km por la topografía adyacente a los puntos de medición.

La herramienta GTeC (GTeC—A versatile MATLAB® tool for a detailed computation of the terrain correction and Bouguer gravity anomalies 2015) sectoriza en seis zonas la maya topográfica (Figura 19), considerando como la zona I la topografía más distante a los puntos de medición (de 86 km a 168 km) y la zona VI la más cercana a los puntos de medición (de 0 km a 2 km). Cada zona tiene la siguiente contribución en la corrección topográfica (Figura 20).

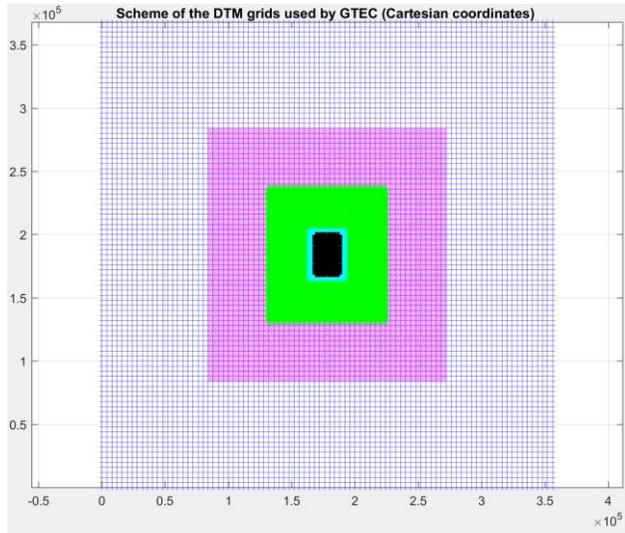


Figura 19. Sectorización de la maya topográfica.

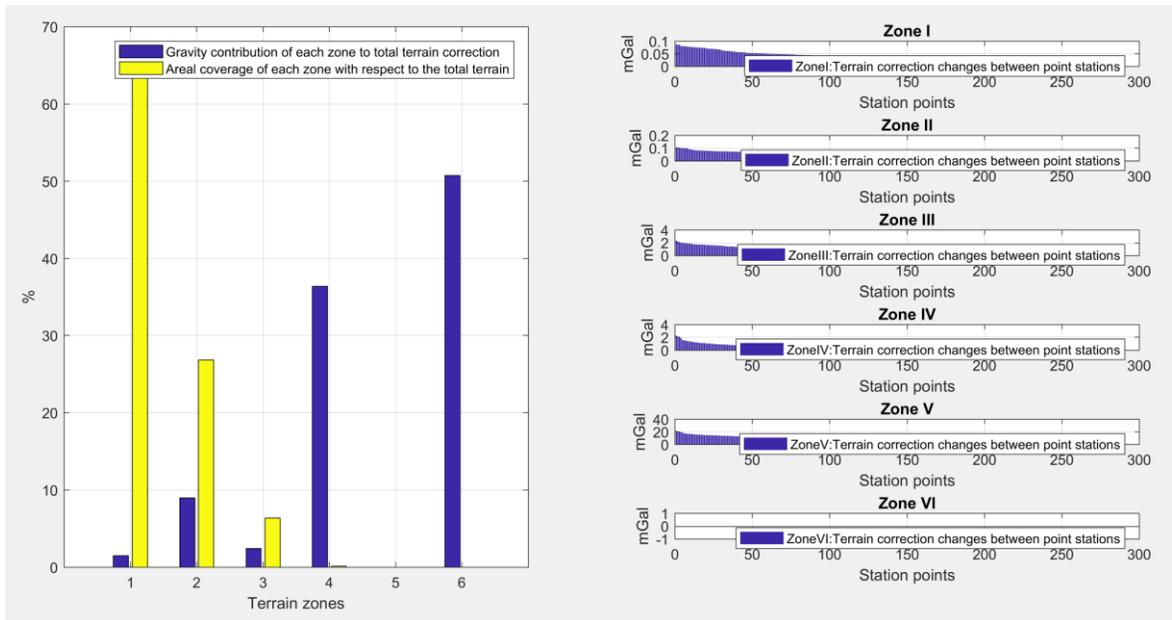


Figura 20. Contribución de la topografía de cada zona a la corrección gravimétrica.

3.5 Modelado directo en 2.5 dimensiones

Después de generar el mapa de anomalía de Bouguer completa se trazaron tres perfiles longitudinales al sector de la cuenca a modelar (1, 2 y 3, Figura 21)

y dos perfiles transversales (4 y 5, Figura 21). Se extrajeron los valores de los perfiles marcados para procesarlos en el software de modelamiento GM-SYS Geosoft 5.01 donde se generaron modelos geológicos tomando en consideración la información generada de la interpretación de los sondeos eléctricos verticales.

El software GM-SYS utiliza un modelo bidimensional de la Tierra, donde asume que esta tiene topografía, pero no curvatura. Se proponen valores de espesores, densidades y susceptibilidades para los datos gravimétricos de acuerdo con la geología del área de estudio, para obtener una respuesta que es una anomalía gravimétrica calculada.

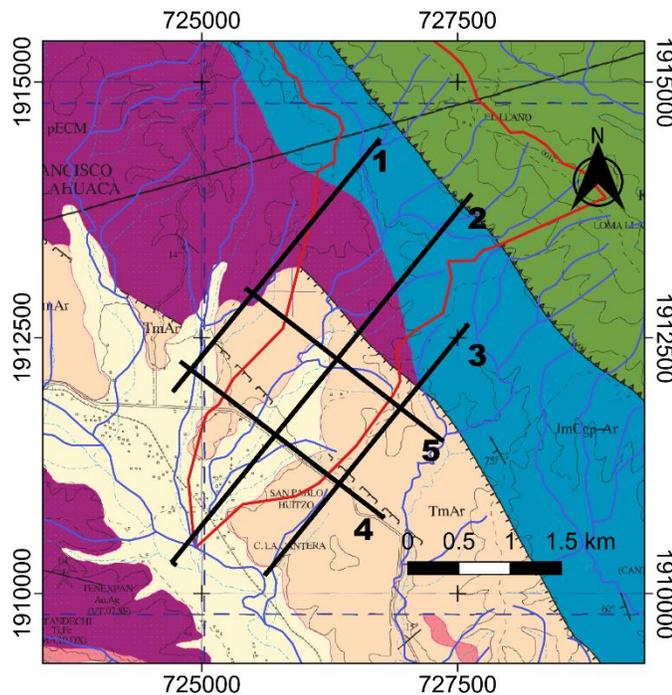


Figura 21. Perfiles para modelar en la zona de estudio

3.5.1 Balance hídrico

Consideramos el acuífero como el sistema, la componente principal de entrada es la infiltración de la precipitación, como componentes de salida se incluyen la evapotranspiración y escorrentía superficial, esta información se obtuvo de un artículo que calculó el balance hídrico de esta región (Ojeda Olivares et al. 2017).

Tabla 2. Componentes del balance hídrico.

Recarga	60 mm/año
Precipitación	774.4 mm/año
Evapotranspiración	20.1 mm/año

*temperatura promedio 19°C

3.5.2 Condiciones frontera del modelo

El modelo numérico se realizó utilizando el código Visual MODFLOW, que usa el método de diferencias finitas. El modelo conceptual asume un medio poroso isótropo, heterogéneo y no confinado.

Los límites incluyen características hidráulicas de divisiones de agua subterránea y características físicas de cuerpos de agua superficial y roca relativamente impermeable (Figura 22). El nivel freático (M-C) forma el límite superior del modelo numérico tridimensional. Existen dos zonas de fallas permeables en la cuenca (I-J y F-G).

Los límites laterales e inferiores están alineados con las características físicas e hidráulicas que no se mueven y no cambian a medida que cambian las condiciones hidrológicas. Estos incluyen divisiones de agua subterránea relativamente estables; la carga constante de la aportación de otra cuenca adyacente; roca impermeable (B-D). El límite inferior (E-D) está representado

por el basamento. Los límites se identificaron a partir de mapas potenciométricos, topográficos y geológicos del área de estudio.

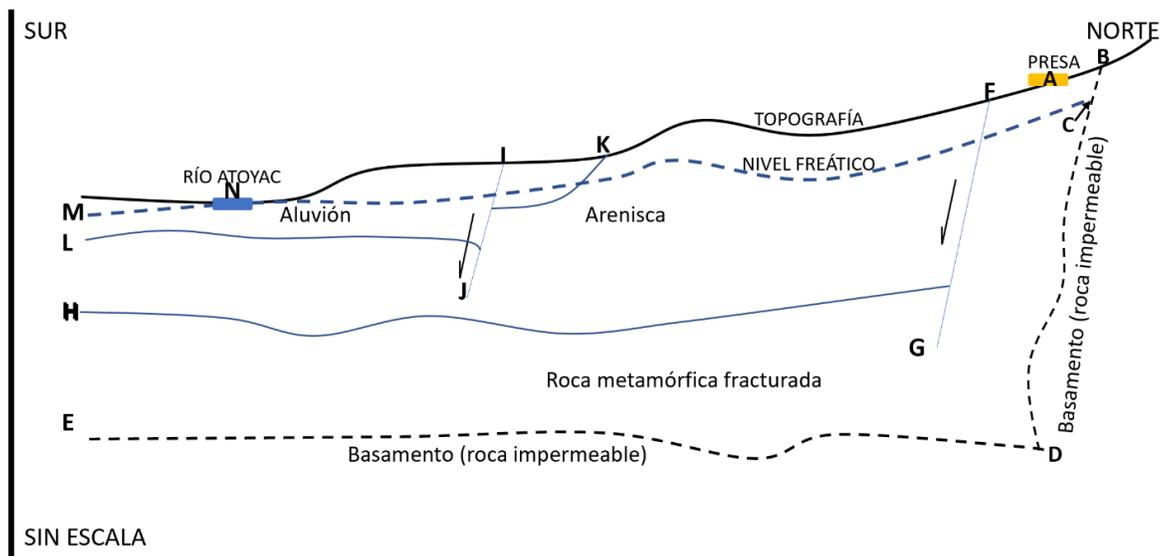


Figura 22. Límites hidrogeológicos de un modelo conceptual del sistema de agua subterránea en la cuenca Agua Blanca en San Pablo Huitzo, Oaxaca.

Tabla 3. Límites hidrogeológicos de un modelo conceptual.

Segmento de límite	Característica hidrogeológica	Representación matemática
MC	Nivel freático y flujos	Flujo específico (superficie libre) Flujo específico y potencial hidráulico dependiente del flujo
BDE	Basamento (roca impermeable)	No flujo
FG, IJ,	Fallas geológicas	Se asocian a mayor conductividad hidráulica
N	Río Atoyac-descarga	Carga hidráulica constante; dren
A	Presa	Carga hidráulica constante y recarga

Las condiciones de frontera y el área del modelo numérico se determinan a partir de las condiciones en el modelo conceptual (Figura 23). Basado información hidrogeológica y geofísica, el sistema de flujo de agua subterránea puede conceptualizarse como un sistema de tres capas.

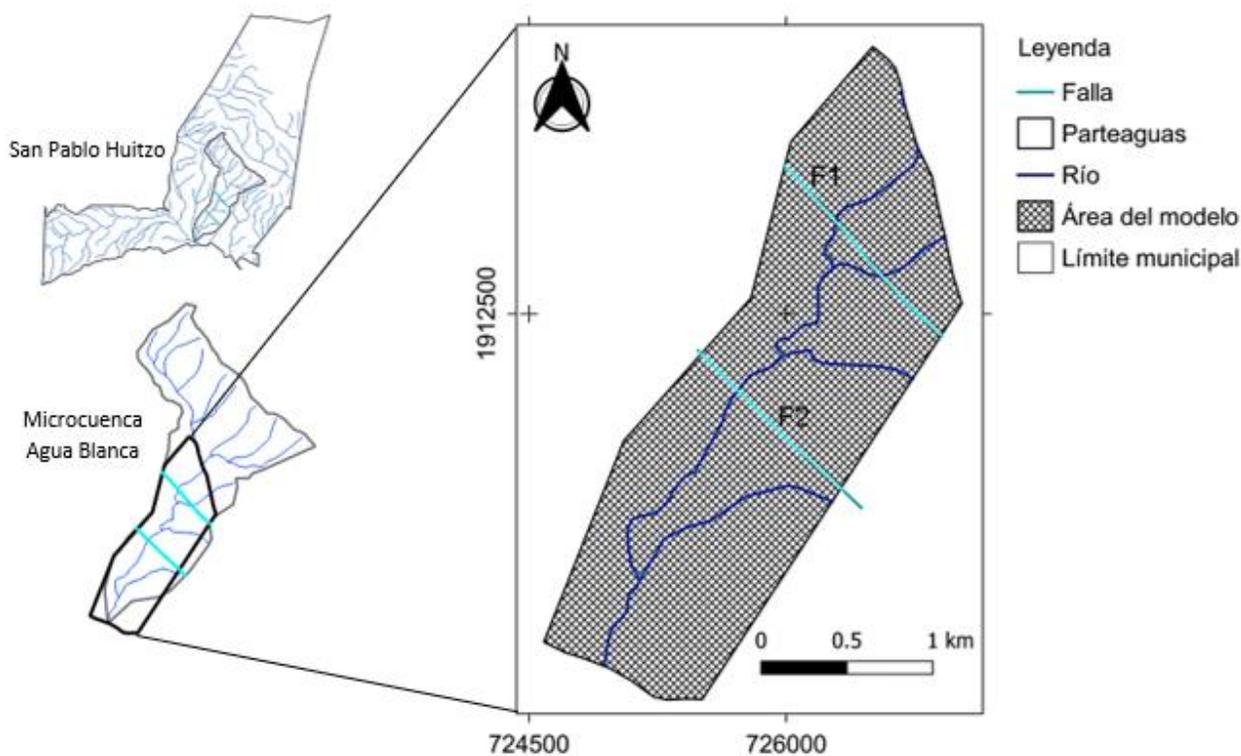


Figura 23. Área de la Microcuenca utilizada en el modelo numérico.

En este modelo se agruparon las celdas con las condiciones contorno de la siguiente manera: la dirección del flujo del agua subterránea va de NE a SW, el arroyo Esmeralda (línea verde) drena el agua con dirección al sur para desembocar al río Atoyac. La condición frontera en la parte Norte del modelo se consideró como celdas de no flujo (línea naranja) porque se encuentra la formación de conglomerado policíclico formado por material impermeable. Las fuentes de entrada de agua al sistema son: recarga de las precipitaciones, recarga por la presa y entrada de agua subterránea con carga general en los límites laterales (línea turquesa) son celdas con potencial hidráulico constante.

En la frontera sur, se consideraron celdas con potencial hidráulico variable (línea azul), es donde el río Esmeralda desemboca en el río Atoyac (Figura 24).

La implementación de los diferentes tipos de estrés hidrológico que afectan al acuífero se representó como las entradas y salidas del sistema y matemáticamente son condiciones de frontera.

Las fuentes de salida de agua son: evapotranspiración, salida de agua subterránea lateral sobre el límite SE, infiltración de agua subterránea en el río Atoyac y extracción de agua subterránea a la superficie por medio de pozos (cuadro negro).

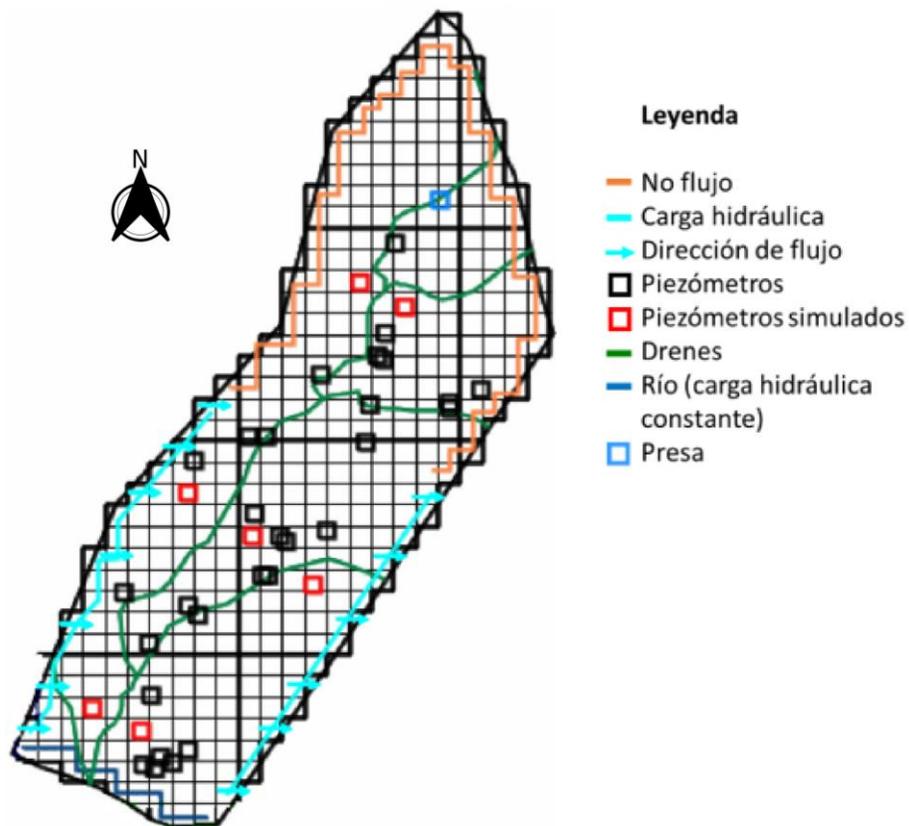


Figura 24. Diagrama de las condiciones frontera del modelo numérico.

Evapotranspiración

Para el cálculo de la evapotranspiración se utilizó la información de la estación meteorológica número 20151 (Tabla x), la estación se encuentra a tres kilómetros de la microcuenca Agua Blanca.

Tabla 4. Estación climática localizada a dos kilómetros de la cuenca Agua Blanca.

Estación	Nombre	Lluvia promedio (mm-año)	Temperatura promedio (°C)	Coordenadas (lat-long)
20151	San Francisco Telixtlahuaca	774.4	19	17°18'00''N, 96°54'00''

Para calcular la evapotranspiración se utilizó el método empírico de Turc (Turc 1961):

$$ET = \frac{P}{\sqrt{0.9 + \frac{P^2}{L^2}}} \quad (44)$$

Donde:

ET es el valor de evapotranspiración en mm por año

P es el valor de la precipitación en mm por año

L es una variable que se obtiene a partir de la temperatura (°C), se calcula con la siguiente formula:

$$L = 300 + 25T + 0.05T^3 \quad (45)$$

Por lo tanto, el valor calculado de evapotranspiración en la zona de estudio es de 659.25 milímetros por año, se estableció este valor de evapotranspiración en toda el área modelada.

Fallas

Se adicionaron dos fallas normales (línea verde y turquesa) que existen en el área de estudio al modelo asociadas a valores mayores de conductividad hidráulica al material geológico del lugar, ambas con $K_x = 0.0001 \text{ m/s}$ (Figura 25). Se obtuvo el azimut y el ángulo de buzamiento de cada una de las fallas a partir de los perfiles realizados en GM-sys y de la ecuación del plano, posteriormente se calculó en el modelo numérico con la fórmula del vector normal utilizando estos datos (ecuación 44).

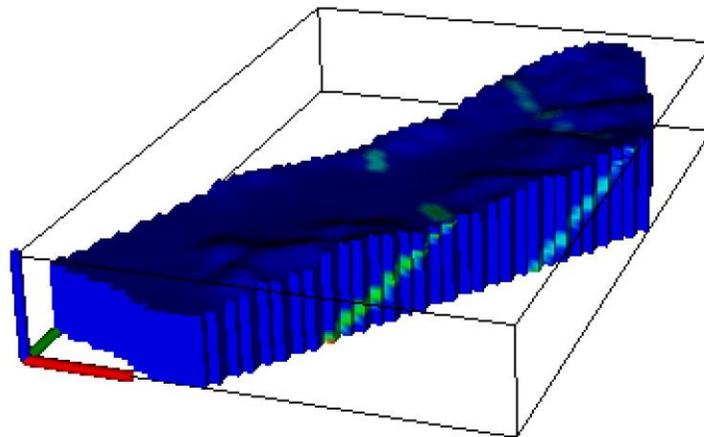


Figura 25 fallas normales calculadas en el modelo numérico.

Considerando azimut y elevación como:

Falla 1

Azimut $\alpha: 43^\circ$ elevación $\beta: -53^\circ$

Falla 2

Azimut $\alpha: 46^\circ$ elevación $\beta: -61^\circ$

El vector normal correspondiente a cada falla es:

$$Z = z_0 - \frac{1}{\text{sen}\beta} [\text{sen}\alpha\text{cos}\beta(x - x_0) + \text{cos}\alpha\text{cos}\beta(y - y_0)] = 0 \quad (46)$$

Dado que z_0, x_0, y_0 son un punto conocido en el plano.

El modelo MODFLOW-NWT aplicado (Niswonger et al., 2011) es particularmente adecuado para este estudio, se han utilizado para simular el flujo de agua en el acuífero. La superficie topográfica del modelo se asignó utilizando el modelo de elevación digital y cada capa se define mediante la resta de los espesores de la capa interpolada utilizando todos los datos de las mediciones geofísicas.

La conductividad hidráulica K_x y K_y es de 19.33 m/d para la unidad estratigráfica superior de aluvión, 3.76 m/d para la unidad estratigráfica de arenisca, 0.3456 m/d para la unidad estratigráfica inferior de roca metamórfica fracturada. La conductividad hidráulica K_z se asignó como un décimo de K_x .

CAPITULO 4. RESULTADOS Y DISCUSIONES

4.1 Dirección preferencial del flujo subterráneo

La superficie freática del sistema acuífero de la microcuenca Agua Blanca sigue la tendencia de la topografía y se localiza a tres metros de profundidad en las zonas más altas, al norte de la cuenca, y hasta los 11 metros de profundidad en los valles de la parte sur de la cuenca donde aumenta la densidad de pozos de extracción (Figura 26).

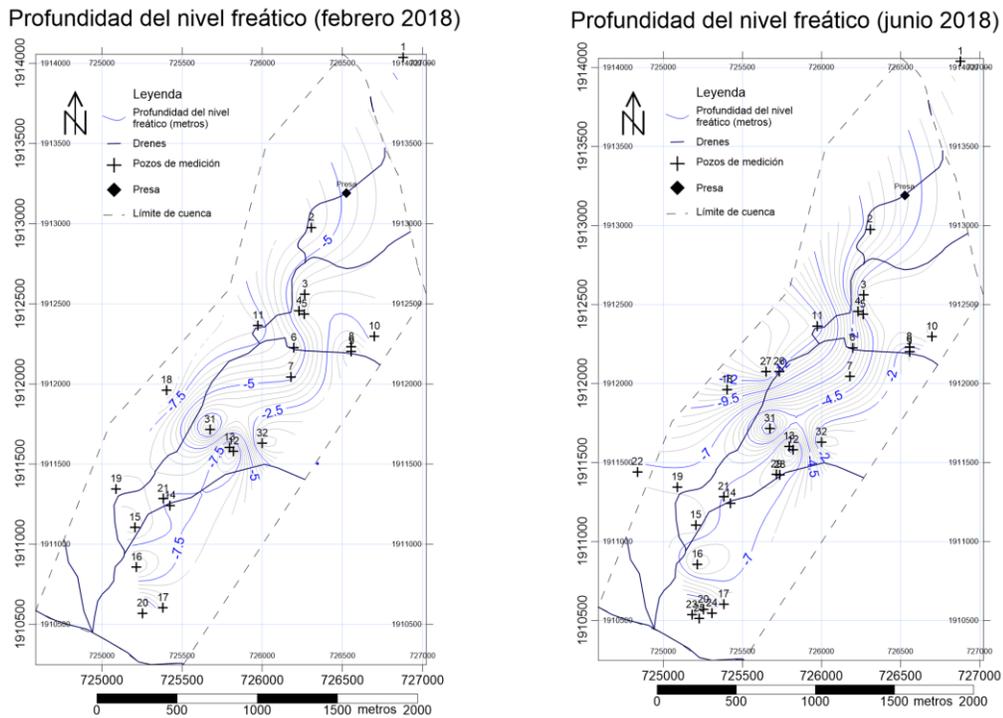


Figura 26. Evolución de la profundidad del nivel freático del acuífero de la cuenca Agua Blanca en Huitzo.

La interpolación de los datos de piezometría recolectados en campo se generaron líneas equipotenciales con dirección noroeste-sureste, por lo tanto,

el flujo predominante de agua subterránea del acuífero tiene una dirección perpendicular a esta dirección, es decir, de noreste-suroeste (Figura 27).

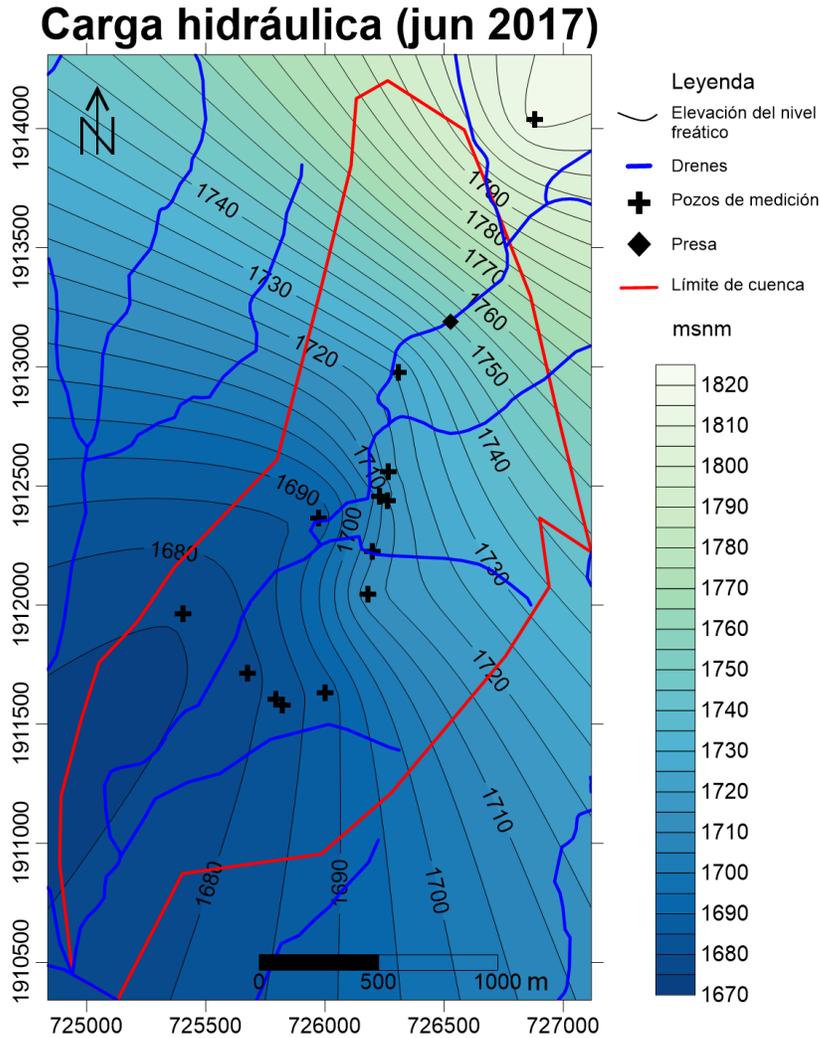


Figura 27. Determinación de la dirección preferencial del agua subterránea en la cuenca Agua Blanca al noreste de Huitzo con datos de piezometría de junio del 2017.

En febrero del 2018 el nivel piezométrico aumento en promedio 3.6 m debido a la recarga del acuífero en la temporada de lluvia considerando los meses de junio a octubre (Figura 28).

Para el mes de junio del 2018 el nivel freático disminuyó en promedio 0.6m considerando la temporada de sequía de noviembre a mayo (Figura 29). Se observa que el nivel freático sigue la tendencia topográfica y existe mayor recarga en la zona del acuífero en dónde se encuentran las fallas geológicas debido a que la conductividad hidráulica aumenta.

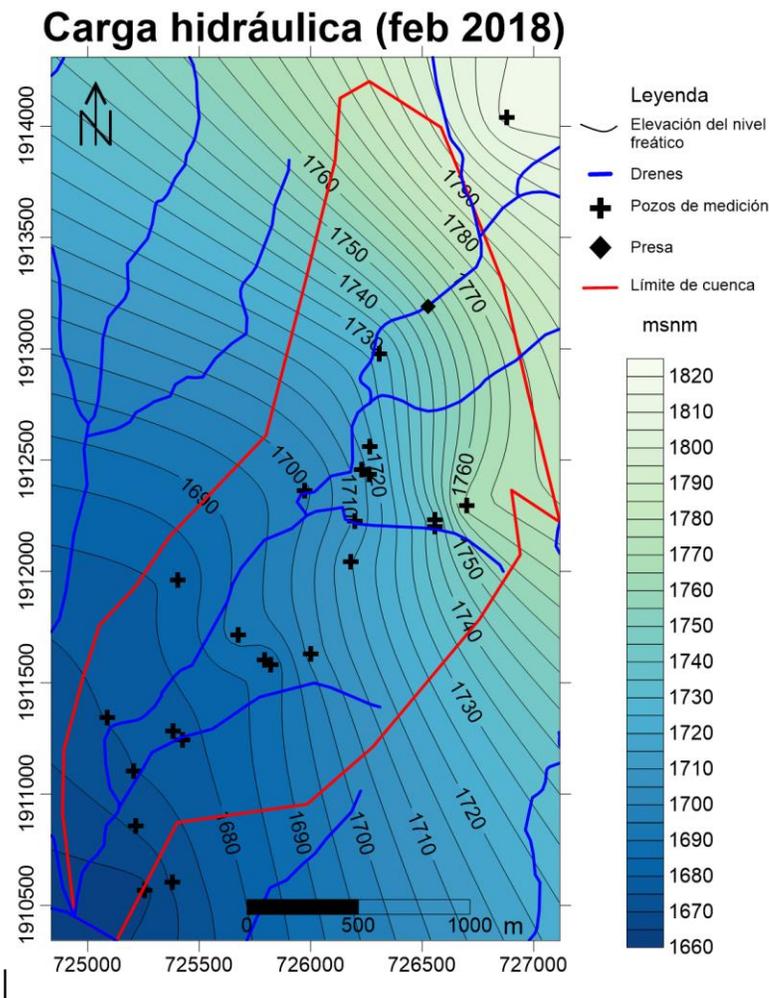


Figura 28. Determinación de la dirección preferencial del agua subterránea en la cuenca Agua Blanca al noreste de Huitzo con datos de piezometría de febrero del 2018.

Es necesario procesar los datos de piezometría con información de georreferenciación confiable debido a que la información de elevación extraída de Google Earth conduce a una subestimación de la piezometría (Hentati et al. 2016).

El resultado preliminar puede considerarse como una caracterización estática del sistema acuífero con propiedades geológicas e hidrológicas. Información ineludible para el desarrollo del modelo computacional del sistema acuífero en la microcuenca Agua Blanca del municipio de Huitzo, Oaxaca.

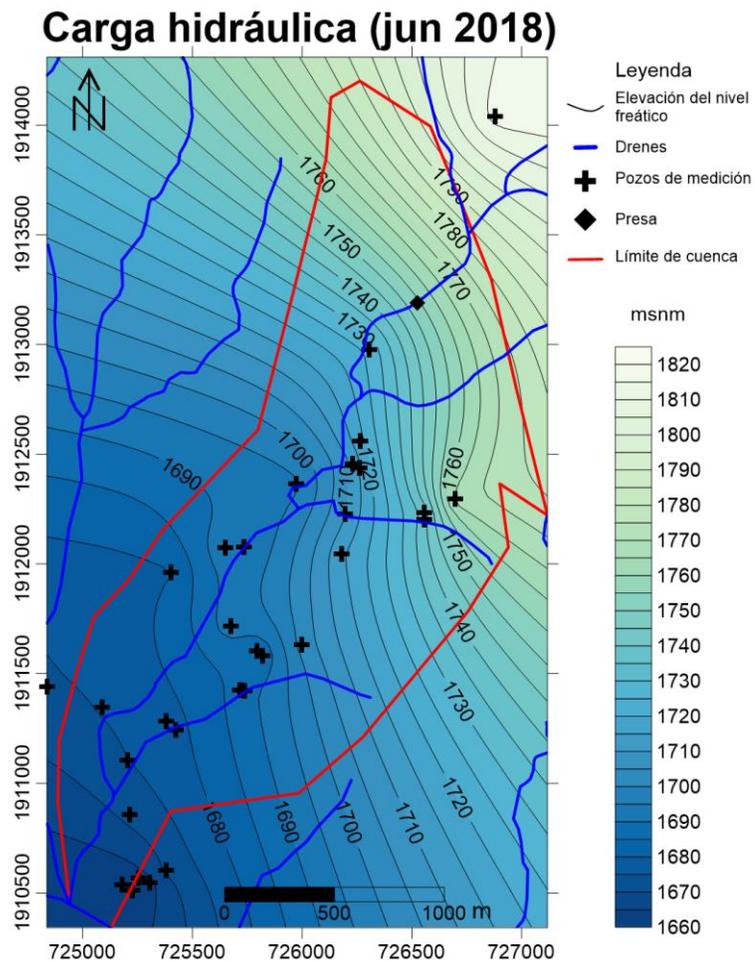


Figura 29. Determinación de la dirección preferencial del agua subterránea en la cuenca Agua Blanca al noreste de Huitzo con datos de piezometría de junio del 2018

4.2 Perfiles geoelectricos

Los sondeos eléctricos verticales muestran evidencia de un material de alta resistividad ($350 \Omega \text{ m}$), presente en la superficie de la parte norte de la cuenca y entre los 100 y 120 metros en la zona del valle de la cuenca de la parte sur, el acuífero conformado por la formación de Aluvión (Qhoal) y Arenisca fracturada (TmAr), presenta resistividades de $50 \Omega \text{ m}$ a $150 \Omega \text{ m}$ en su zona saturada (Figura 30, Tabla 4). Los datos obtenidos están en el mismo rango de valores que investigaciones previas (E L Flores-Márquez et al. 2001; Navarro, Aragón, y Belmonte 2011).

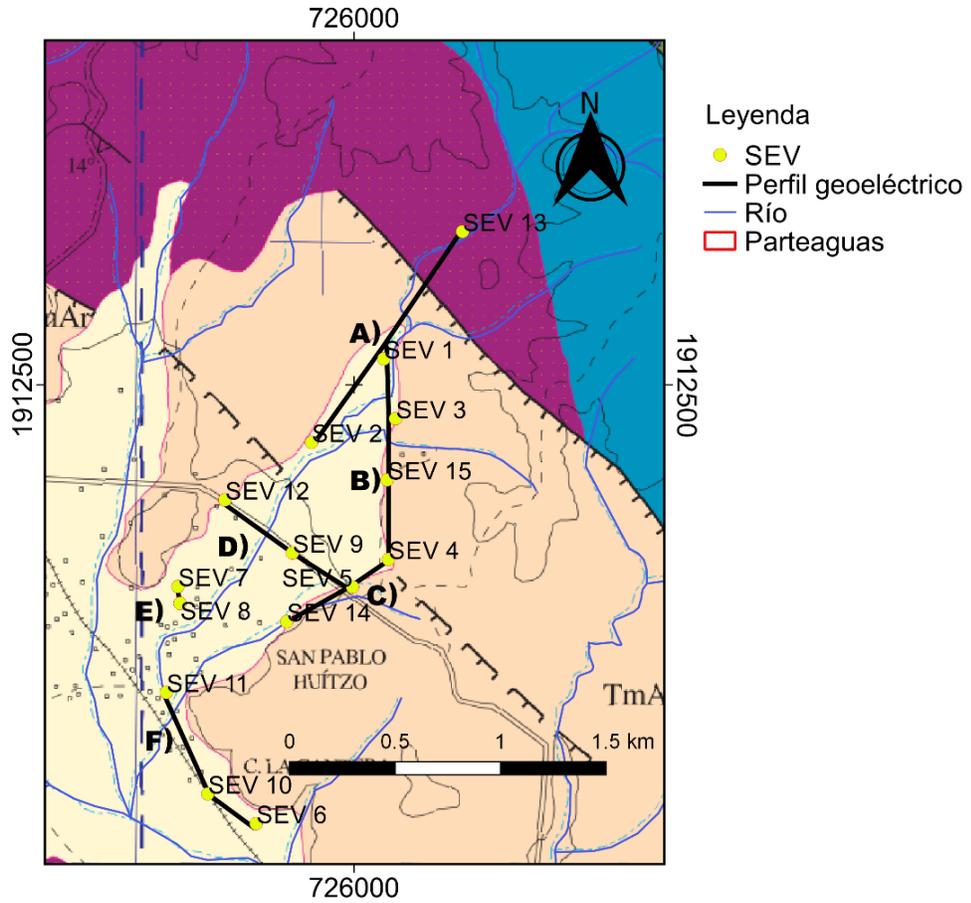


Figura 30. Ubicación de los SEVs realizados en la microcuenca Agua Blanca al noreste de Huitzo sobre el mapa de litología de la zona.

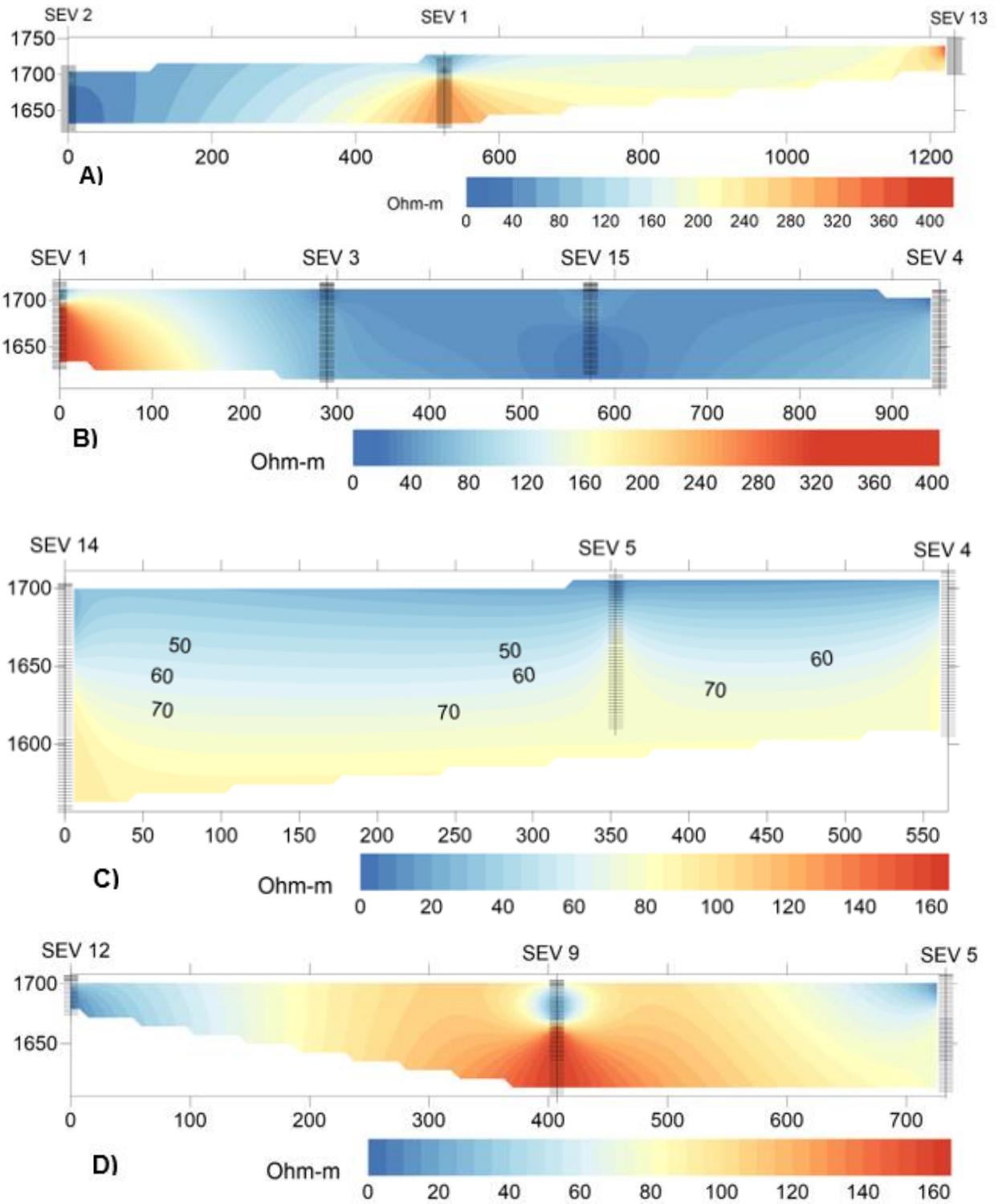
Tabla 5. Interpretación y correlación hidrogeológica cualitativa de los 15 sondeos eléctricos verticales.

N° SEV	N° Capa	Resistividad (Ohm-m)	Espesor (m)	Profundidad (m)	Unidad Geológica	Correlación hidrogeológica cualitativa
1	1	58.7	0.755	0.755	Qhoal	-Depósito de arena y grava -Arenisca saturada -Complejo metamórfico
	2	36.9	2.66	3.42	Qhoal	
	3	108	5.07	8.48	TmAr	
	4	36.9	12.6	21.1	TmAr	
	5	316	75.1	96.2	pECM	
2	1	55.5	1.47	1.47	Qhoal	-Depósito de arena y grava -Arenisca
	2	16.6	4.78	6.24	Qhoal	
	3	86.3	14.6	20.9	TmAr	
	4	17.2	70.7	91.6	TmAr	
3	1	51.6	2.51	2.51	Qhoal	-Depósito de arena y grava -Arenisca
	2	17	4.78	7.29	Qhoal	
	3	29.5	17.1	24.4	TmAr	
	4	58	80.9	105	TmAr	
4	1	13.4	1.79	1.79	Qhoal	-Depósito de arena y grava -Arenisca
	2	29.4	2.34	4.13	Qhoal	
	3	4.02	17.5	21.7	TmAr	
	4	80.2	84	106	TmAr	
5	1	11.1	1.45	1.45	TmAr	-Relleno de arcillas -Arenisca fracturada -Arenisca fracturada
	2	4.45	2.88	4.33	TmAr	
	3	9.82	4.8	9.12	TmAr	
	4	2.19	13	22.1	TmAr	
	5	76.6	75.2	97.3	TmAr	
6	1	5.06	1.36	1.36	Qhoal	-Depósito de arena y grava -Arenisca fracturada
	2	0.758	28.1	29.5	Qhoal	
	3	49.3	110	140	TmAr	
7	1	34.5	1.39	1.39	Qhoal	-Depósito de arena y grava
	2	16.8	4.3	5.69	Qhoal	
	3	20.9	6.87	12.6	Qhoal	
	4	12.4	49.6	62.2	Qhoal	
8	1	25.1	2.09	2.09	Qhoal	-Depósito de arena y grava Arenisca fracturada saturada
	2	64.5	3.33	5.42	Qhoal	
	3	18.2	22.2	27.7	Qhoal	
	4	73.6	20.3	47.9	TmAr	
9	1	146	1.33	1.33	Qhoal	-Depósito de arena y grava
	2	57	7.87	9.2	Qhoal	
	3	20.5	28.5	37.7	Qhoal	
	4	160	58.7	96.4	Qhoal	

Continuación

N° SEV	N° Capa	Resistividad (Ohm-m)	Espesor (m)	Profundidad (m)	Unidad Geológica	Correlación hidrogeológica cualitativa
10	1	15.9	1.74	1.74	Qhoal	-Depósito de arena y grava
	2	51.4	1.35	3.09	Qhoal	
	3	11.3	17.7	20.8	Qhoal	
	4	7.1	27.9	48.6	Qhoal	
	5	19.3	33.7	82.4	Qhoal	-Arenisca fracturada saturada
	6	93.4	93.4	176	TmAr	
11	1	72.7	0.692	0.692	Qhoal	-Depósito de arena y grava
	2	253	2.12	2.82	Qhoal	
	3	41.9	5.27	8.08	Qhoal	
	4	26.3	88.1	96.2	Qhoal	
12	1	51.4	1.83	1.83	TmAr	-Arenisca fracturada saturada
	2	82.2	2.88	4.7	TmAr	
	3	19.9	5.75	10.5	TmAr	
	4	8.85	21	31.5	TmAr	
13	1	109	0.807	0.807	pECM	-Complejo metamórfico
	2	48.6	2.5	3.31	pECM	
	3	562	15.7	19	pECM	
	4	215	33.5	52.6	pECM	
14	1	33.6	1.5	1.5	Qhoal	-Depósito de arena y grava
	2	14.3	8.41	9.91	Qhoal	
	3	6.13	15.8	25.7	Qhoal	
	4	3.55	16.6	42.3	Qhoal	
	5	91.2	102	145	TmAr	-Relleno de arcillas
15	1	54	1.35	1.35	TmAr	-Arenisca fracturada saturada
	2	20	3.27	4.62	TmAr	
	3	13.8	7.42	12	TmAr	
	4	50.9	31.8	43.8	TmAr	
	5	24.2	54.7	98.5	TmAr	

Se realizaron seis perfiles geoelectricos de la A) a la F). Se observa en el perfil A) que contrastan las resistividades entre la formación del Complejo Metamórfico (pECM) con resistividad de hasta 380 ohm/m (rojo) y la formación de Arenisca (TmAr) y Aluvión (Qhoal), que en la zona saturada tiene resistividades entre 20 y 60 ohm/m (azul, Figura 31).



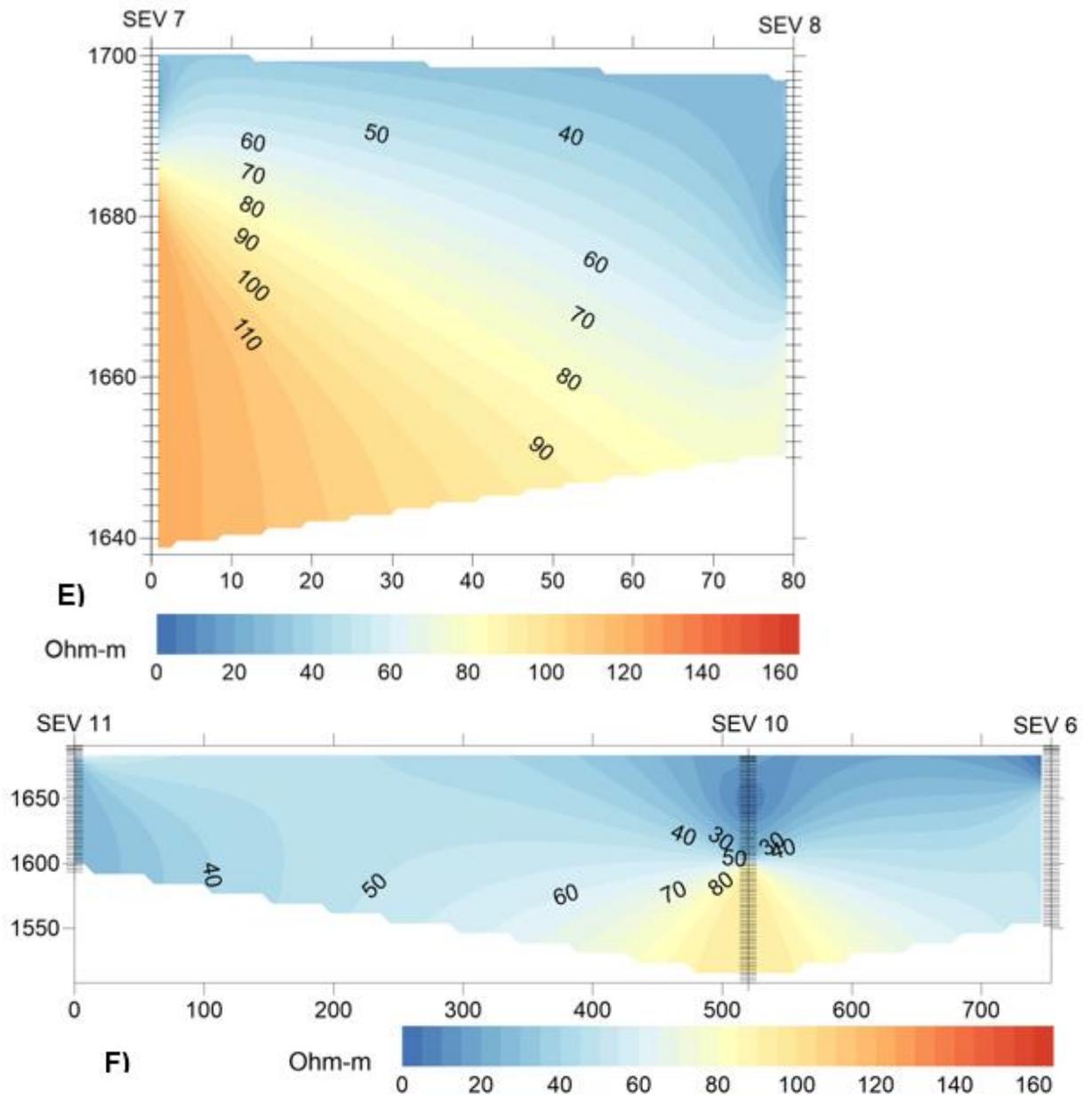


Figura 31. A) Perfil geoelectrico con la información de los SEV's 1, 2 y 13. B) Perfil geoelectrico con la información de los SEV's 1, 3, 4 y 15. C) Perfil geoelectrico con la información de los SEV's 4, 5 y 14. D) Perfil geoelectrico con la información de los SEV's 5, 9 y 12. E) Perfil geoelectrico con la información de los SEV's 7 y 8. F) Perfil geoelectrico con la información de los SEV's 6, 10 y 11.

En el perfil B) la formación de Arenisca (TmAr) y Aluvión (Qhoal) en la zona saturada tiene resistividades entre 20 y 120 ohm/m (azul) y a una profundidad

aproximadamente de 100m se encuentra un cambio de resistividad de 318 ohm/m (rojo) se atribuye a la formación del Complejo Metamórfico (pECM).

Los perfiles del C) al E) presentan resistividades en un rango de 30 a 60 ohm/m en los primeros 50m de profundidad y en profundidades que van de los 50m a los 180m tiene resistividades de 100 a 160 ohm/m debido a los depósitos de Arenisca (TmAr) y Aluvión (Qhoal) de zonas insaturadas.

La interpretación de los SEVs permitió determinar la profundidad del basamento conformado por el Complejo Metamórfico Oaxaqueño (pECM), que da la pauta para el modelado geológico de los datos de anomalía de Bouguer obtenidos de la campaña gravimétrica.

4.3 Anomalía de Bouguer

Se determinó la profundidad del basamento del acuífero en el valle de la microcuenca, la integración de esta información marcó las condiciones para la modelización geológica de los perfiles de anomalía de Bouguer.

La modelación geológica de los perfiles de anomalía de Bouguer se realizó en el software GM-SYS 5.01 de Geosoft (Figura 32). Se observan una serie de máximos gravimétricos (rojo) de -119 mGal que corresponde a la unidad geológica del complejo metamórfico en dirección NE y mínimos gravimétricos (morado) de -144 mGal que pertenece con los depósitos de grava y arena.

Se obtuvo la anomalía de Residual por diferencia entre la anomalía de Bouguer y la regional (Figura 33).

Se modelaron seis perfiles, cuatro perfiles longitudinales con rumbo de N40°E, perpendiculares al sistema de fallas presentes en la cuenta, y dos perfiles transversales con rumbo de S60°E (Figura 34).

Anomalia de Bouguer completa

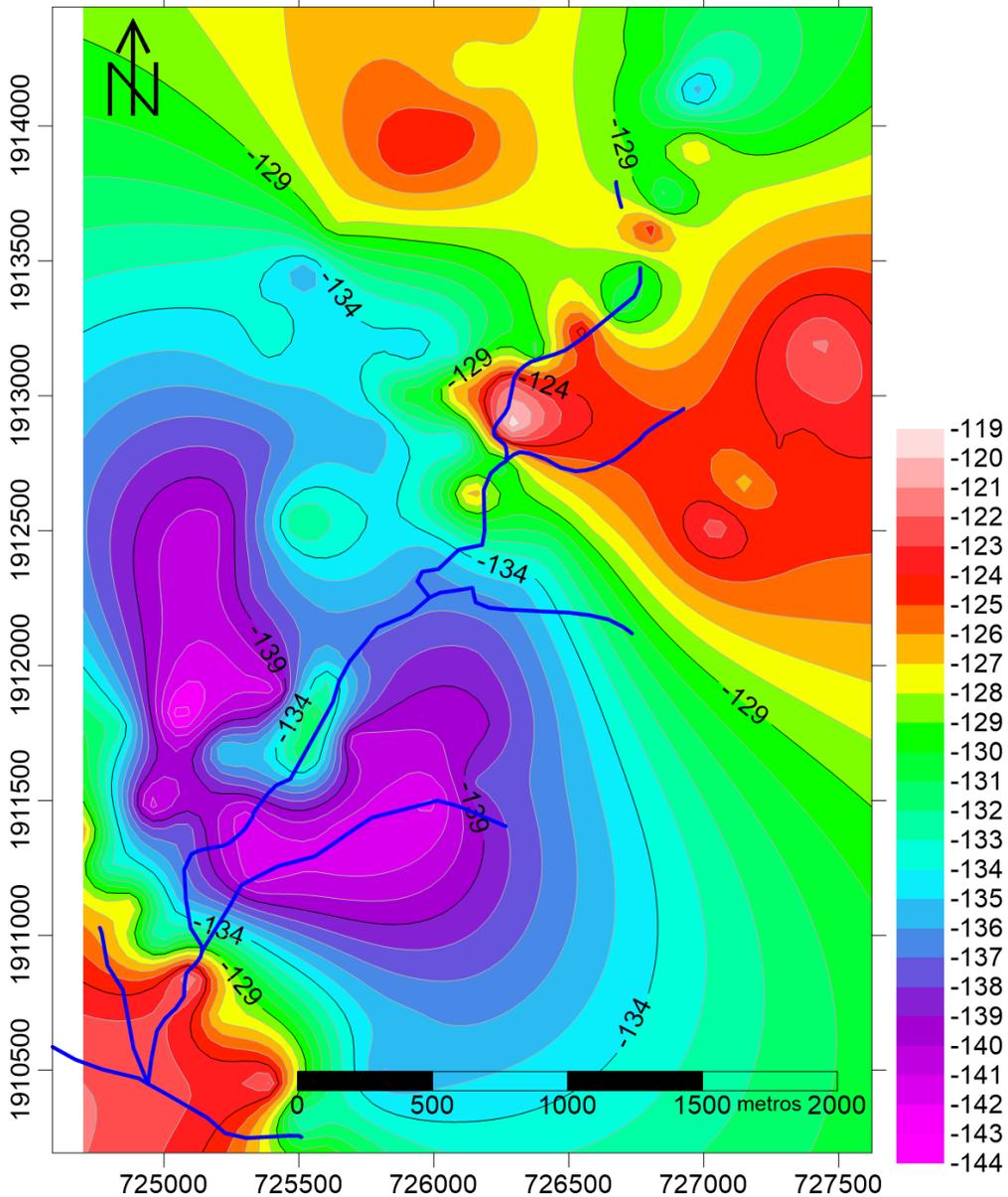


Figura 32. Mapa de anomalía de Bouguer completa de la microcuenca Agua Blanca, unidades mGal.

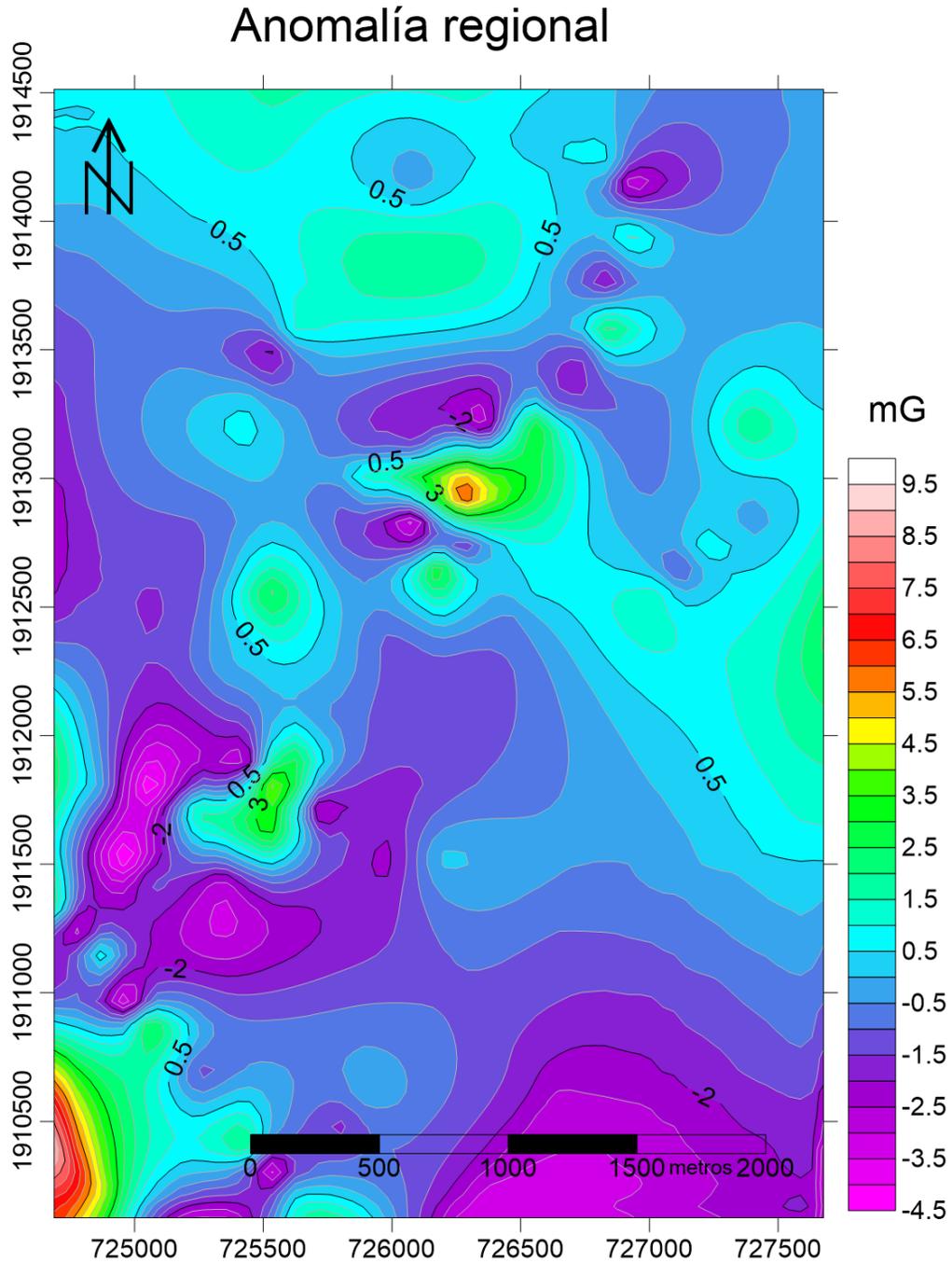


Figura 33. Mapa de anomalía regional de la microcuenca Agua Blanca, unidades mGal.

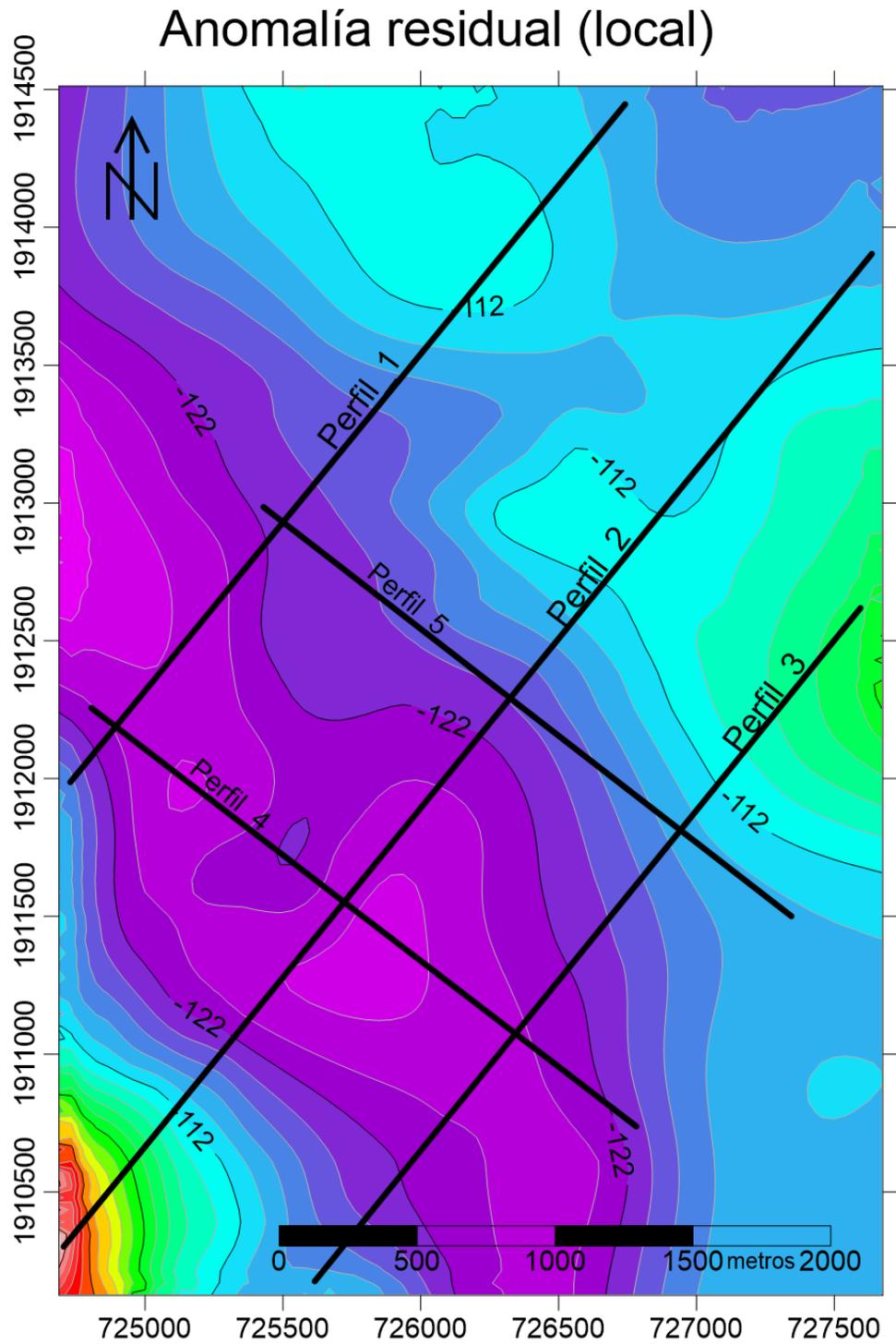


Figura 34 Mapa de anomalía residual (local) con el trazo de perfiles a modelar en la microcuenca Agua Blanca, unidades mGal.

Los resultados se muestran en las figuras 33 a la 37, mostrando el sistema de fallas normales presente en el valle de la microcuenca, además de los espesores de cada formación, la formación más joven correspondiente al aluvión (Qhoal) tiene un espesor que varía entre los 20 y 100 metros de profundidad, a diferencia de la formación de arenisca que tiene profundidades de hasta 600 metros, resultados que concuerdan con investigaciones previas (Campos-Enríquez et al. 2010; E L Flores-Márquez et al. 2001; Elsa Leticia Flores-Márquez et al. 2008).

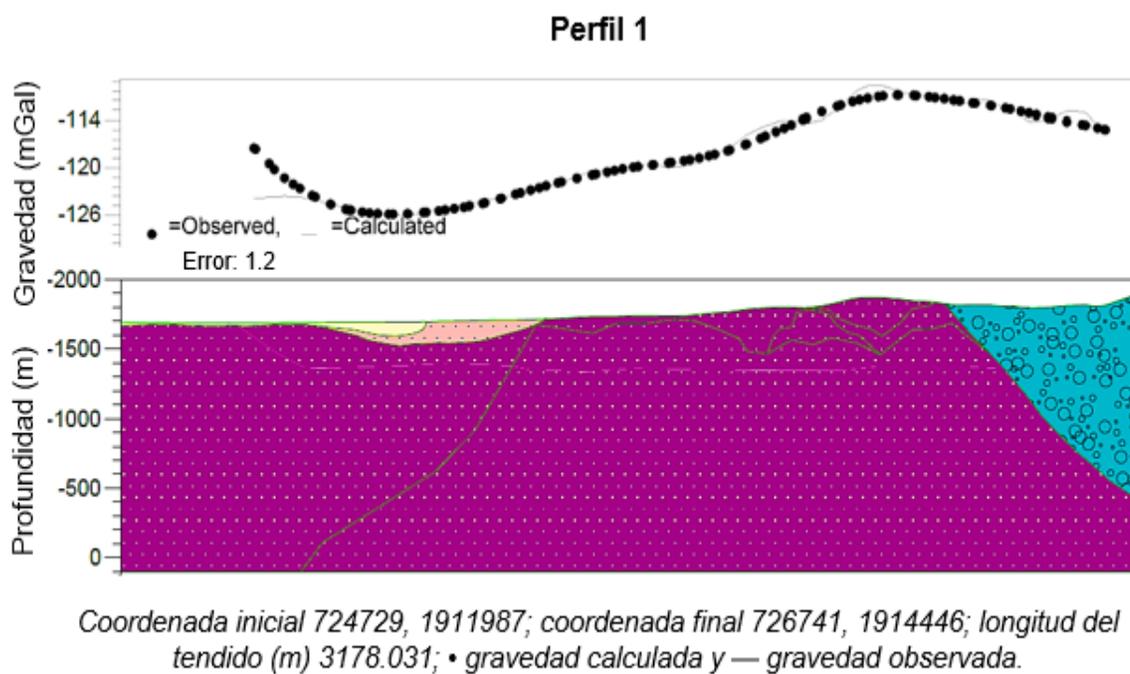
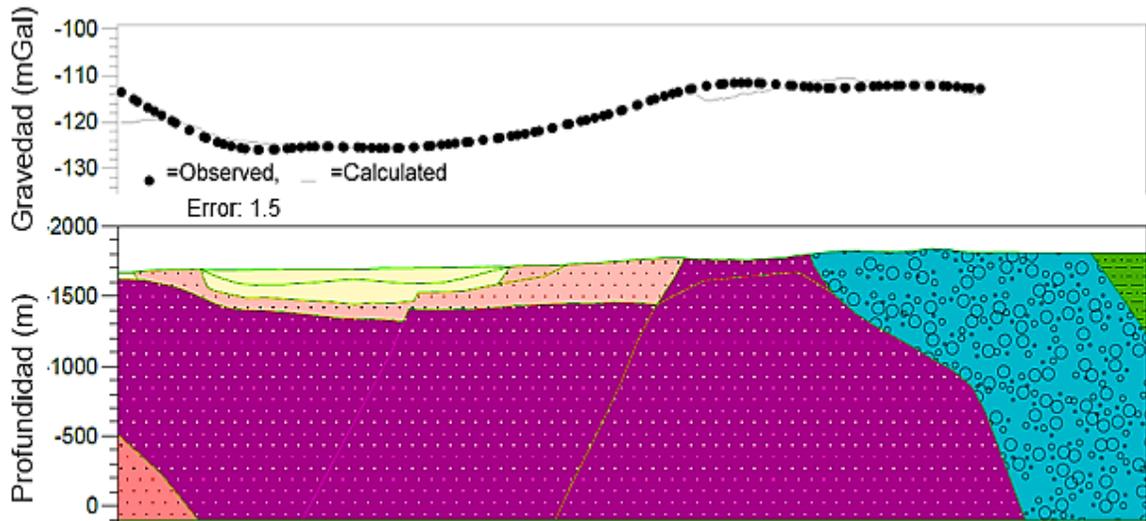


Figura 35. Perfil gravimétrico 1 SW-NE.

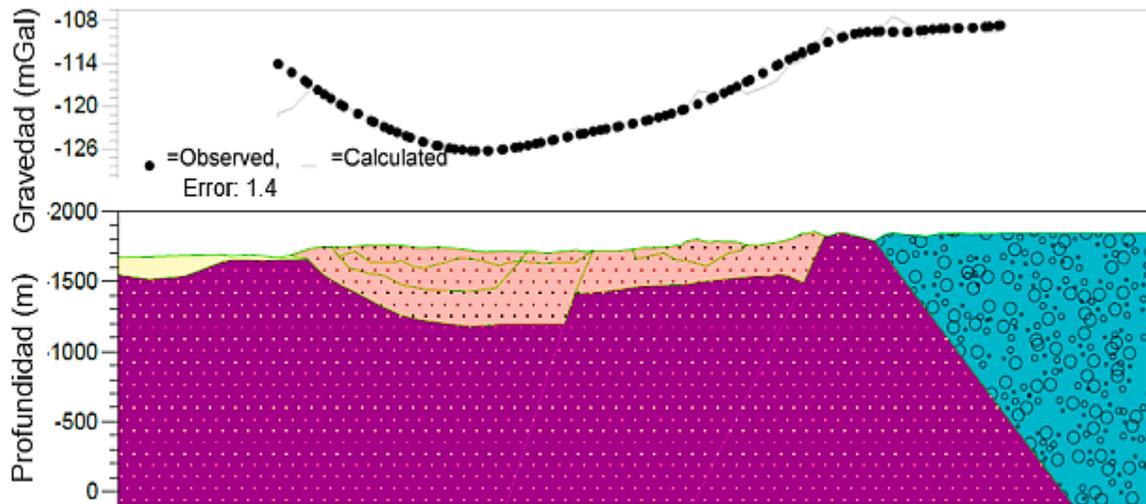
Perfil 2



Coordenada inicial 725136, 1910838; coordenada final 727357, 1913567; longitud del tendido (m) 3518.73; • gravedad calculada y — gravedad observada.

Figura 36. Perfil gravimétrico 2 SW-NE.

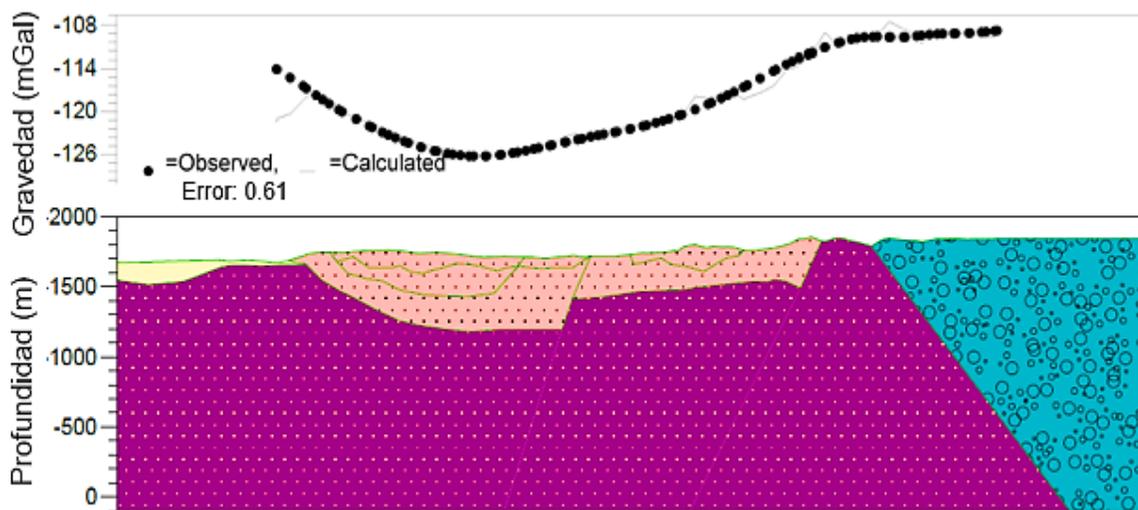
Perfil 3



Coordenada inicial 725407, 1910521; coordenada final 727394, 1912970; longitud del tendido (m) 3153.76; • gravedad calculada y — gravedad observada.

Figura 37. Perfil gravimétrico 3 SW-NE.

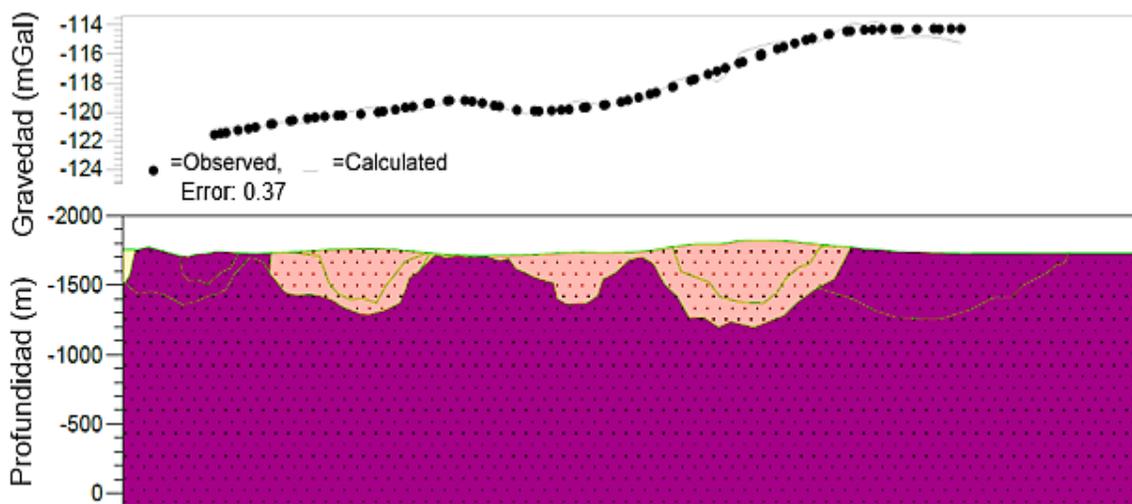
Perfil 4



Coordenada inicial 724805, 1912256; coordenada final 726781, 1910737; longitud del tendido (m) 2492.43; • gravedad calculada y — gravedad observada.

Figura 38. Perfil gravimétrico 4 NW-SE.

Perfil 5



Coordenada inicial 725429, 1912985; coordenada final 727344, 1911500; longitud del tendido (m) 2422.97; • gravedad calculada y — gravedad observada.

Figura 39. Perfil gravimétrico gravimétrico 5 NW-SE.

En la gestión del agua, la comprensión de los procesos físicos, químicos y biológicos en un sistema complejo y su modelado son grandes desafíos. Los modelos matemáticos proporcionan un marco cuantitativo para analizar los datos del monitoreo y evaluar sus respuestas cuantitativas derivadas de variables externas. Desde 1960 ha habido una mejora continua en el desarrollo de modelos numéricos de agua subterránea.

4.4 Modelo numérico

Balance hídrico

```

HEAD WILL BE SAVED ON UNIT 37 AT END OF TIME STEP 1, STRESS PERIOD 1
DRAWDOWN WILL BE SAVED ON UNIT 38 AT END OF TIME STEP 1, STRESS PERIOD 1
1
VOLUMETRIC BUDGET FOR ENTIRE MODEL AT END OF TIME STEP 1, STRESS PERIOD 1
-----

```

CUMULATIVE VOLUMES	L**3	RATES FOR THIS TIME STEP	L**3/T
-----		-----	
IN:		IN:	
---		---	
STORAGE =	0.0000	STORAGE =	0.0000
CONSTANT HEAD =	5.4251E-04	CONSTANT HEAD =	5.4251E-04
DRAINS =	0.0000	DRAINS =	0.0000
ET =	0.0000	ET =	0.0000
RECHARGE =	1.7342E-02	RECHARGE =	1.7342E-02
TOTAL IN =	1.7885E-02	TOTAL IN =	1.7885E-02
OUT:		OUT:	
----		----	
STORAGE =	0.0000	STORAGE =	0.0000
CONSTANT HEAD =	2.1565E-03	CONSTANT HEAD =	2.1565E-03
DRAINS =	8.4736E-03	DRAINS =	8.4736E-03
ET =	7.2562E-03	ET =	7.2562E-03
RECHARGE =	0.0000	RECHARGE =	0.0000
TOTAL OUT =	1.7886E-02	TOTAL OUT =	1.7886E-02
IN - OUT =	-1.7025E-06	IN - OUT =	-1.7025E-06
PERCENT DISCREPANCY =	-0.01	PERCENT DISCREPANCY =	-0.01

Figura 40. Resultados del balance hídrico realizado en Model Muse.

Se realiza un modelo numérico de tres capas con una discretización horizontal de 50x50 metros, la primera capa corresponde al aluvión, la capa intermedia a la formación de arenisca fracturada y la capa inferior a la roca metamórfica asociada al Complejo Metamórfico Oaxaqueño. Se establecen dos fallas de tipo normal asociadas a un incremento en la conductividad hidráulica (Figura41).

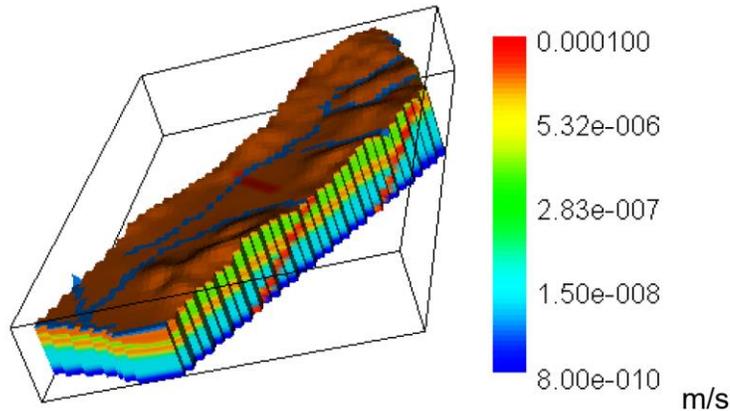


Figura 41. Modelo numérico en 3D, visualización de la conductividad hidráulica en las 3 capas del acuífero.

Cargas hidráulicas simuladas (estado estacionario).

Dado que la carga hidráulica inicial establecida para el modelo fue el nivel piezométrico tomado en febrero de 2018, la carga simulada tiene el mismo comportamiento (Figura 42).

Seguimiento de partículas

El seguimiento de partículas muestra que las partículas que originalmente se encuentran almacenadas en la presa, pasan por la formación de aluvión y arenisca sin llegar a la roca metamórfica. En un escenario donde no existe extracción de agua, las partículas viajan a través del valle de la cuenca hasta incorporarse al río Atoyac (Figura43).

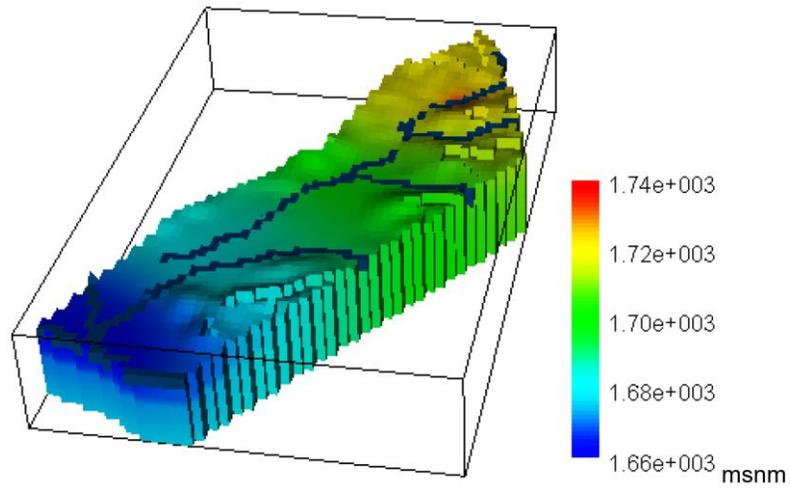


Figura 42. Modelo numérico en 3D, visualización del parámetro de carga hidráulica.

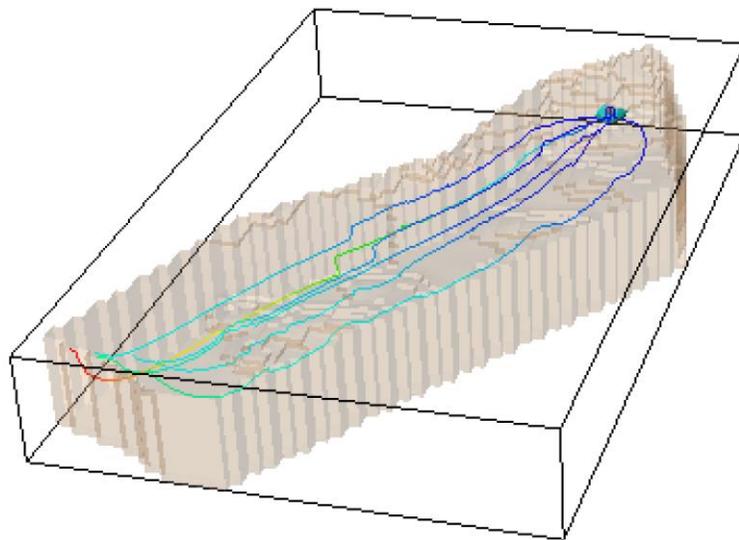


Figura 43. Modelo numérico en 3D, seguimiento de partículas

CAPITULO 5. CONCLUSIONES

La integración geofísica del método eléctrico con el método gravimétrico para la exploración de sistemas acuíferos a nivel local proporciona información precisa sobre la distribución de formaciones en el subsuelo. La combinación de los métodos permitió establecer la geometría de la formación de aluvión y arenisca que desempeñan la función de almacenamiento y flujo de aguas subterráneas en la microcuenca Agua Blanca localizado al NE del municipio San Pablo Huitzo, Oaxaca.

Con base en los resultados de la interpretación geológica-geofísica se analiza la superficie del Complejo Metafórico Oaxaqueño en el sector de la microcuenca Agua Blanca, el cual tiene una superficie irregular a profundidades promedio de 450 m en el valle de la cuenca que concuerda con lo reportado por (E L Flores-Márquez et al. 2001; Hernández Sánchez 2016) además de presencia de dos fallas de tipo normal en el valle de la cuenca con rumbo $N43^{\circ}W$ y $N46^{\circ}W$ y ángulo de buzamiento de 53° y 61° , información que integrada con los resultados de las campañas piezométricas permite establecer evaluaciones hidrogeológicas completas.

El modelo conceptual aporta una visión integral sobre la geometría del acuífero, se observaron profundidades de 250 m y una composición geológica de arena, grava y arenisca fracturada, la dirección preferencial del flujo subterráneo es de noreste a sureste. El modelo numérico 3D del sistema acuífero de la microcuenca muestra que la presa tiene un impacto positivo del 0.3% en la recarga del acuífero.

Bibliografía

- Abdelkader, Bouderbala. 2016. "Goelectrical investigation of saline water intrusion into freshwater aquifers: A case study of Nador coastal aquifer, Tipaza, Algeria". https://www.academia.edu/29133250/Goelectrical_investigation_of_saline_water_intrusion_into_freshwater_aquifers_A_case_study_of_Nador_coastal_aquifer_Tipaza_Algeria (el 8 de junio de 2017).
- Anderson, Mary P., William W. Woessner, y R. J. Hunt. 2015. *Applied groundwater modeling : simulation of flow and advective transport*.
- Arango-Galván, Claudia et al. 2016. "Shallow goelectrical characterization of a small portion of the Basin of Mexico aquifer: Towards a better resource management". *Geofísica Internacional* 55(3). <http://ojs.geofisica.unam.mx/ojs6/index.php/RGI/article/view/1723> (el 8 de junio de 2017).
- Bobachev, A.A., I.N. Modin, y V.A. Shevnin. 2000. "IPI2Win Guía de Usuario." : 33. <https://docplayer.es/7687760-Universidad-estatal-de-moscu-facultad-de-geologia-departamento-de-geofisica-geoscan-m-ltd-gana-con-ipi2win-ipi2win-guia-de-usuario.html> (el 29 de noviembre de 2018).
- Bonomi, Tullia. 2009. "Database development and 3D modeling of textural variations in heterogeneous, unconsolidated aquifer media: Application to the Milan plain". *Computers & Geosciences* 35(1): 134–45. <http://linkinghub.elsevier.com/retrieve/pii/S0098300407001616> (el 6 de junio de 2017).
- Burchi, Stefano, y Kerstin Mechlem. "Groundwater in international law Compilation of treaties and other legal instruments". <http://www.un.org/waterforlifedecade/pdf/groundwaterFao86.pdf> (el 6 de junio de 2017).
- Campos-Enriquez, J.O. et al. 2013. "The buried southern continuation of the Oaxaca-Juarez terrane boundary and Oaxaca Fault, southern Mexico: Magnetotelluric constraints". *Journal of South American Earth Sciences* 43: 62–73. <https://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0895981113000060#fig1> (el 17 de octubre de 2018).
- Campos-Enríquez, J.O. et al. 2010. "Gravity and magnetic survey of the Oaxaca city region: Cenozoic horst-and-graben structure superimposed on the Oaxaca-Juarez terrane boundary, southern Mexico". *Journal of South American Earth Sciences* 29(3): 572–85. <https://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0895981109001655> (el 17 de

octubre de 2018).

- Campos Gaytán, José Ruben. 2008. "Simulación del flujo de agua subterránea en el acuífero del Valle de Guadalupe, Baja California, México". Centro de Investigación Científica y de Educación Superior de Ensenada. <https://biblioteca.cicese.mx/catalogo/tesis/ficha.php?id=17841>.
- Castany, G., y Juan Ramóntr. Juliá. 1975. *Prospección y explotación de las aguas subterráneas*. <http://www.sidalc.net/cgi-bin/wxis.exe/?IsisScript=sibe01.xis&method=post&formato=2&cantidad=1&expression=mfn=008874> (el 27 de mayo de 2019).
- Custodio, Emilio., y Ramón. Llamas. 2001. *Hidrología subterránea*. Omega. <https://latam.casadellibro.com/libro-hidrologia-subterranea-t-1/9788428204477/273825> (el 7 de junio de 2018).
- Díaz Caravantes, Rolando Enrique, Luis Carlos Bravo Peña, Luis Carlos Alatorre Cejudo, y Erick Sánchez Flores. 2014. "Análisis geoespacial de la interacción entre el uso de suelo y de agua en el área peri-urbana de Cuauhtémoc, Chihuahua. Un estudio socioambiental en el norte de México". *Investigaciones Geográficas, Boletín del Instituto de Geografía* 2014(83): 116–30. <http://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0188461114728092> (el 16 de noviembre de 2017).
- Dobrin, MB, y CH Savit. 1960. "Introduction to geophysical prospecting". [http://www5.unitn.it/Biblioteca/it/Web/EngibankFile/Introduction to geophysical prospecting.pdf](http://www5.unitn.it/Biblioteca/it/Web/EngibankFile/Introduction%20to%20geophysical%20prospecting.pdf) (el 27 de mayo de 2019).
- Economy, Secretary of. 1997. "Carta Geológica Minera San Francisco Telixtlahuaca E14-D37". : 1.
- Fernández-Álvarez, José Paulino, Lorena Álvarez-Álvarez, y Ramón Díaz-Noriega. 2016. "Groundwater Numerical Simulation in an Open Pit Mine in a Limestone Formation Using MODFLOW". *Mine Water and the Environment* 35(2): 145–55. <http://link.springer.com/10.1007/s10230-015-0334-8> (el 17 de abril de 2018).
- Ferré, T.P.A., y A.W. Warrick. 2005. "HYDRODYNAMICS IN SOILS". En *Encyclopedia of Soils in the Environment*, Elsevier, 227–30. <http://linkinghub.elsevier.com/retrieve/pii/B0123485304003775> (el 12 de junio de 2018).
- Flores-Márquez, E L et al. 2001. "Geophysical characterization of the Etna Valley aquifer, Oaxaca, Mexico". *Geofísica Internacional* 40(4): 245–57. http://www.geofisica.unam.mx/unid_apoyo/editorial/publicaciones/investigacion/geofisica_internacional/anteriores/2001/04/flores2.pdf (el 30 de noviembre de

2017).

Flores-Márquez, Elsa Leticia et al. 2008. "Numerical modeling of Etna Valley aquifer, Oax., Mexico: Evolution and remediation scenarios E." *Geofísica internacional* 47(1): 27–40. http://www.scielo.org.mx/scielo.php?script=sci_arttext&pid=S0016-71692008000100003 (el 21 de septiembre de 2018).

García, Leonardo Arturo García. 2014. "Modelado computacional del sistema acuífero granular de Nazareno Etna, Oaxaca, utilizando visual Modflow".

"Gravity Archives - Scintrex". <https://scintrexltd.com/product-category/gravity/> (el 12 de junio de 2018).

"GTec—A versatile MATLAB® tool for a detailed computation of the terrain correction and Bouguer gravity anomalies". 2015. *Computers & Geosciences* 84: 72–85. <http://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0098300415300236> (el 20 de octubre de 2017).

Harbaugh, Arlen W. 2005. *MODFLOW-2005, The U.S. Geological Survey Modular Ground-Water Model-the Ground-Water Flow Process*. http://water.usgs.gov/software/ground_water.html/. (el 19 de octubre de 2018).

Hariharan, V, y M Uma Shankar. 2017. "A review of visual MODFLOW applications in groundwater modelling". *IOP Conference Series: Materials Science and Engineering* 263(3): 032025. <http://stacks.iop.org/1757-899X/263/i=3/a=032025?key=crossref.a78658f1a1f1c4e5f180141a1b430eb1> (el 18 de septiembre de 2018).

Hentati, Imen, Ibtissem Triki, Nadia Trablesi, y Moncef Zairi. 2016. "Piezometry mapping accuracy based on elevation extracted from various spatial data sources". *Environmental Earth Sciences* 75(9): 802. <http://link.springer.com/10.1007/s12665-016-5589-2> (el 2 de junio de 2017).

Hernández Sánchez, Rosa Isabel. 2016. "Prospección de aguas subterráneas en los valles centrales de Oaxaca a partir de los métodos geofísicos de gravimetría, magnetometría y resistividad eléctrica".

Hodges, B.R. 2009. "Hydrodynamical Modeling". En *Encyclopedia of Inland Waters*, Elsevier, 613–27. <http://linkinghub.elsevier.com/retrieve/pii/B9780123706263000880> (el 12 de junio de 2018).

INEGI. 2017. "Red Hidrográfica escala 1:50 000 edición 2.0". http://www.inegi.org.mx/geo/contenidos/topografia/regiones_hidrograficas.aspx (el 28 de junio de 2017).

“IRIS Instruments”. 2018. <http://www.iris-instruments.com/> (el 7 de junio de 2018).

Jones, David, Norm Jones, James Greer, y Jim Nelson. 2015a. “A cloud-based MODFLOW service for aquifer management decision support”. *Computers & Geosciences* 78: 81–87. <http://linkinghub.elsevier.com/retrieve/pii/S0098300415000461> (el 6 de junio de 2017).

———. 2015b. “A cloud-based MODFLOW service for aquifer management decision support”. *Computers & Geosciences* 78: 81–87. <https://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0098300415000461> (el 6 de junio de 2018).

Kirsch, Reinhard. 2009. *Groundwater Geophysics*. ed. Reinhard Kirsch. Berlin, Heidelberg: Springer Berlin Heidelberg. <http://link.springer.com/10.1007/978-3-540-88405-7> (el 31 de mayo de 2018).

Krešić, Neven. 2007. *Hydrogeology and groundwater modeling*. CRC Press.

Lowrie, W. 2007. *Fundamentals of geophysics*. <https://books.google.com.mx/books?hl=en&lr=&id=h2-NjUg4RtEC&oi=fnd&pg=PR7&dq=Fundamentals+of+Geophysics&ots=n8XNp8LEkq&sig=hgfDG0NxggoyL3WDALWbUvIng38> (el 11 de junio de 2018).

Maderey Rascón, Laura Elena, y Arturo Jiménez Román. 2005. *Principios de Hidrogeografía. Estudio Del Ciclo Hidrológico - Google Books*. 1a ed. <https://books.google.com.mx/books?id=0S3XDWsDzSAC&pg=PA87&lpg=PA87&dq=La+hidrología+estudia+al+agua+subterránea,+desde+su+origen,+su+movi+miento,+su+distribución+debajo+de+la+superficie+de+la+Tierra+y+su+conserva+ción.+Por+lo+que+se+refi> (el 6 de junio de 2017).

Maheswaran, R. et al. 2016. “Regional scale groundwater modelling study for Ganga River basin”. *Journal of Hydrology* 541: 727–41. <http://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0022169416304589> (el 6 de junio de 2017).

Moreira, César Augusto et al. 2016. “Comparative analyzes among electrical resistivity tomography arrays in the characterization of flow structure in free aquifer”. *Geofísica internacional*: 55–2. <http://www.scielo.org.mx/pdf/geoint/v55n2/0016-7169-geoint-55-02-00119.pdf> (el 8 de junio de 2017).

Navarro, Susana, Manuel Aragón, y Salvador Belmonte. 2011. “Contribución al conocimiento de la calidad del agua en la zona de influencia del vertedero de residuos urbanos. Caso Oaxaca de Juárez”. *Temas de Ciencia y Tecnología* 15(44): 11–16.

http://www.ciidiroaxaca.ipn.mx/sjimenez/sites/www.ciidiroaxaca.ipn.mx.sjimenez/files/images/UTM_2011_ENSAYO_44_2.pdf (el 22 de junio de 2017).

- Nettleton, LL. 1976. "Gravity and magnetics in oil prospecting". https://scholar.google.com.mx/scholar?hl=es&as_sdt=0%2C5&q=Gravity+and+magnetics+in+oil+prospecting&btnG= (el 27 de mayo de 2019).
- Ojeda Olivares, Edwin Antonio et al. 2017. "Decrease of the water recharge and identification of water recharge zones in the Alto Atoyac, Sub-Basin, Oaxaca, as a result of climate change". *Journal of Water and Climate Change*: jwc2017033. <http://jwcc.iwaponline.com/lookup/doi/10.2166/wcc.2017.033> (el 30 de noviembre de 2017).
- Ojeda Olivares, Edwin Antonio, Salvador Isidro Belmonte Jimenez, y Maria Ladrón de Guevara Torres. 2017. "Evaluación de obras de recarga hídrica construidas en la subcuenca del valle de Ocotlán, Oaxaca, México". En *Manejo de la recarga de acuíferos: un enfoque hacia Latinoamérica*, eds. Óscar Escolero, Carlos Gutiérrez, y Edgar Mendoza. Jiutepec, Morelos: IMTA-SEMARNAT, 103–37. https://www.imta.gob.mx/biblioteca/libros_html/manejo-recarga-acuiferos-ehl.pdf.
- Sánchez, Germán, y Mariana Aurora. 2012. "Balance de aguas subterráneas del acuífero Valle de Huimilpan, Estado de Querétaro". Universidad Nacional Autónoma de México. <http://www.ptolomeo.unam.mx:8080/xmlui/handle/132.248.52.100/124?show=full> (el 7 de junio de 2018).
- Shaad, Kashif, y Paolo Burlando. 2018. "Monitoring and modelling of shallow groundwater dynamics in urban context: The case study of Jakarta". *Journal of Hydrology*. <https://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0022169418300052> (el 2 de febrero de 2018).
- Sokolov, Alekseï Aleksandrovich, y Thomas Grandin. Chapman. 1980. *Methods for water balance computations: an international guide for research and practice*. UNIPUB.
- Somers, Lauren D. et al. 2018. "Does hillslope trenching enhance groundwater recharge and baseflow in the Peruvian Andes?" *Hydrological Processes* 32(3): 318–31. <http://doi.wiley.com/10.1002/hyp.11423> (el 16 de febrero de 2018).
- Tarback, Edward J., Frederick K. Lutgens, Dennis. Tasa, y AMR traducciones científicas. 2005. *Ciencias de la tierra una introducción a la geología física*. Pearson Educación. <https://latam.casadellibro.com/libro-ciencias-de-la-tierra-una-introduccion-a-la-geologia-fisica-8-ed-incluye-cd-rom/9788420544007/1041015> (el 6 de junio de 2018).

- Telford, W. M. (William Murray), L. P. Geldart, y Robert E. Sheriff. 1990. *Applied geophysics*. Cambridge University Press.
- Theis, Charles V. 1935. "The relation between the lowering of the Piezometric surface and the rate and duration of discharge of a well using ground-water storage". *Transactions, American Geophysical Union* 16(2): 519. <http://doi.wiley.com/10.1029/TR016i002p00519> (el 7 de junio de 2018).
- Turc, L. 1961. "Estimation of irrigation water requirements, potential evapotranspiration: a simple climatic formula evolved up to date".
- "Visual MODFLOW Flex | Waterloo Hydrogeologic". <https://www.waterloohydrogeologic.com/visual-modflow-flex/> (el 26 de mayo de 2019).
- Vörösmarty, C. J. et al. 2010. "Global threats to human water security and river biodiversity". *Nature* 467(7315): 555–61. <http://www.nature.com/doifinder/10.1038/nature09440> (el 5 de diciembre de 2017).
- Wada, Yoshihide, y Marc F P Bierkens. 2014. "Sustainability of global water use: past reconstruction and future projections". *Environmental Research Letters* 9(10): 104003. <http://stacks.iop.org/1748-9326/9/i=10/a=104003?key=crossref.5e9e54a6dcd7140e8f70e367028e1217> (el 8 de noviembre de 2017).
- Wang, Shiqin et al. 2008. "Application of MODFLOW and geographic information system to groundwater flow simulation in North China Plain, China". *Environmental Geology* 55(7): 1449–62. <http://link.springer.com/10.1007/s00254-007-1095-x> (el 6 de junio de 2017).