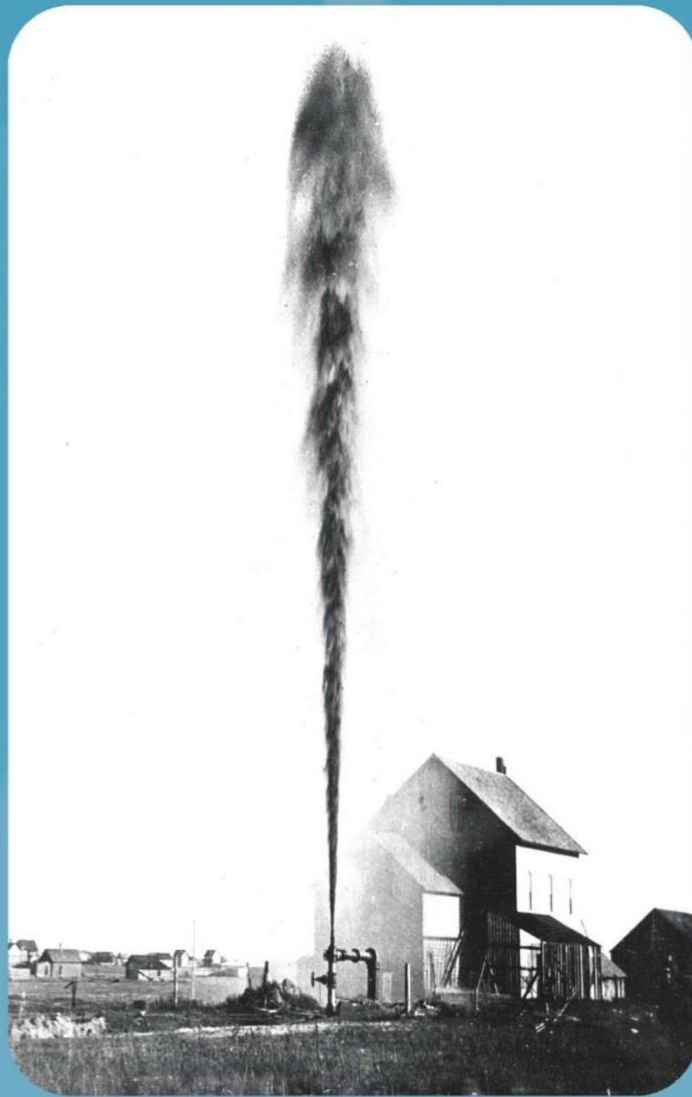




Almacenamiento de Agua Subterránea en Acuíferos Confinados

Herbert F. Wang

Traductor: J. Alberto Casillas-Trasviña

Almacenamiento de Agua Subterránea en Acuíferos Confinados

The Groundwater Project

Herbert F. Wang

*Profesor Emérito en Geociencias,
Universidad de Wisconsin-Madison,
Madison, Wisconsin, USA*

*Traductor: J. Alberto Casillas-Trasviña
Hidrogeólogo, Universiteit Gent / SCK CEN*

Almacenamiento de Agua Subterránea en Acuíferos Confinados

*The Groundwater Project
Guelph, Ontario, Canada*

Todos los derechos reservados. Esta publicación está protegida por derechos de autor. Ninguna parte de este libro puede reproducirse de ninguna forma ni por ningún medio sin el permiso por escrito de los autores (para solicitar permiso, póngase en contacto con: permissions@gw-project.org). La distribución comercial y la reproducción están estrictamente prohibidas.

Los trabajos de GW-Project se pueden descargar de forma gratuita desde gw-project.org. Cualquiera puede usar y compartir enlaces de gw-project.org para descargar el trabajo de GW-Project. No está permitido que los documentos de GW-Project estén disponibles en otros sitios web ni enviar copias de los documentos directamente a otros. Tenga la amabilidad de honrar esta fuente de conocimiento gratuito que lo beneficia a usted y a todos aquellos que quieran aprender sobre las aguas subterráneas.

Derechos de Autor © 2020 Herbert F. Wang (Author)

Publicado por the Groundwater Project, Guelph, Ontario, Canada, 2021.

Wang, Herbert F.

Groundwater Storage in Confined Aquifers / Herbert F. Wang - Guelph, Ontario, Canada, 2020.

25 pages.

ISBN: 978-1-7770541-7-5

Traducción por J. Alberto Casillas-Trasviña, 2022.

33 páginas.

ISBN: 978-1-77470-102-7

Cita: Wang, H.F., 2020, [Groundwater Storage in Confined Aquifers](#) The Groundwater Project, Guelph, Ontario, Canada.

Considere suscribirse a la lista de correo del Groundwater Project y manténgase informado sobre los lanzamientos de libros nuevos, eventos y formas de participar en the Groundwater Project. Cuando se registra en nuestra lista de correo electrónico, nos ayuda a construir una comunidad mundial de aguas subterráneas. [Inscribirse](#).



Editores: John Cherry and Eileen Poeter

Consejo: John Cherry, Paul Hsieh, Ineke Kalwij, Stephen Moran, Everton de Oliveira y Eileen Poeter

Comité Directivo: Yin Fan, Allan Freeze, Paul Hsieh, Ineke Kalwij, Douglas Mackay, Stephen Moran, Everton de Oliveira, Beth Parker, Eileen Poeter, Warren Wood y Yan Zheng.

Imagen de Portada: Darton (1900).

Traducción al Español: J. Alberto Casillas-Trasviña.

Dedicatoria

A Evan, Mia, y Noah; Melia y Chloe. La "Saga de la piedra arenisca de Dakota" del abuelo comienza en la época en que Laura Ingalls Wilder vivía en Dakota del Sur.

Contenido

ALMACENAMIENTO DE AGUA SUBTERRÁNEA EN ACUÍFEROS CONFINADOS	I
DEDICATORIA	IV
CONTENIDO	V
EL GROUNDWATER PROJECT: PRÓLOGO	VI
PRÓLOGO	VII
PREFACIO	VIII
PREFACIO DE LA VERSIÓN EN ESPAÑOL.....	IX
AGRADECIMIENTOS	X
AGRADECIMIENTOS DEL TRADUCTOR	XI
1 INTRODUCCIÓN	1
2 LA SAGA DEL ACUÍFERO DE DAKOTA	4
3 SOLUCIÓN DE THEIS	12
4 FÓRMULA DE COMPRESIBILIDAD DE JACOB PARA EL ALMACENAMIENTO EN ACUÍFEROS	16
5 ECUACIÓN DE DIFUSIÓN.....	23
6 RESUMEN	25
7 EJERCICIOS.....	26
EJERCICIO 1	26
EJERCICIO 2	26
8 REFERENCIAS	28
9 ACERCA DEL AUTOR	31
10 ACERCA DEL TRADUCTOR	32

El Groundwater Project: Prólogo

Los Miembros y Socios del Agua de las Naciones Unidas establecen su tema anual con algunos años de anticipación. El tema del Día Mundial del Agua del 22 de marzo de 2022 es “Aguas subterráneas: haciendo visible lo invisible”. Esto es más apropiado para el debut de los primeros libros de Groundwater Project (Proyecto GW) en 2020, que tienen el objetivo de hacer visibles las aguas subterráneas.

The GW Project, una organización sin fines de lucro registrada en Canadá en 2019, se compromete a contribuir al avance de la educación y aporta un nuevo enfoque a la creación y difusión de conocimientos para la comprensión y la resolución de problemas. El Proyecto GW opera el sitio web <https://gw-project.org/> como una plataforma global para la democratización del conocimiento del agua subterránea y se basa en el principio de que:

“El conocimiento debe ser libre y el mejor conocimiento debe ser conocimiento libre.” Anónimo

La misión del GW Project es proporcionar materiales educativos accesibles, atractivos y de alta calidad, gratuitos en línea en muchos idiomas, a todos los que quieran aprender sobre las aguas subterráneas y comprender cómo las aguas subterráneas se relacionan y sustentan los sistemas ecológicos y a la humanidad. Este es un nuevo tipo de esfuerzo educativo global que se basa en el voluntariado de profesionales de diferentes disciplinas e incluye académicos, consultores y jubilados. El Proyecto GW involucra a muchos cientos de voluntarios asociados con más de 200 organizaciones de más de 14 países y seis continentes, con una participación creciente.

El GW Project es un esfuerzo continuo y continuará con cientos de libros que se publicarán en línea en los próximos años, primero en inglés y luego en otros idiomas, para descargar donde esté disponible el acceso a Internet. Las publicaciones del GW Project también incluyen materiales de apoyo como videos, conferencias, demostraciones de laboratorio y herramientas de aprendizaje, además de proporcionar, o enlazar, software de dominio público para varias aplicaciones de aguas subterráneas que respaldan el proceso educativo.

El Proyecto GW es una entidad viva, por lo que las ediciones posteriores de los libros se publicarán de vez en cuando. Se invita a los usuarios a proponer revisiones.

Te agradecemos por ser parte de la Comunidad del GW Project. Esperamos saber de usted acerca de su experiencia con el uso de los libros y el material relacionado. ¡Agradecemos ideas y voluntarios!

El Comité Directivo del GW-Project

Noviembre 2020

Prólogo

La ciencia de las aguas subterráneas comenzó como una disciplina moderna en 1856 cuando Henry Darcy publicó su "ley" para la relación simple entre el caudal volumétrico y el gradiente de carga hidráulica. Poco después, esto condujo a descripciones matemáticas de flujo estable a pozos en acuíferos horizontales homogéneos. Pero pasarían décadas antes de que C.V. Theis (1935) del Servicio Geológico de los Estados Unidos, publicara las primeras descripciones matemáticas para flujo inestable a pozos en acuíferos confinados. Para que Theis desarrollara esta descripción, necesitaba comprender el origen del agua bombeada de los pozos acuíferos confinados. El reconocimiento del origen de esta agua fue difícil de alcanzar porque tuvo que extraerse del conocimiento en la interfaz entre la hidráulica y la geomecánica de los acuíferos y para lograrlo, la intuición científica tuvo que evolucionar hacia el pensamiento cuantitativo por parte de los principales intelectuales de aguas subterráneas de la época. Este libro: *Almacenamiento de agua subterránea en acuíferos confinados* por Herbert F. Wang explica que el agua almacenada en acuíferos granulares confinados proviene de la compresión del esqueleto del acuífero y la expansión del agua a medida que la presión del agua disminuye durante el bombeo. Este libro no solo explica los principios y procesos involucrados, sino que brinda la interesante historia de este descubrimiento como una saga del Lejano Oeste contada para mostrar cómo se utilizó el método científico para resolver el misterio del origen del agua del acuífero confinado.

Durante décadas, el autor de este libro ha realizado investigaciones reconocidas internacionalmente. Su enseñanza se ha centrado en la mecánica de rocas y la hidrogeología y este registro histórico del desarrollo de la comprensión de la capacidad de almacenamiento de los acuíferos es su ponencia favorita.

John Cherry, Lider del Groundwater Project
Guelph, Ontario, Canada, Noviembre, 2020

Prefacio

Los acuíferos subterráneos son la fuente de agua para el 70 por ciento del uso de riego en el mundo. Muchos de estos acuíferos han experimentado fuertes caídas en la presión del agua y están en peligro por el consumo excesivo. Exportar un tomate o una almendra es una transferencia del banco de agua de una región. La invisibilidad del agua subterránea hace que su gestión dependa de la comprensión del entorno geológico y la física de la extracción. Cuando un gran número de colonos no nativos comenzaron a cultivar en el Territorio de Dakota de los Estados Unidos a fines del siglo XIX, el Servicio Geológico de los Estados Unidos emprendió estudios de aguas subterráneas que continuarían durante casi un siglo. Este libro ofrece una introducción histórica al descubrimiento del papel de la deformación del acuífero en respuesta al bombeo de pozos.

El autor de este libro se ha involucrado en varias décadas de enseñanza e investigación en las disciplinas de mecánica de rocas e hidrogeología. Este libro se basa en la ponencia/clase de hidrogeología del autor sobre la "Saga de la piedra arenisca de Dakota" en la que la moraleja de la historia es que el estudio de la extracción de agua subterránea de los acuíferos confinados es donde se encuentran las dos disciplinas.

Prefacio de la Versión en Español

Ha sido un placer ser voluntario de The Groundwater Project y tener la oportunidad participar en este esfuerzo colectivo de difundir el conocimiento gratuito de las aguas subterráneas hacia la sociedad a través de la traducción de este libro.

El contenido de este libro ofrece una introducción a los temas y conceptos gobernantes de los flujos en acuíferos confinados. Además, hace un puente histórico, aportando información sobre los primeros pasos dados en, términos de investigación, hacia la exploración y explotación de las aguas subterráneas, y la concepción de los conceptos que hoy en día se aplican para su caracterización.

Disfrute el contenido de este y de los libros que The Groundwater Project pone a su disponibilidad gratuitamente haciendo visible a las aguas subterráneas.

J. Alberto Casillas-Trasviña

Agradecimientos

Aprecié mucho la oportunidad de convertir mi ponencia sobre el almacenamiento de agua subterránea en un libro para el GW Project. El manuscrito mejoró significativamente en precisión y legibilidad por los siguientes autores. Los errores y ofuscaciones restantes son todos míos.

- ❖ Kamini Singha, Professor, Departamento de Geología e Ingeniería Geológica, Escuela de Minas de Colorado, Golden, Colorado, USA;
- ❖ J. F. Hermance, Professor Emeritus, Universidad Brown, Providence, Rhode Island, USA;
- ❖ Charlie Fitts, Fitts Geosolutions, Scarborough, Maine, USA;
- ❖ Giuseppe Gambolati, Professor Emeritus, Escuela de Ingeniería, University of Padova, Padua, Veneto, Italia;
- ❖ Pietro Teatini, Associate Professor, Ingeniería Civil, Medio Ambiental y Arquitectura, University of Padova, Padua, Veneto, Italia;
- ❖ David McWhorter, Emeritus Professor de Ingeniería Química y Biológica, Universidad del Estado de Colorado, Fort Collins, Colorado, USA; y
- ❖ Wolfgang Kinzelbach, Professor, ETH (Instituto Federal de Tecnológica de Suiza), Zurich, Zurich, Suiza.

Agradezco las contribuciones de la editora del GW Project, Eileen Poeter. Estoy agradecido por la supervisión de este libro por parte de Amanda Sills, y a Elhana Dyck por la edición, ambos del GW Project, Guelph, Ontario, Canadá. Agradezco la edición del diseño y la producción de este libro por parte de Eileen Poeter.

Finalmente, agradezco el apoyo financiero brindado por el Sistema de Jubilación de Wisconsin y la Administración del Seguro Social. Agradezco a J. Alberto Casillas-Trasviña por la traducción de este libro al Español.

Herbert Wang

Agradecimientos del Traductor

Agradezco mucho la oportunidad de traducir este libro que forma parte de un esfuerzo colectivo impresionante. Reconozco la dedicación y el excelente trabajo científico y técnico de todos los involucrados ya sean personas e instituciones. ¡Gracias por la confianza y enhorabuena por este y todos los demás libros del GW Project!

1 Introducción

El tema de este libro es el descubrimiento y la cuantificación del concepto de almacenamiento de agua subterránea en acuíferos confinados. Todos los acuíferos contienen agua y son permeables, pero la naturaleza del almacenamiento es claramente diferente entre los acuíferos confinados y los no confinados, como se analiza en los libros del GW Project sobre Las Aguas Subterráneas en Nuestro Ciclo del Agua ([Groundwater in Our Water Cycle](#)) por Poeter et al. (2020) y Propiedades Hidrológicas de los Materiales Terrestres y Principios del Flujo de Agua Subterránea ([Hydrologic Properties of Earth Materials and Principles of Groundwater Flow](#)) por Woessner y Poeter (2020). La superficie superior de un acuífero no confinado es el nivel freático, como se analiza en ambos libros del GW Project. El bombeo de un acuífero no confinado drena el agua de su espacio vacío saturado y reduce el nivel freático. Salvo de las películas de agua que se adhieren a los granos de roca debido a la tensión superficial, el parámetro de almacenamiento de un acuífero no confinado a la escala de un Volumen Elemental Representativo (VER) (el volumen más pequeño en el que las propiedades son las mismas que las propiedades del todo) es la relación entre su volumen vacío y el volumen de VER, es decir, la porosidad. VER y la porosidad se analizan en el libro del GW Project de Woessner y Poeter (2020). El parámetro de almacenamiento para un acuífero no confinado se denomina *rendimiento específico*. La naturaleza del mecanismo de almacenamiento es relativamente sencilla.

Un acuífero confinado, como su nombre lo indica, es una unidad de roca permeable intercalada entre capas impermeables. Se recarga donde aflora y el flujo se restringe para permanecer dentro de la unidad. La carga hidráulica en cualquier sección transversal de un acuífero confinado es la misma en toda su profundidad y elevada sobre el acuífero. El bombeo de un acuífero confinado elimina el agua de su espacio vacío, pero el espacio vacío permanece saturado. No hay nivel freático que bajar. Lo que un acuífero confinado tiene en común con un acuífero no confinado es que el bombeo baja el cabezal hidráulico (Figura 1). El almacenamiento en un acuífero confinado reside en la compresibilidad de la roca y del agua que llena el espacio poroso en respuesta a los cambios de carga o presión del agua subterránea. Se produce un punto de inflexión interesante si el cabezal hidráulico desciende por debajo de la parte superior del acuífero confinado porque el acuífero confinado se vuelve no confinado y el parámetro de almacenamiento cambia órdenes de magnitud desde su valor confinado a su valor no confinado.

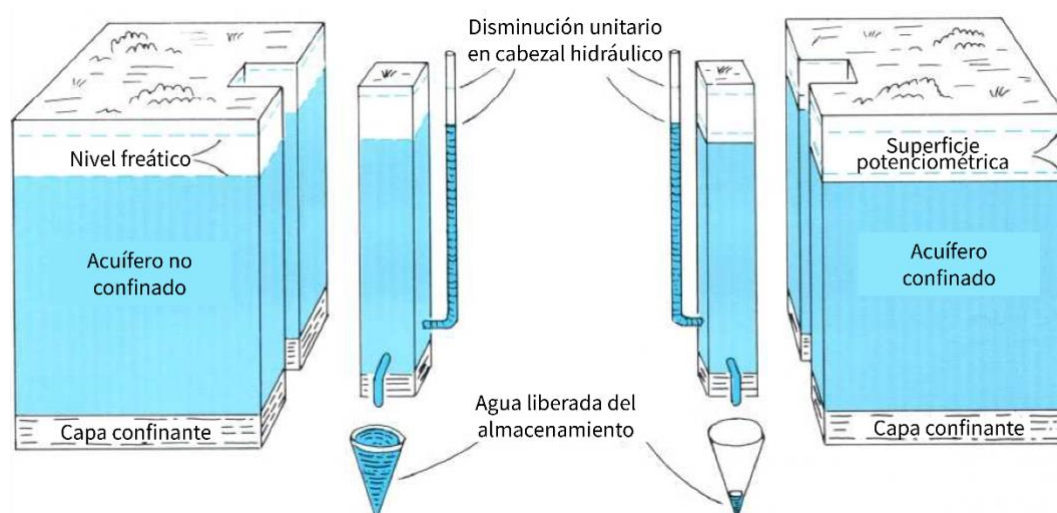


Figura 1 - Almacenamiento confinado versus no confinado. La cantidad de agua liberada del almacenamiento por unidad de caída en un acuífero no confinado es varias órdenes de magnitud mayor que en un acuífero confinado (Heath, 1983).

Cuando el VER en un acuífero confinado agrega o libera agua en respuesta a un cambio en la carga¹, este cambio en el almacenamiento debe incluirse en la ecuación de balance de masa para el movimiento del agua subterránea. En consecuencia, la respuesta del acuífero confinado al bombeo u otras perturbaciones es transitoria y conduce a la ecuación de flujo de agua subterránea dependiente del tiempo. En el libro del GW Project de Woessner y Poeter (2020) se proporciona una discusión más detallada sobre la carga hidráulica, el balance de masa y la ecuación de flujo de agua subterránea dependiente del tiempo. La propiedad de almacenamiento es, por lo tanto, fundamental para la comprensión de la disponibilidad y el movimiento del agua subterránea. Podría decirse que el almacenamiento de agua subterránea ocupa el segundo lugar en importancia después de la ley de Darcy en su centralidad para la hidrogeología.

Este libro adopta una perspectiva histórica acerca del almacenamiento en acuíferos confinados. Los documentos de referencia, que abarcan casi medio siglo, entretienen hilos de hidrogeología, geomecánica e ingeniería petrolera con puntos de unión de matemáticas y física. El objetivo es apreciar el concepto de almacenamiento en un sentido más profundo que el que se obtiene de su mera definición. La historia comienza con un examen de una paradoja con respecto al origen del agua de riego subterránea en el Territorio de Dakota en la parte norte-central de los Estados Unidos continentales. Los hitos importantes fueron la investigación de campo del sistema hidrogeológico (Darton, 1896, 1901, 1909), el establecimiento de la conexión entre la deformación del acuífero y la extracción del fluido de los poros (Meinzer, 1928), la solución matemática de la respuesta del cabezal hidráulico a un pozo de bombeo por analogía con el transporte de calor (Theis, 1935) y, finalmente, la

¹ En este libro, 'carga' o 'cabezal' se refiere a carga/cabezal hidráulica/o.

derivación de la ecuación gobernante dependiente del tiempo para el movimiento del agua subterránea en términos de acuífero y compresibilidad del agua “desde cero” (Jacob, 1940).

2 La Saga del Acuífero de Dakota

La Ley de Homestead de 1862 abrió la parte más al norte de la Compra de Luisiana de los Estados Unidos de 1803 a la liquidación. Los colonos podían comprar 160 acres (0,65 km²) de tierra por \$18 con la obligación de cultivarla durante cinco años. La parte sur del Territorio de Dakota creció de unas 10 000 personas en 1870 a cerca de 100 000 en 1880 (Fabry, 2016). Las altas precipitaciones en la década de 1870 llevaron a la creencia general de que "la lluvia sigue al arado". Sin embargo, la sequía de 1886 a 1889 provocó la perforación de muchos pozos para riego. El famoso pozo artesiano en Woonsocket, Dakota del Sur, EE. UU. (portada del libro) se perforó en 1888 y tenía una presión inicial en la cabeza del pozo de 250 psi (1,7 MPa) y un caudal de 8000 gal/min (30 m³/min). La sequía de 1886 a 1889 llamó la atención del Congreso de los Estados Unidos debido a sus implicaciones para el futuro de la agricultura en los nuevos estados de Dakota del Norte y del Sur. John Wesley Powell, segundo director del Servicio Geológico de los Estados Unidos dos años después de su fundación, fue llamado a declarar².

"Mientras que la arenisca de Dakota es uno de los depósitos artesianos más importantes conocidos, la cantidad de tierra que puede redimirse para la agricultura a través de su ayuda es aún tan pequeña que podrían producirse resultados desastrosos si se despertaran grandes expectativas al respecto". (Los acuíferos artesianos se analizan en el libro del GW Project de Woessner y Poeter (2020)).

"Tal es la complejidad de las condiciones y tan grande es el peligro de desastre a través de la explotación costosa en la ignorancia de las verdaderas condiciones que el tema exige la investigación más hábil que se pueda otorgar".

– Testimonio de Powell (1890)

De hecho, N. H. Darton llevó a cabo hábiles investigaciones³ (1896, 1901, 1909 y continuó a lo largo del siglo XX por hidrogeólogos preeminentes del Servicio Geológico de los Estados Unidos (USGS). Entre estos, Bredehoeft et al. elogió mucho a Darton en el párrafo inicial de su artículo de 1983.

"El acuífero de Dakota en Dakota del Sur es uno de los acuíferos artesianos clásicos. Muchas ideas modernas sobre los acuíferos artesianos se derivan de la investigación de N. H. Darton sobre el acuífero de Dakota en la década de 1890 y principios de la de 1900. Este documento se basa en gran medida en los datos de Darton y es un tributo a la capacidad de Darton como hidrólogo."

2 Powell dirigió la famosa expedición de 1869 del río Colorado y el Gran Cañón. Más allá del meridiano 100 de Wallace Stegner (1954) y La promesa del Gran Cañón de John F. Ross (2018) brindan relatos completos.

3 "Al encontrarse con otro geólogo en un afloramiento, el otro hombre dijo: "He hecho una conjetura sobre qué es esta formación". ¿Cuál es su conjetura? Darton respondió: "Nunca conjeturo, encuentro los hechos y sé."

Bredehoeft y otros. (1983) incorporó varias citas adicionales de Darton (1909, página 60). De los dos que se incluyen a continuación, el primero es parte directa de la historia de este libro y el segundo es un paréntesis. El primero es la conceptualización de Darton de cómo los afloramientos en Black Hills en la parte occidental de Dakota del Sur proporcionaron el potencial impulsor (como se analiza en el libro del GW Project de Woessner y Poeter (2020)) para el flujo hacia el este donde los miles de pozos de riego se completaron.

"La evidencia de esta presión, tal como se encuentra en muchos pozos en el este de Dakota del Sur, es concluyente de que el agua fluye bajo tierra durante muchos cientos de millas. Tales presiones sólo pueden explicarse por la influencia hidrostática de una columna de agua que se extiende a gran altura por el oeste. Si no fuera por la salida del agua hacia el este y el sur, la altura inicial que las aguas derivan de las tierras altas de la zona de toma continuaría debajo de toda la región, pero debido a esta salida la altura no se mantiene, y no es una disminución gradual hacia el este conocida como 'grado hidráulico', una pendiente sostenida por la fricción del agua en su paso a través de los estratos."

La "evidencia" de Darton estaba contenida en un mapa de la superficie potenciométrica del sistema acuífero de Dakota (Figura 2). A partir de este mapa y de la explicación de T. C. Chamberlin (1885) de los principios geológicos y físicos que explican las condiciones artesianas, Darton dibujó un modelo de sección transversal del sistema acuífero de Dakota (Figura 3), que a menudo se incluye en los libros de texto sobre hidrogeología. La segunda cita de Bredehoeft et al. (1983) lamentaron que el reconocimiento de Darton de la fuga a través de una capa de confinamiento se haya olvidado durante muchas décadas.

"Otro factor que indudablemente influye un poco en el grado hidráulico en la región de las Grandes Llanuras es una cierta pero desconocida cantidad de fugas generales a través de los llamados estratos impermeables, especialmente cuando están bajo gran presión.."

Para 1923, se perforaron unos 10 000 pozos en Dakota del Sur y, finalmente, 15 000 para 1958 (Davis et al., 1961). La presión original en el pozo Woonsocket había disminuido a 130 psi (0,9 MPa) en 1892 y su flujo se redujo a 1150 gal/minuto (4,3 m³/min). En 1915, la presión había disminuido aún más a 45 psi (0,3 MPa) y en 1923 a 35 psi (0,24 MPa) (Meinzer y Hard, 1925). Con el paso de los 35 años, Meinzer y Hard reflexionaron sobre la presciencia del testimonio de Powell de 1890.

"Es extremadamente interesante y gratificante notar que en marzo de 1890, cuando el entusiasmo por los pozos artesianos debía haber llegado a su punto máximo, el Mayor JW Powell, Director del Servicio Geológico de los Estados Unidos, hizo una declaración sobre el tema ante el Comité. sobre Irrigación de la Cámara de Representantes, que debe haber parecido indebidamente conservador en ese momento, pero que indicaba claramente el carácter temporal de las altas presiones y

descargas, y daba una estimación del rendimiento permanente que parece notablemente precisa después de 34 años de desarrollo artesiano y declive.”

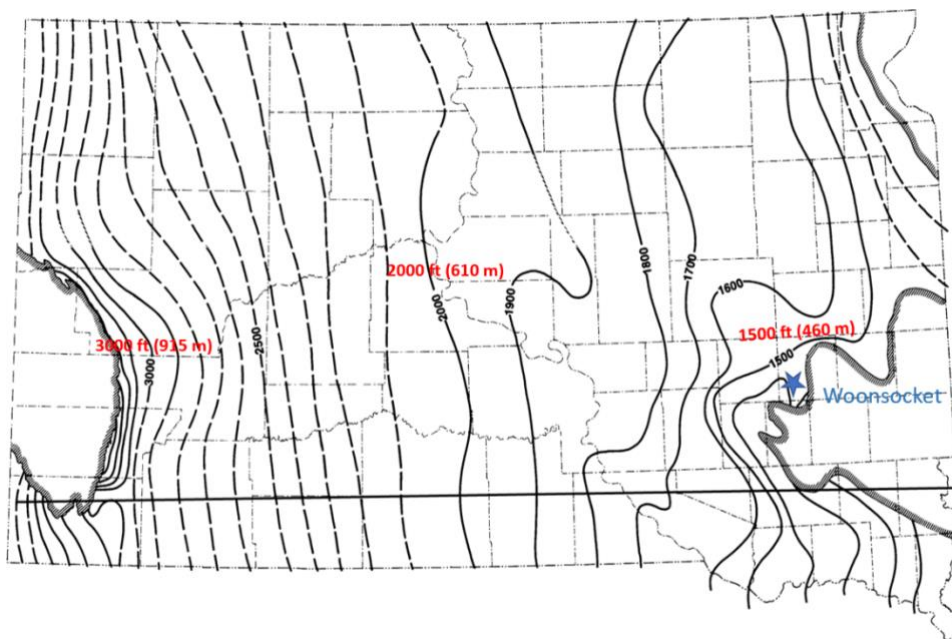


Figura 2 - Superficie potenciométrica inicial (en pies) del acuífero de Dakota. La ciudad de Woonsocket (elevación = 1307 pies (400 m)) se muestra como una estrella. Los contornos sombreados muestran la recarga en Black Hills en el suroeste de Dakota del Sur y la descarga en pozos en el sureste de Dakota del Sur, respectivamente. La línea horizontal es un perfil de la sección transversal en la Figura 2 a continuación (reproducida de Bredehoeft et al., 1983; original de Darton, 1909)

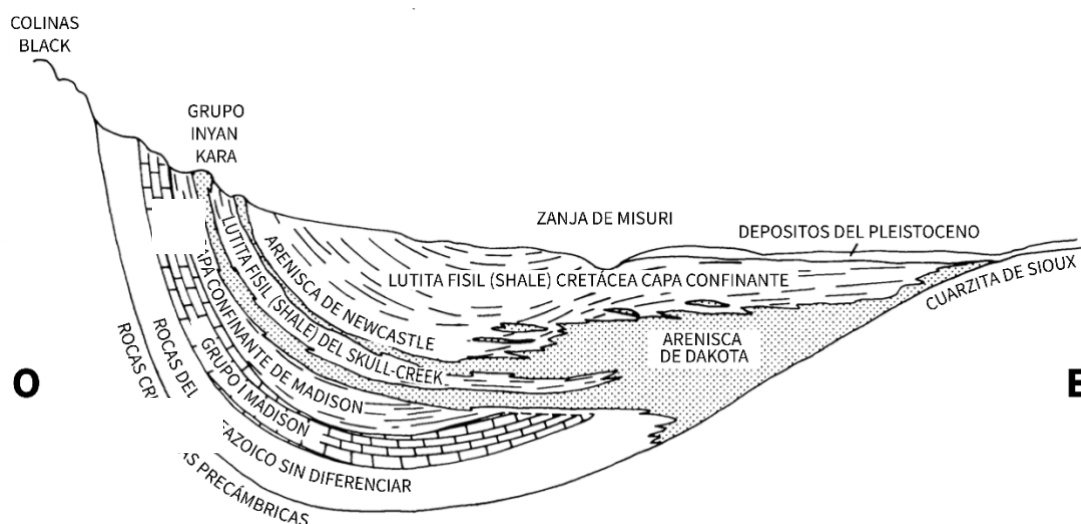


Figura 3 - Sección transversal oeste este que muestra el sistema acuífero de Dakota (de Bredehoeft et al., 1983).

Aunque el informe de Meinzer y Hard resumió principalmente numerosos estudios y mediciones de presiones y flujos en pozos de riego a lo largo del tiempo, una sección de cuatro páginas, "Extracción de agua almacenada y compresión de la arenisca Dakota", plantó la semilla del artículo fundamental de Meinzer de 1928 "Compresibilidad y

Elasticidad de los acuíferos artesianos”. La dificultad que Meinzer abordó en ese artículo fue un problema de balance de masa.

1. Entre 1886 y 1923, la extracción promedio de agua subterránea fue de 3000 galones/minuto⁴ (galones/minuto o gpm) (11,4 m³/min) de una fila de 18 municipios (R65 – R48W), donde un municipio mide 6 millas x 6 millas.
2. Pero el flujo lateral en estado estable a través de una sección transversal representativa del acuífero basado en la ley de Darcy, $Q = KiA$, trae a los municipios solo 500 gal/min (1,9 m³/min). La Ley de Darcy se analiza en el libro del GW Project de Woessner y Poeter (2020).
 - $K = 6.25 \times 10^{-4}$ ft/s (1.9×10^{-4} m/s) (conductividad hidráulica)
 - $i = 5$ pie/milla (~1 m/km) basado en el mapa potenciométrico (gradiente hidráulico de la Figura 1)
 - $A = 6$ millas (~10,000 m) x 60 pies (~20 m) (el área representativa de la sección transversal del acuífero es el ancho de un municipio por el espesor del acuífero)
 - $Q = KiA = (6.25 \times 10^{-4} \text{ pie/s}) (5 \text{ pie/mi}) (6 \text{ millas} * 60 \text{ pies}) (60 \text{ s/min}) (7.5 \text{ gal/pie}^3) = 500 \text{ galones/minuto} \text{ (~2000 litros/minuto)}$ (descarga promedio de oeste a este que atraviesa el límite norte sur de un municipio)

Los cálculos (1) y (2) anteriores dejan el problema de encontrar aproximadamente 2500 gal/min (9,5 m³/min), que es la diferencia entre la tasa de extracción de 3000 gal/min (11,4 m³/min) y el flujo de la sección transversal caudal de 500 gal/min (1,9 m³/min). Meinzer concluyó que el exceso de producción debe extraerse del agua connata preexistente almacenada en los poros del acuífero. Meinzer extrajo evidencia circunstancial de este comportamiento a partir de una variedad de observaciones hidromecánicas:

1. FH King (1892, páginas 67-69) escribió que “Una de las observaciones sorprendentes hechas durante este estudio es que un tren en movimiento muy cargado tiene el poder de perturbar el nivel del agua en los espacios no capilares del suelo, pero en no es fácil ver de qué manera se produce esto”. (La respuesta del nivel del agua se muestra en la Figura 4 de este libro después de esta discusión de la evidencia.) ... “Los aumentos más fuertes en el nivel del agua son producidos por los trenes muy cargados que se mueven con bastante lentitud. Nunca se ha observado que una sola locomotora deje un registro, y los trenes de pasajeros que se mueven rápidamente producen solo un ligero movimiento, o ninguno en absoluto”.

⁴ En realidad, la tasa de extracción disminuyó de 10 000 gpm en 1910 a 5000 en 1915 a 2000 en 1920 a 1000 en 1923.

2. Terzaghi (1925) realizó experimentos de laboratorio en los que se midió la porosidad (volumen vacío dividido por el volumen total) de una arena precompactada en respuesta a cambios de tensión axial (fuerza por unidad de área) (La respuesta de presión se muestra en la Figura 5 de este libro después de esta discusión de evidencia.) La muestra pasó por varios ciclos de carga y descarga. Si bien la descarga produjo una compactación permanente, la recarga siguió la tendencia inicial después de alcanzar el esfuerzo axial del ciclo anterior. Relevante para Meinzer fue que la reducción de la porosidad entre los puntos *a* y *b* en la Figura 5 fue similar a la necesaria para tener en cuenta el volumen de agua faltante en su cálculo.
3. Schureman (1926) presentó datos que mostraban que los niveles de agua en un pozo de 800 pies de profundidad en Longport, Nueva Jersey estaban en fase con las mareas oceánicas registradas en Atlantic City siete millas al noreste. Las dos ubicaciones se encuentran en una isla de barrera que tiene aproximadamente 1000 pies (~305 m) de ancho en el Océano Atlántico frente a la costa este de los Estados Unidos (las respuestas de la marea y el nivel del agua del pozo se muestran en la Figura 6 de este libro después de esta discusión de evidencia.) La correlación tuvo que deberse a un efecto de carga mecánica porque 300 pies (90 m) de arcillas intermedias significaban que el agua no podía comunicarse directamente con la arena profunda (Thompson, 1926).
4. Pratt y Johnson (1926) atribuyeron el hundimiento de la tierra en Goose Creek en la Bahía de Galveston a la extracción de petróleo, gas y agua de los poros de las rocas en las formaciones subyacentes (el hundimiento se muestra en la Figura 7 de este libro después de esta discusión de la evidencia). En los primeros tres casos anteriores, una carga mecánica aplicada produjo una respuesta de presión de fluido asociada con la reducción del volumen de poro. El hundimiento en Goose Creek mostró que lo contrario también era cierto, es decir, que la extracción de fluidos podría conducir a la pérdida de volumen de poros.

Meinzer concluyó que la diferencia entre el volumen de extracción y el volumen de recarga podría resolverse mediante una disminución en el volumen del acuífero. Se consideró que el cambio en el volumen del acuífero ocurre solo a través de la consolidación vertical, $\Delta V_{poro}/V_{poro} = \Delta b/b$, donde Δ indica el cambio o la diferencia entre el volumen de poro antes y después del bombeo, V_{poro} es el volumen de poro inicial, y b es el espesor inicial del acuífero. Limitar la deformación a una dimensión es una idealización de un problema tridimensional, pero frecuentemente invocado para acuíferos de gran extensión. La suposición de cero deformación lateral (la deformación es una medida del cambio relativo en una longitud, área o volumen) reduce el problema a solo la dimensión vertical con una deformación vertical definida como $\varepsilon_v = -db/b = 4,4 \text{ pulg.}/60 \text{ pies} = 0,6 \text{ por ciento}$ (Meinzer,

1928, página 281), donde la convención de signos para ε_v es que la compresión se considera positiva. La deformación vertical del 0,6 por ciento significó que la disminución de la porosidad requerida fue de un 38,2 por ciento inicial a un 37,6 por ciento. Con estas definiciones, la línea de razonamiento de Meinzer implicaba que el agua desplazada por 4,4 pulgadas (0,11 m) de compresión del acuífero sobre las 648 millas cuadradas (1680 km²) de los 18 municipios sería suficiente para producir 2500 gal/min (9,5 m³/min) por 38 años. Por lo tanto, la "compresibilidad de los acuíferos artesianos" en el título del artículo de Meinzer resolvió el problema del balance de masa. Proporcionó una exposición clara de la base física del almacenamiento de agua subterránea en un acuífero confinado.

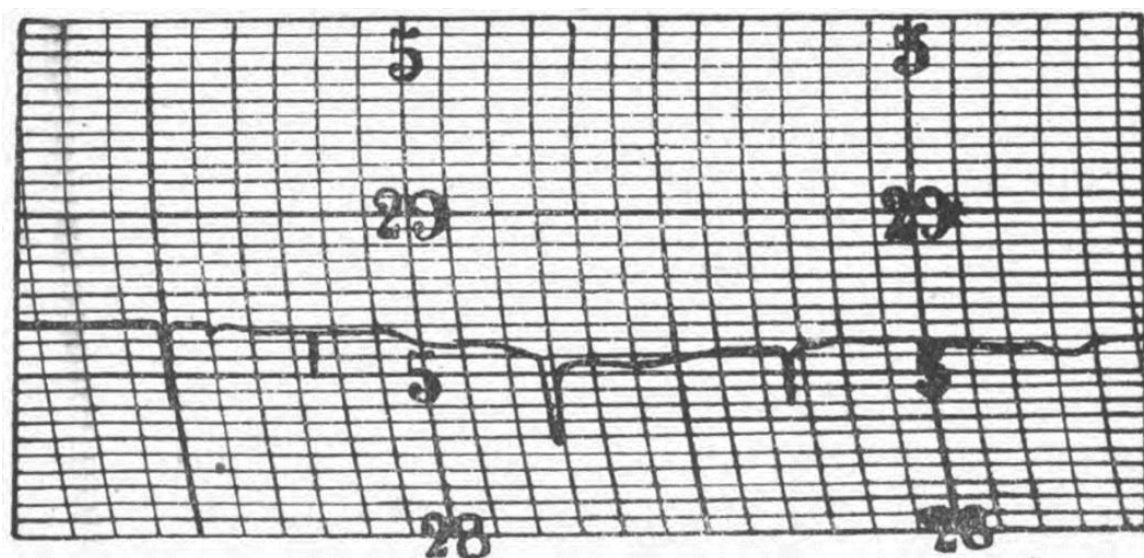


Figura 4 - Cambios en el nivel del agua (en un punto de aproximadamente 40 pies (12 m) de profundidad y a 14 pies (43 m) de las vías del tren) inducidos por trenes en movimiento, medidos por un flotador sujeto a un brazo de palanca con un bolígrafo que descansaba sobre un cilindro orientado verticalmente que giraba con el tiempo en la parte superior del pozo para registrar un aumento en el nivel del agua como movimiento hacia abajo de la pluma (King, 1892).

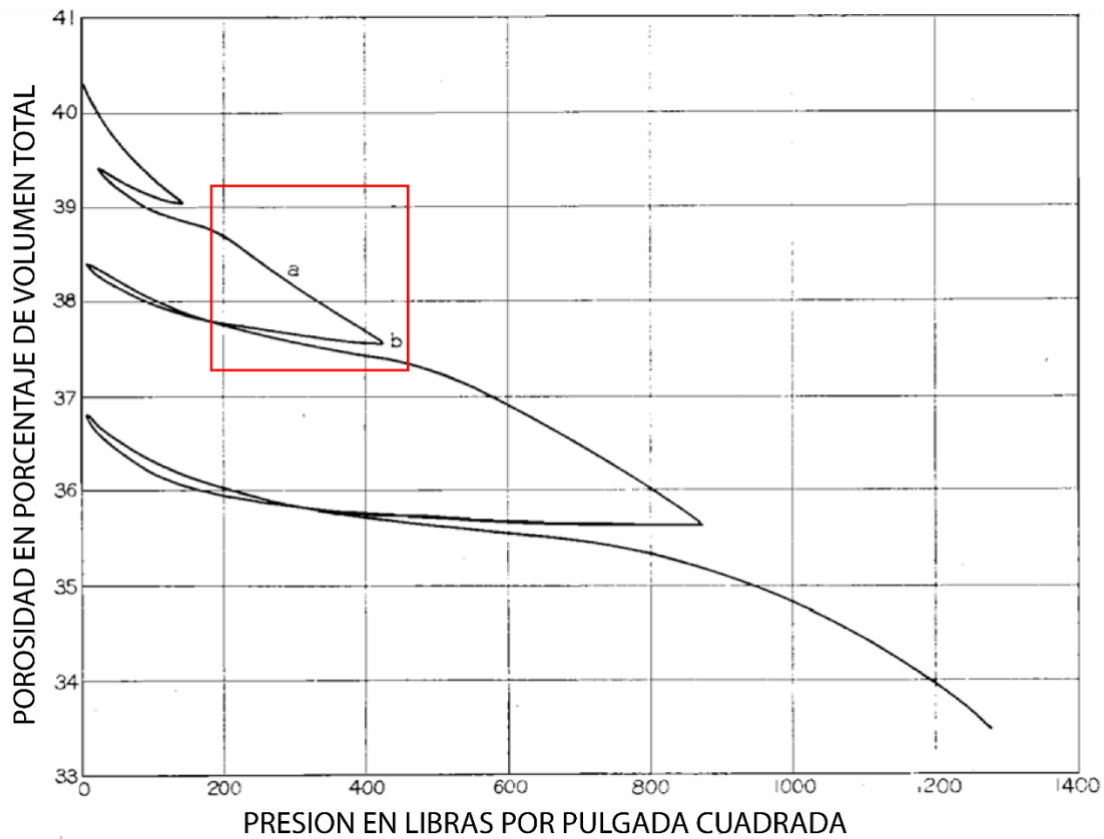


Figura 5 - Reducción de la porosidad con el aumento de la tensión vertical ("presión" en la etiqueta del eje horizontal). El área encuadrada entre los puntos *a* y *b* corresponde aproximadamente a la disminución de la presión del fluido en el acuífero de Dakota (redibujado por Meinzer (1928) a partir de Terzaghi (1925)).

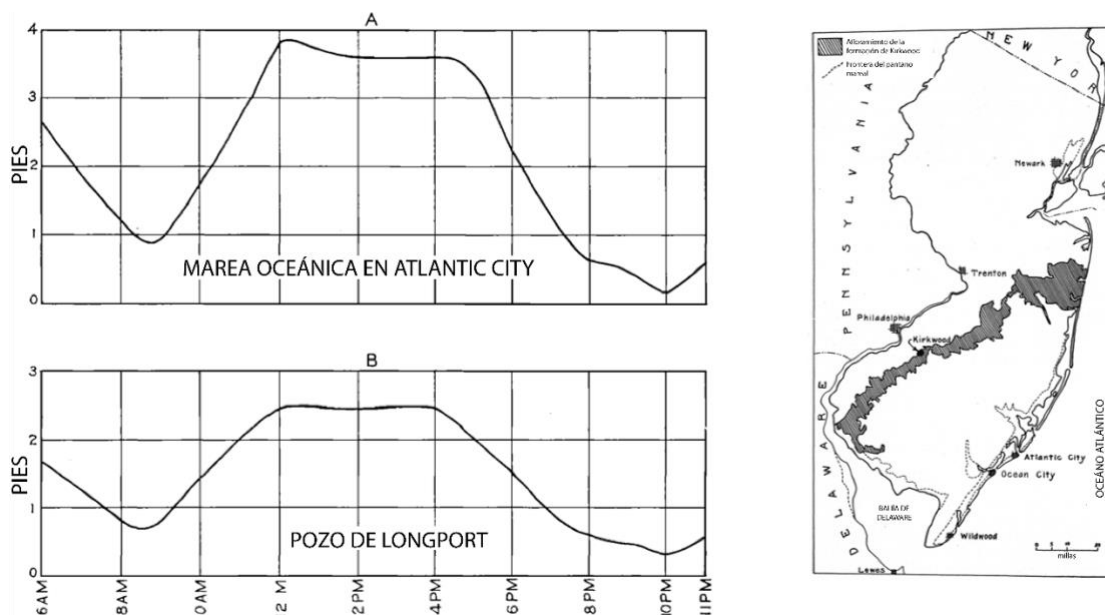


Figura 6 - Izquierda: Mareas oceánicas (Gráfico A) el 22 de enero de 1926 medidas en Atlantic City, Nueva Jersey, 7 millas (11 km) al noreste de donde se registraron los niveles de agua (Gráfico B) en un pozo de 800 pies de profundidad en Longport, Nueva Jersey (redibujado por Meinzer (1928) de Schureman (1926)). La respuesta en fase de los niveles de los pozos a las mareas oceánicas es evidencia de carga mecánica porque sería evidente un retraso en el tiempo si los niveles del agua estuvieran respondiendo al flujo de fluidos. Derecha: Mapa de Thompson (1926). La banda sombreada es el afloramiento de la formación Kirkwood que se creía que incluía la arena a 800 pies de profundidad en el pozo de Longport.

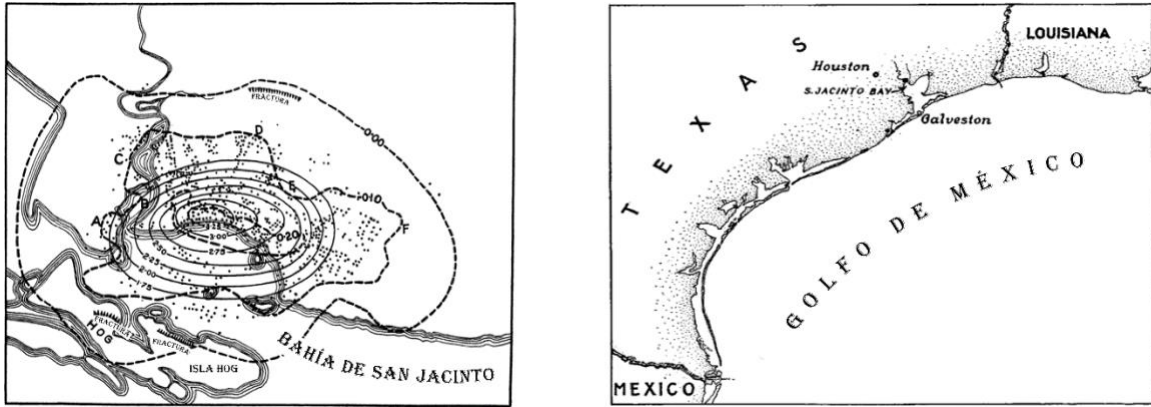


Figura 7 - Varios pies de hundimiento (una disminución en la elevación de la tierra) ocurrieron como resultado de la extracción de petróleo, gas, agua y arena del campo petrolífero de Goose Creek en la Bahía de Galveston (Pratt y Johnson, 1926). Izquierda: Los contornos de forma elíptica, estrechamente espaciados, corresponden a un período de 8 años; los contornos discontinuos de forma irregular son para un período de un año. Los pocillos individuales se muestran como puntos. El Estado de Texas trató de reclamar la propiedad después de que el campo se sumergió porque el Estado tenía el título de propiedad bajo el agua. Derecha: Mapa también de Pratt y Johnson (1926).

3 Solución de Theis

El concepto de almacenamiento se encuentra con mayor frecuencia en hidrogeología como el parámetro "S" en la solución de Theis (1935). Theis conceptualizó el problema del descenso del pozo en términos de conducción de calor, lo cual expresó en correspondencia con su antiguo compañero de clase, Clarence Lubin, quien se había convertido en profesor de matemáticas en la Universidad de Cincinnati (Freeze, 1985).

“El flujo de agua subterránea tiene muchas analogías con el flujo de calor por conducción. Tenemos analogías exactas en la teoría del agua subterránea para el gradiente térmico, la conductividad térmica y el calor específico. Creo que un enfoque cercano a la solución de algunos de nuestros problemas probablemente ya esté elaborado en la teoría de la conducción del calor. ¿Ha sido el problema del flujo radial resuelto?: Dada una placa de espesor constante dado y con características térmicas constantes a una temperatura inicial uniforme para calcular las temperaturas a través de la placa en cualquier momento después de la introducción de un sumidero mantenido a temperatura 0 ? Y uno más valioso desde nuestro punto de vista: ¿Dada la misma placa en las mismas condiciones para calcular las temperaturas después de la introducción de un sumidero en el que el calor fluye a un ritmo uniforme? Olvidé decir que se puede considerar que la placa tiene una extensión de área infinita.”

Lubin proporcionó a Theis la solución de Carslaw⁵ (1921) según Banks (2015), que Theis anotó debidamente en su artículo. Theis expresó de manera prominente la analogía del flujo de calor, como lo hizo en su carta anterior a Lubin..

“La ley de Darcy es análoga a la ley del flujo de calor por conducción, siendo la presión hidráulica análoga a la temperatura, el gradiente de presión al gradiente térmico, la permeabilidad a la conductividad térmica y el rendimiento específico al calor específico [cursivas añadidas]. Por lo tanto, la teoría matemática de la conducción del calor desarrollada por Fourier y escritores posteriores es aplicable en gran medida a la teoría hidráulica. Esta analogía ha sido reconocida, al menos desde el trabajo de Slichter⁶, pero aparentemente no se ha hecho ningún intento de introducir la función del tiempo en las matemáticas de la hidrología del agua subterránea”.

⁵ H.S. El libro de Carslaw y J. C. Jaeger “Conduction of Heat in Solids” (segunda edición) publicado por Clarendon Press en 1959, es una rica fuente de teoría y soluciones analíticas aplicables a la hidrogeología cuantitativa..

⁶ La historia de Slichter fue resumida en 1987 por H. F. Wang en el artículo “Charles Sumner Slichter: An Engineer in mathematician's clothing” en History of Geophysics, volumen 3, The History of Hydrology, editado por Edward R. Landa y Simon Ince, páginas 103-112.

“En la conducción de calor, una cantidad específica de calor se pierde concomitante e instantáneamente con la caída de temperatura. Parece probable, análogamente, que en los acuíferos artesianos elásticos una cantidad específica de agua se descargue instantáneamente del almacenamiento a medida que cae la presión [cursiva añadida]”.

Para el almacenamiento de agua subterránea, Theis usó la variable S , que originalmente llamó "rendimiento específico" en la cita anterior y que no debe confundirse con el "rendimiento específico" de un acuífero no confinado. De manera reveladora, la analogía con el calor específico⁷ es el único atributo que Theis proporcionó para S , en contraste con una breve descripción del significado físico del coeficiente de transmisibilidad T . Theis en su artículo de 1935 no proporcionó una idea mecánica del almacenamiento de agua subterránea; era una propiedad inferida de la analogía del flujo de calor. Sin embargo, Theis luego elaboró S en una Nota de Autor agregada a una reimpresión de 1952 de la Sociedad Geológica de los Estados Unidos (USGS) de su artículo de 1935.

“El factor S en las ecuaciones dadas se denomina “rendimiento específico” en el texto del documento. Consideraciones posteriores han mostrado conveniente llamar a este término “coeficiente de almacenamiento” del acuífero y definirlo como la cantidad de agua en pies cúbicos que se descarga de cada prisma vertical del acuífero con área basal igual a 1 pie cuadrado y altura igual a la del acuífero cuando el nivel del agua cae 1 pie.”

Aquí, Theis se aleja de usar el término “rendimiento específico” para un acuífero confinado. Hoy en día, "capacidad de almacenamiento" se usa como sinónimo de "coeficiente de almacenamiento", y la definición verbal de Theis es la que comúnmente se proporciona en los libros de texto y se ilustra para un acuífero confinado en la Figura 1.

La definición de coeficiente de almacenamiento de Theis es para flujo radial bidimensional. En tres dimensiones, el análogo del calor específico es el almacenamiento específico, en el que la cantidad de agua extraída de un volumen elemental representativo VER por unidad de cabeza decreciente se normaliza por el volumen de VER. Para mayor precisión, la definición verbal se traducirá a una ecuación, aunque la mayoría de los libros de texto de hidrogeología siguen a Theis y omiten hacerlo. Una cantidad clave a definir es el incremento del contenido de fluido, ζ (Ecuación 1), que tiene su origen en la mecánica de suelos y la teoría de la poroelasticidad (Biot, 1941; Wang, 2000).

⁷ Más adelante en su artículo, Theis usa el término "calor específico por unidad de volumen", que es el análogo de "almacenamiento específico" definido como capacidad de almacenamiento por unidad de volumen. Debido a que "específico" generalmente se refiere al valor por unidad de masa de una cantidad, el "calor específico por unidad de volumen" se denomina "capacidad calorífica volumétrica".

$$\zeta = \frac{\Delta V_w}{V} \quad (1)$$

donde:

ΔV_w = Volument de agua agregada o removida del almanenamiento en VER
(L³)

V = Volumen del VER (L³)

La cantidad ΔV_w es positiva cuando se agrega agua al acuífero y negativa cuando se extrae agua del acuífero. La cantidad ΔV_w representa un volumen de agua transportada hacia o desde una fuente externa a una presión de referencia, normalmente la presión atmosférica, porque los manómetros normalmente miden la diferencia entre la presión absoluta y la presión atmosférica ("presión manométrica"). Por lo tanto, ΔV_w es un incremento del volumen de agua agregado o extraído del acuífero, de la misma manera que se puede agregar o retirar dinero de una cuenta bancaria. La cantidad de agua añadida o extraída del acuífero se normaliza por el volumen V del VER. Luego, al traducir las palabras de Theis en una ecuación, se obtiene una definición matemática para el almacenamiento específico, como se muestra en las Ecuaciones 2a y 2b.

$$S_s = \frac{\zeta}{\Delta h} \quad (2a)$$

El almacenamiento específico S_s tiene unidades de altura inversa, como metros inversos, 1/m. La definición también se puede expresar para un cambio en la presión del fluido porque $\Delta p = \rho_w g \Delta h$. El cabezal (h) se define y analiza en el libro del GW Project de Woessner y Poeter (2020).

$$S_s = \rho_w g \frac{\zeta}{\Delta p} \quad (2b)$$

donde:

ρ_w = Densidad del agua (M/L³)

g = Aceleracion por gravedad (L/T²)

En el flujo radial bidimensional, la capacidad de almacenamiento, S , para un acuífero confinado de espesor b , es la almacenamiento específico multiplicado por del espesor del acuífero, $S = S_s b$, porque la capacidad de almacenamiento según la definición de Theis es la cantidad de agua "descargada de cada prisma vertical del acuífero" de unidad de área por unidad de declive de carga. La capacidad de almacenamiento es adimensional ya que la dimensión de S_s es la longitud inversa.

Este relato de la solución de Theis de 1935 para la extracción debido a un pozo de bombeo en un acuífero horizontal demuestra el importante papel que desempeñó la analogía de la conducción de calor en el desarrollo del concepto de almacenamiento hidrogeológico. Esta analogía es tanto física como matemática (Tabla 1).

Altura/temperatura son los potenciales impulsores del flujo de agua/flujo de calor de acuerdo con la ley de Darcy/Fourier. El almacenamiento específico (volumen de agua descargada del almacenamiento por unidad de volumen de acuífero por unidad de disminución de altura) es el análogo del calor específico por unidad de volumen (adición de calor requerida para elevar la temperatura de una unidad de volumen de material un grado). Un contraste interesante entre este par análogo es que la definición de almacenamiento específico suele expresarse como un doble negativo (*descarga por declive*) dada la importancia de extraer agua de un acuífero, mientras que la definición de calor específico se expresa como un doble positivo (*suma para incrementar*). La Tabla 1 aún no está completa, ya que las ecuaciones gobernantes emparejadas se discutirán en la Sección 5 sobre la ecuación de difusión.

Tabla 1 - Cantidades análogas en flujo de agua subterránea y flujo de calor (Wang and Anderson, 1982; Wang, 2000; Anderson, 2007).

Flujo de Agua Subterránea	Flujo de Calor
Cabezal del fluido, $h = p/(\rho_w g) + z$ [m]	Temperatura, T [°K]
Agua añadida al almacenamiento, ΔV_w [m ³]	Calor, ΔQ [J]
Flujo de agua subterránea, [m ³ /m ² /s = m/s]	Flujo de calor q [J/(m ² s) = W/m ²]
Conductividad hidráulica, K [m/s]	Conductividad térmica, K [J/(m °K s) = W/(m °K)]
Almacenamiento específico, $S_s = S/b$ [1/m]	Capacidad calorífica específica (por unidad de volumen), ρc [J/(°K m ³)]
Difusor hidráulico, K/S_s [m ² /s]	Difusividad térmica, $K/(\rho c)$ [m ² /s] (Aquí K es la conductividad térmica, véase más arriba)
Ley de Darcy, $q = -K(dh/dx)$	Ley de Fourier, $q = -K(dT/dx)$

4 Fórmula de compresibilidad de Jacob para el almacenamiento en acuíferos

El siguiente gran avance en la comprensión del almacenamiento hidrogeológico fue realizado por CE Jacob (Titus, 1973) en un artículo de 1940 en el que vinculó el concepto de almacenamiento de Theis como una propiedad similar a la capacidad calorífica con el análisis de Meinzer del agua almacenada en el acuífero de Dakota. debido a la compresibilidad del acuífero. Como deja en claro su reconocimiento⁸, Jacob compartió ideas con su colega, C. V. Theis, en la Sociedad Geológica de los Estados Unidos (USGS). El objetivo de Jacob era derivar el equivalente de agua subterránea de la ecuación diferencial parcial para el flujo de calor dependiente del tiempo y, por lo tanto, ubicar la descripción matemática del flujo de agua subterránea en un terreno físico más firme que una analogía plausible.

“El escritor propone derivar “desde cero” la ecuación diferencial fundamental que rige el flujo de agua en un acuífero artesiano elástico, considerando a su vez cada uno de los supuestos que son necesarios para la derivación de la ecuación.”

Jacob calculó el balance de masa en un VER durante un paso de tiempo en el que hubo un cambio en la presión Δp . Su derivación se basó en tres principios físicos: (1) Una disminución de la presión del fluido equivale a un aumento efectivo de la tensión vertical. (2) Una disminución de la presión del fluido expulsa un volumen de agua igual a la pérdida de porosidad asociada con la compresibilidad del acuífero. (3) Una disminución de la presión del fluido conduce a la expansión del volumen de agua en los poros debido a la compresibilidad del agua misma.

1. El título del artículo de Meinzer de 1928 llamó la atención sobre el papel de la "compresibilidad y elasticidad de los acuíferos artesianos". Como evidencia, presentó el experimento de Terzaghi en el que un esfuerzo vertical provocó la pérdida de porosidad en la arenisca (Figura 5). Se representa que el efecto de reducir la presión de los poros tiene el mismo efecto que un aumento igual en la tensión vertical (Figura 8). Este concepto se establece formalmente como la "Ley de Estrés Efectivo", como se muestra en la Ecuación 3.

$$\varepsilon_v = \beta_v(\sigma_v - p) = \beta_v \sigma_e \quad (3)$$

donde:

$$\beta_v = \varepsilon_v / \sigma_v = \text{Compresibilidad vertical para } p = 0 \text{ (condiciones drenadas)}$$

⁸ “El autor está en gran deuda con sus colegas del Servicio Geológico por las oportunas sugerencias y críticas, y especialmente con C. V. Theis, ya que muchas de las ideas expresadas en este documento han sido tomadas de sus comunicaciones personales con el autor”.

$\sigma_e = \sigma_v - p$ = Esfuerzo vertical efectivo definido como la diferencia entre el esfuerzo vertical y la presión de los poros

La convención de signos es que el esfuerzo de compresión es positivo.

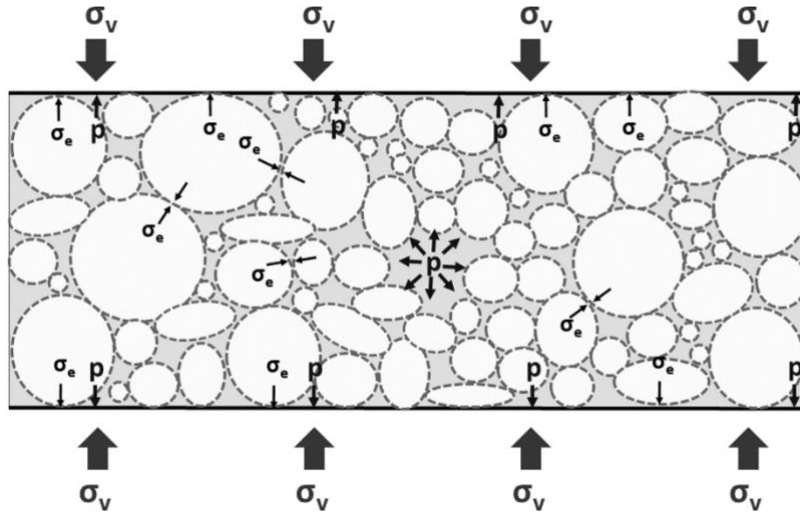


Figura 8 - La ley de la tensión efectiva dice que la tensión vertical efectiva $\sigma_e = \sigma_v - p$ controla la deformación vertical (según Atkinson, 2000).

- Jacob razonó que la extracción de agua de un acuífero no cambia la tensión vertical total. Con la tensión vertical total constante, un aumento de la tensión efectiva es igual pero opuesto a la disminución de la presión del fluido, es decir, $\Delta\sigma_e = -\Delta p$, por lo que la Ecuación 3 se convierte en la Ecuación 4.

$$\Delta\varepsilon_v = -\beta_v\Delta p \quad (4)$$

La convención de signos es que la deformación y el esfuerzo verticales son positivos en compresión. Dada la suposición de deformación lateral cero, la deformación vertical es igual a la disminución de la porosidad, salvo que la compresibilidad de los granos sólidos sea insignificante. En otras palabras, $\Delta\varepsilon_v$ es igual al volumen de agua por unidad de volumen de un VER que se retira del almacenamiento debido a la compresibilidad del acuífero.

- Además, la expansión del volumen de agua intersticial en respuesta a una disminución de la presión del fluido debe incluirse en el balance de agua para un VER (Ecuación 5).

$$\frac{\Delta V_w}{V_w} = -\beta_w\Delta p \quad (5)$$

donde:

β_w = Compresibilidad del agua ($4.5 \times 10^{-10} \text{ Pa}^{-1}$)

$V_w = nV$, donde n es porosidad y V es el volumen del VER.

Al sumar las dos fuentes de agua liberada del almacenamiento para una disminución de la presión de los poros de $-\Delta p$, Jacob obtuvo una expresión para el coeficiente de almacenamiento, S , que incluye la compresibilidad del acuífero y la compresibilidad del agua, así como el espesor y la porosidad del acuífero, como se muestra en las Ecuaciones 6a y 6b.

$$S = \rho_w g b (\beta_v + n\beta_w) \quad (6a)$$

Dividiendo por el espesor del acuífero, obtenemos el almacenamiento específico.

$$S_s = \rho_w g (\beta_v + n\beta_w) \quad (6b)$$

El Sistema Internacional (SI) de Unidades del S_s son 1/m cómo fue indicado en la ecuación Equation 2.

Luego, Jacob obtuvo de la conservación de la masa la ecuación diferencial parcial para el flujo radial en un acuífero de espesor b que era idéntica en forma a lo que Theis infirió por analogía con la conducción de calor. La diferencia era que el coeficiente de almacenamiento S se expresaba en términos de compresibilidad y no como una cantidad definida por analogía.

El experimento de Terzaghi (Figura 5 y Ecuación 6b) se puede utilizar para estimar el almacenamiento específico de arena suelta. La compresibilidad vertical β_v entre los puntos a y b se calcula a partir de la pendiente como $7 \times 10^{-10} \text{ Pa}^{-1}$ después de convertir las unidades inglesas. El término $n\beta_w = 2 \times 10^{-10} \text{ Pa}^{-1}$ para una porosidad del 38 por ciento. Sumando los términos y multiplicando por el factor $\rho_w g$ se obtiene un almacenamiento específico de $2,3 \times 10^{-4} \text{ m}^{-1}$ y la relación entre la compresibilidad de la arena y el agua es de 3,5. Los valores de almacenamiento específico dependen del tipo de roca, así como de la variabilidad dentro de una litología. Con esas advertencias, la Tabla 2 proporciona valores de orden de magnitud para un pequeño conjunto de materiales geológicos. La cantidad de agua obtenida para riego del acuífero Dakota deja en claro que se pueden almacenar grandes volúmenes de fluido en materiales terrestres altamente comprimibles. Sin embargo, los valores de almacenamiento específico en la Tabla 2 son órdenes de magnitud menores que el rendimiento específico de los acuíferos no confinados cuyos valores son la porosidad del acuífero.

Tabla 2 - Compresibilidad de rocas y almacenamiento específico de algunos materiales geológicos (Palciauskas y Domenico, 1989). Los valores de compresibilidad de la roca y de almacenamiento específico son para esfuerzos isotrópicos de confinamiento, no para esfuerzos verticales. Los valores provienen de una variedad de fuentes. Las mediciones de piedra caliza son para cargas barométricas o de marea. Los demás valores provinieron de manuales y se calcularon con suposiciones. El almacenamiento específico en términos de altura se calculó a partir de su valor en términos de presión utilizando $\rho_w = 1000 \text{ kg/m}^3$ y $g = 9,8 \text{ m/s}^2$. A modo de comparación, la compresibilidad del agua $\beta_w = 4,5 \times 10^{-10} \text{ Pa}^{-1}$.

Material Geológico	Compresibilidad de la Roca	Almacenamiento específico en términos de presión	Almacenamiento específico en términos de cabezal
	$\beta, 10^{-10} \text{ Pa}^{-1}$	$S_s/(\rho_w g), 10^{-10} \text{ Pa}^{-1}$	$S_s, 10^{-6} \text{ m}^{-1}$

Arcilla	160	162	159
Lutita	4.6	5.4	5.3
Arenisca de Kayenta	1.1	1.2	1.2
Caliza	0.3	0.95	0.93
Basalto de Hanford	0.22	0.44	0.43

En hidrogeología, la compresibilidad del acuífero suele ser más importante que la compresibilidad del agua. Por otro lado, los ingenieros petroleros generalmente consideraban que los yacimientos de petróleo eran incompresibles porque se encontraban a mayor profundidad. Jacob examinó esta suposición para el campo petrolífero del este de Texas descrito por Muskat (1937) en su ensayo clásico *Flujo de Fluidos Homogéneos a través de Medios Porosos*. El campo produjo 500 millones de barriles (80 millones de m³) de petróleo con una caída de presión de 375 psi (2,6 MPa). Al asumir un reservorio rígido, Muskat requirió que el petróleo en el lugar tuviera que contener suficiente gas disuelto para aumentar la compresibilidad del fluido por un factor de 20 para producir esta cantidad solo a partir de la compresibilidad del fluido, aunque el petróleo estuviera subsaturado. Jacob sugirió, en cambio, que la compresibilidad de las arenas de Woodbine del yacimiento y los lechos de arcilla asociados probablemente explicarían la producción.

Debe enfatizarse que los coeficientes de almacenamiento S y S_s en la Ecuación 6a o 6b pueden medirse directamente en el campo a partir de una prueba de bombeo o en el laboratorio adhiriéndose a su definición como la relación del volumen de agua extraído del almacenamiento debido al cambio de presión de los poros. (Figura 9). Sin embargo, esta medición directa es difícil de realizar con precisión porque el almacenamiento de fluidos en la tubería conectada al volumen de poro de la muestra de roca debe tomarse en cuenta.

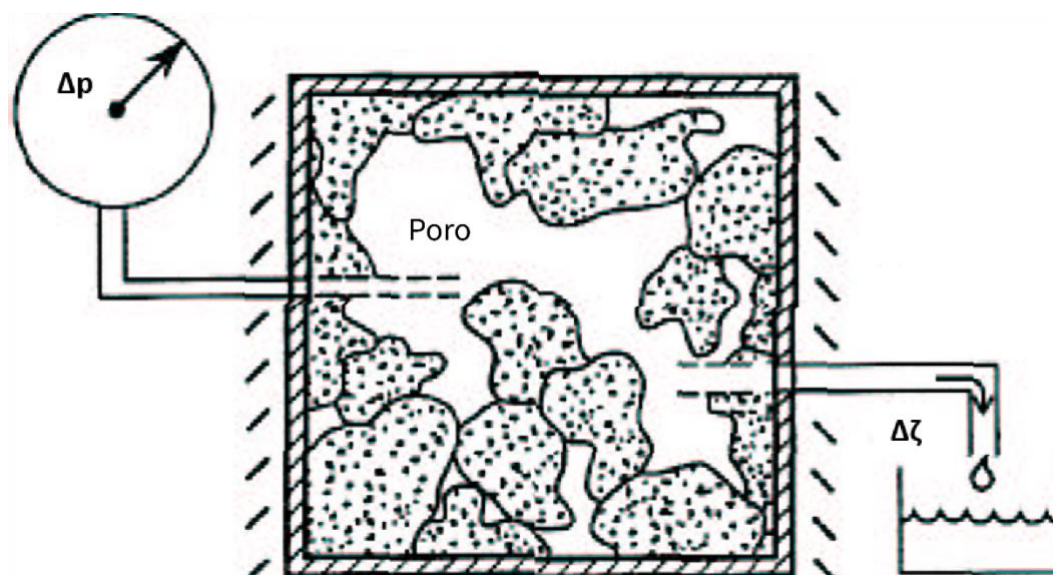


Figura 9 - Medición del almacenamiento específico en términos de cambio en la presión del fluido, Ecuación 2b (Wang, 2000).

Además de la Ecuación 6a, Jacob derivó ecuaciones para la respuesta del nivel del agua a la carga del acuífero por mareas de agua o cambios en la presión barométrica, también en términos de compresibilidad del agua y del acuífero, lo que podría proporcionar una medida indirecta del coeficiente de almacenamiento. La supuesta gran extensión horizontal de la carga induce una presión de fluido en el acuífero porque el fluido no puede escapar mientras se carga. En mecánica de suelos, se dice que el acuífero *no está drenado*. En carga de marea o barométrica, la tensión vertical es decididamente *no constante*. El agua se puede agregar o quitar del almacenamiento cuando se aplica tensión vertical además de cuando cambia la presión de los poros (comparar con la Ecuación 2b). Por lo tanto, en general, el incremento del contenido de fluido debe expresarse en términos de cambios tanto en la tensión vertical como en la presión de los poros. La forma más simple de una ecuación es considerar el incremento del contenido de fluido como una función lineal de ambas variables.

$$\zeta = -\beta_v \Delta \sigma_v + \rho_w g S_s \Delta p \quad (7a)$$

La convención de signos es que ζ es positivo cuando se agrega agua al VER y $\Delta \sigma_v$ es positivo cuando se comprime el VER. El primer término a la derecha en la Ecuación 7a es el incremento del contenido de fluido asociado con un cambio en la tensión vertical *cuando no hay cambio en la presión del fluido*. Jacob asumió que el volumen de agua almacenada en un VER disminuye en la misma cantidad que el volumen del propio VER, es decir, el cambio de agua almacenada es el negativo de la deformación, razón por la cual el coeficiente de $\Delta \sigma_v$ en la Ecuación 7a es β_v . El segundo término a la derecha en la Ecuación 7a es el incremento del contenido de fluido asociado con un cambio en la presión del fluido *cuando no hay cambio en la tensión vertical*, que es precisamente la definición de almacenamiento específico (compárese con la Ecuación 2).

La ecuación 7a es una de las dos ecuaciones constitutivas básicas de poroelasticidad para el caso especial de carga vertical realmente extensa (Wang, 2000). La otra ecuación constitutiva relaciona linealmente la deformación vertical con los cambios en la tensión vertical y la presión intersticial.

$$\Delta \varepsilon_v = \beta_v \Delta \sigma_v - \beta_v \Delta p \quad (7b)$$

La ecuación 7b da la deformación vertical como la suma de dos términos. El primer término establece que la deformación vertical es la deformación vertical debida a un cambio en la tensión vertical *cuando no hay cambio en la presión del fluido* y el segundo término es la deformación vertical asociada con un cambio en la presión del fluido *cuando no hay cambio en la tensión vertical*. El coeficiente de proporcionalidad es β_v para ambos términos por la ley de tensión efectiva, es decir, la Ecuación 7b es simplemente una reformulación de la Ecuación 3.

Meinzer citó la respuesta en fase de los niveles de agua en un acuífero a las mareas oceánicas (Figura 6) como evidencia de la elasticidad del acuífero. La relación entre el aumento del nivel del agua en un pozo y el aumento del nivel del océano se denomina eficiencia de marea, E.M. Esta relación es igual a la relación de $\Delta p / \Delta \sigma_v$. Suponiendo que no entra ni sale agua del acuífero en virtud de la gran extensión de área de la carga e insertando la condición no drenada, $\zeta=0$, en la Ecuación 7a, la respuesta de la presión de los poros no drenada es $\Delta p = \beta_v \sigma_v / (\rho_w g S_s)$. Luego, al sustituir la Ecuación 6b por S_s , se obtiene la Ecuación 8.

$$E. M. = \frac{\beta_v}{\beta_v + n\beta_w} \quad (8)$$

La eficiencia barométrica, E.B., se define de manera similar como la relación entre el aumento del nivel del agua y el aumento de la tensión vertical (expresado como un aumento de cabeza equivalente). Una diferencia de la eficiencia de marea en términos de respuesta del pozo es que un cambio Δp en la presión atmosférica cambia directamente el nivel del agua en el pozo en $-\Delta p / \rho_w g$. Esto debe agregarse a la cantidad inducida en el acuífero por la carga atmosférica como en el caso de carga de marea. Así, $E.B. = 1 - E.M.$ y se puede expresar como la Ecuación 9.

$$E. B. = \frac{n\beta_w}{\beta_v + n\beta_w} \quad (9)$$

Las expresiones para la eficiencia de marea y la eficiencia barométrica contienen las mismas propiedades del acuífero que el almacenamiento específico, es decir, compresibilidad vertical, compresibilidad del agua y porosidad. Mediando E.M. o E.B. y suponiendo que se conocen n y β_w significa que β_v y, por lo tanto, S_s se pueden obtener de la Ecuación 8 o 9 y se puede calcular la relación de la contribución de la compresibilidad del agua, $n\beta_w$, a la compresibilidad del acuífero, β_v .

Jacob (1941) usó la eficiencia de las mareas para calcular indirectamente el coeficiente de almacenamiento porque era más fácil de determinar que la eficiencia barométrica. Comparó las contribuciones relativas de la elasticidad del acuífero y la compresibilidad del agua de las respuestas de las mareas (p. ej., Figura 6) con las de las pruebas de bombeo a profundidades entre 715 y 800 pies en la arena Lloyd en Long Island, Estados Unidos. La relación entre la compresibilidad del acuífero y la compresibilidad del agua obtenida a partir de la eficiencia de las mareas fue de 1,7, mientras que a partir del análisis de prueba de bombeo fue de 2,8.

5 Ecuación de Difusión

El estudio de la difusión del calor tiene una larga historia en la física matemática que comienza con Fourier en 1822. La tasa de transporte de calor a través de un material depende, por supuesto, de la conductividad térmica, pero también del almacenamiento, porque la tasa de cambio de temperatura en un VER depende de cuánto calor debe transportarse para cambiar su temperatura. Para la misma conductividad térmica, la difusión de calor es más lenta para una capacidad calorífica alta que para una capacidad calorífica baja. Por lo tanto, la capacidad calorífica tiene una especie de contraste con la conductividad térmica. Este papel inverso del almacenamiento a la conductividad en la determinación de la tasa de difusión se captura tomando su relación. En el transporte de calor, se llama difusividad térmica, $\kappa = K/(\rho c)$, donde K es la conductividad térmica, ρ es la densidad, c es la capacidad calorífica específica y ρc es el calor específico por unidad de volumen. El análogo del agua subterránea es que $\kappa = T/S$ para un flujo horizontal bidimensional; y $\kappa = K/S_s$ para flujo lineal unidimensional. Todas las difusividades tienen unidades de m^2/s . Las definiciones de difusividad hidráulica y térmica se muestran en la Tabla 3, que es una continuación de la Tabla 1. Theis no incluyó la ecuación de difusión en su artículo de 1935, probablemente porque era muy conocida en física matemática, por lo que se incluye en la Tabla 3. Sin embargo, este presentó la derivación de Lubin de la solución térmica análoga a un pozo de bombeo. La derivación se inició con la solución para la "fuente lineal instantánea coincidente con el eje z de fuerza Q "⁹ (Tabla 3). La solución análoga para el cabezal hidráulico, h , es la misma si se interpreta que Q es una cantidad de de agua que se agrega a un pozo por unidad de longitud.

Tabla 3 - Ecuación de difusión y solución de Theis para flujo de agua subterránea y flujo de calor.

	Flujo de Agua Subterránea	Flujo de Calor
Difusividad (κ)	Difusividad hidráulica $K/S_s [\text{m}^2/\text{s}]$	Difusividad térmica $K/(\rho c) [\text{m}^2/\text{s}]$
Ecuación gobernante para flujo plano	$\kappa \left(\frac{\partial^2 h}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 h}{\partial y^2} \right) = \frac{\partial h}{\partial t}$	$\kappa \left(\frac{\partial^2 T}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 T}{\partial y^2} \right) = \frac{\partial T}{\partial t}$
Solución de fuente de línea	$h = \frac{Q}{4\pi S_s t} e^{-(x^2+y^2)/4\kappa t}$	$T = \frac{Q}{4\pi K t} e^{-(x^2+y^2)/4\kappa t}$
Definición de fuente de línea	Q es el volumen de agua por unidad de longitud añadido al acuífero en una línea en el origen	Q es la cantidad de calor por unidad de longitud añadida a la placa en una línea en el origen
Tiempo aproximado de propagación a x	$t = x^2/(2\kappa)$	

⁹ La "Q" en la Tabla 3 difiere de la de Theis porque su definición "Q" incluía dividir por el calor específico por unidad de volumen en lugar de incorporarlo explícitamente como se hace aquí. Además, Theis, siguiendo a Carslaw, usó "v" en lugar de "T" para la temperatura.

La correspondencia uno a uno entre las columnas de las tablas 1 y 3 es la analogía física y matemática que explota Theis. Tanto la temperatura como el cabezal hidráulico se rigen por la ecuación de difusión. En el flujo radial bidimensional, una alta transmisividad significa que el fluido se transporta rápidamente en el espacio. Por otro lado, la alta capacidad de almacenamiento retrasa el movimiento porque se debe mover más fluido dentro o fuera del almacenamiento para efectuar un cambio dado de cabezal hidráulico. En un extremo, si un sistema acuífero no tiene almacenamiento, entonces cualquier cambio en las condiciones de los límites internos o externos en el flujo o la presión se adaptará rápidamente a un nuevo estado estacionario. La difusividad hidráulica determina qué tan rápido se propagará a través de un acuífero una perturbación, como inyectar repentinamente un tapón en un pozo o comenzar a bombear un pozo o cambiar una condición límite. La naturaleza de la difusión es que un pico inicial en la cabeza hidráulica se extiende y disminuye en amplitud. La difusión “aplana el gradiente” de modo que la aproximación del sistema al estado estacionario se ralentiza con el tiempo (Figura 10a). Mientras tanto, en cualquier punto alejado de la fuente, la perturbación aumenta con el tiempo, alcanza su punto máximo y luego decae (Figura 10b). El tiempo de llegada del pico ocurre en $t = x^2/(2K)$ en el caso de un flujo lineal unidimensional. Este valor de t es un tiempo característico de cuánto tarda un cambio repentino en el origen en decaer y extenderse a una distancia x . En el ejemplo de la Figura 10b, el pico tarda aproximadamente una hora en llegar a una distancia de 200 metros para una difusividad de $6,8 \text{ m}^2/\text{s}$.

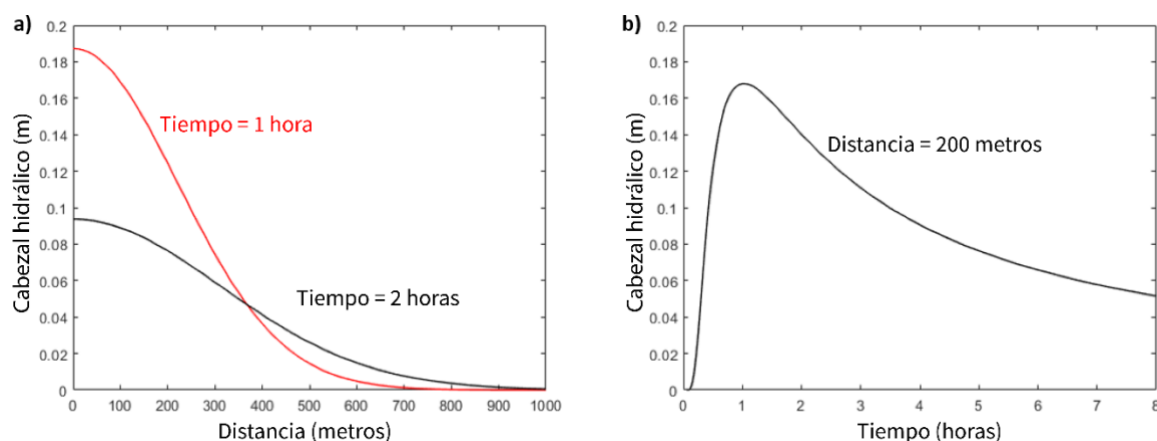


Figura 10 - Soluciones para un slug instantáneo inyectado en un pozo para un acuífero con difusividad hidráulica de $6,8 \text{ m}^2/\text{s}$. a) Perfiles en diferentes momentos que muestran cómo la difusión hidráulica aplana el gradiente. b) Historial de tiempo que muestra un retraso de aproximadamente una hora para que la cabeza máxima llegue a una distancia de 200 metros.

6 Resumen

El reconocimiento del almacenamiento de acuíferos y su base física fue clave para resolver dos problemas en la comprensión del origen y movimiento de las aguas subterráneas. Meinzer (1928) demostró que la compresibilidad del acuífero y la pérdida de volumen intersticial debido a la disminución de la presión intersticial representaron aproximadamente el 80 por ciento del agua consumida por riego en Dakota del Sur durante un período de 40 años a principios del siglo XX. Theis (1935) invocó la propiedad de almacenamiento por analogía con el transporte de calor para resolver el problema del cambio de carga dependiente del tiempo debido al bombeo de un pozo. Jacob (1940) derivó la ecuación del flujo de agua subterránea desde cero al considerar explícitamente la base física para el almacenamiento en términos de compresibilidad del acuífero y del agua. Esta narración en tres actos hizo que la comprensión del flujo de agua subterránea pasara de un estado estacionario a un comportamiento transitorio "sin equilibrio".

7 Ejercicios

Ejercicio 1

Singha (2008) proporciona un ejercicio de aprendizaje activo(en inglés) [↗](#) para introducir el concepto de extracción de agua subterránea de acuíferos confinados. Este ejercicio utiliza un recipiente de jugo como un análogo simple para un espacio poroso confinado y demuestra cómo una disminución en la presión del fluido debido al bombeo provoca un aumento en la tensión efectiva suponiendo una tensión total constante.

En resumen, una bolsa de jugo se usa para representar un poro en un acuífero confinado. Se le pide al experimentador que aplique una fuerza hacia abajo en la parte superior del recipiente de jugo para representar el peso del material de sobrecarga y que mantenga esta fuerza constante a medida que avanza. Esta fuerza representa la tensión total. El experimentador piensa en: 1) por qué el contenedor no colapsa en respuesta a la fuerza; y 2) lo que sucederá con una pajilla que se inserte en el recipiente. Luego, el experimentador inserta una pajilla (equivalente a perforar el acuífero confinado). Luego, mientras mantienen la fuerza, "bombean" el acuífero bebiendo jugo de la pajita. El experimentador notará que el volumen del recipiente de jugo disminuye y se le pide que considere lo que está sucediendo en el "acuífero". El experimentador verá que el recipiente no se colapsa antes de bombear cuando se aplica la fuerza de sobrecarga porque la tensión efectiva del acuífero (el recipiente) y la presión del fluido en el poro (el jugo) empujan contra el peso de la sobrecarga (su mano). Dependiendo de la magnitud de la fuerza de sobrecarga y la longitud de la pajilla, puede ser que el jugo salga a chorros cuando se inserta la pajilla, lo cual es análogo a un pozo artesiano que fluye. Si la fuerza no es tan grande, el jugo se elevará en la pajilla sobre el recipiente, pero no saldrá de la pajilla. Singha (2008) proporciona más detalles.

Ejercicio 2

El objetivo de este experimento es medir el almacenamiento específico S_s de un globo, que simula la elasticidad de un acuífero. El experimento está diseñado para proporcionar un significado observacional a la variable, el incremento del contenido de fluido y la influencia del estado de estrés en el almacenamiento específico.

En resumen, se estira un globo sobre el extremo de una bureta sujeta a una regla métrica y unida a un soporte de anillo alto. El globo y la bureta se llenan con un volumen conocido de agua hasta una altura arbitraria en la regla de un metro, de modo que se pueda determinar el volumen en el globo. Luego se agrega un volumen medido de agua y, asumiendo que la compresibilidad del agua y la bureta son pequeñas, el volumen de agua debe entrar en el globo o en la bureta. El volumen que ingresa al globo se puede determinar conociendo el volumen que entró en la bureta según lo determinado por el nivel de agua

en la bureta. Luego se determinan las propiedades de almacenamiento tridimensional del globo agregando agua y observando el cambio de cabeza en la bureta. Esto se puede repetir varias veces para determinar si el valor de almacenamiento es constante. Se puede quitar el agua y repetir el proceso para determinar si el globo es elástico. Finalmente, el experimento se puede repetir con el globo confinado lateralmente en un tubo de plexiglás para obtener el almacenamiento específico unidimensional (S_s) del globo que se puede comparar con la medida en el caso de expansión tridimensional del globo.

Los detalles del ejercicio (incluidos los diagramas), así como la información sobre el uso del ejercicio para enseñar el concepto, están disponibles en el sitio web del Centro de Recursos de Educación Científica en Carleton College[↗]. Un pdf del ejercicio de laboratorio titulado “Aquifer Elasticity and Specific Storage” está disponible aquí[↗]. La teoría subyacente se analiza en este libro, así como en un capítulo del libro de texto de Herb F. Wang que está disponible en el mismo sitio web (capítulo del libro de texto[↗]).

8 Referencias

- Anderson, M.P., 2007, Introducing groundwater physics. *Physics Today*, volume 60, issue 5, pages 42-47, <https://doi.org/10.1063/1.2743123>.
- Atkinson, J., 2000, Based on part of the GeotechniCAL reference package by Professor John Atkinson, <http://environment.uwe.ac.uk/geocal/SoilMech/stresses/stresses.htm#EFFECTIVE>.
- Banks, D., 2015, Horatio Scott Carslaw and the origins of the well function and line source heat function. *Scottish Journal of Geology*, volume 51, issue 1, pages 100-104, <http://dx.doi.org/10.1144/sjg2014-021>.
- Biot, M.A., 1941, General theory of three dimensional consolidation. *Journal of Applied Physics*, volume 12, pages 155-164, <https://doi.org/10.1063/1.1712886>.
- Bredehoeft, J.D., C.E. Neuzil, and P.C.D. Milly, 1983, Regional Flow in the Dakota Aquifer: A Study of the Role of Confining Layers. United States Geological Survey Water-Supply Paper 2237, 45 pages, <https://pubs.usgs.gov/wsp/2237/report.pdf>.
- Carslaw, H.S., 1921, Introduction to the Mathematical Theory of the Conduction of Heat in Solids, second edition. Macmillan and Company, London, United Kingdom, 152 pages, https://books.google.com/books/about/Introduction_to_the_Mathematical_Theory.html?id=yco-AAAAIAAJ&redir_esc=y.
- Carslaw, H.S., and J.C. Jaeger, 1959, Conduction of Heat in Solids, second edition. Clarendon Press, Oxford, United Kingdom.
- Chamberlin, T.C., 1885, The requisite and qualifying conditions of artesian wells. United States Geological Survey Annual Report, number 5, pages 125-173.
- Darton, N.H., 1896, Preliminary report on artesian waters of a portion of the Dakotas. United States Geological Survey Annual Report, number 17, part 2, pages 609-691, https://books.google.com/books/about/Preliminary_Report_on_Artesian_Waters_of.html?id=WjgAzOEACAAJ&redir_esc=y.
- Darton, N.H., 1900, United States Geological Survey Field photo of Woonsocket Well.
- Darton, N.H., 1901, Geology and water resources of the southern half of the Black Hills and adjoining regions in South Dakota and Wyoming. United States Geological Survey Annual Report, number 21, part 4, pages 489-599, <https://www.journals.uchicago.edu/doi/abs/10.1086/621007>.
- Darton, N.H., 1909, Geology and Underground Waters of South Dakota. United States Geological Survey Water-Supply Paper 227, 156 pages, <https://pubs.usgs.gov/wsp/0227/report.pdf>.
- Fabry, M., 2016, Now You Know: Why Are There Two Dakotas? *Time Magazine*, United States, <https://time.com/4377423/dakota-north-south-history-two/>.

- Freeze, R.A., 1985, Historical correspondence between C.V. Theis and C.I. Lubin, *Eos*, volume 66, number 20, May 14, 1985, page 442.
- Heath, R.H., 1983, Basic Ground-Water Hydrology. United States Geological Survey Water-Supply Paper 2220, 86 pages, <https://pubs.usgs.gov/wsp/2220/report.pdf> ↗.
- Jacob, C.E., 1940, On the flow of water in an elastic artesian aquifer. *Transactions of the American Geophysical Union*, volume 21, number 2, pages 574-588, <https://doi.org/10.1029/TR021i002p00574> ↗.
- Jacob, C.E., 1941, Notes on the elasticity of the Lloyd sand on Long Island, New York. *in* *Transactions of the American Geophysical Union*, volume 22, number 3, pages 783-787.
- King, F.H., 1892, Observations and experiments on the fluctuations in the level and rate of movement of ground-water on the Wisconsin agricultural experiment station farm and at Whitewater, Wisconsin. *Bulletin of the United States Weather Bureau*, volume 5, Washington, D.C. <https://books.google.com/books?id=VuifAAAAMAAJ> ↗.
- King, P.B., 1949, Memorial to Nelson Horatio Darton: Proceedings of the Geological Society of America. Annual Report for 1948, pages 145-170.
- Meinzer, O.E. and H.A. Hard, 1925, The Artesian Water Supply of the Dakota Sandstone in North Dakota, with Special Reference to the Edgeley Quadrangle, *in* *Contributions to the Hydrology of the United States 1923-1924*. United States Geological Survey Water-Supply Paper 520, Washington, District of Columbia, United States, pages 73-95, <https://doi.org/10.3133/wsp520E> ↗.
- Meinzer, O.E., 1928, Compressibility and elasticity of artesian aquifers. *Economic Geology*, volume 23, number 3, pages 263-291.
- Muskat, M., 1937, *The Flow of Homogeneous Fluids Through Porous Media*. McGraw-Hill, New York, United States, 763 pages.
- Palciauskas, V.V. and P.A. Domenico, 1989, Fluid pressures in deforming porous rocks. *Water Resources Research*, volume 25, issue 2, pages 203-213, <https://doi.org/10.1029/WR025i002p00203> ↗.
- Pratt, W.E. and D.W. Johnson, 1926, Local subsidence of the Goose Creek Oil Field. *Journal of Geology*, volume 34, pages 577-590.
- Ross, J. F., 2018, The Visionary John Wesley Powell Had a Plan for Developing the West, But Nobody Listened. Smithsonian Institution, <https://www.smithsonianmag.com/smithsonian-institution/visionary-john-wesley-powell-had-plan-developing-west-nobody-listened-180969182/> ↗.
- Schureman, P., 1926, Tides in wells. *Geographical Review*, volume 16, number 3, pages 479-483.
- Singha, K., 2008, An active learning exercise for introducing ground-water extraction from confined aquifers, *Journal of Geoscience Education*, volume 56, number 2, pages 131-135,

<https://people.mines.edu/ksingha/wp-content/uploads/sites/44/2018/12/singha2008.pdf>.

Stegner, W., 1954, *Beyond the Hundredth Meridian: John Wesley Powell and the Second Opening of the West*. Houghton Mifflin, 438 pages.

Terzaghi, C., 1925, Principles of soil mechanics: VI – Elastic behavior of sand and clay. *Engineering News Record*, volume 95, pages 987-990 (reprinted in *History of Progress, 2003: Selected Papers in Geotechnical Engineering*, edited by W. Allen Marr American Society of Civil Engineers, pages 26-29),
https://www.google.com/books/edition/_vGCqACNvq7UC?gbpv=1.

Theis, C.V., 1935, The relation between the lowering of the piezometric surface and the rate and duration of discharge of a well using groundwater storage. *American Geophysical Union Transactions*, volume 16, pages 519-524,
<https://doi.org/10.1029/TR016i002p00519>.

Thompson, D.G., 1926, Ground-water problems on the barrier beaches of New Jersey. *Geological Society of America Bulletin*, volume 37, pages 463-474,
<https://doi.org/10.1130/GSAB-37-463>.

Titus, F.B., 1973, Memorial to Charles Edward Jacob; 1914-1970. *Geological Society of America*, volume 2, pages 76-78.

Wang H.F., 1987, Charles Sumner Slichter: An engineer in mathematician's clothing, in *History of Hydrology*, volume 3, E.R. Landa and S. Ince, editors, pages 103-112.

Wang, H.F., 2000, *An Introduction to the Linear Theory of Poroelasticity with Applications to Geomechanics and Hydrogeology*. Princeton University Press, 287 pages.

Wang, H. F. and M.P. Anderson, 1982, *Introduction to Groundwater Modeling: Finite Difference and Finite Element Methods*. Academic Press, Appendix D3, page 222.

Woessner, W.W. and E.P. Poeter, 2020, *Hydrologic Properties of Earth Materials and Principles of Groundwater Flow*. The Groundwater Project, Guelph, Ontario, Canada, 207 pages, <https://www.gw-project.org/books/27/hydrologic-properties-of-earth-materials-and-aquifers-and-principles-of-groundwater-flow>.

9 Acerca del Autor



Dr. Herb Wang es Profesor Emérito de Geociencias en la Universidad de Wisconsin Madison, donde se unió a la facultad en 1972. Su investigación en poroelasticidad trata sobre la interacción entre el estrés y la presión del fluido en medio porosos. Su investigación reciente en esta área ha sido en el contexto de Sistemas Geotérmicos Mejorados (SGM). Su otra investigación reciente es en detección acústica distribuida (DAD), en la que usa el cable de fibra óptica como sensor de ondas sísmicas. La enseñanza del Dr. Wang ha incluido hidrogeología, modelado de aguas subterráneas, tectonofísica, mecánica de rocas y justicia ambiental. Ha sido asesor de la facultad de 15 Ph.D. estudiantes, y ha publicado libros sobre modelado de aguas subterráneas y poroelasticidad (ver Referencias arriba) y aproximadamente 100 artículos de investigación. Recibió el premio de Enseñanza Distinguida de 2003 del capítulo alfa Phi Beta Kappa de Wisconsin y el premio de Facultad Distinguida de 2004 de la Junta de Visitantes del Departamento de Geociencias.

10 Acerca del Traductor



J. Alberto Casillas-Trasviña, PhD, es un Ingeniero Civil por el Instituto Tecnológico de La Paz, Baja California Sur, Mexico, con Maestría en Ingeniería y Ciencias del Agua, con especialidad en Hidrología y Manejo de Recursos del Agua, por la UNESCO-IHE, en Delft. Países Bajos, y Doctorado en Hidrogeología por la Universidad de Gante ([Gent Universiteit](#)) en colaboración con el Centro Belga de Investigación Nuclear ([SCK CEN](#)) y con la Agencia Nacional Belga para Residuos Radiactivos y Material Fisible enriquecido ([NIRAS/ONDRAF](#)). Actualmente está afiliado a la Universidad de California, Davis ([University of California, Davis](#)) como Investigador Postdoctoral trabajando en el

Departamento de Agricultura de los Estados Unidos ([USDA](#)) en el grupo de Investigación de Sistemas Agrícolas Sostenibles de Agua ([SAWS Unit](#)). Su investigación actual está relacionada al modelado de agua subterránea y superficial con el uso de Modelos Integrados de Cuencas Hidrológicas, enfocándose en el uso de explícito de información geofísica y en el acoplamiento de modelos económicos para la evaluación de las prácticas de recarga de acuíferos gestionados (Managed Aquifer Recharge) y su impacto en el medio ambiente y sociedad. Sus trabajos previos tratan mayormente sobre el uso de modelos de flujo de agua subterránea y transporte de calor (temperatura), trazadores de edad (^3H , ^4He , ^{14}C , ^{39}Ar) y solutos (hidroquímica), y el uso de variables de estado '*poco convencionales*' para reducir incertidumbres en los parámetros y resultados producidos a través de una inversión conjunta de modelos.

Considere suscribirse a la lista de correo del Proyecto de Agua Subterránea y manténgase informado sobre los lanzamientos de nuevos libros, eventos y formas de participar en el GW Project. Cuando se registra en nuestra lista de correo electrónico, nos ayuda a construir una comunidad mundial de aguas subterráneas. [Incribirse](#) .

