

UNIVERSIDAD NACIONAL DE RÍO NEGRO

SEDE ALTO VALLE – VALLE MEDIO



Universidad Nacional
de Río Negro

TRABAJO FINAL DE LICENCIATURA EN GEOLOGÍA

**SIMULACIÓN NUMÉRICA DE LAS
FLUCTUACIONES INDUCIDAS POR
MAREA EN ACUÍFEROS LIBRES**

AUTORA: FLAVIA MARINA TRONCOSO

DIRECTOR: Dr. LEONARDO MONACHESI

CO-DIRECTORA: Dra. MARISOL MELO

2025

ÍNDICE

RESUMEN	1
ABSTRACT	2
1. INTRODUCCIÓN	3
2. FUNDAMENTOS TEÓRICOS.....	7
2.1 Acuíferos	7
2.2 Ley de Darcy y parámetros hidráulicos	9
2.5 Método de marea inducida	12
2.6 Marea inducida en acuíferos libres	17
3. APLICACIÓN AL ANÁLISIS DE LA MAREA INDUCIDA EN ACUÍFEROS LIBRES	20
3.1 Acuífero homogéneo	20
3.2 Acuífero heterogéneo	23
3.3 Sudestadas	26
4. ESTIMACIÓN DE PARÁMETROS HIDRÁULICOS EN UN CASO REAL...	31
4.1 Ubicación del área de estudio	31
4.2 Descripción Geomorfológica del área de estudio.....	32
4.3 Estimación de parámetros.....	33
CONCLUSIONES	42
BIBLIOGRAFÍA	43

Agradecimientos

Quiero expresar mi más profundo agradecimiento, en primer lugar, a mis directores, Leonardo y Marisol. Su generosidad al compartir sus conocimientos, su paciencia infinita y sus valiosos aportes han sido fundamentales en el desarrollo de este Trabajo Final de Grado. Gracias por brindarme las herramientas y el apoyo necesario para llevar a cabo este trabajo.

También agradezco a la Universidad Nacional de Río Negro, pública, gratuita y de excelente calidad, que me brindó la oportunidad de estudiar esta carrera.

A mi familia, que por fortuna son muchos los que siempre han estado a mi lado con amor y apoyo incondicional. En particular, a mis padres, Luis Troncoso, quien fue mi mayor impulsor y motivador para estudiar; a mi mamá Irma, su apoyo constante me acompañó en cada uno de estos años, sin ella nada habría sido posible; a mis hermanos, Luis, Walter, Cecilia, Analía, así como a mis sobrinos. También quiero agradecer a Bety Moreno alguien muy importante en mi camino, gracias por su acompañamiento y cariño.

Asimismo, agradezco a una persona muy especial, mi pareja, Franco. Gracias por su apoyo incondicional, su paciencia infinita, su amor y por estar siempre presente, animándome en cada etapa.

A mis amigos y compañeros, quienes, en cada parcial, cada final y en cada momento difícil, estuvieron allí haciendo que cada año fuera más llevadero.

Finalmente deseo expresar mi gratitud al jurado evaluador por su tiempo y dedicación.

Gracias a todos por ser parte de este camino.

RESUMEN

Las zonas costeras representan uno de los escenarios hidrogeológicos más complejos, ya que los acuíferos en estas áreas están en contacto hidráulico directo con cuerpos de agua dulce o salada. La caracterización hidráulica del flujo en estos acuíferos es crucial para optimizar su producción y prevenir la contaminación. Dado que los ensayos de bombeo tradicionales pueden ser costosos y prohibitivos, se han implementado métodos alternativos no invasivos, como el método de marea inducida, el cual fue estudiado tanto mediante el desarrollo de soluciones analíticas como métodos numéricos. Sin embargo, las soluciones analíticas son válidas para casos muy restringidos, y en general no son aplicables a acuíferos libres. El objetivo de este trabajo de grado fue utilizar un método numérico para resolver la ecuación de flujo en un acuífero libre sujeto a fluctuaciones de marea, utilizando un algoritmo basado en un Método de Elementos Finitos. Mediante esta herramienta se estudiaron diferentes escenarios hipotéticos que permitieron analizar el efecto de los diversos parámetros hidráulicos y geométricos que afectan la respuesta de la marea inducida en acuíferos libres. Además, se analizó la respuesta hidráulica considerando, como condición de borde, una señal mareográfica medida en la costa del Río de la Plata durante un evento de Sudestada. Finalmente, el método de simulación numérica fue utilizado para estimar la conductividad hidráulica a partir del ajuste de señales registradas en dos pozos en la cercanía al Río de la Plata. Los ajustes obtenidos fueron cotejados con estimaciones previas permitiendo validar la utilidad de la herramienta numérica propuesta para este caso particular.

ABSTRACT

Coastal zones represent one of the most complex hydrogeological scenarios, as the aquifers in these areas are in direct hydraulic contact with freshwater or saltwater bodies. Hydraulic characterization of flow in these aquifers is crucial to optimize production and prevent contamination. Since traditional pumping tests can be costly and prohibitively expensive, alternative non-invasive methods have been implemented, such as the induced tidal method, which was studied through both the development of analytical solutions and numerical methods. However, analytical solutions are valid for very limited cases and are generally not applicable to unbound aquifers. The objective of this work is to use a numerical method to solve the flow equation in an unbound aquifer subject to tidal fluctuations, using an algorithm based on the Finite Element Method. Using this tool, different hypothetical scenarios were studied to analyze the effect of the various hydraulic and geometric parameters that affect the induced tidal response in unbound aquifers. In addition, the hydraulic response was analyzed using a tide gauge signal measured off the coast of the Rio de la Plata during a Sudestada event as a boundary condition. Finally, numerical simulation was used to estimate hydraulic conductivity by fitting signals recorded in two wells near the Rio de la Plata. The resulting fits were compared with previous estimates, validating the usefulness of the proposed numerical tool for this particular case.

Capítulo 1

1. INTRODUCCIÓN

Uno de los escenarios hidrogeológicos más complejos corresponde a las zonas costeras, más específicamente a los ambientes de transición como estuarios, costas marinas y cuerpos de agua dulce, donde los acuíferos tanto confinados como libres se encuentran en contacto directo con cuerpos de agua dulce o agua salada (Fig. 1.1). La caracterización hidráulica precisa del flujo inducido en estas zonas resulta indispensable, tanto para optimizar su producción como para prevenir su contaminación. Sin embargo, los clásicos ensayos de bombeo destinados a la caracterización hidráulica de acuíferos suelen presentar limitaciones significativas en este tipo de entornos, debido a su elevado costo económico, la complejidad técnica que implica su implementación en zonas costeras o de difícil acceso, y el riesgo de generar impactos ambientales no deseados, como alteraciones en el equilibrio hidrodinámico o intrusión salina (Jeng et al., 2002), por lo que es indispensable recurrir a métodos alternativos no invasivos. En este sentido y desde hace ya muchos años se ha propuesto un método pasivo que permite analizar el efecto que las fluctuaciones de altura en el nivel del cuerpo de agua producen en los acuíferos costeros. En líneas generales esta técnica, denominada comúnmente método de marea inducida, se basa en el análisis de las fluctuaciones de altura piezométrica observadas en pozos como respuesta a las fluctuaciones del cuerpo de agua debidas principalmente a la marea. Esta respuesta se traduce en cambios espacio-temporales de amplitud y fase que pueden ser registrados en pozos cercanos a la costa, y las propiedades hidráulicas pueden estimarse mediante el ajuste de soluciones analíticas, utilizando algún método de inversión.

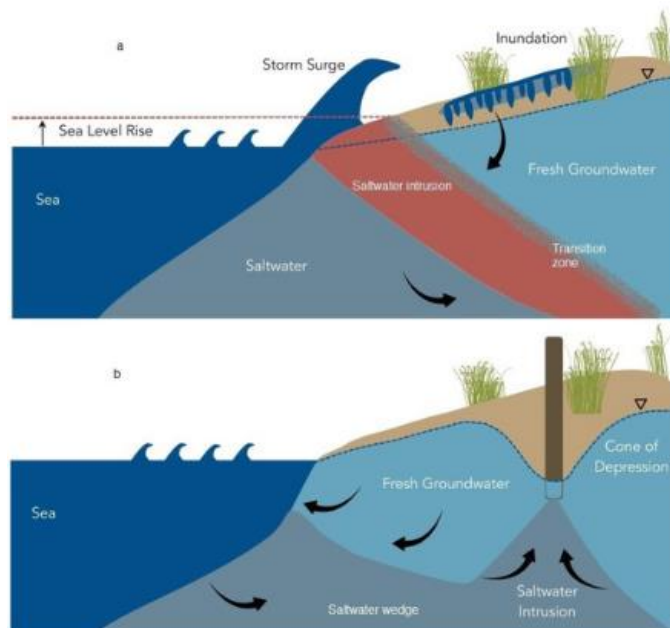


Figura 1.1. Diagrama simplificado de intrusión salina en acuíferos ilustrando la interfase agua dulce / agua salada, zonas de recarga, evapotranspiración y pozos de bombeo, modificada y extraída de Kumar et al. (2022).

La primera solución analítica derivada con el propósito de describir la interacción hidráulica entre un acuífero costero y el cuerpo de agua fue obtenida por Jacob (1950) y Ferris (1951). Esta solución es relativamente sencilla y se basa en un gran número de hipótesis simplificadoras; el acuífero se asume de espesor constante, lateralmente infinito, homogéneo y su límite con el cuerpo de agua se asume vertical. Sin embargo, a pesar de su gran simplicidad, ha sido (y sigue siendo) ampliamente utilizada para la estimación de los parámetros hidráulicos en distintos acuíferos costeros, aún en casos en que las hipótesis del modelo no se cumplen (Droge et al., 1984; Erskine, 1991; Serfes, 1991; Millham y Howes, 1995; Jha et al., 2003; Trefry y Bekele, 2004; Cellone, 2019).

Posteriormente se han presentado soluciones analíticas más complejas para sistemas compuestos por un acuífero confinado por una capa semi-impermeable (Jiao y Tang, 1999; Kim y Ann, 2001; Jeng et al., 2002; Li y Jiao, 2002, 2003; Li et al., 2002; Song et al., 2007; Li et al., 2008; Sun et al., 2008; Guarracino et al., 2012). Estas soluciones analíticas permiten estudiar el efecto de procesos como el goteo y el almacenamiento sobre la respuesta inducida por marea. Todos estos resultados teóricos fueron obtenidos bajo la hipótesis de homogeneidad de las capas del sistema acuífero. Dicha hipótesis discrepa significativamente con la realidad, dado que en general los acuíferos exhiben heterogeneidad y anisotropía en sus propiedades hidráulicas (Li y Jiao,

2003; Trefry y Bekele, 2004). El estudio del efecto de la heterogeneidad sobre las fluctuaciones inducidas por marea ha sido abordado por algunos autores Trefry (1999). Presentó soluciones analíticas para un acuífero de extensión finita formado por un número arbitrario de zonas homogéneas contiguas, sujetas a condiciones de borde lineales sinusoidales, Guo *et al.* (2010) propone una solución analítica para un acuífero semi-infinito compuesto por dos zonas homogéneas diferentes, Chuang *et al.* (2010) extendieron este modelo incluyendo el efecto de goteo y dividiendo el acuífero en un número finito de regiones horizontales homogéneas.

Una de las características comunes a casi todas las soluciones antes citadas radica en que el sistema acuífero principal se asume confinado. Esto significa que no pueden aplicarse al caso de acuíferos libres. Estos últimos revisten gran importancia tanto desde el punto de vista económico como ambiental, debido principalmente a su alta vulnerabilidad en comparación con los acuíferos confinados, Esta mayor vulnerabilidad se debe a que los acuíferos libres están en contacto directo con la superficie, lo que los hace más susceptibles a la contaminación por actividades humanas, infiltración de contaminantes y variaciones en las condiciones climáticas. La descripción del flujo inducido en acuíferos libres presenta una complejidad adicional en relación a la de los acuíferos confinados: el espesor del acuífero puede variar en el espacio y el tiempo. Este rasgo hace muy complicada (si no imposible) la obtención de soluciones analíticas. Por esta razón, para poder describir el flujo inducido en acuíferos libres, se suele recurrir a métodos numéricos que involucran la descripción del flujo en dos variables espaciales. Afortunadamente, las ecuaciones de flujo en acuíferos libres se pueden simplificar si se asume que las variaciones en la altura piezométrica son pequeñas en comparación con el espesor del acuífero. En este caso la ecuación que describe el proceso, es la ecuación de Boussinesq (1877). La resolución de esta ecuación ha sido abordada en un gran número de trabajos. Entre ellos podemos citar Hogarth *et al.* (1999), Parlange *et al.* (2000), Kim y Ann (2001), Song *et al.* (2007), Bansal (2010) y Wojnar (2010). En la mayoría de los casos, el acuífero se asume homogéneo, lo cual permite la obtención de soluciones analíticas para casos particulares. Sin embargo, en el caso más general no es posible obtener soluciones analíticas, con lo cual es indispensable recurrir a métodos numéricos para la resolución de la ecuación de Boussinesq.

Teniendo en cuenta las complejidades anteriormente mencionadas, el objetivo general del Trabajo Final de Grado consiste en la implementación computacional de un método numérico para resolver la ecuación de Boussinesq con condiciones de borde e iniciales apropiadas. El algoritmo de resolución se basa en un Método Híbrido Mixto de Elementos Finitos que permite obtener soluciones aproximadas mediante la discretización espacial y temporal del problema.

La implementación del código se llevará a cabo a partir del acondicionamiento de códigos en lenguaje Fortran ya implementados y validados por Monachesi (2013). El método numérico será utilizado en diferentes escenarios hipotéticos con el objeto de analizar el efecto de los diferentes parámetros, tanto hidráulicos como geométricos, sobre la respuesta de la marea inducida en un acuífero libre. Se llevará a cabo el análisis de las series temporales de variación de altura piezométrica. Además, se simulará la respuesta hidráulica bajo la condición de borde de una señal mareográfica medida en la costa del Río de la Plata durante un evento de Sudestada (Sección 3.3). Finalmente, el método de simulación numérica se empleó para estimar los parámetros hidráulicos en un acuífero mediante el ajuste de señales registradas en dos pozos ubicados en un sector de la planicie costera del Río de la Plata, provincia de Buenos Aires. Los parámetros ajustados fueron comparados con estimaciones previas, permitiendo validar la eficacia de la herramienta numérica.

Capítulo 2

2. FUNDAMENTOS TEÓRICOS

En este capítulo se abordarán los fundamentos teóricos que servirán de base para esta Trabajo Final de Grado. Se introducirá el concepto de acuífero y de los parámetros hidráulicos (conductividad hidráulica, almacenamiento específico y difusividad hidráulica) que son fundamentales para caracterizar hidráulicamente a un acuífero. Seguidamente presentaremos la ecuación general de flujo y su aplicación al método de marea inducida para el caso de un acuífero confinado y expondremos su solución analítica clásica. Finalmente trataremos el caso de un acuífero libre, presentando la ecuación de Boussinesq y el planteo numérico para la resolución de dicha ecuación con condiciones de borde e iniciales apropiadas.

2.1 Acuíferos

Los acuíferos son unidades geológicas permeables que almacenan agua en cantidad apreciable y permiten su circulación con facilidad. Pueden suministrar agua a pozos y manantiales en cantidades económicamente utilizables. De los aproximadamente 1.386 millones de kilómetros cúbicos de agua existentes en la Tierra, el 97.25% corresponde a agua salada, mientras que solo el 2.75% es agua dulce. Dentro de esta pequeña fracción, la mayor parte (alrededor del 2.05%) corresponde a los casquetes polares, los glaciares y, únicamente un 0.01% conforma los ríos y lagos. En contraste, el agua subterránea representa aproximadamente el 0.68% del total de agua dulce, constituyéndose en una de las principales fuentes de agua dulce disponibles para el uso humano. Este hecho subraya la relevancia de los acuíferos en la gestión sostenible de los recursos hídricos a nivel global (Mejía Vega y Galvis Rojas, 2014).

Los acuíferos están limitados en su base por una unidad impermeable que actúa como un sello (acuicludo), impidiendo que el agua se infiltre hacia capas más profundas. Esta característica es fundamental para la formación de un acuífero, ya que garantiza la retención del agua en la zona superior. El techo del acuífero puede estar cubierto por un estrato cuya permeabilidad puede ser variable (acuitardo), lo cual condiciona la interacción del acuífero con el entorno. Con base en estas características, los acuíferos se pueden clasificar en tres categorías principales:

a) Acuíferos libres: También conocidos como acuíferos no confinados o acuíferos freáticos, son aquellos cuyo límite superior, la superficie freática, está a presión atmosférica (Fig. 2.1). El nivel freático puede experimentar fluctuaciones por lo que el

espesor saturado de este tipo de acuífero es variable en el tiempo. La recarga es autóctona y directa lo que le confiere una alta vulnerabilidad ambiental.

La contaminación del recurso hídrico subterráneo puede producirse por las descargas o lixiviados. En ciertos casos, la carga de contaminantes puede exceder la capacidad natural de atenuación del subsuelo y de los estratos suprayacentes. Cuando el recurso hídrico subterráneo se contamina, no puede depurarse de manera efectiva en escalas de tiempo humano, ya que el flujo de agua subterránea tiene velocidades extremadamente bajas. Esto implica que, en ocasiones, la recuperación natural de las aguas subterráneas contaminadas puede requerir cientos de miles de años (Custodio y Llamas, 1983).

b) Acuíferos confinados: El límite superior de estos acuíferos es una capa impermeable y en general registran una presión mayor que la presión atmosférica, lo que puede provocar que el agua ascienda de manera natural al ser perforado (Fig. 2.1). Además, estos acuíferos presentan una menor vulnerabilidad ambiental.

c) Acuíferos semiconfinados: Son acuíferos sometidos a presión, aunque esta presión es generalmente inferior a la de un acuífero confinado. Esto ocurre debido a que alguna de las capas confinantes es semipermeable (acuitardos) y a través de estas reciben filtración vertical.

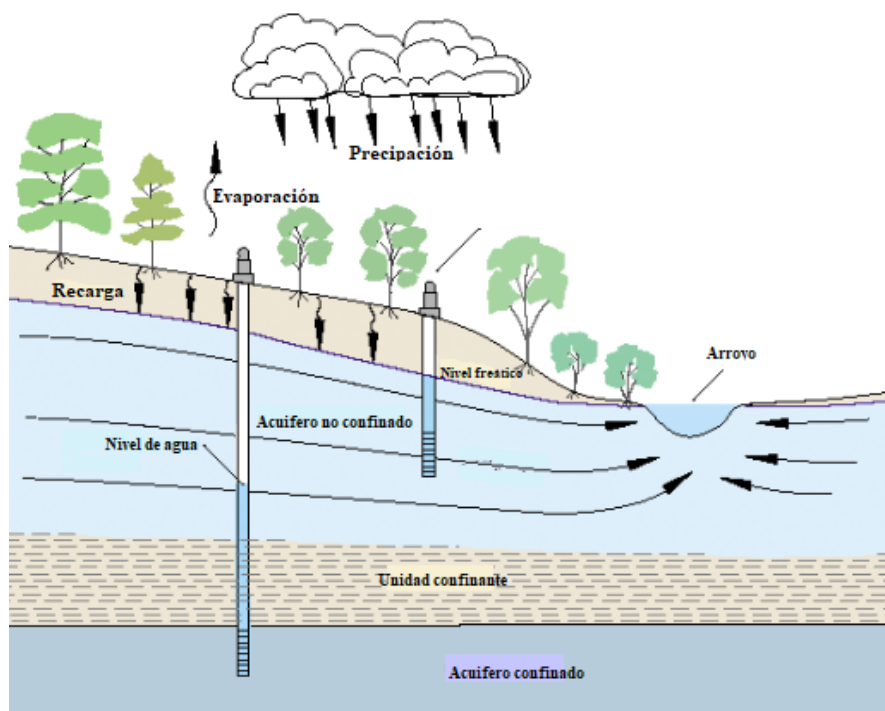


Figura 2.1: Representación de los distintos tipos de acuíferos y sus relaciones. Extraída y modificada de U.S. Geological Survey (2017).

2.2 Ley de Darcy y parámetros hidráulicos

Con el propósito de analizar el flujo de agua subterránea y entender su comportamiento dentro del acuífero es necesario introducir el concepto de altura hidráulica y la ley de Darcy. La altura hidráulica H se calcula utilizando la Ecuación de Bernoulli, que se aplica a un fluido ideal, es decir, no viscoso e incompresible, en el que solo actúa la fuerza de gravedad. La altura hidráulica se refiere a un punto específico P (x, y, z) en un sistema de coordenadas arbitrario, donde el eje z se alinea con la dirección de la gravedad, orientándose de manera que su valor positivo se dirige hacia arriba, y se define como Bear (1988)

$$H = h_p + h_u + z, \quad (2.1)$$

donde,

$$\text{Altura de presión: } h_p = \frac{p_w}{\rho g} \quad (2.2)$$

$$\text{Altura de velocidad: } h_u = \frac{u^2}{2g} \quad (2.3)$$

Siendo p_w la presión del agua, ρ su densidad, u la velocidad y g la aceleración de la gravedad. Cada uno de los sumandos de la ecuación (2.1) pueden ser interpretados en términos de energía. Dado que las velocidades de flujo en un medio poroso suelen ser muy bajas, comúnmente se descarta el término de velocidad h_u y se considera a la altura hidráulica simplemente como la suma de la altura de presión y la altura respecto al sistema de referencia considerado:

$$H = h + z \quad (2.4)$$

Henry Darcy fue pionero en la investigación del flujo de fluidos en medios porosos. Llevó a cabo una serie de pruebas para identificar los factores que influyen en el flujo del agua a través de un filtro de arena. En la Figura 2.2 se representa un dispositivo que guarda similitud con el empleado por Darcy en sus experimentos, el cual en la actualidad es conocido como permeámetro de carga constante. Darcy realizó el experimento con diferentes configuraciones y diversos medios porosos; de este modo dedujo que el caudal que atravesaba el permeámetro era directamente proporcional a la sección A y al gradiente hidráulico $\Delta h/\Delta L$. Además, encontró que la constante de proporcionalidad era característica de cada arena o material que llenaba el permeámetro.

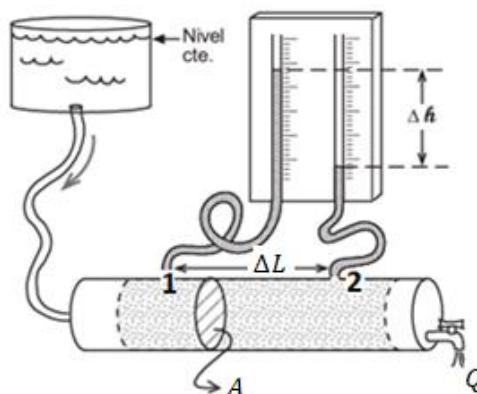


Figura 2.2: Permeámetro de carga constante. Figura extraída y modificada de Sanchez (2011).

Al ajustar el flujo mediante un grifo o al cambiar la posición del recipiente elevado, se produce una variación en los niveles de agua dentro de los tubos, lo cual establece un gradiente hidráulico entre los puntos 1 y 2 del permeámetro. También es posible experimentar con permeámetros de diámetros diversos y medir la altura de la columna de agua en varios puntos adyacentes. Utilizando siempre la misma arena, Darcy encontró que el caudal Q resultante verifica:

$$Q = K \cdot A \frac{\Delta h}{\Delta L}, \quad (2.5)$$

donde K es la conductividad hidráulica, propiedad intrínseca de la arena y por tanto es independiente de la configuración experimental utilizada. En la Tabla 2.1 se resumen algunos valores típicos de K para diversas texturas de suelos. Notar que los valores se expresan en m/d dado que son valores relativamente pequeños y están expresados en unidades de velocidad. Además los valores muestran gran disparidad entre algunas texturas (por ejemplo, la arena es 350 veces más conductiva que la arcilla). Si se optara por emplear una textura diferente (ya sea más gruesa, más fina o una combinación de ambas), se observará que la ecuación previa se mantiene válida con la excepción de que la constante K será distinta. Definiendo el flujo de agua como $q = Q/A$ se puede escribir la ley de Darcy de la siguiente forma:

$$q = -K \frac{\Delta h}{\Delta L} \quad (2.6)$$

Esta ecuación se puede generalizar al caso vectorial de flujo horizontal. En este caso esta ley tomará la forma:

$$\mathbf{q} = -K\nabla h, \quad (2.7)$$

donde \mathbf{q} es el vector velocidad de flujo y ∇ es el operador gradiente. El signo menos en 2.6 y 2.7 indica que el sentido del flujo es opuesto al sentido de aumento de presión.

La ley de Darcy será utilizada para obtener la ecuación general de flujo como veremos más adelante.

Tabla 2.1 Valores típicos conductividad hidráulica K para suelos con diferentes características. Extraída de Custodio y Llamas (1983).

K (m/d)	10 ⁴	10 ³	10 ²	10 ¹	1	10 ⁻¹	10 ⁻²	10 ⁻³	10 ⁻⁴	10 ⁻⁵	10 ⁻⁶
Tipo de terreno	Grava limpia		Arena limpia; mezcla de grava y arena		Arena fina, Arena arcillosa, mezcla de arena, limo y arcilla				Arcillas no meteorizadas		
Clasificacion	Buenos acuíferos				Acuíferos pobres				Impermeables		
Capacidad de drenaje	Drenan bien				Drenan mal				No drenan		

2.3 Coeficiente de almacenamiento

El almacenamiento de un acuífero S que también se conoce como coeficiente de almacenamiento, describe la relación entre las variaciones en la cantidad de agua almacenada en un acuífero y los cambios asociados en la altura piezométrica. En el caso de un acuífero horizontal, el almacenamiento se puede definir como el volumen de agua ΔV_w que ingresa/egresa al acuífero por unidad de área horizontal ΔA y por unidad de aumento/disminución de la altura piezométrica Δh (Bear, 1988).

$$S = \frac{\Delta V_w}{\Delta A \Delta h}, \quad (2.8)$$

el coeficiente de almacenamiento S está influenciado por las propiedades elásticas tanto del medio poroso como del agua. Es importante notar que el almacenamiento es un parámetro adimensional. En un acuífero libre la definición de almacenamiento permanece inalterada con la excepción de que el aumento/disminución es en la superficie freática. Sin embargo, la variación en la cantidad de agua almacenada es causada por un mecanismo diferente. En este caso cuando la tabla de agua desciende, el agua contenida en los poros es drenada y reemplazada por aire. Para reflejar este fenómeno en los acuíferos libres el almacenamiento se denomina comúnmente rendimiento específico (*specific yield*) y se representa como S_y (Bear, 1988).

Por otra parte, al tratar con acuíferos confinados se suele utilizar el almacenamiento específico S_s . Este parámetro cuantifica el volumen de agua que libera/capta un acuífero por unidad de volumen y por unidad de aumento/disminución de la altura piezométrica. Luego:

$$S_s = \frac{\Delta V_w}{\Delta A E \Delta h} = \frac{S}{E}, \quad (2.9)$$

siendo E el espesor del acuífero confinado.

Como veremos a continuación, tanto K como S juegan un rol fundamental a la hora de describir el flujo de agua en un acuífero.

2.4 Ecuación de flujo de agua subterránea

La ecuación fundamental que gobierna el flujo de aguas subterráneas se obtiene a partir de la ecuación de balance de masa y de la Ley de Darcy. La ecuación de balance de masa o ecuación de continuidad del flujo de agua en un medio poroso completamente saturado es la siguiente (Bear, 1988).

$$-\left(\frac{\partial q_x}{\partial x} + \frac{\partial q_y}{\partial y}\right) = S_s \frac{\partial h}{\partial t}, \quad (2.10)$$

donde q_x y q_y son las componentes horizontales del vector flujo de agua. Combinando esta ecuación con la ley de Darcy (2.7) se obtiene:

$$\nabla \cdot (K \nabla h) = S_s \frac{\partial h}{\partial t}. \quad (2.11)$$

Esta es la ecuación general de flujo horizontal en términos de h . La misma es válida para acuíferos confinados y en lo que sigue presentaremos la solución analítica clásica aplicada al problema de particular interés: las fluctuaciones de altura piezométrica inducidas por marea.

2.5 Método de marea inducida

El fenómeno de marea inducida en acuíferos costeros comenzó a estudiarse a mediados del siglo XX, cuando los investigadores Jacob (1950) y Ferris (1951) analizaron de forma independiente la interacción hidráulica entre acuíferos costeros y el mar. Estos autores obtuvieron una solución analítica asumiendo un modelo de acuífero simplificado, que tiene espesor constante, se extiende infinitamente en dirección tierra adentro, las propiedades hidráulicas del acuífero son homogéneas y el contacto hidráulico con el mar es vertical (Fig. 2.3). Esta solución permite predecir las fluctuaciones en la altura

piezométrica en respuesta a las señales de marea. El método de marea inducida se utiliza para determinar los parámetros hidráulicos mediante el análisis de la respuesta del acuífero a fluctuaciones periódicas provocadas por la marea. Esta respuesta se manifiesta en cambios en la amplitud y fase de las fluctuaciones de altura piezométrica, los cuales pueden ser registrados en pozos situados cerca de la costa. Para estimar los parámetros hidráulicos, se ajusta la respuesta de un modelo teórico a los datos de amplitud y fase obtenidos. La solución obtenida por Jacob (1950) y Ferris (1951) es la más comúnmente utilizada en aplicaciones prácticas por ser matemáticamente simple.

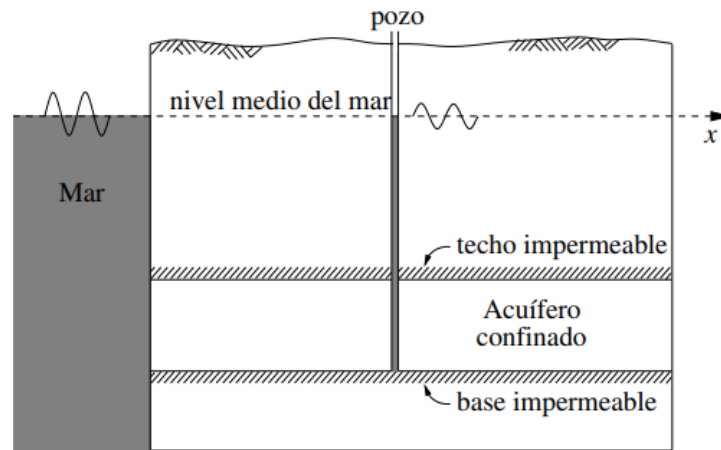


Figura 2.3: Representación esquemática de un acuífero costero confinado. Extraída de Monachesi (2013).

Para obtener la mencionada solución se deben imponer las siguientes condiciones de borde:

$$h(0, t) = A \cos(\omega t), \quad (2.12)$$

$$\lim_{x \rightarrow \infty} \frac{\partial h}{\partial x} = 0, \quad (2.13)$$

La ecuación (2.12) impone que sobre la línea de costa ($x = 0$) la altura piezométrica coincide con la variación de altura de marea, la cual se asume cosenoidal de frecuencia ω y amplitud A . La ecuación (2.13) establece que el flujo debe anularse para $x \rightarrow \infty$.

La solución del problema diferencial dado por las ecuaciones (2.11), (2.12) y (2.13) viene dada por Ferris (1951):

$$h(x, t) = A e^{-ax} \cos(\omega t - ax), \quad (2.14)$$

siendo a el coeficiente de propagación de marea, cuya expresión es:

$$a = \sqrt{\frac{\omega S_s}{2K}} \quad (2.15)$$

También se suele definir la difusividad hidráulica:

$$D = \frac{K}{S_s} \quad (2.16)$$

Comparando la solución (2.14) y la condición de borde dada por (2.12), podemos observar dos efectos: (a) un decaimiento exponencial de la amplitud de $h(x, t)$ con la distancia x a la línea de costa, de la forma e^{-ax} y (b) un desfase o retraso temporal de la señal con respecto a la distancia x a la línea de costa, que aumenta de manera lineal, de la forma $-ax/\omega$. Se definen entonces, la fase temporal φ y el coeficiente de amplitud: c .

$$\varphi(x) = -\frac{1}{\omega} ax \quad (2.17)$$

$$c(x) = e^{-ax} \quad (2.18)$$

También puede definirse el desfase entre la marea inducida y la marea oceánica como:

$$\Delta\phi = -ax \quad (2.19)$$

Como se puede observar, las expresiones de $\varphi(x)$ y $c(x)$ dependen de las propiedades hidráulicas del acuífero a través de a . Notar que tiene unidades de inverso de longitud, por tal motivo a su inverso a^{-1} se lo suele llamar “Longitud característica”. Para ejemplificar el concepto, la Figura 2.4 muestra las curvas de $c(x)$ y $\tau(x)$ en un escenario hipotético. En este análisis, se ha utilizado un valor de $K = 1$ m/d y $S_s = 10^{-5}$ m⁻¹. Las curvas de c y φ se han calculado para dos frecuencias angulares diferentes: $\omega_1 = 0.506$ h⁻¹, que corresponde a un período semidiurno de 12.4 h, y $\omega_2 = 2\omega_1$, con un período de 6.2 h. Es relevante señalar que, para la frecuencia ω_2 , se observa una menor caída en la amplitud, lo cual se debe a que el coeficiente de propagación de marea es más elevado en este caso con un valor de $a = 2.2 \times 10^{-3}$ m⁻¹, mientras que el valor de a para ω_1 es 1.59×10^{-3} m⁻¹. En lo que respecta al retraso de fase temporal, este es menor para ω_2 , dado que la pendiente de $\varphi(x)$, que se expresa como $-a/\omega_2$, es inferior a la que se observa para ω_1 .

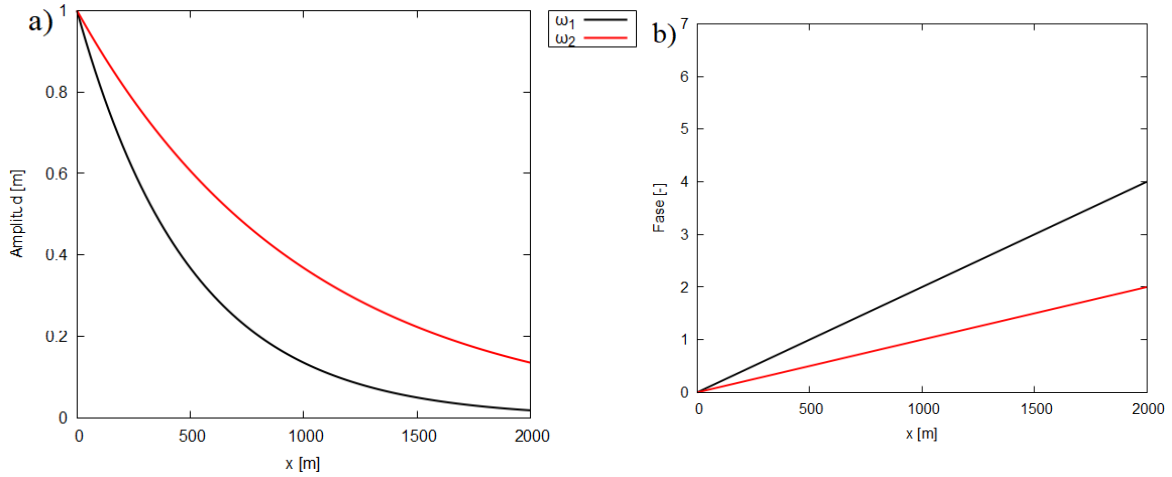


Figura 2.4: a) Coeficiente de amplitud c ; b) Fase temporal ϕ . en función de la distancia a la línea de costa.

En la Figura 2.5 se presentan las curvas de caída de amplitud y el desfase temporal que el modelo de Jacob (1950) y Ferris (1951) predice para diferentes valores de conductividad hidráulica K . Para la elaboración de estas curvas, se estableció $A = 1$ m y una frecuencia angular $\omega = 2\pi / (12.4/24) d^{-1}$, correspondiente a la marea semidiurna. Además, se asumió un almacenamiento específico de $S_s = 10^{-3} m^{-1}$. Como se puede apreciar en la Figura 2.5a a medida que aumenta la conductividad hidráulica, menor es la caída de amplitud. Esto implica que valores más altos de conductividad permiten mayor penetración de la señal de marea y con un menor desfase. Notar que el valor de la longitud característica para $K = 1$ m/d es igual a 63 m, mientras que para $K = 20$ m/d es 281 m y para $K = 30$ m/d es de 344 m.

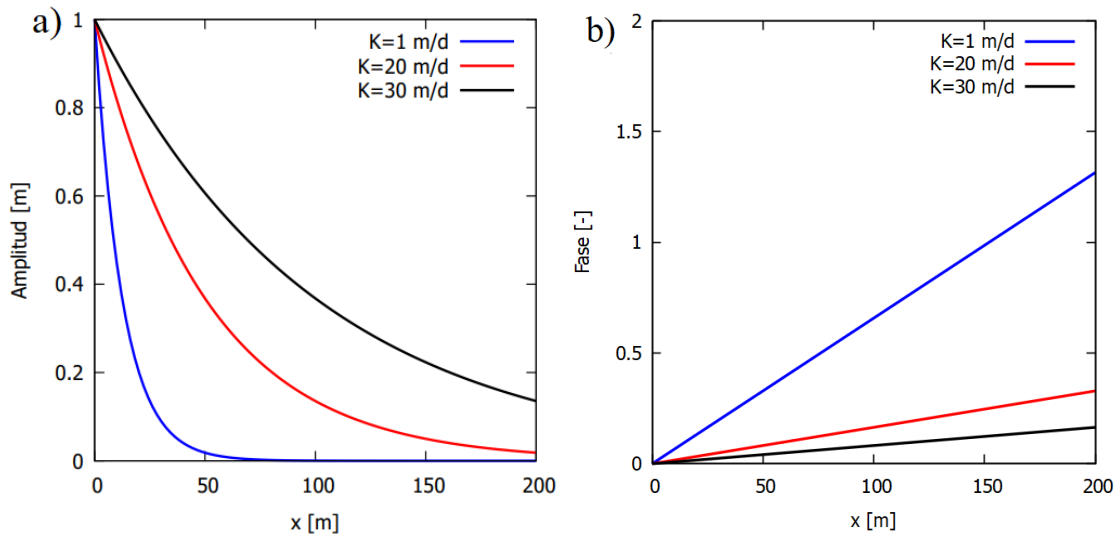


Figura 2.5: a) Coeficiente de amplitud c ; b) Fase temporal ϕ en función de la distancia a la línea de costa.

Otra manera de presentar la solución y que puede facilitar el análisis es graficar el perfil de altura piezométrica en todo el acuífero, para diferentes instantes de tiempo. En las Figuras 2.6 y 2.7 se presentan los perfiles de altura piezométrica, correspondientes a cuatro intervalos de tiempo distintos: 3.1 h, 6.2 h, 9.3 h y 12.4 h en función de la distancia. En la primera se asume una conductividad hidráulica $K = 1$ m/d, que corresponde a una arenisca, mientras que en la Figura 2.8 se asume una conductividad hidráulica de 30 m/d, asociada a rocas areniscas con mezcla de gravas, (Tabla 2.1). Notar que en promedio la altura piezométrica es cero para todo x . Esto es el resultado que se espera cuando el acuífero es confinado. Más adelante veremos que en el caso del acuífero libre este promedio varía con la distancia a la línea de costa, y esta variación depende de los parámetros hidráulicos y del espesor promedio del acuífero. Notar además que para la textura más conductiva las curvas de altura piezométrica registran mayor penetración.

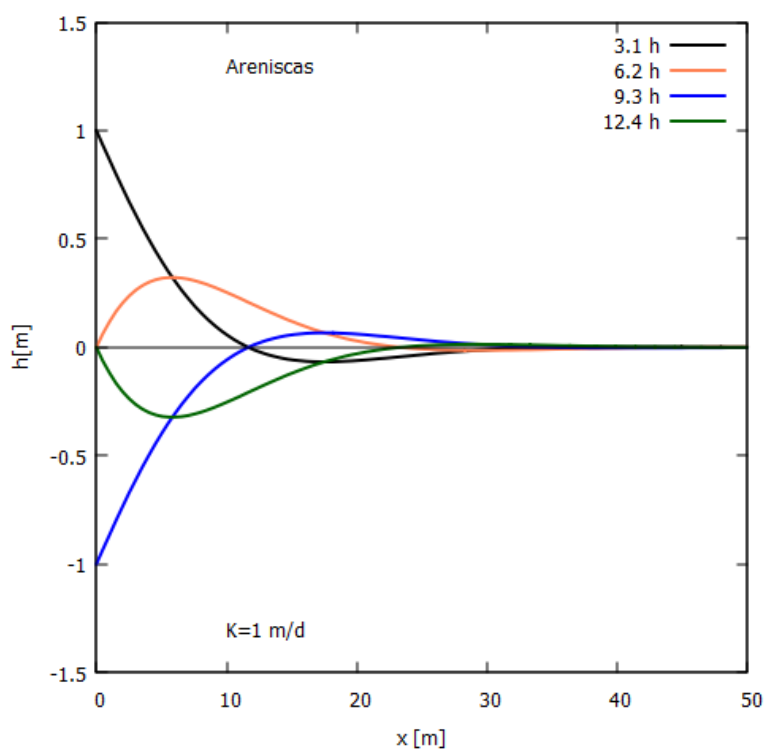


Figura 2.6: Perfiles de altura piezométrica correspondiente a cuatro instantes de tiempo.

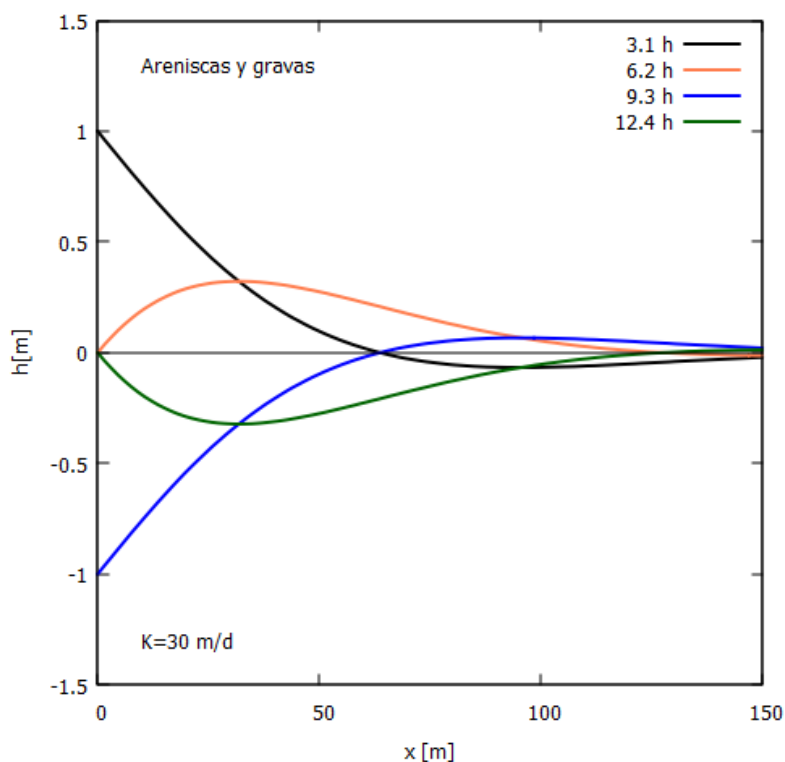


Figura 2.7: Perfiles de altura piezométrica correspondiente a cuatro instantes de tiempo.

Si bien la solución de Jacob y Ferris es ampliamente utilizada por su simplicidad, como se ha mencionado en el Capítulo I (introducción), existen otras soluciones analíticas que incorporan algunas complejidades al acuífero, que no serán consideradas ya que de esta contribución el objetivo es analizar el caso particular de un acuífero libre el cual será abordado mediante un método numérico.

2.6 Marea inducida en acuíferos libres

Para representar a la interacción entre un acuífero costero libre y un cuerpo de agua utilizaremos el modelo conceptual esquematizado en la Figura 2.8.

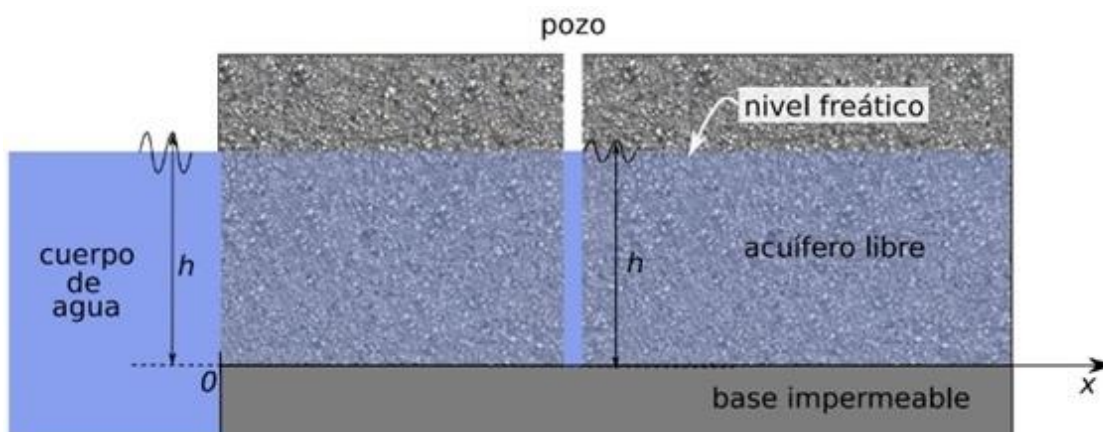


Figura 2.8: Representación esquemática de un acuífero libre.

Tanto el acuífero como la capa impermeable se extienden lateralmente una distancia finita L desde la línea de costa hacia el continente. Las capas son horizontales y su frontera con el cuerpo de agua se asume vertical. Para la descripción matemática del problema consideraremos el eje x horizontal, perpendicular a la línea de costa, positivo en sentido tierra adentro y con origen en la línea de costa. En este caso se elegirá el contacto entre la base impermeable y el acuífero como *datum* (nivel cero) de la altura de presión h . Para la descripción del flujo en este sistema supondremos que el efecto de las variaciones de densidad sobre el flujo de agua es despreciable y que el flujo es esencialmente horizontal, es decir, que se verifica la hipótesis de Dupuit (Bear, 1989). Esta última hipótesis es tanto más aproximada a la realidad cuanto menor sea el cociente entre la amplitud de la oscilación de marea y el espesor del acuífero. Bajo estas hipótesis, la altura de presión $h(x, t)$ verificará la ecuación de Boussinesq y el problema matemático a resolver puede escribirse de la siguiente manera: dada la condición inicial para la altura de presión $h(x, 0) = h_{ini}(x)$ en todo el dominio espacial $\Omega = [0, L]$, debemos hallar $h(x, t)$ para todo instante $t \in [0, T]$ que verifique:

$$\frac{\partial \bar{q}(x, t)}{\partial x} + S_y(x) \frac{\partial h(x, t)}{\partial t} = 0 \quad x \in \Omega, t \in [0, T] \quad (2.20)$$

$$\bar{q}(x, t) + K(x)h(x, t) \frac{\partial h(x, t)}{\partial x} = 0 \quad x \in \Omega, t \in [0, T] \quad (2.21)$$

Con las siguientes condiciones de borde:

$$h(0, t) = h^L(t) \text{ en } x = 0 \quad (2.22)$$

$$\bar{q}(L, t) = 0 \text{ en } x = L \quad (2.23)$$

Cabe aclarar que en las expresiones (2.20), (2.21) y (2.23) se utiliza \bar{q} (transmisividad) en lugar de q , ya que al tratar con un acuífero libre es común emplear el vector de transmisividad en lugar del vector de flujo. Este vector tiene unidades de m^2/s . Además, dado que se trata de un acuífero libre, el almacenamiento se cuantifica mediante el rendimiento específico (*specific yield*) representado como (S_y).

Notar que la ecuación (2.21) es no lineal en $h(x, t)$ y para poder resolver el problema es indispensable linealizarla. Con ese propósito se implementa un método iterativo de Picard (Guarracino *et al.*, 2012). Se procede a la discretización temporal del sistema de ecuaciones, lo cual permite aproximar la derivada temporal por un cociente

incremental (Método Backward-Euler). Posteriormente se discretiza el dominio espacial mediante una grilla regular y se aplica un Método Híbrido Mixto de Elementos Finitos. Este procedimiento permite arribar a un sistema de ecuaciones lineales con matriz tridiagonal, cuya aplicación permite obtener una solución aproximada de $h(x, t)$. Para mayor detalle en referencia al algoritmo implementado se refiere a las Tesis doctorales de Guarracino *et al.* (2012) y Monachesi (2013). El esquema de simulación de flujo mediante el método propuesto puede resumirse en los siguientes pasos:

Establecer las dimensiones del acuífero (L_x), el tiempo total de simulación (T) y la función $h_{ini}(x)$, esto es, la condición inicial de la altura de presión en el acuífero.

1. Establecer la condición de borde $h_L(t)$ que impone la altura de presión en la línea de costa para todo instante $t \in [0, T]$.
2. Dada la función $h(x, t)$ en un instante t_i , resolver el sistema tridiagonal para obtener $h(x, t)$ en el instante posterior $t_{i+1} = t_i + \Delta t$.
3. Repetir iterativamente el punto anterior hasta arribar al tiempo final de simulación, $t = T$.

Además, las propiedades físicas del acuífero deben definirse previamente.

El algoritmo que se ha descrito fue implementado mediante la utilización de rutinas FORTRAN desarrolladas, validadas e implementadas en las Tesis antes citadas.

En el próximo capítulo, se mostrarán los resultados obtenidos en diversos escenarios hipotéticos con el fin de examinar cómo influyen distintos parámetros, tanto hidráulicos como geométricos, en la respuesta de la marea inducida en un acuífero libre. Se estudiarán las series temporales generadas por las simulaciones, y se analizará la respuesta hidráulica considerando como condición de borde una señal mareográfica medida en la costa del Río de la Plata durante un evento de Sudestada.

Capítulo 3

3. APLICACIÓN AL ANÁLISIS DE LA MAREA INDUCIDA EN ACUÍFEROS LIBRES

Para efectuar las simulaciones numéricas que se estudian en el presente capítulo, se considera un acuífero de longitud $L_x=1000$ m, discretizado en 1000 elementos; el tiempo total de simulación es $T = 48$ h y el espesor inicial del acuífero es de 4 m. Para la condición de marea se asumió una señal senoidal de frecuencia semidiurna (12.4 h) y amplitud $A = 1$ m. El resto de los parámetros de entrada son modificados según se requiera en el análisis.

3.1 Acuífero homogéneo

La Figura 3.1 presenta la altura piezométrica en función del tiempo para tres pozos ubicados a distancias de $x_1=10$ m, $x_2=20$ m y $x_3=30$ m desde la línea de costa. Para la generación de este gráfico se utilizó una conductividad hidráulica $K= 10$ m/d y un almacenamiento $S_y= 0.1$, junto con una condición de borde senoidal con amplitud de 0.5 m y frecuencia semidiurna de 12.4 h. Como se puede observar, en términos generales, a medida que aumenta la distancia a la costa, la amplitud de la señal decae, produciéndose además un retraso temporal. Nótese que a 30 m la amplitud de la señal cae a la mitad, registrándose además un desfase del orden de 2 h. Este resultado guarda cierta similitud con el que se obtendría de analizar la caída de amplitud y el desfase utilizando la fórmula de Jacob. Sin embargo, en este caso, el acuífero es libre, y su similitud con el caso homogéneo se debe a que la variación en amplitud de la señal de la marea es de menor orden que el espesor del acuífero. Más adelante estudiaremos un caso en donde la amplitud de marea es comparable con el espesor del acuífero (Fig. 3.3).

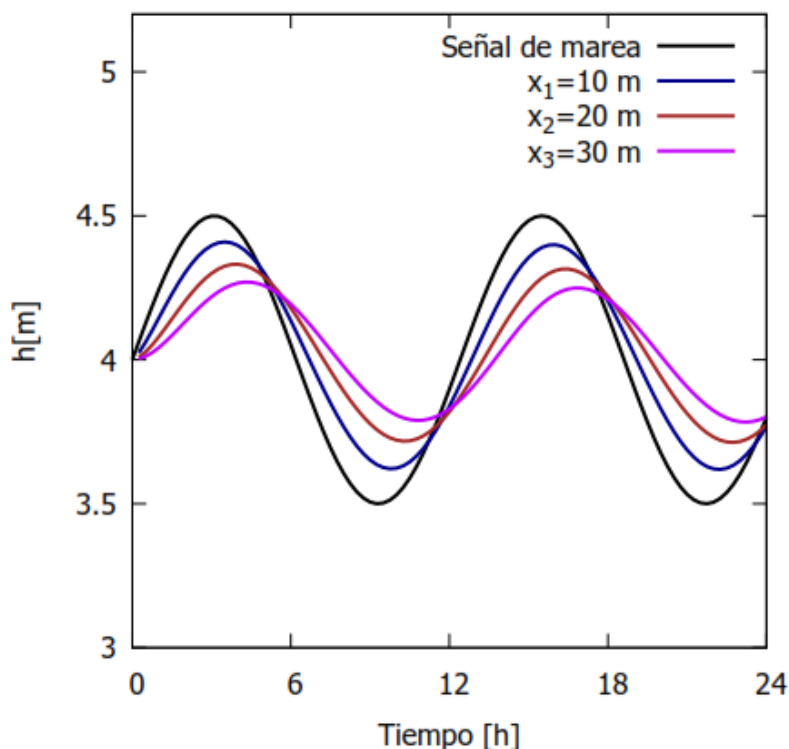


Figura 3.1: Fluctuaciones de altura piezométrica inducidas por marea en función del tiempo, para tres pozos ubicados a distancias $x_1=10$ m, $x_2=20$ m y $x_3=30$ m desde la línea de costa.

A fin de analizar la sensibilidad de la respuesta ante cambios en parámetros hidráulicos, la Figura 3.2 presenta tres escenarios diferentes que corresponden a conductividades hidráulicas de $K = 0.1$ m/d, 1 m/d y 10 m/d. Es importante destacar que, como se puede observar en las Figura 3.2, a medida que aumenta la conductividad hidráulica, disminuyen tanto la pérdida de amplitud como el desfase. Esto indica que mayores valores de conductividad permiten una mayor penetración de la señal y una mayor velocidad de propagación. Por el contrario, cuando la conductividad hidráulica disminuye, la pérdida de amplitud es mayor, reflejando una menor capacidad de transmisión de la señal a través del medio.

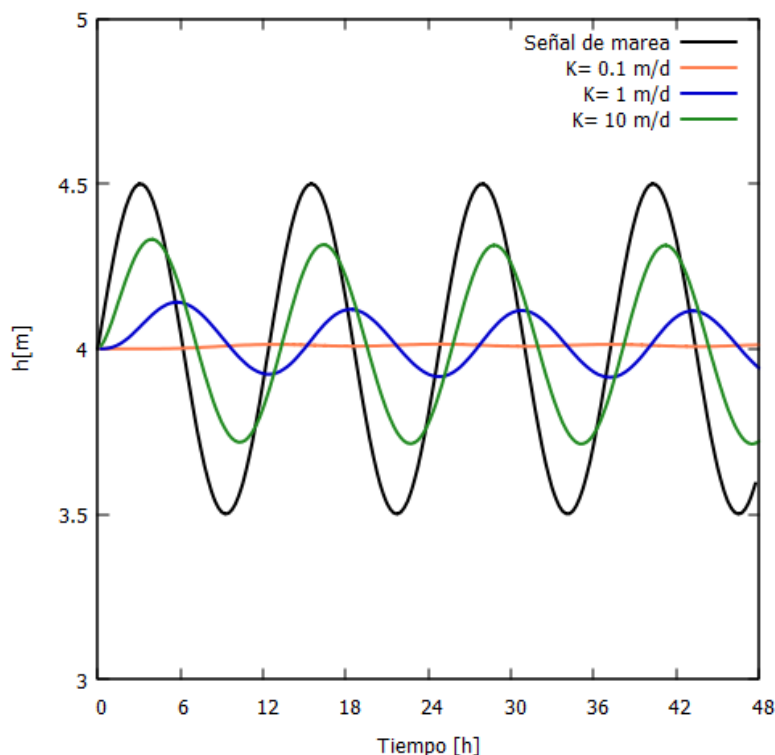


Figura 3.2: Fluctuaciones de altura piezométrica inducidas por marea en función del tiempo. En este gráfico se presentan los resultados para tres conductividades hidráulicas distintas.

Con el propósito de analizar el efecto producido por señales de marea con amplitud comparable al espesor del acuífero, se simuló la respuesta de la marea en un acuífero de 4 m con una amplitud de marea de ($A = 1$ m). En la Figura 3.3 se grafican las curvas de altura piezométrica en función de la distancia correspondientes a cuatro instantes de tiempo: 3.1 h, 6.2 h, 9.3 h y 12.4 h, junto con el promedio de estas curvas representado en línea punteada. Se consideró un almacenamiento $S_y = 0.1$ y una conductividad hidráulica de $K = 5$ m/d. Nótese que las curvas no están simétricamente ubicadas respecto del espesor del acuífero, como resulta para el caso de acuíferos homogéneos (Fig.2.6). La línea punteada puede asociarse con el espesor medio del acuífero y como puede observarse varía con la distancia. Nótese que el espesor registra un aumento de aproximadamente 10 cm a una distancia de 50 m. Este efecto es tanto más notorio cuanto mayor es la amplitud de la señal de marea; se efectuaron dos simulaciones considerando dos valores de amplitud de marea ($A = 0.5$ m y $A = 1$ m) y se observó que el aumento de amplitud produce un mayor aumento en el espesor máximo del acuífero.

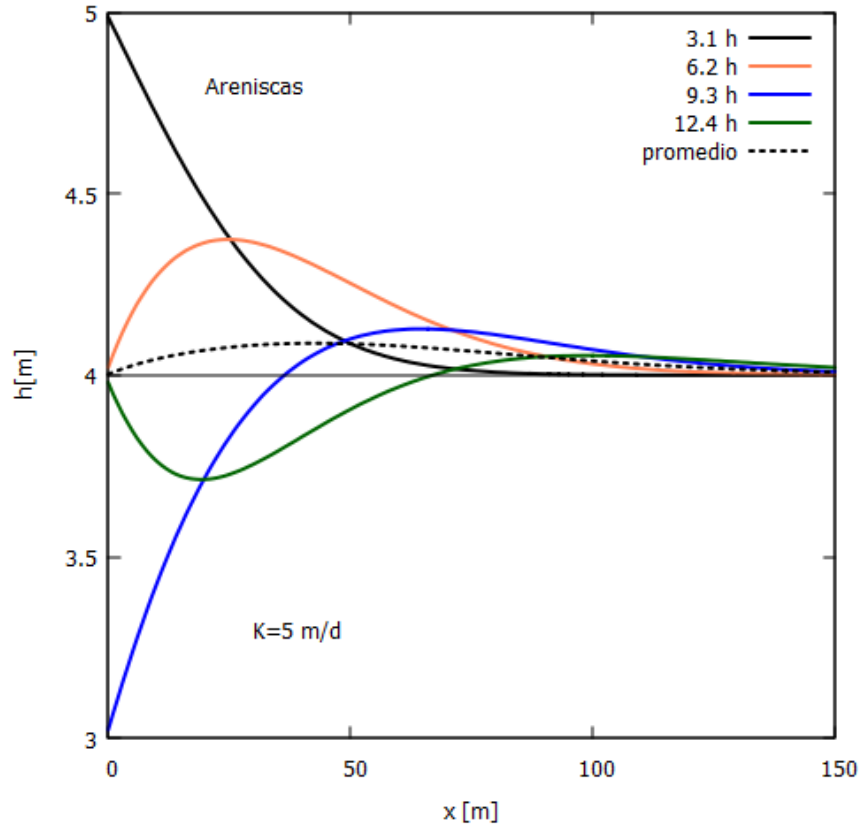


Figura 3.3: Perfil de altura piezométrica para cuatro instantes diferentes y su correspondiente perfil promedio.

3.2 Acuífero heterogéneo

Es un rasgo muy común que los acuíferos costeros de origen aluvial presenten heterogeneidades en sus propiedades hidráulicas. En esta sección modelaremos la respuesta hidráulica de un acuífero que presenta una heterogeneidad de tipo lineal en su conductividad hidráulica. Asumiremos que la conductividad hidráulica viene dada por la siguiente función:

$$K(x) = K_0 (1 + bx)^\tau, \quad (3.1)$$

donde, K_0 es la conductividad hidráulica en la línea de costa, b es la tasa de aumento de la conductividad hidráulica y τ es un exponente cuyo valor modifica la dependencia funcional de K con la distancia. El parámetro b se define de modo tal que la conductividad hidráulica alcance un valor máximo K_1 en el extremo derecho del acuífero (L_x):

$$b = \frac{1}{L_x} \left[\left(\frac{K_1}{K_0} \right)^{\frac{1}{\tau}} - 1 \right]. \quad (3.2)$$

En la Figura 3.4 se grafican las funciones de conductividad hidráulica para un acuífero de longitud $L_x = 200$ m, considerando tres valores de τ (0.5, 1 y 10). Nótese que

cada una de las curvas registra una tasa de aumento diferente con la distancia a la línea de costa. Utilizando este modelo se realizaron simulaciones considerando un acuífero de 4 m de espesor con una amplitud de marea semidiurna de 0.5 m.

En las Figuras 3.5 se muestran las señales registradas a una distancia de 20 m (a) y a 70 m de la línea de costa (b), utilizando tres valores diferentes de τ .

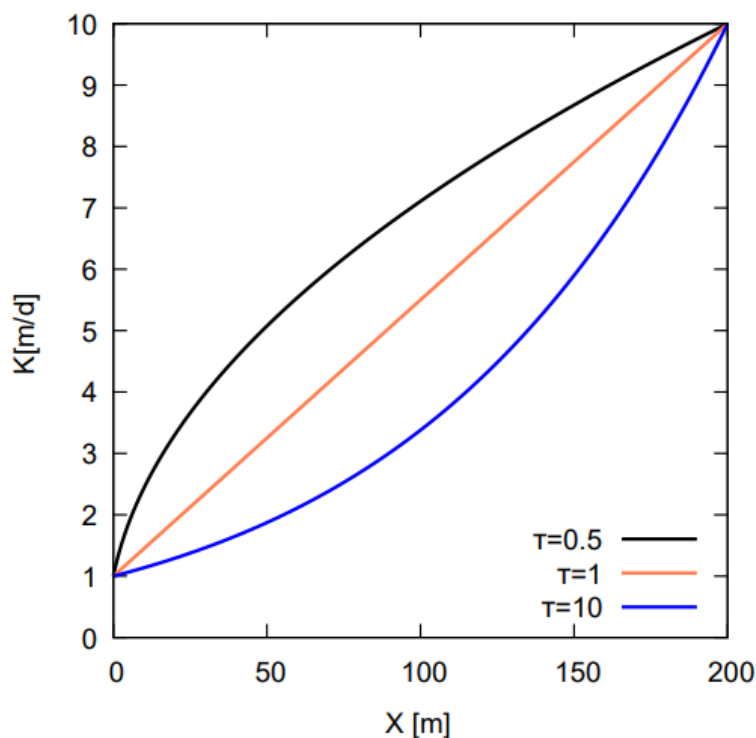


Figura 3.4: Variaciones en el valor de τ y la conductividad hidráulica.

Se puede observar que para una mayor distancia a la línea de costa la amplitud de la señal disminuye, lo que también se traduce en un retraso temporal. Además, se puede notar que cuando el valor de τ es más pequeño, la señal llega antes. Basándonos en la Figura 3.4, podemos inferir que un τ menor está asociado a una mayor conductividad, lo que indica la presencia de granulometrías más gruesas y por lo tanto una mayor velocidad de propagación. Por otro lado, cuando τ es igual a 10, la amplitud de la señal es ligeramente menor, lo que se atribuye a una conductividad más baja y a una menor velocidad de propagación (mayor defasaje).

Existe además una marcada disminución del nivel promedio del acuífero, así como también una fuerte asimetría en la variación periódica de la altura piezométrica. Esto se debe al fuerte gradiente hidráulico en las cercanías de la costa, que produce un vaciamiento progresivo del acuífero, lo que se refleja en una disminución progresiva del nivel promedio.

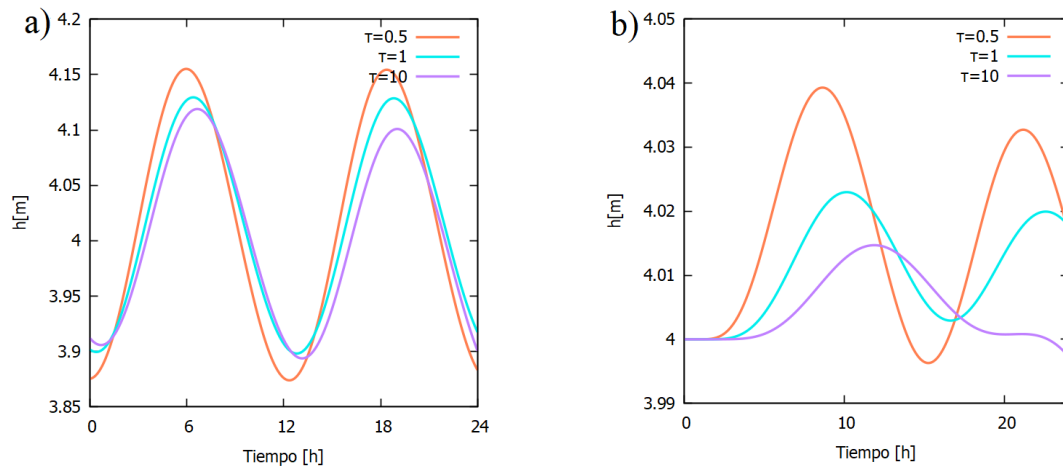


Figura 3.5: Variación de la altura piezométrica en función del tiempo para tres valores de τ registrada a 20 m (a) y a 70 m (b) de la línea de costa.

Finalmente se calcularon los tres promedios de manera similar a lo realizado en la Figura 3.3, y se muestran en la Figura 3.6. Se determinó el promedio de las alturas piezométricas para tres valores distintos de τ : 0.5, 1 y 10. Como se puede observar, el aumento del valor de τ produce un incremento en el espesor promedio del acuífero, lo que resulta en una mayor variación. Este incremento produce un leve desplazamiento del valor máximo en la dirección de la línea de costa.

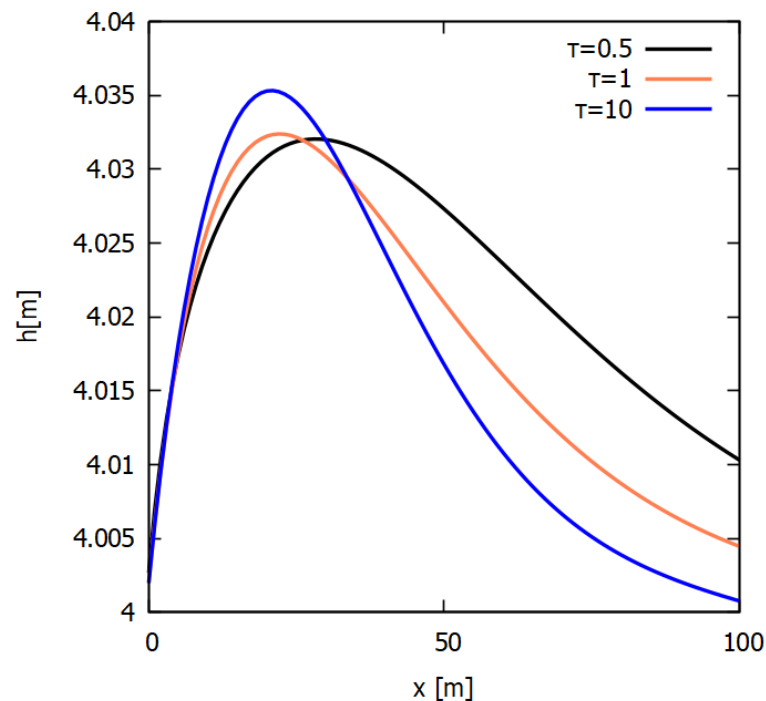


Figura 3.6: Perfiles de altura piezométrica promedio para tres valores de τ diferentes, acuífero heterogéneo.

3.3 Sudestadas

Las sudestadas son fenómenos meteorológicos asociados a sistemas de vientos frontales intensos que soplan desde el sudeste hacia el noroeste. En el caso particular del Río de la Plata, estos vientos pueden alcanzar velocidades de hasta 100 km/h. Las sudestadas suelen estar vinculadas a tormentas que afectan la región durante varios días, generando una acumulación de agua en la ribera y provocando inundaciones en zonas costeras. Además de causar fluctuaciones en el nivel de los ríos y, por ende, en el patrón de flujo superficial, las sudestadas pueden influir de manera significativa en el flujo subterráneo de los acuíferos costeros. Durante una marea meteorológica, se produce una inversión en la dirección del flujo de agua, que va del río hacia los acuíferos, lo que representa un caso particular de interacción entre las aguas superficiales y subterráneas. A pesar de su relevancia, este fenómeno no ha sido suficientemente investigado desde una perspectiva hidrogeológica (Goñi *et al.*, 2013).

En esta sección utilizamos el método de simulación numérica propuesto para modelar el efecto de una sudestada sobre el nivel freático cerca de la costa, considerando un acuífero homogéneo en primer lugar y, en segundo lugar, un acuífero que presente un campo heterogéneo de conductividad hidráulica.

Para la simulación del caso de un acuífero homogéneo se consideró una conductividad hidráulica de $K = 1$ m/d y un almacenamiento de $S_y = 0.1$. Como condición de borde se utilizó un registro mareográfico de una sudestada en la estación Puerto Buenos Aires (Palermo) ubicada en el muelle de Club de Pescadores, durante el periodo comprendido entre el 16 y 20 de mayo del año 2000 (Goñi *et al.*, 2013). Para efectuar la simulación se asumió un acuífero con un espesor inicial de 4 m. La Figura 3.7 muestra el registro mareográfico junto con las curvas de altura piezométrica simuladas en tres puntos de observación ubicados a 10 m, 20 m y 50 m de la costa, respectivamente. Como puede observarse, a medida que aumenta la distancia a la costa la amplitud de la señal decae, produciéndose además un retraso temporal. Notar que las altas frecuencias se atenúan fuertemente con el aumento de la distancia. En particular la amplitud de la componente semidiurna es más pequeña para $x = 20$ m y prácticamente nula para $x = 50$ m, mientras que la frecuencia diurna se encuentra aún presente para la estación a 50 m. Esto muestra que la atenuación de la señal mareográfica aumenta con el aumento de la frecuencia, como fue analizado en el Capítulo 2 mediante la fórmula de Jacob.

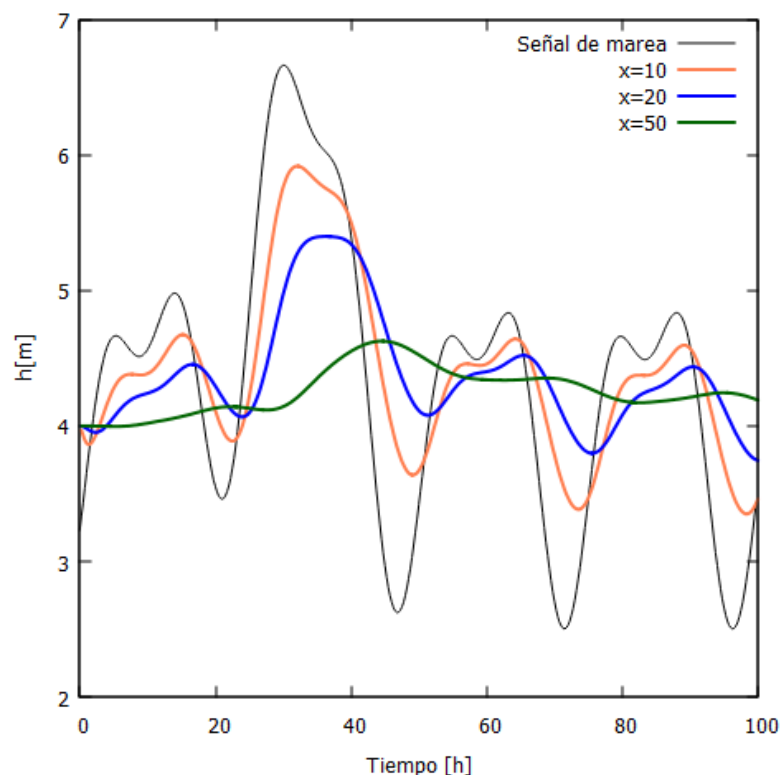


Fig.3.7: Evolución temporal de la altura piezométrica en 3 pozos distintos, utilizando como condición de borde un registro mareográfico que incluye un evento de sudestada, caso homogéneo.

En el siguiente análisis se utilizaron dos valores de conductividad hidráulica distintos, $K = 1$ m/d y $K = 10$ m/d. con un coeficiente de almacenamiento $S_y = 0.1$ (Fig. 3.8). Como se puede observar, al incrementar la conductividad hidráulica los valores de pérdida de amplitud y el defasaje tienden a disminuir, como era de esperarse.

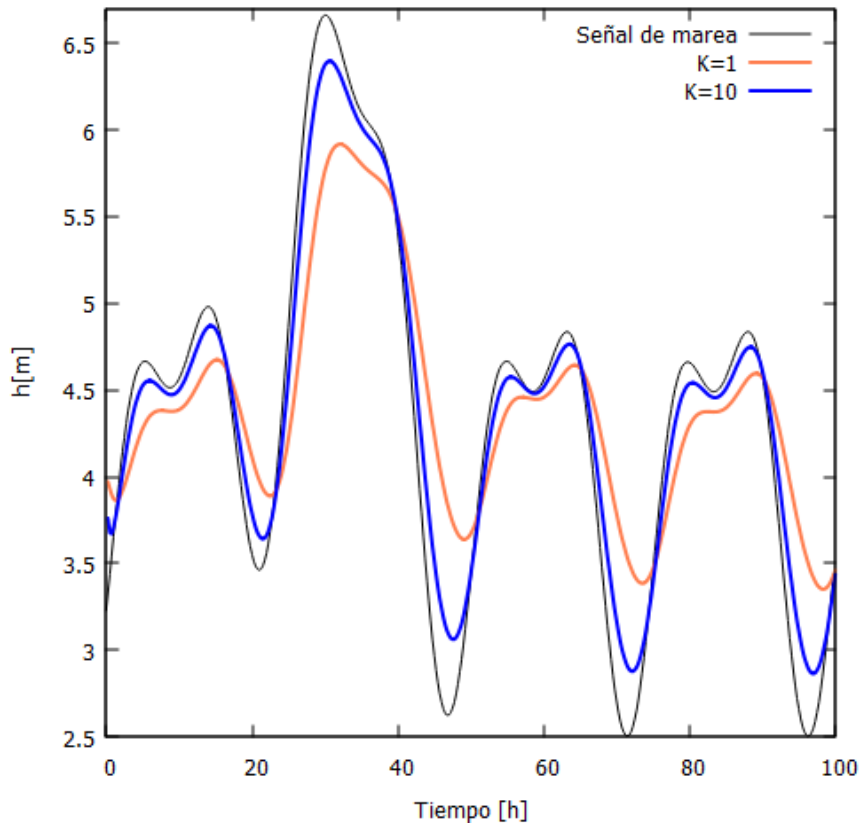


Figura 3.8: Evolución temporal de altura piezométrica con 2 conductividades hidráulicas distintas.

En el siguiente ejemplo se consideró un acuífero con conductividad hidráulica heterogénea, utilizando el modelo (2.18) con $K_0 = 1$ m/d, $K_1 = 10$ m/d, $L_X = 1000$ m y $\tau = 0.5$. Como puede observarse, las altas frecuencias tienden a ser levemente más persistentes en comparación con el modelo homogéneo. Además, el retraso temporal de la señal en el modelo heterogéneo es menor. Esto significa que, durante un evento de Sudestada, la señal en los pozos mostrará un mayor desfase temporal y un menor contenido de altas frecuencias si el acuífero es homogéneo. En cuanto a la pérdida de amplitud de la señal, se observa un cambio en el comportamiento entre los modelos homogéneo y heterogéneo, dependiendo de la distancia a la costa. Para las distancias cercanas a la costa, la amplitud de la señal es menor en el caso heterogéneo. Sin embargo, a medida que nos alejamos de la costa, esta tendencia se invierte, y la amplitud es mayor en el modelo heterogéneo. También se puede ver en las curvas correspondientes a los pozos más alejados que el modelo heterogéneo preserva frecuencias más altas en comparación con el modelo homogéneo.

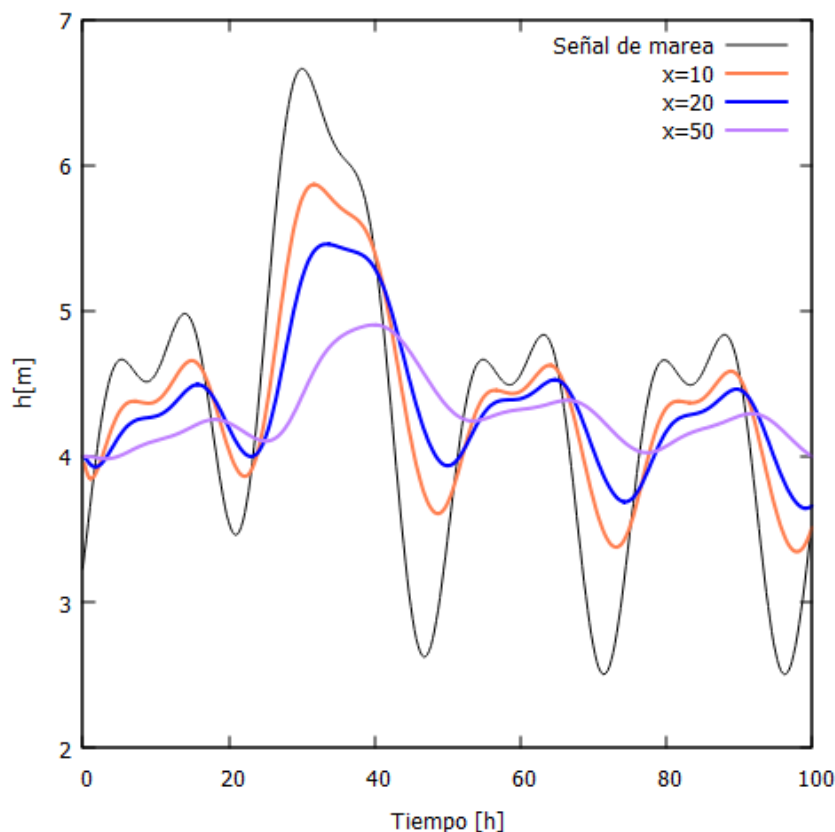


Figura3.9: Evolución temporal de la altura piezométrica en 3 pozos distintos, utilizando como condición de borde un registro mareográfico que incluye un evento de sudestada, caso heterogéneo.

Para finalizar se efectuó un análisis considerando tres valores diferentes para τ . En la Figura 3.10 se muestran tres señales correspondientes a $x = 20$ m, utilizando los tres valores de τ mencionados. Dado que τ es inversamente proporcional a la tasa de incremento de la conductividad hidráulica (ver Fig. 3.4) la señal correspondiente al menor τ muestra la mayor amplitud y menor defasaje respecto de la señal de marea. Por el contrario, al aumentar τ a un valor de 10, se observa una disminución en la penetración de la señal con una menor caída de amplitud. Asimismo, para $\tau = 10$ la señal registra una progresiva disminución en el espesor promedio del acuífero. Esto se debe a que el gradiente hidráulico para este caso es tal que el acuífero tiende a perder masa de agua a través de su contacto con el cuerpo de agua. Este efecto ya fue observado en el análisis de la Figura 3.4.

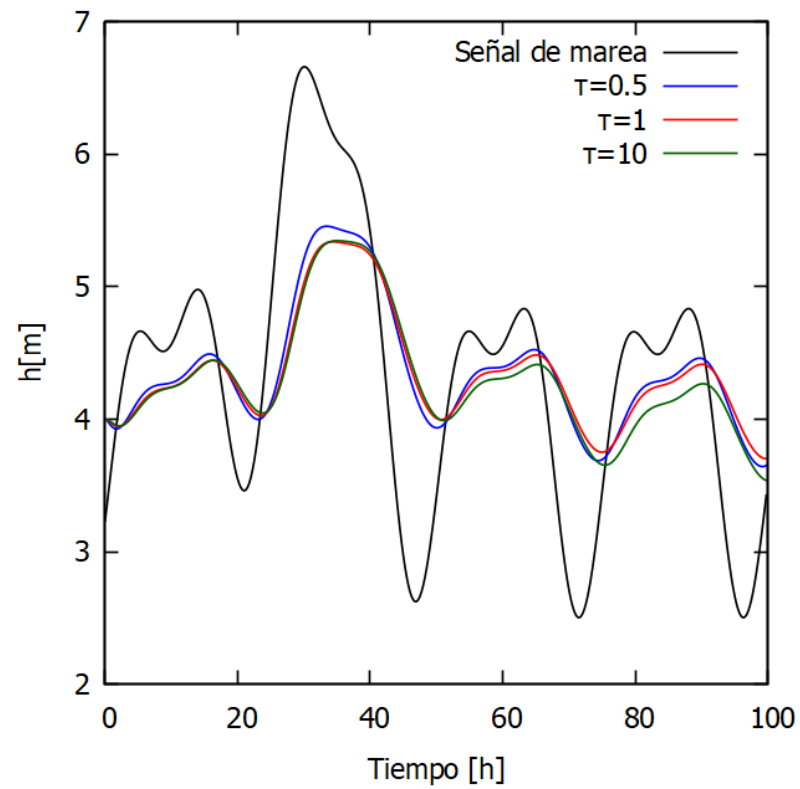


Fig.3.10: Evolución temporal de altura piezométrica, para un acuífero heterogéneo considerando tres valores de τ diferentes.

Capítulo 4

4. ESTIMACIÓN DE PARÁMETROS HIDRÁULICOS EN UN CASO REAL

En este capítulo se lleva a cabo la validación del modelo propuesto previamente, a partir del análisis de datos de nivel freático medidos en el campo. Para esto, se utilizan registros obtenidos en la localidad de Atalaya, partido de Magdalena, provincia de Buenos Aires, relevados y analizados en un trabajo antecedente. La información recopilada en dicho trabajo permite vincular las observaciones de campo con el modelo conceptual desarrollado en este TFG, con el objetivo de evaluar el comportamiento del acuífero libre a escala local y estimar los parámetros hidráulicos.

4.1 Ubicación del área de estudio

El área de estudio se localiza en la Reserva Natural y Cultural El Saladero en la localidad de Atalaya, partido de Magdalena, provincia de Buenos Aires, y forma parte del sector medio de la planicie costera del Río de la Plata correspondiente a la cuenca baja del Arroyo Buñirigo (Fig. 4.1). Dicho arroyo es de carácter efluente y sus aguas desembocan en el Río de la Plata, el cual presenta un régimen de tipo micromareal semidiurno (Melo, 2019).

La planicie costera del Río de la Plata se desarrolla a lo largo del litoral noreste y este de la provincia a lo largo de aproximadamente 200 kilómetros de costa (Violante y Parker, 2000). Dicha unidad, de origen principalmente marino y fluvio-marino, presenta un relieve muy plano con pendientes topográficas inferiores al 0.1 % y se organiza en tres subambientes geomorfológicos: la marisma, la planicie con cordones de conchilla y la antigua llanura intermareal (Melo, 2019). Estas unidades reflejan distintos episodios de sedimentación asociados a la dinámica del estuario del Río de la Plata, y condicionan tanto el comportamiento hidrogeológico como la distribución del agua subterránea en la zona.

Desde un punto de vista geohidrológico, la planicie costera funciona como un ambiente de circulación de agua subterránea poco profunda, donde predomina un acuífero libre alimentado tanto por la infiltración directa de precipitaciones como por la recarga proveniente del sector oeste, donde se extiende la llanura loésica (Melo, 2019). Así, las condiciones geomorfológicas y litológicas de cada subambiente influyen directamente en la distribución, almacenamiento y dinámica del agua subterránea. Dentro de este marco regional, el estudio se centra específicamente en el acuífero freático desarrollado en los depósitos no consolidados que conforman los cordones de conchilla y la marisma.



Figura 4.1 Mapa de ubicación de la zona de estudio.

4.2 Descripción Geomorfológica del área de estudio.

Las principales unidades geomorfológicas presentes en el área son la planicie con cordones de conchilla y la marisma (Fig. 4.2). Estas unidades, al estar conformadas por sedimentos de distinta granulometría, porosidad y permeabilidad, condicionan de forma directa la dinámica del agua subterránea y la respuesta del sistema ante eventos como precipitaciones, fluctuaciones mareales y eventos de tormentas.

Planicie con Cordones de conchillas

Se trata de una de las unidades más distintivas de la planicie costera. Está formada por una serie de cordones subparalelos de origen marino, compuestos principalmente por valvas de moluscos, intercaladas con capas de arena y arcilla que alternan con zonas deprimidas denominadas intercordones. Los cordones presentan una alta permeabilidad, favoreciendo la infiltración y recarga del acuífero freático, mientras que las zonas intercordón muestran capas arcillosas superficiales que dificultan la infiltración y favorecen la acumulación temporal de agua durante lluvias intensas.

Marisma

Se ubica en los sectores más cercanos a la costa y se caracteriza por una inundación periódica vinculada a mareas semidiurnas y extraordinarias. Los sedimentos superficiales están compuestos por arenas finas, seguidas en profundidad por arcillas y limos, alcanzando profundidades de hasta 3.5 m en los sondeos manuales realizados. La marisma permanece saturada gran parte del año, lo que permite estudiar la interacción entre los niveles freáticos y las fluctuaciones del nivel del mar.

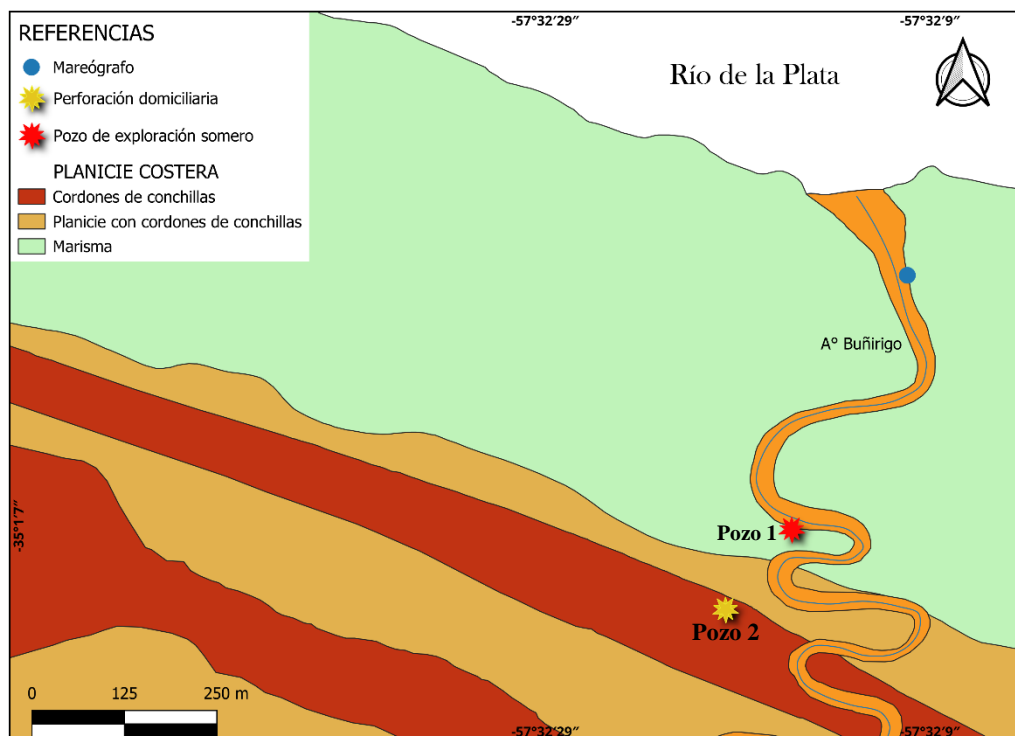


Figura 4.2: Mapa geomorfológico de la zona incluyendo la ubicación de los pozos y mareógrafo.

4.3 Estimación de parámetros

Con el fin de estimar los parámetros hidráulicos del acuífero freático en la zona de Atalaya mediante la simulación numérica del comportamiento del nivel freático, y validar dichos resultados comparándolos con datos obtenidos en campo se recurrió a una base de datos existente (Melo, 2019). Se utilizaron datos de nivel freático registrados en dos pozos ubicados en la Reserva Natural y Cultural El Saladero: uno domiciliario, ubicado en la planicie con cordones de conchilla, y otro somero, instalado en un sector de marisma cercano a la costa (Fig. 4.3). Ambos pozos fueron instrumentados con sensores de medición continua que registraron por un período de tres meses (desde el 16 de abril hasta el 15 de julio de 2013) el nivel de agua subterránea. Los registros de estos sensores

se muestran en las Figuras 4.4 y 4.5. Estos datos se complementaron con información de precipitación, aportados por la Sociedad Rural de Magdalena, y datos de la altura de marea obtenidos del mareógrafo de la Prefectura Naval Argentina (Fig. 4.3).

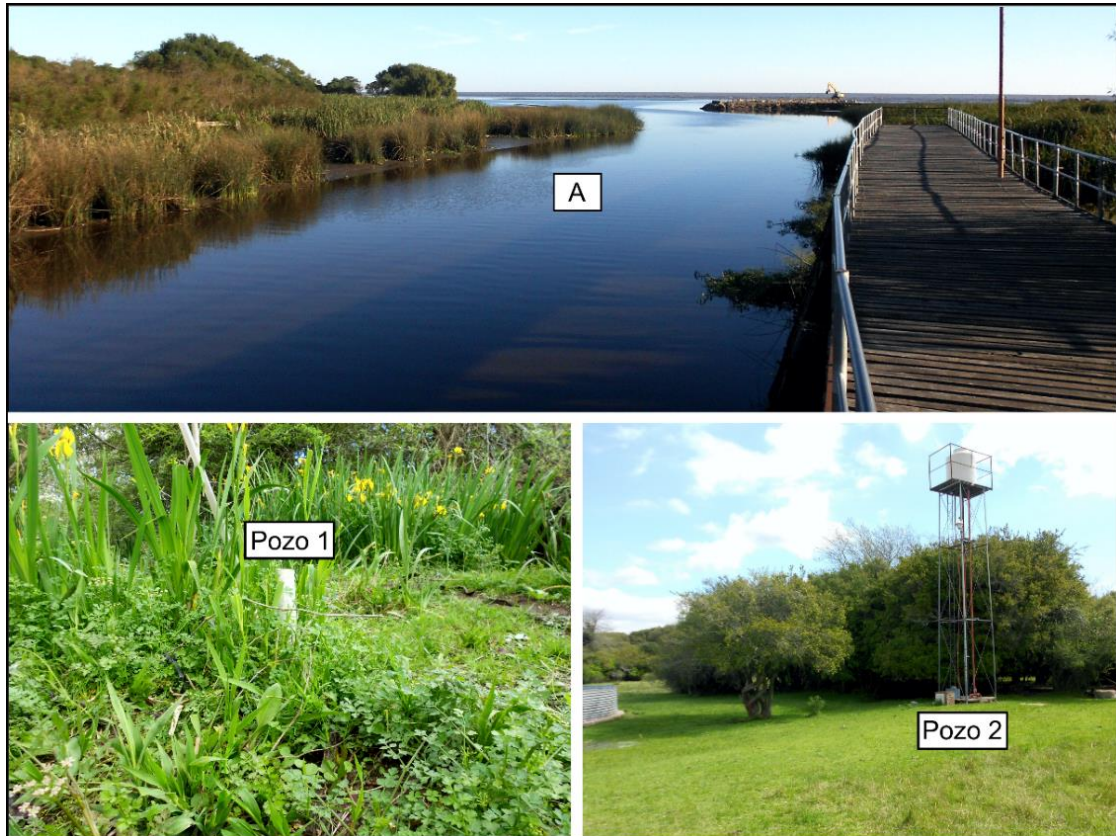


Figura 4.3: Fotografías de campo de ubicación de Mareógrafo (A), Pozo 1 y Pozo 2 donde se colocaron los sensores de registro continuo.

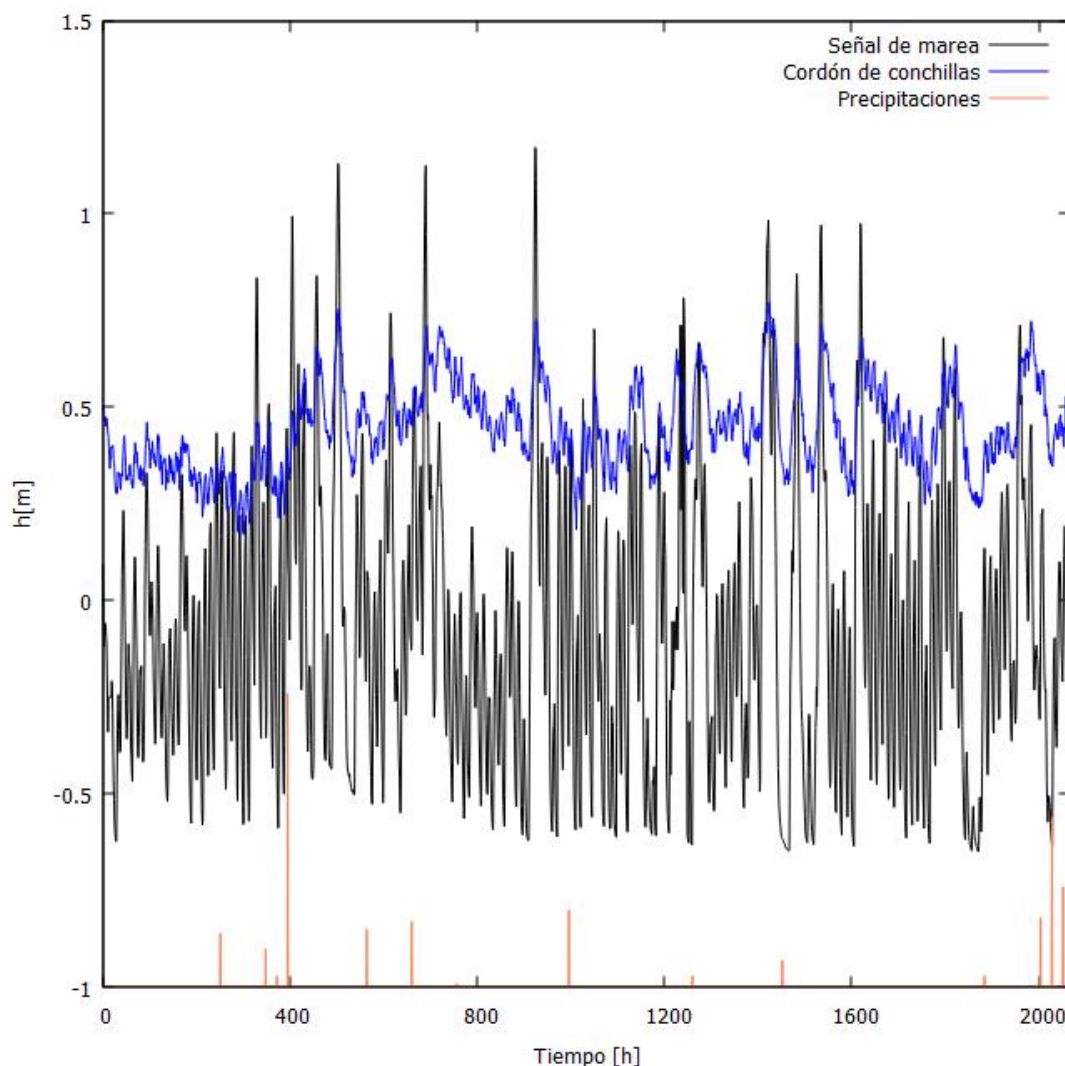


Figura 4.4: Registro del sensor en el subambiente de planicie con cordones de conchillas.

Debido a la ausencia de ensayos de bombeo en el área que aporten valores de los parámetros hidráulicos del acuífero estudiado, se consideró la información litológica antecedente para estimar los valores de conductividad hidráulica y almacenamiento requeridos para la modelación. Es importante destacar que, en el caso de la marisma, el nivel freático responde similarmente a las mareas, principalmente debido a la cercanía del pozo al cuerpo de agua. Por otro lado, en el cordón de conchilla se registra un mayor espesor saturado. Esto indica que el acuífero no puede considerarse de espesor constante, por lo que es necesario asumir un perfil de espesor inicial para modelar la señal inducida por la marea.

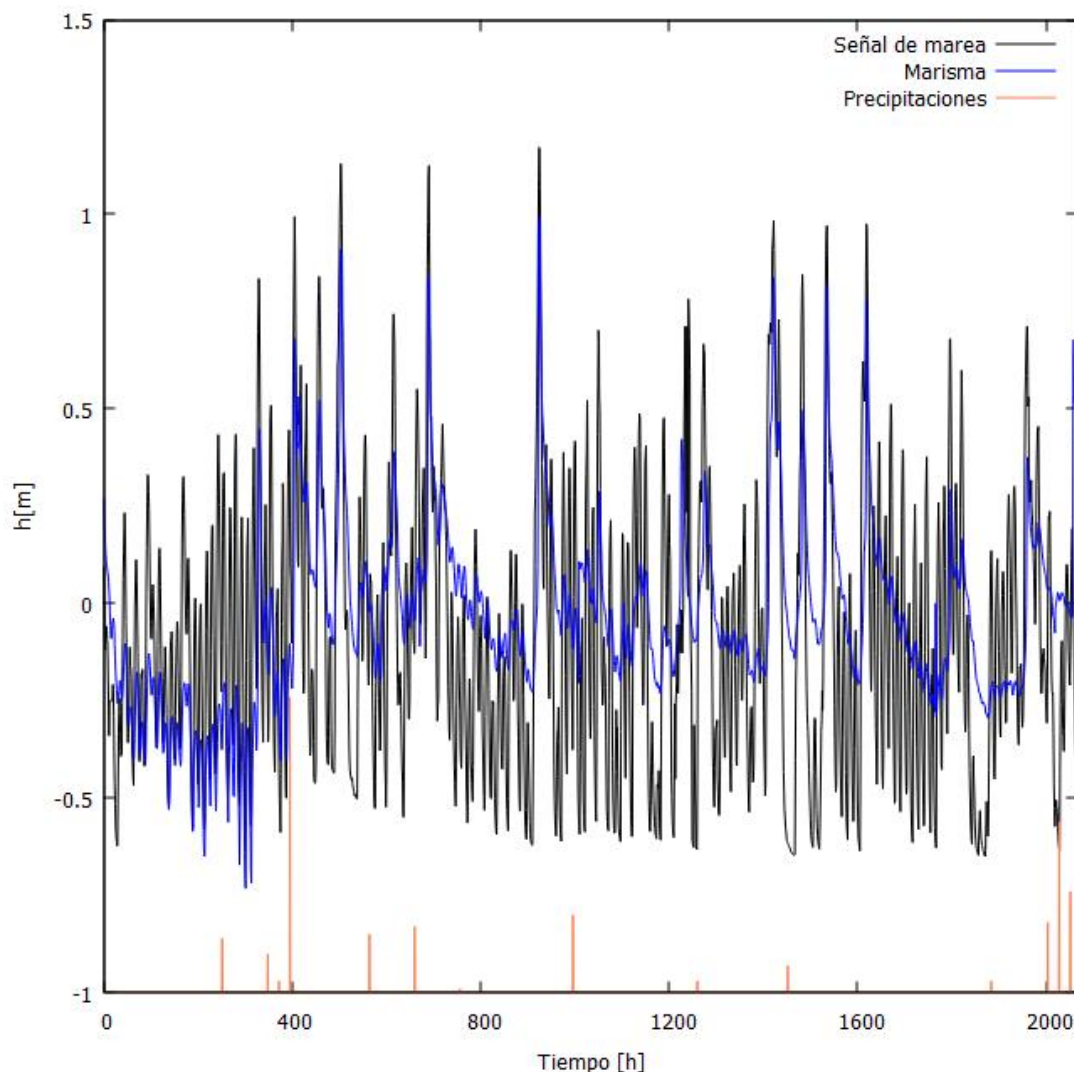


Figura 4.5: Registros del sensor en el subambiente de Marisma.

Los resultados fueron obtenidos mediante un proceso de ajuste iterativo de los parámetros de conductividad hidráulica, almacenamiento y espesor. Para ello, se realizaron múltiples pruebas y simulaciones, modificando los valores de estos parámetros hasta encontrar aquellos que produjeran la mejor coincidencia entre las simulaciones y los datos relevados en campo. Este proceso requirió varias iteraciones, ya que fue necesario evaluar diferentes combinaciones hasta lograr determinar un juego de valores satisfactorios. El criterio de selección de este juego de parámetros se basó en la minimización del error entre las fluctuaciones piezométricas simuladas y las correspondientes a los datos relevados.

Con el propósito de realizar una primera estimación de la conductividad hidráulica del acuífero se utilizó el método propuesto considerando como condición de borde la señal mareográfica registrada en la zona. Se asumió un acuífero homogéneo con valor de

conductividad hidráulica $K = 1$ m/d basándonos en la descripción litológica brindada en el trabajo (Melo, 2019) (la zona de Marisma se caracteriza por litologías de grano fino), para el almacenamiento se consideró un valor de $S_y = 0.1$ y se asumió un espesor de 2 m a partir de la información proporcionada. En la Figura 4.6 se muestran la señal modelada junto con los datos correspondientes al pozo 1 para todo el período de tiempo. La señal modelada exhibe el mismo comportamiento general que los datos de pozo, sin embargo, existen intervalos temporales en donde la respuesta modelada no logra predecir correctamente los datos medidos, particularmente para el tramo comprendido por las primeras 400 h de registro. Estas discrepancias se deben, principalmente al efecto de las precipitaciones; notar que las mayores diferencias entre la señal modelada y el dato son diferencias de amplitud promedio y no de fase.

La Figura 4.7 muestra con detalle el período correspondiente entre 400 h y 800 h. Durante este período de tiempo las precipitaciones registradas son escasas y como resultado puede observarse que la señal modelada logra una muy buena predicción de los datos medidos.

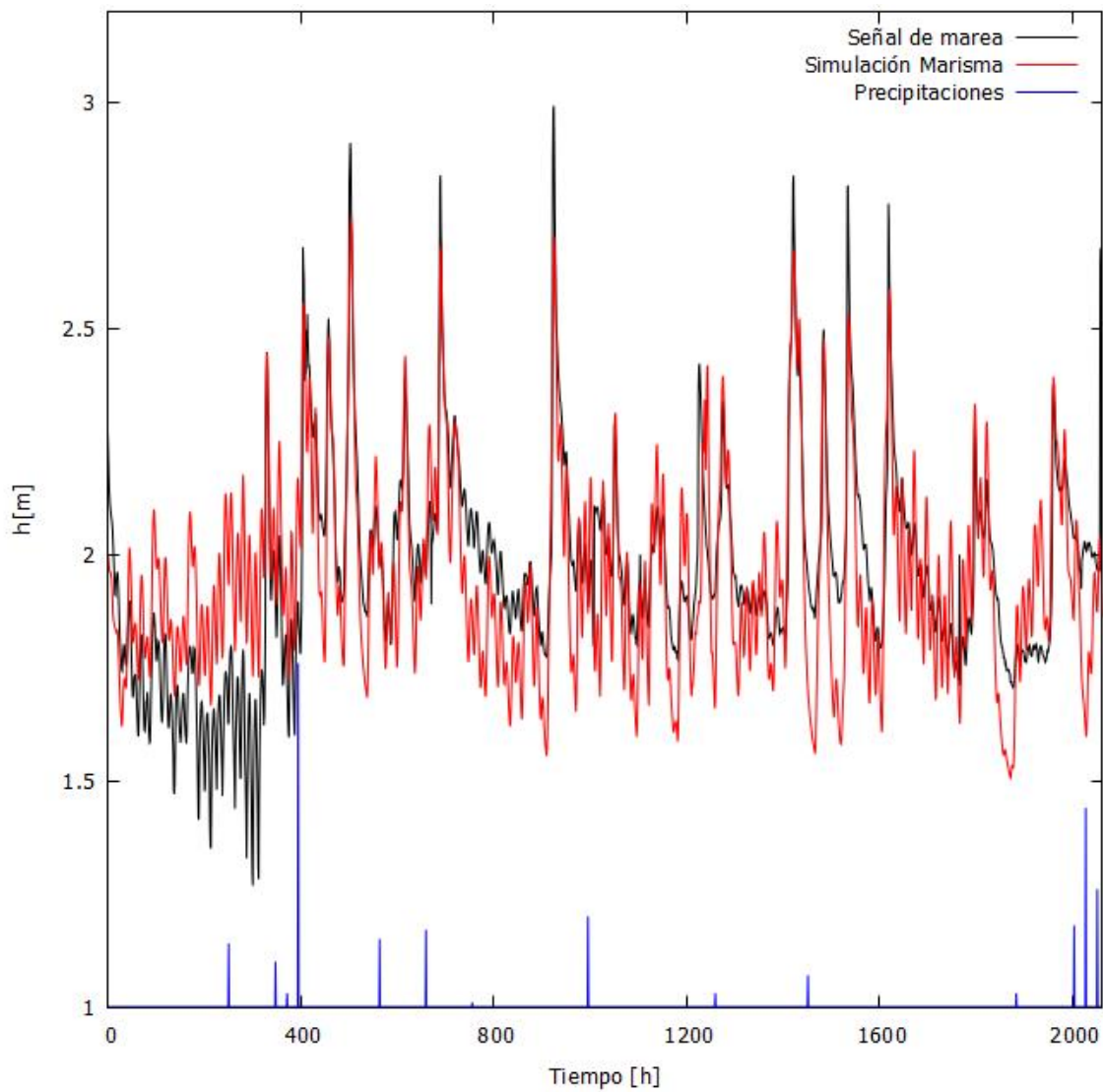


Figura 4.6: Imagen que abarca el total de los datos medidos 2158 horas, en la que se compara la señal de marea con la simulación en el pozo 1, ubicado en el subambiente de Marisma. Además, se incorporan los datos de precipitación.

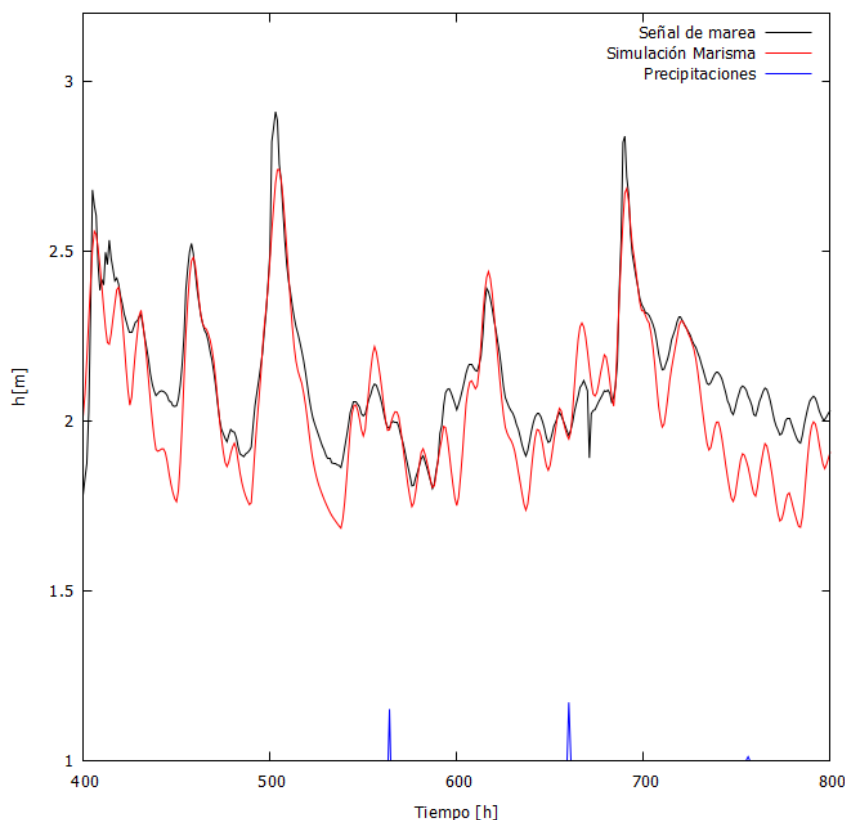


Figura 4.7: Comparación entre la señal marea y la simulación en el sector de Marisma, abarcando el intervalo de 400 horas a 800 horas.

En el sector del cordón de Conchillas y tal como se mencionó anteriormente es necesario considerar un acuífero de espesor variable. Dado que el valor promedio para la altura hidráulica en el pozo 2 es de aproximadamente 4.5 m (0.5 m por encima del nivel medio de la marea) se asumió para el perfil del espesor del acuífero una función creciente que interpola el nivel promedio de altura piezométrica del acuífero en la costa $x = 0$ y en $x = 72$ m (distancia desde el pozo 2 al cuerpo de agua).

Luego de realizar simulaciones considerando conductividades hidráulicas en el rango comprendido entre 10 m/d y 100 m/d (rango razonable para el tipo de litología presente) y almacenamiento S_y entre 0.1 y 0.4 se estimó que los valores que mejor aproximan la simulación a los datos son $K = 50$ m/d y $S_y = 0.35$.

En la Figura 4.8 se presenta la señal modelada junto con los datos correspondientes al pozo 2 a lo largo de todo el período de estudio. Se puede observar que la respuesta modelada sigue en líneas generales el comportamiento de los datos medidos, aunque existen ciertos intervalos temporales en los que la predicción no es completamente precisa. En particular, entre las 250 h y las 500 h, así como entre las 750

h y las 1000 h, la respuesta modelada presenta desviaciones respecto a los datos observados. Esto puede atribuirse principalmente a infiltración de agua de lluvia, evaporación y en menor medida por efectos de recarga.

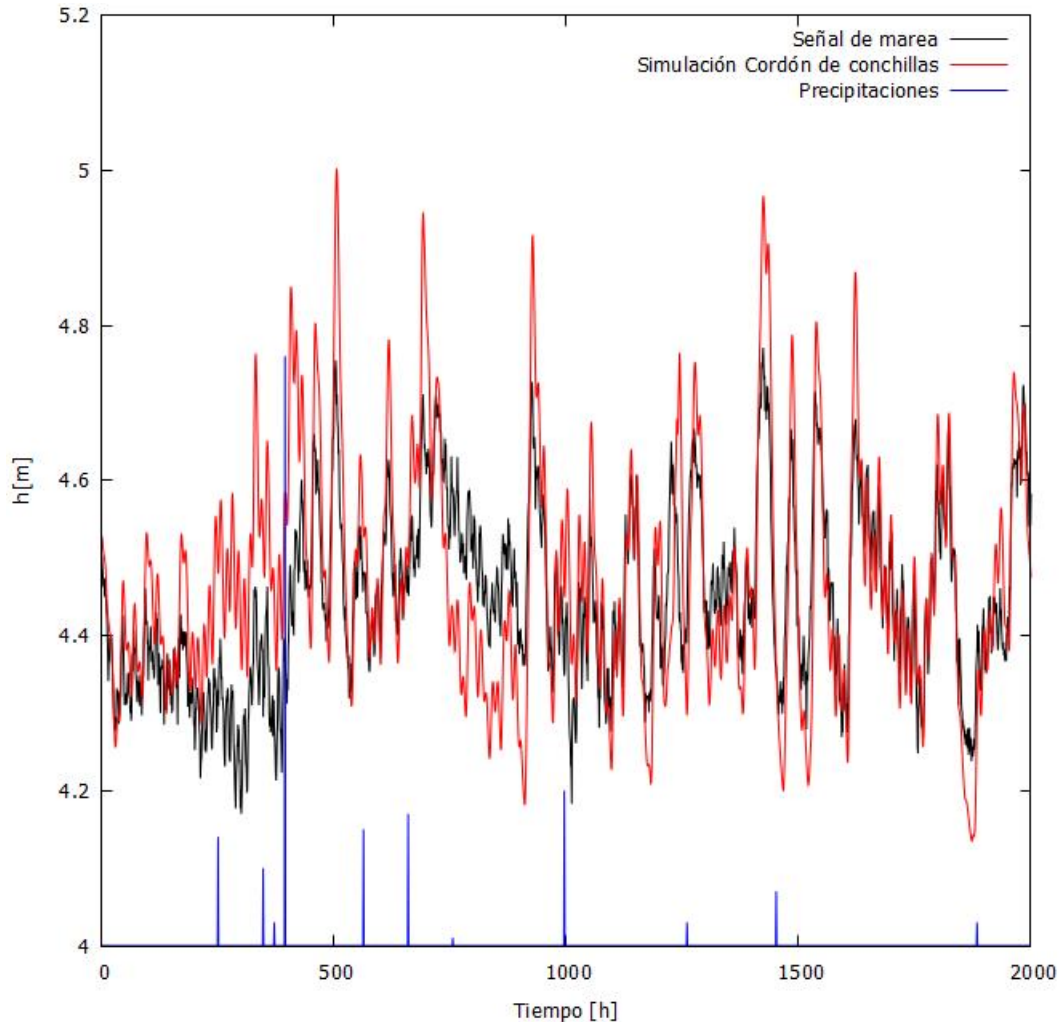


Figura 4.8: Imagen que abarca el total de los datos medidos 2158 horas, en la que se compara la señal de marea con la simulación en el pozo 2, ubicado en el Cordón de Conchillas. Además, se incorporan los datos de precipitación.

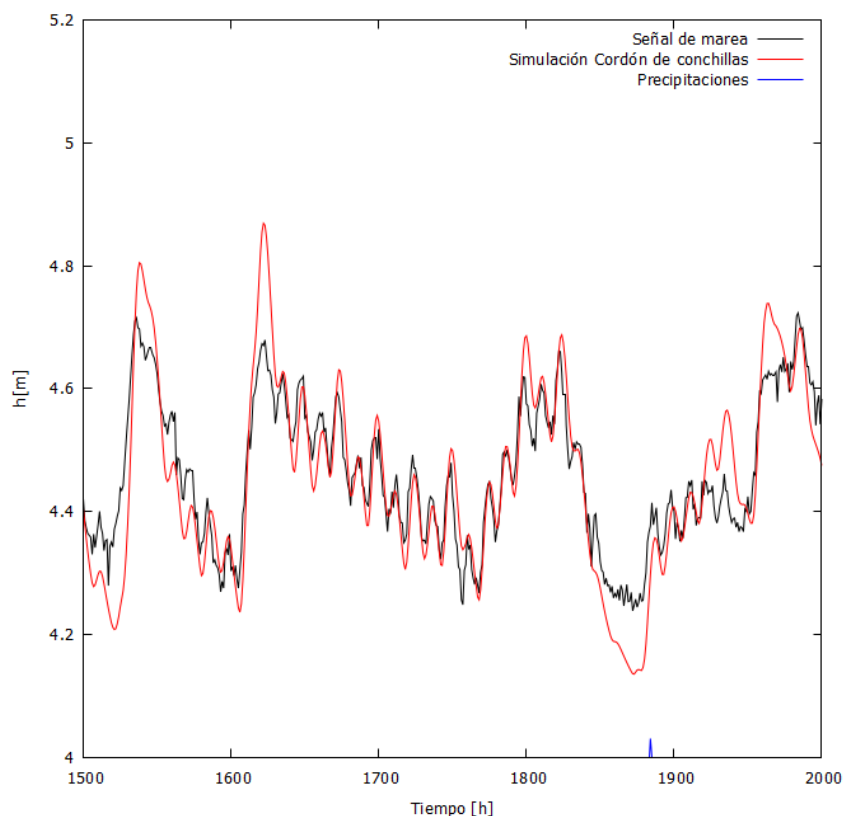


Figura 4.9: Comparación entre la señal marea y la simulación en el sector Cordón de Conchillas, abarcando el intervalo de 1500 horas a 2000 horas.

Los parámetros hidráulicos estimados en este capítulo muestran una notable coherencia con las características litológicas descritas en la bibliografía [30]. La diferenciación en las conductividades hidráulicas, como los valores de 1 m/d en la marisma y 50 m/d en el cordón de conchillas, refleja adecuadamente las variaciones en la granulometría y litología de las diferentes zonas, lo cual refuerza la validez de los resultados obtenidos. Además, la comparación entre los datos medidos y las simulaciones realizadas con el código han permitido verificar el grado de adecuación del modelo propuesto, logrando reproducir de manera efectiva los resultados observados. En conclusión, este estudio no solo confirma la consistencia de los parámetros estimados, sino que también demuestra la confiabilidad de la metodología empleada para el análisis hidrogeológico en esta localidad.

CONCLUSIONES

En este Trabajo Final de Grado se presentó una metodología para resolver la ecuación de flujo en un acuífero libre sujeto a fluctuaciones de marea, utilizando un algoritmo basado en el Método de Elementos Finitos. Además, se modeló la respuesta hidráulica considerando un acuífero homogéneo. Los resultados obtenidos muestran que la respuesta hidráulica del acuífero presenta ciertas similitudes con las que se obtendrían al analizar la caída de amplitud y el desfase mediante la fórmula de Jacob. Sin embargo, dado que el acuífero es libre, esta similitud se explica por el hecho de que la variación en la amplitud de la señal de marea es de menor orden que el espesor del acuífero, lo que permite aproximaciones similares a las del caso homogéneo.

Asimismo, se analizó la influencia de la heterogeneidad lineal en la conductividad hidráulica, evaluando la sensibilidad de la respuesta ante cambios en estos parámetros. Para ello, se consideraron diferentes escenarios hipotéticos, lo que facilitó comprender cómo varía la respuesta hidráulica en función de estos parámetros. Además, se incorporó una condición de borde basada en una señal mareográfica medida en la estación Puerto Buenos Aires el 16 al 20 de mayo del año 2000 durante un evento de Sudestada, permitiendo un análisis más realista de la respuesta del acuífero.

Finalmente, el método de simulación numérica fue utilizado para estimar la conductividad hidráulica a partir del ajuste de señales registradas en dos pozos cercanos al Río de la Plata. Los resultados de estos ajustes fueron comparados con estimaciones previas, validando así la utilidad de la herramienta numérica propuesta para este caso particular. En conjunto, estos resultados aportan una base sólida para futuras investigaciones.

BIBLIOGRAFÍA

- Bansal, R. K. 2014. Analytical solution of linearized Boussinesq equation for unsteady seepage flow in ditch-drain sloping aquifer. *Journal of Hydrogeology* 3(2): 45–52.
- Bear, J. 1988. Dynamics of fluids in porous media. Dover, New York.
- Boussinesq, M. J. 1877. Essai sur la théorie des eaux courantes. *Mémoires de l'Académie des Sciences de l'Institut de France* 23: 252–260.
- Carr, P. A. y van der Kamp, G. 1969. Determining aquifer characteristics by the tidal methods. *Water Resources Research* 5(5): 1023–1031.
- Cellone, F. A. 2019. Evaluación de los recursos hídricos en un sector de la planicie costera del Río de la Plata. Tesis doctoral, Universidad Nacional de La Plata, La Plata.
- Chuang, M. H., Huang, C., Li, G. y Yeh, H. 2010. Groundwater fluctuations in heterogeneous coastal leaky aquifer systems. *Hydrology and Earth System Sciences* 14, 1819–1826.
- Cohen, A. J. y Cherry, J. A. 2020. Conceptual and visual understanding of hydraulic head and groundwater flow. Groundwater Project, Guelph.
- Custodio, E. y Llamas, M. R. 1983. Hidrología subterránea. Omega, Barcelona.
- Drogue, C., Rezark, M. y Krivic, A. 1984. Survey of a coastal karstic aquifer by analysis of the effect of Kras of Slovenia, Yugoslavia. *Environmental Geology and Water Sciences* 6: 103–109.
- Erskine, A. D. 1991. The effect of tidal fluctuation on a coastal aquifer in the UK. *Ground Water* 29: 556–562.
- Ferris, J. G. 1951. Cyclic fluctuations of water level as a basis for determining aquifer transmissibility. *International Association of Scientific Hydrology Publications* 33: 148–155.

- Goñi, M. G., Monachesi, L. B. y Guarracino, L. 2013. Modelado y análisis del efecto de las Sudestadas en acuíferos costeros. *VIII Congreso Argentino de Hidrogeología y VI Seminario Latinoamericano sobre Termas Actuales de la Hidrología Subterránea, Actas, La Plata*.
- Guarracino, L., Carrera, J. y Vázquez-Suñé, E. 2012. Analytical study of hydraulic and mechanical effects on tide-induced head fluctuation in a coastal aquifer system under the sea. *Journal of Hydrology* 450: 150–158.
- Guo, H., Jiao, J. y Li, H. 2010. Groundwater response to tidal fluctuations in a two-zone aquifer. *Journal of Hydrology* 381(3–4): 3–9.
- Hogarth, W. L., Parlange, J. Y., Parlange, M. B. y Lockington, D. 1999. Approximate analytical solution of the Boussinesq equation with numerical validation. *Water Resources Research* 35(10): 3193–3197.
- Jacob, C. E. 1950. Flow of groundwater. En Rouse, H. (ed.), *Engineering hydraulics*, pp. 321–386, Wiley, New York.
- Jeng, D. S., Li, L. y Barry, D. 2002. Analytical solution for tidal propagation in a coupled semiconfined/phreatic coastal aquifer. *Advances in Water Resources* 25(5): 577–584.
- Jha, M. K., Kamii, Y. y Chikamori, K. 2003. On the estimation of phreatic aquifer parameters by the tidal response technique. *Water Resources Management* 17(1): 69–88.
- Jiao, J. J. y Tang, Z. 1999. An analytical solution of groundwater response to tidal fluctuation in a leaky confined aquifer. *Water Resources Research* 35(3): 747–751.
- Kumar, P., Tiwari, P., Biswas, A. y Acharya, T. 2022. A simplified diagram of seawater intrusion in the coastal aquifers. En: *Geophysical investigation for seawater intrusion in the high quality coastal aquifers of India: A Review*.

- Kim, D.-J. y Ann, M.-J. 2001. Analytical solutions of water table variation in a horizontal unconfined aquifer: Constant recharge and bounded by parallel streams. *Hydrological Processes* 15(13): 2691–2699.
- Li, G., Li, H. y Barry, D. A. 2008. The enhancing effect of the elastic storage of the seabed aquitard on the tide-induced groundwater head fluctuation in confined submarine aquifer systems. *Journal of Hydrology* 350(1–2): 83–92.
- Li, H. y Jiao, J. 2001. Analytical studies of groundwater head fluctuation in a coastal confined aquifer overlain by a semi-permeable layer with storage. *Advances in Water Resources* 24(5): 565–573.
- Li, H. y Jiao, J. 2003. Influence of tide on the mean watertable in an unconfined, anisotropic, inhomogeneous coastal aquifer. *Advances in Water Resources* 26(1): 9–16.
- Li, H. L. y Jiao, J. J. 2002. Analytical solutions of tidal groundwater flow in a coastal two-aquifer system. *Advances in Water Resources* 25(4): 417–426.
- Li, H. L. y Jiao, J. J. 2002. Tidal groundwater level fluctuations in L-shaped leaky coastal aquifer system. *Journal of Hydrology* 268: 234–243.
- Li, H. L. y Jiao, J. J. 2003. Tide-induced seawater–groundwater circulation in a multilayered coastal leaky aquifer system. *Journal of Hydrology* 274: 211–224.
- Li, H. L., Jiao, J. J., Luk, M. y Cheung, K. 2002. Tide-induced groundwater level fluctuation in coastal aquifers bounded by L-shaped coastlines. *Water Resources Research* 38(3): 6-1–6-8.
- Marsily, G. 1986. *Quantitative hydrogeology: Groundwater hydrology for engineers*. Academic Press, San Diego.
- Mejía Vega, L. K. y Galvis Rojas, W. D. 2014. Consolidación de información hidrogeológica secundaria disponible de los sistemas acuíferos de la Región Andina comprendida en la Cordillera Oriental y los Valles alto y medio del Magdalena. Universidad Nacional de Colombia, Bogotá.

- Melo, M. 2019. Geohidrología de la planicie costera del Río de la Plata medio, partido de Magdalena. Trabajo académico inédito.
- Millham, N. P. y Howes, B. 1995. A comparison of methods to determine K in a shallow coastal aquifer. *Ground Water* 33(1): 49–57.
- Monachesi, L. B. 2013. Modelado y análisis del flujo de agua en medios porosos heterogéneos total o parcialmente saturados. Tesis doctoral, Universidad Nacional de La Plata.
- Ordóñez Gálvez, J. J. 2011. Cartilla técnica: Ciclo hidrológico. Sociedad Geográfica de Lima / Foro Peruano para el Agua, Lima.
- Parlange, J. Y., Hogarth, W. L., Govindaraju, R. S., Selker, J. S. y Steenhuis, T. S. 2000. On an exact analytical solution of the Boussinesq equation. *Transport in Porous Media* 39: 339–345.
- Sánchez, J. 2011. Ley de Darcy, conductividad hidráulica. Departamento de Geología, Universidad de Salamanca.
- Serfes, M. E. 1991. Determining the mean hydraulic gradient of groundwater affected by tidal fluctuations. *Ground Water* 29(4): 549–555.
- Song, Z., Li, L., Kong, J. y Zhang, H. 2007. A new analytical solution of tidal water table fluctuations in a coastal unconfined aquifer. *Journal of Hydrology* 340(3): 256–260.
- Li, H., Boufadel, M., Geng, X. y Chen, S. 2008. An analytical solution and case study of groundwater head response to dual tide in an island leaky confined aquifer. *Water Resources Research* 44: W06403.
- Tarbut, E. J. y Lutgens, F. K. 1999. Ciencias de la Tierra: Una introducción a la geología física. Prentice Hall, Madrid.
- Trefry, M. G. 1999. Periodic forcing in composite aquifers. *Advances in Water Resources* 22(7): 645–656.

- Trefry, M. G. y Bekele, E. 2004. Structural characterization of an island aquifer via tidal methods. *Water Resources Research* 40: W01511.
- Trefry, M. G. y Johnston, C. D. 1998. Pumping test analysis for a tidally forced aquifer. *Ground Water* 36(3): 427–433.
- U.S. Geological Survey. s.f. Cross-section of unconfined and confined aquifers with confining unit. USGS Water Science School.
- Violante, R. A. y Parker, G. 2000. El Holoceno en las regiones marinas y costeras del nordeste de la provincia de Buenos Aires. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 55(4): 337–351.
- Wojnar, R. 2010. Boussinesq equation for flow in an aquifer with time-dependent porosity. *Bulletin of the Polish Academy of Sciences: Technical Sciences* 58(1): 165–170.