

Trabajo Fin de Máster

MODELO NUMÉRICO HIDROGEOLOGICO DEL VALLE DE VIRÚ - PERÚ

Intensificación:
ANÁLISIS DE SISTEMAS DE RECURSOS HÍDRICOS

Autor:
OSCAR ORFILIO, PINILLOS CASTRO

Tutor:
DR. JOSE ESTEBAN CAPILLA ROMÁ

NOVIEMBRE, 2020



UNIVERSITAT
POLITÈCNICA
DE VALÈNCIA

máster en ingeniería
hidráulica y medio ambiente
mihma



Agradecimientos

Un sincero agradecimiento al Dr. José Capilla por su gentil disposición para guiarme en esta investigación. Sus oportunos consejos, directrices y metodologías de enseñanza han hecho que esta investigación sea un excelente camino de aprendizaje.

Un agradecimiento especial a mis padres Miguel y Estela, que me han apoyado siempre, en cada proyecto emprendido y que son motivo para superarme día a día. También agradecer a mi hermano Carlos Miguel por su apoyo incondicional, su consejo sincero y su amistad fraterna.

Un agradecimiento a todos los amigos que Valencia me supo regalar, por lo buenos y no tan buenos momentos, por su compañía y amistad estaré eternamente agradecido.

Finalmente, agradecer a manera de reconocimiento a mi tío Carlos Pinillos, que me vio venir a España por un sueño y que por azares de la vida no podré encontrar a mi retorno. Que los años vividos y los caminos recorridos, sin tu consejo y tu apoyo, no hubiesen sido posibles. Gracias tío.



Resumen del Trabajo de Fin de Máster

Datos del proyecto
Título del TFM en español: MODELO NUMÉRICO HIDROGEOLÓGICO DEL VALLE DE VIRÚ - PERÚ
Título del TFM en inglés: HYDROGEOLOGICAL NUMERICAL MODEL OF THE VIRU VALLEY - PERU
Título del TFM en Valenciano: MODEL NUMÈRIC HIDROGEOLÒGIC DE LA VALL DE VIRÚ - PERÚ
Alumno: OSCAR ORFILIO, PINILLOS CASTRO.
Tutor: DR. JOSE ESTEBAN CAPILLA ROMÁ
Fecha de Lectura: <NOVIEMBRE, 2020>

Resumen
En español (máximo 5000 caracteres)
<p>Esta investigación tiene por finalidad crear un modelo numérico hidrogeológico para el valle de Virú – Perú, mediante el uso del método numérico de diferencias finitas utilizando el código de modelamiento MODFLOW y la interfaz gráfica Processing Modflow (PMWIN). El objetivo principal de este modelo es representar la realidad de los niveles piezométricos en el valle de Virú y establecer alcances sobre sus propiedades hidráulicas más resaltantes.</p> <p>En primer lugar, se describe las características propias del área de estudio como hidrología, hidrogeología, geología, etc., que sirvieron de base para la creación del modelo conceptual. El modelo conceptual se divide en 3 escenarios bien diferenciados, el primero representa un modelo estacionario para el año 1967, donde se buscaba reproducir que pasaba en el acuífero en esos años. Este modelo sirvió para ir evaluando las interacciones del río, las condiciones de contorno tipo GHB y la extracción por pozos. Los resultados obtenidos en este modelo fueron comparados con las estimaciones teóricas de la bibliografía consultada y sirvieron de referencia para el segundo modelo.</p> <p>El segundo modelo numérico se desarrolla en estado transitorio para el periodo de 1967 al 2001, donde fueron introducidos los picos de explotación del acuífero (1981) y la</p>

construcción de un sistema de drenaje (1995). En este modelo se realiza una calibración manual de los parámetros GHB, que pasan en el sector 6 de 70 m.c.a a 81 m.c.a cambiando considerablemente el funcionamiento del acuífero. Además, se estiman las conductividades hidráulicas para capa 1 y capa 2 que varían desde los 4.1 m/d hasta los 80.5 m/d en ambas capas. Finalmente se hace un comparativo entre valores observados y calculados para el único año con datos (2001), arrojando un NSE de 0.98 y un coeficiente de correlación de 0.99.

Finalmente, se crea el tercer modelo en estado transitorio para el periodo 2001 – 2019, discretizado temporalmente de forma mensual; donde se realiza la última calibración de parámetros hidráulicos, con conductividades hidráulicas entre 3.8 m/d y 78.6 m/d para ambas capas. Los niveles piezométricos en las cercanías del litoral están entre 0 - 5 metros y en la cabecera del valle entre los 75 – 80 metros. La isoprofundidad en las cercanías del litoral es de 1 metro, en la parte media de valle 3 metros y en la parte alta 6 metros. El modelo ha sido calibrado para un intervalo de 216 *stress period*, dando como resultado un NSE de 0.97 y un coeficiente de correlación de 0.98.

Los valores calculados de flujo subterráneo desde la parte alta del valle son de 5.2 Hm³/año, existe flujo de entrada desde los sectores 4 y 5 colindantes con las nuevas áreas agrícolas sumando 34.2 Hm³/año, el flujo del acuífero al océano es de 46.27 Hm³/año y la evacuación del sistema de drenaje es de 69.67 Hm³/año. La recarga de riego se estima en 47.31 Hm³/año y la interacción del río con el acuífero evacúa cerca de 10.28 Hm³/año.

Se concluye que el modelo transitorio 2001 – 2019 reproduce correctamente el funcionamiento hidráulico del acuífero, quedando como incertidumbre los almacenamientos reales del acuífero, la interacción río – acuífero y la posible intrusión salina por el sector 1.

Se recomienda seguir estudiando con pruebas de bombeo y sondeos eléctricos verticales la zona y elaborar un modelo hidrogeológico para toda la unidad hidrogeológica presente en la provincia de Virú.

En valenciano (máximo 5000 caracteres)

Aquesta investigació té per finalitat crear un model numèric hidrogeològic per a la vall de Virú – el Perú, mitjançant l'ús del mètode numèric de diferències finites utilitzant el codi de modelamiento MODFLOW i la interfície gràfica Processing Modflow (PMWIN). L'objectiu principal d'aquest model és representar la realitat dels nivells piezomètrics a la vall de Virú i establir abastos sobre les seues propietats hidràuliques més ressaltantes.

En primer lloc, es descriu les característiques pròpies de l'àrea d'estudi com a hidrologia, hidrogeologia, geologia, etc., que van servir de base per a la creació del model conceptual. El model conceptual es divideix en 3 escenaris ben diferenciats, el primer representa un model estacionari per a l'any 1967, on es buscava reproduir que passava en l'aquífer en aqueixos anys. Aquest model va servir per a anar avaluant les interaccions del riu, les condicions de contorn tipus GHB i l'extracció per pous. Els resultats obtinguts en aquest model van ser comparats amb les estimacions teòriques de la bibliografia consultada i van servir de referència per al segon model.

El segon model numèric es desenvolupa en estat transitori per al període de 1967 al 2001, on van ser introduïts els pics d'explotació de l'aquífer (1981) i la construcció d'un sistema de drenatge (1995). En aquest model es realitza un calibratge manual dels paràmetres GHB, que passen en el sector 6 de 70 m.c.a a 81 m.c.a canviant considerablement el funcionament de l'aquífer. A més, s'estimen les conductivitats hidràuliques per a capa 1 i capa 2 que varien des dels 4.1 m/d fins als 80.5 m/d en totes dues capes. Finalment es fa un comparatiu entre valors observats i calculats per a l'únic any amb dades (2001), llançant un NSE de 0.98 i un coeficient de correlació de 0.99.

Finalment, es crea el tercer model en estat transitori per al període 2001 – 2019, discretizado temporalment de manera mensual; on es realitza l'últim calibratge de paràmetres hidràulics, amb conductivitats hidràuliques entre 3.8 m/d i 78.6 m/d per a totes dues capes. Els nivells piezomètrics en la rodalia del litoral estan entre 0 - 5 metres i en la capçalera de la vall entre els 75 – 80 metres. La isoprofundidad en la rodalia del litoral és d'1 metre, en la part mitjana de vall 3 metres i en la part alta 6 metres. El

model ha sigut calibrat per a un interval de 216 stress period , donant com a resultat un NSE de 0.97 i un coeficient de correlació de 0.98.

Els valors calculats de flux subterrani des de la part alta de la vall són de 5.2 Hm³/any, existeix flux d'entrada des dels sectors 4 i 5 confrontants amb les noves àrees agrícoles sumant 34.2 Hm³/any, el flux de l'aqüífer a l'oceà és de 46.27 Hm³/any i l'evacuació del sistema de drenatge és de 69.67 Hm³/any. La recàrrega de reg s'estima en 47.31 Hm³/any i la interacció del riu amb l'aqüífer evacua prop de 10.28 Hm³/any.

Es conclou que el model transitori 2001 – 2019 reproduïx correctament el funcionament hidràulic de l'aqüífer, quedant com a incertesa els emmagatzematges reals de l'aqüífer, la interacció ric – aqüífer i la possible intrusió salina pel sector 1.

Es recomana continuar estudiant amb proves de bombament i sondejos elèctrics verticals la zona i elaborar un model hidrogeològic per a tota la unitat hidrogeològica present a la província de Virú.

En inglés (máximo 5000 caracteres)

The purpose of this research is to create a hydrogeological numerical model for the Viru valley - Peru, by using the numerical method of finite differences using the MODFLOW modeling code and the Processing Modflow (PMWIN) graphical interface. The main objective of this model is to represent the reality of the piezometric levels in the Viru valley and to establish scopes on its most outstanding hydraulic properties.

First, the characteristics of the study area such as hydrology, hydrogeology, geology, etc., which served as the basis for the creation of the conceptual model, are described. The conceptual model is divided into 3 well differentiated scenarios, the first represents a stationary model for the year 1967, where it was sought to reproduce what was happening in the aquifer in those years. This model served to evaluate the interactions of the river, the GHB-type boundary conditions and the extraction by wells. The results obtained in this model were compared with the theoretical estimates of the consulted bibliography and served as a reference for the second model.

The second numerical model is developed in a transitory state for the period from 1967 to 2001, where the aquifer exploitation peaks (1981) and the construction of a drainage system (1995) were introduced. In this model, a manual calibration of the GHB parameters is carried out, which in sector 6 go from 70 m.c.a to 81 m.c.a considerably changing the operation of the aquifer. In addition, the hydraulic conductivities are estimated for layer 1 and layer 2 that vary from 4.1 m / d to 80.5 m / d in both layers. Finally, a comparison is made between observed and calculated values for the only year with data (2001), yielding an SES of 0.98 and a correlation coefficient of 0.99.

Finally, the third model is created in a transitory state for the period 2001 - 2019, temporarily discretized on a monthly basis; where the last calibration of hydraulic parameters is carried out, with hydraulic conductivities between 3.8 m / d and 78.6 m / d for both layers. The piezometric levels in the vicinity of the coast are between 0 - 5 meters and at the head of the valley between 75 - 80 meters. The isodepth near the coast is 1 meter, in the middle part of the valley 3 meters and in the upper part 6 meters. The model has been calibrated for an interval of 216 stress period, resulting in an NSE of 0.97 and a correlation coefficient of 0.98.

The calculated values of underground flow from the upper part of the valley are 5.2 Hm³/year, there is an inflow from sectors 4 and 5 adjacent to the new agricultural areas adding 34.2 Hm³/year, the flow from the aquifer to the ocean is 46.27 Hm³/year and the drainage system evacuation is 69.67 Hm³/year. Irrigation recharge is estimated at 47.31 Hm³/year and the interaction of the river with the aquifer evacuates about 10.28 Hm³/year.

It is concluded that the transitory model 2001-2019 correctly reproduces the hydraulic operation of the aquifer, leaving as uncertainty the actual storage of the aquifer, the river-aquifer interaction and the possible saline intrusion by sector 1.

It is recommended to continue studying the area with pumping tests and vertical electrical soundings and to develop a hydrogeological model for the entire hydrogeological unit present in the province of Viru.

Palabras clave español (máximo 5): Aguas subterráneas, hidrogeología, modflow, acuíferos



Palabras clave valenciano (máximo 5): Aigües subterrànies, hidrogeologia, modflow, aqüífers

Palabras clave inglés (máximo 5): Groundwater, hydrogeology, modflow, aquifers



Índice de contenido

I. INTRODUCCIÓN.....	13
1.1 Objetivo general	14
1.2 Objetivos específicos	14
1.3 Descripción del área de estudio.....	14
1.3.1 Ubicación política	14
1.3.2 Ubicación geográfica	14
1.3.3 Ubicación hidrográfica	15
II. CARACTERIZACIÓN DEL ÁREA DE ESTUDIO	17
2.1 Características climáticas	17
2.2 Hidrología superficial	20
2.3 Geomorfología	24
2.3.1 Unidades geomorfológicas	24
2.3.2 Agentes modeladores	25
2.4 Geología.....	26
2.4.1 Rocas intrusivas	27
2.4.2 Rocas metamórficas.....	27
2.4.3 Rocas volcano sedimentarias	28
2.5 Hidrogeología	30
2.6 Actividad agrícola.....	32
2.7 Explotación de aguas subterráneas	34
2.8 Inventario de fuentes de agua subterránea	36
2.9 Calidad de aguas subterráneas	39
2.10 Recargas potenciales del acuífero	41
2.11 Sistema de drenaje.....	44
2.12 Superficie piezométrica.....	46
III. ESTADO DEL ARTE	48
3.1 Modelación matemática del flujo subterráneo	48
3.1.1 Ecuación del flujo de aguas subterráneas	48
3.1.2 Modelo del flujo en diferencias finitas MODFLOW	53
3.1.3 Métodos de calibración.....	55
3.2 Antecedentes del área de estudio.....	56
3.2.1 Modelo del Programa Nacional de Drenaje y Recuperación de Tierras	57
3.2.2 Modelo del Proyecto Especial Chavimochic.....	62
3.2.3 Síntesis y conclusiones	64
IV. PLANTEAMIENTO DEL MODELO NUMÉRICO HIDROGEOLOGÍCO .	66
4.1 Modelo hidrogeológico conceptual	66



4.2	Modelo hidrogeológico numérico	70
4.2.1	Discretización del modelo	71
4.2.2	Condiciones iniciales.....	72
4.2.3	Parámetros hidráulicos	72
4.2.4	Red piezométrica	78
4.2.5	Condiciones de contorno	80
4.2.6	Recarga agrícola	82
4.2.7	Extracciones de bombeo	83
4.2.8	Extracción por el sistema de drenaje	85
4.2.9	Evaporación de la napa freática superficial.....	85
V.	CALIBRACIÓN Y RESULTADOS DEL MODELO	86
5.1	Calibración en régimen estacionario.....	86
5.2	Resultado del modelo en régimen estacionario.....	86
5.3	Calibración en régimen transitorio	88
5.4	Resultado del modelo en régimen transitorio.....	89
5.5	Incertidumbres y limitaciones del modelo.....	96
VI.	CONCLUSIONES.....	99
VII.	RECOMENDACIONES Y LÍNEAS DE INVESTIGACIÓN FUTURAS.....	101
VIII.	REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS.....	102

Índice de Figuras

Figura 1: Mapa de ubicación del área de estudio.....	15
Figura 2: Ubicación política del área de estudio	16
Figura 3. Temperaturas promedio del valle Virú 2001 - 2018 (°C).....	17
Figura 4. Humedad relativa promedio del valle Virú 2001 - 2018 (%).....	18
Figura 5. Precipitaciones promedio del valle Virú 2001 - 2018 (mm/mes).....	19
Figura 6. Evapotranspiración promedio del valle Virú 2001 - 2018 (mm/mes).....	20
Figura 7. Hidrograma de persistencias – caudales río Virú Estación Huacapongo y sifón Virú 1950 – 2014 (m ³ /s).....	22
Figura 8. Esquema hidráulico del valle Virú. Tomas de captación	23
Figura 9: Mapa geológico del área de estudio	26
Figura 10: Mapa hidrogeológico del área de estudio.....	30
Figura 11: Cortes y secciones geológicas del valle de Virú	32
Figura 12: Ubicación de las comisiones de regantes del valle de Virú	34
Figura 13. Evolución de los volúmenes de explotación del valle Virú.....	36
Figura 14. Gráfico de evolución de estados de funcionamiento de pozos del valle de Virú	39
Figura 15: Mapa de isosalinidad del valle de Virú - 2018.....	40
Figura 16: Mapa de isopiezas del nivel freático del valle de Virú – 2010.....	47
Figura 17: Mapa de isopropundidad del valle de Virú. Febrero – 2018.....	47
Figura 18: Prueba experimental de la ley de Darcy en medios porosos.....	49
Figura 19: Componentes de flujo en un eje coordenado	50
Figura 20: Discretización rectangular (malla) de diferencias finitas en formato de celdas centrada en bloques.....	52
Figura 21: Mallado en el método de elementos finitos	53
Figura 22: Discretización espacial de un sistema acuífero	54
Figura 23: Geometría del modelo de simulación – Pronadret	59
Figura 24: Mapa de isopiezas e isopropundidad del valle Virú. (1987)	62
Figura 25: Mapa de isopiezas del valle de Virú. Septiembre 2001 - Febrero 2008.....	64
Figura 26: Geometría del modelo hidrogeológico en 3D	67
Figura 27: Modelo conceptual del estado estacionario 1967.....	68
Figura 28: Modelo conceptual del estado transitorio 1967 – 2001.....	69
Figura 29: Modelo conceptual del estado transitorio 2001 – 2019.....	70
Figura 30: Discretización del modelo numérico en PMWIN	71
Figura 31: Conductividades hidráulicas (Kx) iniciales asignadas al modelo estacionario 1967.....	73
Figura 32: Porosidad eficaz inicial asignada al modelo estacionario 1967.....	73
Figura 33: Zonificación para modelo transitorio 1967 -2001	75
Figura 34: Zonificación de contornos - Acuífero Virú.	75
Figura 35: Ubicación de los piezómetros totales y los utilizados para el proceso de calibración.....	78
Figura 36: Condiciones de contorno del modelo numérico	80
Figura 37: Implementación digital del río del valle Virú	81
Figura 38: Distribución de las áreas agrícolas del valle de Virú.....	83
Figura 39: Evolución del sistema de drenaje en el valle Virú.....	85
Figura 40: Mapa de isopiezas en capa 1 y 2 para el modelo estacionario 1967	87

Figura 41: Mapa de isopiezas de capa 1 y 2 del modelo transitorio 1967 - 2001. (Periodo 2001).....	90
Figura 42: Histograma de residuos de calibración. Modelo transitorio 1967 -2001.....	90
Figura 43: Gráfico comparativo entre cargas observadas y simuladas para el periodo 2001. Modelo transitorio 1967 – 2001	91
Figura 44: mapa de isopiezas de capa 1 y 2 del modelo transitorio 2001 - 2019. (diciembre 2019).....	93
Figura 45: Hidrograma del Piezómetro OBS 61. observadas vs calculadas.....	94
Figura 46: Hidrograma del piezómetro OBS 11. Observadas vs calculadas.....	94
Figura 47: Hidrograma del piezómetro OBS 74. Observadas vs calculadas.....	94
Figura 48: Gráficos de cargas observadas vs calculadas. (2001 - 2019).....	95

Índice de tablas

Tabla 1. Temperaturas promedio del valle Virú 2001 - 2018 (C°)	18
Tabla 2. Humedad relativa promedio del valle Virú 2001 - 2018 (%)	18
Tabla 3. Precipitaciones promedio del valle Virú 2001 - 2018 (mm/mes)	19
Tabla 4. Evapotranspiración promedio del valle Virú 2001 - 2018 (mm/mes).....	20
Tabla 5. Persistencias de las descargas medias mensuales río Virú 1950 – 2014 (Hm ³ /año)	22
Tabla 6. Descargas medias río Santa – 2012	23
Tabla 7. Clasificación geológica del área de estudio	29
Tabla 8: Serie histórica de cultivos instalados en la Junta de Usuarios Virú 2006-2011....	33
Tabla 9: Resumen de usuarios y áreas por comisión de regantes de Virú (2010)	34
Tabla 10. Explotación histórica según sus usos del acuífero Virú, 1967-2011.....	36
Tabla 11. Cantidad de pozos según su tipo	38
Tabla 12. Cantidad de pozos según su estado de funcionamiento.....	39
Tabla 13. Parámetros físico – químicos del agua subterránea del valle Virú 1998	41
Tabla 14. Estimación de la recarga neta del acuífero a través del río Virú (Hm ³ /año)	43
Tabla 15: Volúmenes de evacuación de la red de drenaje - Valle Virú (2008).....	44
Tabla 16: Longitudes reales y teóricas de los drenes del valle Virú. Año de inventario (2007 - 2018).....	45
Tabla 17: Morfología de la napa freática y variación de niveles del valle Virú (1998).....	46
Tabla 18: Parámetros hidráulicos de entrada al modelo estacionario 1967.....	74
Tabla 19: Parámetros hidráulicos de entrada al modelo transitorio 1967 - 2001.	76
Tabla 20: Parámetros de entrada al modelo transitorio 2001 - 2019.....	77
Tabla 21: Niveles piezométricos de los pozos de observación del valle de Virú. (2001).....	79
Tabla 22: Registro estimaciones de caudales extraídos del sector del acuífero estudiado. (1967 - 2019).....	84
Tabla 23: resultados de conductividades hidráulicas estimadas en régimen estacionario 1967.....	86
Tabla 24: Balance hídrico del modelo estacionario 1967.....	87
Tabla 25: Comparativo entre valores estimados y teóricos para régimen estacionario 1967	88



Tabla 26: resultados de conductividades hidráulicas estimadas en el modelo transitorio 1967 - 2001	89
Tabla 27: Balance hídrico del modelo transitorio 1967 - 2001 para el periodo 35_paso 300	91
Tabla 28: resultados de conductividades hidráulicas estimadas en el modelo transitorio 2001 - 2019	92
Tabla 29: Balance hídrico con valores medios de flujo del modelo transitorio 2001 - 2019.	95

I. INTRODUCCIÓN

El área donde se desarrolla el estudio es el valle de Virú, zona agrícola tradicional del norte de Perú, ubicada en la parte baja de la cuenca del río Virú, en la región de La Libertad. Este valle cuenta con un clima generalmente cálido y seco, siendo un excelente lugar para el desarrollo de la agricultura, especialmente de los cultivos tradicionales como el maíz y la caña de azúcar. Sin embargo, debido a que el régimen del río Virú tiene las características típicas de las cuencas de la vertiente del pacífico peruano, es decir, sus estacionalidades de avenidas y estiaje generan periodos donde la disponibilidad de agua superficial no cubre la demanda de las áreas cultivadas, se hace necesaria la explotación de los recursos hídricos subterráneos.

Los primeros registros de explotación de los recursos hídricos subterráneos del valle Virú, que datan de 1969, indicaban extracciones cercanas a $39 \text{ Hm}^3/\text{año}$, los cuales para 1981 llegaron a su pico histórico de $78 \text{ Hm}^3/\text{año}$ aproximadamente, debido fundamentalmente al aumento del área agrícola y las variabilidades del río Virú.

Una vez alcanzada la frontera agrícola del valle, debido a la escasa disponibilidad hídrica, alrededor de 1985 se gesta el Proyecto Especial Chavimochic (PECH), que consiste en trasvasar las aguas del río Santa para poder ampliar los campos de cultivo en los valles de Chao, Virú, Moche y Chicama y garantizar el recurso hídrico en los campos ya existentes. Este proyecto tiene como consecuencia que el régimen de extracciones de agua subterránea tenga un descenso considerable desde la década de 1990 hasta inicios del 2010, debido al aumento de la oferta de agua superficial y su menor coste de explotación.

En la actualidad, debido principalmente al aumento del nivel freático y la salinización de los campos agrícolas, se está presentando un repunte en las extracciones de agua subterránea, que debería generar un balance adecuado para el correcto funcionamiento hidrológico del valle.

A la fecha, el valle de Virú cuenta con una red de piezometría de 314 pozos de observación generando información histórica desde el año 2001 hasta el 2018, con dos medidas al año, realizadas en los meses de febrero y octubre, que coinciden con las épocas de avenidas y estiajes del río.

Entendiendo el contexto histórico del valle, de sus juntas de usuarios, comisiones de regantes y externalidades propias de toda explotación agraria, este trabajo busca representar y analizar de forma concisa y acertada la realidad de las aguas subterráneas del valle Virú, rescatando los aciertos de estudios anteriores y aportando valor en determinados puntos que puedan ser mejorados.

1.1 Objetivo general

El objetivo general del presente trabajo es representar fielmente la realidad de las aguas subterráneas presentes en el Valle de Virú, departamento de La Libertad – Perú, mediante la implementación de un modelo numérico hidrogeológico en diferencias finitas, que permita simular y analizar el comportamiento del flujo.

1.2 Objetivos específicos

- a) Creación de un modelo numérico hidrogeológico en diferencias finitas que represente de forma certera las observaciones de piezometría de las que dispone el acuífero.
- b) Unificar la información de los estudios previos sobre el acuífero del valle de Virú.
- c) Conocer el comportamiento hidráulico de las aguas subterráneas en el valle de Virú.
- d) Comparar los resultados obtenidos con modelos hidrogeológicos numéricos previos.

1.3 Descripción del área de estudio

1.3.1 Ubicación política

Políticamente pertenece al distrito de Virú, provincia de Virú, Región de La Libertad.

1.3.2 Ubicación geográfica

El valle de Virú se ubica a 45 km al sur de la ciudad de Trujillo y a 445 Km al norte de la ciudad de Lima, capital del Perú.

1.3.3 Ubicación hidrográfica

Hidrográficamente, el sector estudiado del valle de Virú pertenece a la parte baja de la cuenca Virú y las intercuenas formadas con la cuenca del río Moche, al norte; la cuenca del río Chao o Huamanzaña, al sur; y la cuenca del río Santa, por el oeste.



Figura 1: Mapa de ubicación del área de estudio

Elaboración propia. Fuente: Imagen satelital de Google Earth.

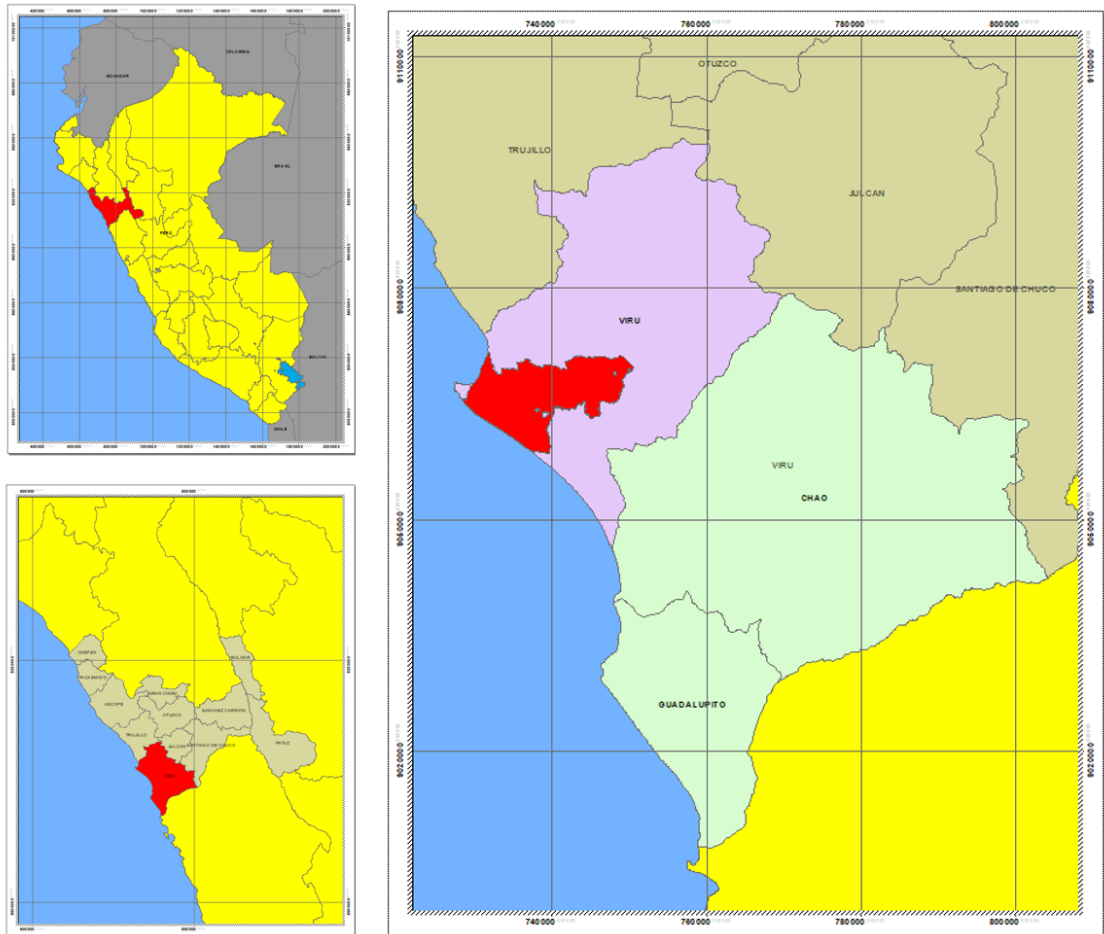


Figura 2: Ubicación política del área de estudio

Elaboración propia. Fuente: Geoservidor – Ministerio del ambiente de Perú.

II. CARACTERIZACIÓN DEL ÁREA DE ESTUDIO

2.1 Características climáticas

Para la caracterización climática del área de estudio empleamos los datos obtenidos por la estación meteorológica San José para el periodo 2001 – 2018 del PECH¹, ubicada en el campamento de trabajo del mismo nombre, al costado de la carretera panamericana, a una altitud de 97 m.s.n.m y en las coordenadas de latitud 08° 24' 79" S y longitud 78° 43' 49" W. Esta estación reporta los parámetros climáticos más representativos del valle de Virú y es empleada como un estándar por todas las comisiones de regantes existentes en la zona.

El valle tradicional del Virú se caracteriza por tener un clima cálido a seco, propio de las zonas costeras del norte de Perú. Estas zonas son, en general, terrenos áridos con valles propios de la vertiente hidrográfica del pacífico.

Las temperaturas máximas, como muestra la **Figura 3** y **Tabla 1**, se presentan en los primeros meses del año; desde enero a abril, que coincide con el verano austral y tienen una variación entre los 20 y 30° C. En general, las temperaturas del resto del año rondan por los 19.5 °C.

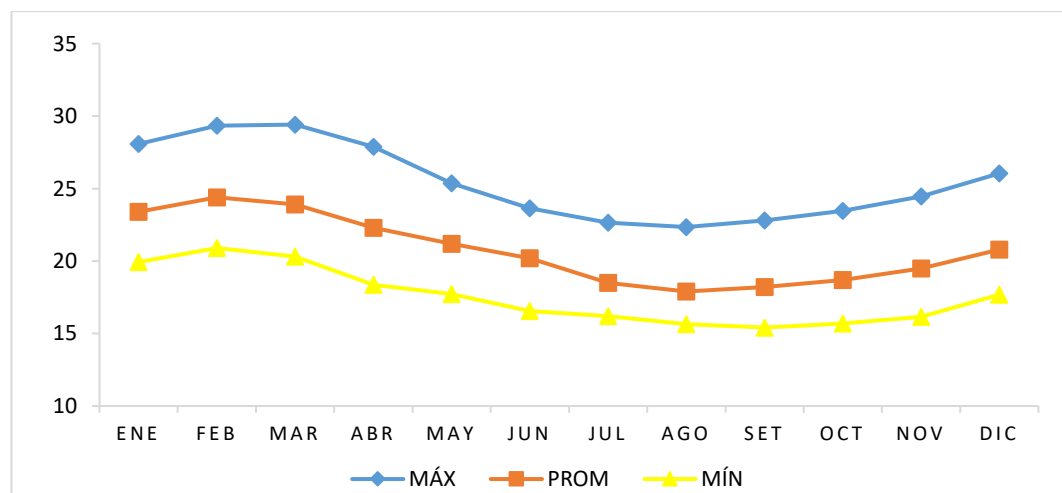


Figura 3. Temperaturas promedio del valle Virú 2001 - 2018 (°C)

Elaboración propia. Fuente: Estación Meteorológica San José del Proyecto Especial Chavimochic

¹ Información no pública. Entregada por el Proyecto Especial Chavimochic al autor del presente TFM mediante solicitud especial.

Tabla 1. Temperaturas promedio del valle Virú 2001 - 2018 (°C)

MES	ENE	FEB	MAR	ABR	MAY	JUN	JUL	AGO	SET	OCT	NOV	DIC
MÁX	28.08	29.34	29.42	27.88	25.36	23.64	22.64	22.35	22.81	23.46	24.45	26.04
PROM	23.40	24.40	23.90	22.30	21.20	20.20	18.50	17.90	18.20	18.70	19.50	20.80
MÍN	19.92	20.90	20.32	18.36	17.73	16.55	16.20	15.64	15.41	15.70	16.17	17.68

Elaboración propia. Fuente: Estación Meteorológica San José del Proyecto Especial Chavimochic.

La humedad relativa oscila entre 75% y 81% como promedio anual, presentando valores máximos en los meses de mayo a septiembre, coincidiendo con el otoño e invierno australes. En la estación de verano se registran los menores valores, llegando hasta el 74% de media, tal como muestra la **Figura 4** y **Tabla 2**.

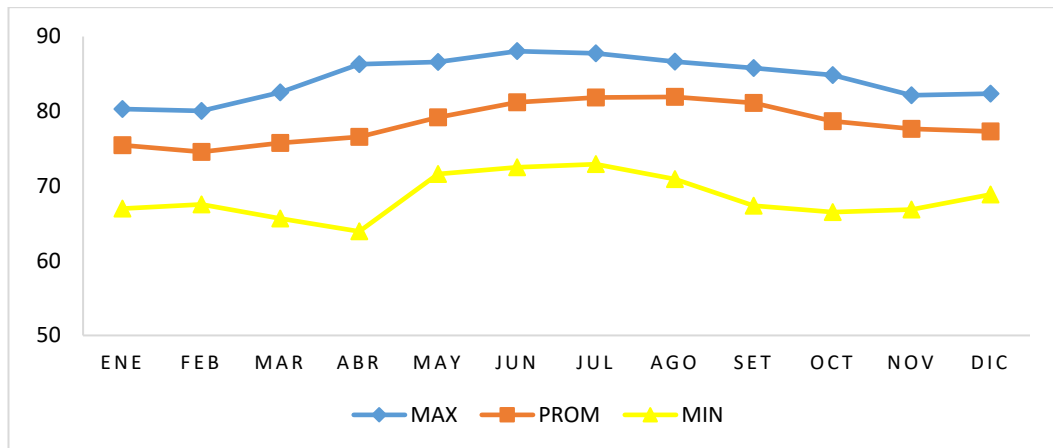


Figura 4. Humedad relativa promedio del valle Virú 2001 - 2018 (%)

Elaboración propia. Fuente: Estación Meteorológica San José del Proyecto Especial Chavimochic

Tabla 2. Humedad relativa promedio del valle Virú 2001 - 2018 (%)

AÑOS	ENE	FEB	MAR	ABR	MAY	JUN	JUL	AGO	SET	OCT	NOV	DIC
MAX	80.30	80.05	82.51	86.32	86.61	88.04	87.74	86.62	85.80	84.83	82.16	82.34
PROM	75.47	74.56	75.74	76.57	79.19	81.18	81.85	81.92	81.13	78.67	77.65	77.31
MIN	66.96	67.52	65.66	63.92	71.62	72.52	72.92	70.91	67.35	66.51	66.86	68.87

Elaboración propia. Fuente: Estación Meteorológica San José del Proyecto Especial Chavimochic

La precipitación en el área de estudio, que corresponde a la parte baja de la cuenca Virú es la típica de las zonas semiáridas del norte de Perú, presentando bajas tasas

de lluvia. La precipitación promedio es de 14 mm/año, alcanzando su máximo en los meses de enero a marzo con un promedio mensual de 2.83 mm y el resto del año un valor mensual promedio de 0.62 mm. Sin embargo, también se observan meses en los cuales la precipitación ha sido nula.

Los valores máximos hacen referencia a fenómenos extremos como el Fenómeno del Niño Costero de 2017, donde aumentaron las precipitaciones en el país, generando inundaciones en diferentes zonas costeras. Analizando la **Figura 5** y **Tabla 3** observamos que en general la parte baja de la cuenca Virú presenta una baja producción hídrica y es abastecido por la parte alta de la cuenca.

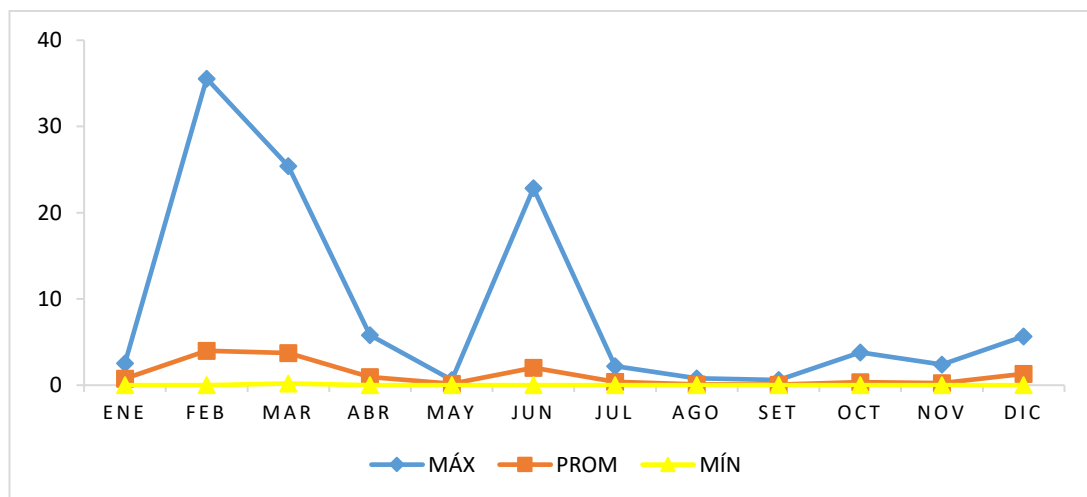


Figura 5. Precipitaciones promedio del valle Virú 2001 - 2018 (mm/mes)
Elaboración propia. Fuente: Estación Meteorológica San José del Proyecto Especial Chavimochic

Tabla 3. Precipitaciones promedio del valle Virú 2001 - 2018 (mm/mes)

AÑOS	ENE	FEB	MAR	ABR	MAY	JUN	JUL	AGO	SET	OCT	NOV	DIC
MÁX	2.54	35.56	25.40	5.80	0.60	22.86	2.20	0.80	0.60	3.80	2.40	5.66
PROM	0.75	3.99	3.75	0.93	0.16	2.03	0.39	0.10	0.07	0.34	0.25	1.33
MÍN	0.00	0.00	0.20	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00

Elaboración propia. Fuente: Estación Meteorológica San José del Proyecto Especial Chavimochic

Por otro lado, como reporta la **Figura 6** y la **Tabla 4**, la evapotranspiración reportada por la estación meteorológica fluctúa entre 70 y 124 mm, con un promedio anual de 1,171 mm, valor muy superior si comparamos con la

precipitación de la zona. Las mayores tasas de evapotranspiración se presentan en los meses de verano (enero – marzo).

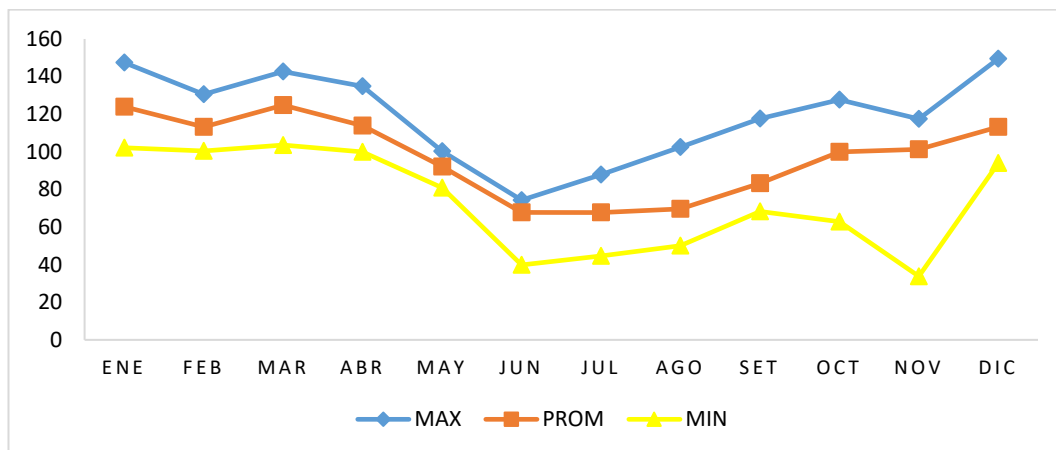


Figura 6. Evapotranspiración promedio del valle Virú 2001 - 2018 (mm/mes)

Elaboración propia. Fuente: Estación Meteorológica San José del Proyecto Especial Chavimochic

Tabla 4. Evapotranspiración promedio del valle Virú 2001 - 2018 (mm/mes)

AÑOS	ENE	FEB	MAR	ABR	MAY	JUN	JUL	AGO	SET	OCT	NOV	DIC
MAX	147.40	130.50	142.60	134.90	100.30	74.30	87.80	102.50	117.60	127.70	117.50	149.50
PROM	124.00	113.20	124.80	113.90	92.10	67.80	67.70	69.70	83.20	100.00	101.30	113.30
MIN	102.10	100.40	103.60	100.00	80.90	39.80	44.60	50.10	68.20	62.90	33.80	94.00

Elaboración propia. Fuente: Estación Meteorológica San José del Proyecto Especial Chavimochic

2.2 Hidrología superficial

El análisis de la hidrología superficial del valle de Virú, debe considerar su estrecha relación con la implementación del PECH, que modifica en gran medida el régimen natural de este valle. En primer lugar, se debe considerar la alteración por el trasvase de las aguas del río Santa, que son utilizadas para ampliar la frontera agrícola y generar energía eléctrica en la estación San José. Estas aguas después de utilizadas, son vertidas al cauce del río Virú. En ese sentido, es necesario diferenciar entre el recurso hídrico superficial propio del valle (Cuenca Virú) y el recurso hídrico superficial externo (Cuenca Río Santa).

- ***Cuenca río Virú***

La cuenca del río Virú nace, de dos fuentes; por un lado, de las lagunas Usgón, Brava y Negra ubicadas en las faldas del cerro Pelón Chico, que en su escurrimiento forman el río Huacapongo y por el otro de las precipitaciones estacionales que se presentan en los cerros Los Colorados y Guitarras, que forman al río Salinas; en la confluencia de estos dos ríos se forma el río Virú a la altura de la ex hacienda Tomabal.

La cuenca está constituida por un área de drenaje total de 2052 Km², de los cuales el 53% corresponde a la denominada “cuenca húmeda”. El régimen de descargas es irregular y torrentoso, volviéndose deficitario por momentos para el desarrollo de la actividad agrícola del valle, conllevando problemas para la agricultura local (Iglesias León, 2012).

Las descargas del río Virú fueron registradas en la estación Huacapongo hasta el año 1998 y después fueron registradas en el cruce del sifón Virú. Según el estudio de Iglesias (2012), lo registrados de la estación Huacapongo sobre las descargas diarias para el periodo 1931 – 1970 fueron en promedio 125.29 Hm³/año, equivalente a un caudal de 3.97 m³/s. Para este periodo, la descarga máxima diaria registrada fue de 384 m³/s y la mínima cero, con un rendimiento medio anual de la cuenca húmeda estimado en 159,596 m³/Km².

De acuerdo a la actualización del balance hídrico del valle, realizado por Cabrera (2015), donde se presenta el registro histórico de descargas medias mensuales y la masa media mensual para el periodo 1950 – 2014, se obtiene un promedio del caudal del río de 102 Hm³/año. Realizando el análisis de persistencia para las descargas del río Virú, se determina que para un 75% de persistencia tenemos una masa de 22.94 Hm³/año.

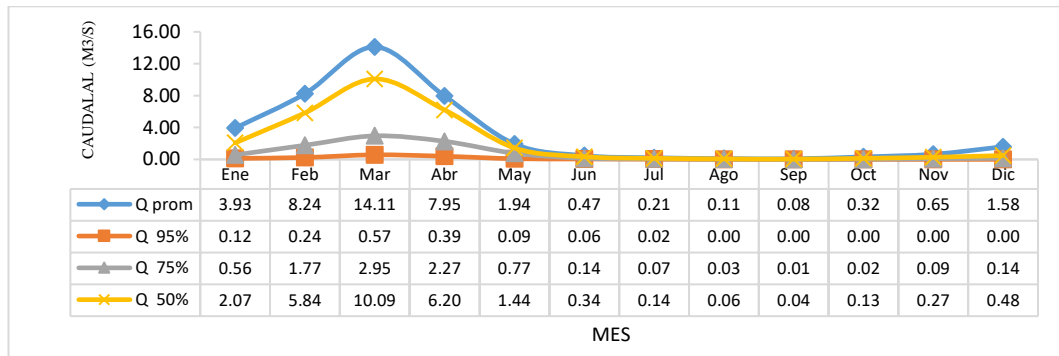


Figura 7. Hidrograma de persistencias – caudales río Virú Estación Huacapongo y sifón Virú 1950 – 2014 (m^3/s)

Fuente: Proyecto Especial Chavimochic

Tabla 5. Persistencias de las descargas medias mensuales río Virú 1950 – 2014 ($Hm^3/año$)

PERSIST	Ene	Feb	Mar	Abr	May	Jun	Jul	Ago	Sep	Oct	Nov	Dic	TOTAL
MMC 95%	0.33	0.58	1.53	1.02	0.23	0.14	0.06	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	3.90
MMC 75%	1.50	4.29	7.90	5.87	2.07	0.36	0.18	0.09	0.04	0.05	0.23	0.36	22.94
MMC 50%	5.55	14.42	27.04	16.08	3.84	0.87	0.36	0.17	0.10	0.36	0.70	1.29	70.77
MMC 25%	13.28	27.11	45.08	29.73	6.88	1.53	0.77	0.37	0.28	1.06	2.24	6.81	135.14

Fuente: Proyecto Especial Chavimochic²

- **Cuenca río Santa**

El río Santa nace en la laguna Aguash, que se encuentra ubicada en la zona sureste del callejón de Huaylas a una altitud de 3,944 msnm. La superficie de la cuenca húmeda colectora es de 10,200 Km², que equivale al 83% del área total de la cuenca. El relieve de la cuenca es accidentado, similar a los otros ríos de la costa, con una hoya hidrográfica alargada, con profundidad considerable, severas pendientes y de relieve agreste y escarpado (Iglesias León, 2012).

Las descargas medias registradas en la estación Condorcerro, ubicada a 4 Km aguas debajo del puente Chuquicara, son los siguientes:

² El concepto de persistencia puede entenderse como el complemento del percentil. Es decir que para una persistencia del 95%, estamos refiriéndonos al percentil 5%. Un término muy utilizado en los informes en Perú.

Tabla 6. Descargas medias río Santa – 2012

PERSISTENCIA	CAUDAL m ³ /s	VOLUMEN Hm ³
Promedio	140	4,382
75%	113	3,095
90%	96	2,497

Fuente: Proyecto Especial Chavimochic

- **Descargas del río Santa**

Es importante señalar que de acuerdo al balance hídrico del río Santa se realiza un reparto del recurso hídrico según las necesidades de los proyectos PECH y Chinecas, bajo el criterio de reparto de 45% - 55%, después de descontar el caudal ecológico del río Santa. Para el periodo de estiaje esta relación se reduce a 31% - 69%.

Todo lo antes mencionado se entiende en el contexto de la infraestructura hidráulica del valle de Virú, que está conformada por 17 tomas de captación, con 15 permanentes y 2 semipermanentes, las primeras de hormigón y compuertas metálicas y las segundas completamente rústicas. Toda esta infraestructura se complementa con 185.40 Km de canales principales, en su totalidad sin revestir. (Iglesias León, 2012)

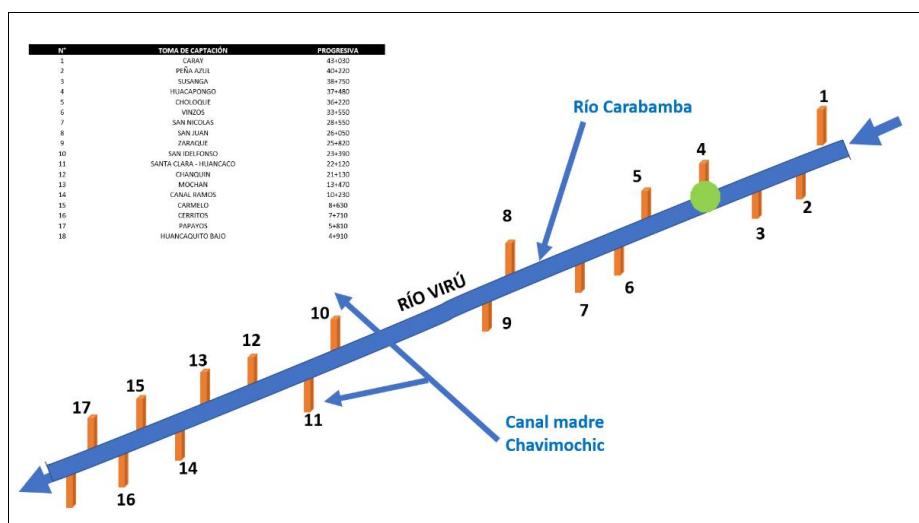


Figura 8. Esquema hidráulico del valle Virú. Tomas de captación

Fuente: Proyecto Especial Chavimochic

2.3 Geomorfología

La geomorfología presente en el valle de Virú está afectada por los diferentes eventos tectónicos que han sucedido sobre las formaciones mesozoicas, que fueron responsables de la topografía de la zona hasta el pleistoceno. Además, la evolución geomorfológica se desarrolló debido a presencia de agentes geomórficos como son el agua, la acción marina, el viento, etc; que dan como resultado la topografía actual del valle (Programa Nacional de Drenaje y Recuperación de Tierras, 1990)

2.3.1 Unidades geomorfológicas

Los informes del Servicio de Geología y Minería (SGM), del Programa Nacional de Drenaje y Recuperación de Tierras (Pronadret), y las cartas geomorfológicas actualizadas proporcionadas por el Instituto Nacional de Geología y Metalurgia (INGEMMET), señalan dentro del área de estudios dos unidades bien definidas:

- *Llanura costanera*

Esta unidad está presente en forma paralela al litoral y se extiende desde el nivel marino hasta los 400 m.s.n.m. aproximadamente. Se distingue con claridad un relieve generalmente plano, con una leve inclinación hacia el suroeste, teniendo un pendiente promedio de 2%.

Este relieve se encuentra limitado por los cerros que forman los afloramientos volcánico-sedimentarios de la formación Casma y las rocas intrusivas del batolito. Estos afloramientos constituyen la caja de recepción del relleno fluvio-aluvial, que forman el acuífero en el sector de estudio. (Programa Nacional de Drenaje y Recuperación de Tierras, 1990).

La llanura costera está compuesta por terrazas fluvio-aluviales, abanicos aluviales, dunas, terrazas marinas y mantos de arena. Los depósitos actuales y los depósitos del cuaternario reciente a medio representan el material de relleno en el área de estudio. Desde el punto de vista litológico la composición de la llanura costanera está integrada por cantos rodados, gravas, arenas, arcillas y limos (Cossio & Jaén, 1967)

- ***Flanco disectado de los Andes***

Esta unidad geomorfológica se extiende entre las pampas costaneras y el borde altiplano, desde los 200 m.s.n.m. hasta casi los 3,500 m.s.n.m.. Está conformada por rocas volcánicas y sedimentarias con edades que van desde el jurásico hasta el terciario inferior, y con rocas intrusivas del batolito andino (Cossio & Jaén, 1967).

Esta unidad se caracteriza por pendientes fuertes y por encontrarse en su mayoría disectada por numerosos valles profundos que recorren generalmente de noreste a sureste. Todos los valles son jóvenes con secciones transversales en V, pisos estrechos. En los tramos inferiores, en referencia a las pampas costaneras toman una gran amplitud y en los cauces fluviales tienen moderada pendiente. (Programa Nacional de Drenaje y Recuperación de Tierras, 1990)

2.3.2 Agentes modeladores

Respecto a los agentes con capacidad modeladora del paisaje, el agua y el viento han desempeñado un rol principal en la conformación del relieve actual del área de estudio. Las aguas provenientes del deshielo de los glaciares han sido los principales responsables del socavamiento de los valles actuales como el Chicama, Moche y Virú. La socavación continúa hasta la actualidad, generalmente por las aguas meteóricas que se colectan en las partes altas del flanco andino. Los productos del proceso de erosión han sido transportados y depositados en forma de terrazas y abanicos aluviales.

Asimismo, las lluvias copiosas que se generan en la región costanera después de largos periodos de sequía originan grandes torrentes que descienden por las diferentes quebradas, cuyos nacientes se encuentran entre los 1,000 y 2,000 metros de altitud. Los materiales transportados por dichos torrentes se han acumulado en las planicies bajas en formas de abanicos en sus salidas a la planicie costanera (Cossio & Jaén, 1967).

El viento por su parte se manifiesta formando oquedades, redondeamientos y superficies pulidas que presentan los afloramientos rocosos de las llanuras costeras. Las acumulaciones eólicas, mantos de arena y dunas, se encuentran distribuidas en la planicie de la costa, y generalmente se observan hasta altitudes de 1,000 metros.

2.4 Geología

La geología de la cuenca del río Virú en sus orígenes constituyó probablemente una gran cuenca de sedimentación, la cual ha sido escenario de sucesivos hundimientos y emersiones a través de la historia geológica, lo que ha facilitado la deposición y acumulación de sedimentos de facies marinas y continentales. Las rocas que se observan en el área de estudio son sedimentarias, metamórficas e ígneas. Las rocas sedimentarias están representadas por calizas, lutitas y areniscas; las rocas metamórficas principales son la cuarcita y las rocas ígneas están constituidas por intrusiones de composición granitoide del batolito e intrusiones menores como stocks y diques, por efusiones volcánicas que han cubierto parcial o totalmente estructuras y rocas con mayor antigüedad. Estas rocas tienen una edad que comprende desde el jurásico superior hasta el cuaternario reciente. (Oficina Nacional de Evaluación de Recursos Naturales, 1973)

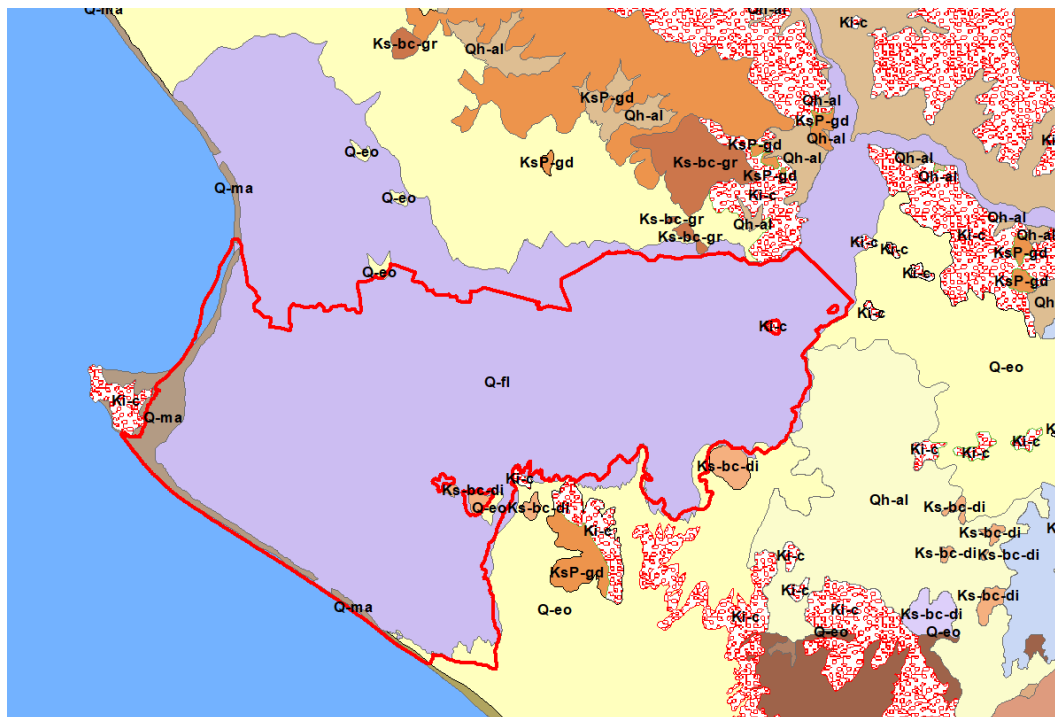


Figura 9: Mapa geológico del área de estudio

Elaboración propia. Fuente: Geocatmin – Instituto Geológico, Minero y Metalúrgico del Perú – INGEMMET.

Aunque por lo general, no se requiere de un conocimiento tan profundo ni detallado sobre las características geológicas de una zona de estudio para poder realizar un estudio hidrogeológico, debido a que no se trata de conocer la estratigrafía de la

zona ni de las capas de un metro o menos de espesor, es fundamental conocer los rasgos geológicos más importantes como estructura, litología, etc. bien definidos para poder desarrollar un análisis adecuado. (Custodio & Llamas, 1983), dado que existirán problemas y escenarios que impliquen utilizar mayor precisión geológica. Si ese fuera el caso, consideraremos en el análisis las cartas nacionales del cuadrante Salaverry – 17 f a escala 1: 100 000, a la del subcuadrante 17f-3 a escala 1:50 000 y a los estudios posteriormente citados para definir las unidades litoestratigráficas presentes en el área de estudio.

2.4.1 Rocas intrusivas

- ***Diorita (Ks-bc-di)***

Formaciones propias del batolito de la costa, forman cuerpos de gran tamaño, alargados y circulares. Se encuentran en la parte sureste del valle en los cerros Las Piñas y el cerro Bitín.

- ***Granito (Ks-bc-gr)***

Ubicados al norte del valle y a la margen derecha del río Virú, forman los cerros Queneto, Las Lomas y El Niño, atravesando las formaciones sedimentarias y volcano sedimentarias existentes.

- ***Granodiorita (KsP-gd)***

Formaciones ubicadas al sur de valle y a la margen izquierda del río Virú cortando la pampa de Huancaquito y Compositán. Cuerpos de gran tamaño denominados stocks.

Desde el punto de vista hidrogeológico estas formaciones son consideradas impermeables y conforman los límites laterales del acuífero aluvial.

2.4.2 Rocas metamórficas

Se menciona en la bibliografía consultada (Pronadret,1989; Iglesias,2012) la presencia de materiales metamórficos como la cuarcita, aunque dentro de las subdivisiones reportadas en las cartas nacionales no aparece una categoría independiente como tal. Se hace mención para futuras estudios.

2.4.3 Rocas volcano sedimentarias

- **Formación Casma (Ki-c)**

Esta formación que comprende la edad jurásica y el cretáceo superior, presenta una distribución amplia en el área de estudio. Aflora en la zona noreste, en los cerros de Las Lomas, Tomabal, San Nicolás y en la zona sur, en los cerros Carretera y Huarpe.

Es una formación de secuencia volcánica-sedimentaria, conformada por piroclastos, derrames andesíticos y riolíticos, los que también se encuentran instruidos por cuerpos de diorita y granodiorita que han producido alteraciones metamórficas.

En los cerros Aragacoa, Las Salinas y El Chino, esta formación entra en contacto con rocas intrusivas. Según su petrología estas rocas son impermeables por su constitución lítica.

- **Depósitos eólicos (Q- eo)**

Son acumulaciones de arena transportadas por el viento y que forman las pampas costaneras y se asientan también en las laderas de los cerros. Estas arenas forman depósitos no consolidados de espesor variable que puede alcanzar los 5 metros. Litológicamente están conformados por arenas cuarzosas de grano fino a medio. No presentan mayor interés desde el punto de vista hidrogeológico.

- **Depósitos fluviales (Q- fl)**

Componen las terrazas de los cauces principales de los ríos. Litológicamente están compuestos por arenas, gravas y bloques subredondeados a redondeados como muy poco porcentaje de materiales finos, que son transportados por el río y las quebradas. Suelen tener un espesor máximo de 5 metros y poseen una elevada permeabilidad, la cual favorece a la recarga del acuífero.

- **Depósitos aluviales (Qh-al)**

Esta formación ocupa la mayor parte de la planicie del valle y tiene una localización mayormente horizontal. En ella se desarrolla las actividades de agricultura del valle y los terrenos de cultivos son sometidos a la irrigación.

El depósito aluvial está constituido por gravas, cantos rodados, arenas y arcillas; las gravas están compuestas de materiales subangulosos y subredondeados que se presentan en mayor número cerca a los lechos actuales. Dado su volumen, su composición litológica, sus propiedades hidráulicas y su distribución en el valle de Virú, el depósito aluvial es considerado el más idóneo e importante para el almacenamiento y flujo de las aguas subterráneas.

- **Depósito marino (Q-ma)**

Generan las playas a lo largo del litoral a través de la formación de terrazas marinas de forma escalonada, que pueden llegar a extenderse hasta un kilómetro tierra adentro. Conformado por arenas cuarzosas de grano fino a grueso con limos semiconsolidados. Este depósito no es relevante desde el punto de vista hidrogeológico debido a su cercanía al mar para la obtención de agua de buena calidad.

Tabla 7. Clasificación geológica del área de estudio

ERA	SISTEMA	SERIE	LITOLOGIA	SIMBOLO	TIPO DE ROCA
Cenozoico	Cuaternario	Holoceno	Depósito eólico	Q-eo	Sedimentaria
Cenozoico	Cuaternario	Holoceno	Depósito fluvial	Q-fl	Sedimentaria
Cenozoico	Cuaternario	Holoceno	Depósito aluvial	Qh-al	Sedimentaria
Cenozoico	Cuaternario	Pleistoceno	Depósito marino	Q-ma	Sedimentaria
Mesozoico	Cretácico	Inferior	Grupo Casma	Ki-c	Sedimentaria
-	-	-	Diorita	Ks-bc-di	Intrusivas
-	-	-	Granito	Ks-bc-gr	Intrusivas
-	-	-	Granodiorita	KsP-gd	Intrusivas

Fuente: Carta geológica 17f – Geocatmin. Instituto Geológico, Minero y Metalúrgico del Perú.

2.5 Hidrogeología

El acuífero del valle de Virú está compuesto por dos secciones bien diferenciadas en propiedades geométricas e hidráulicas. La primera está comprendida desde Tomabal hacia el litoral, con una forma cónica que va ganando anchura desde el sector Zaraque hasta el mar y la segunda desde Tomabal hacia aguas arriba del valle, con una forma alargada y angosta.

El acuífero del valle abarca una extensión aproximada de 15,000 Ha, con un ancho variable, de 2 km en la cabecera del valle y unos 10 km en la parte media del mismo.

Nuestra área de estudio abarca la sección del acuífero comprendido desde el canal madre de Chavimochic hasta el litoral. En el sector Susanga y Tomabal el ancho promedio del abanico aluvial es de 2000 metros, llegando a ser de 3500 metros en el sector San Juan, Zaraque y La Gloria, para finalmente alcanzar casi los 21,000 metros en las proximidades del litoral.

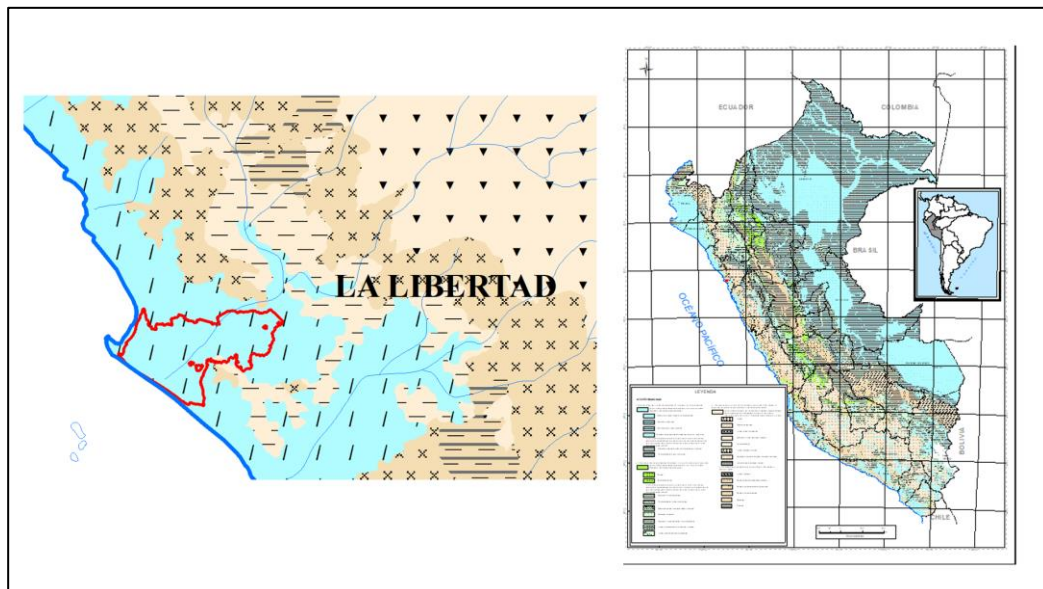


Figura 10: Mapa hidrogeológico del área de estudio

Elaboración propia. Fuente: Mapa hidrogeológico del Perú. Geocatmin. Instituto Geológico, Minero y Metalúrgico del Perú.

La conformación del acuífero es básicamente de materiales aluviales, propios del cuaternario reciente. Este depósito aluvial está compuesto por bloques, cantos, gravas, guijarros, arenas, limos y arcillas entremezclados en diferentes configuraciones generando horizontes de espesores variables, de presencia vertical



alternada. El acuífero se encuentra limitado por masas rocosas, que afloran en el noreste del valle, por la margen izquierda del río están los cerros Bitín, Chuquil, Compositán, Carretero y Huarpe; mientras que por la margen derecha se encuentran los cerros Queneto, Las Lomas, Tomabal y Huacapongo (Iglesias León, 2012).

El primer estudio geofísico realizado por Tahal (1967), menciona que el relleno aluvial va aumentando en forma progresiva desde la parte alta del valle hacia el centro del mismo, con un espesor medio de 60 metros al sur de la hacienda Tomabal, hasta los 250 metros en las cercanías de la carretera panamericana, al este de la ciudad de Virú. Desde la hacienda Tomabal hasta el litoral hay aproximadamente 11 km de distancia, en donde se observa una uniformidad en el espesor, variando entre los 200 y 230 metros.

Individualmente de estas tendencias, el relleno aluvial se va reduciendo en dirección a los cerros marginales que se encuentran alrededor del valle. El relleno aluvial se soporta sobre el basamento rocoso y va a variar en espesor según sea la diferencia entre el techo del basamento y la superficie del terreno. Además, Tahal menciona que en el valle de Virú tenemos un acuífero somero, explotado principalmente en la zona sur de la carretera panamericana y con pozos de rendimiento alto de hasta 300 m³/h. (Tahal Consulting Engineers, 1969)

El acuífero del valle Virú es libre o superficial, donde se logra diferenciar claramente dos estratos bien definidos; un estrato superior formado por material grueso permeable, con resultados de resistividad eléctrica entre los 40 y 80 ohm-m, principalmente, compuesto de cantos rodados, gravas, guijarros y arena, siendo intercalados por arcillas, posee un espesor promedio que ronda los 30 a 50 metros y es considerado el acuífero explotable por tener unas características hidrogeológicas muy favorables. Por su parte, el horizonte inferior presenta una granulometría fina, con resistividades bajas entre los 4 a 30 ohm-m., debido a tener estratos arcillosos de baja permeabilidad. El espesor de este horizonte oscila alrededor de los 200 metros. (Programa Nacional de Drenaje y Recuperación de Tierras, 1990)

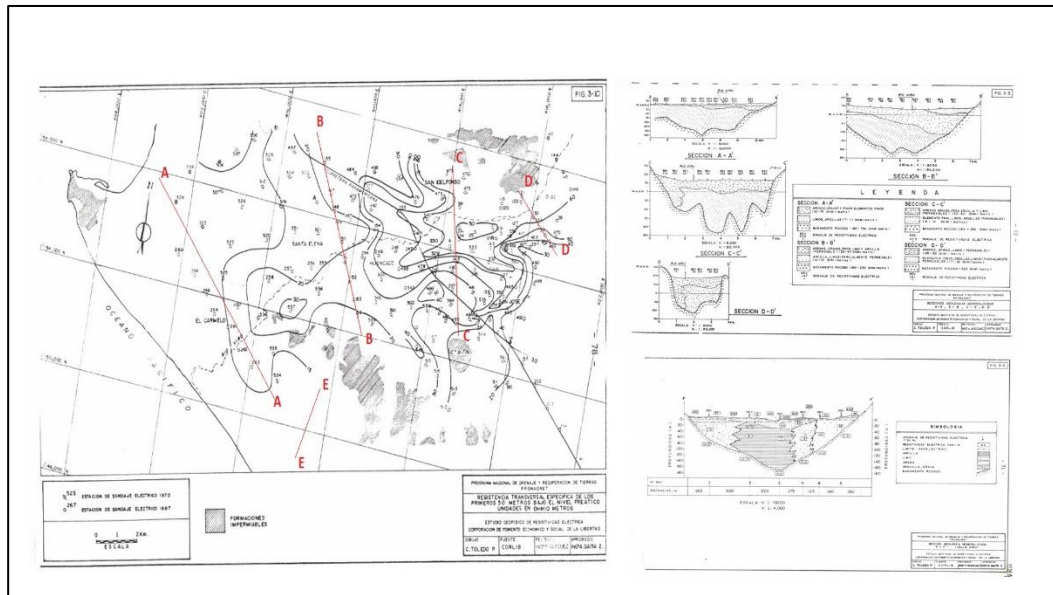


Figura 11: Cortes y secciones geológicas del valle de Virú

Fuente: Trabajo geofísico elaborado por Tahal Consulting (1967).

2.6 Actividad agrícola

La agricultura en el valle de Virú ha sido la principal actividad económica y productiva del valle. En la actualidad, con el trasvase de las aguas del río Santa se ha podido garantizar la demanda para los cultivos que se producen, aunque esto genera una disminución en el uso de aguas subterráneas. Los métodos de riego principales en el valle son por surcos, melgas, pozas y goteo, siendo este último implementado desde inicios de 2010 para generar la reconversión técnica de las irrigaciones. Los cultivos históricos trabajados en el valle son el maíz, la caña de azúcar, espárrago y los frutales; en la actualidad estamos teniendo un especial interés en los cultivos de agroexportación. Se puede observar en la **Tabla 8** como han ido evolucionando las áreas de siembra de los principales cultivos en el valle.

**Tabla 8: Serie histórica de cultivos instalados en la Junta de Usuarios Virú
2006-2011**

CULTIVOS	TOTAL EJECUTADO Y/O PROGRAMADO						
	2006-07	2007-08	2008-09	2009-10	2010-11	Promedio 2006-2011	% área cultivada
Caña de azúcar	2,820	3,371	2,977	3,281	3,135	3,117	29%
Espárrago	763	1023	1298	940	937	992	9%
Alcachofa	535	368	266	255	0	285	3%
Frutales	224	219	261	305	256	253	2%
Alfalfa/pastos	26	111	258	125	86	121	1%
Maíz amarillo duro	3,652	3,347	5,108	6,651	5,476	4,847	45%
Marigold	283	173	0	0	0	91	1%
Menestras	170	443	0	267	153	207	2%
Hortalizas	11	105	199	140	300	151	1%
Aja	111	24	228	0	41	81	1%
Otros	687	188	237	639	1294	609	6%
TOTAL	9,281	9,371	10,830	12,604	11,678	10,753	100%

Fuente: Proyecto Especial Chavimochic

La superficie del valle era 13,158.08 Ha, en el 2012, siendo 12 973.21 Ha de cultivos, en el área restante se engloban las áreas de descanso, con problemas de filtración, salinidad o mal drenaje. Para ese año la demanda bruta para abastecer los 12 973 Ha fue de 153.15 Hm³/año. (Iglesias León, 2012)

El valle de Virú está dividido en 13 comisiones de regantes que se encargan de captar el agua desde las tomas y llevarlas hasta las parcelas de los agricultores. Mencionamos su extensión de influencia y su ubicación, pues en este trabajo se menciona información relevante a estas asociaciones.



Figura 12: Ubicación de las comisiones de regantes del valle de Virú
Elaboración propia con imagen satelital de Google Earth.

Tabla 9: Resumen de usuarios y áreas por comisión de regantes de Virú (2010)

COMISIÓN DE REGANTES	PREDIOS	USUARIOS	TOTAL	ÁREAS (HA)		
				BAJO RIEGO	LICENCIA	PERMISO
Canal Ramos	317	186	1043	1029	1024	5
El Carmelo	225	129	1304	1260	1241	19
El Cerrito	154	98	377	377	377	0
El Choloque	245	193	613	609	609	0
Huacapongo	181	128	552	552	552	0
Huancaco	524	360	1537	1531	1531	0
Huancaquito Bajo	194	103	444	442	442	0
Queneto	56	35	130	130	130	0
San Idelfonso	248	140	964	952	952	0
Santa Clara	810	585	1462	1449	1449	0
Santa Elena	704	429	2895	2834	2818	16
Toma Los Papayos	92	60	416	397	397	0
Zaraqe	149	71	312	312	0	312
TOTAL	3899	2517	12049	11874	11522	352

Fuente: Iglesias (2012), con información de PECH (2010).

2.7 Explotación de aguas subterráneas

Los registros históricos de explotación del acuífero Virú inician con los primeros estudios de la geofísica del valle Virú, Moche y Chao. Entre los años 1966 y 1967 la empresa de consultoría israelí Tahal Engineers, realiza un estudio sobre un

programa de desarrollo para pequeños proyectos de riego en la margen izquierda del río Virú, entre la hacienda Tomabal y la carretera Panamericana. En este informe estiman que el volumen explotado de aguas subterráneas del acuífero Virú, para esa fecha es de 39 Hm³/año.

En 1973, la Oficina Nacional de Evaluación de Recursos Naturales (ONERN) realiza un inventario de pozos, obteniendo un volumen de explotación de 48.5 Hm³/año, en 573 pozos inventariados. Del total es estos pozos se destina el 98.8% para el uso agrícola, el 1.1% para el uso industrial y el 0.1% al uso doméstico.

En 1981, la Corporación Peruana de Ingeniería (CORPEI) hace una actualización de los estudios en el ámbito del PECH y determina que para ese año se ha generado una explotación de 77.68 Hm³/año, que equivale a 2.46 m³/s de caudal continuo, representando la agricultura la actividad con mayor demanda, igual a 74.65 Hm³/año, seguida por el uso pecuario con 2.82 Hm³/año.

Para 1987, el Programa Nacional de Drenaje y Recuperación de Tierra (PRONADRET) realiza un estudio del comportamiento de los niveles freáticos del valle Virú determinando un volumen de explotación de 71.4 Hm³/año, en 744 pozos utilizados. De este total de agua explotada, 56.3 Hm³/año corresponde a pozos de tajo abierto y 15.1 Hm³/año a los pozos tubulares.

En 1999, el Instituto Nacional de Recursos Naturales (INRENA) estima mediante su inventario para 1998 que el volumen explotado del acuífero a través de pozos alcanza los 10.12 Hm³/año, que equivale a 0.34 m³/s de caudal continuo de explotación. Referente a la explotación según sus usos, tenemos que el agrícola corresponde el 60.84% equivalente a 6.1 Hm³/año, el uso doméstico el 35.49% (3.6 Hm³/año) y el uso pecuario el 3.67% (0.3Hm³/año). Si clasificamos la explotación del acuífero en función al tipo de pozo, los tubulares explotan 7.74 Hm³/año y los de tajo abierto 2.16 Hm³/año.

Con la actualización de inventario realizado en cooperación ANA – PECH para el 2011, el número de pozos utilizados es de 1019 y el volumen total de explotación es de 17.01 Hm³/año, que equivale a 0.54 m³/s de caudal continuo. De todo este volumen, el uso agrícola consume 14.34 Hm³/año y el uso doméstico el 2.56

Hm³/año. Según la extracción por tipo de pozos, los tubulares extraen 14.93 Hm³/año, los de tajo abierto extraen 1.75 Hm³/año y los mixtos 0.32 Hm³/año.

Tabla 10. Explotación histórica según sus usos del acuífero Virú, 1967-2011

AÑO	AGRÍCOLA		PECUARIO		DOMÉSTICO		INDUSTRIAL		TOTAL
	Hm ³ /año	%	Hm ³ /año	%	Hm ³ /año	%	Hm ³ /año	%	
1967	-		-	-	-	-	-	-	39.00
1973	47.92	98.81	0.00	0.00	0.03	0.07	0.54	1.12	48.50
1981	74.66	96.11	2.83	3.64	0.19	0.25	0.00	0.00	77.68
1987	70.02	98.02	0.10	0.14	1.32	1.84	0.00	0.00	71.44
1998	6.15	60.89	0.37	3.66	3.58	35.45	0.00	0.00	10.10
2011	14.34	84.25	0.05	0.31	2.56	15.07	0.06	0.37	17.02

Fuente: Tahal (1967), Onern (1973), Corpei (1981), Pronadret (1987), Inrena (1999), ANA – PECH (2011)

En la **Figura 13** se observa la extracción del agua subterránea en el valle Virú ha disminuido considerablemente, de tener valores de 77.68 Hm³/año en 1981 hasta los 17.02 Hm³/año en 2011. Todo esto, debido principalmente a la utilización de las aguas trasvasas del río Santa en el marco del sistema de irrigación Chavimochic.

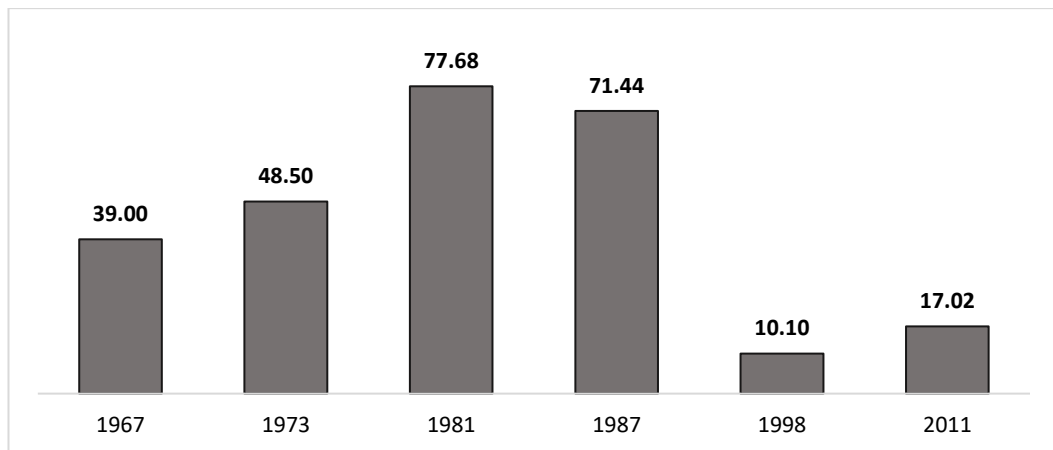


Figura 13. Evolución de los volúmenes de explotación del valle Virú

Fuente: Tahal (1967), Onern (1973), Corpei (1981), Pronadret (1987), Inrena (1999), ANA – PECH (2011)

2.8 Inventario de fuentes de agua subterránea

Es importante señalar cómo ha ido evolucionando el número de pozos existentes en el valle Virú, que principalmente presenta pozos a tajo abierto, pozos tubulares y pozos mixtos. La primera contabilidad de la cual se tiene registro proviene del

estudio de la Corporación de Fomento Económico y Social de La Libertad (CORLIB) en 1967 donde fueron inventariados 125 pozos, siendo 10 tubulares y 115 a tajo abierto. De los pozos a tajo abierto 63 se utilizan para riego agrícola, 51 para uso doméstico, 3 son de uso municipal, 1 como pozo de observación y 7 se encuentran abandonados.

En el inventario de 1973 se observa un total de 573 pozos, donde se tienen 113 pozos tubulares y 460 pozos a tajo abierto. Los pozos equipados totales eran 247, los no equipados eran 312 y los secos 14.

En 1981, se observa un aumento en el número de pozos inventariados, reportándose 1026 pozos totales, de los cuales 204 son tubulares y 822 pozos a tajo abierto. No se reportan la cantidad de pozos utilizados, utilizables y no utilizados.

Para 1987 el inventario de fuentes de agua subterránea reporta la existencia de 901 pozos inventariados, de los cuales 276 son tubulares y 625 pozos a tajo abierto. Del total de pozos tubulares, 219 se encuentran en funcionamiento, 44 son utilizables y 13 son no utilizables. Para los pozos a tajo abierto se tiene que 525 pozos son utilizados, 68 son utilizables y 32 son no utilizables. Del total de pozos tubulares utilizados, 205 se destinan para el uso agrícola, 11 para el uso doméstico, 2 para uso pecuario y 1 para uso industrial. Referente a los pozos a tajo abierto la distribución es 258 para uso agrícola, 267 para uso mixto.

Ya en el año 1998, con el inventario realizar por el INRENA se observan 1536 pozos totales en el valle de Virú, siendo 1285 pozos a tajo abierto y 251 pozos tubulares. Los pozos utilizados son 1139, los que se encuentran en estado de utilizable son 441 y se reportan 219 como no utilizables. De los pozos utilizados se tienen que 1022 son pozo a tajo abierto y 117 son pozos tubulares.

En la interpretación del inventario de 2010 obtenemos que el total de pozos para ese año es de 1696, siendo 1412 pozos a tajo abierto, 260 pozos tubulares y 24 pozos mixtos. Los pozos utilizados son 1045, los utilizables 371 y los no utilizables 280.

Finalmente, el inventario oficial más reciente, del año 2011, se reporta un total de 1800 pozos, con 1504 pozos a tajo abierto, 270 pozos tubulares y 26 pozos mixtos.

Los pozos utilizados son 1019, los utilizables son 562 y los no utilizables son 219.
De los pozos utilizados 911 son a tajo abierto, 89 son tubulares y 19 son mixtos.

Tabla 11. Cantidad de pozos según su tipo

AÑO	TAJO ABIERTO	TUBULAR	MIXTO	TOTAL
1967	115	10	-	125
1973	460	113	-	573
1981	822	204	-	1026
1987	625	276	-	901
1998	1285	251	-	1536
2010	1412	260	24	1696
2011	1504	270	26	1800

Fuente: Tahal (1967), Onern (1973), Corpei (1981), Pronadret (1987), Inrena (1999), ANA – PECH (2011)

Se observa en la **Tabla 11** que existe una tendencia al aumento del número de pozos en el valle de Virú, principalmente debido a que se observa un elevado nivel freático y es menester bajarlo para evitar comprometer los terrenos de cultivo y su calidad por el aumento de la salinidad. Aunque no se tienen datos oficiales más actualizados, se infiere un aumento del número de pozos principalmente de pozos tubulares debido a la tecnificación actual que viene recibiendo el valle.

Tabla 12. Cantidad de pozos según su estado de funcionamiento

AÑO	UTILIZADOS	UTILIZABLES	NO UTILIZABLES	TOTAL
1967	-	-	-	125
1973	247	312	14	573
1981	-	-	-	1026
1987	744	112	45	901
1998	1139	271	126	1,536
2010	1045	371	280	1,696
2011	1019	562	219	1,800

Fuente: Tahal (1967), Onern (1973), Corpei (1981), Pronadret (1987), Inrena (1999), ANA – PECH (2011)

Referente al inventario de 2011, la **Tabla 12** muestra que los pozos utilizados representan el 57% del total y dentro de estos, los pozos a tajo abierto son el 89.4% y los pozos tubulares solo el 8.7%.

El rendimiento de los pozos registrados para esta fecha, fue para los pozos tubulares de un caudal máximo de 90 a 100 lps, los pozos mixtos presentan un caudal máximo de 40 lps y para los pozos a tajo abierto el máximo caudal es de 30 lps.

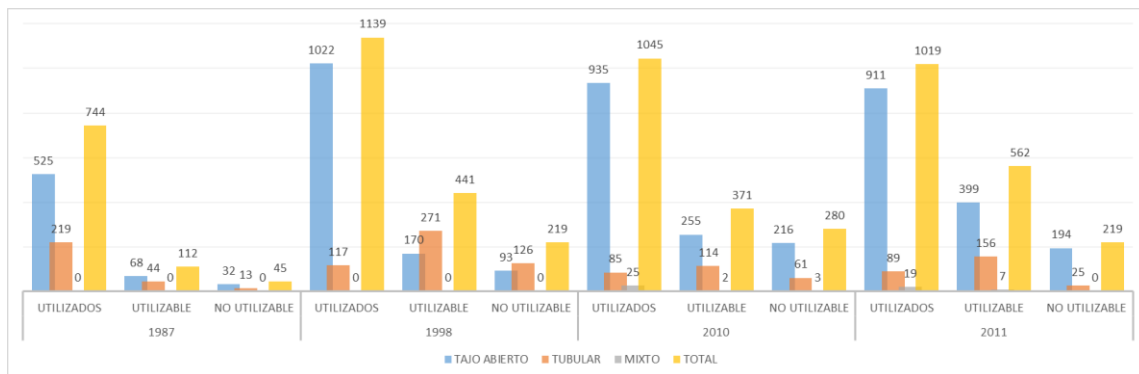


Figura 14. Gráfico de evolución de estados de funcionamiento de pozos del valle de Virú

Fuente: Tahal (1967), Onern (1973), Corpei (1981), Pronadret (1987), Inrena (1999), ANA – PECH (2011)

2.9 Calidad de aguas subterráneas

No solo es importante conocer la ubicación y los volúmenes explotables de los acuíferos, un parámetro fundamental es la calidad de dichas masas de agua. Su

estimación y determinación en conductividad eléctrica, pH y dureza es fundamental dependiendo de la actividad económica a la que vaya destinada.

El estudio realizado por el INRENA (1999) reporta un estudio completo de las aguas subterráneas del valle de Virú. Analizando 900 muestras de agua de pozos, logró conformar una red hidrogeoquímica de 127 pozos, que permite establecer el grado de mineralización de las aguas subterráneas. Este informe divide en 3 zonas el valle para el reporte de los datos: Zaraqe - Susanga, San Idelfonso- El Carmelo y Chequepe – Compositán. (Instituto Nacional de Recursos Naturales, 1999)

La conductividad eléctrica varía en el valle de 0.12 dS/m a 2.92 dS/m, representando aguas de baja a mediana mineralización. En el sector San Idelfonso – El Carmelo la conductividad varía entre 0.20 a 2.62 dS/m, llegando a valores máximos en el sector Santa Elena con 8.20 dS/m.

Para el reporte de febrero de 2018 mediante el monitoreo de los pozos de observación se obtienen valores mayores a 6 dS/m cerca al litoral, valores entre 1 a 2 dS/m en la zona media del valle y valores menores a 1 dS/m en la cabecera del valle.

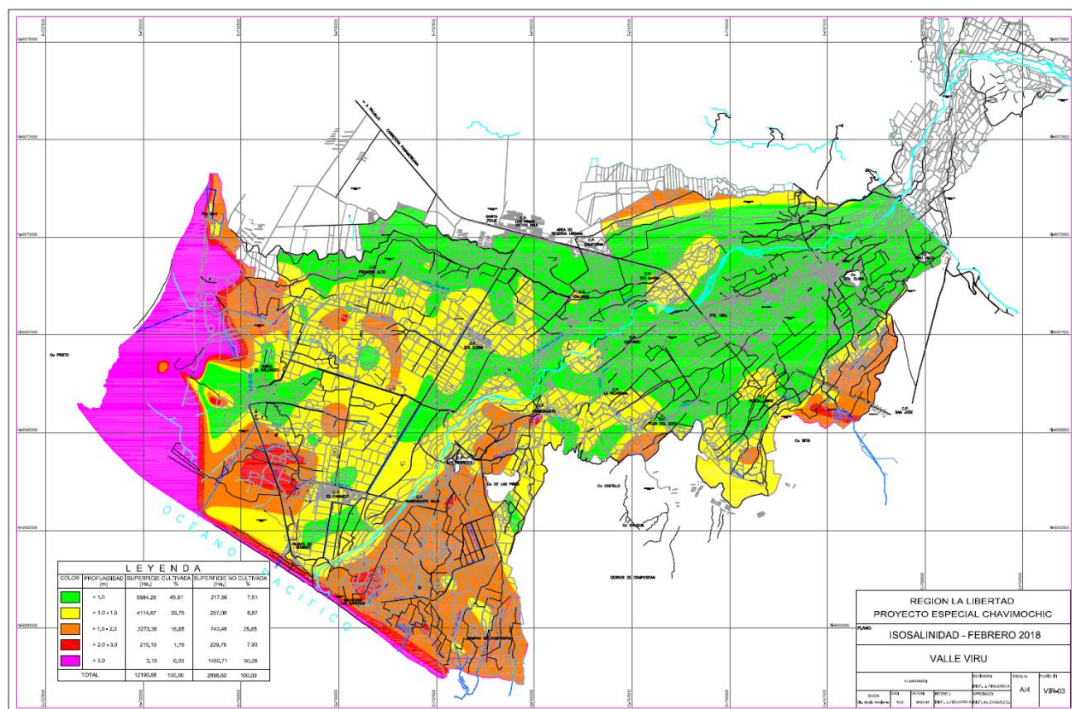


Figura 15: Mapa de isosalinidad del valle de Virú - 2018.

Fuente: Proyecto Especial Chavimochic

La dureza del agua reportada varía desde los 60 ppm hasta los 5042 ppm de carbonato cálcico, valores que representan aguas duras a muy duras. El sector San Idelfonso – El Carmelo es el que presenta los valores más altos de dureza en todo el valle.

El pH medido en el valle de Virú está comprendido entre 6.60 y 8.40, valores que varían desde el ligeramente ácido a ligeramente alcalino. Desde el punto de vista agronómico estos valores presentan una leve complicación al momento de la absorción de nutrientes.

Tabla 13. Parámetros físico – químicos del agua subterránea del valle Virú 1998

ZONA	C.E (dS/m)	DUREZA (mg/l CaCO ₃)	pH	COMENTARIO
I (Zaraque - Susanga)	0.31 - 1.62	212 - 930	7.0 - 7.6	Agua dura a muy dura, ligeramente alcalina a alcalina.
II (San Idelfonso - El Carmelo)	0.20 - 2.92	260 - 5042	7.2 - 8.4	Agua dura a muy dura, ligeramente alcalina.
III (Chequepe - Compositán)	0.12 - 2.81	60 - 589	7.0 - 8.4	Agua moderadamente dura a muy dura, neutra a alcalina.

Fuente: Instituto Nacional de Recursos Naturales

2.10 Recargas potenciales del acuífero

El acuífero del valle Virú tiene como recargas potenciales, principalmente, a la infiltración de las áreas bajo riego agrícola tradicional en el valle viejo, una recarga desde la parte alta del valle, desde Tomabal hacia tributarios del río Virú y posibles transferencias lateral de las zonas que han sido implementadas a la agricultura a través de riego presurizado. Las infiltraciones provenientes de las precipitaciones en la zona, no constituyen mayor significancia pues, el valle presenta una precipitación promedio de 14 mm/año y una tasa de evapotranspiración de 98 mm/año.

Recarga subterránea

Según el informe de Pronadret, las recargas subterráneas provenientes de la cuenca alta del valle son estimadas en 0.48 m³/s o 15.14 Hm³/año (Programa Nacional de

Drenaje y Recuperación de Tierras, 1990). Por su parte el estudio de Aguilar determina mediante un método de análisis de flujo que la recarga subterránea es igual a $17.52 \text{ Hm}^3/\text{año}$ (Aguilar, 2008).

Recarga por riego

Según Aguilar (2008), las recargas del acuífero provenientes del riego son iguales al agua no aprovechada debido al método de riego. Utilizando los valores de eficiencia de conducción, distribución y aplicación calcula una eficiencia de riego de 38.1 %. Esto aplicado a los valores de demanda hídrica en función de cada cultivo, para un área neta irrigada de 10269.8 Ha y un volumen de $160.58 \text{ Hm}^3/\text{año}$, supone una recarga neta al acuífero de $99.4 \text{ Hm}^3/\text{año}$.

Para el año 2011 la comisión de regantes de Virú señala que la superficie total del valle es de 13158.08 Ha, de las cuales 12973.21 Ha están destinadas al cultivo generando una demanda bruta de $153.15 \text{ Hm}^3/\text{año}$. Los caudales promedio demandados se encuentran entre $3.41 \text{ m}^3/\text{s}$ y $7.38 \text{ m}^3/\text{s}$, siendo los meses de octubre y noviembre los meses de mayor demanda (Iglesias León, 2012). Considerando estos datos y tomando como referencia la recomendación del manual de modelamiento de aguas subterráneas del Ministerio del Ambiente de Chile, que recomienda utilizar entre el 5 y 30% del agua aplicada como potencial recarga del acuífero, se obtiene una recarga neta de $45.94 \text{ Hm}^3/\text{año}$, valor muy por debajo de la estimación anterior (Servicio de Evaluación Ambiental - Chile, 2012).

Por su parte Cabrera (2015) sostiene que el valor de la infiltración de los campos agrícolas antiguos asciende al 55% y para un volumen aplicado de $112.06 \text{ Hm}^3/\text{año}$ en el 2014 la recarga neta del acuífero por parte del riego del valle tradicional es de $61.63 \text{ Hm}^3/\text{año}$.

Respecto a las áreas nuevas provenientes del PECH, el volumen aplicado es de $114.68 \text{ Hm}^3/\text{año}$ y consideran una infiltración de 35%, debido al método de riego presurizado de toda esta zona. El valor de la recarga asciende a $36.93 \text{ Hm}^3/\text{año}$. También se analiza las recargas provenientes de los campos agroindustriales nuevos del sector Compositán que tiene un estimado de recarga de $4.87 \text{ Hm}^3/\text{año}$ (Cabrera, 2015). Estos campos nuevos pertenecientes a los sectores III y IV del PECH y el

sector Compositán derivan en una posible recarga lateral subterránea al sector del acuífero estudiado.

Otro parámetro de posible recarga del acuífero es la pérdida por conducción y distribución de los canales sin revestir del valle, que según la estimación de Cabrera alcanza los 34.03 Hm³/año (Cabrera, 2015)

Recarga desde el río Virú

El cauce del río Virú, desde el canal madre de Chavimochic hasta su desembocadura en el mar, tiene como aportantes al caudal propio de la cuenca Virú y a las aguas turbinadas de la estación hidroeléctrica San José. Se estima que para una persistencia del 75% el aporte del río Virú es de 21 Hm³/año y que las aguas turbinadas provenientes del río Santa, el aporte equivale a 54 Hm³/año.

Es importante señalar que, el valor de la infiltración a través del lecho del río ha sido estimado en 18% (Vásquez, 2000). Con estos datos Aguilar (2008) sostiene que la recarga neta del acuífero a través del cauce del río Virú es de 13.6 Hm³/año.

Por su parte Cabrera (2015) sostiene que el volumen total que pasa por el cauce del río Virú está compuesto por 68.49 Hm³/año (persistencia al 50%) y un caudal proveniente del trasvase utilizado en la central hidroeléctrica de 59.48 Hm³/año. Aplicando el mismo factor de infiltración Cabrera calcula una recarga neta al acuífero por parte del río Virú en 23.04 Hm³/año.

Tabla 14. Estimación de la recarga neta del acuífero a través del río Virú (Hm³/año)

FUENTE	Ene	Feb	Mar	Abr	May	Jun	Jul	Ago	Sep	Oct	Nov	Dic	TOTAL
Río Virú (75%)	1.29	3.87	7.74	4.61	2.04	0.39	0.16	0.09	0.05	0.08	0.25	0.47	21.04
Río Santa / Hidroeléctrica	4.63	4.31	4.63	4.47	4.63	4.17	4.08	4.46	4.41	4.93	4.8	4.92	54.44
Total	5.92	8.18	12.37	9.08	6.67	4.56	4.24	4.55	4.46	5.01	5.05	5.39	75.48
% infiltración	18	18	18	18	18	18	18	18	18	18	18	18	18
TOTAL RECARGA	1.07	1.47	2.23	1.63	1.2	0.82	0.76	0.82	0.8	0.9	0.91	0.97	13.59

Fuente: Aguilar (2008)

2.11 Sistema de drenaje

Desde que se planificó el trasvase de las aguas del río Santa para la irrigación Chavimochic se tuvo presente la incidencia de éstas sobre el nivel freático de las aguas subterráneas. Si bien no se sabe exactamente cuando empezaron los trabajos de construcción de los drenes, se asume que desde 1995 ya había empezado el funcionamiento de algunos de ellos.

El sistema de drenaje se crea debido al estado de los niveles freáticos del valle Virú, donde se recomienda el uso de métodos de riego presurizados en las áreas nuevas por su alta eficiencia, mantener el régimen de explotación de los pozos que funcionan como un eficiente sistema de drenaje vertical y la construcción de un sistema de drenaje horizontal compuesto por drenes troncales como buen mantenimiento (Programa Nacional de Drenaje y Recuperación de Tierras, 1990).

El análisis del sistema de drenaje y su operatividad fue descrita por Cortez (2007) donde menciona su longitud, profundidad promedio y grado de evacuación de los drenes troncales. Para el 2018 realizando un análisis histórico y los planos más actuales se reportan 33 drenes importantes con una longitud promedio de 88 km. Se reporta en el año 2007 que el dren 1.0 y la estación de bombeo Carmelo, evacuan los excedentes más importantes de las aguas drenadas por el valle, con un volumen estimado de 26.96 Hm³/año y el resto de drenes (26) drenan 3.78 Hm³/año. (Aguilar, 2008)

Tabla 15: Volúmenes de evacuación de la red de drenaje - Valle Virú (2008)

DREN	VOLUMEN EVACUADO (Hm³/año)
Dren 1.0	26.96
Dren 2.0	0.32
Dren 3.0	0.32
Dren 4.0	0.32
Dren Chanquín	0.32
Dren Compositán	0.32
Dren Laguna Azul*	1.89
Dren Huancaquito Alto	0.32
TOTAL	30.74

Fuente: Aguilar (2008)

Tabla 16: Longitudes reales y teóricas de los drenes del valle Virú. Año de inventario (2007 - 2018)

No	DREN	AÑO	LONGITUD REAL (m)	LONGITUD TEÓRICA (m)
1	D.V.1.0	2007	10869.0	11720.0
2	D.V.1.1	2007	3120.0	3100.0
3	D.V.1.2	2007	3526.0	3500.0
4	D.V.1.3	2007	976.0	1020.0
5	D.V.1.4	2007	1206.0	1220.0
6	D.V.1.5	2007	1359.0	1350.0
7	D.V.1.6	2007	1037.0	1028.0
8	D.V.2.0	2007	5405.0	5420.0
9	D.V.3.0	2007	3726.0	4760.0
10	D.V.3.1	2007	2788.0	2780.0
11	D.V.4.0	2007	11410.0	7620.0
12	D.V.4.1	2007	1405.0	1395.0
13	D.V.4.2	2007	949.0	1001.9
14	D.V.4.3	2007	882.0	870.0
15	D.V.8.0	2007	591.0	587.0
16	D.V. Los Cerritos	2007	1474.0	456.0
17	D.V. El Carmelo (Entubados)	2007	2656.0	2671.0
18	D.V. Compositán	2007	2819.0	2900.0
19	D.V. Huaca Mochan	2007	1755.0	1676.7
20	D.V. Huancaquito Bajo	2007	-	720.0
21	D.V. Huancaquito Alto	2007	3210.0	4000.0
22	D.V. Frontón Bajo	2007	4530.0	1320.0
23	D.V. Evacuador Chanquen	2007	5373.0	3527.9
24	D.V. Huañape II	2007	1414.0	1355.0
25	D.V. Huañape I	2007	734.0	1075.0
26	D.V. Santa Elena (entubados)	2007	1852.0	2430.0
27	D.V. El Pino	2007	1999.0	1800.0
28	D.V. Silvestre	2018	1781.0	1750.0
29	D.V. Bitín	2018	3795.0	3750.0
30	D.V. Sanchez Ferrer	2018	1175.0	1100.0
31	D.V. León Dormido	2018	1806.0	1800.0
32	D.V. Dren La Carbonera	2018	1081.0	1050.0
33	D.V. 7.0	2018	2113.0	2100.0
TOTAL			88,816.0	82,853.5

Fuente: Elaboración propia con datos de Aguilar (2008).

2.12 Superficie piezométrica

Es fundamental tener bien identificados los niveles piezométricos, profundidad de niveles freáticos y direcciones de los gradientes hidráulicos para poder caracterizar el acuífero, pensando en un futuro proceso de calibración del modelo numérico. El acuífero del valle Virú es libre, con morfología de nivel freático propio de este tipo de masas de agua subterráneas, con gradientes hidráulicos y espesor saturado definidos.

El inventario del año 1998 utilizó 127 pozos de observación para crear la red piezométrica y determinar los gradientes hidráulicos del acuífero. Se dividió al acuífero en 3 sectores para su análisis, con el primer sector formado entre Susanga y Zaraqae, el segundo entre San Idelfonso y El Carmelo, y el tercero entre Chequepe y Compositán (Instituto Nacional de Recursos Naturales, 1999). Los resultados obtenidos se muestran en **Tabla 17**.

Tabla 17: Morfología de la napa freática y variación de niveles del valle Virú (1998)

Zona	Sentido	Gradiente Hidráulico (%)	Rango (m.s.n.m)	Variación de los Niveles Estáticos (m)	Fluctuación del Nivel Estático	
					Ascenso (m)	Descenso (m)
I	SE a NO	3.5	210 - 350	0.80 - 10.00	1.22 - 2.85	-
	NE a SO	1.42	80 - 135			
	SE a NO	2	150 - 200			
II	NE a SO	0.94	14 - 49	1.00 - 21.00	0.05 - 4.82	-
	E a O	0.27	1 - 15			
	NE a SO	0.44	2 - 13			
III	NE a SO	0.44	1 - 70	1.00 - 18.00	-	0.06 - 1.55

Fuente: Instituto Nacional de Recursos Naturales (1999)

La superficie piezométrica del valle de Virú ha ido cambiando conforme han variado los regímenes de extracción y recargas. Estas superficies son representadas directamente por isopiezas o indirectamente por la isoprofundidad del nivel freático. Aunque existen algunos reportes de hidroisohipsas, en la actualidad el Proyecto Especial Chavimochic representa los niveles freáticos con mapas de isoprofundidad como se aprecia en la **Figura 16**.

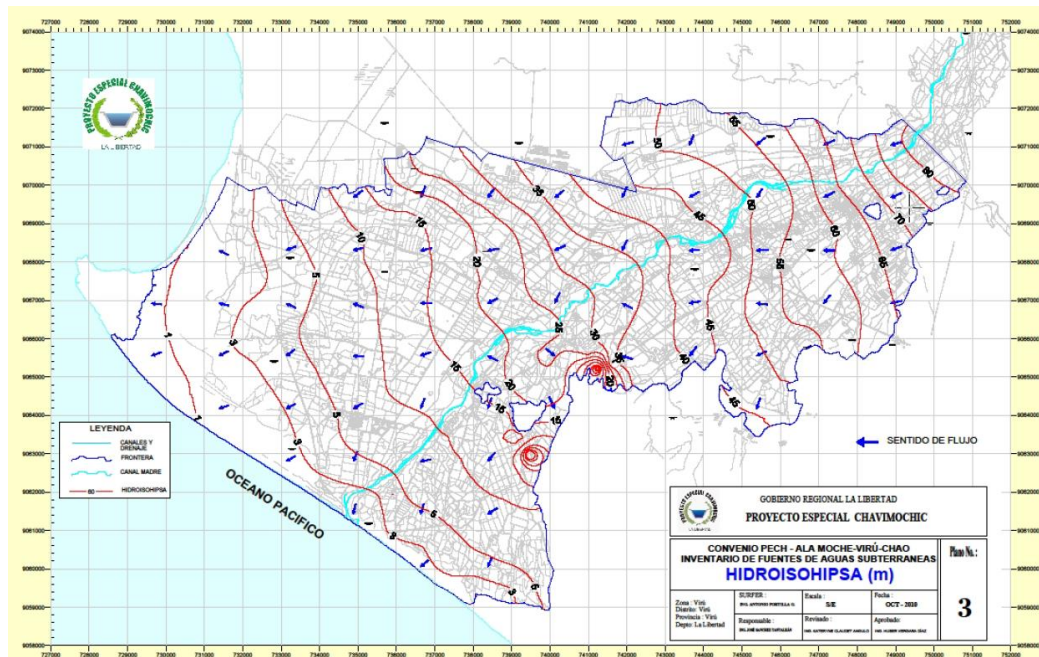


Figura 16: Mapa de isopiezas del nivel freático del valle de Virú – 2010

Fuente: Proyecto Especial Chavimochic

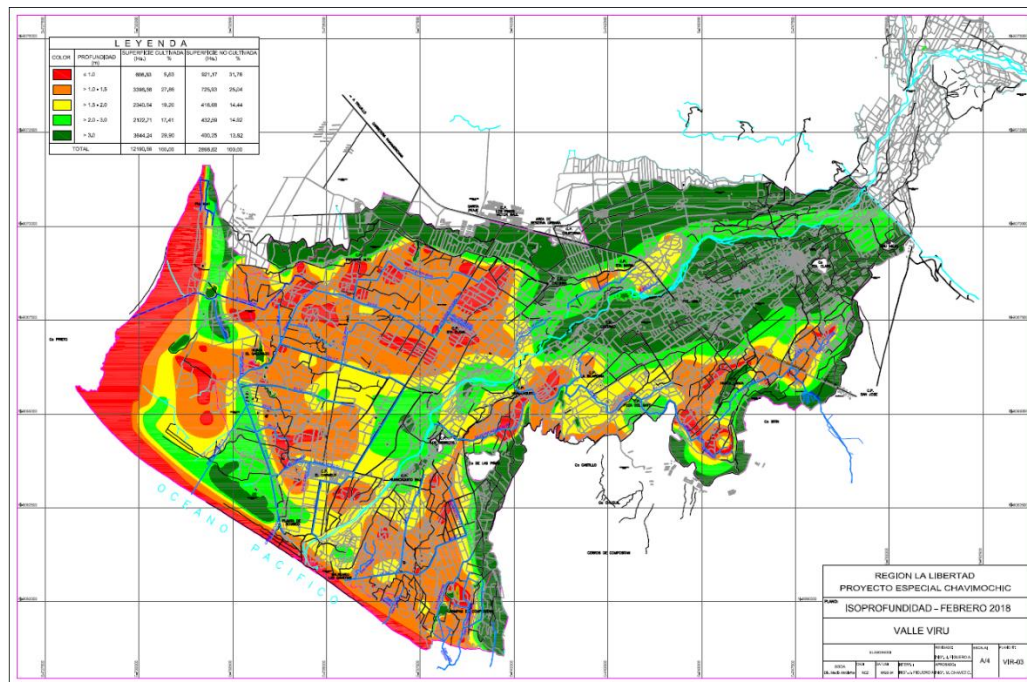


Figura 17: Mapa de isoprofundidad del valle de Virú. Febrero – 2018

Fuente: Proyecto Especial Chavimochic³

³ En el valle de Virú se reportan las isopiezas como hidroisohipsas. El concepto de hidroisohipsa es el nivel donde la capa freática tiene el mismo nivel. Al ser un acuífero libre, estos conceptos pueden tratarse como sinónimos en este caso.

III. ESTADO DEL ARTE

3.1 Modelación matemática del flujo subterráneo

La modelación matemática del flujo de las aguas subterráneas permite conocer el comportamiento de estas en un determinado contexto como son las propiedades intrínsecas de la zona de estudio y las actividades antrópicas que ocurren en él. Es el proceso de reproducir numéricamente un modelo conceptual coherente y que tiene como base la recopilación de información y el planteamiento de hipótesis lógicas.

Todo modelo numérico de flujo requiere fundamentalmente una delimitación del área de estudio, definir la geometría del modelo con techos y muros definidos, propiedades hidráulicas de la formación hidrogeológica, condiciones iniciales, condiciones de contorno y los términos fuente -sumidero del acuífero.

Es importante recordar que el modelo numérico es el desarrollo de un modelo conceptual, que a su vez es una simplificación del sistema acuífero real, pero que conserva sus características más importantes. En esencia, el modelo numérico es un balance de masas que se resuelve planteando supuestos de ciertas condiciones, que permiten en conjunto con la demás información disponible, obtener como resultado las variables dependientes de la modelación. En el caso de modelación de flujo la variable dependiente es el nivel de energía o altura piezométrica (Servicio de Evaluación Ambiental - Chile, 2012).

Cabe precisar que la construcción de un modelo numérico nunca es un fin en sí mismo, pues el modelo está diseñado para responder una pregunta específica o un conjunto de ellas. Generalmente se realiza un modelo numérico para pronosticar los efectos de alguna acción futura o condición hidrológica, aunque también se utilizan para recrear condiciones pasadas y como herramientas de interpretación (Anderson, Woessner, & Hunt, 2015).

3.1.1 Ecuación del flujo de aguas subterráneas

Los modelos de flujo de aguas subterráneas se basan en procesos que se derivan de dos principios básicos, como son la conservación de la masa, que se refiere a que el agua no se crea ni se destruye; y de la ley de Darcy que establece que el agua

subterránea fluye de un lugar de energía potencial alta hacia otra baja (Anderson, Woessner, & Hunt, 2015)

- **La Ley de Darcy**

En 1856 Henry Darcy presentó un estudio respecto a las leyes físicas del flujo de agua subterránea, mediante experimentos de laboratorio. Como resultado, Darcy demostró que el caudal (Q) de agua que se filtra en un medio poroso (arena, en este caso), depende de la permeabilidad de la capa, es decir, representado por un coeficiente de proporcionalidad (K) del material, también llamado conductividad hidráulica. En el caso de un dispositivos verticales, , la ecuación se reduce a $Q = -K A \frac{\Delta h}{L}$, sin embargo, en el caso de superficies inclinadas, como el que muestra la **Figura 18**, como es el caso de estudio, el caudal del agua (Q) filtrándose por el medio poroso con coeficiente de permeabilidad K , corresponde a un gradiente hidráulico, denominado i (Universidad Autónoma de Nuevo León, 1996).

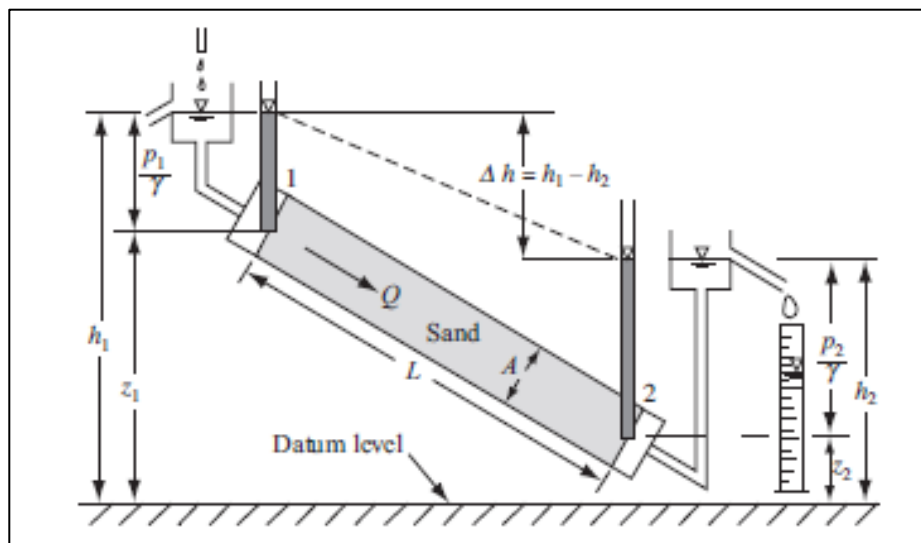


Figura 18: Prueba experimental de la ley de Darcy en medios porosos

Fuente: imagen tomada de Beer – Cheng. Página 111

La Ley de Darcy, se puede resumir matemáticamente en la siguiente ecuación:

$$Q = -K A \frac{\Delta h}{L} = -K A i. \dots \dots \dots (1)$$

Donde:

$$Q = \text{Caudal (L}^3/\text{T)}$$

$K =$ Conductividad hidráulica (L/T)

$A =$ Área que atraviesa el fluido (L^2)

$\Delta h =$ Diferencial de altura hidráulica (L)

$L =$ Distancia recorrida por el flujo (L)

$i =$ Gradiente hidráulico (adimensional)

Cabe precisar que, esta ley se obtiene de una experimentación con cilindros rellenos de material poroso y tiene una validez a nivel macroscópico, es decir, representa el comportamiento del agua en un elevado número de poros, en ningún caso en comportamiento del agua dentro de cada poro. La ley de Darcy permite trabajar el flujo subterráneo como un flujo no viscoso y esta ley es válida para Reynolds menores a 10, aunque siendo exactos se estima $Re < 4$. Esta ley ha sido validada por diferentes investigadores en numerosos ensayos posteriores (Custodio & Llamas, 1983).

• La Ecuación de Balance

La ecuación de balance es una derivación del principio de conservación de la masa, y representa que las variaciones de almacenamiento dentro de un volumen de control es cero. Esto es equivalente a decir que las variaciones de almacenamiento son iguales a la masa que entra al volumen de control menos las que salen de él.

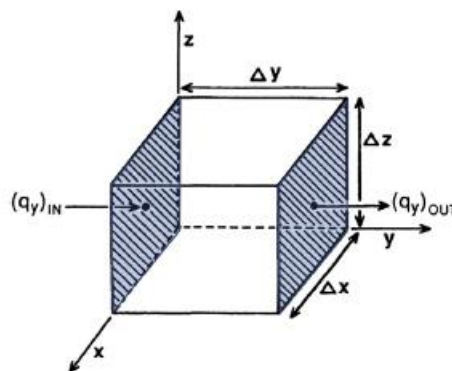


Figura 19: Componentes de flujo en un eje coordenado

Fuente: imagen tomada de Anderson. Volumen elemental representativo $\Delta x \Delta y \Delta z$ que muestra los componentes de un flujo a lo largo del eje de coordenada y.

Como todo fenómeno físico que busca ser descrito y entendido se plantean ecuaciones en derivadas parciales que permiten representar el movimiento del agua

en el suelo. Se detallan a continuación las ecuaciones del flujo para acuíferos confinados y libres, en un medio poroso saturado, anisotrópico y heterogéneo:

Acuífero confinado:

$$\frac{\partial}{\partial x} \left(K_x \frac{\partial h}{\partial x} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left(K_y \frac{\partial h}{\partial y} \right) = \frac{S}{b} \frac{\partial h}{\partial t} - \frac{N}{b} \dots \dots \dots (2)$$

Donde:

x, y = ejes coordenados

K_x, K_y = Componentes de la conductividad hidráulica en las direcciones X e Y

h = Altura hidráulica (L)

S = Coeficiente de almacenamiento (adimensional)

b = Espesor saturado del acuífero (L)

t = Tiempo

N = Fuente o Sumidero (L/T)

Acuífero libre:

$$\frac{\partial}{\partial x} \left(K_x h \frac{\partial h}{\partial x} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left(K_y h \frac{\partial h}{\partial y} \right) = S_y \frac{\partial h}{\partial t} - N \dots \dots \dots (3)^4$$

Donde:

x, y = ejes coordenados

K_x, K_y = Componentes de la conductividad hidráulica en las direcciones X e Y

h = Altura hidráulica (L)

S_y = Rendimiento específico (adimensional)

t = Tiempo

N = Fuente o Sumidero (L/T)

4 (2) y (3) Estas ecuaciones intentan representar el flujo del agua en medio poroso en 2 dimensiones. La ecuación completa en 3 dimensiones puede ser encontrada en cualquier libro de hidrogeología.

- **Métodos de solución**

Un modelo matemático puede ser resuelto por métodos analíticos o numéricos. Sin entrar en mucha profundidad, los principales métodos son los siguientes:

- **Soluciones analíticas:** Resuelven la ecuación general del flujo de forma exacta y continua en el tiempo y el espacio. Las soluciones analíticas simples se manipulan y desarrollan fácilmente empleando métodos manuales u hojas de cálculo. (Anderson, Woessner, & Hunt, 2015). De aplicación limitada pues implica una simplificación elevada del modelo y del uso de matemáticas muy avanzadas para su resolución.
- **Soluciones numéricas:** Dentro de los métodos numéricos más utilizados encontramos al método de diferencias finitas y el método de los elementos finitos.

En el primero, se designan los nodos mediante índices i, j, k que se representan columna, fila y capa, respectivamente, de un nodo en forma tridimensional. Es decir, asignan ubicaciones relativas en una cuadrícula rectangular (Anderson, Woessner, & Hunt, 2015). El mecanismo de solución de las diferencias finitas consiste en aproximar los diferenciales de la ecuación de flujo, por incrementales, transformando así la ecuación diferencial en un sistema de ecuaciones lineales. Los dos métodos utilizados en modelación de acuíferos son el método centrado en bloques y el método centrado en mallas.

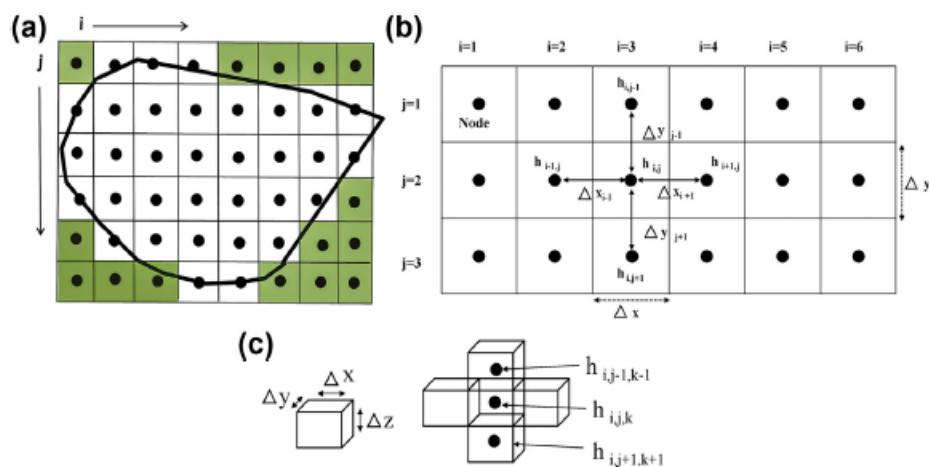


Figura 20: Discretización rectangular (malla) de diferencias finitas en formato de celdas centrada en bloques

Fuente: imagen tomada de Anderson (2015)

La segunda subdivide el dominio en elementos que están definidos por nodos. La variable dependiente se genera como una solución continua dentro de estos elementos (Anderson, Woessner, & Hunt, 2015). En este método el área se divide en celdas poligonales, de forma variada, aunque lo común es una discretización triangular. Cada nodo representa un punto donde se puede calcular un parámetro desconocido y el mecanismo de solución consiste en interpolar los valores de nodos colindantes.

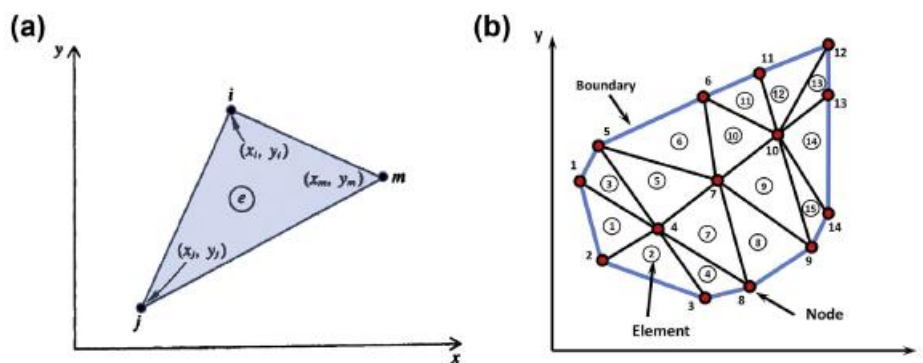


Figura 21: Mallado en el método de elementos finitos

Fuente: imagen tomada de Anderson (2015).

3.1.2 Modelo del flujo en diferencias finitas MODFLOW

El servicio geológico de los Estados Unidos (USGS) lanza en 1984 el código de simulación de flujo de aguas subterráneas MODFLOW, escrita originalmente en lenguaje Fortran 90. El programa resuelve la ecuación del flujo en diferencias finitas, y en la actualidad es considerado el estándar internacional para simular y predecir las condiciones de las aguas subterráneas y su interacción con la parte superficial del ciclo. (United States Geological Survey, 2020).

En la actualidad la versión central es MODFLOW 6, que utiliza un nuevo formato de bloques y palabras clave para la entrada de datos del modelo. El código sigue siendo de libre distribución y dominio público. La interfaz gratuita del USGS sigue siendo Model Muse y la configuración por paquetes sigue teniendo los apartados base.

• **Modelo matemático:**

$$\frac{\partial}{\partial x} \left(K_{xx} \frac{\partial h}{\partial x} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left(K_{yy} \frac{\partial h}{\partial y} \right) + \frac{\partial}{\partial z} \left(K_{zz} \frac{\partial h}{\partial z} \right) + W = S_s \frac{\partial h}{\partial t} \dots \dots \dots (4)$$

Donde:

$x, y, z =$ ejes coordenados

$K_x, K_y, K_z =$ Conductividad hidráulica en las ejes x, y, z (L/T)

$h =$ Altura hidráulica (L)

$W =$ Flujo volumétrico por unidad de volumen, fuentes o sumideros (T^{-1})

$S_s =$ Almacenamiento específico del material poroso (L^{-1})

$N =$ Fuente o Sumidero (L/T)

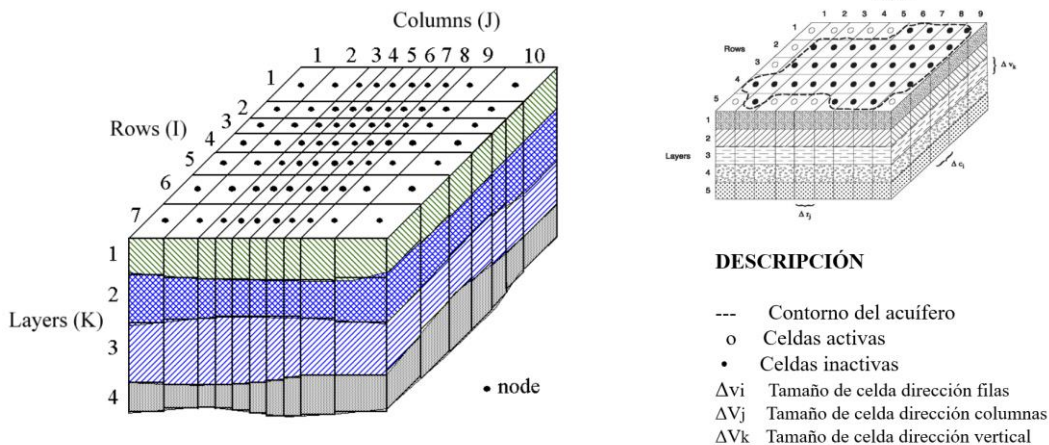


Figura 22: Discretización espacial de un sistema acuifero

Fuente: Manual de PMWIN

El código MODFLOW es de licencia libre y en la actualidad existen diferentes empresas que venden interfaces gráficas para facilitar el manejo de los paquetes informáticos para usuarios no expertos. Ejemplo de estos programas son Visual Modflow, Groundwater Vistas y Processing Modflow (PMWIN).

- **Paquetes de MODFLOW**

Para ingresar los términos fuente – sumidero en el modelo numérico, el código MODFLOW se apoya en paquetes informáticos que permiten simular dichos fenómenos. Los más usados son los que se describen a continuación:

- Drain Package: El paquete de drenaje simula la acción de los drenes abiertos en el terreno, evacuando agua cuando el nivel piezométrico del acuífero en ese punto esté por encima del lecho del dren.
- Evapotranspiration Package: El paquete de evapotranspiración simula la pérdida de agua por acción de la evaporación directa del suelo y la transpiración de vegetación. Se define estableciendo profundidades para donde el nivel freático es cercano a la superficie.
- General Head Boundary Package: El paquete de carga de contorno simula el flujo de ingreso o salida por una celda, debido a la acción de una carga hidráulica externa,
- Recharge Package: El paquete de recarga representa las aportaciones distribuidas en el área del modelo. Representa las recargas por acción del riego agrícola y las precipitaciones.
- River Package: El paquete río evalúa la interacción del río y el acuífero, permitiendo recargar o drenar el acuífero dependiendo de los niveles piezométricos.
- Well Package: El paquete de pozos sirven para simular las extracciones o inyecciones de flujo del acuífero a una tasa proporcional.

3.1.3 Métodos de calibración

La calibración de un modelo matemático se entiende como la variación parcial o total de los parámetros que lo componen, para así buscar un mejor ajuste entre los valores calculados por la simulación y los observados en el medio natural. En modelos numéricos el valor observado suele ser los niveles piezométricos y los parámetros a cambiar son la conductividad hidráulica, rendimiento específico, almacenamiento específico, conductancias de GHB, ríos y drenes.

Como se ha comentado, reproducir un fenómeno físico de forma total no es posible, por eso las simplificaciones que se plantean al inicio de la creación del modelo. Pero la calibración busca disminuir la diferencia a pesar de los supuestos establecidos. Se debe mencionar que existen dos métodos muy utilizados para realizar este proceso que son la calibración manual y la automática.

La calibración manual se basa en ensayos de prueba y error para ir ajustando los valores calculados con los observados. Suele ser la mejor alternativa para definir los parámetros, aunque depende mucho de la experiencia del modelador.

La calibración automática es un proceso de optimización de parámetros mediante algoritmos que van reduciendo la diferencia entre valores observados y calculados. Es vital establecer límites mínimos y máximos coherentes, pues una automatización computacional siempre da valores matemáticamente correctos, aunque estos no reflejen la realidad. Casi todas las interfaces gráficas de modelamiento hidrogeológico vienen en la actualidad con un paquete de calibración automática, siendo la más utilizada PEST (Parameter Estimation).

La experiencia en este trabajo de investigación recomienda una utilización mixta de los métodos de calibración, porque se gana en tiempo, se da coherencia a los datos ingresados y se pueden detectar errores en la implementación del modelo.

3.2 Antecedentes del área de estudio

El acuífero del valle de Virú ha sido estudiado por diferentes expertos, así como por instituciones públicas y privadas, principalmente con fines de determinar volúmenes explotables, cuantificar los volúmenes explotados y monitorear la calidad del agua subterránea. Al respecto, se identificaron los principales informes e inventarios que se mencionan a continuación:

- Entre los años 1965 y 1969 la CORLIB y la consultora israelí Tahal Consulting Engineers realizaron el estudio denominado “Hidrogeología de los proyectos de riego en la costa de La Libertad”.
- En 1973, la ONERN realizó el estudio denominado “Inventario, evaluación y uso racional de los recursos naturales de la costa – cuencas de Chao y Virú”.

- En 1983, la CORPEI realizó el estudio denominado “Actualización y complementación de los estudios de factibilidad técnico – económica. Proyecto Especial Chavimochic”.
- En 1990, el PRONADRET realizó el estudio denominado “Estudio de drenaje del valle de Virú bajo la influencia de las aguas del río Santa – Drenaje vertical”.
- En 1999, el INRENA realizó el estudio denominado “Inventario y evaluación de las fuentes de agua subterránea del valle del río Virú”.
- En 2000, Fredesbindo Vásquez realizó para el PECH el estudio denominado “Diagnóstico y plan de desarrollo de las aguas subterráneas en los valles de Chao, Virú, Moche y Chicama”.
- En 2007, Juan Cortéz realizó para el PECH el estudio denominado “Diagnóstico del sistema de drenaje de los valles Chao, Virú y Moche”.
- En 2008, Guillermo Aguilar realizó para el PECH el estudio denominado “Modelo de simulación de flujo de agua subterránea – Acuífero Virú”.
- En 2012, Wilmar Iglesias realizó para el PECH el estudio denominado “Estudio hidrogeológico del sistema acuífero Virú: Margen derecha sector Santa Elena – El Carmelo – Los Papayos”.
- En 2014, Jhon Cabrera realizó para el PECH el estudio denominado “Actualización del balance hídrico del valle Virú”.

De los documentos mencionados, solo dos estudios introducen un modelo número hidrogeológico: el realizado por PRONADRET, en 1990, para aproximar el comportamiento del acuífero, y el realizado por Aguilar, en el 2008, que estudia el acuífero del valle Virú con la influencia del trasvase de las aguas del río Santa. A continuación, se detallan estos dos estudios, por ser relevantes para el objeto de estudio.

3.2.1 Modelo del Programa Nacional de Drenaje y Recuperación de Tierras

En 1990 el PRONADRET publica el estudio denominado “Estudio de drenaje del valle Virú bajo la influencia de las aguas del río Santa – Drenaje Vertical” con el objetivo principal de determinar cuál sería el efecto del PECH sobre el nivel freático del valle Virú y las aguas provenientes del trasvase del río Santa, considerando un

contexto donde existirían nuevas áreas de cultivo y mayor dotación de agua superficial a los campos ya existentes.

El estudio evalúa la factibilidad de la construcción de sistemas de drenaje horizontal y mantener un denominado “drenaje vertical” a través de las extracciones por pozos. Los parámetros introducidos para cada malla fueron:

- Potenciales impuestos: el nivel del mar, con un valor de cota piezométrica igual a cero (6 mallas medianas).
- Modelo monocapa, 114 mallas totales divididas en 81 mallas grandes de 1250 metros de lado y 33 mallas medianas de 625 metros de lado,
- Flujo impuesto: se ha supuesto que no existe flujo subterráneo hacia el sistema, a excepción del lado de San Juan y Zaraqúe (entrada al valle: llegada del río Virú con sus aportes superficiales y subterráneos) y del lado de las pampas de Pur-Pur y Chereque. Además, se ha introducido un flujo nulo donde se encuentran los macizos intrusivos (cerro de Las Piñas, cerca de Huancaquito Bajo).
- Como el acuífero es considerado libre, el nivel del suelo constituye el límite superior. Los valores introducidos varían de 0 m (nivel del mar) y 122 m (sector de San Juan y Zaraqúe)
- Las transmisividades (T) y los coeficientes de almacenamiento (S) introducidos, han sido calculados a partir de las 26 pruebas de bombeo realizadas por Tahal y Pronadret.
- Para los gastos de bombeado, inicialmente los pozos del valle han sido localizados en las mallas correspondientes del modelo. Dada la disposición de datos mensuales de los volúmenes bombeados en cada pozo, su introducción en cada malla no presenta ningún problema.
- La estimación de los caudales infiltrados resulta un problema serio debido a que se desconoce la entrega y uso real del agua en las parcelas del área irrigada del Valle.
- Modelo estacionario para noviembre de 1987 y en régimen transitorio para el periodo 1988-1989.

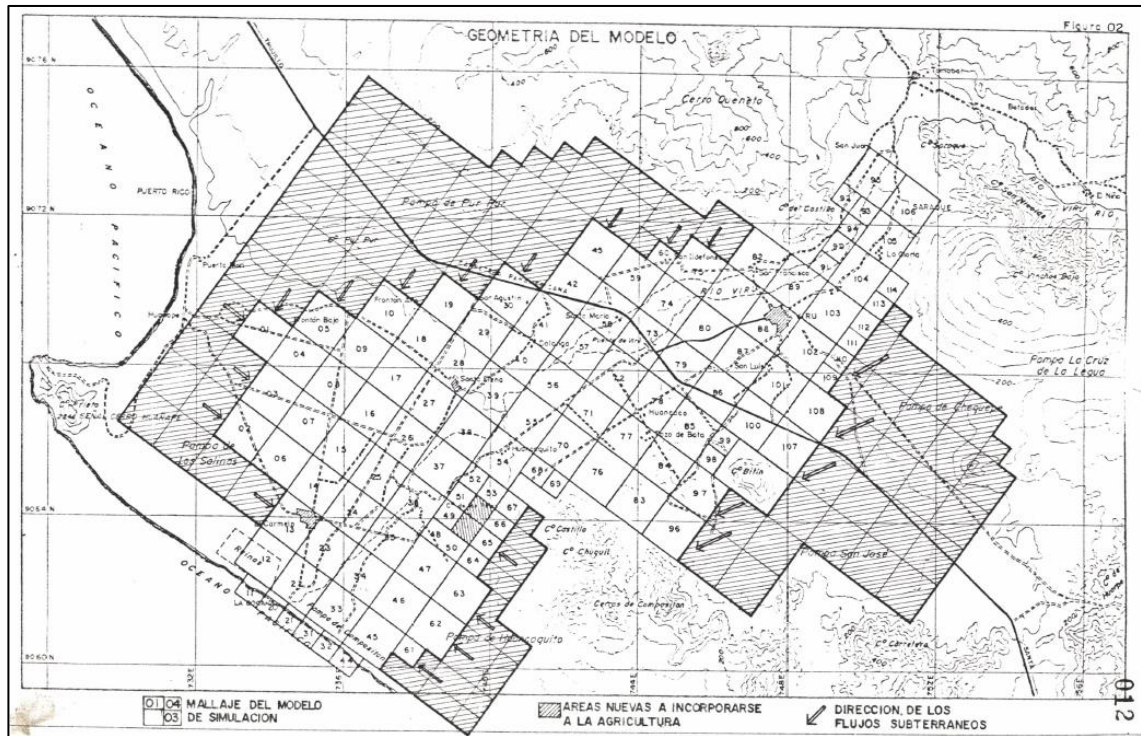


Figura 23: Geometría del modelo de simulación – Pronadret

Fuente: Programa Nacional de Drenaje y Recuperación de Tierras

Como para el periodo de simulación (1987) el agua que discurre por el río Virú es despreciable, se ha asumido que el agua extraída por los pozos es usada íntegramente en la malla involucrada (cada malla grande tiene 156 ha.), produciendo una alimentación directa a la napa del 50% del agua bombeada (considerando en este porcentaje pérdidas por distribución y aplicación). (Programa Nacional de Drenaje y Recuperación de Tierras, 1990)

Los investigadores de Pronadret después de realizar los supuestos y planteamientos pertinentes proceden a calibrar su modelo en régimen estacionario, el cual les sirve de base para generar escenarios y plantear medidas de manejo en ese año para la gestión del valle.

Dividen sus pruebas finales en 6 hipótesis que se describen brevemente a continuación.

Primera hipótesis

- Dotación permanente al valle de $6 \text{ m}^3/\text{seg}$ de agua superficial ($189 \text{ Hm}^3/\text{año}$).
Dotación de las áreas nuevas (tanto de la margen derecha como de la margen

izquierda) de $3.10 \text{ m}^3/\text{seg}$ ($97.65 \text{ Hm}^3/\text{año}$). Se suprime la explotación del acuífero.

- El sistema de riego para el valle será por gravedad y para las áreas nuevas a presión: con eficiencias de riego de 50% y 80%, respectivamente.

El resultado de este escenario es que a partir del primer año el 50% del valle se verá afectado por un nivel freático superficial, incrementándose el fenómeno de la evaporación de la napa y la salinización de los suelos.

Segunda hipótesis

- Dotación permanente al valle de $8 \text{ m}^3/\text{seg}$ de agua superficial ($252 \text{ Hm}^3/\text{año}$).
- Dotación de $3.10 \text{ m}^3/\text{seg}$ ($97.65 \text{ Hm}^3/\text{año}$) a las áreas nuevas, tanto de la margen derecha como de la margen izquierda del valle. Se suprime la explotación del acuífero.
- El sistema de riego del valle será el de gravedad y para las áreas nuevas se utilizará riego a presión, las eficiencias de riego serán 50% y 80%, respectivamente.

En este caso, por el efecto del incremento de dotación de agua al valle, el nivel freático alcanza igualmente la superficie del terreno en más del 50% del valle, incrementándose el fenómeno de evaporación de la napa y la salinización.

Tercera hipótesis

- Dotación permanente al valle de $12 \text{ m}^3/\text{seg}$ de agua superficial ($378 \text{ Hm}^3/\text{año}$). Se mantienen las condiciones de riego a presión en las áreas nuevas y se suprime la explotación del acuífero.

Para este escenario con una dotación de esta magnitud, ocurre un proceso de perjuicio similar al mencionado en la hipótesis anterior; pero de manera más rápida. Este escenario refleja cómo afecta el funcionamiento de una central hidroeléctrica en el valle, con su dotación permanente de $12 \text{ m}^3/\text{seg}$.

Cuarta hipótesis

- Dotación permanente al valle de $8 \text{ m}^3/\text{seg}$ de agua superficial ($252 \text{ Hm}^3/\text{año}$) proveniente tanto del sistema Chavimochic ($5.00 \text{ m}^3/\text{seg}$) y de recursos propios



de la cuenca (3.00 m³/seg). Se explota el acuífero hasta el régimen de explotación actual de los pozos y construcción de un conjunto de 80 pozos tubulares, específicamente ubicados.

Este escenario genera que la napa freática se mantiene a una profundidad adecuada solo durante el primer año, después el agua alcanzaría el nivel del suelo (tercer año). Esta hipótesis reproduce el sistema de trasvase Santa – Chavimochic.

Quinta hipótesis

- Dotación permanente al valle de 6 m³/seg de agua superficial (189 Hm³/año). Se descarta la instalación de una central hidroeléctrica en cabecera de valle. El sistema Santa-Chavimochic aporta 3 m³/seg y el resto (3 m³/seg) es aportada por la escorrentía producida por la propia cuenca. Se mantiene la explotación actual del acuífero de 2.26 m³/seg (71.43 Hm³/año). La eficiencia de riego en el valle es de 50%.

Se incrementaría al máximo la eficiencia de riego en las áreas nuevas, de tal manera de restringir la organización de flujos subterráneos, que podría alcanzar el valle.

Este escenario reporta que más del 90% de la superficie del valle, tiene un nivel freático a más de 4m de profundidad, propiciando excelentes condiciones de drenaje.

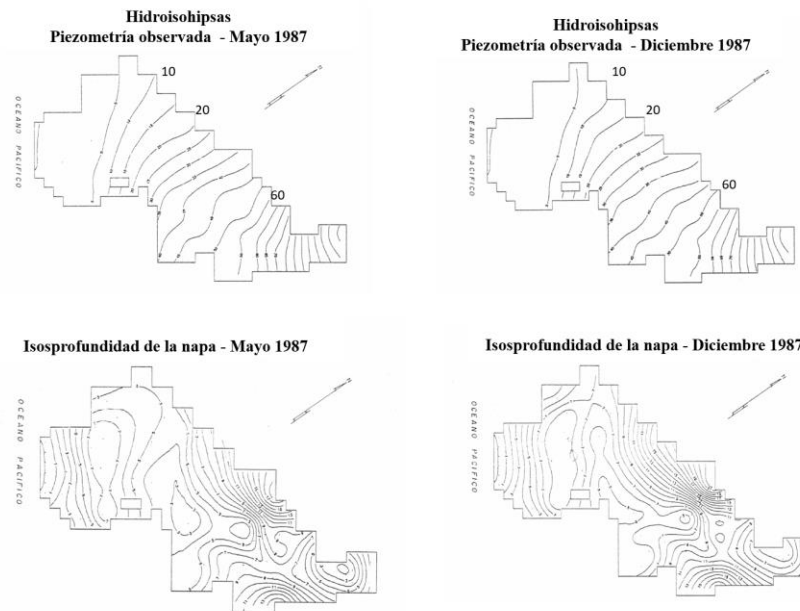


Figura 24: Mapa de isopiezas e isoprofundidad del valle Virú. (1987)

Fuente: Programa Nacional de Drenaje y Recuperación de Tierras.

3.2.2 Modelo del Proyecto Especial Chavimochic

En el 2008 el PECH encarga a Guillermo Aguilar la realización del estudio “Modelo de simulación de flujo de agua subterránea – valle Virú” donde el objetivo fue representar el comportamiento de las aguas subterráneas y generar escenarios para diseñar estrategias de explotación racional del acuífero considerando la conservación del recurso hídrico subterráneo (Aguilar, 2008).

Los puntos más resaltantes de este estudio fueron: i) la creación de un modelo conceptual que abarcó casi todos los elementos presentes en el sector del acuífero estudiado y ii) la simulación de seis escenarios para la evaluación de su funcionamiento. Para la realización del modelo conceptual consideró información respecto a características geológicas de la zona, hidrogeología, hidrología, características climáticas, volúmenes de extracción y la caracterización de los estratos permeables con basamento y techo definidos.

Respecto a los escenarios, el estudio consideró un escenario en régimen estacionario, para septiembre 2001, y cinco escenarios en régimen transitorio, para el periodo comprendido entre septiembre 2001 y el proyectado de diciembre 2015. Por su parte, el modelo numérico fue realizado en diferencias finitas utilizando

MODFLOW, donde fueron ingresados los paquetes río, dren, pozos, recarga y evapotranspiración.

Para el desarrollo del modelo se realizaron hipótesis y supuestos para generar los diferentes escenarios, que son enumeradas a continuación.

- Los límites del modelo son por noroeste una delimitación arbitraria, por el noreste el canal madre de Chavimochic, al este un sector arbitrario, al sureste el batolito andino y al oeste el océano pacífico.
- Es un modelo de 2 capas, acuífero superior libre y acuífero inferior semiconfinado.
- La base de la capa superior tiene como cota mínima -19.40 msnm y el basamento de la capa inferior tiene cota mínima de -249 msnm. El basamento de la capa inferior se considera impermeable.
- El espesor de los estratos analizados tiene un espesor mínimo de 5.51 m y un máximo de 323.76 m, con los estratos más profundos en las cercanías del eje del río, disminuyendo hacia las márgenes.
- Se zonifica el acuífero en 7 zonas para la estimación de conductividad hidráulica en ambas capas, con valores entre 10 m/d y 90 m/d, basados en las pruebas de bombeo de 1989 y 1999.
- Se zonifica el acuífero en 5 zonas para la estimación del rendimiento específico en ambas, con valores desde el 10% hasta los 19.5 %, basados en las pruebas de bombeo de 1989 y 1999.
- La única zona por donde hay flujo lateral es la proveniente de la cuenca alta del valle, donde estima una recarga de 17.52 Hm³/año.
- No existe flujo con los contornos de las nuevas áreas agrícolas (no se menciona en el documento).
- Una tasa de evaporación directa del acuífero igual a 2 mm/ día, conductancias del río en 200 m²/d y conductancia de los drenes entre 0.25 m²/d y 10 m²/d.

Resultados del modelo estacionario

El modelo estacionario para setiembre de 2001 se calibra con 119 pozos de observación ubicados en zonas representativas del acuífero, mediante una estimación de parámetros de conductividad hidráulica, recargas de áreas agrícolas según cultivos y conductancias de ríos y drenes. El balance hídrico reporta una recarga subterránea de la parte alta del valle de $17.52 \text{ Hm}^3/\text{año}$, una recarga de riego y canales en $87.38 \text{ Hm}^3/\text{año}$ y una recarga desde el río de $15.57 \text{ Hm}^3/\text{año}$, dado como recarga total al sistema unos $120.47 \text{ Hm}^3/\text{año}$. Los flujos subterráneos al océano son de $35.92 \text{ Hm}^3/\text{año}$, la extracción por pozos es de $13.37 \text{ Hm}^3/\text{año}$, la pérdida por evapotranspiración es de $40.32 \text{ Hm}^3/\text{año}$ y la transferencia del acuífero al río es de $0.55 \text{ Hm}^3/\text{año}$, dando una descarga total del sistema de $120.47 \text{ Hm}^3/\text{Ha}$.

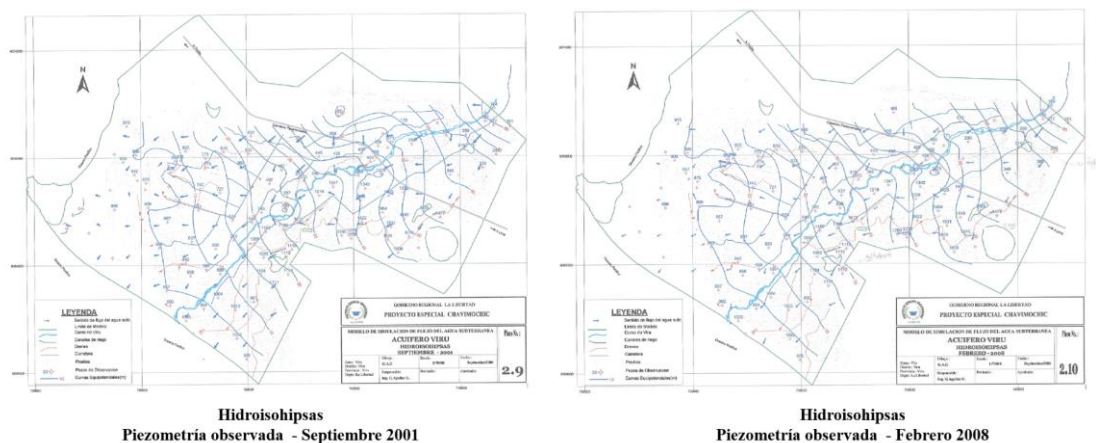


Figura 25: Mapa de isopiezas del valle de Virú. Septiembre 2001 - febrero 2008.
Fuente: Aguilar (2008)

3.2.3 Síntesis y conclusiones

Estos modelos de simulación buscan reproducir el funcionamiento del acuífero con los datos de los cuales disponían en sus respectivas fechas. A pesar de ello, hay algunas cuestiones de concepto que es importante comentar para entender la real implicancia de un modelo numérico.

El modelo hidrogeológico de Pronadret buscaba principalmente reproducir las fluctuaciones del nivel freático frente a escenarios del trasvase del río Santa. Este

modelo se ha descrito a mayor detalle debido a que, a pesar de sus simplificaciones, demostró estar acertado en sus predicciones respecto al comportamiento del acuífero una vez que entró en funcionamiento el trasvase y las ampliaciones agrícolas del proyecto Chavimochic.

Es importante señalar que el utilizar un modelo monocapa y una discretización tan alta implica asumir una homogeneidad que en la realidad es difícil de encontrar y si bien simplifica los cálculos, en la actualidad no es lo recomendable para un modelo numérico hidrogeológico. El punto de mayor discusión respecto al modelo planteado en esta memoria es asumir que no existe flujo lateral con otras secciones de la unidad hidrogeológica, pues como se mencionó en el apartado de geología la sección del acuífero estudiado se encuentra dentro de un depósito aluvial con gran potencial acuífero.

Respecto al modelo numérico realizado por Aguilar, presenta un correcto modelo conceptual pues busca describir la mayoría de los fenómenos presentes en el área de estudio. Además, la generación de escenarios de funcionamiento permite evaluar el comportamiento del nivel freático debido a la acción del riego agrícola. Algunas dudas que quedan de este modelo son, asumir la misma conductividad hidráulica en la capa 1 y en la capa 2, después del proceso de calibración del estado estacionario. Pues si se plantea un estrato superior con materiales gruesos y un estrato inferior con estratos finos se infiere que las conductividades hidráulicas en la capa 1 pueden ser mayores que en la capa 2. No se realiza esta diferenciación exacta de este concepto en el documento consultado. Al igual que el modelo de Pronadret, en este modelo no se menciona si hay flujo de entrada o salida con los sectores nuevos a pesar de tratarse de la misma unidad hidrogeológica. Finalmente, se observa que reporta toda la extracción por bombeos como si esta ocurriera dentro del área de estudio, cuando en la realidad tenemos casi en 25% de la explotación subterránea reportada por el PECH fuera de los límites del área de estudio.

Sin embargo, a pesar de todas las observaciones que puedan tener respecto a uno u otro aspecto, estos modelos han servido de base para la elaboración del presente modelo, pues del aporte de datos, hipótesis y cuestiones se ha decidido que hacer y que no hacer en el planteamiento del modelo conceptual y numérico.

IV. PLANTEAMIENTO DEL MODELO NUMÉRICO HIDROGEOLÓGICO

4.1 Modelo hidrogeológico conceptual

En cualquier problema de aguas subterráneas, el evaluador debe reunir y analizar datos de campo relevantes para resolver un problema específico. La síntesis de lo que se sabe sobre esa determinada área es un modelo conceptual. (Kresic & Mikszewski, 2013). La elaboración del modelo conceptual para analizar el valle Virú, debe representar los principales actores presentes en el desarrollo y evolución de la gestión del valle.

Como se ha descrito, el valle tradicional de Virú ha sido abastecido por aguas superficiales que provienen de la cuenca alta y que discurren por el río Virú, y por la extracción de agua subterráneas en toda su extensión. Todo este escenario se mantuvo de forma normal hasta la aparición en escena del PECH alrededor de los primeros años la década del 90, donde el aporte de agua superficial sustituyó el uso de las aguas subterráneas. Esto supuso, como era evidente, una elevación de los niveles freáticos en el valle generando un proceso de afloramientos en algunas partes del valle. Esto lleva a la construcción de un sistema de drenaje horizontal para evacuar los excedentes y así proteger los suelos de la salinidad. Con niveles altos como en estos casos, es lógico pensar en una evapotranspiración directa del acuífero, generalmente cuando el nivel freático se encuentra menor a 2 metros de profundidad (Aguilar, 2008).

Ante este escenario, la autoridad reguladora del recurso hídrico del valle indica un aumento paulatino y obligatorio de la extracción subterránea para mantener i) un nivel aceptable del nivel freático y ii) mantener la calidad de los suelos agrícolas del valle. Por todo esto y teniendo en cuenta la falta de datos y registros históricos diarios y mensuales de las extracciones y recargas, la implementación de un modelo general no es lo más recomendable, pues no representa de forma certera al sector del acuífero estudiado. Por eso se plantea la construcción de un modelo dividido en 3 lapsos de tiempo.

El paso previo para la elaboración del modelo conceptual es definir correctamente todas las interacciones en el acuífero, sus propiedades y los supuestos propuestos por el modelador. El sector del acuífero estudiado presenta dos capas verticales, la

primera que funciona como acuífero libre y la segunda que funciona como acuífero semiconfinado, que han sido estimados tomando como referencia los estudios geofísicos realizados por Corlib y Pronadret que refieren la existencia de un estrato superior de alta permeabilidad y espesor promedio de 50 metros, y un estrato inferior de baja permeabilidad con un espesor promedio de 220 metros. (Tahal Consulting Engineers, 1969). La geometría del acuífero se calcula utilizando como límite, el contorno de gestión del valle tradicional de Virú; para el techo superficial se utilizan los levantamientos topográficos del Pech, del año 2008 y 2018 con resolución de 5 metros y 2 metros, respectivamente. El basamento rocoso y la separación entre estratos está definida mediante la interpretación de los sondeos eléctricos verticales realizadas por Aguilar (Aguilar, 2008). Con esta información creamos el modelo hidrogeológico, que se representa en 3D en la **Figura 26**.

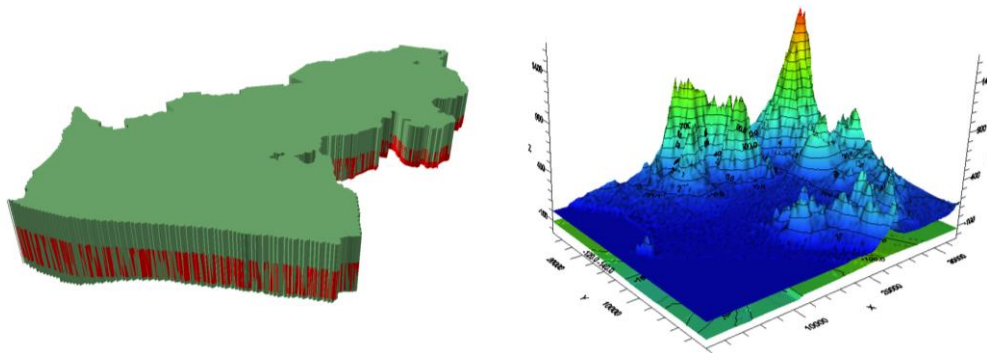


Figura 26: Geometría del modelo hidrogeológico en 3D

Fuente: Elaboración propia

Las conductividades hidráulicas obtenidas mediante las pruebas de bombeo por el Inrena en 2001 y Pronadret en 1989 arrojan, después de realizar un análisis espacial un mínimo de 32.83 m/d, un máximo de 89.85 m/d y una media de 62.06 m/d, representando un acuífero de respuestas rápidas a las acciones de recarga o drenaje. Aguilar sugiere en su proceso de calibración una conductividad hidráulica mínima de 9.97 m/d, una máxima de 60.34 m/d y una media de 31.74 m/d. (Aguilar, 2008) Las pruebas de bombeo realizadas por el PECH entre los años 2010 y 2012 brinda conductividades hidráulicas mínimas de 0.2 m/d, máximas de 76 m/d y una media de 6.5 m/d. (Iglesias León, 2012)

El rendimiento específico del acuífero varía entre 7.7% y 21% (Instituto Nacional de Recursos Naturales, 1999). El coeficiente de almacenamiento (porosidad eficaz) del acuífero Virú varía entre 0.1% y 24%, con una media de 7.5% (Iglesias León, 2012). El flujo de aguas subterráneas tiene una orientación NE a SO, desde la parte alta del valle hasta la desembocadura en el océano pacífico.

Las principales entradas al sector del acuífero estudiado son la recarga por la interacción con el río, los aportes subterráneos de la cuenca alta del valle y las recargas debidas al riego agrícola. Se debe evaluar la interacción de la transferencia lateral con los demás sectores de la unidad hidrogeológica, debido al aumento de la frontera agrícola del valle. Las principales salidas son la interacción del acuífero con el océano pacífico, las extracciones mediante bombeo del acuífero, las descargas por el sistema de drenaje y la evapotranspiración directa del acuífero.

Como se mencionó, todos estos fenómenos sufrieron una evolución temporal y su aparición va ligada al desarrollo y explosión agrícola del valle. Por eso se subdivide el modelo en los siguientes espacios temporales.

Modelo estacionario 1967

Se crea un modelo en régimen estacionario para el año 1967, que busca reproducir las condiciones y parámetros iniciales para ese año, antes del aumento considerable de las extracciones de bombeo y la influencia de las aguas trasvasadas del río Santa.



Figura 27: Modelo conceptual del estado estacionario 1967

Elaboración propia

Como se observa en la **Figura 27**, para el año 1967 se presenta la recarga subterránea proveniente de la cuenca alta del río Virú, la recarga del río Virú y la recarga proveniente de los retornos de riego. Las salidas principales son el flujo subterráneo al océano, las extracciones por bombeo y queda evaluar las interacciones con los contornos de la unidad hidrogeológica y entre las capas del modelo.

Modelo transitorio 1967 – 2001

La segunda etapa de la elaboración del modelo consiste en representar el funcionamiento del acuífero en estado transitorio, teniendo en cuenta el aumento de las extracciones de bombeo, llegando al pico de extracción de 1981 y después el aumento del aporte superficial con las aguas provenientes del trasvase del río Santa. Para inicios del año 1995 se inicia con la evaluación del sistema de drenaje construido en el valle para evacuar el exceso y ascenso del nivel freático.

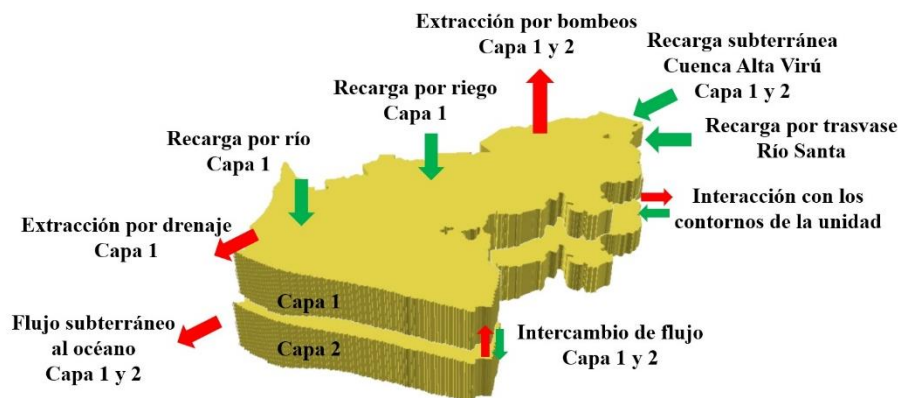


Figura 28: Modelo conceptual del estado transitorio 1967 – 2001

Elaboración propia

La **Figura 28** representa el modelo conceptual que describe los fenómenos presentes dentro de los años 1967 y 2001 en el sector del acuífero estudiado.

Modelo transitorio 2001 – 2019

Este modelo es la culminación, donde se integran todos los factores que intervienen en el funcionamiento del acuífero. Se evalúan las recargas subterráneas provenientes de la cuenca alta del valle, las interacciones de sector del acuífero con

sus contornos, la interacción entre el río y el acuífero, la recarga proveniente de las áreas agrícolas y canales no revestidos, la pérdida por evapotranspiración, las extracciones por el sistema de pozos y las evacuaciones por el sistema de drenaje.

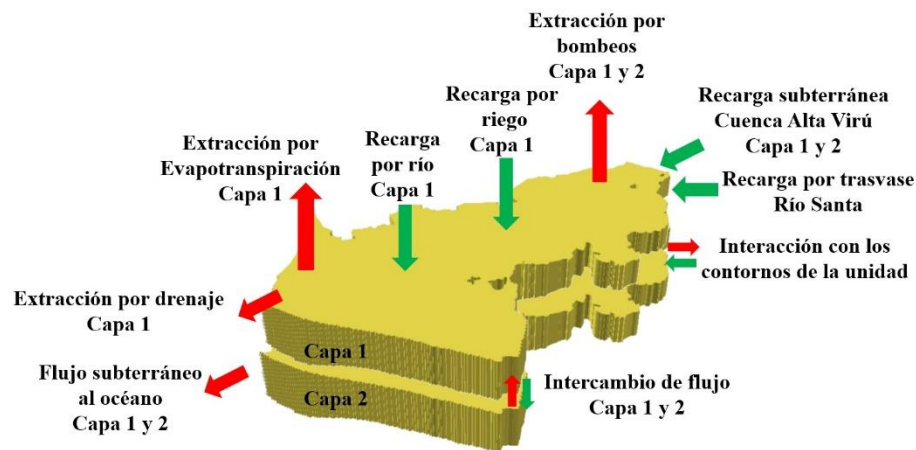


Figura 29: Modelo conceptual del estado transitorio 2001 – 2019

Elaboración propia

4.2 Modelo hidrogeológico numérico

El modelo numérico del valle Virú ha sido implementado utilizando el software Processing Modflow for Windows (PMWIN), interfaz gráfica que permite simular el flujo de aguas subterráneas y procesos de transporte.

El modelo se subdivide en 3 periodos de evaluación, buscando representar de manera correcta el pasado y el presente del sector del acuífero estudiado. El primer periodo de evaluación consiste en reproducir de forma estacionaria el año 1967. Este modelo estacionario no podrá ser calibrado debido a que no contamos con registros de niveles piezométricos observados para ese año, solo se podrá estimar los valores con información referencial de lo que sucedía en el acuífero en esos años. Después, con los resultados de esta simulación, se genera un modelo transitorio entre los años 1967 y 2001, que será calibrado con las observaciones de diciembre 2001, lo que se conoce como un flash piezométrico.

Finalmente, se genera el modelo transitorio para 2001 – 2019 tomando como valores iniciales los obtenidos en el modelo anterior, y se realiza una calibración a nivel mensual con los valores observados de la red piezométrica del valle.

En los apartados siguientes se hará mención a cada uno de estos modelos, para una diferenciación clara de los valores y parámetros utilizados.

4.2.1 Discretización del modelo

El área del sector modelado corresponde al valle tradicional de Virú, que tiene una extensión de 155.6 km², con una discretización espacial de celdas rectangulares regulares de 100 m x 100 m, generando un modelo de 235 columnas y 172 filas.

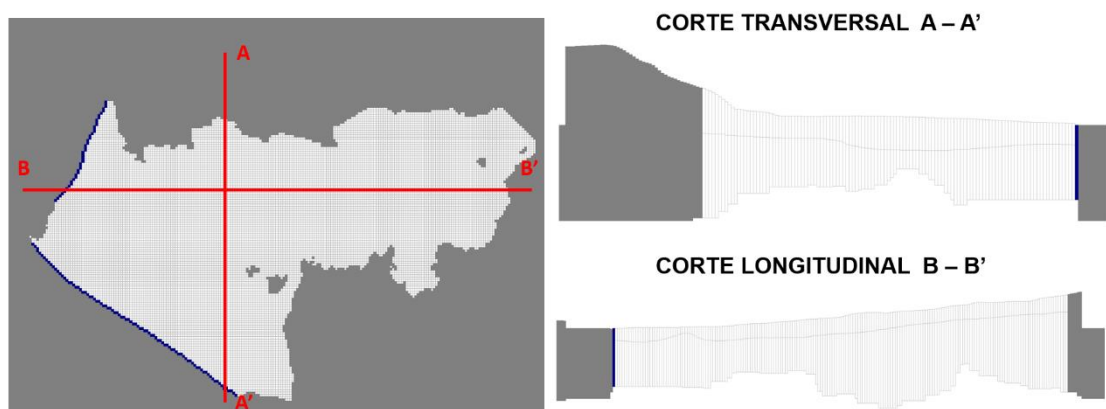


Figura 30: Discretización del modelo numérico en PMWIN

Elaboración propia

En la **Figura 30** se presenta una vista de planta, un corte transversal A-A' y un corte longitudinal B-B'. El modelo contempla la asignación de celdas activas, inactivas y de valor constante para la correcta representación del acuífero, tanto en la capa superior como en la inferior. Esta geometría base se utiliza para los 3 submodelos de representación.

Para el ingreso de los datos en los modelos se tiene en cuenta la uniformidad de las unidades en el sistema internacional. Así se define que la unidad de análisis espacial es el metro y la unidad temporal es el día.

Referente a la discretización temporal, el modelo estacionario de 1967 presenta una discretización anual. El modelo transitorio 1967-2001 presenta una discretización anual, con 35 periodos de 365 días, con 300 pasos de tiempo para el cálculo de cada periodo y un multiplicador de 1.05. El modelo 2001-2019 tiene una discretización

mensual, con 216 periodos de 30 días, con 20 pasos de tiempo para cada periodo y un multiplicador de 1.05.

4.2.2 Condiciones iniciales

Las condiciones iniciales del modelo estacionario de 1967 corresponden a suponer que el nivel del agua se encuentra al nivel del terreno; obviamente esta suposición solo es para darle un valor de entrada al modelo que al ser ejecutado nos proporcionará resultados más acordes a lo que acontece en el acuífero. Se realiza esta suposición debido a que no se cuenta con mediciones de niveles piezométricos.

Para el modelo transitorio 1967 – 2001 se utilizan como valores de entrada los resultados obtenidos de la simulación en régimen estacionario para el año 1967.

Finalmente, para el modelo transitorio 2001 – 2019 se utilizan los resultados de la calibración realizada al modelo anterior.

4.2.3 Parámetros hidráulicos

Los parámetros hidráulicos ingresados al modelo son conductividad hidráulica horizontal y vertical, coeficiente de almacenamiento, rendimiento específico y porosidad eficaz. Los valores de partida están basados en las pruebas hidrodinámicas antes mencionadas en este estudio. Es importante precisar que en todos los modelos se asume una anisotropía horizontal de 1 y una anisotropía vertical de 10.

Modelo estacionario 1967

Para el modelo estacionario de 1967 las propiedades ingresadas básicamente son la conductividad hidráulica y la porosidad eficaz. Aunque esta última no tiene gran significancia a la hora de realizar las simulaciones en estado estacionario. Se parte con zonificar el sector del acuífero estudiado, que desde el punto de vista geológico y litológico es bastante uniforme, por tal motivo se recurre a generar zonas en función a las pruebas de bombeo y sus resultados más homogéneos.

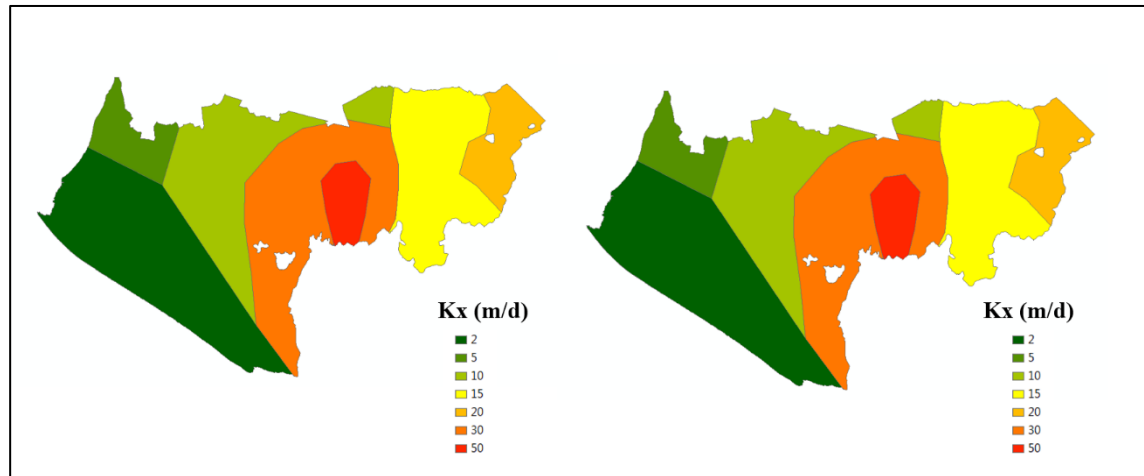


Figura 31: Conductividades hidráulicas (K_x) iniciales asignadas al modelo estacionario 1967

Fuente: Elaboración propia.

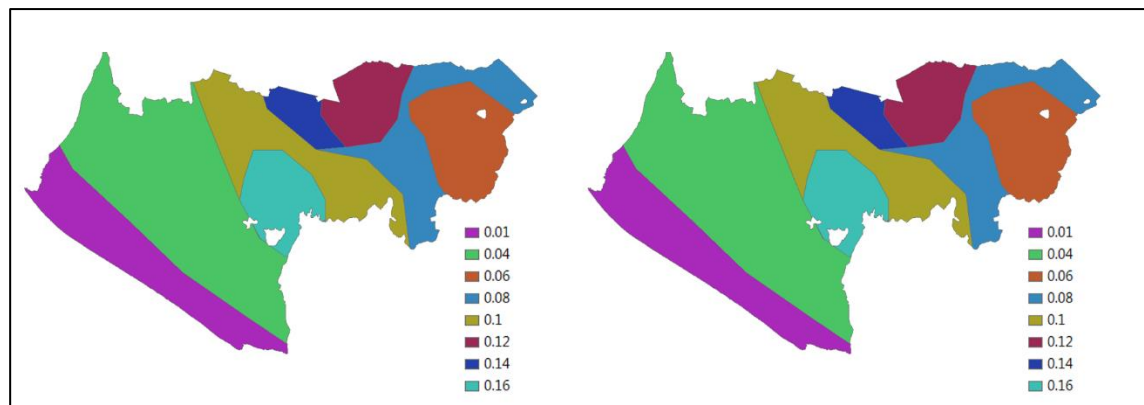


Figura 32: Porosidad eficaz inicial asignada al modelo estacionario 1967

Elaboración propia

En la **Figura 31** se muestra la zonificación en 7 partes en función a los resultados de conductividad hidráulica obtenidos en los ensayos de bombeo, con valores entre los 2 m/d y 50 m/d. Por su parte **Figura 32** muestra una división en 8 partes para la porosidad eficaz, con valores entre los 0.01 y 0.16. Es importante señalar que no existe una diferenciación en los estudios previos y las pruebas de bombeo entre los dos estratos que se presentan en el modelo, por tal motivo asumimos como valores iniciales para ambas capas, los cuáles irán variando en el proceso de calibración.

Recordar que para acuíferos que drenan fácilmente (arenas gruesas y gravas), se puede asumir la aproximación de equivalencia entre el rendimiento específico y la porosidad eficaz.

Tabla 18: Parámetros hidráulicos de entrada al modelo estacionario 1967

Zona	Capa	Kx inicial (m/d)	Ky inicial (m/d)	Kz inicial (m/d)	Zona	Capa	Porosidad eficaz
1	1	2.0	2.0	0.2	1*	1	0.01
	2	2.0	2.0	0.2		2	0.01
2	1	5.0	5.0	0.5	2*	1	0.04
	2	5.0	5.0	0.5		2	0.04
3	1	10.0	10.0	1.0	3*	1	0.10
	2	10.0	10.0	1.0		2	0.10
4	1	15.0	15.0	1.5	4*	1	0.16
	2	15.0	15.0	1.5		2	0.16
5	1	20.0	20.0	2.0	5*	1	0.14
	2	20.0	20.0	2.0		2	0.14
6	1	30.0	30.0	3.0	6*	1	0.12
	2	30.0	30.0	3.0		2	0.12
7	1	50.0	50.0	5.0	7*	1	0.08
	2	50.0	50.0	5.0		2	0.08
					8*	1	0.06
						2	0.06

Fuente: Elaboración propia

Modelo transitorio 1967 – 2001

Este modelo recibe como punto de partida los resultados del paso anterior, añadiendo en sus parámetros de entrada los valores de almacenamiento específico y rendimiento específico. Para este modelo se subdivide un poco más los sectores del acuífero para poder tener mayor control al momento de generar una calibración. Se divide en 14 zonas con diferente conductividad hidráulica, se mantienen las 8 zonas la porosidad eficaz y el rendimiento específico. El coeficiente de almacenamiento específico se asume constante a falta de mayor información.

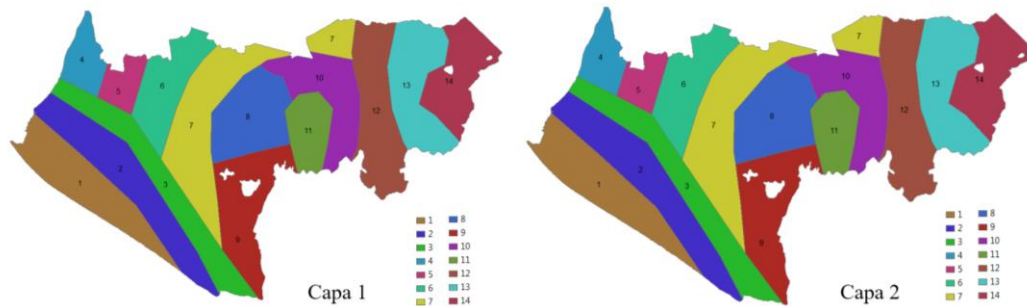


Figura 33: Zonificación para modelo transitorio 1967 -2001

Fuente: Elaboración propia

Se va a separar los límites del acuífero en 8 zonas para poder evaluar su interacción con el resto de la unidad hidrogeológica. Las zonas 1 y 2 son las que están en contacto con el océano pacífico, las zonas 3,4 y 5 están en contacto con los campos agrícolas nuevos del norte, la zona 6 es donde se evalúa la interacción con la cuenca alta del valle y se analiza la recarga subterránea. Finalmente, la zona 7 es la que está en contacto con las áreas nuevas del sur y la zona 8 la que está en contacto con las pampas de Compositán y sus campos agrícolas.

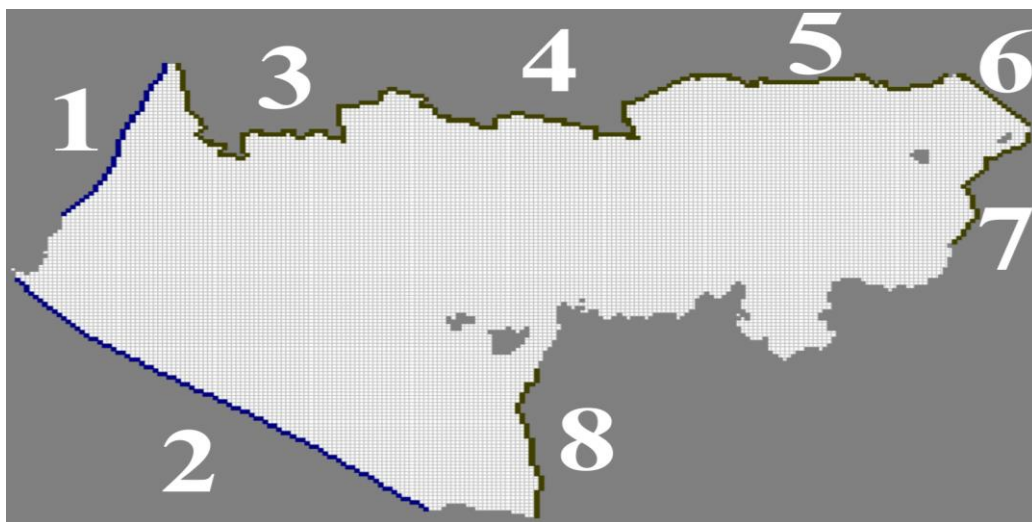


Figura 34: Zonificación de contornos - Acuífero Virú.

Fuente: Elaboración propia.

Tabla 19: Parámetros hidráulicos de entrada al modelo transitorio 1967 - 2001.

Zona	Capa	Kx inicial (m/d)	Ky inicial (m/d)	Kz inicial (m/d)	Zona	Capa	Porosidad eficaz	Rendimiento específico Sy	Almacenamiento específico Ss (1/m)
1	1	66.0	66.0	6.6	1*	1	0.01	0.01	1.00E-04
	2	66.0	66.0	6.6		2	0.01	0.01	1.00E-04
2	1	66.0	66.0	6.6	2*	1	0.04	0.04	1.00E-04
	2	66.0	66.0	6.6		2	0.04	0.04	1.00E-04
3	1	66.0	66.0	6.6	3*	1	0.10	0.10	1.00E-04
	2	66.0	66.0	6.6		2	0.10	0.10	1.00E-04
4	1	36.0	36.0	3.6	4*	1	0.16	0.16	1.00E-04
	2	36.0	36.0	3.6		2	0.16	0.16	1.00E-04
5	1	36.0	36.0	3.6	5*	1	0.14	0.14	1.00E-04
	2	36.0	36.0	3.6		2	0.14	0.14	1.00E-04
6	1	48.5	48.5	4.9	6*	1	0.12	0.12	1.00E-04
	2	48.5	48.5	4.9		2	0.12	0.12	1.00E-04
7	1	48.5	48.5	4.9	7*	1	0.08	0.08	1.00E-04
	2	48.5	48.5	4.9		2	0.08	0.08	1.00E-04
8	1	43.0	43.0	4.3	8*	1	0.06	0.06	1.00E-04
	2	43.0	43.0	4.3		2	0.06	0.06	1.00E-04
9	1	43.0	43.0	4.3					
	2	43.0	43.0	4.3					
10	1	43.0	43.0	4.3					
	2	43.0	43.0	4.3					
11	1	55.0	55.0	5.5					
	2	55.0	55.0	5.5					
12	1	62.0	62.0	6.2					
	2	62.0	62.0	6.2					
13	1	62.0	62.0	6.2					
	2	62.0	62.0	6.2					
14	1	58.0	58.0	5.8					
	2	58.0	58.0	5.8					

Fuente: Elaboración propia

Modelo transitorio 2001 – 2019

La parte final de la simulación del flujo en el acuífero Virú, tiene como parámetros de entrada todos los resultados de la calibración del modelo anterior. Se mantienen los valores obtenidos de conductividad hidráulica horizontal, vertical,

almacenamiento específico, rendimiento específico y porosidad eficaz. La zonificación es la misma que en el modelo anterior.

Tabla 20: Parámetros de entrada al modelo transitorio 2001 - 2019

Zona	Capa	Kx inicial (m/d)	Ky inicial (m/d)	Kz inicial (m/d)	Zona	Capa	Porosidad eficaz	Rendimiento específico Sy	Almacenamiento específico Ss (1/m)
1	1	79.00	79.00	7.90	1*	1	0.01	0.01	1.00E-04
	2	29.25	29.25	2.93		2	0.01	0.01	1.00E-04
2	1	27.67	27.67	2.77	2*	1	0.04	0.04	1.00E-04
	2	56.27	56.27	5.63		2	0.04	0.04	1.00E-04
3	1	4.90	4.90	0.49	3*	1	0.10	0.10	1.00E-04
	2	10.96	10.96	1.10		2	0.10	0.10	1.00E-04
4	1	78.50	78.50	7.85	4*	1	0.16	0.16	1.00E-04
	2	70.00	70.00	7.00		2	0.16	0.16	1.00E-04
5	1	16.17	16.17	1.62	5*	1	0.14	0.14	1.00E-04
	2	3.98	3.98	0.40		2	0.14	0.14	1.00E-04
6	1	80.50	80.50	8.05	6*	1	0.12	0.12	1.00E-04
	2	12.12	12.12	1.21		2	0.12	0.12	1.00E-04
7	1	75.50	75.50	7.55	7*	1	0.08	0.08	1.00E-04
	2	4.10	4.10	0.41		2	0.08	0.08	1.00E-04
8	1	81.50	81.50	8.15	8*	1	0.06	0.06	1.00E-04
	2	4.05	4.05	0.41		2	0.06	0.06	1.00E-04
9	1	73.50	73.50	7.35					
	2	3.95	3.95	0.40					
10	1	75.80	75.80	7.58					
	2	14.92	14.92	1.49					
11	1	5.10	5.10	0.51					
	2	32.82	32.82	3.28					
12	1	5.20	5.20	0.52					
	2	28.10	28.10	2.81					
13	1	6.00	6.00	0.60					
	2	29.10	29.10	2.91					
14	1	14.00	14.00	1.40					
	2	9.06	9.06	0.91					

Fuente: Elaboración propia

4.2.4 Red piezométrica

La red piezométrica del valle de Virú es una de las más numerosas en cuanto a cantidad de pozos, pero tiene una seria deficiencia debido a la poca frecuencia de los muestreos. En la actualidad se limitan a un monitoreo en febrero (época de avenida) y octubre (época de estiaje). Se proporciona las coordenadas de los pozos y la profundidad del nivel freático, medido desde la cota del terreno. La cantidad total de pozos de observación en la margen derecha del río Virú es de 169 y en la margen izquierda de 145. Si bien todos estos pozos tienen mediciones, no todos han sido utilizados en los procesos de calibración debido a la discrepancia con los datos.

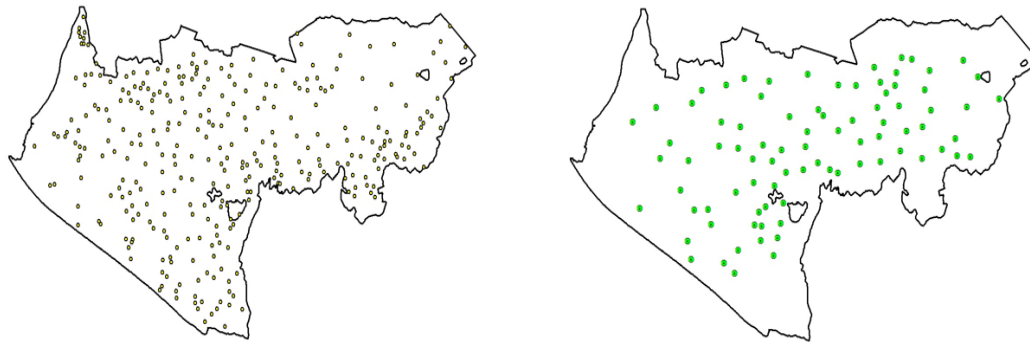


Figura 35: Ubicación de los piezómetros totales y los utilizados para el proceso de calibración

Elaboración propia

Para el primer proceso de calibración se utilizan las lecturas del año 2001, eligiendo 85 pozos de observación que se encuentren en zonas representativas del acuífero. No se dispone de data de niveles piezométricos para antes del año 2001, lo cual dificulta la labor de calibración. Se debe precisar que estas cargas piezométricas se obtienen de forma indirecta, pues el reporte que realiza el PECH menciona la profundidad del nivel freático. Nosotros calculamos la topografía del pozo y generamos las cargas piezométricas.

Tabla 21: Niveles piezométricos de los pozos de observación del valle de Virú. (2001)

N° OBS	Name	Topo super	H marzo	H dic	N° OBS	Name	Topo super	H marzo	H dic
OBS1	V-286A	34.16	33.17	32.62	OBS43	V-103	50.00	48.55	48.19
OBS2	V-285A	21.39	20.05	20.01	OBS44	V-74A	50.05	48.38	47.99
OBS3	V-288A	16.97	15.58	15.16	OBS45	V-80A	53.32	47.96	47.30
OBS4	V-244	13.76	12.28	11.96	OBS46	V-91	63.52	61.96	60.98
OBS5	V-245C	8.29	7.81	7.70	OBS47	V-129A	68.06	61.05	60.92
OBS6	V-238A	4.78	4.49	4.43	OBS48	V-59	69.97	62.20	62.15
OBS7	V-239A	3.78	2.76	2.58	OBS49	V-65A	57.88	55.97	55.19
OBS8	V-273	10.56	9.37	9.02	OBS50	V-72A	55.56	51.69	51.32
OBS9	V-40	12.62	11.46	11.46	OBS51	V-172	44.46	37.39	36.93
OBS10	V-38B	16.80	15.79	15.73	OBS52	V-150A	48.87	45.80	45.55
OBS11	V-27	14.41	12.61	12.47	OBS53	V-174	41.43	38.19	37.92
OBS12	V-280B	12.06	10.62	10.81	OBS54	V-173	38.79	33.97	33.54
OBS13	V-29	11.14	9.36	9.34	OBS55	V-176	35.43	32.20	31.67
OBS14	V-44A	7.23	5.51	5.21	OBS56	V-187	29.30	26.30	25.95
OBS15	V-32	8.39	6.13	6.08	OBS57	V-92B	28.88	27.06	26.51
OBS16	V-18	5.00	3.88	3.57	OBS58	V-189	25.55	24.55	24.55
OBS17	V-33	10.13	8.36	7.98	OBS59	V-269A	15.98	15.12	15.12
OBS18	V-241	1.92	0.27	0.28	OBS60	V-248	17.37	16.26	16.13
OBS19	V-307	3.88	2.30	2.41	OBS61	V-268B	12.22	11.58	11.56
OBS20	V-34A	3.31	2.39	2.33	OBS62	V-258	11.69	10.74	10.86
OBS21	V-278	3.68	1.87	1.86	OBS63	V-264A	4.76	4.15	4.17
OBS22	V-307C	3.30	0.94	1.10	OBS64	V-261A	7.89	6.75	6.55
OBS23	V-12	5.41	3.74	3.82	OBS65	V-263	5.40	3.75	3.51
OBS24	V-10	6.28	3.42	3.47	OBS66	V-268	10.70	9.14	9.04
OBS25	V-2	3.14	1.81	1.81	OBS67	V-268A	11.47	9.13	9.17
OBS26	V-6	4.16	2.58	2.34	OBS68	V-267D	11.11	8.96	8.74
OBS27	V-46	13.75	11.04	10.93	OBS69	V-267C	12.32	10.34	10.08
OBS28	V-230A	19.00	16.89	16.82	OBS70	V-196A	13.27	11.19	10.94
OBS29	V-229	20.10	17.67	17.84	OBS71	V-196	15.94	14.74	14.70
OBS30	V-221B	22.25	20.88	20.88	OBS72	V-195	20.00	18.10	18.06
OBS31	V-221A	24.50	22.94	22.94	OBS73	V-200	22.65	21.23	21.07
OBS32	V-227	22.64	19.74	19.74	OBS74	V-181A	38.78	38.02	37.39
OBS33	V-217	31.25	28.96	28.74	OBS75	V-162	35.31	33.47	33.02
OBS34	V-220A	32.48	30.47	30.28	OBS76	V-169	30.46	29.32	28.48
OBS35	V-234	38.04	33.54	33.52	OBS77	V-159	40.98	39.55	39.33
OBS36	V-213	38.57	37.05	36.58	OBS78	V-179	41.70	38.93	38.48
OBS37	V-211	47.42	43.58	43.05	OBS79	V-153	46.49	44.90	44.53
OBS38	V-209	44.85	42.92	42.75	OBS80	V-133A	52.15	50.30	50.36
OBS39	V-205	45.45	44.34	44.06	OBS81	V-131	55.74	55.38	55.30
OBS40	V-204A	42.65	42.18	41.98	OBS82	V-48	54.99	54.23	53.80
OBS41	V-94	47.29	45.72	45.42	OBS83	V-130	57.73	55.12	54.80
OBS42	V-98	49.47	48.91	48.53	OBS84	V-144	52.01	49.31	48.95
					OBS85	V-148A	50.17	49.17	48.87

Fuente: Elaboración propia.

Para el tercer modelo de simulación disponemos de las series mensuales desde el año 2001 al 2019, eligiendo nuevamente una cantidad de pozos representativos, que tengan lecturas en la mayoría de años y que tengan data consistente.

Es importante mencionar que no existe una diferenciación entre los piezómetros que representan el acuífero libre o el acuífero semiconfinado. Por tal motivo señalamos que todos representan al acuífero libre.

4.2.5 Condiciones de contorno

Las condiciones de borde o contorno asignadas a este modelo tienen la particularidad de ser diferentes a modelos anteriores. Mantiene en general la interacción acuífero – océano y acuífero – río, pero considera que puede existir flujo entre el sector estudiado y los sectores colindantes que pertenecen a la misma unidad hidrogeológica.

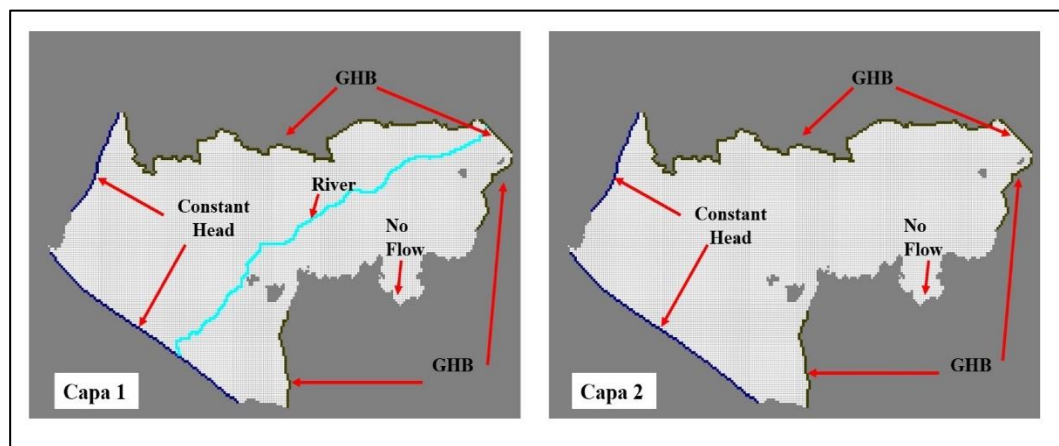


Figura 36: Condiciones de contorno del modelo numérico

Elaboración propia

En la **Figura 36** se muestran las condiciones de borde asignadas al modelo en general. Es importante señalar que los valores de conductancia tanto de río como de GHB deben ser calibrados para darle precisión al modelo.

De estas condiciones de contorno, se tienen datos y estimaciones de la recarga subterránea proveniente de la cuenca alta del río Virú. Esta recarga se presenta en el NE del sector del acuífero estudiado y según el modelo de Aguilar su valor es de $17.52 \text{ Hm}^3/\text{año}$ (Aguilar, 2008). Por su parte, Pronadret sostiene en su estudio que la recarga subterránea es de $15.14 \text{ Hm}^3/\text{año}$. (Programa Nacional de Drenaje y Recuperación de Tierras, 1990). Ahora bien, no se tiene bibliografía clara respecto a la interacción del sector del acuífero del valle de Virú, con los sectores colindantes. Por tal motivo se ingresa una condición de borde GHB (General Head Boundary) para poder simular esta interacción.

Es importante señalar también que se hace una zonificación de las GHB, que sirve para afinar la conductancia y las cargas externas. Se divide en 14 zonas con valores de conductancia y cargas externas variables.

Referente a la interacción entre el acuífero y el océano, se ha optado por colocar un valor de carga constante igual a 0 m.s.n.m para ambas capas. Según el balance hídrico realizado por Cabrera, el valor del flujo subterráneo desde el acuífero hacia el océano es de 35.92 Hm³/año (Cabrera, 2015). Este valor coincide con el modelo de simulación de Aguilar para la calibración de su régimen estacionario (Aguilar, 2008).

Para implementar el tramo del río Virú que pasa por el valle, se utilizó la topografía superficial realizada por el Pech y de imágenes satelitales para estimar su ancho y completar las propiedades solicitadas por el programa de simulación.

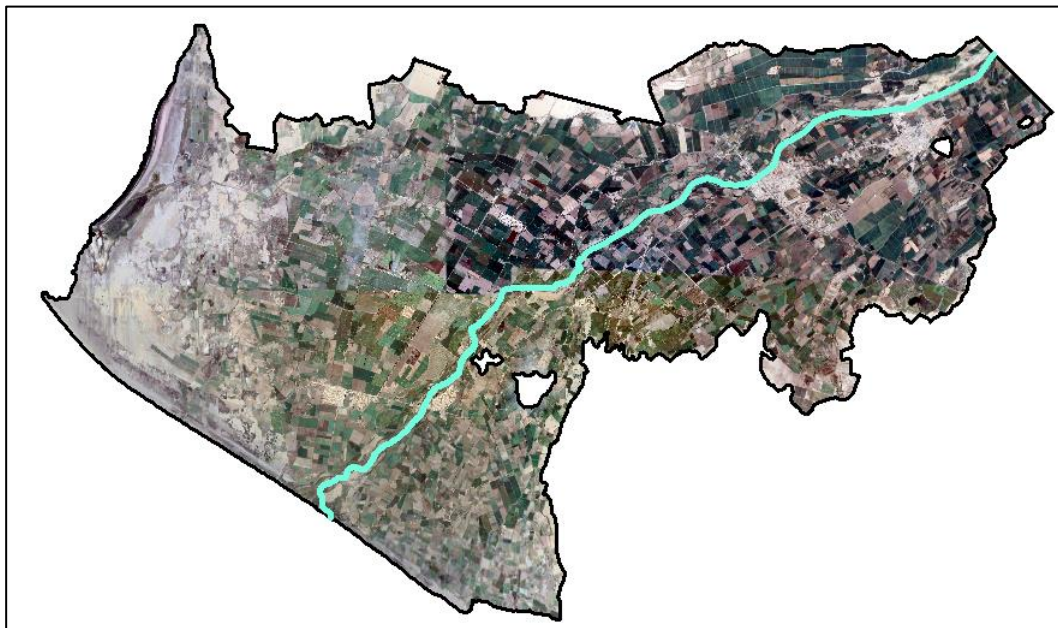


Figura 37: Implementación digital del río del valle Virú

Elaboración propia

La **Figura 37** muestra la dirección del río en el acuífero estudiado, con orientación NE a SO, desembocando en el océano pacífico. La conductividad hidráulica asignada al lecho del río es de 0.05 m/d, un ancho promedio de 30 metros y un espesor de lecho permeable de 1.5 m. Con estos datos obtenemos una conductancia

teórica de $100 \text{ m}^2/\text{d}$, como valor inicial de cálculo. Debido a la limitada información que se dispone del río se asume la profundidad del lecho y la carga del río.

4.2.6 Recarga agrícola

La recarga agrícola con la que se cuenta datos proviene desde los años 2001 en adelante. Para la estimación de la recarga que procede de la acción del riego se debe determinar un factor de infiltración que dependa de las características físicas del suelo, los métodos de riego y los volúmenes aplicados dependiendo del tipo de cultivo instalado.

Como no se cuenta con cédulas agrícolas de los consumos de los primeros años de simulación, nos basamos en estimaciones y criterios agronómicos para determinar los volúmenes de riego en las parcelas agrícolas.

Para el modelo estacionario de 1967 se asume un módulo de riego de $12000 \text{ m}^3/\text{Ha}/\text{año}$, en una extensión de 8805 Ha de cultivo. Se asume también una eficiencia de riego del 50% y un factor de infiltración del 30%.

Para el modelo transitorio 1967 – 2001 se utilizan las mismas consideraciones anteriores, tomando en cuenta que se aumentan paulatinamente las áreas de cultivo y desde 1992, se aumentan los volúmenes de irrigación debido al trasvase de las aguas del río Santa.

Finalmente, para el modelo transitorio 2001 – 2019 utilizados las cédulas de cultivo elaboradas por el PECH, para un área total de 10621 Ha bajo riego. Se debe mencionar que en algunos años puede variar el área total bajo riego dependiendo de los factores de demanda de productos agrícolas y la oferta hídrica de las comisiones de regantes del valle. Para cualquier efecto se engloba el consumo total del año y se distribuye proporcional en el área de cultivo estimada.

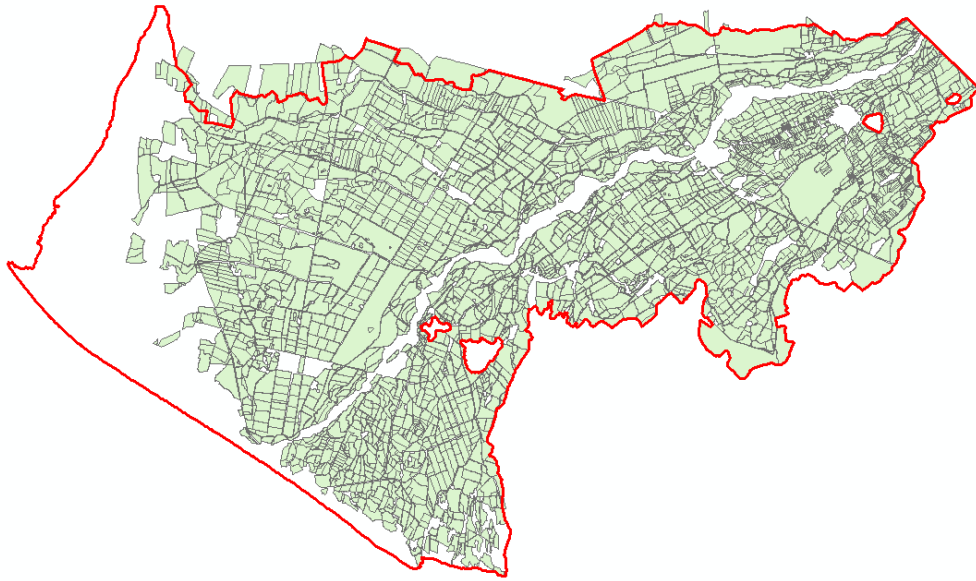


Figura 38: Distribución de las áreas agrícolas del valle de Virú

Elaboración propia

4.2.7 Extracciones de bombeo

Las extracciones de bombeo han sido estimadas debido a que no se cuenta con registros anuales de explotación del acuífero. Para esta labor se utiliza como punto de control los inventarios de fuentes de agua subterránea de los años 1967, 1973, 1981, 1987, 1998 y 2011. Debemos tener en cuenta que estos inventarios reportan la cantidad de pozos y la explotación de agua subterránea de toda la provincia, abarcando zonas que están fuera de nuestra área de estudio, por tal motivo es necesario realizar una aproximación del número de pozos de explotación utilizados y la cantidad de agua extraída dentro del valle.

En la **Tabla 22** se muestran las aproximaciones realizadas para los años de explotación, el número de pozos estimados e implementados y el número de pozos tubulares y a tajo abierto asumidos.

Tabla 22: Registro estimaciones de caudales extraídos del sector del acuífero estudiado. (1967 - 2019)

Año	Hm³/año Inventario	% en el área de estudio	Hm³/año en área de estudio	m³/día	x10 ⁴ m³/día	Pozos estimados	Pozos implementados	Pozos a tajo abierto	Pozos tubulares
1967	39.00	0.700	27.30	74794.52	7.5	82	64	56	8
1968	40.58	0.700	28.41	77831.05	7.8	97	93	75	18
1969	42.17	0.700	29.52	80867.58	8.1	112	96	78	18
1970	43.75	0.700	30.63	83904.11	8.4	127	123	102	21
1971	45.33	0.700	31.73	86940.64	8.7	142	125	104	21
1972	46.92	0.700	32.84	89977.17	9.0	157	140	117	23
1973	48.50	0.700	33.95	93013.70	9.3	173	147	124	23
1974	52.15	0.706	36.83	100901.84	10.1	218	242	185	57
1975	55.80	0.713	39.75	108914.90	10.9	263	271	207	64
1976	59.44	0.719	42.72	117052.87	11.7	308	295	226	69
1977	63.09	0.725	45.74	125315.75	12.5	353	330	254	76
1978	66.74	0.731	48.80	133703.55	13.4	398	357	276	81
1979	70.39	0.738	51.91	142216.27	14.2	443	363	281	82
1980	74.03	0.744	55.06	150853.90	15.1	488	420	318	102
1981	77.68	0.750	58.26	159616.44	16.0	539	425	321	104
1982	76.64	0.750	57.48	157479.45	15.7	536	453	348	105
1983	75.60	0.750	56.70	155342.47	15.5	533	464	355	109
1984	74.56	0.750	55.92	153205.48	15.3	530	478	366	112
1985	73.52	0.750	55.14	151068.49	15.1	527	525	407	118
1986	72.48	0.750	54.36	148931.51	14.9	524	541	417	124
1987	71.44	0.750	53.58	146794.52	14.7	521	568	436	132
1988	65.86	0.736	48.50	132875.65	13.3	531	589	454	135
1989	60.29	0.723	43.57	119373.42	11.9	541	607	468	139
1990	54.71	0.709	38.80	106287.86	10.6	551	592	453	139
1991	49.13	0.695	34.17	93618.94	9.4	561	584	450	134
1992	43.56	0.682	29.70	81366.68	8.1	571	624	489	135
1993	37.98	0.668	25.38	69531.08	7.0	581	659	522	137
1994	32.41	0.655	21.21	58112.12	5.8	591	706	569	137
1995	26.83	0.641	17.20	47109.83	4.7	601	526	465	61
1996	21.25	0.627	13.33	36524.18	3.7	611	586	524	62
1997	15.68	0.614	9.62	26355.19	2.6	621	664	602	62
1998	10.10	0.600	6.06	16602.74	1.7	633	637	580	57
1999	10.63	0.600	6.38	17477.77	1.7	651	642	584	58
2000	11.16	0.600	6.70	18352.79	1.8	669	642	584	58
2001	11.70	0.600	7.02	19227.82	1.9	687	643	585	58
2002	12.24	0.600	7.34	20115.49	2.0	705	643	585	58
2003	12.78	0.600	7.67	21003.16	2.1	723	643	585	58
2004	13.32	0.600	7.99	21890.83	2.2	741	985	837	148
2005	13.86	0.600	8.31	22778.50	2.3	759	986	838	148
2006	14.40	0.600	8.64	23666.17	2.4	777	991	841	150
2007	14.94	0.600	8.96	24553.85	2.5	795	991	841	150
2008	15.48	0.600	9.29	25441.52	2.5	813	993	842	151
2009	16.02	0.600	9.61	26329.19	2.6	831	995	844	151
2010	16.56	0.600	9.93	27216.86	2.7	849	997	846	151
2011	17.10	0.600	10.26	28109.59	2.8	875	997	846	151
2012	21.17	0.600	12.70	34796.71	3.5	875	997	846	151
2013	21.71	0.600	13.02	35684.38	3.6	875	997	846	151
2014	22.25	0.600	13.35	36572.05	3.7	875	997	846	151
2015	22.79	0.600	13.67	37459.73	3.7	875	997	846	151
2016	23.33	0.600	14.00	38347.40	3.8	875	997	846	151
2017	23.87	0.600	14.32	39235.07	3.9	875	997	846	151
2018	24.41	0.600	14.64	40122.74	4.0	875	997	846	151
2019	24.95	0.600	14.97	41010.41	4.1	875	997	846	151

Fuente: Elaboración propia.

4.2.8 Extracción por el sistema de drenaje

El sistema de drenaje que ha sido construido en el valle de Virú busca disminuir los niveles freáticos que aumentaron debido a la reducción de las extracciones por pozos. Se utilizaron planos en físico para la construcción de los drenes. Y se evaluaron en 3 periodos de tiempo, tomando en consideración que paulatinamente aumentaban el número de drenes. En la figura XX se muestra la evolución de los drenes en la interfaz PMWIN.

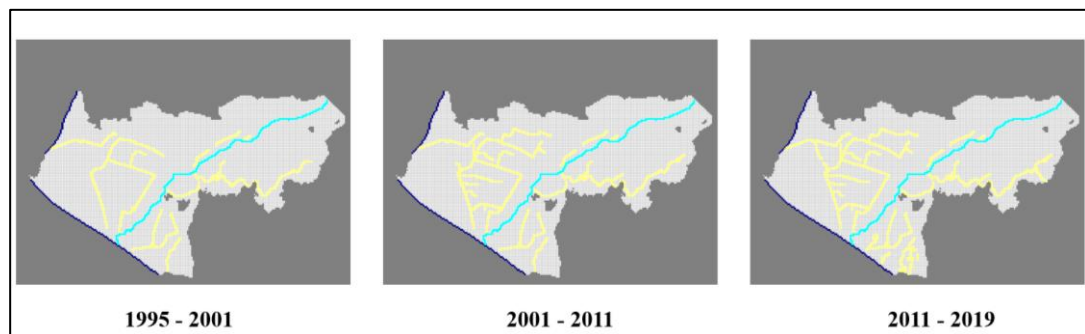


Figura 39: Evolución del sistema de drenaje en el valle Virú

Elaboración propia

Los parámetros que se definieron en los drenes fueron la conductancia hidráulica en $200 \text{ m}^2/\text{d}$, la base del dren en 2 metros por debajo de la cota de terreno y una elevación del nivel del agua en 0.30 metros.

4.2.9 Evaporación de la napa freática superficial

A partir del trasvase del río Santa y el aumento del nivel freático, se produce el fenómeno de evapotranspiración directa desde el agua subterránea hacia la atmósfera. Para niveles freáticos que se encuentren a menos de 2 metros de profundidad del terreno, es necesario aplicar el paquete de evapotranspiración. (Aguilar, 2008).

Este fenómeno se evalúa desde el periodo de 2001 hacia adelante en algunas zonas del valle donde el nivel freático se encuentre cercano al terreno. Se asigna una tasa constante de evapotranspiración de 2 mm/d , en función a las características climáticas del valle.

V. CALIBRACIÓN Y RESULTADOS DEL MODELO

5.1 Calibración en régimen estacionario

El método de calibración es en base a prueba – error y es de carácter estimativo para el modelo de régimen estacionario 1967, pues no contamos de mediciones de cargas observadas contra que comparar las simulaciones realizadas. Por tal motivo vamos a estimar los parámetros de conductividad hidráulica y GHB tomando como base registros teóricos del balance hídrico. Como vamos a aproximar los parámetros en función a datos estimados de forma manual se debe tomar solo como referencia de inicio los valores obtenidos.

5.2 Resultado del modelo en régimen estacionario

Los resultados de calibración en régimen estacionario arrojan aproximaciones a los valores teóricos establecidos y estos valores servirán como inicio para el modelo transitorio siguiente. En la **Tabla 23** se observan los valores de parámetros hidráulicos utilizados para la aproximación de los datos.

Tabla 23: resultados de conductividades hidráulicas estimadas en régimen estacionario 1967

Zona	Capa	Kx inicial (m/d)	Kx estimada (m/d)
1	1	2.0	66.0
	2	2.0	66.0
2	1	5.0	36.0
	2	5.0	36.0
3	1	10.0	48.5
	2	10.0	48.5
4	1	15.0	62.0
	2	15.0	62.0
5	1	20.0	58.0
	2	20.0	58.0
6	1	30.0	43.0
	2	30.0	43.0
7	1	50.0	55.0
	2	50.0	55.0

Fuente: Elaboración propia

El mapa de isopiezas para la capa 1 y la capa 2 se muestra en la **Figura 40**, donde se observa que no existen celdas secas, parámetro fundamental pues se conoce que el acuífero Virú siempre ha tenido unos recursos hídricos subterráneos suficientes.

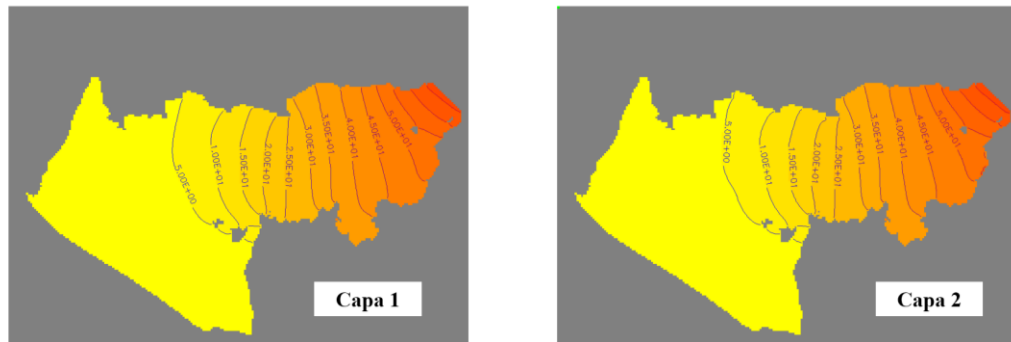


Figura 40: Mapa de isopiezas en capa 1 y 2 para el modelo estacionario 1967
Elaboración propia

El balance hídrico del acuífero según estos parámetros establecidos, muestra una discrepancia del 0%, valor esperado para modelos estacionarios. Los valores calculados según cada condición es el siguiente:

Tabla 24: Balance hídrico del modelo estacionario 1967

ITEM	INGRESOS (m ³ /d)	SALIDAS (m ³ /d)	VARIACIÓN
Interacción océano	0.00	66,268.12	-66,268.12
Pozos	0.00	74,800.00	-74,800.00
Recarga	43,424.76	0.00	43,424.76
Río	10,922.50	5.38	10,917.12
Interacción - contorno	300,649.03	213,927.77	86,721.26
SUMA	354,996.29	355,001.27	-4.98

Fuente: Elaboración propia

También se obtuvo un valor de recarga subterránea por el sector 6 (conexión cuenca alta) de 47,486.4 m³/d otorgada por la GHB asignada en ese punto.

Si comparamos estos resultados con los valores teóricos expuestos en este documento, observamos que se ha podido estimar acertadamente dichas cantidades. Esto nos permite iniciar un modelo transitorio con algo de base para evitar distorsiones numéricas

Tabla 25: Comparativo entre valores estimados y teóricos para régimen estacionario 1967

ITEM	TEÓRICO (m ³ /d)	ESTIMADO (m ³ /d)	TEÓRICO (Hm ³ /año)	ESTIMADO (Hm ³ /año)	Δ
Recarga subterránea - Cuenca alta	4.11E+04	4.75E+04	15.00	17.33	13%
Recarga del río Virú	1.09E+04	1.09E+04	3.98	3.99	0%
Recarga por riego agrícola	4.10E+04	4.34E+04	14.97	15.85	6%
Extracción por pozos	7.47E+04	7.48E+04	27.27	27.30	0%

Fuente: Elaboración propia

5.3 Calibración en régimen transitorio

Para realizar la calibración del régimen transitorio utilizamos una mezcla de calibración manual (ensayo y error) y una calibración automática u optimización con PEST. En la calibración manual se prueban valores cercanos para evaluar cada parámetro, iniciando por las conductividades hidráulicas, alturas externas de GHB y conductancia de GHB, río y drenes. En la calibración automática es importante seleccionar los límites mínimos y máximos adecuados, para poder darle al modelo la capacidad de optimizar con valores congruentes. Recordando el principio de parsimonia elegimos el menor número de parámetros necesarios para realizar la optimización.

En el modelo transitorio 1967 – 2001 iniciamos generando un mapa de isopiezas con las cargas observadas de octubre 2001 para tener un mejor panorama del funcionamiento del acuífero. Iniciamos la calibración con los parámetros de GHB como cargas externas y conductancia, y seguimos con las conductividades hidráulicas de ambas capas.

Para el modelo transitorio 2001 – 2019 después de ejecutar el modelo y hacer un análisis visual se decidió calibrar únicamente los parámetros de conductividad hidráulica de capa 1 y 2.

5.4 Resultado del modelo en régimen transitorio

Modelo transitorio 1967 – 2001

Observamos que existe una diferencia considerable entre los resultados iniciales y los observados para el año 2001, único año con cargas observadas y que es el punto de referencia para la calibración. Como es de suponer, el calibrar un modelo transitorio con solo un periodo de datos observados deja una gran incertidumbre, pues lo que se busca es reproducir las propiedades hidráulicas que satisfagan todas las condiciones. El parámetro fundamental que mejoró el ajuste fue aumentar la carga externa de la GHB ubicada en el sector 6. Se le aumenta una carga de 10 metros, generando así un mayor ingreso de agua al sector del acuífero y se le establece una conductancia de 1050 m²/d. Los resultados de la calibración en este modelo se muestran en la **Tabla 26**.

Tabla 26: resultados de conductividades hidráulicas estimadas en el modelo transitorio 1967 - 2001

Zona	Capa	Kx inicial (m/d)	Kx calibrada (m/d)	Zona	Capa	Kx inicial (m/d)	Kx calibrada (m/d)
1	1	66.0	79.00	8	1	43.0	81.50
	2	66.0	29.25		2	43.0	4.05
2	1	66.0	27.67	9	1	43.0	73.50
	2	66.0	56.27		2	43.0	3.95
3	1	66.0	4.90	10	1	43.0	75.80
	2	66.0	10.96		2	43.0	14.92
4	1	36.0	78.50	11	1	55.0	5.10
	2	36.0	70.00		2	55.0	32.82
5	1	36.0	16.17	12	1	62.0	5.20
	2	36.0	3.98		2	62.0	28.10
6	1	48.5	80.50	13	1	62.0	6.00
	2	48.5	12.12		2	62.0	29.10
7	1	48.5	75.50	14	1	58.0	14.00
	2	48.5	4.10		2	58.0	9.06

Fuente: Elaboración propia

Después de implementar los cambios en los parámetros de conductividad hidráulica y GHB obtenemos un modelo que refleja las isopiezas del año 2001 con bastante exactitud.

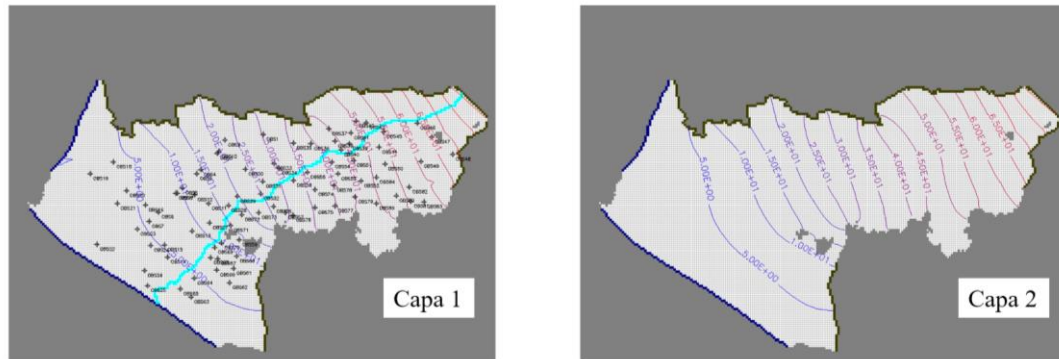


Figura 41: Mapa de isopiezas de capa 1 y 2 del modelo transitorio 1967 - 2001. (Periodo 2001)

Fuente: Elaboración propia.

Al momento de evaluar la simulación en el instante de 12,409 días observamos un ajuste bastante acertado y calculando sus valores estadísticos típicos concluimos que el modelo estacionario 1967 – 2001 es aceptable. El índice de Nash – Sutcliffe (NSE) es de 0.987, valor que demuestra un buen ajuste del modelo. Además, tenemos un coeficiente de correlación de 0.99 y finalmente evaluamos el histograma de residuales, donde observamos que se ajusta a la distribución normal.⁵

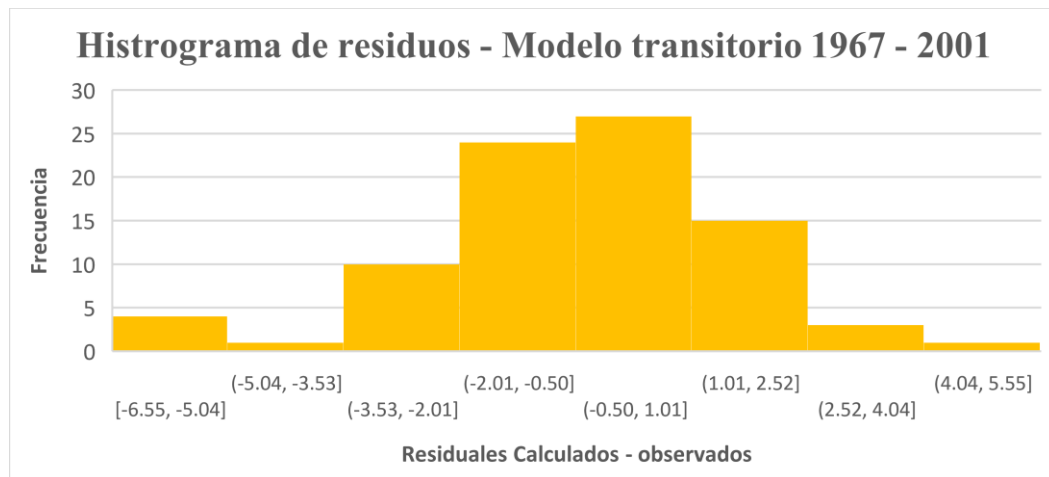


Figura 42: Histograma de residuos de calibración. Modelo transitorio 1967 - 2001

Fuente: Elaboración propia.

⁵ En modelos numéricos hidrogeológicos se estila que cuando el histograma de residuos sigue la forma de la distribución normal, el modelo puede darse por aceptable.

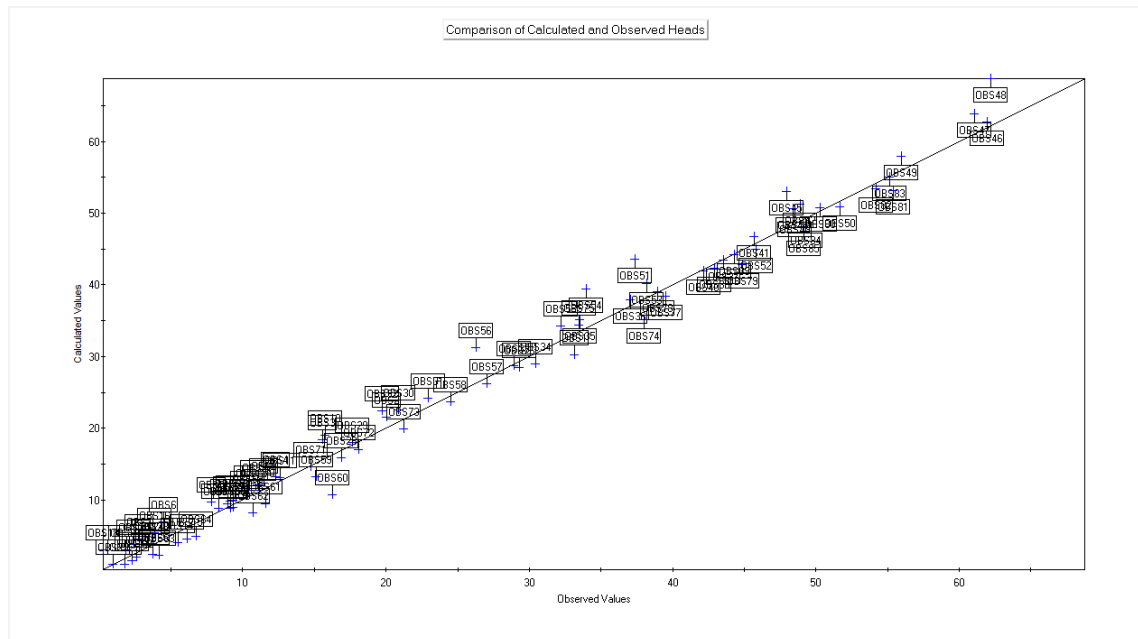


Figura 43: Gráfico comparativo entre cargas observadas y simuladas para el periodo 2001. Modelo transitorio 1967 – 2001

Fuente: Elaboración propia extraída del software PMWIN.

Analizando el balance hídrico generado para el periodo 2001 y comparándolo con los datos estimados del PECH y los modelos hidrogeológicos anteriores tenemos los siguientes resultados.

Tabla 27: Balance hídrico del modelo transitorio 1967 - 2001 para el periodo 35_paso 300

ITEM	INGRESOS (m ³ /d)	SALIDAS (m ³ /d)	VARIACIÓN
Almacenamiento	7.41	66.27	-5.89E+01
Interacción con el océano	356.86	167581.64	-1.67E+05
Pozos	0.00	19355.00	-1.94E+04
Drenaje	0.00	137010.81	-1.37E+05
Recarga	136624.30	0.00	1.37E+05
Evapotranspiración	0.00	0.00	0.00E+00
Río	18530.00	82737.21	-6.42E+04
Interacción con el contorno	278060.00	26399.20	2.52E+05
SUMA	433578.57	433150.13	4.28E+02

Fuente: Elaboración propia.

Este primer balance nos sirve como punto de referencia, porque nos muestra las tendencias principales de funcionamiento del acuífero. Nos muestra que fenómeno tiene mayor relevancia respecto a otro.

El modelo reproduce acertadamente el periodo 2001 y es importante mencionar, que esto nos acerca mucho a generar un modelo sólido y potente para evaluar el periodo entre 2001 – 2019. Pues pese a las limitaciones de información en el periodo 1967 – 2001 las hipótesis planteadas son coherentes con los resultados obtenidos. Tomando como punto de partida los resultados de este segundo modelo, podemos implementar cambios, mejoras y escenarios diversos con mayor confiabilidad en los resultados.

Modelo transitorio 2001 – 2019

Al partir de los datos obtenidos en el segundo modelo, los parámetros a calibrar son menores debido al buen ajuste que hemos tenido en el paso anterior. De igual manera procedemos a estimar las conductividades con PEST y evaluar su funcionamiento dentro del modelo. Finalmente se establecen los parámetros para capa 1 y capa 2 de conductividad hidráulica, rendimiento específico y conductancia de drenes y río.

Tabla 28: resultados de conductividades hidráulicas estimadas en el modelo transitorio 2001 - 2019

Zona	Capa	Kx inicial (m/d)	Kx calibrada (m/d)	Zona	Capa	Kx inicial (m/d)	Kx calibrada (m/d)
1	1	79.00	74.65	8	1	81.50	81.50
	2	29.25	29.25		2	4.05	4.05
2	1	27.67	27.67	9	1	73.50	67.23
	2	56.27	58.53		2	3.95	3.95
3	1	4.90	3.85	10	1	75.80	75.80
	2	10.96	14.02		2	14.92	15.64
4	1	78.50	75.42	11	1	5.10	5.10
	2	70.00	70.00		2	32.82	32.82
5	1	16.17	16.17	12	1	5.20	16.25
	2	3.98	3.98		2	28.10	28.75
6	1	80.50	80.50	13	1	6.00	5.20
	2	12.12	4.00		2	29.10	26.28
7	1	75.50	72.00	14	1	14.00	10.00
	2	4.10	4.10		2	9.06	9.93

Fuente: Elaboración propia.

Podemos observar en la **Tabla 28** que los parámetros de conductividad en capa 1 y capa 2 no han sufrido cambios significativos, principalmente en capa 2. Los valores de conductividad hidráulica tienen concordancia con las pruebas de bombeo realizadas en 2010 y esto permite generar una data para futuros modelos. Los valores calibrados para la conductancia del río son de $500 \text{ m}^2/\text{d}$ y la conductancia de los drenes sigue estando en $200 \text{ m}^2/\text{d}$.

El mapa de isopiezas generada para el periodo de diciembre 2019 reporta una leve variación en la altura piezométrica en el sector 8, al costado de los campos de Compositán. Además, se observa un posible ingreso de agua de mar en el sector 1.

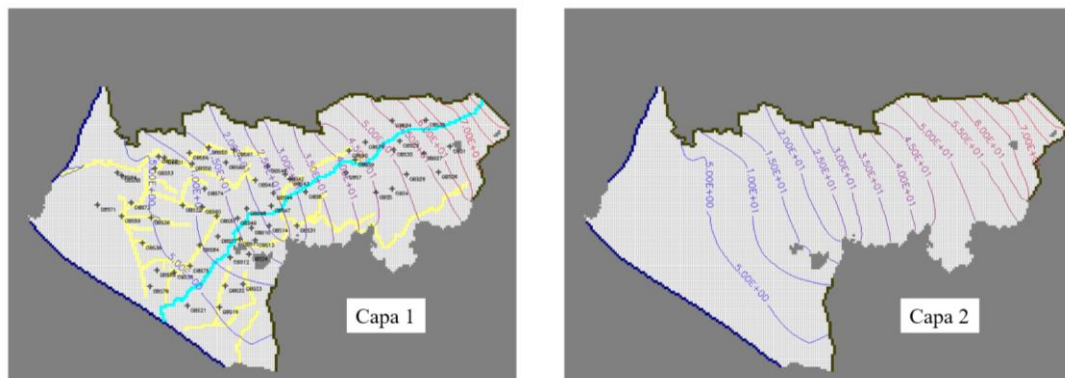


Figura 44: mapa de isopiezas de capa 1 y 2 del modelo transitorio 2001 - 2019. (diciembre 2019)

Fuente: Elaboración propia.

Analizando desde un punto de vista estadístico, el modelo presenta un índice de Nash – Sutcliffe (NSE) de 0.971, valor que demuestra un correcto ajuste del modelo. El coeficiente de correlación de 0.988, indicando la relación lineal entre los valores observados y calculados.

Un último método de ajuste, es comparar los hidrogramas de los piezómetros utilizados en el proceso de calibración.

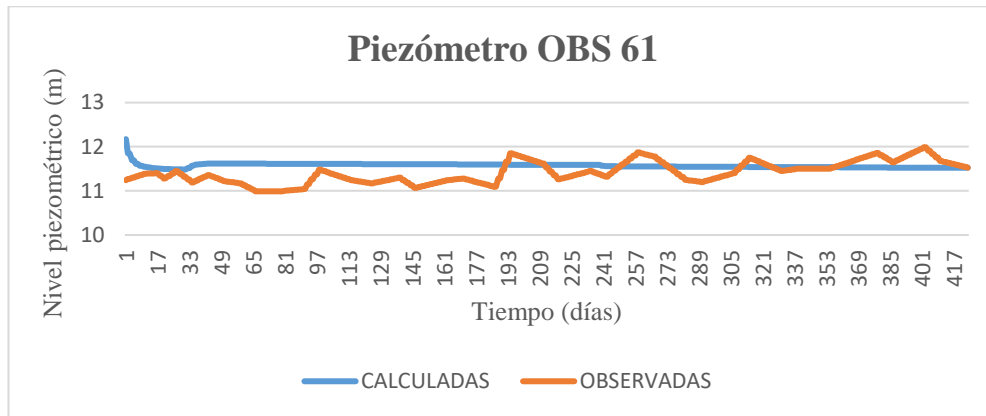


Figura 45: Hidrograma del Piezómetro OBS 61. observadas vs calculadas.
Fuente: Elaboración propia.

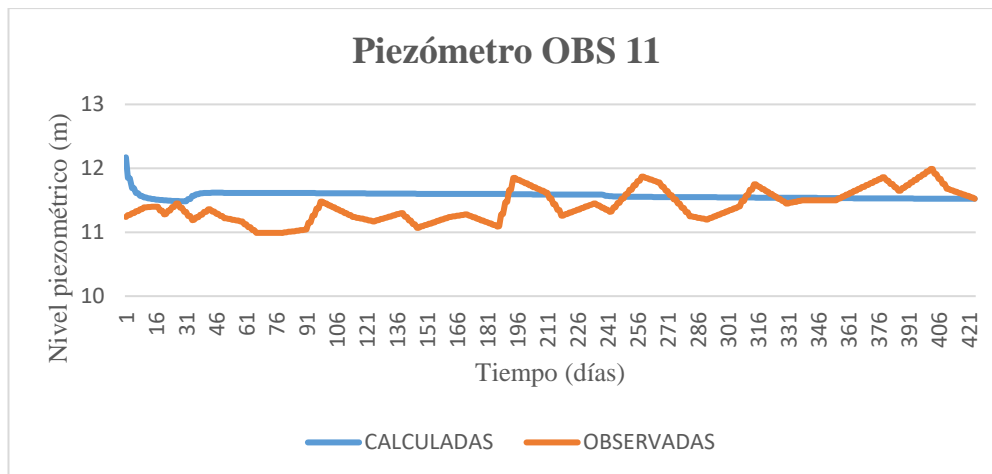


Figura 46: Hidrograma del piezómetro OBS 11. Observadas vs calculadas.
Fuente: Elaboración propia.

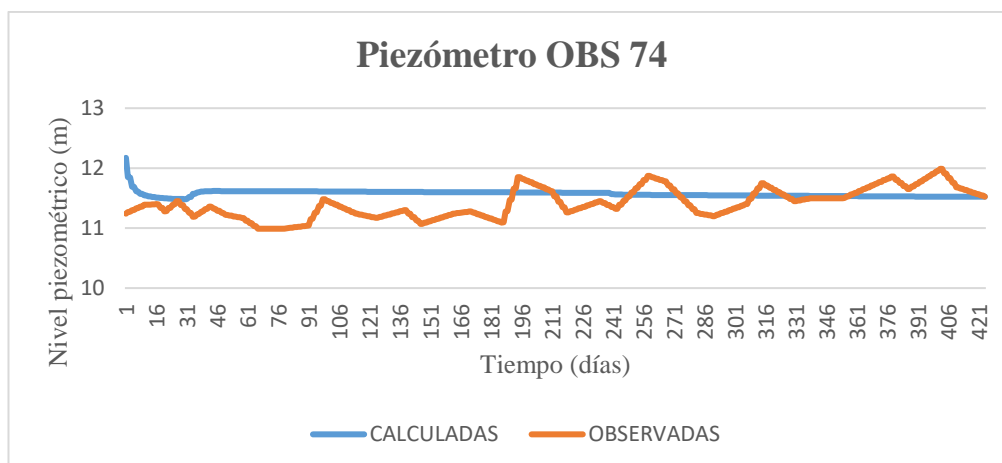


Figura 47: Hidrograma del piezómetro OBS 74. Observadas vs calculadas.
Fuente: Elaboración propia.

Observamos que en los piezómetros OBS61, OBS 11 y OBS 74 existen diferencias entre valores observados y calculados menores a 0.5 m.

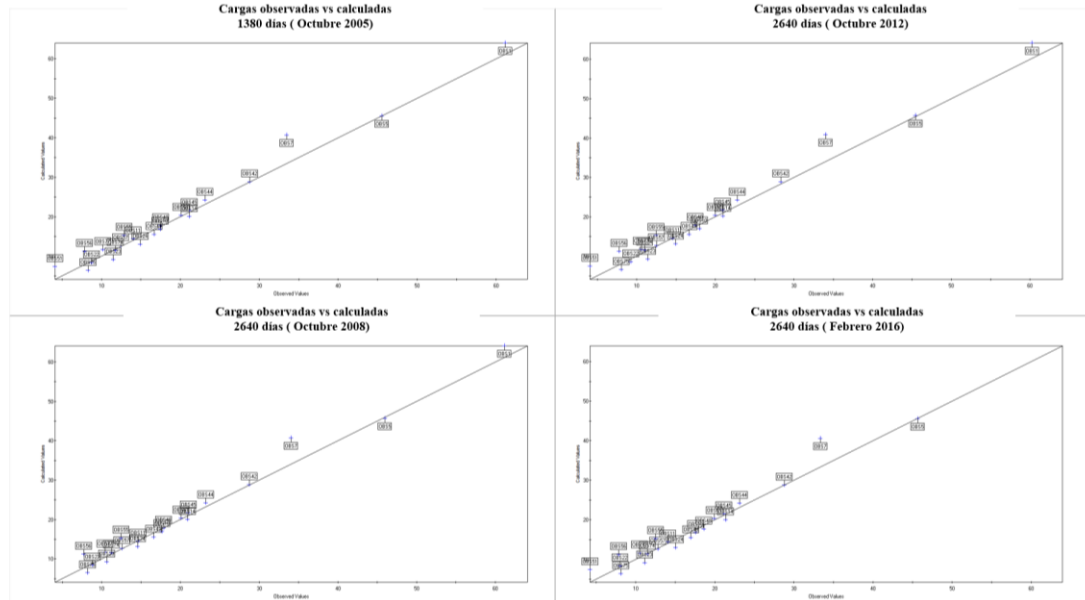


Figura 48: Gráficos de cargas observadas vs calculadas. (2001 - 2019)

Fuente: Elaboración propia con la interfaz de PMWIN.

Es importante comentar los resultados obtenidos en el balance hídrico para el periodo 2001 – 2019, pues suponen el reflejo numérico de todos los ingresos y salidas del modelo.

Tabla 29: Balance hídrico con valores medios de flujo del modelo transitorio 2001 - 2019.

ITEM	INGRESOS (m ³ /d)	SALIDAS (m ³ /d)	VARIACIÓN	INGRESOS (Hm ³ /año)	SALIDAS (Hm ³ /año)
Almacenamiento	3145.14	1293.08	1.85E+03	1.15	0.47
Interacción con el océano	141.10	126777.52	-1.27E+05	0.05	46.27
Pozos	0.00	30451.90	-3.05E+04	0.00	11.11
Drenaje	0.00	190890.21	-1.91E+05	0.00	69.67
Recarga	129620.17	0.00	1.30E+05	47.31	0.00
Evapotranspiración	0.00	0.00	0.00E+00	0.00	0.00
Río	3450.25	28153.14	-2.47E+04	1.26	10.28
Interacción con el contorno	265535.04	24328.02	2.41E+05	96.92	8.88
SUMA	401891.71	401893.89	-2.18E+00	146.69	146.69

Fuente: Elaboración propia.

El análisis de los valores medios de flujo para el modelo transitorio 2001 – 2019 tienen una discrepancia de 0% entre entradas y salidas. El modelo reporta un ingreso de agua para el almacenamiento del acuífero de casi $1.15 \text{ Hm}^3/\text{año}$ y una salida de $0.47 \text{ Hm}^3/\text{año}$. La salida de los sistemas de drenaje es $69.67 \text{ Hm}^3/\text{año}$, lo cual es más del doble que lo reportado hace 10 años y no se cuenta con datos más exactos contra que comparar este valor. La recarga debida a la acción del riego agrícola es de $47.31 \text{ Hm}^3/\text{año}$, valor similar al estimado con los factores de infiltración y eficiencias de riego. Es importante centrar atención en el posible ingreso de agua de mar por el sector 1, donde al analizar las imágenes satelitales observados una especie de laguna que coincide exactamente con la desembocadura del dren. El sistema evacúa al océano aproximadamente $46.27 \text{ Hm}^3/\text{año}$. La recarga subterránea proveniente de la cuenca alta y que interactúa en el sector 6, ha sido calculada en aproximadamente $5.3 \text{ Hm}^3/\text{año}$, valor muy por debajo de los teóricos comentados.

El sector 4 y 5 reportan un ingreso de promedio de $34.2 \text{ Hm}^3/\text{año}$ entre los dos. Esta zona coincide con los campos agrícola nuevos del PECH.

5.5 Incertidumbres y limitaciones del modelo

El representar un fenómeno físico a través de modelos matemáticos implica realizar hipótesis, conceptualizaciones y ajustes para poder describir en forma sencilla, un evento que involucra diversos factores. El modelamiento numérico de aguas subterráneas no es ajeno a esto pues se realizan hipótesis y modelos conceptuales para intentar comprender el fenómeno.

Al momento de llevar este modelo conceptual a un modelo numérico nos encontramos que, a pesar de haberse realizado grandes avances respecto a metodologías y métodos de solución, no es posible representar exactamente un escenario natural. La limitación más notoria en el modelamiento de aguas subterráneas es la escasez de datos confiables, debido a esto, el modelador de plantear hipótesis y conceptualizaciones que no tienen por qué ser correctas precisamente.

Respecto al modelo para el valle de Virú, iniciamos todo el proceso de modelamiento partiendo con supuestos del 2020 para buscar reproducir el año de 1967, encontrando que no había información suficiente para esos años y la que había genera bastante discrepancia con los valores actuales, sobre todo en los registros de cantidad de pozos y extracciones de agua subterránea. Sin embargo, se busca reproducir de la manera más exacta como era el funcionamiento del valle en un escenario “pre – explotación” y se asumen condiciones que, con el ir avanzando en el proceso de modelación, difieren de la realidad y se convierten en hipótesis equivocadas. Esto se aprecia en las cargas externas de GHB para el modelo estacionario y el transitorio, que tienen una variación promedio de 6 metros.

Ahora bien, al describir las condiciones generales para todos los modelos, se tiene que la discretización espacial, es un error propio de todo método de simulación de acuíferos, pues se asume como uniforme y homogéneo un espacio que no tiene por qué ser así necesariamente. Al elegir una discretización de 100 m x 100 m no se representa variaciones espaciales dentro de la grilla. Pero es importante señalar que discretizaciones menores llevan a errores numéricos y requieren un poder de cálculo computacional muy elevado.

La discretización temporal del segundo modelo a escala anual, limita el análisis de que variables se modifican dentro de ese lapso. Un valle agrícola como el de Virú tiene eventos de recargas agrícolas muy fuertes que pueden variar de mes a mes, o incluso de semana en semana. Esto se afina mucho más en el tercer modelo al simular a escala mensual, pero igual como el caso anterior, el grado de detalle tiene un límite. Para planes de gestión de recursos hídricos se suelen realizar modelos en periodos mensuales con una adecuada data de recarga de riego mensual, un completo registro de bombeos y los caudales mensuales de los ríos y afluentes.

Una limitante del modelo ha sido la mínima información de registros de explotación de las aguas subterráneas en todo el valle Virú. Solo existe información de los inventarios separados entre sí 10 años en promedio y con datos bastante discretos. Por tal motivo la interpolación de volúmenes de explotación, así como también asumir que parte del registro de explotación se generaba dentro del área de estudio es una limitante que genera mucha incertidumbre al momento de analizar los datos.



El punto fundamental de incertidumbre en este trabajo es si existe o no flujo lateral entre las áreas nuevas y antiguas del valle de Virú. El modelo de Aguilar (2008) y los informes de Iglesias (2012) indican que no existe flujo lateral entre los diferentes sectores de la unidad hidrogeológica. Este estudio parte de la hipótesis que si existe flujo y este influye en los almacenamientos y en los niveles piezométricos del valle estudiado.

La interacción del río con el acuífero, es la incertidumbre más grande que arroja los resultados de simulación, pues no concuerda con la bibliografía consultada y su relevancia es alta para determinar el funcionamiento real del acuífero. A falta de visitas de campo y mayor información al respecto, este valor debe ser estudiado con más profundidad.

La incertidumbre en la tasa de evapotranspiración directa del acuífero ha sido otro factor a considerar, pues si bien estaba dentro del modelo conceptual fue desestimada del tercer modelo por su alto grado de variabilidad. Esto nos lleva a replantear la creación de modelos conceptuales y su implementación.

VI. CONCLUSIONES

- Como conclusión inicial se tiene, que se ha cumplido con todos los objetivos propuestos en este trabajo de investigación. Iniciando por la construcción de un modelo numérico potente y coherente con un modelo conceptual que refleja la realidad de las aguas subterráneas del valle de Virú. Se crea este documento que sirve como base para futuras investigaciones, agrupando diferentes estudios en uno solo y aportando valor dentro del estudio de las aguas subterráneas del valle.
- El informe evalúa desde un punto de vista diferente el funcionamiento del acuífero respecto a sus modelos predecesores. El modelo de Pronadret (1989) no contempla flujos laterales con las demás secciones de la unidad hidrogeológica y el modelo de Aguilar (2008) no dice claramente si su modelo está limitado no por el perímetro. Desde este punto de vista, los resultados obtenidos difieren ampliamente de los expuestos en estos informes, dejando como conclusión que el suponer condiciones GHB en los contornos del acuífero, cambian completamente el funcionamiento del mismo.
- El modelo creado en régimen estacionario para el año 1967 sirve como punto de partida para representar las interacciones primarias como río, cargas constantes con el mar y las condiciones de contorno. Después de culminar esta investigación, se modifica este modelo con los valores ya determinados mejorando su funcionamiento y representatividad. La metodología trabajada en esta investigación parte de generar un modelo lo más cercano al funcionamiento en régimen natural, para después modificar sus términos fuente y sumidero.
- El modelo transitorio 1967 – 2001 logra reproducir el funcionamiento del acuífero y ha sido calibrado para el año 2001, con un NSE de 0.98 y un coeficiente de correlación de 0.99, sirviendo además de una base sólida para implementar un modelo transitorio a escala mensual.
- El modelo transitorio 2001 – 2019 ha logrado reproducir el funcionamiento del acuífero, representando los niveles piezométricos de forma acertada, con un NSE de 0.97 y un coeficiente de correlación de 0.98. Este modelo a escala mensual representa la poca variabilidad que tiene en la actualidad el nivel piezométrico del valle Virú. Con una fluctuación entre periodo de avenida y estiaje menor a 0.76 metros, lo cual es propicio desde el punto de vista de la explotación por bombeo.



- Los lugares cercanos al litoral presentan niveles freáticos a 1 metro de profundidad aproximadamente, mientras que en la parte alta del valle encontramos el nivel freático entre 4 y 6 metros de profundidad.
- Debe evaluarse la interacción del río y el acuífero para tener mayor certeza sobre su funcionamiento. También debe evaluarse la posible intrusión salina por la zona 1 del acuífero y la formación de una lagunilla en su conexión.
- El modelo transitorio 2001 – 2019 representa fielmente la piezometría de la zona, aunque deja mucha incertidumbre al momento de evaluar las interacciones de los fenómenos y los valores de almacenamiento del acuífero.
- Se debe seguir investigando respecto a los factores que intervienen en el funcionamiento del acuífero del valle de Virú. Un aporte de este modelo numérico es caracterizar independientemente el estrato inferior con sus propiedades hidráulicas, como conductividad hidráulica y retención específica.
- El comparativo de resultados entre los valores obtenidos en el régimen transitorio 2001 – 2019, respecto a los dos modelos anteriores es evidente. La recarga estimada por la cuenca alta es de $5.3 \text{ Hm}^3/\text{año}$ en este modelo, mientras que en los anteriores ronda los $15 \text{ Hm}^3/\text{año}$. La recarga agrícola es de $47.31 \text{ Hm}^3/\text{año}$, mientras que los modelos anteriores señalan recargas de $90 \text{ Hm}^3/\text{año}$.

VII. RECOMENDACIONES Y LÍNEAS DE INVESTIGACIÓN FUTURAS

Como se ha descrito en las conclusiones de este estudio, esta investigación aporta un mecanismo acertado sobre la predicción de los niveles piezométricos del acuífero del valle Virú, pero tiene grandes incertidumbres propias de las simplificaciones e hipótesis realizadas. Por eso se recomienda continuar con los estudios de este valle y sus aguas subterráneas.

- La recomendación inicial es continuar estudiando las interacciones del acuífero Virú con los otros sectores de la unidad hidrogeológica, para determinar si existe o no flujo entre ellos. Es indispensable entender este proceso para generar un modelo conceptual sólido y que represente el funcionamiento real del acuífero.
- Es fundamental realizar, aunque sea una campaña de visita a campo, para poder determinar in situ si las suposiciones e hipótesis tienen sustento. El modelador numérico de aguas subterráneas debe tener fundamentos claros de geología, hidrología y meteorología para poder aprovechar al máximo estos recorridos.
- Continuar con las pruebas de bombeo y los sondajes eléctricos verticales en toda la unidad hidrogeológica, para poder determinar las propiedades hidráulicas y la geometría completa del acuífero.
- Una investigación futura es plantear un modelo numérico hidrogeológico a escala de toda la unidad hidrogeológica. Iniciando por todo el depósito aluvial hasta llegar a los límites del acuífero. Otro estudio interesante será determinar el modelo hidrogeológico a escala de cuenca para poder determinar cuanta es la recarga subterránea que proviene de la cuenca alta.
- Determinar mediante un modelamiento hidrológico el comportamiento del río Virú y su interacción con el acuífero. Pues en el modelo planteado en este estudio, es uno de los parámetros con mayor incertidumbre.
- Finalmente concientizar a las autoridades encargadas, acerca del registro permanente de las extracciones de los pozos y llevar un inventario actualizado a fin de monitorear ascensos y/o descenso en los niveles piezométricos en el acuífero.

VIII. REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Aguilar, G. (2008). *Modelo de simulación de flujo del agua subterránea - Acuífero Virú*. Gobierno Regional La Libertad - Proyecto Especial Chavimochic, Trujillo.
- Anderson, M., Woessner, W., & Hunt, R. (2015). *Applied Groundwater Modeling*. Elsevier.
- Autoridad Nacional del Agua. (Julio de 2020). *GeoHidro*. Obtenido de <https://snirh.maps.arcgis.com/apps/webappviewer/index.html?id=06507b84d81c465f976b740dd044ed18>
- Cabrera, J. (2015). *Tesis: Actualización de balance hídrico del valle Virú*. Universidad Nacional de Trujillo .
- Corporación Peruana de Ingeniería S.A. (1983). *Actualización y complementación de los estudios de factibilidad técnica y económica*. Trujillo.
- Cortéz, J. (2007). *Diagnóstico del sistema de drenaje de los valles Chao, Virú y Moche*. Proyecto Especial Chavimochic, Trujillo.
- Cossio, A., & Jaén, H. (1967). *Geología de los cuadrangulos de Puemape, Chocope, Otuzco, Trujillo, Salaverry y Santa*. Boletín N°17, Servicio de Geología y Minera, Lima.
- Custodio, E., & Llamas, M. R. (1983). *Hidrología Subterránea*. Barcelona.
- Iglesias León, W. R. (2012). *Estudio Hidrogeológico del Sistema Acuífero Virú: margen derecha sector Santa - El Carmelo - Los Papayos*.
- Instituto Geológico, Minero y Metalúrgico del Perú. (s.f.). *Geocatmin*. Obtenido de <https://geocatmin.ingemmet.gob.pe/geocatmin/>
- Instituto Nacional de Recursos Naturales. (1999). *Inventario y evaluación de las fuentes de agua subterránea del valle del río Virú*. Ministerio de Agricultura, Lima.
- Kresic, N., & Mikszewski, A. (2013). *Hydrogeological Conceptual Site Models: Data Analysis and Visualization*. CRC Press.
- Oficina Nacional de Evaluación de Recursos Naturales. (1973). *Inventario, evaluación y uso racional de los recursos naturales de la costa*. Ministerio de Agricultura.
- Programa Nacional de Drenaje y Recuperación de Tierras. (1990). *Estudio de drenaje del valle de Virú bajo: la influencia de las aguas del río santa (drenaje vertical)*.
- Proyecto Especial Chavimochic. (2018). *Memoria Anual 2018*. Trujillo.
- Servicio de Evaluación Ambiental - Chile. (2012). *Guía para el uso de modelos de aguas subterráneas en en SEIA*. Santiago de Chile.
- Simcore. (2012). *Processing Modflow An Integrated Modeling Environment for the Simulation of Groundwater Flow, Transport and Reactive Processes*.
- Tahal Consulting Engineers. (1969). *Hidrogeología de los pequeños proyectos de riego en la costa del departamento de La Libertad - Volumen I*. Corporación de Fomento Económico y Social de La Libertad - Perú, Tel Aviv.



United States Geological Survey. (julio de 2020). *MODFLOW y programas relacionados*.

Recuperado el 3 de septiembre de 2020, de https://www.usgs.gov/mission-areas/water-resources/science/modflow-and-related-programs?qt-science_center_objects=0#qt-science_center_objects

Universidad Autónoma de Nuevo León. (1996). *Introducción a la hidrogeología*. Nuevo León, México.

Vásquez, F. (2000). *Diagnóstico y plan de desarrollo de las aguas subterráneas en los valles de Chao, Virú, Moche y Chicama*. Proyecto Especial Chavimochic.