

Desarrollo de Recursos Hídricos Subterráneos: Efectos y Sostenibilidad

Leonard F. Konikow y John D. Bredehoeft
Traducción: María Rosa Servín Nasich

Desarrollo de Recursos Hídricos Subterráneos: Efectos y Sostenibilidad

The Groundwater Project

Leonard F. Konikow

*Científico Emérito
Servicio Geológico de Estados Unidos
Reston, Virginia, Estados Unidos*

John D. Bredehoeft

*Director
The Hydrodynamics Group, LLC
Sausalito, California, Estados Unidos*

*Traducción: María Rosa Servín Nasich
Universidad Nacional de Itapúa
Encarnación, Paraguay*

***Desarrollo de Recursos
Hídricos Subterráneos:
Efectos y Sostenibilidad***

*The Groundwater Project
Guelph, Ontario, Canada*

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

Las obras de GW Project pueden descargarse gratuitamente desde gw-project.org. Cualquier persona puede utilizar y compartir los enlaces de gw-project.org para descargar las obras de GW Project. No está permitido poner a disposición los documentos de GW Project en otros sitios web ni enviar copias de los documentos directamente a otras personas.

Copyright © 2020 Leonard F. Konikow y John D. Bredehoeft (autores)

Publicado por the Groundwater Project, Guelph, Ontario, Canadá, 2020.

Konikow, Leonard F.

Desarrollo de Recursos Hídricos Subterráneos: Efectos y Sostenibilidad / Leonard F. Konikow y John D. Bredehoeft - Guelph, Ontario, Canada, 2020. 96 páginas.

ISBN: 978-1-7770541-4-4

Traducción de María Rosa Servín Nasich, 2022, 112 páginas.

ISBN: 978-1-77470-084-6

Regístrese en la lista de correo electrónico de Groundwater Project y manténgase informado sobre nuevos lanzamientos de libros, eventos y formas de involucrarse en GW Project. Cuando se registra en nuestra lista de correo electrónico, nos ayuda a construir una comunidad mundial de aguas subterráneas. [Suscribirse](#).

Citación: Konikow, Leonard, F., y John D. Bredehoeft, 2020, [Groundwater Resource Development: Effects and Sustainability](#). The Groundwater Project, Guelph, Ontario, Canada.



Editores: John Cherry y Eileen Poeter

Directores: John Cherry, Stephen Moran, Everton de Oliveira y Eileen Poeter

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

Imagen de Portada: Marcy I. Konikow

Traducción Española: María Rosa Servín Nasich

Dedicatoria

Dedicado a compartir generosamente el conocimiento sobre las aguas subterráneas.

Prefacio de The Groundwater Project

Los Miembros y Socios de ONU-Agua establecen su tema anual con algunos años de antelación. El tema del Día Mundial del Agua del 22 de marzo de 2022 es "Aguas subterráneas: hacer visible lo invisible". Esto es muy apropiado para el debut de los primeros libros del Proyecto Aguas Subterráneas (GW-Project, por sus siglas en inglés) en 2020, que tienen el objetivo de hacer visibles las aguas subterráneas.

GW-Project, una organización sin ánimo 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. GW-Project opera el sitio web <https://gw-project.org/> como una plataforma global para la democratización del conocimiento de las aguas subterráneas y se basa en el principio de que:

"El conocimiento debe ser gratis y el mejor conocimiento debe ser el conocimiento gratuito".

Anónimo

La misión de GW-Project es proporcionar materiales educativos accesibles, atractivos y de alta calidad, de forma gratuita en línea y en una diversidad de idiomas, a todos los que quieran aprender sobre las aguas subterráneas y entender cómo éstas se relacionan y sostienen los sistemas ecológicos y la humanidad. Se trata de un nuevo tipo de esfuerzo educativo global, ya que se basa en el voluntariado de profesionales de diferentes disciplinas e incluye a académicos, consultores y jubilados. GW-Project involucra a varios cientos de voluntarios de más de 200 organizaciones en 14 países y seis continentes, con una participación creciente.

GW-Project es un esfuerzo continuo que continuará con cientos de libros que se publicarán en línea en los próximos años, primero en inglés y luego en otros idiomas, para su descarga en cualquier lugar donde haya disponible una conexión a Internet. Las publicaciones de GW-Project también incluyen materiales de apoyo como vídeos, conferencias, demostraciones de laboratorio y herramientas de aprendizaje, además de proporcionar o enlazar con software de dominio público para diversas aplicaciones de aguas subterráneas que apoyan el proceso educativo.

GW-Project es una entidad viva, por lo que se publicarán ediciones posteriores de los libros de tanto en tanto. Se invita a los usuarios a proponer revisiones.

Le agradecemos que forme parte de la comunidad de GW-Project. Esperamos que nos cuentes sobre su experiencia con el uso de los libros y el material relacionado. Agradecemos las ideas y a los voluntarios.

Comité Directivo de GW-Project

Setiembre de 2020

Prefacio

El ser humano lleva siglos bombeando acuíferos, pero no fue hasta 1935, cuando C.V. Theis, del Servicio Geológico de los Estados Unidos (USGS), introdujo la solución en estado inestable de la ecuación de flujo de las aguas subterráneas, que se tuvo en cuenta el efecto del almacenamiento en los acuíferos confinados basándose en la física del sistema. Este fue el comienzo de la era moderna de evaluación de la explotación y sostenibilidad de los acuíferos, en la que se conceptualizan todas las fuentes potenciales de agua subterránea extraída para el balance hídrico del acuífero. Sin embargo, sorprendentemente para muchos acuíferos de todo el mundo en los que se depende del agua extraída, el balance hídrico no se conoce bien o no está suficientemente cuantificado para que sirva para una gestión eficaz del agua.

El agotamiento de los acuíferos es la norma en muchos países. Cuando un acuífero se bombea durante un periodo de tiempo considerable, como años o décadas, las respuestas a las preguntas: "¿de dónde procede el agua bombeada?" y "¿qué está cambiando con el tiempo?" a menudo se desconocen. De ahí que muchos acuíferos entren en fase de agotamiento sin que se sepa lo que está ocurriendo.

Este libro proporciona los conceptos y principios que sustentan la comprensión del agotamiento y la sostenibilidad de los acuíferos. Explica el papel que desempeña la recarga de las aguas subterráneas en la sostenibilidad de su explotación. Aunque es simple en teoría, el papel de la recarga de las aguas subterráneas se ha mantenido esquivo en la búsqueda de una gestión del agua basada en la ciencia.

Los autores de este libro, Lenny Konikow y John Bredehoeft (ambos eméritos del USGS), han desempeñado un papel fundamental en el desarrollo y las aplicaciones de los modelos informáticos más avanzados para la simulación de la explotación de acuíferos y llevan mucho tiempo liderando la búsqueda de la integración de los modelos y conceptos adecuados en el desarrollo sostenible de las aguas subterráneas.

John Cherry, Director de GW-Project
Guelph, Ontario, Canadá, Setiembre de 2020

Prefacio de la versión en español

La disponibilidad de materiales bibliográficos de calidad suele estar, con frecuencia, condicionada al idioma de publicación. Técnicos, investigadores, consultores, profesionales y estudiantes necesitan de estos materiales para consultar información confiable y de buena fuente, pero muchas veces se encuentran con barreras idiomáticas que dificultan su trabajo. La iniciativa de *The Groundwater Project* de traducir sus libros a distintos idiomas facilita la difusión e intercambio de información sobre gestión de aguas subterráneas, en sus distintos aspectos. Así, la traducción al español del libro “*Groundwater Resource Development: Effects and Sustainability*” permite que sus contenidos estén disponibles para aquellos involucrados, directa o indirectamente, en la gestión de recursos hídricos subterráneos.

A nivel mundial se registra una alta dependencia de fuentes de agua subterránea, tanto para consumo humano como para regadío. Es así que una explotación sostenible cobra suma importancia, de manera a garantizar la disponibilidad del recurso para una población en constante crecimiento, al igual que sus demandas.

Esta publicación incluye, además de conceptos y definiciones, varios ejemplos prácticos y ejercicios para comprenderlos. Asimismo, se ha dejado a disposición de los lectores una diversidad de recursos en el sitio web del proyecto, tales como casos de estudio y datos específicos para la resolución de los ejercicios planteados. De esta manera, los autores proveen un panorama completo sobre el desarrollo de las aguas subterráneas, sus efectos y sostenibilidad.

Ing. María Rosa Servín Nasich, PhD.
Voluntaria en The Groundwater Project
Encarnación, Paraguay – Febrero 2022

Prólogo

En este libro se analizan las ideas relacionadas con el desarrollo de las aguas subterráneas a macroescala, incluido el modo en que el bombeo de los pozos afecta a las aguas superficiales, el almacenamiento de las aguas subterráneas y la sostenibilidad a largo plazo del desarrollo de las aguas subterráneas. No nos centramos en la hidráulica de los pozos, la interferencia de los mismos o el diseño de los pozos o campos de pozos. En su lugar, comenzamos con el origen del agua cuando se bombea un solo pozo y procedemos a la escala en la que se desarrolla todo un sistema acuífero. Estas ideas se remontan a un trabajo de Theis (1940) sobre el origen del agua derivada de pozos. Theis (1940) observó que todo bombeo se equilibra con una pérdida de agua en algún lugar, y que la pérdida durante el primer tiempo procede en gran medida del almacenamiento. A medida que avanza el tiempo, el bombeo tiende a equilibrarse cada vez más por una combinación de aumentos de la recarga y disminuciones de la descarga.

Agradecimientos

Agradecemos las minuciosas y útiles revisiones y contribuciones a este libro de las siguientes personas:

- ❖ Hedeff Essaid, Hidrólogo Investigador, U.S. Geological Survey (USGS), Menlo Park, California, Estados Unidos;
- ❖ Helen Seyler, Hidrogeóloga, Delta-h Groundwater Systems, Ciudad del Cabo, Sudáfrica;
 - Keith Lucey, Hidrólogo, U.S. Geological Survey (USGS), Arvada, Colorado, Estados Unidos; Mary Anderson, Profesora Emérita, University of Wisconsin, Madison, Wisconsin, Estados Unidos;
- ❖ Maris Sunaitis, Hidrogeólogo, Delta-h Groundwater Systems, Ciudad del Cabo, Sudáfrica; y,
- ❖ Judith Schenk, Director de Proyectos Senior, Lytle Water Solutions, Highlands Ranch, Colorado, Estados Unidos.

Agradecemos a John Cherry y a Eileen Poeter su continuo estímulo y sus sugerencias. Apreciamos enormemente las aportaciones y la ayuda de Virginia McGuire para la información sobre el acuífero de High Plains; de Marcy Konikow para las figuras 2 y 3; de Heather Welch para los datos sobre el río Big Sunflower; de Carmen San Juan y Don Sweetkind para la figura 14; de Paul Barlow para las figuras 8a, 15 y 16; y de David Prudic para el estudio de caso de Paradise Valley, las discusiones de fondo y las ilustraciones. Agradecemos a Amanda Sills la supervisión y producción de este libro y a Elhana Dyck la corrección de estilo, ambas del GW-Project, Guelph, Ontario, Canadá; así como el apoyo de Everton de Oliveira del GW-Project, São Paulo, São Paulo, Brasil.

Leonard Konikow

John Bredehoeft

Tabla de Contenido

DEDICATORIA	IV
PREFACIO DE THE GROUNDWATER PROJECT	V
PREFACIO	VI
PREFACIO DE LA VERSIÓN EN ESPAÑOL.....	VII
PRÓLOGO	VIII
AGRADECIMIENTOS	IX
TABLA DE CONTENIDO	X
1 INTRODUCCIÓN	1
2 USO DE LAS AGUAS SUBTERRÁNEAS	2
3 SOSTENIBILIDAD DEL DESARROLLO DE LAS AGUAS SUBTERRÁNEAS	3
3.1 NOCIONES BÁSICAS	5
3.2 BALANCE HÍDRICO	5
3.3 EL SISTEMA ANTES DEL DESARROLLO	6
3.4 BOMBEO	8
3.5 EQUILIBRIO DE BOMBEO A LARGO PLAZO (DESARROLLO)	9
3.6 UNA NUEVA PERSPECTIVA	10
4 AGOTAMIENTO DEL ALMACENAMIENTO.....	12
4.1 ALGUNOS EFECTOS DEL AGOTAMIENTO DEL ALMACENAMIENTO	12
<i>Beneficios Económicos y Sociales.....</i>	<i>12</i>
<i>Disminución del Nivel del Agua.....</i>	<i>13</i>
<i>Hundimiento del Terreno</i>	<i>13</i>
<i>Aumento del Nivel del Mar</i>	<i>14</i>
4.2 MÉTODOS PARA ESTIMAR EL AGOTAMIENTO	14
<i>Cambios en el Cabezal</i>	<i>14</i>
<i>Modelos.....</i>	<i>14</i>
<i>Balance Hídrico</i>	<i>15</i>
<i>Medición de la Gravedad.....</i>	<i>15</i>
<i>Teledetección GRACE</i>	<i>16</i>
<i>Hundimiento.....</i>	<i>16</i>
<i>Capas de Confinamiento.....</i>	<i>17</i>
4.3 MAGNITUD DEL AGOTAMIENTO DEL ALMACENAMIENTO.....	18
5 CAPTURA.....	22
5.1 AGOTAMIENTO DE LOS CAUDALES	23
5.2 CAPTURA DE EVAPOTRANSPIRACIÓN	27
5.3 CAPTURA DE DESCARGA DE MANANTIALES.....	28
5.4 ESTIMACIÓN DE MAGNITUD Y RITMO DE AGOTAMIENTO DEL CAUDAL.....	29
5.5 MÉTODOS PARA ESTIMAR LA CAPTURA.....	31
6 ESTUDIOS DE CASO QUE ILUSTRAN LA DINÁMICA DEL DESARROLLO DE LAS AGUAS SUBTERRÁNEAS	33
6.1 CASO 1: SISTEMA HIPOTÉTICO ARROYO-ACUÍFERO	33
<i>Descripción del Problema.....</i>	<i>33</i>
<i>Modelo de Simulación.....</i>	<i>35</i>
<i>Caso base: sin recarga y sin ET (sin freatófitos).....</i>	<i>36</i>
<i>Caso de ET baja (freatófitas).....</i>	<i>39</i>
<i>Caso de ET y Recarga (freatófitas y precipitación).....</i>	<i>41</i>
<i>Ejecución del Modelo</i>	<i>45</i>

<i>Resumen</i>	45
6.2 CASO 2: PARADISE VALLEY, NEVADA	46
<i>Descripción del Área de Estudio</i>	47
<i>Modelo de simulación de Paradise Valley</i>	53
<i>Estado estacionario inicial</i>	54
<i>Simulación histórica transitoria</i>	55
<i>Evolución Futura Simulada</i>	55
<i>Lección del ejemplo de Paradise Valley</i>	56
7 RESUMEN Y CONCLUSIONES	59
8 EJERCICIOS	60
9 REFERENCIAS	63
10 RECUADROS	72
RECUADRO 1 - SISTEMA ACUÍFERO REGIONAL NO CONFINADO: EL ACUÍFERO DE LAS ALTAS LLANURAS.....	72
RECUADRO 2 - AGOTAMIENTO DEL ALMACENAMIENTO EN UNA CAPA DE CONFINAMIENTO GRUESA: SISTEMA ACUÍFERO DE DAKOTA	74
RECUADRO 3 - EJECUCIÓN Y POSPROCESAMIENTO DEL MODELO DEL ESTUDIO DE CASO 1.....	77
11 SOLUCIÓN A LOS EJERCICIOS	90
SOLUCIÓN DEL EJERCICIO 1: EFECTOS DE LA UBICACIÓN DEL POZO (DISTANCIA DEL POZO AL RÍO).....	90
SOLUCIÓN DEL EJERCICIO 2: MENOR RELACIÓN ENTRE EL CAUDAL Y EL BOMBEO	100
SOLUCIÓN DEL EJERCICIO 3: SOLUCIÓN ANALÍTICA PARA EL AGOTAMIENTO DEL CAUDAL	108
12 ACERCA DE LOS AUTORES	111
13 ACERCA DE LA TRADUCTORA	112
MODIFICACIONES DE LA VERSIÓN ORIGINAL	A

1 Introducción

Cuando se instala un pozo de abastecimiento, suele hacerlo con la esperanza de que el pozo proporcione agua de forma fiable durante mucho tiempo (es decir, que su uso sea sostenible para las generaciones futuras). La ciencia de la hidrogeología ha desarrollado principios que pueden potencialmente (1) guiar proyectos de desarrollo creados para durar mucho tiempo, y/o (2) evaluar la longevidad de un desarrollo existente.

En este libro pretendemos discutir las ideas relacionadas con el desarrollo de las aguas subterráneas a macroescala. No nos centramos en la hidráulica de los pozos, la interferencia de los mismos o el diseño de los pozos o campos de pozos. En su lugar, comenzamos con el origen del agua cuando se bombea un solo pozo y procedemos a la escala en la que desarrollamos todo un sistema acuífero. Estas ideas no son nuevas; se remontan a un artículo de Theis (1940) sobre el origen del agua derivada de los pozos; muchos investigadores consideran que éste es su mejor trabajo. Theis (1940) señaló que todo bombeo se equilibra con una pérdida de agua en alguna parte, y que la pérdida durante los primeros tiempos procede en gran medida del almacenamiento de agua subterránea. Theis (1940) concluyó que "después de que haya transcurrido un tiempo suficiente... la descarga adicional de los pozos se compensará, al menos en parte, con un aumento de la recarga si previamente se ha rechazado la recarga... la descarga adicional de los pozos se compensará en parte con una disminución de la descarga natural". (La recarga rechazada es el agua disponible para entrar potencialmente en el acuífero pero que no puede hacerlo debido a la capacidad de almacenamiento del acuífero o a las limitaciones de conductancia).

El desarrollo de las aguas subterráneas conlleva una serie de procesos y consecuencias medioambientales. Muchas ideas relevantes son discutidas en otros libros de GW-Project, entre ellas: la teoría básica del flujo y el transporte de aguas subterráneas, el flujo multifásico, el flujo de la zona no saturada, la física de la recarga, la ocurrencia geológica de las aguas subterráneas, las interacciones entre las aguas subterráneas y las aguas superficiales; y los temas relacionados con la subsidencia/consolidación del terreno y la hidrogeología costera/intrusión de aguas marinas.

2 Uso de las aguas subterráneas

Las extracciones de agua subterránea en Estados Unidos y en todo el mundo aumentaron de forma espectacular durante la última mitad del siglo XX. El Servicio Geológico de los Estados Unidos (USGS, por sus siglas en inglés) dispone de estimaciones de las extracciones de agua subterránea en el país para cada período quinquenal desde la década de 1940. Estos datos (Figura 1) muestran un crecimiento constante hasta la década de los 70, seguido de una estabilización más o menos importante del uso de las aguas subterráneas. En 2015, las extracciones totales de agua subterránea fueron de unos 114 km³/año (82.300 millones de galones por día [MGD]), y el 69 por ciento de las extracciones de agua subterránea se utilizó para el riego y el 18 por ciento para el suministro público (datos de Dieter et al. 2018). Aproximadamente la mitad de la población mundial depende de las aguas subterráneas para su suministro de agua potable, y las aguas subterráneas suministran alrededor del 43 por ciento del suministro mundial de agua de riego (Siebert et al., 2010; WWAP, 2015). El uso total de las aguas subterráneas a nivel mundial en 2010 fue de aproximadamente 982 km³/año, y cerca del 70 por ciento se utilizó para el riego (Margat y van der Gun, 2013). En 2010, el país con mayor uso de aguas subterráneas era la India (unos 250 km³/año), más que el segundo y tercer mayores usuarios juntos (China y Estados Unidos, con unos 110 km³/año cada uno). Este amplio y creciente uso de las aguas subterráneas es el principal motor de la preocupación por el agotamiento de las aguas subterráneas y la sostenibilidad de su bombeo.

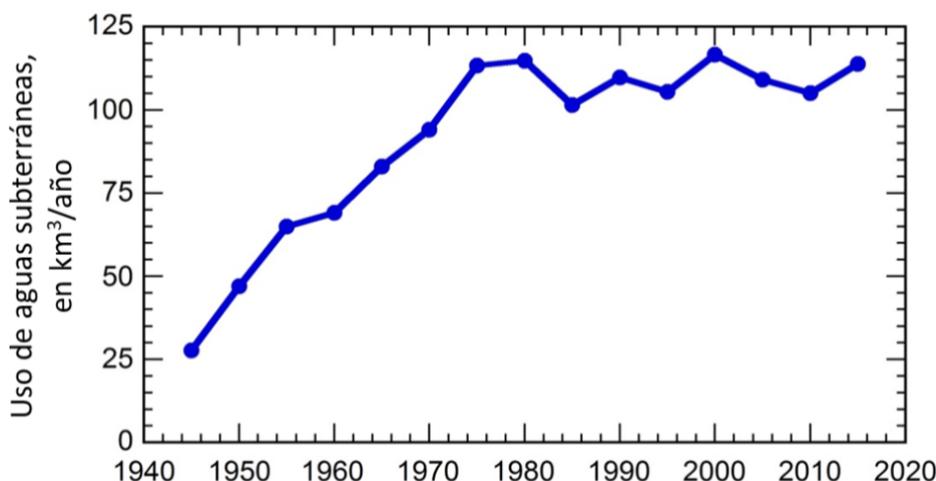


Figura 1 - Extracciones totales de agua dulce subterránea en Estados Unidos de 1945 a 2015 (Fuente: Guyton, 1950; <https://waterdata.usgs.gov/nwis/wu>).

3 Sostenibilidad del desarrollo de las aguas subterráneas

Las aguas subterráneas suelen caracterizarse como un "recurso renovable". Sin embargo, los datos que se están acumulando indican que gran parte del desarrollo actual de las aguas subterráneas está agotando el recurso a un ritmo que no se puede sostener, y que en muchos lugares las aguas subterráneas se están extrayendo a un ritmo elevado que contradice su capacidad de renovación a lo largo del tiempo. Esto plantea un reto a los científicos y gestores de aguas subterráneas: *¿puede desarrollarse el recurso de forma sostenible y, en caso afirmativo, ¿cómo puede lograrse ese objetivo?* Esta es la principal tarea de la comunidad de aguas subterráneas en el siglo XXI.

La "sostenibilidad de las aguas subterráneas" se ha definido de varias maneras. Alley et al. (1999) definen la sostenibilidad de las aguas subterráneas como "el desarrollo y el uso de las aguas subterráneas de forma que puedan mantenerse durante un tiempo indefinido sin causar consecuencias medioambientales, económicas o sociales inaceptables". Sin embargo, señalan que "la definición de "consecuencias inaceptables" es en gran medida subjetiva y puede implicar un gran número de criterios". Puede incluir, por ejemplo, el agotamiento del caudal de los arroyos, la desecación de manantiales o humedales, la pérdida de vegetación y/o el descenso del nivel del agua en los pozos. Price (2002) sostiene que la sostenibilidad debe estar relacionada con un periodo de tiempo específico en el que se vaya a evaluar.

El concepto de rendimiento seguro de un sistema de aguas subterráneas suele ser utilizado por los gestores del agua para poner límites al número total de pozos y/o al bombeo total de un determinado acuífero. Esta necesidad se debe a que las aguas subterráneas son un recurso común en el que un uso extraordinariamente elevado por parte de una o varias partes puede ser muy beneficioso para esas partes (y para sus propios intereses), pero perjudicial para la viabilidad a largo plazo del recurso (a través de un agotamiento excesivo) y para el uso futuro del recurso común por parte de todos los demás. El desarrollo excesivo de un acuífero es un ejemplo clásico de "La tragedia de los comunes" (Hardin, 1968).

Meinzer (1923) definió el *rendimiento seguro* como "la tasa a la que se puede extraer agua de un acuífero para uso humano sin agotar el suministro hasta el punto de que la extracción a esta tasa deje de ser económicamente viable" (Alley y Leake, 2004). Freeze y Cherry (1979) afirman que "Todd (1959) define el *rendimiento seguro* de una cuenca subterránea como la cantidad de agua que puede extraerse de ella anualmente sin producir un resultado no deseado. Cualquier extracción que supere el rendimiento seguro es un sobregiro". Freeze y Cherry (1979) indican que existe un descontento generalizado con el término entre los hidrólogos. Alley y Leake (2004) indican que el descontento surge en gran parte porque el término es vago. La interpretación errónea implica un suministro fijo de

agua subterránea. El suministro de aguas subterráneas depende de las ubicaciones particulares de los pozos y sólo se fija cuando se especifican las ubicaciones de los pozos. Un rendimiento que es seguro desde una perspectiva, como el agotamiento del almacenamiento de aguas subterráneas, podría no serlo tanto desde el punto de vista de las zonas de descarga de los acuíferos, como los lagos, los manantiales y los humedales (Alley y Leake, 2004). Las tasas de bombeo consideradas seguras por los propietarios de los pozos pueden provocar una disminución del caudal de los arroyos que es un resultado no deseado para los usuarios de las aguas superficiales. Freeze y Cherry (1979), entre otros, sugieren que un enfoque de optimización dentro de un marco socioeconómico sería una mejor manera de evaluar un nivel *óptimo* (en lugar de *seguro*) de desarrollo en una cuenca de agua subterránea.

La conveniencia y el valor del desarrollo sostenible de las aguas subterráneas, así como los enfoques de gestión para ayudar a conseguirlo, han sido analizados por Gleeson et al. (2012). El desarrollo sostenible de las aguas subterráneas busca preservar el recurso para su uso por las generaciones futuras. Pero la "sostenibilidad" debe evaluarse desde una perspectiva más amplia que incluya los impactos en los flujos de aguas superficiales, otras consecuencias ambientales (por ejemplo, el hundimiento de la tierra y los cambios en la calidad del agua), así como otros vínculos, como los socioeconómicos (Alley y Leake, 2004; Hiskock et al., 2002; Kendy, 2003; MacEwan et al., 2017; National Research Council, 2013; y Van der Gun y Lipponen, 2010).

Por el contrario, la "minería de aguas subterráneas" es la extracción del agua almacenada en el acuífero que no puede renovarse (o sustituirse) en un plazo humano (Thomas, 1955; y Bredehoeft y Alley, 2014). Por definición, estas tasas de desarrollo de las aguas subterráneas no pueden mantenerse indefinidamente. Sin embargo, el tiempo que puede continuar esa explotación depende de las existencias de agua subterránea almacenada (es decir, el volumen de agua subterránea recuperable en el acuífero) y de la tasa de extracción a través de los pozos. Está claro que hay casos en los que las tasas sustanciales de desarrollo de las aguas subterráneas y la minería pueden continuar durante décadas e incluso siglos. Es posible que los beneficios económicos, sociales y políticos del agua proporcionada por dicha extracción de aguas subterráneas sean muy grandes, y que cierta extracción sea aceptable dentro de un marco socioeconómico.

Si el desarrollo sostenible de un recurso de aguas subterráneas no es factible en la práctica, entonces la cuestión podría ser si se debe gestionar el recurso para prolongar su vida o simplemente dejar que el desarrollo acabe conduciendo a limitaciones funcionales de las extracciones de aguas subterráneas. ¿Debe considerarse aceptable el desarrollo no sostenible de las aguas subterráneas (a veces llamado "sobregiro" o "sobrexplotación")? ¿Debe la sociedad sopesar los beneficios económicos y sociales a corto plazo de un uso limitado en el tiempo de los recursos de aguas subterráneas de un acuífero frente a los "costes" y efectos medioambientales del desarrollo, y cómo se haría eso? Price (2002) señala que muchos desarrollos en la historia de la humanidad no fueron sostenibles, pero

contribuyeron sustancialmente al progreso humano. Tal vez el desarrollo no sostenible de las aguas subterráneas (minería de aguas subterráneas) sea aceptable para la sociedad si se hace con pleno conocimiento y comprensión de que ese uso de las aguas subterráneas sólo puede continuar durante un tiempo limitado (pero estimado de forma fiable). El agotamiento de los recursos hídricos subterráneos sin conocer su existencia, su calendario y sus consecuencias debería considerarse una política inaceptable. Los hidrogeólogos pueden proporcionar esa comprensión predictiva, que ofrece una base científica a largo plazo para que los responsables políticos y los gestores del agua tomen decisiones políticas sólidas y defendibles.

3.1 Nociones básicas

Al considerar los impactos del desarrollo de las aguas subterráneas, hacemos una serie de suposiciones básicas que simplifican la discusión; estas son:

1. Todas las moléculas de agua consideradas tienen la misma composición, es decir, no estamos considerando el transporte de aguas subterráneas de diferente calidad.
2. La ecuación del flujo de aguas subterráneas describe el balance de materia (masa) y la Ley de Darcy puede aplicarse para obtener la dirección y la velocidad del flujo de aguas subterráneas en cualquier punto del sistema. La variable dependiente dentro del sistema de aguas subterráneas que se está considerando es el cabezal hidráulico.
3. Los sistemas de aguas subterráneas existen durante largos períodos de tiempo antes del desarrollo. Antes de su desarrollo, se encuentran en una especie de estado estacionario o de equilibrio dinámico a largo plazo en el que las fluctuaciones a corto plazo y estacionales de las precipitaciones y la recarga se compensan a largo plazo.
4. Se mantiene la conservación de la masa de agua dentro del sistema.

Todos estos supuestos pueden soslayarse; aunque no hace falta decir que hay que tener cuidado hacerlo.

3.2 Balance Hídrico

La conservación de la masa es un principio básico para entender el flujo de las aguas subterráneas. Al combinar este principio (como una ecuación de continuidad) con la Ley de Darcy se obtiene una ecuación diferencial parcial que describe los cambios en la altura y el flujo a través de un sistema de aguas subterráneas en respuesta a las tensiones y las condiciones de borde. Esto se discute en otro libro de [The Groundwater Project](#) ⁷ que describe los principios del flujo de aguas subterráneas, incluyendo las ecuaciones de flujo de aguas subterráneas. También podemos presentar una ecuación algebraica más sencilla, pero útil, que describe el balance de agua en un acuífero. Un balance hídrico global cuantitativo para un sistema de aguas subterráneas puede expresarse como la Ecuación 1:

$$\Delta V/\Delta t = (R_0 + \Delta R_t) - (D_0 + \Delta D_t) - Q_t \quad (1)$$

donde:

ΔV = cambio en el volumen de agua almacenada en el acuífero (L^3)

Δt = duración de un incremento de tiempo de interés (T)

$\Delta V/\Delta t$ = tasa de cambio global (en todo el acuífero) del almacenamiento (L^3/T)

R_0 = tasa de recarga total en el sistema natural no perturbado (la recarga virgen) (L^3/T)

ΔR_t = cambio global en la recarga causada por el bombeo (L^3/T)

D_0 = tasa de descarga total del sistema no perturbado (antes del desarrollo) (L^3/T)

ΔD_t = cambio global en la descarga causada por el bombeo cambio global en la descarga causada por el bombeo (L^3/T)

Q_t = tasa global de bombeo durante el período de tiempo t (L^3/T)

3.3 El sistema antes del desarrollo

Antes del desarrollo ($Q=0$) se supone que, en promedio, la recarga de un sistema de aguas subterráneas se equilibra con la descarga, y no hay ningún cambio a largo plazo en el almacenamiento ($\Delta V = 0$). Esto es especialmente cierto si se tiene en cuenta que los sistemas de aguas subterráneas evolucionan a lo largo del tiempo geológico. Es cierto que hay años húmedos y secos, así como una variabilidad estacional e incluso diaria de las precipitaciones y la recarga, pero a largo plazo es razonable suponer que las fluctuaciones anuales se equilibran. Bajo este supuesto:

$$R_0 = D_0 \quad (2)$$

para las condiciones previas al desarrollo (Figura 2). En muchas investigaciones se dedica un esfuerzo considerable a tratar de estimar la recarga no perturbada (o "natural"), R_0 . Por lo general, es mejor estimar simultáneamente la recarga y la descarga no perturbadas, ya que deben ser iguales y limitarse mutuamente. Como se explica en la sección "Una nueva perspectiva" de este libro, la recarga no perturbada no es tan importante para analizar el desarrollo de las aguas subterráneas como mucha gente cree.



Figura 2 - Ilustración esquemática del equilibrio natural de las aguas subterráneas, el equilibrio medio a largo plazo entre la recarga y la descarga en un sistema de aguas subterráneas no perturbado (natural) (Konikow and Bredehoeft, 2020).

Esto no quiere decir que algunos sistemas acuíferos no puedan seguir experimentando lentos cambios transitorios en su balance hídrico durante decenas de miles de años o más, si son relativamente grandes y responden con cierta lentitud a los grandes cambios del clima y/o del nivel del mar durante tiempos geológicos "recientes". Si el cambio climático cerca del final del Pleistoceno ha causado una reducción sustancial de las tasas medias de recarga del acuífero, el nuevo régimen de recarga no puede equilibrar o mantener la descarga del sistema. Una de las consecuencias de este desequilibrio es que el sistema seguirá drenando (y el agua almacenada se reducirá con el tiempo) mientras el sistema intenta alcanzar una nueva condición de equilibrio y la descarga se reduce, en consecuencia. Si las propiedades y las condiciones de borde del acuífero son tales que alcanzar este nuevo equilibrio llevaría de siglos a milenios, entonces podemos ver hoy en día sistemas de aguas subterráneas que siguen respondiendo a los enormes cambios en el clima, la extensión de los glaciares y el nivel del mar de hace 10.000 a 20.000 años. Las aguas subterráneas que se producen en estos sistemas se denominan a veces "aguas fósiles" porque son esencialmente no renovables en las condiciones climáticas actuales. Un ejemplo es el acuífero de Nubia del norte de África, donde la descarga natural moderna previa al desarrollo (y el agotamiento del almacenamiento) se estimó en unos $86 \text{ m}^3/\text{s}$ ($2,7 \text{ km}^3/\text{año}$) antes del desarrollo (alrededor de 1960 y antes), mientras que la recarga natural era cercana a cero (Voss y Soliman, 2014). Pero estos ejemplos son la excepción y no la regla: la mayoría de los sistemas acuíferos estaban en equilibrio (entre la recarga y la descarga) antes del desarrollo humano.

3.4 Bombeo

Cuando se bombea un pozo, se introduce una nueva descarga del sistema. Tal como lo dilucida Theis (1940), el agua para abastecer el pozo proviene de (o se equilibra con) tres fuentes potenciales: (1) un aumento de la recarga del acuífero causado por el bombeo; (2) una disminución de la descarga de agua subterránea del acuífero causada por el bombeo; y (3) una reducción del almacenamiento de agua subterránea en el sistema acuífero, o alguna combinación de las tres. Este principio significa simplemente que la masa de agua se conserva, y que la descarga adicional (nueva) por bombeo debe equilibrarse o compensarse con cambios en otros elementos del balance hídrico del acuífero (como se ilustra gráficamente en la Figura 3). Basándose en la equivalencia expresada en la ecuación 2, se puede simplificar el enunciado del balance hídrico global cuantitativo para el sistema (Ecuación 1) a:

$$\Delta R_t - \Delta D_t - \Delta V / \Delta t = Q_t \quad (3)$$

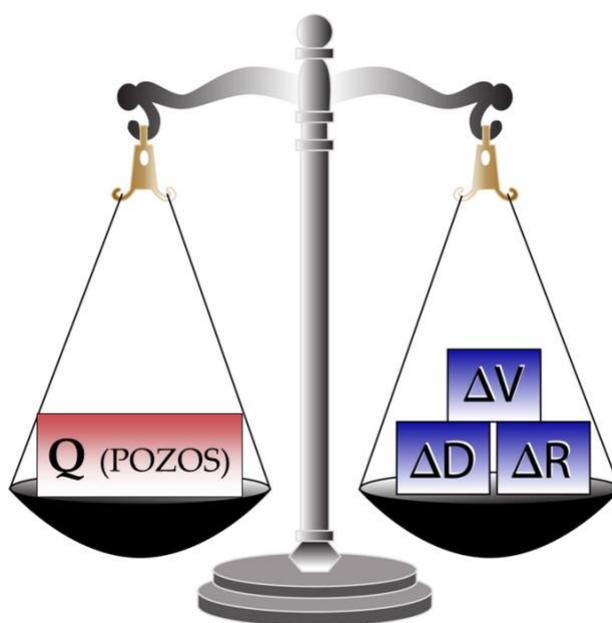


Figura 3 - Ilustración esquemática del balance de aguas subterráneas desarrollado necesario para compensar un nuevo esfuerzo de bombeo en un acuífero; ΔV es el cambio en el almacenamiento, ΔD es el cambio en la descarga de aguas subterráneas y ΔR es el cambio en la recarga (Konikow y Bredehoeft, 2020).

Definimos una nueva cantidad ($\Delta R_t - \Delta D_t$) como la captura (Lohman et al., 1972). Es decir, la *captura* abarca los cambios en la recarga y la descarga causados por la reducción y los cambios en los gradientes hidráulicos resultantes del bombeo de un pozo, y representa el agua "capturada" por el pozo que de otro modo no habría entrado en el sistema de aguas subterráneas o que de otro modo se habría descargado del sistema de aguas subterráneas de forma natural. Cuando el cambio en el volumen de agua almacenada, ΔV , es negativo,

el cambio representa un agotamiento del volumen (o masa) de agua subterránea almacenada en el acuífero. El equilibrio representado en la Figura 3 se mantiene independientemente de que los términos individuales se representen todos como tasas o como volúmenes acumulados. Es importante distinguir la *captura* de la *zona de captura*, que representa la porción tridimensional y volumétrica de un campo de flujo de agua subterránea que descarga en un pozo (Anderson, et al., 2015; Barlow et al., 2018). La zona de captura puede o no incluir el área donde se produce la captura.

3.5 Equilibrio de Bombeo a Largo Plazo (Desarrollo)

En todos los casos de desarrollo de las aguas subterráneas hay que retirar parte del agua almacenada para crear un cono de depresión que creará un gradiente de cabeza local adyacente al pozo que hará que las aguas subterráneas fluyan hacia él. Sin embargo, la intención suele ser conseguir un sistema que persista en el tiempo (es decir, que el bombeo sea sostenible indefinidamente o, al menos, que pueda mantenerse durante un periodo de tiempo aceptable). El desarrollo que puede persistir en el tiempo es aquel en el que eventualmente el almacenamiento ya no se agota y el bombeo se equilibra con la captura:

$$\Delta V/\Delta t = 0 \quad (4)$$

En este nuevo equilibrio (o equilibrio dinámico) el bombeo se equilibra totalmente con la captura. Desde esta perspectiva, las preguntas para un investigador o gestor del agua son:

1. ¿Cuáles son los cambios en la recarga y/o descarga provocados por el bombeo?
¿Cuál es la captura?
2. ¿Puede el sistema que ahora incluye el bombeo alcanzar un nuevo equilibrio en el que el almacenamiento ya no se agote?
3. Si se puede alcanzar un nuevo equilibrio, ¿cuánto tiempo tardará en producirse?
4. Si no se puede alcanzar un nuevo equilibrio, ¿durante cuánto tiempo se puede mantener el bombeo?
5. ¿Es aceptable la captura desde el punto de vista de la política y la gestión del agua (y del medio ambiente)?

Las respuestas a estas preguntas dependen de las particularidades del sistema en cuestión. Por ejemplo, el lugar en el que se sitúa el bombeo en relación con la descarga suele marcar la diferencia... tanto en la viabilidad de alcanzar un nuevo equilibrio como en el tiempo que tarda. Hay una gran diferencia en la ubicación de los pozos en un sistema de aguas subterráneas.

En los primeros momentos después de que un pozo comience a bombear y el cono de depresión empiece a desarrollarse, el agua bombeada procede exclusivamente de una reducción (o agotamiento) del volumen de agua almacenada en el acuífero. A medida que el cono de depresión se extiende y empieza a afectar a los límites del acuífero, una parte cada vez mayor del agua bombeada desde el pozo se equilibrará con la captación (Figura 4). Esta dependencia temporal es clave para comprender y predecir los efectos del desarrollo

de las aguas subterráneas. La escala temporal de las curvas de respuesta depende de las propiedades hidráulicas del acuífero y de la distancia del pozo a los lugares de recarga y descarga. Pero, como señalan Bredehoeft y Alley (2014), este período de transición puede ser muy largo, tal vez de años a décadas o siglos, especialmente si el sistema en desarrollo está dominado por las condiciones de los niveles freáticos con un gran almacenamiento. La tasa de bombeo en sí misma no afecta a las respuestas relativas (o fraccionarias) mostradas en la Figura 4, pero será proporcional a la magnitud volumétrica real de los efectos. Un método cuantitativo para estimar el momento de la captura se presenta en detalle en la sección de este libro titulada "Estimación de la Magnitud y el Momento del Agotamiento del Caudal."

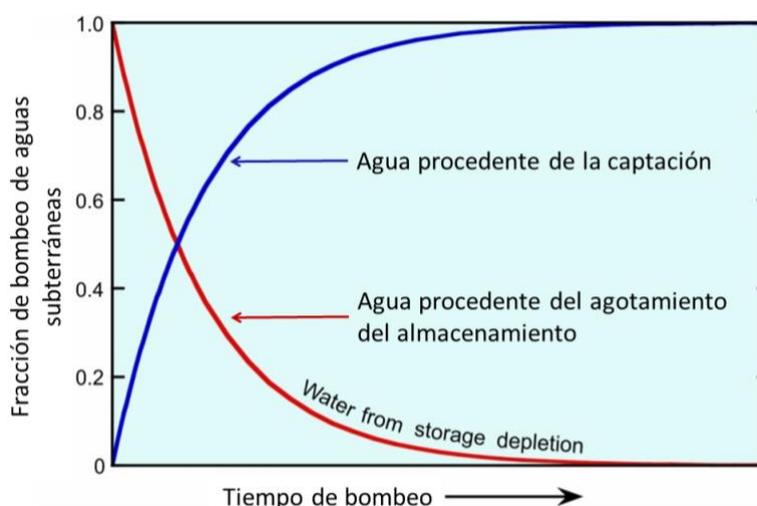


Figura 4 - Las fuentes de agua de un pozo pueden cambiar con el tiempo (de Konikow y Leake, 2014, modificado de Alley et al., 1999, y Barlow y Leake, 2012).

3.6 Una Nueva Perspectiva

Para muchos estas ideas representan una nueva perspectiva. Hay que entender la dinámica del sistema de aguas subterráneas para evaluar los impactos del desarrollo. La información estática sobre lo que fue la recarga no perturbada no es tan importante como la dinámica de la captura. Esto resulta chocante para muchos que consideran que la recarga inalterada ("natural") es lo más importante para evaluar el desarrollo sostenible de las aguas subterráneas (Bredehoeft, 2007; Bredehoeft et al., 1982). Es un error común pensar que el desarrollo de las aguas subterráneas es "seguro" si la tasa media anual de extracción de agua subterránea de un acuífero no supera la tasa media anual de recarga natural (Alley y Leake, 2004). Bredehoeft et al. (1982) llaman a esto el "mito del balance hídrico" y aclaran que el desarrollo hidráulicamente sostenible depende de que el bombeo se equilibre con la captación.

La mejor manera de describir la dinámica del funcionamiento de un determinado sistema de aguas subterráneas es mediante un modelo numérico de aguas subterráneas bien calibrado, como se ilustra más adelante en este libro con dos estudios de caso. Este

modelo resuelve la ecuación del flujo de aguas subterráneas para las condiciones iniciales y de borde especificadas y proporciona los balances de masas globales (balances hídricos) descritos por las ecuaciones 1 a 4.

4 Agotamiento del Almacenamiento

Como se ha comentado, un factor que contribuye a equilibrar el bombeo de aguas subterráneas es la eliminación del agua almacenada en los espacios porosos de la zona saturada del subsuelo. Coincidiendo con el agotamiento del almacenamiento están los descensos del nivel del agua, ya sea por el descenso del nivel freático en un acuífero no confinado o por el descenso de la cabeza potenciométrica en un acuífero confinado. El agotamiento de las aguas subterráneas y el consiguiente descenso del nivel del agua tienen una serie de consecuencias.

El volumen de agua que un acuífero libera del almacenamiento por unidad de superficie y por unidad de disminución de la altura en respuesta al bombeo se caracteriza por el coeficiente adimensional de almacenamiento (S) (Lohman et al., 1972). En un acuífero confinado, el agua que se libera del almacenamiento se deriva de la expansión del agua y la compresión del acuífero a medida que la cabeza disminuye. En un acuífero no confinado (o de "nivel freático"), la principal fuente de agua del almacenamiento proviene del drenaje por gravedad de los espacios porosos a medida que el nivel freático desciende, y S es esencialmente equivalente al rendimiento específico adimensional (S_y) (Lohman et al., 1972). En los acuíferos confinados, los valores de S suelen oscilar entre 5×10^{-5} y 5×10^{-3} , mientras que en los acuíferos no confinados los valores de S_y suelen oscilar entre 0,01 y 0,30 (Freeze y Cherry, 1979). En consecuencia, una tasa de extracción determinada (o unitaria) en un acuífero confinado dará lugar a una mayor reducción de presión cerca del pozo y a un cono de depresión que se extiende más rápido y más lejos de lo que resultaría de una tasa de extracción idéntica en un acuífero no confinado.

4.1 Algunos Efectos del Agotamiento del Almacenamiento

Beneficios Económicos y Sociales

En los lugares donde el agotamiento de las aguas subterráneas es grande, se han extraído y utilizado volúmenes aún mayores de aguas subterráneas. Estos usos proporcionan agua para beber, para las fábricas y para la agricultura, y por lo tanto tienen un gran valor. Este uso y valor beneficioso debe sopesarse cuidadosamente a la hora de considerar los efectos y costes económicos y medioambientales del agotamiento del almacenamiento. Por ejemplo, el agotamiento sustancial y continuo de las aguas subterráneas podría afectar negativamente a la disponibilidad de agua para la productividad agrícola de regadío (tales como, CAST, 2019). Los gestores del agua y los responsables políticos, por supuesto, también deben tomar sus decisiones a la luz del marco legal aplicable a sus áreas... un marco que es muy variable de una entidad política a otra (incluso dentro de una misma nación).

Disminución del Nivel del Agua

Los niveles de agua siempre disminuyen como respuesta al bombeo. Esto es normal y no siempre es un problema. Sin embargo, si el descenso del nivel del agua en un acuífero o en un pozo individual es considerable, puede tener efectos físicos y económicos perjudiciales. Los grandes descensos del nivel del agua provocan una reducción del rendimiento de los pozos y un aumento de los costes energéticos debido a la mayor elevación necesaria para trasladar el agua desde el pozo hasta el punto de descarga en la superficie del terreno o por encima de ella. Una de las razones por las que una mayor elevación da lugar a un menor rendimiento del pozo es que la mayoría de las bombas con una potencia y capacidad fijas producirán una descarga de agua en relación inversa a la magnitud de la elevación. En el caso de un pozo artesiano fluyente, la reducción de los niveles de agua (o cabezas) reducirá el gradiente que impulsa el flujo hacia la superficie del terreno y, por lo tanto, reducirá o eliminará el flujo que sale del pozo. En un acuífero no confinado, el descenso del nivel freático también reducirá el espesor saturado del acuífero adyacente al intervalo abierto o apantallado del pozo, y eso reducirá en consecuencia la transmisividad efectiva del acuífero en el pozo, lo que a su vez reducirá el rendimiento del mismo. En un acuífero confinado, aunque la cabeza potenciométrica descienda, el acuífero permanecerá totalmente saturado, salvo en circunstancias extremas. Es posible que el cabezal disminuya hasta un nivel inferior a la elevación de la parte superior del acuífero, en cuyo caso el acuífero confinado comenzará a drenar y a desaguar. Sin embargo, este hecho es poco frecuente.

Si el nivel de agua de un pozo desciende por debajo de la entrada de la bomba, el pozo se "secará". Esto tendrá repercusiones económicas para el propietario del pozo, que deberá elegir entre varias alternativas costosas, como bajar la bomba (si es posible), profundizar el pozo existente, perforar un nuevo pozo más profundo, abandonar el pozo y el uso anterior de su agua producida, o comprar agua (o derechos de agua) e infraestructura de transporte para una fuente alternativa de suministro de agua si hay una disponible y tales transferencias son legalmente permisibles.

Hundimiento del Terreno

El agotamiento del almacenamiento de las aguas subterráneas y los descensos concomitantes del nivel del agua también pueden tener algunos efectos y consecuencias poroelásticas. El más común, extendido y consecuente es el hundimiento del terreno, que puede dañar las infraestructuras y se reconoce ampliamente que está asociado con el uso y el agotamiento de las aguas subterráneas. Entre los ejemplos de zonas afectadas se encuentran el área de Houston (Texas), el Valle Central de California, Ciudad de México, Bangkok, Tokio, Yakarta, Venecia y otras zonas como las comentadas por Galloway et al. (1999) y Poland (1984). Los mecanismos por los que las extracciones de agua subterránea pueden provocar hundimientos del terreno se analizan con más detalle en otros libros de *The Groundwater Project*. En resumen, si los acuíferos contienen lentes o capas arcillosas,

el descenso de los cabezales puede reducir la presión de los poros en estos materiales, lo que a su vez hace que se compriman de forma inelástica al realinearse la propia estructura mineral de la arcilla de forma más compacta (e irreversible).

Aumento del Nivel del Mar

La mayoría de las aguas subterráneas agotadas acaban llegando a los océanos... el sumidero definitivo. En cierto sentido, el agotamiento de las aguas subterráneas puede considerarse como un proceso de transferencia a gran escala y a largo plazo del agua de los continentes a los océanos. Si el volumen acumulado a largo plazo de las aguas subterráneas agotadas es lo suficientemente grande, puede contribuir al aumento del nivel del mar, y hay buenas pruebas de que lo ha hecho (por ejemplo, Sahagian et al., 1994; Konikow, 2011; Church et al., 2011; Döll et al., 2014). Los estudios indican que, en la primera década del siglo XXI, el agotamiento de las aguas subterráneas a nivel mundial puede haber contribuido a la subida del nivel del mar entre 0,3 y 0,4 mm/año... aproximadamente el 10 por ciento de la elevación del nivel del mar observada.

4.2 Métodos para Estimar el Agotamiento

Medir o estimar el cambio en el volumen de agua subterránea almacenada a lo largo de un periodo de tiempo no es sencillo, ya que no puede medirse directamente. Las estimaciones pueden basarse en varios enfoques alternativos, pero todos requieren el uso de algunas propiedades y/o flujos no medidos e inciertos.

Cambios en el Cabezal

Tal vez el enfoque más directo para estimar el agotamiento sea cartografiar los cambios de altura en la zona afectada del acuífero e integrarlos con estimaciones del coeficiente de almacenamiento (o estoratividad; rendimiento específico para acuíferos no confinados). En el [recuadro 1](#) se presenta un ejemplo de este enfoque para el acuífero de las Altas Llanuras. El almacenamiento puede variar horizontal y verticalmente y, en algunos casos, puede ser necesario tener en cuenta esa variación para estimar valores medios regionales fiables.

Modelos

Este enfoque es inherente a la forma en que un modelo numérico de flujo de agua subterránea simula las respuestas hidrodinámicas en un acuífero. Como parte de la solución numérica de la ecuación de flujo de aguas subterráneas, un modelo calibrado en función de los cambios observados en la carga (y/o flujos) en el acuífero proporcionará cálculos de los cambios en el almacenamiento de aguas subterráneas durante cada paso de tiempo del modelo, así como de forma acumulativa para el período de tiempo desde el inicio de la simulación del modelo, en su salida del balance hídrico. Entre los ejemplos de modelos de simulación aplicados a acuíferos con un agotamiento sustancial se encuentran

Faunt et al. (2009) para el Valle Central de California, y Clark y Hart (2009) para el acuífero de Mississippi Embayment.

Balance Hídrico

También se puede utilizar un enfoque de balance hídrico para estimar el agotamiento. Por ejemplo, Kjelstrom (1995) utilizó datos de bombeo junto con otras estimaciones del balance hídrico para el acuífero de la llanura del río Snake en Idaho y el este de Oregón para estimar los cambios en el almacenamiento de agua subterránea. Pero este enfoque tiene una aplicabilidad limitada debido a las grandes incertidumbres en las estimaciones de todos los elementos del balance hídrico. La dificultad surge porque el cambio en el almacenamiento puede ser pequeño en relación con los flujos de entrada y salida del acuífero, de modo que los errores en los flujos estimados pueden superar la magnitud de la tasa de cambio del almacenamiento. No obstante, se ha publicado un buen número de estudios que utilizan modelos a gran escala (o incluso globales) de los procesos atmosféricos y de la superficie terrestre para estimar el agotamiento de las aguas subterráneas, que se calcula como un residuo en la ecuación del presupuesto (por ejemplo, Wada et al., 2010). En su forma más simple, el agotamiento es igual a la diferencia entre la recarga y el bombeo. Se supone que la recarga es igual a la precipitación menos la escorrentía y la evapotranspiración, y las estimaciones de bombeo se basan normalmente en la caracterización del uso de la tierra y en el uso previsto del agua, más que en mediciones directas de las extracciones. Una de las principales dificultades es que estos enfoques generalmente no pueden simular o predecir los mismos efectos y procesos que se discuten en este libro (es decir, que el bombeo se equilibrará mediante una combinación de aumento de la recarga y disminución de la descarga) porque los enfoques del balance hídrico no simulan los cambios hidrodinámicos dentro de un sistema de flujo de aguas subterráneas ni su relación con las aguas superficiales. Por lo tanto, estos enfoques de balance hídrico global tienden a sobreestimar sustancialmente la magnitud del agotamiento de las aguas subterráneas porque ignoran erróneamente la captura y/o sus procesos hidrodinámicos.

Medición de la Gravedad

Otro enfoque alternativo para estimar el agotamiento de las aguas subterráneas es mediante métodos geofísicos. Cuando se produce el agotamiento de las aguas subterráneas, la masa de material en el subsuelo de la Tierra se reduce, y esto afecta al campo gravitatorio de la Tierra. Las mediciones de gravedad muy sensibles y repetidas en el tiempo pueden detectar cambios relativamente pequeños en el campo gravitatorio. Si estos cambios de gravedad se derivan única o principalmente de los cambios en el almacenamiento total de agua (TWS, por sus siglas en inglés), entonces los cambios de gravedad observados pueden utilizarse para estimar el agotamiento de las aguas subterráneas si otros posibles contribuyentes a los cambios en el TWS son insignificantes o pueden estimarse de forma

fiable (como los cambios en el almacenamiento de agua superficial, la nieve y el hielo, y la humedad de la zona vadosa/suelo). Las mediciones de la gravedad superficial en tierra se repitieron anualmente durante varios años en Arizona para estimar los cambios en el almacenamiento de agua subterránea en los acuíferos aluviales (Pool y Anderson, 2008). Sin embargo, informaron de que las correlaciones entre las estimaciones de los cambios en el almacenamiento basadas en la gravedad y los cambios en el nivel del agua en los pozos de observación eran a veces entre pobres y moderadas.

Teledetección GRACE

Una escala mucho mayor de medición de la gravedad la proporcionan los satélites GRACE (*Gravity Recovery and Climate Experiment*, una misión patrocinada conjuntamente por Estados Unidos y Alemania), que son un par de satélites acoplados para medir los cambios espaciales y temporales del campo gravitatorio de la Tierra (por ejemplo, Tapley et al., 2004; Famiglietti y Rodell, 2013; y Famiglietti et al., 2015). GRACE ha proporcionado información útil sobre los cambios globales en el TWS, así como el agotamiento global de las aguas subterráneas para muchos grandes sistemas acuíferos (por ejemplo, Famiglietti et al., 2011; Tiwari et al., 2009; y Rodell et al., 2009). Sin embargo, los datos de GRACE proporcionan estimaciones del cambio total en el almacenamiento de agua a lo largo de una huella relativamente grande... una resolución del orden de 100.000 km², como comentan Scanlon et al. (2016). Esta escala es mucho mayor que la de muchos acuíferos. Aunque la precisión es del orden de 1,5 cm de altura de agua equivalente, la baja resolución espacial de GRACE limita su capacidad para proporcionar datos sobre el agotamiento de las aguas subterráneas a una escala susceptible de ser utilizada eficazmente por los gestores del agua, tal y como comentan Alley y Konikow (2015). Además, el análisis de los datos de GRACE todavía se enfrenta al reto de separar todos los componentes que contribuyen al cambio total del almacenamiento de agua, como explican Scanlon et al. (2015). Por lo tanto, el uso de este enfoque para estimar el agotamiento de las aguas subterráneas es más aplicable a los grandes acuíferos de las zonas climáticas áridas o semiáridas y requiere cierta precaución en su interpretación.

Hundimiento

Una estimación del valor mínimo de agotamiento del almacenamiento de aguas subterráneas en una zona que sufre hundimiento del terreno debido a las extracciones de aguas subterráneas puede realizarse calculando el volumen de hundimiento. El volumen de agotamiento de las aguas subterráneas debe ser igual o superior al volumen de hundimiento, ya que la eliminación del agua de los poros y la posterior compactación de los sedimentos son los motores del hundimiento. Por ejemplo, en la llanura costera del Golfo, cerca de Houston (Texas), Konikow (2013) estimó el volumen de hundimiento del terreno utilizando mapas de hundimiento histórico (1906-2000). El volumen acumulado de hundimiento calculado fue de 10,5 km³. A modo de comparación, el balance hídrico

acumulado de un modelo numérico calibrado con las observaciones de campo realizadas entre 1891 y 2000 indica que $10,8 \text{ km}^3$ de agua subterránea se retiró del almacenamiento en las unidades de arcilla no consolidada a medida que las arcillas se compactaron y la subsidencia progresó... esencialmente todo ello durante el siglo XX según Kasmarek y Robinson (2004). La escasa diferencia, inferior al 3 por ciento, respalda el uso del enfoque de subsidencia, así como la calidad de la calibración del modelo y la fiabilidad resultante de los cálculos del mismo. A modo de comparación, el volumen de agotamiento de las aguas subterráneas derivado de las pérdidas de almacenamiento en las arcillas intercaladas (y asociado a la subsidencia del terreno) representa aproximadamente el 36 por ciento del agotamiento total del almacenamiento de aguas subterráneas, que es de $28,9 \text{ km}^3$, y el agotamiento restante se deriva de las pérdidas de almacenamiento en las capas de arena (Kasmarek y Robinson, 2004).

Capas de Confinamiento

Está bien establecido que el almacenamiento de la capa de confinamiento es una fuente importante de agua cuando se desarrollan acuíferos confinados (por ejemplo, Theis, 1940; Jacob, 1946; Hantush, 1960; Bredehoeft et al., 1983). En un acuífero confinado regionalmente extenso, la recarga directa puede estar limitada a las zonas de afloramiento en los márgenes de la extensión del acuífero. Por lo tanto, un estrés en el acuífero en forma de extracción de agua subterránea en pozos alejados de la zona de afloramiento no puede equilibrarse fácilmente con un aumento de la recarga. Así, la reducción de presión se propaga lateralmente a grandes distancias y los cambios en los gradientes hidráulicos verticales inducen fugas de los lechos de confinamiento adyacentes. Dado que la conductividad hidráulica de los lechos de confinamiento es baja en relación con la del acuífero, lo que impide la propagación oportuna del cambio de carga al otro lado del lecho de confinamiento, esa fuga se derivará principalmente del agotamiento del almacenamiento en los lechos de confinamiento a lo largo de plazos de décadas a siglos. De hecho, la magnitud del agotamiento del almacenamiento en las unidades de confinamiento puede ser mucho mayor que el agotamiento del almacenamiento en el propio acuífero confinado. Un ejemplo de esto ocurrió en el sistema acuífero de Dakota, como se explica en el [recuadro 2](#) ↓. Konikow y Neuzil (2007) resumen una serie de enfoques para estimar el volumen de agotamiento de las unidades de confinamiento. La mayoría de los métodos requieren mediciones o estimaciones de la conductividad hidráulica y de las propiedades específicas de almacenamiento de la capa de confinamiento, así como observaciones de los cambios de altura dentro de la capa de confinamiento. Sin embargo, rara vez se dispone de estos datos porque los pozos de abastecimiento de agua difícilmente tienen intervalos abiertos en las unidades de confinamiento. Konikow y Neuzil (2007) ofrecen un método simplificado que se basa en los cambios de cabezal en el acuífero confinado en el límite con las unidades de confinamiento de baja permeabilidad.

4.3 Magnitud del Agotamiento del Almacenamiento

El agotamiento de las aguas subterráneas se está reconociendo como un problema mundial cada vez más grave que amenaza la sostenibilidad de los suministros de agua (por ejemplo, Schwartz e Ibaraki, 2011). El agotamiento acumulado a largo plazo de las aguas subterráneas, tanto en Estados Unidos como a nivel mundial, fue estimado por Konikow (2011; 2013) utilizando modelos calibrados de aguas subterráneas, enfoques analíticos, análisis basados en la gravedad y/o análisis de presupuestos volumétricos para múltiples sistemas acuíferos. Las estimaciones se obtuvieron reuniendo información de la literatura y de nuevos análisis.

Los volúmenes de agotamiento acumulado a largo plazo en Estados Unidos se evaluaron para 40 acuíferos o zonas distintas, como se muestra en la Figura 5, y una categoría más amplia de uso del suelo (agrícola y de drenaje en las que el nivel freático ha bajado permanentemente).

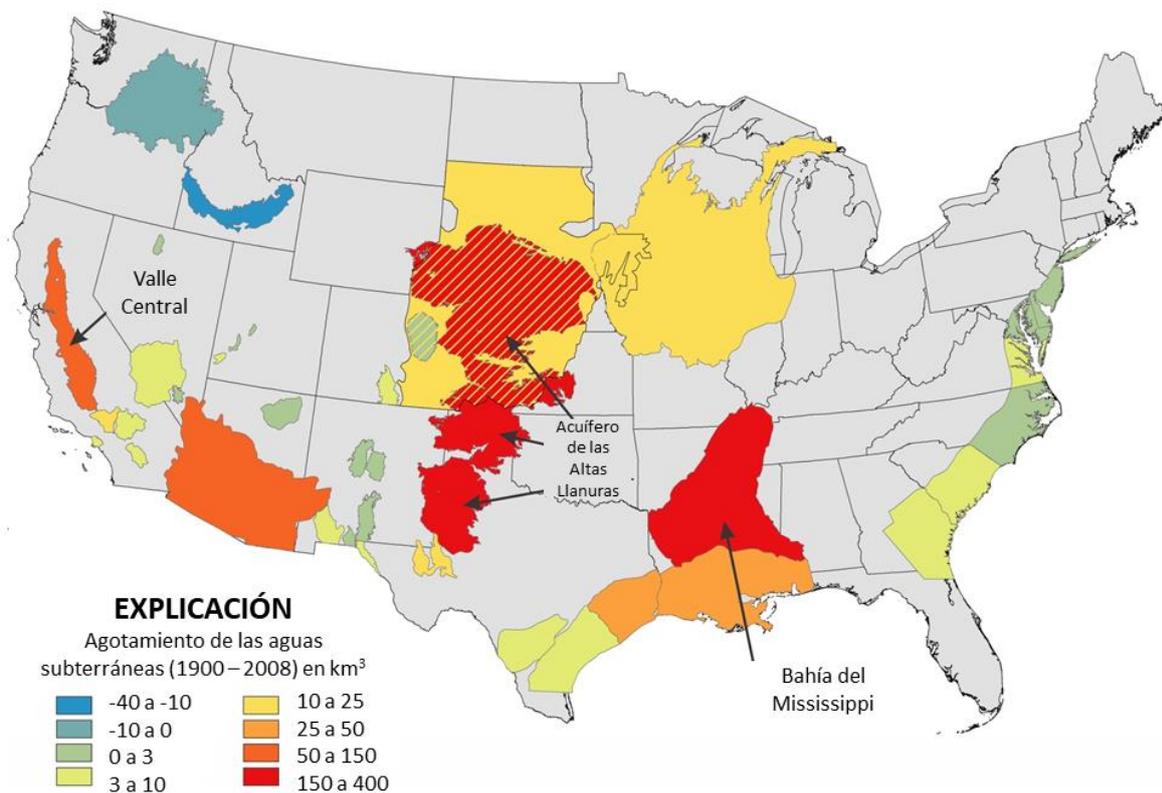


Figura 5 - Agotamiento volumétrico acumulado a largo plazo del almacenamiento de agua subterránea en los Estados Unidos durante 1900-2008, en km³ (modificado de Konikow, 2013). Se identifican los tres acuíferos con los mayores volúmenes de agotamiento. Las zonas rayadas son aquellas en las que un acuífero poco profundo se superpone a un acuífero más profundo.

Se estima que el agotamiento total de las aguas subterráneas en los Estados Unidos durante el siglo XX fue de aproximadamente 800 km^3 , y que aumentó en un 25 por ciento durante los siguientes 8 años para un total de 1.000 km^3 durante 1900-2008. La tasa de agotamiento de las aguas subterráneas ha aumentado notablemente desde aproximadamente 1950 (Figura 6), y las tasas máximas se produjeron durante el período reciente (2001-2008), cuando la tasa de agotamiento alcanzó una media de casi 25 km^3 al año (en comparación con la media de $9,2 \text{ km}^3$ al año en el período 1900-2008). Dos grandes sistemas acuíferos del noroeste de Estados Unidos mostraron un agotamiento negativo a largo plazo, es decir, subidas del nivel freático que aumentaron el almacenamiento de aguas subterráneas. Esto es atribuible principalmente al desvío y la aplicación de aguas superficiales para fines de riego, lo que aumenta la recarga por encima de las tasas que se producen de forma natural.

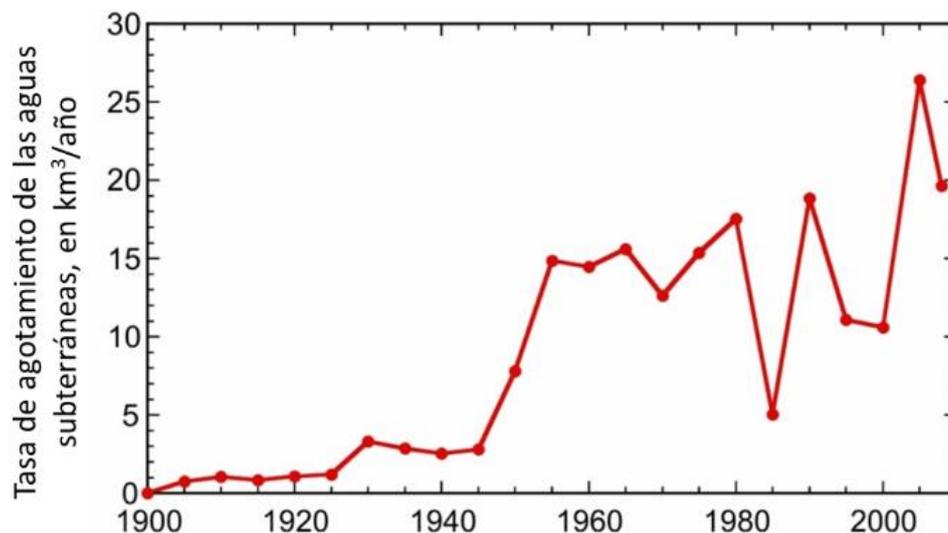


Figura 6 - Promedio de cinco años de agotamiento de las aguas subterráneas en los Estados Unidos, de 1900 a 2008. El valor final representa la tasa media durante un período de tres años, de 2006 a 2008 (de Konikow, 2015).

Los volúmenes de agotamiento de los distintos sistemas acuíferos varían sustancialmente en los Estados Unidos (Figura 5). Los tres sistemas acuíferos que presentan los mayores volúmenes de agotamiento son el acuífero de las Altas Llanuras (341 km^3), el sistema acuífero de la cuenca del Mississippi (182 km^3) y el Valle Central de California (145 km^3). Sin embargo, esto no cuenta toda la historia. Por ejemplo, debido a que el acuífero de las Altas Llanuras abarca un área muy grande ($\sim 450.000 \text{ km}^2$), el agotamiento medio en toda el área es menor que en otros sistemas, y el agotamiento no es uniforme siendo mucho mayor en su parte sur. Otra forma de evaluar la magnitud del agotamiento del acuífero es normalizar el volumen de agotamiento por el área del acuífero, lo que produce una medida de la intensidad del agotamiento (Konikow, 2015). Durante el siglo XX, las mayores intensidades de agotamiento se produjeron en tres cuencas relativamente

pequeñas del sur de California. Sin embargo, durante el comienzo del siglo XXI, la mayor intensidad de agotamiento se produjo en el Valle Central de California, que tiene una superficie de unos 52.000 km². La intensidad de agotamiento del acuífero en su conjunto fue de una media de 0,075 m/año durante 2001-2008 (Konikow, 2015). En consonancia con esta medida, el Valle Central ha estado experimentando una creciente escasez de agua, descensos adicionales del nivel del agua y una aceleración del hundimiento del terreno en las partes más afectadas del valle desde el año 2000 (Faunt et al., 2016).

El agotamiento y la captura de agua subterránea pueden medirse en términos de fracciones no dimensionales en relación con el bombeo (Konikow y Leake, 2014). Se dispone de estimaciones fiables del bombeo acumulado en los Estados Unidos en su conjunto para 1950-2005, durante el cual las extracciones acumuladas fueron de aproximadamente 5.340 km³ (Kenny et al., 2009). Durante ese mismo periodo de tiempo, el agotamiento total del almacenamiento neto de agua subterránea fue de unos 812 km³ (Konikow, 2013). Así, alrededor del 15 por ciento del bombeo total se derivó de una reducción del volumen de agua subterránea almacenada; es decir, la fracción de agotamiento a largo plazo es de aproximadamente 0,15 y la fracción de captura es de aproximadamente 0,85. Pero las fracciones de agotamiento varían mucho en los Estados Unidos. Existen datos adecuados de extracción y agotamiento para 31 áreas o acuíferos específicos dentro de los Estados Unidos. La fracción media de agotamiento para estas áreas es de 0,39 y la fracción media de captura es de 0,61 (Konikow y Leake, 2014). En general, aunque el agotamiento de las aguas subterráneas es un problema grave en muchos lugares, es evidente que a lo largo de períodos de años a décadas esa captación es generalmente mayor que el agotamiento y constituye una preocupación aún más grave.

Para evaluar la posible contribución del agotamiento de las aguas subterráneas a la subida del nivel del mar, se puede hacer un cálculo de límites suponiendo que los océanos representan un sumidero final para prácticamente todas las aguas subterráneas agotadas. A continuación, la contribución del agotamiento de las aguas subterráneas a la subida del nivel del mar puede estimarse repartiendo el volumen de agotamiento entre la superficie de los océanos (un área total de unos 3,61×10⁸ km²). Sobre esta base, el agotamiento de las aguas subterráneas en los Estados Unidos por sí solo representaría (o equilibraría) hasta 2,2 mm de aumento del nivel del mar durante el siglo XX. Durante este período de 100 años, la tasa de aumento del nivel del mar observada fue de una media de 1,7 mm/año. Así pues, el agotamiento de las aguas subterráneas en Estados Unidos puede explicar por sí solo alrededor del 1,3 por ciento del aumento del nivel del mar observado en el mundo durante el siglo XX.

El agotamiento de las aguas subterráneas es un problema mundial. Konikow y Kendy (2005) señalan que el agotamiento excesivo de las aguas subterráneas afecta a las principales regiones del norte de África, Oriente Medio, Asia meridional y central, el norte de China, América del Norte y Australia, así como a zonas localizadas de todo el mundo.

Konikow (2011) estimó el agotamiento acumulado de las aguas subterráneas a nivel mundial, así como su aumento equivalente del nivel del mar para 1900-2008 (Figura 7). La obtención de datos sobre los cambios en el nivel del agua de muchas partes del mundo es extremadamente difícil, por lo que las estimaciones de agotamiento resultantes tienen una mayor incertidumbre que las correspondientes sólo a Estados Unidos. El volumen total de agotamiento es del orden de 4.500 km^3 , lo que podría explicar unos 12,6 mm de subida del nivel del mar. Sin embargo, durante la parte más reciente de este periodo de tiempo evaluado (2001-2008), la tasa de agotamiento global de las aguas subterráneas había aumentado de una media de $33,7 \text{ km}^3/\text{año}$ durante el siglo XX a aproximadamente $145 \text{ km}^3/\text{año}$ (equivalente a una contribución de la subida del nivel del mar de $0,40 \text{ mm/año}$). Para estos mismos periodos de referencia, la tasa de aumento del nivel del mar había aumentado de unos $1,7 \text{ mm/año}$ a unos $3,1 \text{ mm/año}$. Por lo tanto, durante la primera parte del siglo XXI, el agotamiento global de las aguas subterráneas puede explicar casi el 13 por ciento de la tasa observada de aumento del nivel del mar.

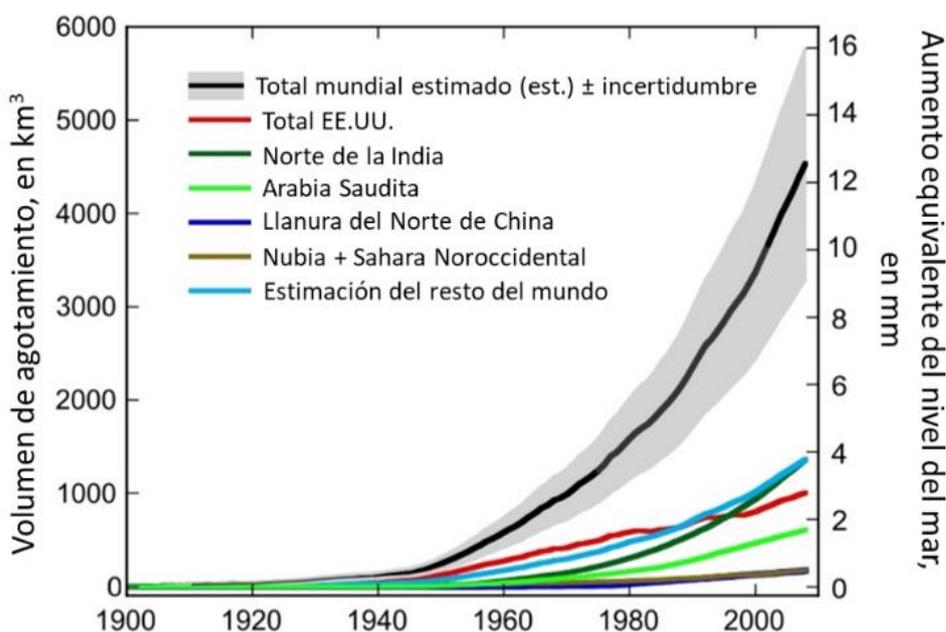


Figura 7 - Estimación del agotamiento acumulado de las aguas subterráneas a nivel mundial, 1900-2008, y contribución equivalente al aumento del nivel del mar (de Konikow, 2011).

5 Captura

El segundo mecanismo que contribuye a equilibrar el bombeo de aguas subterráneas es la captación: una combinación de aumento de la recarga y disminución de la descarga de aguas subterráneas (Lohman et al., 1972; Bredehoeft y Durbin, 2009; Leake, 2011; Barlow y Leake, 2012; y Barlow et al., 2018).

La disminución de la descarga de aguas subterráneas suele representar una reducción de la descarga a las aguas superficiales, como arroyos, lagos, humedales, manantiales, desagües, estuarios y/o a lo largo de las costas. Sin embargo, la evapotranspiración es también un tipo de descarga de un sistema de aguas subterráneas que también puede ser capturado. De hecho, en las zonas en las que el agua superficial es escasa o inexistente, como en las cuencas desérticas cerradas, la reducción de la descarga (y la captura) de aguas subterráneas puede abarcar principalmente una reducción de las pérdidas evapotranspirativas del sistema de aguas subterráneas a medida que el nivel freático disminuye con el tiempo.

La captura también incluye el aumento de la recarga en respuesta al bombeo y al descenso del nivel del agua. Por ejemplo, si una zona de tierras bajas tiene un nivel freático que se encuentra en la superficie del terreno o inmediatamente por debajo de ella, las precipitaciones que caen sobre esa superficie no pueden infiltrarse para recargar el acuífero porque no hay espacio poroso disponible para absorberlas, ya que todos los espacios porosos están completamente saturados. Esta recarga potencial es "rechazada". Sin embargo, si el nivel freático desciende debido al bombeo, las futuras precipitaciones sobre esta misma superficie podrán infiltrarse en el suelo y recargar el sistema de aguas subterráneas. Además, el aumento de la recarga en respuesta al bombeo puede producirse en los lugares donde las aguas superficiales se cruzan con los acuíferos. Si la reducción de presión debida al bombeo es tan grande que invierte el gradiente hidráulico, entonces donde el flujo de agua subterránea se dirigía anteriormente desde el acuífero hacia el arroyo, ahora se dirige desde el arroyo hacia el acuífero. Esta pérdida de filtración desde el arroyo suele denominarse "infiltración inducida".

Pero, en general, la captura suele estar compuesta principalmente por el agotamiento del caudal (o de otras aguas superficiales). En Estados Unidos, la descarga de aguas subterráneas representa entre el 15 y el 90 por ciento del caudal total anual, aproximadamente el 50 por ciento de media (Winter et al., 1998). Por lo tanto, cualquier reducción en la descarga de aguas subterráneas que apoyan el flujo de los arroyos puede tener graves consecuencias perjudiciales. El agotamiento de los caudales se observa más a menudo como una reducción del caudal base (o caudales bajos) de los arroyos. En el extremo, los arroyos pueden secarse (Figura 8). Este agotamiento de los caudales es motivo de gran preocupación para los gestores del abastecimiento de agua, para los que tienen

derechos preferentes de uso de las aguas superficiales y por las posibles repercusiones medioambientales. De hecho, el agotamiento de los caudales debido al bombeo de aguas subterráneas ha sido objeto de varios casos del Tribunal Supremo de los Estados Unidos en los últimos años, cuyas decisiones han reconocido claramente la relación entre las aguas subterráneas y las superficiales (Alley y Alley, 2017).

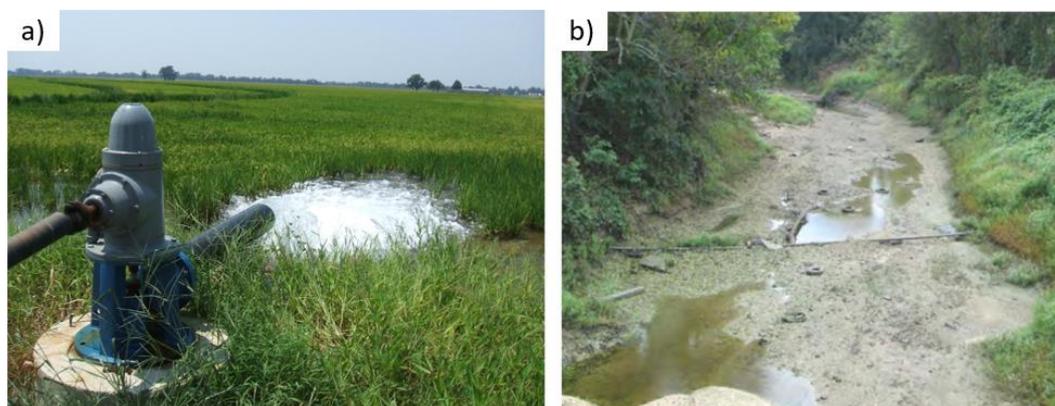


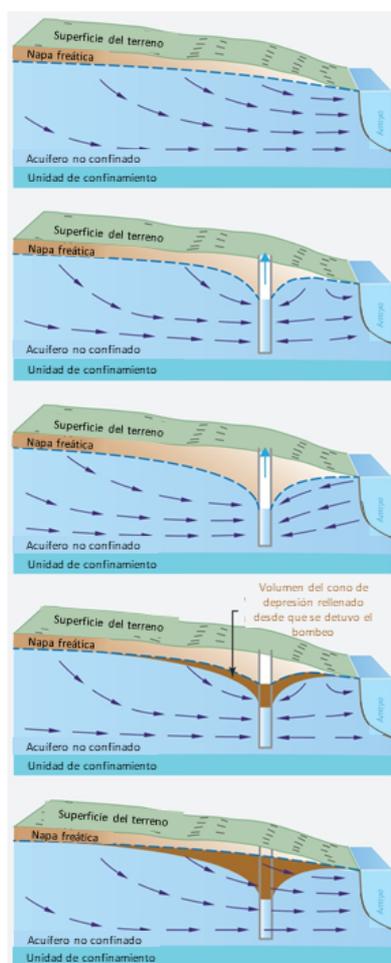
Figura 8 - Existe una relación entre el bombeo de aguas subterráneas y el agotamiento del caudal. a) Agua subterránea bombeada del acuífero aluvial del río Misisipi para el riego por inundación de un campo de arroz en el delta del Misisipi, Estados Unidos (Fotografía de David E. Burt, Jr., United States Geological Survey; fuente: Barlow y Leake, 2012). b) Un arroyo del Delta (río Big Sunflower) que está casi seco durante el verano debido a la pérdida del caudal base (Fotografía de Matt Hicks, United States Geological Survey; fuente: Barlow y Clark, 2011).

5.1 Agotamiento de los Caudales

El agotamiento de los caudales se produce tanto por la reducción de la descarga de agua subterránea en un arroyo como por el aumento de la recarga del arroyo al acuífero al reducirse o invertirse los gradientes entre el acuífero y el arroyo. Ambas constituyen captura, y ambas dan lugar a un agotamiento del caudal aguas abajo de la zona de captura.

En la Figura 9 se muestra una representación idealizada de la secuencia de cambios de la interacción entre el acuífero y la corriente y su respuesta al bombeo. La ilustración esquemática simplificada muestra que, en condiciones naturales (antes del desarrollo) (Figura 9a), la recarga media de la zona saturada es igual a la descarga media del arroyo (suponiendo que no hay evapotranspiración de la capa freática e ignorando cualquier variación a corto plazo de las precipitaciones que pueda afectar a las tasas de recarga o al nivel del arroyo). Tras la perforación de un pozo y el inicio del bombeo (Figura 9b), se desarrolla un cono de depresión y se extrae el agua del depósito. La reducción de la pendiente hacia el arroyo y el flujo del acuífero hacia el arroyo (es decir, la descarga de agua subterránea) disminuye. Después de más tiempo, en algunos casos el gradiente hidráulico en el límite del acuífero del arroyo puede invertirse, lo que localmente invierte la dirección del flujo e induce al agua del arroyo a fluir hacia el acuífero, aumentando así la recarga (Figura 9c). Cuando el bombeo se equilibre por completo mediante la captación, los cabezales se habrán estabilizado y no se producirá una reducción adicional ni se retirará agua del almacenamiento. El tiempo que tarda en producirse se denomina "tiempo de

captura total" (Bredehoeft y Durbin, 2009). En este momento, el sistema habrá alcanzado una nueva condición de equilibrio, y la tasa de bombeo será sostenible (o mantenable) desde una perspectiva hidráulica. Sin embargo, el agotamiento del caudal del arroyo puede tener efectos perjudiciales para los usuarios y ecosistemas aguas abajo, y puede ser inaceptable. Si se apaga el bombeo (Figura 9d), esta secuencia se invierte y los niveles de agua subterránea comienzan a recuperarse, y la descarga de agua subterránea al arroyo aumenta. Si se da el tiempo suficiente, los cabezales de agua subterránea pueden volver a sus niveles originales, y la recarga y la descarga en el sistema volverán a alcanzar una condición de equilibrio a largo plazo (Figura 9e).



a) En condiciones naturales, la recarga en la capa freática es igual a la descarga en la corriente

b) El bombeo de un pozo elimina el agua almacenada en un cono de depresión y reduce la descarga a la corriente

c) En algunas circunstancias, la tasa de bombeo del pozo puede ser lo suficientemente grande como para hacer que el agua fluya desde el arroyo hacia el acuífero, un proceso llamado infiltración inducida del flujo del arroyo

d) Una vez que se detiene el bombeo, los niveles de agua subterránea comienzan a recuperarse y el agua fluye hacia el almacenamiento del acuífero para rellenar el cono de depresión creado por la tensión de bombeo anterior

e) Eventualmente, el sistema puede volver a su condición de prebombeo sin cambios adicionales en el almacenamiento del acuífero o en el agotamiento del caudal.

Figura 9 - Efectos del bombeo de aguas subterráneas de un hipotético acuífero freático que vierte a un arroyo. La secuencia muestra los cambios progresivos en el flujo de agua subterránea y el flujo de la corriente antes, durante y después del bombeo en un sitio hipotético de pozo (de Leake y Barlow, 2013; modificado de Heath, 1983; Alley et al., 1999).

La captura y el agotamiento del caudal pueden manifestarse de varias maneras. Durante los periodos de bajo caudal de un arroyo, la descarga de aguas subterráneas constituye una fracción mayor del caudal total que durante los periodos de alto caudal, por lo que una determinada reducción de la descarga de aguas subterráneas sería más fácilmente detectable. Por lo tanto, cuando el bombeo de aguas subterráneas y el

agotamiento del almacenamiento están afectando al flujo de la corriente, esperaríamos ver la señal más clara en los registros de flujo bajo de la corriente. Por ejemplo, esto es evidente en los registros de un medidor de corriente en el río Sunflower, Mississippi, EE.UU., situado en la zona del sistema acuífero regional del Mississippi Embayment, fuertemente bombeado (Figura 10). Los datos muestran un descenso significativo del caudal medio diario mínimo de cada año poco después de que el uso de las aguas subterráneas y el agotamiento del almacenamiento se aceleraran notablemente.

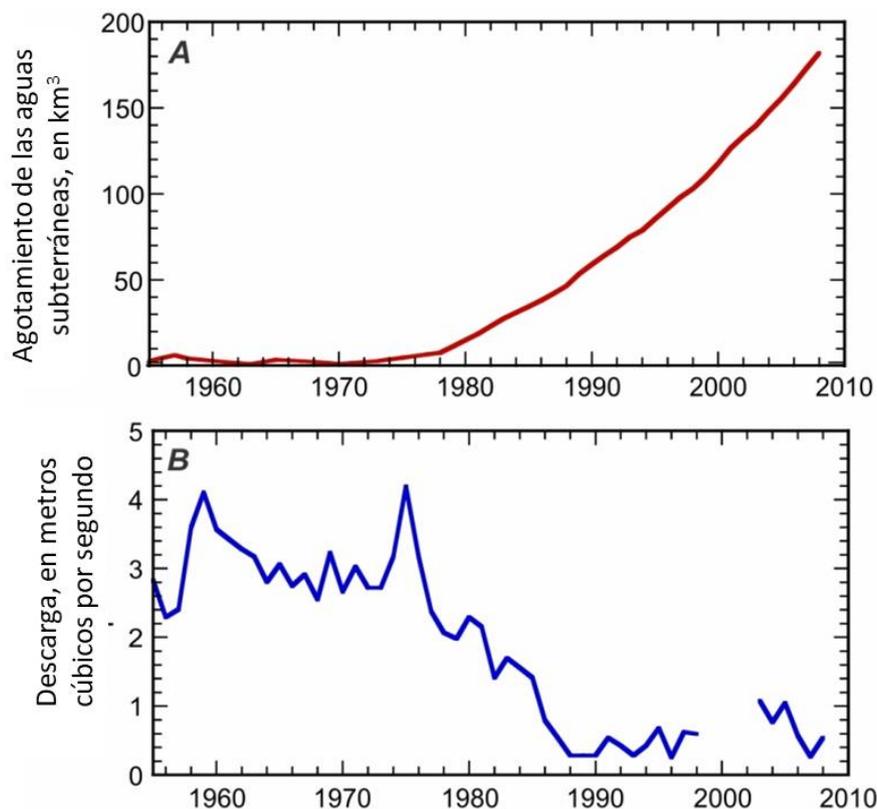


Figura 10 - Relación entre el agotamiento de las aguas subterráneas y la descarga de los arroyos. a) Agotamiento acumulado de las aguas subterráneas en el sistema acuífero regional de la cuenca del Mississippi, Estados Unidos, de 1955 a 2008 (Konikow, 2013). b) Caudal medio diario anual mínimo del río Big Sunflower, Mississippi, EE.UU., que muestra los efectos de las extracciones del acuífero en el caudal base del río e indica el agotamiento del caudal después de finales de la década de 1970; faltan los datos de 1998 a 2002 (modificado de Welch et al., 2010).

Otro tipo de característica de bajo caudal es la frecuencia (o el tiempo) en que un arroyo se seca. Si el agotamiento del caudal está afectando al flujo del arroyo, entonces la frecuencia de los días durante los cuales no hay flujo en el arroyo podría aumentar o las longitudes de los tramos secos del arroyo podrían aumentar. El río Cache, en el noreste de Arkansas (EE.UU.), también se encuentra dentro de los límites del acuífero de la cuenca del Mississippi, y el número de días de caudal cero aumentó por primera vez después de 1980, poco después de que aumentara el agotamiento de las aguas subterráneas (Figura 11). Otro aspecto de este fenómeno es que los tramos de los arroyos que eran perennes antes del desarrollo de las aguas subterráneas pueden secarse de forma intermitente, de modo que

esos tramos de los arroyos ya no se consideran perennes, como se observa en el oeste de Kansas (Figura 12).

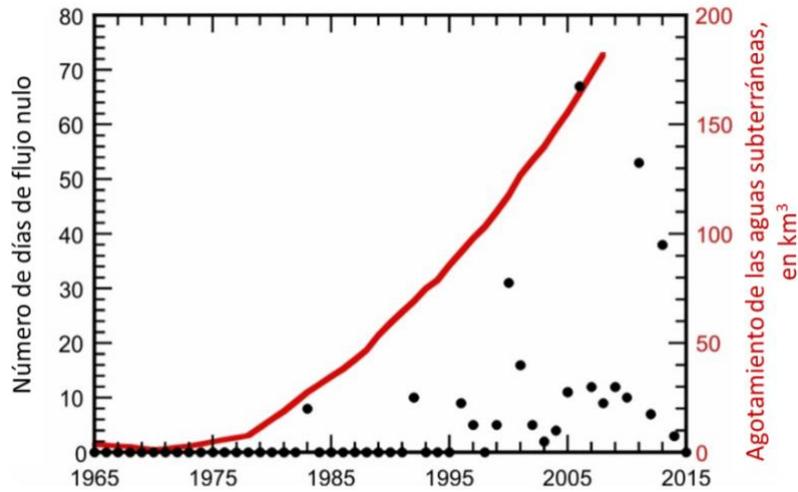
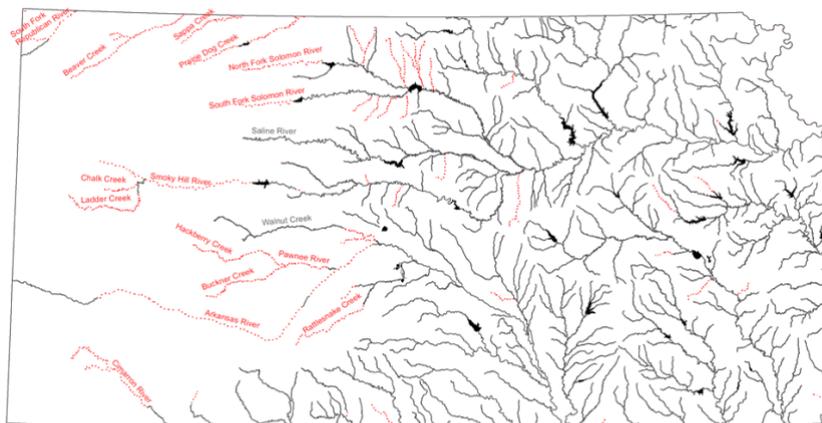


Figura 11 - El número de días durante un año (1965-2015) en que el río Cache en Egipto, Arkansas, EE.UU., está seco (mostrado como puntos negros) aumentó notablemente después de que el agotamiento acumulado de las aguas subterráneas (curva roja) en el sistema acuífero regional de la cuenca del Mississippi se volviera significativo.



Departamento de Agricultura de Kansas
 Servicios Administrativos, SIG
 12 de Marzo de 2010

Legenda

- Arroyos considerados perennes en 1961 pero no perennes en 2009
- Arroyos no considerados perennes tanto en 1961 como en 2009
- Obs.: El término river se traduce como río; y creek, como arroyo.

Nota: Algunos de los arroyos más pequeños que se muestran en este mapa carecen de datos de observaciones recientes, pero se han trasladado como sistemas perennes a la espera de un estudio más profundo. La masa de agua permanente situada cerca del centro del mapa y justo al norte del río Arkansas es Cheyenne Bottoms, que normalmente es una cuenca terminal.

Figura 12 - Mapa que muestra los principales arroyos perennes de Kansas en 1961 y 2009. En el oeste de Kansas, en el que subyacen zonas del acuífero de las Altas Llanuras que han sufrido importantes descensos del nivel de las aguas subterráneas y el agotamiento del almacenamiento desde la década de 1950, muchos arroyos o tramos de arroyos que se habían considerado perennes en 1961 ya no lo eran en 2009 (modificado de Kansas Department of Agriculture, 2010).

5.2 Captura de Evapotranspiración

La evapotranspiración de las aguas subterráneas incluye tanto la evaporación de la capa freática como la transpiración a través de las raíces de las plantas que aprovechan la parte superior de la zona saturada. Las pérdidas por evaporación de la capa freática implican un flujo a través de la zona no saturada hacia la atmósfera. Este flujo será mayor si la distancia de la capa freática a la superficie del suelo es la más corta (es decir, la capa freática está en la superficie del suelo o inmediatamente por debajo de ella). También se espera que exista una profundidad por debajo de la cual la evaporación de la capa freática sea insignificante. Del mismo modo, la transpiración de la zona saturada por parte de las freatófitas depende de la penetración de las raíces, que es más amplia cuando el nivel freático es más superficial. Las freatófitas son plantas que dependen para su suministro de agua de las aguas subterráneas que se encuentran al alcance de sus raíces (Robinson, 1958). Sin embargo, hay una profundidad máxima que las raíces de las plantas pueden penetrar. La profundidad límite de la capa freática por debajo de la cual no puede producirse evapotranspiración se denomina profundidad de extinción o profundidad de corte (McDonald y Harbaugh, 1988).

En general, el flujo de evapotranspiración de las aguas subterráneas es inversamente proporcional a la profundidad de la capa freática por debajo de la superficie del terreno. Por lo tanto, a medida que el nivel freático disminuye en respuesta al bombeo y al agotamiento del almacenamiento, la evapotranspiración potencial disminuirá (es decir, se captura). Un ejemplo extremo de este efecto lo ilustran las fotos de una zona ribereña de un arroyo en un clima árido, donde una pérdida de vegetación a largo plazo debido a grandes descensos del nivel freático refleja una captación de evapotranspiración (Figura 13).

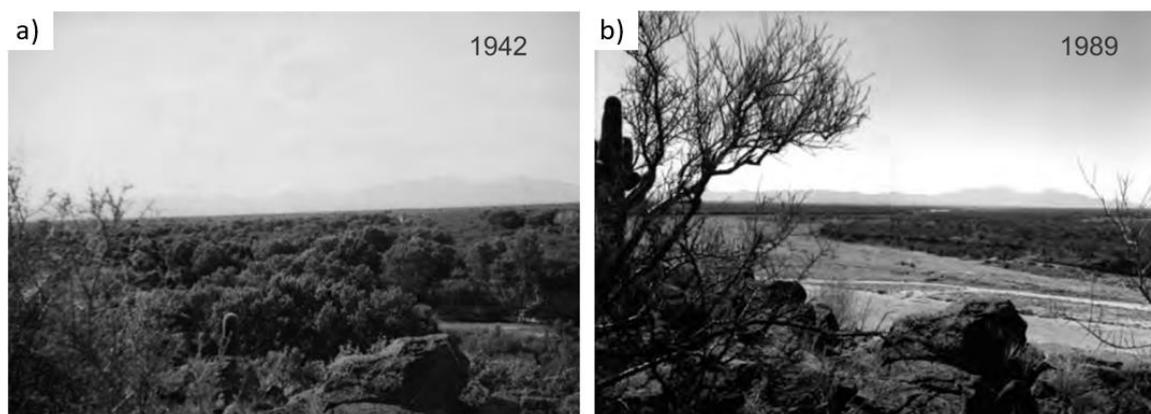


Figura 13 - Pérdida de vegetación ribereña donde el nivel freático disminuyó: a) Fotografía de 1942 de un tramo del río Santa Cruz, al sur de Tucson (Arizona), en la que se aprecian rodales de mezquite y álamo que crecen en la zona ribereña del río (fotografía de la izquierda, Departamento de Caza y Pesca de Arizona); b) fotografía del mismo lugar en 1989 que muestra que la vegetación ribereña ha desaparecido en gran medida (fotografía de la derecha, R.H. Webb, USGS). Los datos de dos pozos cercanos indican que el nivel freático ha descendido más de 30 m debido al bombeo; este bombeo (y sus consecuencias) parece ser la principal razón de la pérdida de vegetación (Healy et al., 2007).

Theis (1940) reconoció el potencial de la evapotranspiración de las aguas subterráneas para ayudar a equilibrar el bombeo de las mismas. Con el objetivo de optimizar las ubicaciones de los pozos y minimizar la reducción y el agotamiento de los caudales, Theis (1940) afirmó que "las bombas deben colocarse lo más cerca posible, desde el punto de vista económico, de las zonas de descarga natural en las que el agua subterránea se pierde por evaporación o transpiración de la vegetación no productiva". Una pequeña disminución de la tasa de evapotranspiración de las aguas subterráneas en una gran superficie puede producir un gran volumen de agua.

5.3 Captura de Descarga de Manantiales

El caudal de los manantiales depende en parte de los gradientes hidráulicos locales y regionales. La elevación del manantial es fija, pero las cabezas distales pueden disminuir debido al bombeo, que reduce el gradiente de la cabeza hacia el manantial. Esto reducirá el flujo hacia el manantial, lo que disminuye su descarga, exactamente el mismo mecanismo que provoca el agotamiento del caudal. Este efecto se ha observado en mediciones de descarga a largo plazo en manantiales regionales del sur de Nevada (EE.UU.) (Figura 14), por ejemplo, así como en manantiales del norte de África (Margat et al., 2006). No es raro que los manantiales se sequen debido al desarrollo de las aguas subterráneas en la zona de nacimiento del manantial. Pero los manantiales secos pueden recuperarse. El manantial Manse (mostrado en la Figura 14), que se secó prácticamente en 1977 (aunque después se registraron pequeños caudales intermitentes en invierno), comenzó a fluir de nuevo a finales de la década de 1990 (San Juan et al., 2010). La recuperación del caudal de los manantiales se produjo en respuesta a la reducción del bombeo y al aumento del nivel de las aguas subterráneas desde 1980, y se informó de que la descarga era de unos $1,9 \times 10^6 \text{ m}^3/\text{año}$ en 2011 (Halford y Jackson, 2020).

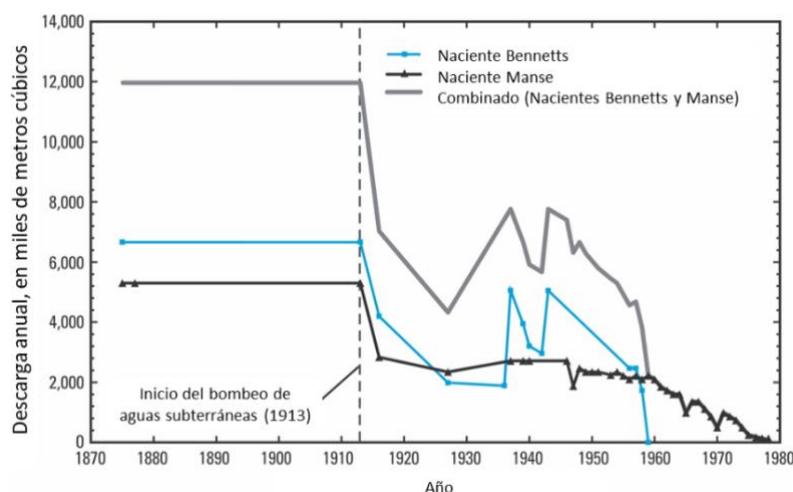


Figura 14 - Descarga anual de manantiales regionales en Pahrump Valley, Nevada, 1875-1978, mostrando la tendencia a la disminución del flujo de los manantiales tras el inicio del bombeo (modificado de San Juan et al., 2010).

5.4 Estimación de Magnitud y Ritmo de Agotamiento del Caudal

Los factores que controlan el momento del agotamiento del caudal por la captación de aguas subterráneas son esencialmente los mismos que controlan la respuesta de un acuífero a un pozo de bombeo. Estos incluyen la geometría, las dimensiones y las propiedades hidráulicas del acuífero; la ubicación y las características hidráulicas de los límites del acuífero, incluidos los arroyos; y las distancias horizontales y verticales entre los pozos y los arroyos (Barlow y Leake, 2012). Barlow y Leake (2012) señalan que los dos factores más importantes son la distancia entre un pozo de bombeo y un arroyo cercano y la difusividad hidráulica del acuífero (que se define como la relación entre el coeficiente de transmisividad y el de almacenamiento). La magnitud del agotamiento del caudal será proporcional a la magnitud de la tasa de bombeo, aunque el momento no se ve afectado por la tasa de bombeo.

Tal vez la mejor manera de predecir la magnitud y el ritmo del agotamiento del caudal en respuesta al bombeo sea desarrollar y calibrar un modelo de simulación fiable que represente con precisión (o adecuadamente) todos los factores que rigen un sistema acuífero. Los programas informáticos de modelización numérica de las aguas subterráneas, como el programa informático de dominio público [MODFLOW](#), ofrecen un marco para lograrlo. Los modelos numéricos pueden tener en cuenta fácilmente las heterogeneidades y los límites irregulares o no lineales. Sin embargo, si se pueden hacer razonablemente ciertas suposiciones simplificadoras sobre el sistema, entonces es posible aplicar una solución analítica, que puede ofrecer una forma más rápida de hacer una estimación (por ejemplo, Glover y Balmer, 1954; Theis y Conover, 1963). Las suposiciones más comunes incluyen (pero no se limitan a): (1) un acuífero semi-infinito, homogéneo e isotrópico, (2) la transmisividad del acuífero permanece constante con el tiempo, y (3) la corriente delimitadora es una línea recta y penetra completamente en el acuífero. Como resumen de Barlow y Leake (2012), la solución analítica de Glover permite calcular la tasa total de agotamiento del caudal con el tiempo, $Q_s(t)$, como se muestra en la ecuación 5.

$$Q_s(t) = Q_w \operatorname{erfc}(z) \quad (5)$$

donde:

$Q_s(t)$ = tasa total de agotamiento del caudal con el tiempo (L^3/T)

Q_w = tasa de bombeo del pozo (L^3/T)

erfc = función de error complementario (adimensional)

$z = \sqrt{(a^2 S)/(4Tt)}$ (adimensional)

a = distancia del pozo al arroyo (L)

S = coeficiente de almacenamiento (adimensional)

T = transmisividad (L^2/T)

t = tiempo (T)

Para simplificar las complejidades matemáticas de las soluciones analíticas, Jenkins (1968) utilizó un enfoque semianalítico en el que introdujo el concepto de factor de agotamiento de la corriente (*sdf*), que tenía unidades de tiempo y se definía como ecuación 6.

$$sdf = a^2/D \quad (6)$$

donde:

$$D = \text{difusividad hidráulica, } D = T/S \text{ (L}^2/\text{T)}$$

Como describen Barlow y Leake (2012), el valor de *sdf* para un lugar de bombeo determinado es una medida relativa de la rapidez con la que se producirá el agotamiento del caudal en respuesta al nuevo bombeo. Un valor alto de *D* dará lugar a un valor relativamente bajo de *sdf* y a una respuesta relativamente rápida del agotamiento del caudal al bombeo. Los valores de la *sdf* en cada lugar de un acuífero pueden calcularse mediante un modelo numérico y, a continuación, se pueden cartografiar para que los gestores del agua puedan evaluar y comparar fácilmente los posibles impactos de los nuevos pozos en el caudal de los arroyos para varias ubicaciones de pozos.

Como ejemplo ilustrativo de la dinámica de agotamiento de los caudales, podemos fijarnos en el noreste de Arizona (Estados Unidos), donde el caudal base de los arroyos se mantiene en parte gracias a la descarga de aguas subterráneas del acuífero C. Leake et al. (2005) desarrollaron un modelo numérico de este acuífero para ayudar a evaluar los posibles efectos de las extracciones propuestas del acuífero C. Calcularon el agotamiento potencial del caudal para dos posibles escenarios de bombeo (Figura 15). Los dos escenarios de retirada se simularon para un periodo de 51 años de extracciones, seguido de 50 años en los que no hubo ninguna. El escenario A incluía una tasa de extracción casi constante de unos 9,0 pies³/s (0,25 m³/s), y el escenario B simulaba una tasa de bombeo más variable con una tasa de extracción máxima de unos 15,9 pies³/s (0,45 m³/s). Los resultados muestran que el agotamiento de los caudales fue indetectable durante los primeros años tras el inicio de las extracciones, pero luego aumentó de forma constante durante el resto del periodo de extracción. Sin embargo, la tasa de agotamiento al final del período de extracción fue de entre 0,3 y 0,4 pies³/s (0,008 y 0,011 m³/s) para ambos escenarios, sustancialmente menos que las tasas de extracción, en gran parte debido a las grandes distancias de 20 millas o más entre los pozos y los arroyos.

Una lección importante de estos resultados es que el agotamiento de los caudales continuó creciendo durante décadas después de que se detuviera el bombeo (Figura 15). Estos retrasos complican la gestión de los recursos hídricos en los sistemas acuíferos.

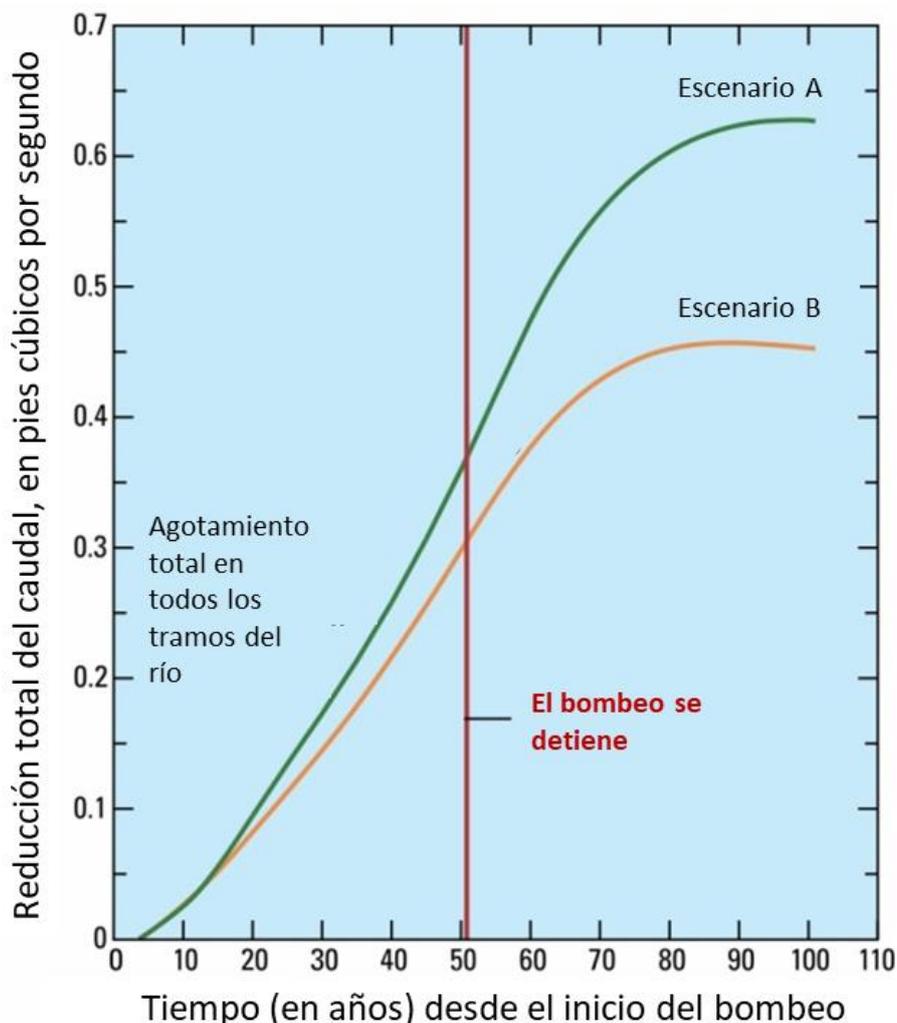


Figura 15 - Disminución del caudal en función del tiempo para dos escenarios de bombeo de aguas subterráneas del acuífero C, noreste de Arizona, Estados Unidos (de Barlow y Leake, 2012, modificado de Leake et al., 2005).

5.5 Métodos para Estimar la Captura

Para los problemas del mundo real en entornos hidrogeológicos típicamente complejos, los modelos numéricos "... son el único enfoque para calcular la captura de diferentes características" (Barlow y Leake, 2012). Los modelos son herramientas muy utilizadas en el análisis de las aguas subterráneas. Lo bueno del modelo es que puede utilizarse para proyectar cómo podría responder un sistema concreto a diferentes tensiones en el futuro. Hay demasiadas incógnitas e incertidumbres en el problema como para predecir con exactitud y de forma única un resultado futuro. Por otro lado, se puede proyectar cómo podría responder un sistema, o un rango de respuestas, y al mismo tiempo, dados los errores potenciales en los datos de entrada, colocar algún intervalo de confianza sobre una proyección futura. Esto es útil para intentar comprender y gestionar el sistema. En otras palabras, se puede preguntar: si hacemos esto, cuál es el estado futuro proyectado del sistema.

Barlow y Leake (2012) ofrecen un ejemplo de este tipo de análisis para el sistema acuífero de la cuenca superior de San Pedro, en el sur de Arizona, Estados Unidos, que fue estudiado por Leake et al. (2008). Utilizando este modelo, que incluía una representación del proceso de evapotranspiración, evaluaron la respuesta del sistema al bombeo de un hipotético pozo en varios lugares. Los resultados de uno de estos pozos se representan en la Figura 16 y muestran el cambio de equilibrio a lo largo del tiempo entre el cambio de almacenamiento de las aguas subterráneas y la captura como fuentes de agua para equilibrar el bombeo. Además, ilustra que la evapotranspiración recuperada puede ser un componente sustancial de la captura total. El agotamiento del caudal incluye tanto la infiltración inducida (aumento de la recarga del acuífero) como la disminución de la descarga de agua subterránea en el arroyo, aunque no se muestran por separado en el gráfico (aunque la salida típica del modelo incluirá suficiente información para permitir al usuario hacerlo).

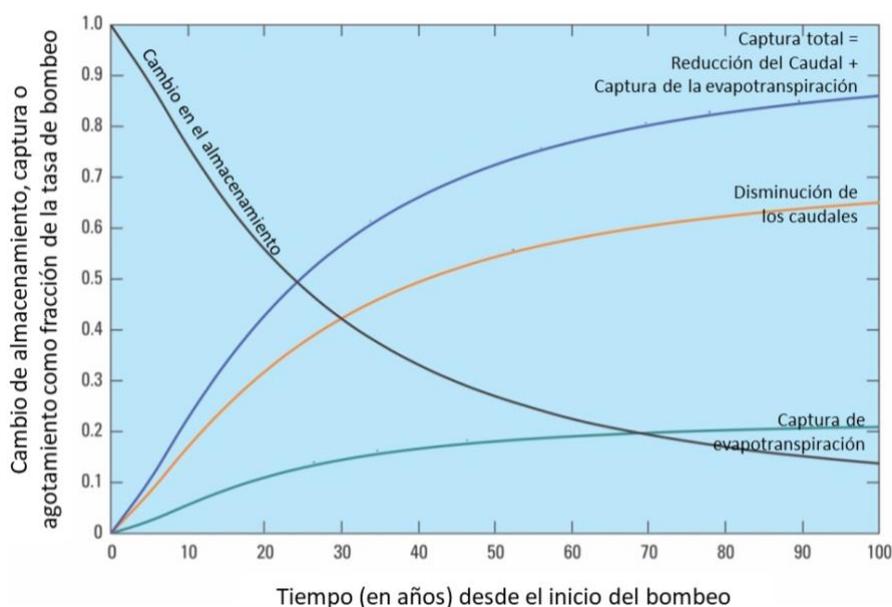


Figura 16 - Modelo calculado de agotamiento del caudal, captura de evapotranspiración, cambio de almacenamiento y captura total para la ubicación de un pozo hipotético que bombea durante 100 años en la cuenca superior de San Pedro, Arizona (de Barlow y Leake, 2012; después de Leake et al., 2008).

6 Estudios de Caso que ilustran la Dinámica del Desarrollo de las Aguas Subterráneas

Para ilustrar estos principios, resulta útil examinar tanto un sistema acuífero hipotético sencillo como un caso de desarrollo de aguas subterráneas. El desarrollo de un modelo de simulación para un problema hipotético simplificado ofrece la ventaja de tener un control sobre el sistema y un conocimiento y definición completos de las propiedades hidráulicas y las condiciones de contorno. Como ejemplo ilustrativo de un problema de campo bien documentado, nos fijamos en los estudios del Servicio Geológico de los Estados Unidos (USGS) sobre los Análisis Regionales de Sistemas Acuíferos (RASA). Como parte de un estudio de la RASA, se estudió en detalle un desarrollo agrícola en Paradise Valley, Nevada, Estados Unidos. Repasamos los aspectos más destacados y las lecciones de este estudio, que ilustran cómo se aplican los principios del desarrollo a un sistema complejo.

6.1 Caso 1: Sistema Hipotético Arroyo-Acuífero

Descripción del Problema

Cuando un sistema hipotético se somete a tensión en un modelo de simulación, las respuestas pueden analizarse e interpretarse sin la incertidumbre normalmente asociada a los sistemas complejos de campo. Además, se pueden añadir factores o complejidades adicionales en incrementos individuales, lo que simplifica el análisis de causa y efecto. Así, los vínculos y las relaciones entre las tensiones y las respuestas (causas y efectos) pueden identificarse de forma más clara y definitiva.

Para ello, identificamos una cuenca desértica hipotética con un arroyo perenne a lo largo de uno de los bordes del valle, basada en una diseñada y utilizada por Barlow y Leake (2012) para ilustrar los efectos del bombeo en el flujo del arroyo. Modificamos su problema de ejemplo, de forma similar a las modificaciones de Konikow y Leake (2014), para ilustrar los efectos adicionales del bombeo de un pozo en la hidrología de dicho sistema acuífero-arroyo (Figura 17). Entre otros cambios, añadimos elevaciones de la superficie del terreno más realistas y variables que inducirán pérdidas de evapotranspiración (ET) espacialmente variables, que varían en función de la profundidad de la capa freática. La ET consiste tanto en la evaporación directa de la superficie de la capa freática como en la transpiración de las plantas. El uso sustancial de las aguas subterráneas por parte de las freatófitas se evidencia en las fluctuaciones diurnas del nivel freático (por ejemplo, Butler et al., 2007). La evaporación de las aguas subterráneas es mayor cuando el nivel freático está en la superficie del terreno o muy cerca de ella. A medida que el nivel freático se hace más profundo, la distancia de transporte del vapor de agua entre el nivel freático y la atmósfera aumenta y la disipación de la humedad en el suelo se ve dificultada, por lo que el flujo evaporativo de la zona saturada disminuye. La transpiración es generalmente el mayor componente de la ET. A medida que aumenta la profundidad de la capa freática, el

porcentaje de raíces de las plantas que son lo suficientemente largas y profundas para penetrar en la capa freática tiende a disminuir, y mayor es el requerimiento de energía necesario para elevar el agua a lo largo de una mayor distancia hasta la superficie del terreno. En un momento dado, el nivel freático puede ser tan profundo que las raíces no puedan alcanzarlo.

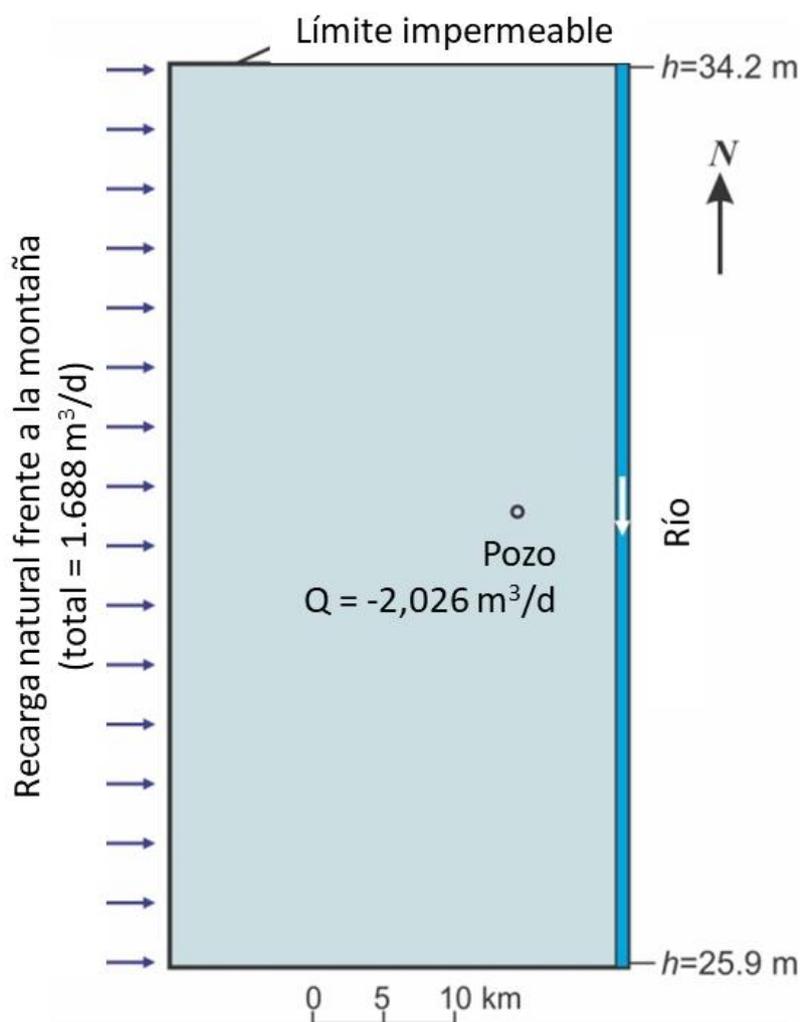


Figura 17 - Acuífero hipotético e idealizado de una cuenca desértica con un río perenne a lo largo de su lado oriental y una recarga de frente de montaña a lo largo de su lado occidental (modificado de Barlow y Leake, 2012).

El hipotético acuífero tiene 32,2 km de ancho por 64,4 km de largo, con una superficie total de 2.072 km^2 (800 millas²). El río está en buena conexión hidráulica con el acuífero aluvial; el caudal especificado en el extremo aguas arriba del río es de $20.000 \text{ m}^3/\text{d}$. Se supone, para simplificar, que no hay precipitaciones directas sobre el río ni evaporación del mismo, y que la afluencia al extremo aguas arriba del río es constante. La recarga del frente montañoso, que asciende a $1.688 \text{ m}^3/\text{d}$, se distribuye uniformemente a lo largo del límite occidental de la cuenca. La conductividad hidráulica del acuífero es de $15,2 \text{ m/d}$ y su

grosor medio es de unos 150 m, mucho menor que su extensión lateral. El rendimiento específico es de 0,20. El acuífero rectangular está rodeado de límites impermeables, incluso a lo largo del lado distal del río. Hay un pozo totalmente penetrante situado cerca del centro del sistema, a una distancia de 8,05 km (5 mi) del río. Bombea a un ritmo de $2.026 \text{ m}^3/\text{d}$ ($0,83 \text{ pies}^3/\text{s}$).

La superficie del terreno se representa con tres niveles de terrazas por encima del río (Figura 18). La diferencia de elevación entre las terrazas adyacentes es de aproximadamente 1 m, siendo las más altas las más alejadas del río. Obsérvese que se supone que la elevación de la superficie del terreno no coincide con la elevación del lecho del arroyo ni con la superficie del agua en el río. En cambio, se supone que la altura del río varía linealmente entre las alturas aguas arriba y aguas abajo que se muestran en la Figura 17 y que permanece constante en el tiempo.

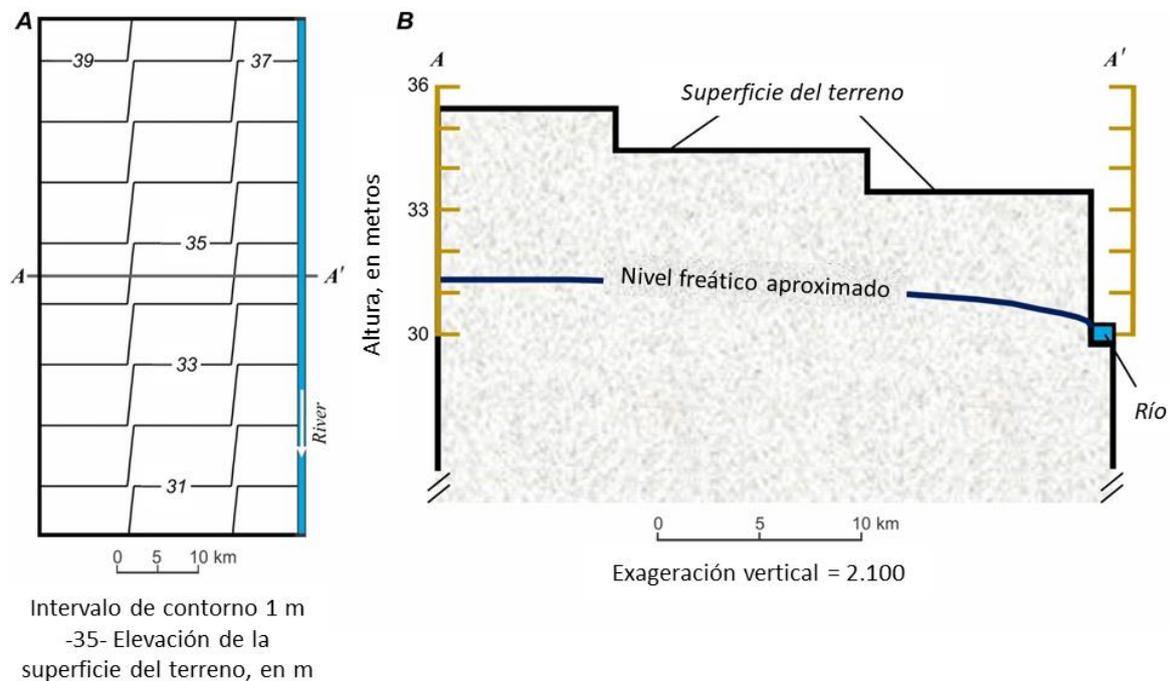


Figura 18 - Topografía del sistema acuífero del arroyo hipotético; a) vista de mapa, b) vista de sección transversal a lo largo de la línea A-A', mostrando el nivel freático aproximado previo al desarrollo. La profundidad del agua en el río no se muestra a escala (Konikow y Bredehoeft, 2020).

Modelo de Simulación

Se desarrolló un modelo numérico bidimensional para simular el flujo transitorio de aguas subterráneas en este sistema. El modelo se desarrolló utilizando el código [MODFLOW NWT](#), (Niswonger et al., 2011). El flujo de agua se representó utilizando el Streamflow Routing Package (SFR2) (Niswonger y Prudic, 2005). El dominio del modelo se discretizó en 80 filas y 40 columnas de celdas cuadradas dentro de una sola capa del modelo. La separación de las cuadrículas era de 805 m en cada dirección. El grosor de las capas variaba en función de la posición del nivel freático. Para simplificar el modelo, se

asumió que la elevación del lecho del río puede especificarse como las cabezas del río que varían linealmente, mostradas en la Figura 17, y que la profundidad del agua permanecería constante y uniforme a 0,001 m.

En el modelo, se supone que la evapotranspiración (ET) varía como una función lineal de la profundidad del nivel freático (Figura 19). La superficie ET es la elevación de la capa freática en la que se produce el valor máximo de pérdida de evapotranspiración (se supone que coincide con la superficie del terreno). La profundidad de extinción (o profundidad de corte) es la profundidad de la capa freática a la que ya no se produce la ET. La tasa de ET varía linealmente entre esos dos límites.

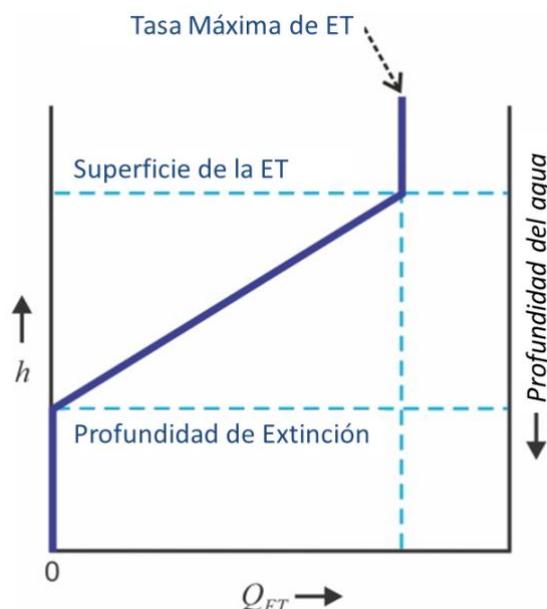


Figura 19 - La función lineal que relaciona la tasa de ET (Q_{ET}) con la profundidad del nivel freático en el modelo MODFLOW NWT (h es la cabeza [nivel de agua]) (Konikow y Bredehoeft, 2020).

Caso base: sin recarga y sin ET (sin freatofitos)

Para desarrollar un "caso base" para evaluar los efectos del bombeo, se desarrolló primero un escenario para un caso sin recarga areal difusa (por precipitación) y sin pérdidas de ET (sin freatofitos), pero incluyendo la recarga del frente de la montaña como un flujo especificado en todas las celdas a lo largo del borde occidental del acuífero (representado como pozos de inyección en el modelo). Para desarrollar las condiciones iniciales para una simulación transitoria de 200 años, se realizó primero una ejecución en estado estacionario para calcular las cabezas y los flujos autoconsistentes para las condiciones previas al desarrollo (iniciales) sin bombeo. A continuación, se supuso que el pozo único bombearía durante 200 años a un ritmo de 2.026 m³/d y se realizó una simulación transitoria para simular los cambios en las alturas y los flujos resultantes de la imposición de este nuevo esfuerzo de bombeo.

Las cabezas calculadas para las condiciones previas al desarrollo (Figura 20a) muestran que la recarga del acuífero está dominada por la afluencia (infiltración de la corriente) desde el río a lo largo de su tramo norte, y la descarga de aguas subterráneas de vuelta al río a lo largo de su tramo sur. La influencia de la recarga del frente montañoso en la distribución del nivel freático es notablemente menor que la del río. La comparación de las alturas previas al desarrollo con las calculadas después de 200 años de bombeo (Figura 20b) indica que la reducción del pozo sólo tiene un pequeño efecto en el patrón de flujo.

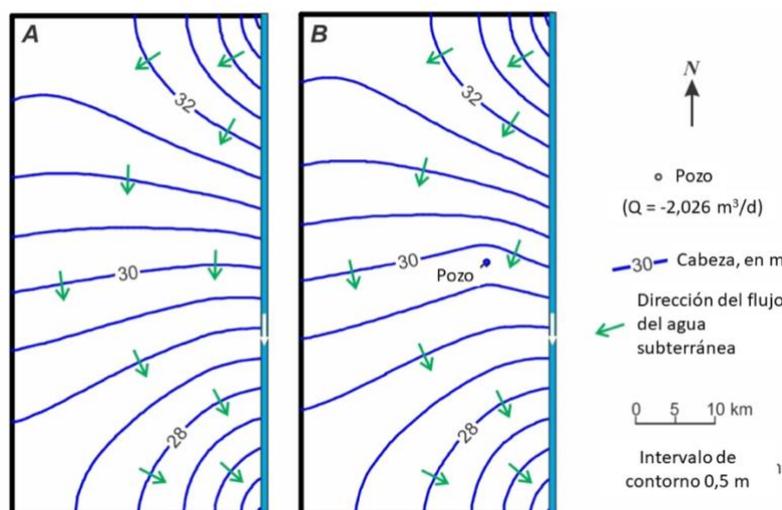


Figura 20 - Mapa que muestra las elevaciones calculadas del nivel freático en el sistema acuífero hipotético del arroyo para el caso base en el que no hay recarga aérea ni ET: a) para las condiciones previas al desarrollo, y b) después de 200 años de bombeo. Los valores de la altura son relativos a un punto de referencia arbitrario (Konikow y Bredehoeft, 2020).

El balance hídrico para el caso anterior al desarrollo se muestra en la Tabla 1. Muestra que, durante las condiciones previas al desarrollo, la mayor parte del flujo de entrada y todo el flujo de salida se produjo entre el río y el acuífero. El flujo de agua también cambió durante la simulación (Tabla 2). La descarga de la corriente en el extremo aguas abajo del modelo fue de $21.688 \text{ m}^3/\text{d}$ durante las condiciones previas al desarrollo y disminuyó a $19.790 \text{ m}^3/\text{d}$ después de 200 años de bombeo. La reducción del caudal de $1.898 \text{ m}^3/\text{d}$ se equilibra con la suma del aumento de la infiltración de la corriente al acuífero ($1.074 \text{ m}^3/\text{d}$) más la reducción de la descarga de agua subterránea al río ($824 \text{ m}^3/\text{d}$).

Tabla 1 - Balance de agua subterránea para el caso base del modelo para las condiciones previas al desarrollo y después de 200 años de bombeo de un pozo. Todos los valores de flujo están en m^3/d .

		Predesarrollo	t = 200 Años
ENTRADA	Recarga del frente de la montaña	1,688	1,688
	Cambio el almacenamiento	0	128
	Infiltración en el arroyo	5,785	6,859
	Total	7,473	8,675
SALIDA	Pozos	0	2,026
	Salida al arroyo	7,473	6,649
	Total	7,473	8,675

Tabla 2 - Balance de caudales para el caso base del modelo para las condiciones previas al desarrollo y después de 200 años de bombeo de un pozo. Todos los valores de flujo están en m³/d.

	Predesarrollo	t = 200 Años
Entrada del Río	20,000	20,000
Salida del Río	21,688	19,790

Los componentes del balance hídrico cambiaron sustancialmente durante el periodo de simulación transitoria de 200 años (Figura 21). Una vez iniciado el bombeo, la descarga del pozo se equilibra inicialmente por completo con el agotamiento del almacenamiento de aguas subterráneas. Sin embargo, con el tiempo, cada vez más la descarga del pozo se equilibra con la captación y cada vez menos con el agotamiento del almacenamiento. Después de unos 17,5 años de bombeo, la cantidad de captura supera la cantidad de agotamiento del almacenamiento. Después de 200 años, sólo el 6,3 por ciento del bombeo se equilibra con el agotamiento del almacenamiento de aguas subterráneas, mientras que el 93,7 por ciento del bombeo de los pozos se equilibra con la captura. En este caso, la captación se compone en su totalidad del agotamiento del caudal. El agotamiento del caudal se compone tanto de la infiltración inducida en los tramos aguas arriba del río como de la reducción de la descarga de aguas subterráneas al río en sus tramos aguas abajo. Como se observa en la Figura 21, la cantidad de infiltración inducida es siempre algo mayor que la reducción de la descarga de aguas subterráneas en este sistema acuífero concreto. Las contribuciones relativas en cualquier sistema particular siempre dependerán de las propiedades hidráulicas y de las condiciones de contorno que rigen ese sistema.

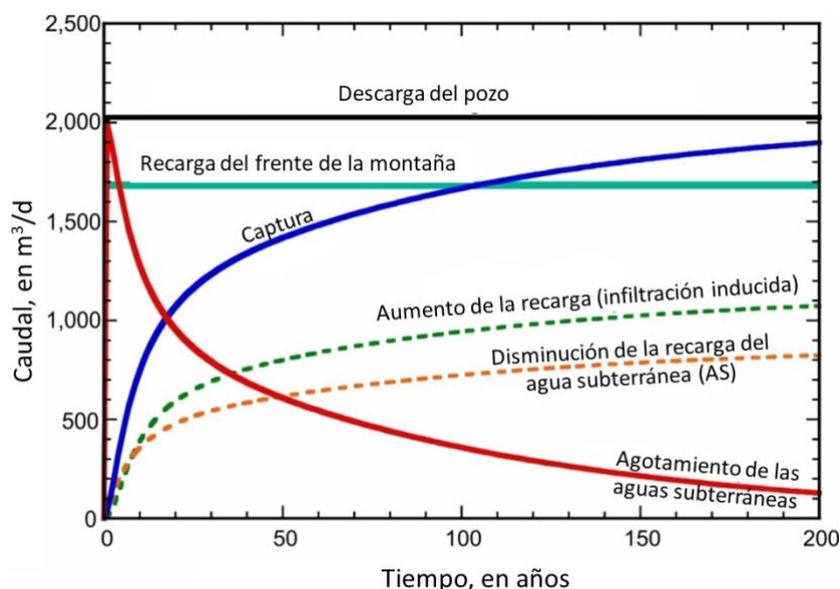


Figura 21 - Cambios calculados en el balance hídrico del acuífero hipotético de la cuenca desértica durante el período de simulación de 200 años para el modelo del caso base. La captura es la suma de sus componentes representados por las líneas discontinuas (Konikow y Bredehoeft, 2020).

Los cambios en el balance hídrico y en las fuentes de agua que equilibran el bombeo también pueden verse de forma no dimensional (Figura 22). Estas fracciones pueden basarse en tasas anuales o en volúmenes acumulados. Al igual que con los caudales mostrados en la Figura 21, las fuentes fraccionarias basadas en las tasas anuales se cruzan en unos 17,5 años, tras los cuales la captación proporciona la mayor parte del agua bombeada por el pozo. Sin embargo, visto desde la perspectiva de los volúmenes acumulados de agua bombeada, el cruce no se produce hasta mucho más tarde, unos 46 años después del inicio del bombeo.

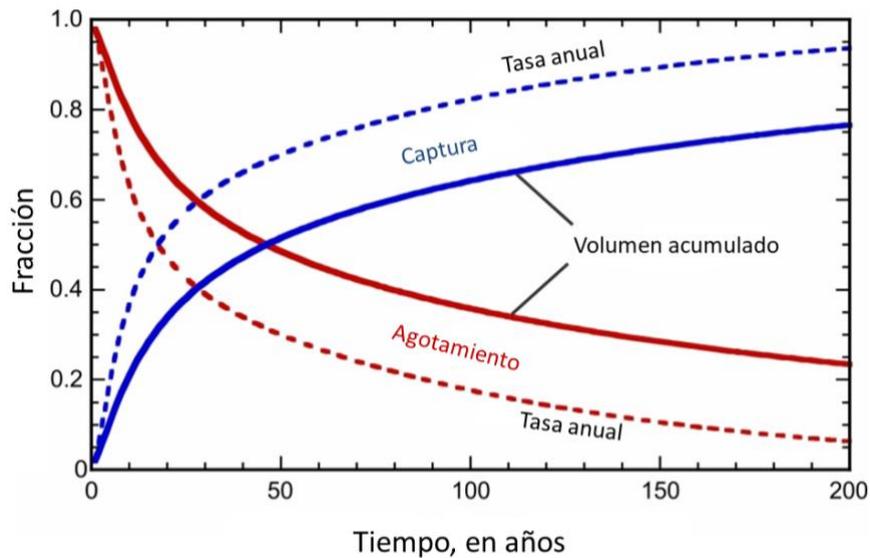


Figura 22 - Fuentes no dimensionales de agua bombeada basadas tanto en las tasas anuales (líneas discontinuas) como en los volúmenes acumulados (líneas sólidas) para el modelo del caso base (Konikow y Bredehoeft, 2020).

Caso de ET baja (freatófitas)

Para ilustrar los efectos de la evapotranspiración (ET) en el sistema de flujo, se modificó el caso base permitiendo representar el proceso de ET en el modelo de simulación. La profundidad de extinción se fijó en 6,0 m, y la tasa máxima de ET se limitó a una tasa relativamente baja de $1,72 \times 10^{-5}$ m/d (6,28 mm/año), produciendo un cambio lineal en la ET entre la profundidad de extinción y una profundidad de la capa freática en la superficie del terreno (Figura 23).

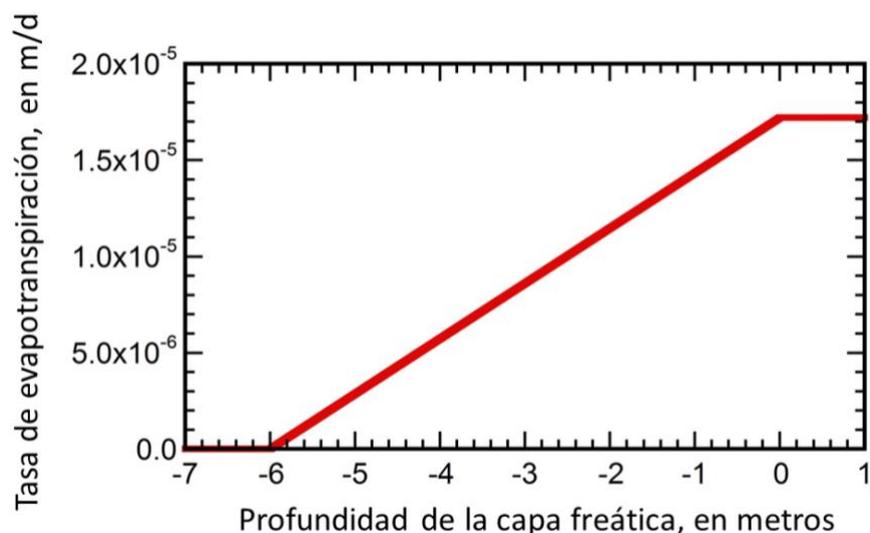


Figura 23 - Relación entre la tasa de evapotranspiración y la profundidad del nivel freático representada en el modelo MODFLOW para el caso de baja ET (Konikow y Bredehoeft, 2020).

Primero se simuló el escenario de predesarrollo en estado estacionario con la adición de la ET, seguido de 200 años de bombeo idéntico a la tasa de bombeo en el caso base. El balance hídrico calculado para este caso (Tabla 3) muestra que la tasa de ET relativamente baja por unidad de superficie se convierte en una tensión sustancial para el acuífero cuando se reparte por la gran extensión del mismo (unas cuatro veces la tensión de bombeo). Esta presencia de la ET en el modelo de predesarrollo da lugar a la pérdida de agua subterránea y, por lo tanto, hace descender el nivel del agua subterránea. Este estrés de ET adicional en condiciones previas al desarrollo ($8.163 \text{ m}^3/\text{d}$) reduce las cabezas lo suficiente como para inducir casi el doble de infiltración desde el río al acuífero (comparar $5.785 \text{ m}^3/\text{día}$ en la Tabla 1 con $9.702 \text{ m}^3/\text{día}$ en la Tabla 3). El descenso de las alturas también provoca una reducción del 57 por ciento en la descarga de aguas subterráneas hacia el río en los tramos aguas abajo (comparar $7.473 \text{ m}^3/\text{d}$ en la Tabla 1 con $3.231 \text{ m}^3/\text{d}$ en la Tabla 3). La tasa de ET real varía espacialmente porque la profundidad de la capa freática varía, y en la zona del acuífero tiene una media de $1,5 \text{ mm/año}$. Debido a esta pérdida de consumo de ET adicional en relación con el caso base, en las condiciones previas al desarrollo el caudal que sale del último tramo del río se reduce a $13.530 \text{ m}^3/\text{d}$ (en comparación con los $21.688 \text{ m}^3/\text{d}$ del caso base sin ET). Es decir, la pérdida de ET del acuífero está completamente equilibrada por una reducción del caudal de los arroyos fuera de la zona de estudio.

Tabla 3 - Balance de agua subterránea para el caso del modelo con una tasa de ET baja para las condiciones previas al desarrollo y después de 200 años de bombeo de un pozo. Todos los valores de flujo están en m³/d.

		Predesarrollo	t = 200 Años
ENTRADA	Recarga del frente de la montaña	1,688	1,688
	Cambio el almacenamiento	0	63
	Infiltración en el arroyo	9,702	11,199
	Total	11,390	12,950
SALIDA	Pozos	0	2,026
	Evapotranspiración	8,163	7,844
	Descarga al arroyo	3,231	3,084
	Total	11,394	12,954

Durante el período de bombeo de 200 años, el nivel freático desciende un poco y la pérdida de ET dependiente de la profundidad se reduce sólo en un 4 por ciento (en relación con las tasas previas al desarrollo). Esto representa la ET capturada, que ayuda a compensar (o equilibrar) el bombeo (Figura 24). En comparación con el caso base sin pérdidas de ET, tras 200 años de bombeo la tasa de infiltración inducida en el acuífero es casi el doble, y la tasa de descarga de aguas subterráneas al río es casi la mitad que en el caso base. El agotamiento de los caudales es menor que en el caso base y la captura total incluye ahora un componente de ET recuperada. Como la captura total ha aumentado, el agotamiento de las aguas subterráneas ha disminuido en relación con el caso base. El efecto neto sobre el caudal es que, después de 200 años, el caudal que sale del extremo inferior del río se reduce de un valor previo al desarrollo de 13.530 m³/d a 11.885 m³/d (en comparación con una reducción de 21.688 m³/d a 19.790 m³/d en el caso base).

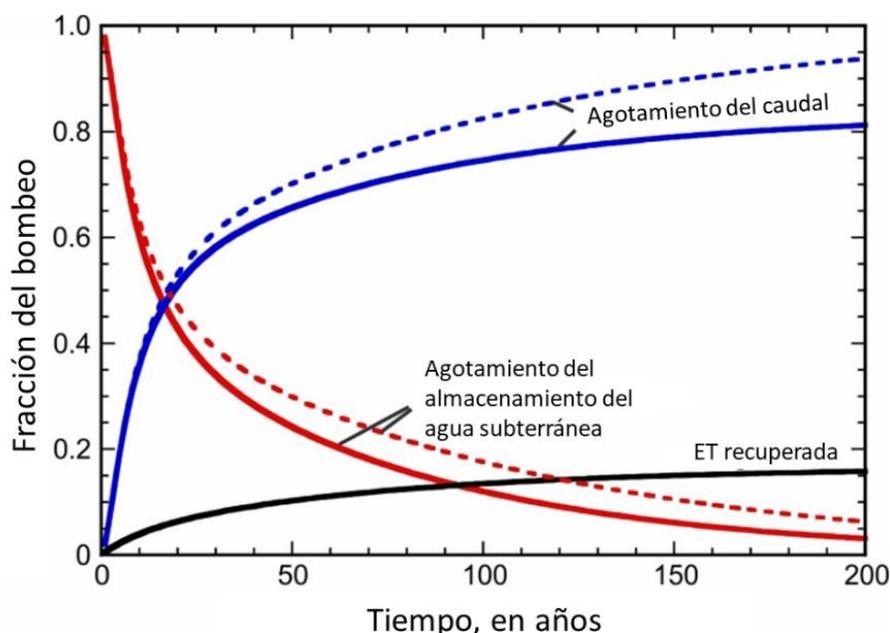


Figura 24 - Fuentes no dimensionales de agua bombeada basadas en tasas anuales para el modelo del caso base (líneas discontinuas) y para el caso con baja ET (líneas sólidas) (Konikow y Bredehoeft, 2020).

Caso de ET y Recarga (freatólicas y precipitación)

El escenario final modelado aplicó una tasa de recarga difusa a una tasa media uniforme a largo plazo de $9,0 \times 10^{-5}$ m/d (32,8 mm/año) para representar la recarga procedente de las precipitaciones y el riego. La tasa de ET máxima se incrementó respecto al escenario anterior a $2,8 \times 10^{-4}$ m/d (103 mm/año); la profundidad de extinción se mantuvo en 6,0 m. El balance hídrico calculado para los resultados de la simulación en este caso (Tabla 4) muestra que la ET y la recarga difusa son ahora los componentes dominantes del balance hídrico tanto para las condiciones previas al desarrollo como para las condiciones transitorias de bombeo. Sin embargo, considerando todos los flujos superficiales difusos juntos, la diferencia entre la recarga difusa total y la ET total es mucho menor, una descarga neta por flujo de ET de sólo $8.157 \text{ m}^3/\text{d}$, que no es muy diferente del flujo de ET en el caso anterior y representa unas cuatro veces la del esfuerzo de bombeo.

Tabla 4 - Balance de agua subterránea para las condiciones previas al desarrollo y después de 200 años de bombeo para el caso con recarga difusa y ET. Todos los valores de flujo están en m^3/d .

		Predesarrollo	t = 200 Años
ENTRADA	Recarga del frente de la montaña	1,688	1,688
	Recarga difusa	186,479	186,479
	Cambio en el almacenamiento	0	0
	Infiltración del arroyo	7,439	8,089
	Total	195,606	195,256
SALIDA	Pozos	0	2,026
	Evapotranspiración	194,636	193,260
	Descarga al arroyo	975	974
	Total	195,611	196,260

Esta tasa volumétrica promediada sobre la superficie del acuífero equivale a 1,5 mm/año. Pero varía espacialmente (Figura 25). Dado que la recarga difusa se aplica uniformemente sobre el área del acuífero, mientras que la ET varía en función de la profundidad a la capa freática, el flujo neto superficial es mayor donde la profundidad al agua es mayor y la ET es menor, como el borde occidental del acuífero más alejado del río (Figura 25a). El flujo superficial neto es el más negativo (pérdida de ET mayor que la recarga) cerca del río, donde la profundidad del agua es mínima y la ET es mayor. Obsérvese que la banda norte-sur mostrada en la Figura 25a se deriva de las terrazas escalonadas de la topografía de la superficie del terreno (Figura 18). Los contornos del cambio en el flujo superficial después de 200 años (Figura 25b) muestran que el cambio en la ET es pequeño, excepto muy cerca del pozo de bombeo, donde la profundidad de la capa freática es la que más aumenta después de iniciarse el bombeo; por supuesto, los contornos de la Figura 25b son paralelos a la reducción del nivel de agua alrededor del pozo.

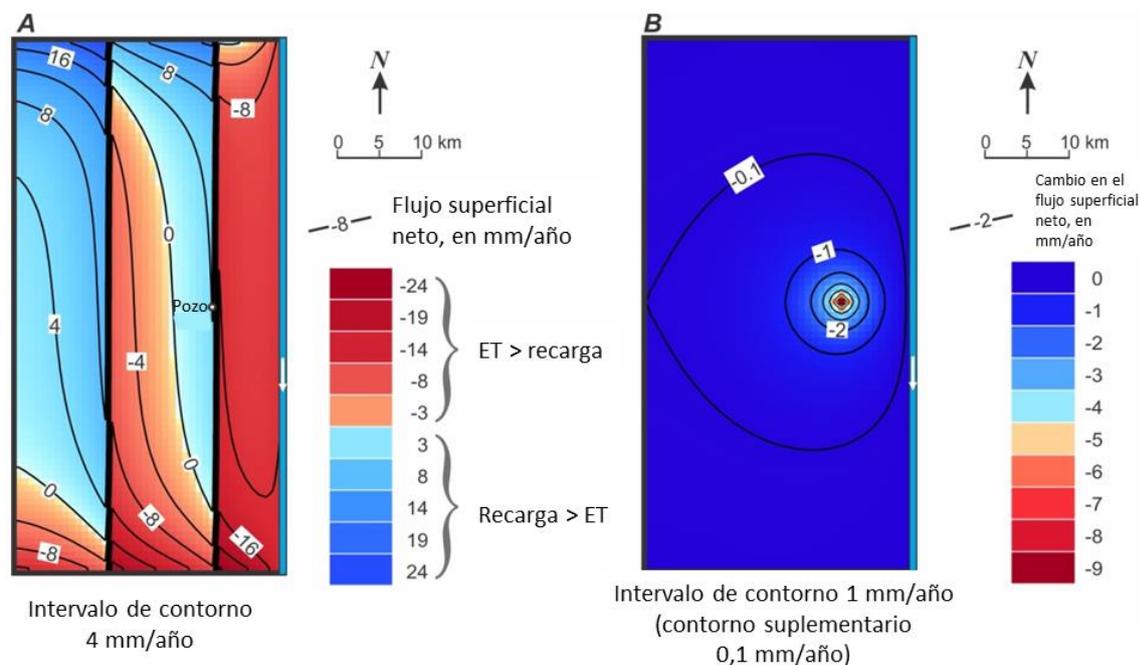


Figura 25 - El flujo superficial neto es la diferencia entre la recarga y la evapotranspiración: a) Flujo superficial neto (recarga menos ET) para las condiciones previas al desarrollo, y b) cambio en el flujo superficial neto después de 200 años de bombeo (Konikow y Bredehoeft, 2020).

Los grandes flujos de recarga y ET, combinados con la no uniformidad de la ET, afectan visiblemente a la distribución de la carga en el sistema acuífero del arroyo (Figura 25). Comparando la Figura 25 con la Figura 20b, es evidente que las cabezas cerca del borde occidental del acuífero son generalmente más altas que en el caso base (sin recarga o ET) porque la recarga generalmente excede la ET en la mayor parte de esa banda, mientras que las cabezas cerca del borde oriental (cerca del río) son generalmente más bajas en la Figura 26 porque la ET excede la recarga en esa banda. Esto también induce la infiltración a lo largo de una mayor longitud del río en el caso de ET/Recarga que en el caso base, como se refleja en el ángulo en que los contornos de la cabecera se cruzan con el río. La infiltración de la corriente antes del desarrollo en el acuífero es casi un 30 por ciento mayor que en el caso base, aunque menor que en el caso anterior de baja ET. La descarga del acuífero antes del desarrollo al arroyo es mucho menor que en el caso base, como se refleja en el ángulo en que los contornos de la cabeza se cruzan con el río. La infiltración de la corriente antes del desarrollo en el acuífero es casi un 30 por ciento mayor que en el caso base, aunque menor que en el caso anterior de baja ET. La descarga del acuífero antes del desarrollo al arroyo es mucho menor que en el caso base, y también menor que en el caso anterior de baja ET, en gran parte porque la distribución de la cabeza sólo permite la descarga de aguas subterráneas al río a lo largo de un corto tramo aguas abajo del río.

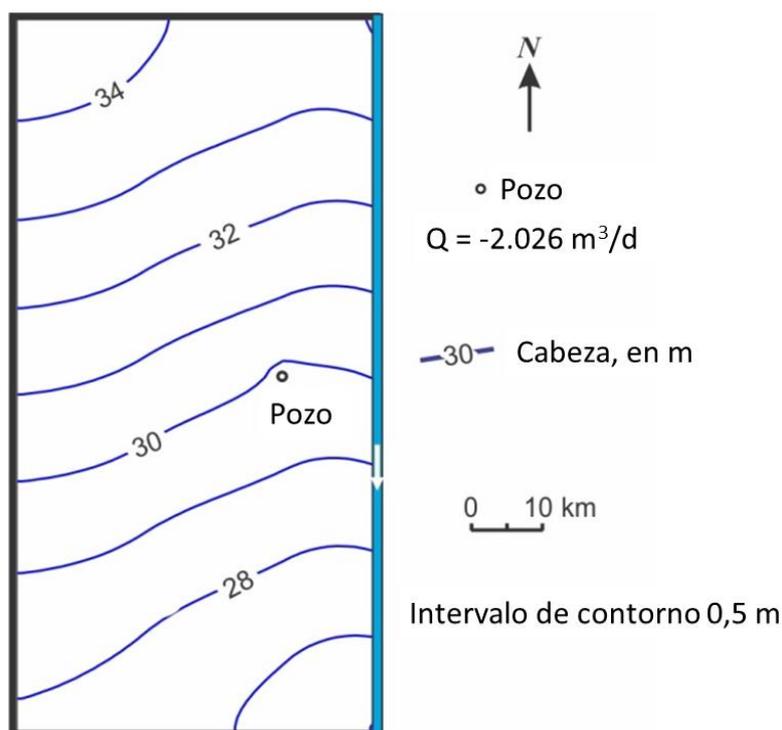


Figura 26 - Elevaciones de la capa freática calculadas después de 200 años de bombeo para el caso en el que hay tanto recarga areal difusa como ET. La altura es relativa a un punto de referencia arbitrario. (Konikow y Bredehoeft, 2020).

Tras 200 años de bombeo, la tasa de cambio en el almacenamiento es cero. Esto indica que el sistema ha alcanzado un nuevo estado de equilibrio en ese momento, y como se ve en la Figura 27, el nuevo equilibrio se alcanzó después de unos 75 años de bombeo. En cambio, no se ha alcanzado un nuevo equilibrio en 200 años con un bombeo idéntico tanto para el caso base como para el caso de baja TET. La razón principal del cambio en las relaciones aquí es que la magnitud absoluta mucho mayor de la ET en este caso permite capturar (o recuperar) una cantidad mucho mayor de esta descarga de ET para compensar (o equilibrar) el bombeo, y puede ocurrir más rápidamente que el agotamiento del caudal. Es más rápido porque la captura del caudal requiere tiempo para que los efectos de la reducción se propaguen hasta el límite de la corriente, mientras que la captura de la ET se produce inmediatamente y localmente a medida que el nivel freático desciende. Además, la recarga en este escenario del modelo es una condición de flujo especificada, y no se ve afectada por el bombeo ni por la reducción de caudal. Como la recuperación de la ET es tan rápida y tan grande, el impacto del bombeo en el caudal es mucho menor que en cualquiera de los casos anteriores. Del mismo modo, se necesita un menor agotamiento de las aguas subterráneas para equilibrar el bombeo. Cuando el agotamiento del almacenamiento llega a cero, significa que las alturas se han estabilizado y que no se está produciendo ninguna reducción adicional. Esta es la definición misma de una condición de equilibrio en un acuífero.

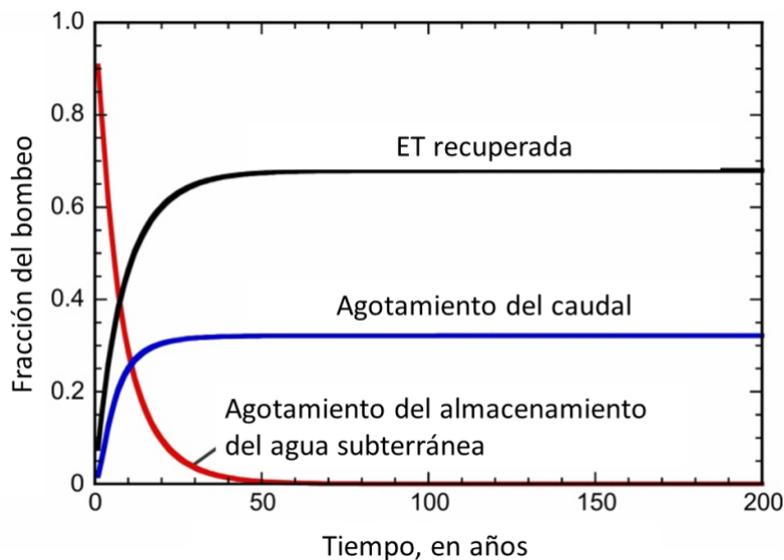


Figura 27 - Fuentes no dimensionales simuladas de agua bombeada basadas en tasas anuales para el caso con ET y recarga (Konikow y Bredehoeft, 2020).

Tras 200 años de bombeo, la infiltración de la corriente en el acuífero ha disminuido en un 9 por ciento, pero la descarga de agua subterránea al río se ha mantenido en la misma tasa baja. El caudal que sale del extremo inferior del río es de $13.536 \text{ m}^3/\text{d}$ durante las condiciones previas al desarrollo, y se reduce a $12.884 \text{ m}^3/\text{d}$ después de 200 años de bombeo. Esta disminución del caudal de unos $652 \text{ m}^3/\text{d}$ a lo largo del tiempo es menos de la mitad que en el caso de baja T.E., y la proporción fraccional (no dimensional) del bombeo equilibrada por el agotamiento del caudal es menor que en el caso de baja T.E. (comparar la Figura 27 con la Figura 24). De nuevo, esto se debe a que una fracción mucho mayor del bombeo se equilibra más fácilmente con la recuperación (o captura) de las pérdidas de ET del acuífero.

Ejecución del Modelo

El procedimiento para obtener los archivos del modelo, ejecutar los tres escenarios presentados para el Estudio de Caso 1, post-procesar los resultados del modelo y ver los resultados del modelo se explican en el [Cuadro 3](#) abajo. El postprocesamiento incluye: la creación de mapas de contorno de la altura y la reducción, gráficos del balance hídrico a través del tiempo, el cálculo de los cambios en el flujo de la corriente con el tiempo, y el trazado de hidrogramas de pozos (es decir, el nivel de agua en función del tiempo en un pozo).

Resumen

Se pueden simular acuíferos hipotéticos idealizados para ilustrar las relaciones de causa y efecto en los sistemas fluviales-acuíferos. Las simulaciones presentadas aquí han demostrado que las aguas subterráneas extraídas por los pozos deben equilibrarse

mediante una combinación de aumento de la recarga, disminución de la descarga y agotamiento de las aguas subterráneas almacenadas en el acuífero. En el archivo "CaseStudy1--Models.zip", que forma parte de los [materiales complementarios](#) de este libro, se encuentra un archivo de los modelos, incluidos los archivos de entrada y salida, utilizados para simular los tres escenarios principales descritos en esta sección. Las pérdidas de ET de la capa freática constituyen una forma de descarga de aguas subterráneas, y el descenso de la capa freática puede reducir las pérdidas de ET. La reducción de la ET puede considerarse como una ET recuperada, que ayuda a equilibrar el bombeo de los pozos. Esto podría tener implicaciones medioambientales debido a los impactos en la vegetación de la superficie y a los cambios en las condiciones climáticas en las zonas donde el agua evapotranspirada contribuía a las precipitaciones. Los cambios adicionales en los flujos entre el acuífero y el río limítrofe también ayudan a equilibrar el bombeo, pero constituyen un agotamiento del caudal. Esto podría tener implicaciones medioambientales y legales debido a los impactos sobre los ecosistemas acuáticos y los derechos de aguas superficiales existentes.

La ET recuperada puede ser un gran componente de la captura. Una pequeña disminución de la tasa de ET en una gran superficie puede producir un gran volumen de agua. La mayor parte de la ET recuperada compensa y reduce el agotamiento del caudal. En un entorno de campo, la confirmación de la recuperación de la ET puede ser muy difícil.

Si el caudal del río fuera lo suficientemente pequeño como para que los efectos del bombeo hicieran que algunos tramos del río se secaran, el bombeo tendría que equilibrarse con un mayor agotamiento del almacenamiento. La tasa de disminución de la altura sería mayor y el sistema no podría alcanzar un nuevo equilibrio si no hubiera fuentes de captación adicionales.

6.2 Caso 2: Paradise Valley, Nevada

A diferencia de los ejemplos hipotéticos, los sistemas de aguas subterráneas del mundo real son complejos y heterogéneos, y nunca se dispone de suficientes datos para definir sus propiedades y condiciones límite de forma única, exacta y precisa. Por ello, los análisis de estos sistemas se realizan siempre teniendo en cuenta esta incertidumbre. Cualquier modelo desarrollado para sistemas acuíferos de campo es siempre una aproximación y siempre está sujeto a mejoras a medida que se dispone de datos adicionales. Pero los hidrogeólogos suelen tener la tarea de analizar sistemas de campo, ese es nuestro trabajo y ese es nuestro reto, y la complejidad y la incertidumbre no nos impiden desarrollar modelos fiables y útiles para la tarea en cuestión. Por lo tanto, a continuación, ofrecemos un ejemplo ilustrativo de un análisis de un sistema acuífero que se ha desarrollado en tiempos históricos.

Descripción del Área de Estudio

Paradise Valley, situado en el centro-norte de Nevada (Estados Unidos), es un valle típico de la provincia topográfica Basin and Range de Nevada y el oeste de Utah, en el oeste de Estados Unidos (Figura 28). Se trata de un valle de tendencia norte-sur, de aproximadamente 40 millas de largo por 10 millas de ancho (64 km por 16 km), que se extiende hacia el norte desde el valle del río Humboldt. La ciudad de Winnemucca está situada junto al río Humboldt, al suroeste de Paradise Valley. Paradise Valley está rodeado de montañas al este, norte y oeste, y abierto al valle del río Humboldt al sur.

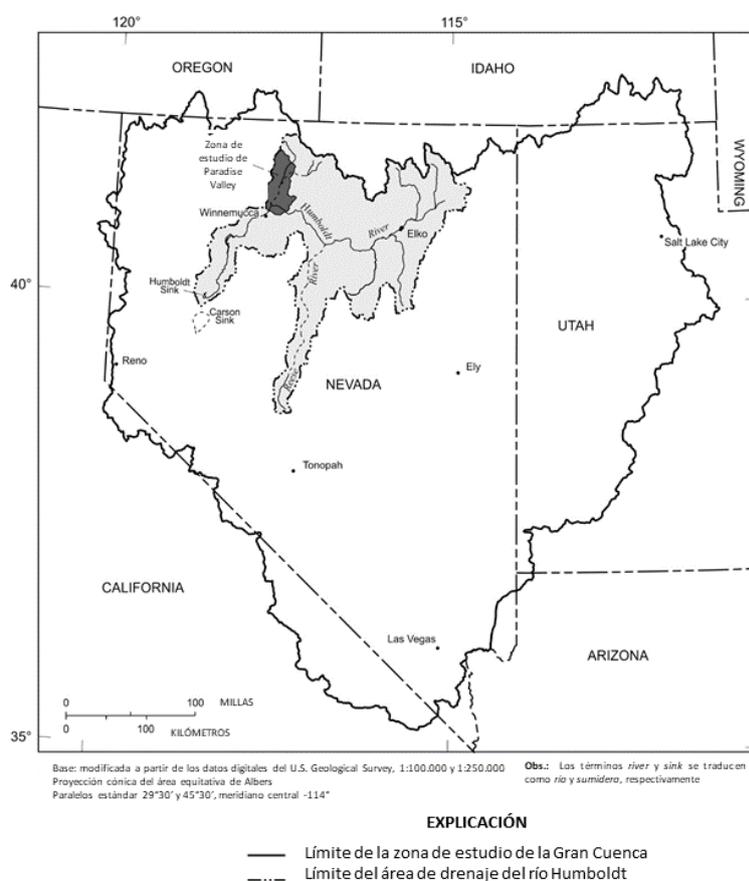


Figura 28 - Ubicación del área de estudio de Paradise Valley y de la cuenca de drenaje del río Humboldt en Nevada, oeste de Estados Unidos (modificado de Prudic y Herman, 1996).

La región es árida. Un registro de precipitaciones de 100 años en Paradise Valley indica que la precipitación media es de aproximadamente 8 pulgadas al año (200 mm/año) (Prudic y Herman, 1996). Se supone que la recarga directa de las precipitaciones en el fondo del valle es insignificante. Dos arroyos entran en el valle desde el noreste: Martin Creek y el río Little Humboldt. El arroyo Martin ha sido monitoreado continuamente desde principios de la década de 1920 (Figura 29). La ubicación de estos dos arroyos se muestra en la Figura 30.

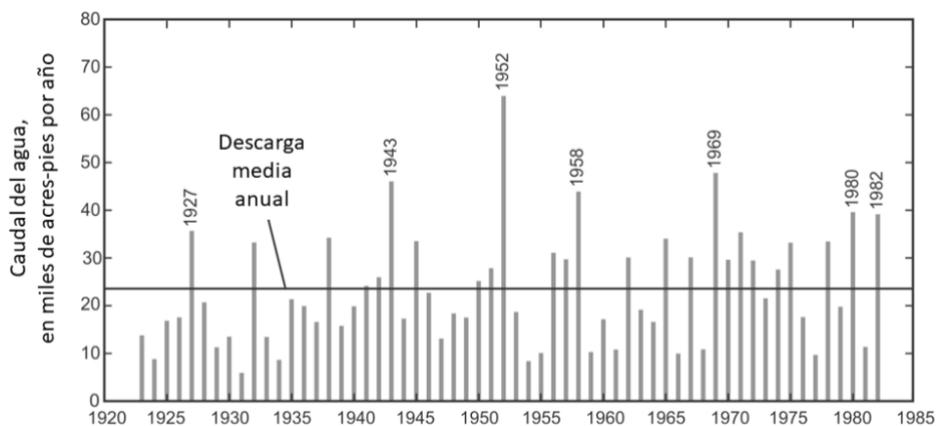


Figura 29 - Descarga anual de Martin Creek donde entra en Paradise Valley, Nevada, USA. [1.000 ac-ft = 0,000123 km³] (de Prudic y Herman, 1996).

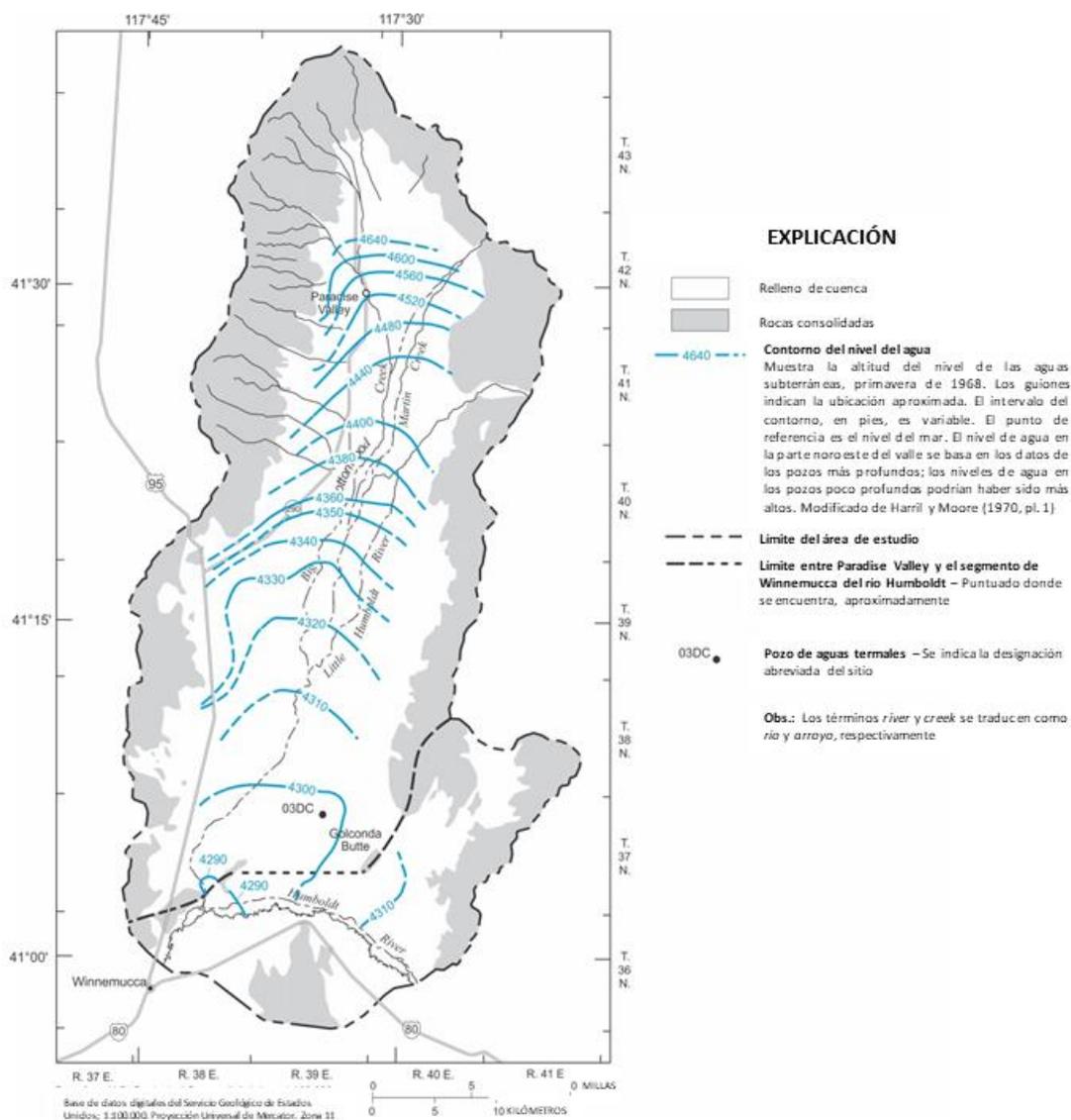


Figura 30 - Niveles de agua subterránea en Paradise Valley, Nevada, primavera de 1968 (de Prudic y Herman, 1996).

La descarga anual de Martin Creek es la típica de un arroyo desértico con años húmedos y secos. El río Little Humboldt es un arroyo similar; tiene un pequeño embalse en las montañas al este de Paradise Valley. Sólo hay mediciones ocasionales del caudal del río Little Humboldt durante el período mostrado en la Figura 29, de 1923 a 1982. Con raras excepciones, toda el agua tanto del arroyo Martin como del río Little Humboldt se infiltra y recarga el acuífero aluvial en Paradise Valley, cerca del extremo norte del valle.

El oeste de Nevada tuvo un clima mucho más húmedo durante los períodos de avance de los hielos del Pleistoceno. El lago Lahontan ocupó gran parte del oeste de Nevada durante el avance. Paradise Valley se encontraba en la franja del lago; dos máximas elevaciones del lago se extendían en el tramo inferior de Paradise Valley. Durante el período glacial había un arroyo de paso en Paradise Valley. Este arroyo creó un depósito aluvial altamente permeable en el centro del valle (Bredehoeft, 1963). Paradise Valley está lleno de sedimentos aluviales hasta una profundidad de entre 600 y 900 m, pero el espesor puede superar los 2.400 m en el centro del valle (Prudic y Herman, 1996). El aluvión está subyacente a rocas ígneas, metamórficas y sedimentarias consolidadas que generalmente tienen baja porosidad y baja permeabilidad. El fondo del valle se inclina suavemente de norte a sur hacia el valle de Humboldt. El nivel freático generalmente imita la topografía del fondo del valle (Figura 30).

El mapa de la profundidad del agua (Figura 31) indica una amplia zona en el centro del valle donde el nivel freático está a menos de 3 m por debajo de la superficie del terreno. Se trata de una zona en la que las freatófitas florecieron antes del desarrollo de las aguas subterráneas.

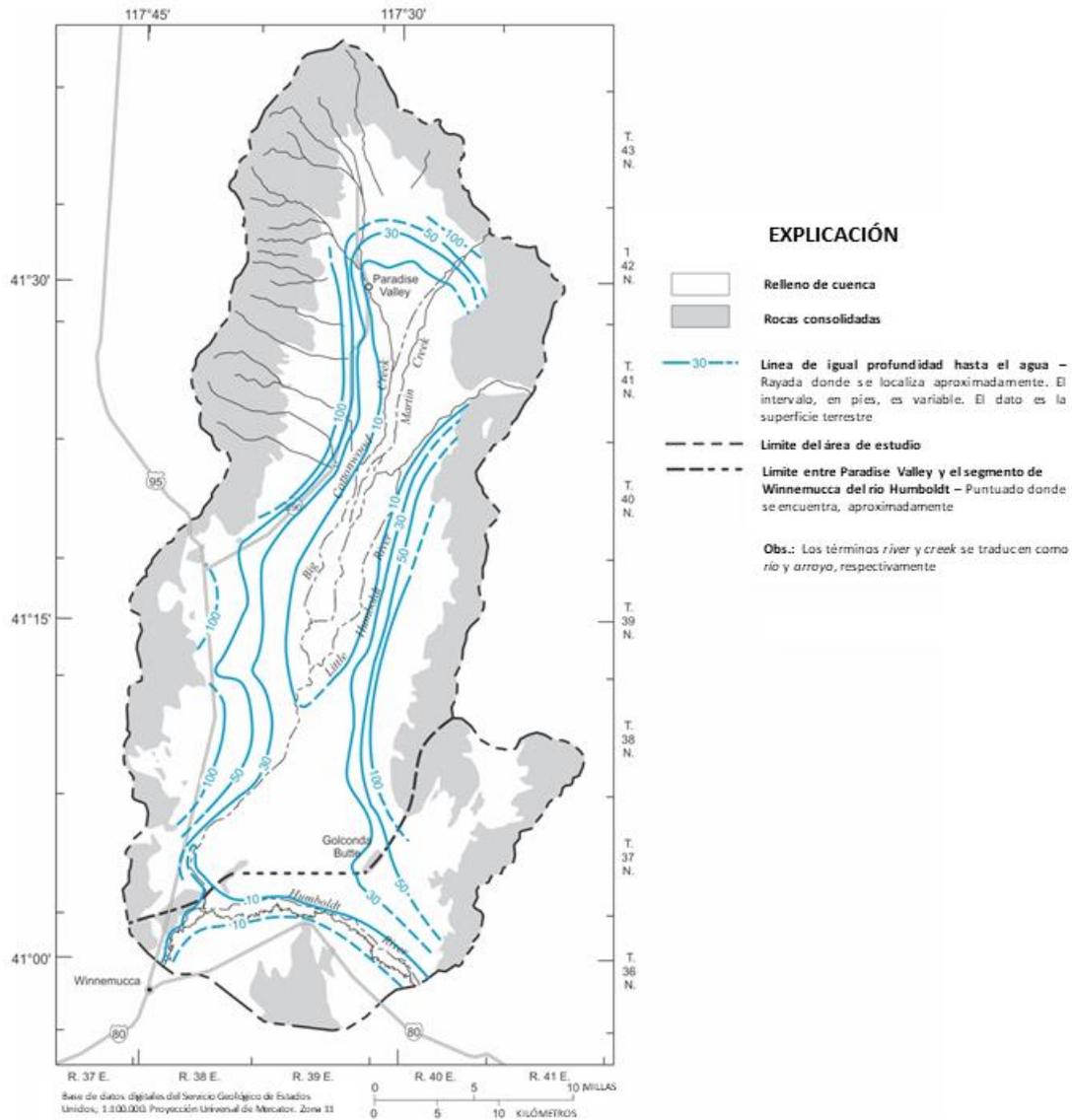


Figura 31 - Profundidad de las aguas subterráneas en Paradise Valley, Nevada, antes del desarrollo principal (antes de 1969) (de Prudic y Herman, 1996).

Una investigación de reconocimiento de Paradise Valley antes de un desarrollo significativo indicó un valle con aluvión casi totalmente saturado de agua subterránea (Loeltz et al., 1949). El agua del arroyo Martin y del río Little Humboldt se infiltra en el acuífero aluvial a poca distancia de su entrada en el valle, como suelen hacer los caudales de todos los demás afluentes más pequeños que desaguan de las montañas adyacentes. Los estudios de reconocimiento (por ejemplo, Loeltz et al., 1949) sugirieron que la recarga anual promedio disponible de los dos arroyos, Martin Creek y el río Little Humboldt, era de casi 40.000 ac-ft/año (0,05 km³/año o 1,6 m³/s), que se equilibraba con la descarga a través de la evapotranspiración de una capa freática poco profunda en gran parte del valle. Como se muestra en la Figura 31, la profundidad de la capa freática es inferior a 9,1 m en toda la parte central del valle. Las aguas subterráneas se descargan en forma de evapotranspiración; gran parte de la descarga es la transpiración de las freatofitas. El acuífero aluvial, grueso y permeable, hace que la zona sea ideal para el desarrollo de las

aguas subterráneas. El bombeo de aguas subterráneas en la zona aumentó gradualmente durante las décadas de 1950 y 1960, pero se aceleró notablemente durante la década de 1970, cuando se descubrió que Paradise Valley era un buen lugar para el desarrollo de las aguas subterráneas (Figura 32).

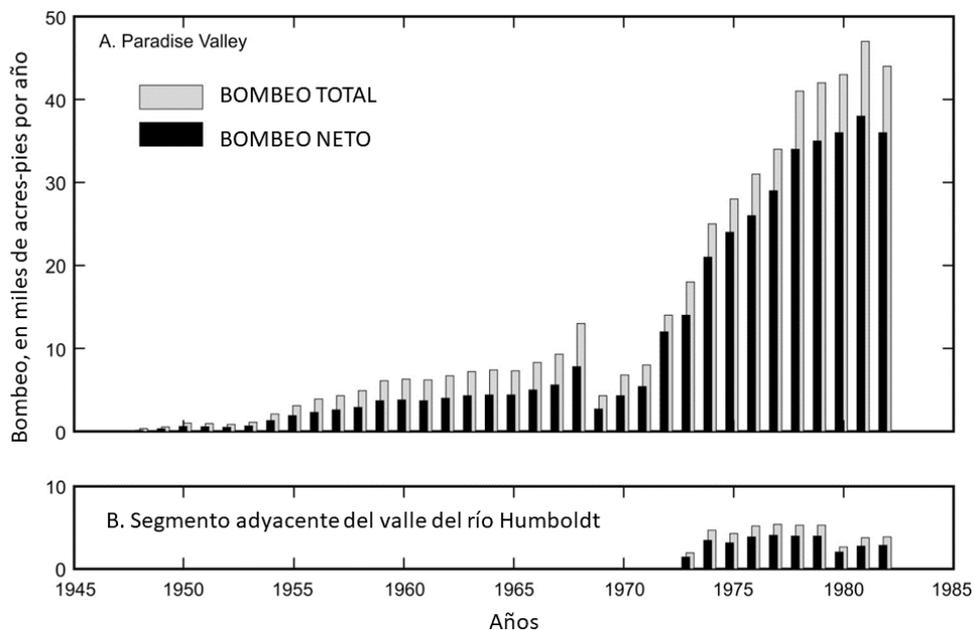


Figura 32 - Bombeo en Paradise Valley y la parte asociada del valle del río Humboldt (de Prudic y Herman, 1996). El bombeo neto es igual al bombeo total menos la cantidad que se estima que retorna al acuífero de la cuenca a través de la infiltración del agua de riego. [1.000 ac-ft = 1,23 millones de m³ = 1,23x10⁻³ km³].

Cuando se riega, parte del agua aplicada a un campo no es utilizada por el cultivo, sino que se infiltra en el suelo como recarga de las aguas subterráneas procedentes del riego. Esto es especialmente cierto cuando el nivel freático está cerca de la superficie del terreno. El bombeo neto es la cantidad de bombeo utilizada por las plantas o evaporada el bombeo neto es el uso consuntivo.

Las aguas subterráneas se utilizan como fuente principal de riego en la zona de Paradise Valley, y los pozos suelen regar los campos situados cerca de los mismos. La mayoría de los pozos de riego de la zona se perforaron después de 1969 y están situados en la parte sur de Paradise Valley (Figura 33). Como el bombeo aumentó rápidamente entre 1969 y 1981, se desarrolló un cono de depresión sustancial en la zona de mayor bombeo y riego en la parte sur del valle (Figura 34). El descenso del nivel freático superó los 80 pies (24 m) en el centro de la zona afectada. Hubo un descenso de más de 10 pies (3 m) en una amplia zona de la parte baja de Paradise Valley.

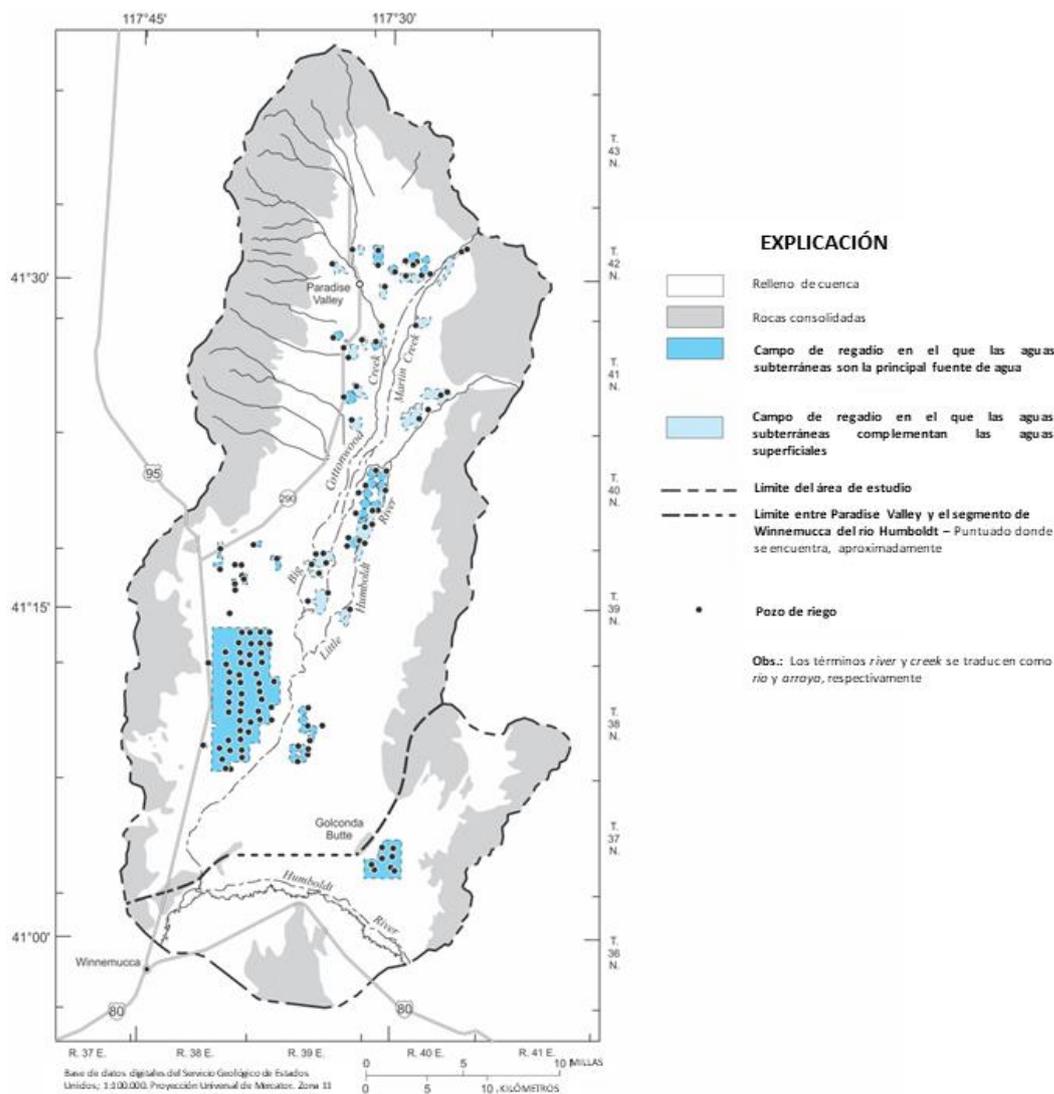


Figura 33 - Distribución de las tierras de regadío y de los pozos de riego en 1981 (a partir de Prudic y Herman, 1996).

A medida que el desarrollo de las aguas subterráneas aumentaba durante las décadas de 1960 y 1970, surgieron preocupaciones de gestión sobre lo que ocurre con las aguas subterráneas en el valle con el bombeo continuo. ¿Es sostenible el bombeo? ¿Bajaría la capa freática debido al bombeo y capturaría gran parte de la evapotranspiración, lo que conduciría a un desarrollo que podría mantenerse durante un largo período? Pero se carece de una base cuantitativa para evaluar estas cuestiones. Un enfoque para analizar esta cuestión consiste en desarrollar y calibrar un modelo numérico del sistema de aguas subterráneas y, a continuación, utilizar el modelo para simular el impacto del desarrollo continuado. En un esfuerzo por comprender mejor el sistema, el USGS emprendió un amplio estudio de modelo numérico de aguas subterráneas, descrito por Prudic y Herman (1996).

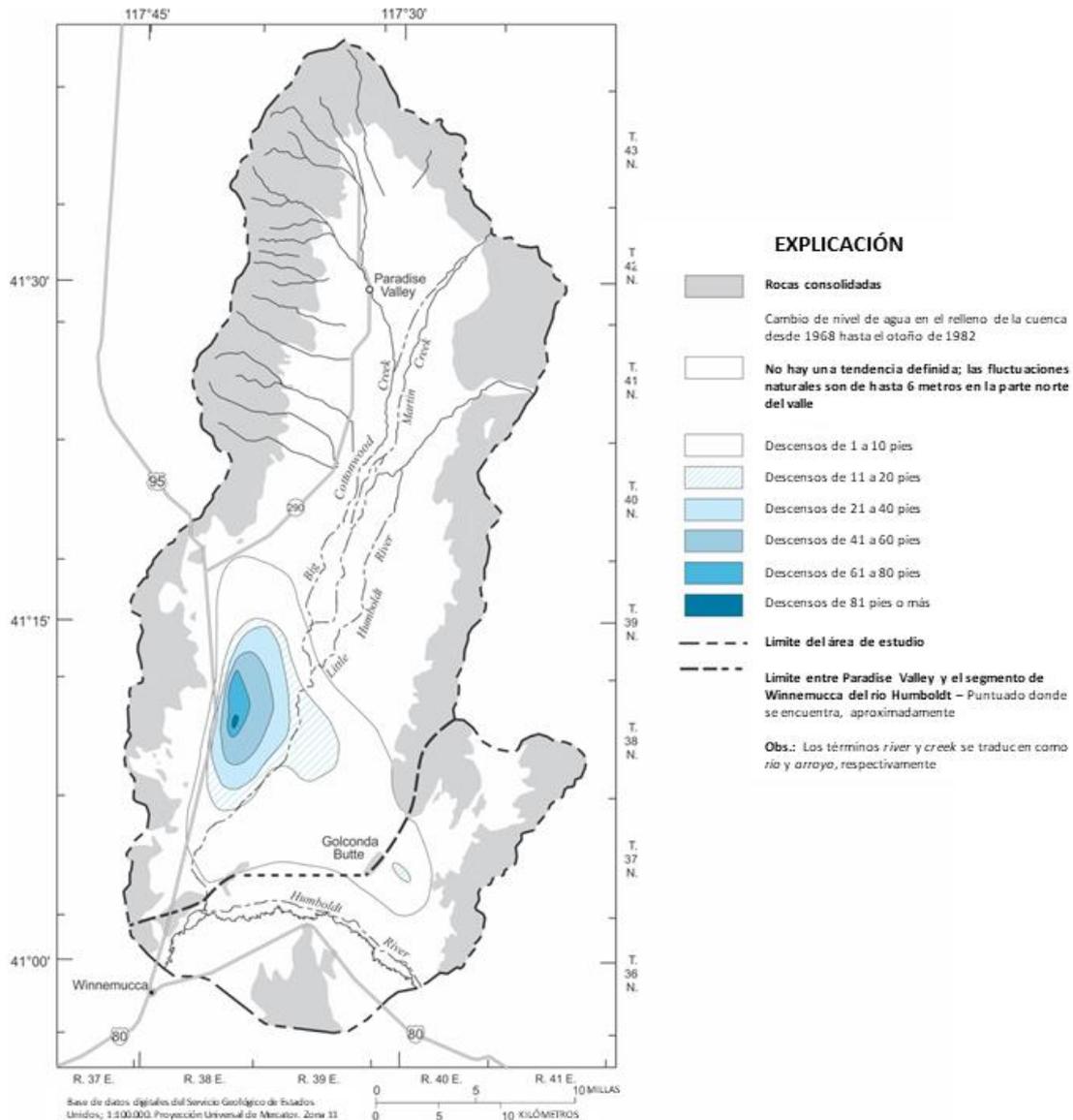


Figura 34 - Descenso del nivel freático, 1968 a 1982 (de Prudic y Herman, 1996).

Modelo de simulación de Paradise Valley

Se desarrolló un modelo tridimensional de diferencias finitas para Paradise Valley utilizando el modelo genérico MODFLOW 88 (McDonald y Harbaugh, 1988). Se conceptualizó para representar el espesor saturado variable, las propiedades hidráulicas heterogéneas, la recarga de la filtración del arroyo, la afluencia del lecho rocoso adyacente, la descarga de la evapotranspiración y la extracción por los pozos de bombeo (Figura 35). La cuadrícula utilizó tres capas, 33 columnas y 89 filas de celdas. El grosor de las capas era de 183 a 366 m (600 a 1.200 pies). Las dimensiones horizontales de la cuadrícula eran de 762 m (2.500 pies) por lado, y el centro de cada celda se designa como nodo. El río Humboldt se utilizó para simular el límite sur del flujo en Paradise Valley, y se simuló como una condición de límite de flujo dependiente de la altura. Todos los demás límites se representaron como límites sin flujo, aunque se aplican flujos específicos a algunas celdas

límites para representar la afluencia del lecho rocoso adyacente (Prudic y Herman, 1996, para más detalles).

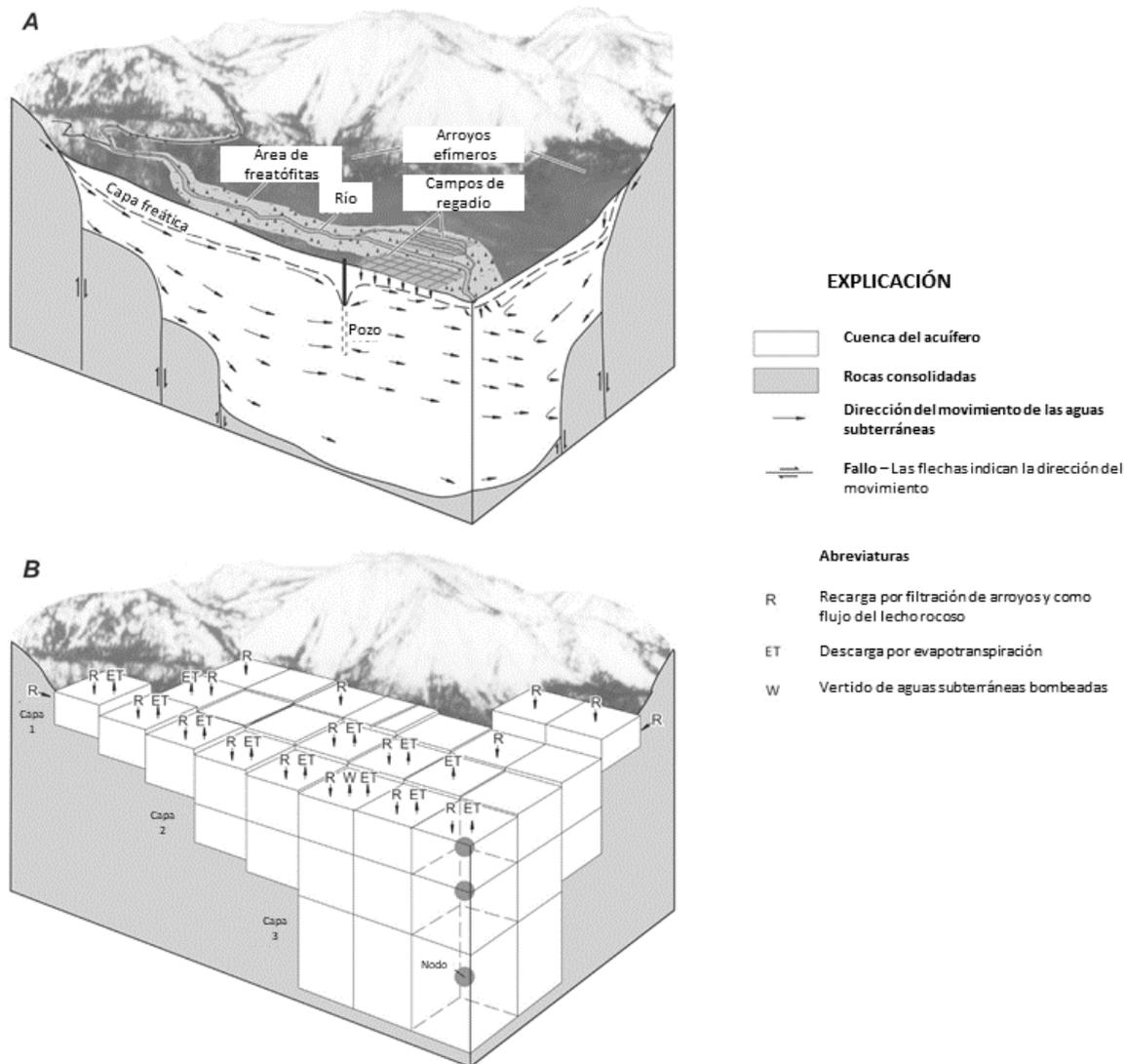


Figura 35 - Diagrama tridimensional esquemático que ilustra cómo se subdividió el sistema de aguas subterráneas en Paradise Valley en un sistema finito de celdas rectangulares con el fin de realizar el análisis numérico (modificado de Prudic y Herman, 1996).

Estado estacionario inicial

El procedimiento habitual en la modelización de un sistema de aguas subterráneas consiste en modelizar primero el sistema antes de desarrollar su estado no perturbado. Este procedimiento proporciona las mejores estimaciones del flujo natural de entrada (recarga) y de salida (descarga) del sistema. Se utiliza el modelo para ajustar la distribución de la cabeza observada sin alterar (Figura 30 y Figura 31) y los flujos observados (si se conocen). Al calibrar el modelo, se ajustan los flujos de entrada y salida, incluyendo su distribución, y los parámetros hidráulicos (como la conductividad hidráulica del acuífero) hasta que se consigue un ajuste adecuado (o el mejor). Prudic y Herman (1996) desarrollaron un modelo

de estado estacionario para representar las condiciones medias probables al comienzo de sus simulaciones transitorias (1948).

Una vez que se ha modelado adecuadamente el estado inicial del sistema, el modelo arroja un presupuesto hídrico calculado representativo del sistema no perturbado. De acuerdo con la ecuación 2, los flujos totales de entrada (recarga) y salida (descarga) en condiciones estables están equilibrados (a un ritmo de unos $2,89 \text{ m}^3/\text{año}$). Se cree que el sistema de aguas subterráneas de Paradise Valley estaba prácticamente inalterado antes de 1948 y sólo se desarrolló ligeramente durante 1948-1969.

Simulación histórica transitoria

Se hicieron simulaciones de flujo transitorio para 1948-1982 para que coincidieran con el período histórico de registro y ayudaran a evaluar la fiabilidad del modelo. Aunque los resultados del modelo muestran una variabilidad anual sustancial, Prudic y Herman (1996) informan de que aproximadamente el 60 por ciento del bombeo neto se derivó de una reducción del almacenamiento. Por lo tanto, alrededor del 40 por ciento se equilibra mediante la captura, que consiste en la reducción de la evapotranspiración, el aumento de la recarga de los arroyos y la disminución de la descarga a los arroyos.

Evolución Futura Simulada

Se consideró que el desarrollo futuro podría incluir un bombeo total prolongado equivalente a unos 72.000 ac-ft/año ($2,82 \text{ m}^3/\text{s}$), una cantidad cercana al caudal medio anual a largo plazo en Paradise Valley. Para ayudar a clarificar las consecuencias de hacer esto, Prudic y Herman (1996) simularon el sistema bajo este escenario (entre otros) para un período de 300 años de bombeo. La Figura 36 muestra cómo responden las entradas y salidas críticas al largo período de 300 años de bombeo bajo las tensiones de este escenario propuesto pero hipotético.

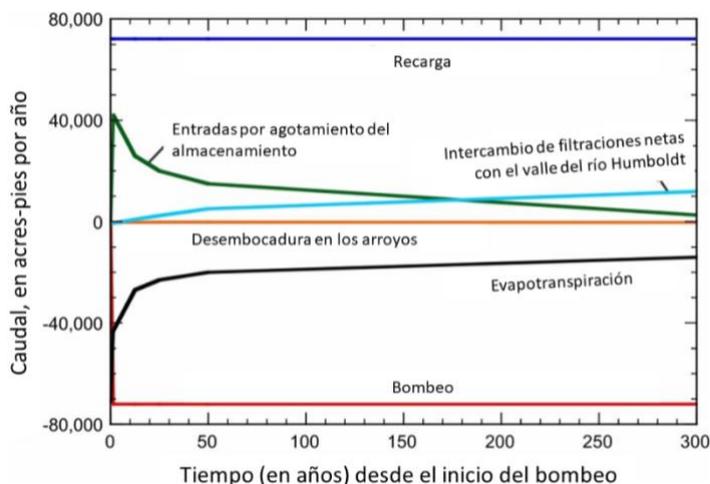


Figura 36 - Flujos calculados por el modelo en función del tiempo para un escenario en el que el bombeo de 72.000 ac-ft/año ($2,82 \text{ m}^3/\text{s}$) se distribuye ampliamente en el Paraíso Valley (data from Prudic and Herman, 1996, scenario 5). Recharge includes both mountain front recharge and infiltration from streams.

Estos resultados indican que no se capta todo el uso de las freatófitas incluso después de 300 años de bombeo; quedan unos 14.000 ac-ft/año ($0,55 \text{ m}^3/\text{s}$) de uso. Después de 300 años, el bombeo ha inducido un aumento de aproximadamente 12.400 ac-ft/año ($0,47 \text{ m}^3/\text{s}$) en el flujo subterráneo neto entre el valle del río Humboldt y el sistema de aguas subterráneas de Paradise Valley (aumentando el flujo subterráneo hacia Paradise Valley desde el valle del río Humboldt en 10.700 ac-ft/año y disminuyendo el flujo subterráneo desde Paradise Valley hacia el valle del río Humboldt en 1.700 ac-ft/año). Todavía hay aproximadamente 2.600 ac-ft/año ($0,10 \text{ m}^3/\text{s}$) que siguen siendo retirados del almacenamiento. Esto significa que después de 300 años de bombeo, el sistema todavía no ha alcanzado un nuevo estado de equilibrio.

El descenso de nivel después de 300 años resultante del bombeo asociado a este escenario superó los 100 pies (30 m) en una gran parte central del valle (Figura 37). En este escenario de bombeo en particular, el bombeo se distribuyó por todo el valle en las zonas en las que crecían las freatófitas. La reducción en la zona de vegetación ribereña maximiza la captura de evapotranspiración por el bombeo.

Lección del ejemplo de Paradise Valley

Paradise Valley es ideal para el desarrollo de las aguas subterráneas. El valle está lleno de un acuífero aluvial que es muy permeable y tiene un grosor de más de 610 m en la mayor parte del valle. Se pueden perforar pozos muy productivos en el valle. El clima, aunque árido, es adecuado para la agricultura de regadío.

El análisis del modelo indica que el sistema de aguas subterráneas en Paradise Valley se encontraba en un estado de equilibrio a largo plazo antes del desarrollo de sus recursos de aguas subterráneas, con aproximadamente 70.000 ac-ft/año ($2,7 \text{ m}^3/\text{s}$) de

recarga y descarga y niveles de aguas subterráneas poco profundos en todo el territorio. La principal recarga era la infiltración de agua del arroyo Martin y del río Little Humboldt, y la principal descarga era la de los freatófitos ribereños.

Para crear un sistema de aprovechamiento de las aguas subterráneas que pudiera mantenerse durante un largo período en Paradise Valley, la estrategia consistió en instalar un sistema de bombeo que hiciera descender al máximo el nivel freático en la zona de las freatófitas y "capturara" su descarga. Son factibles varias alternativas de bombeo. El escenario que se muestra en la Figura 37 distribuye el bombeo ampliamente hacia arriba y hacia abajo del valle y minimiza el descenso del nivel freático para esa magnitud de bombeo.

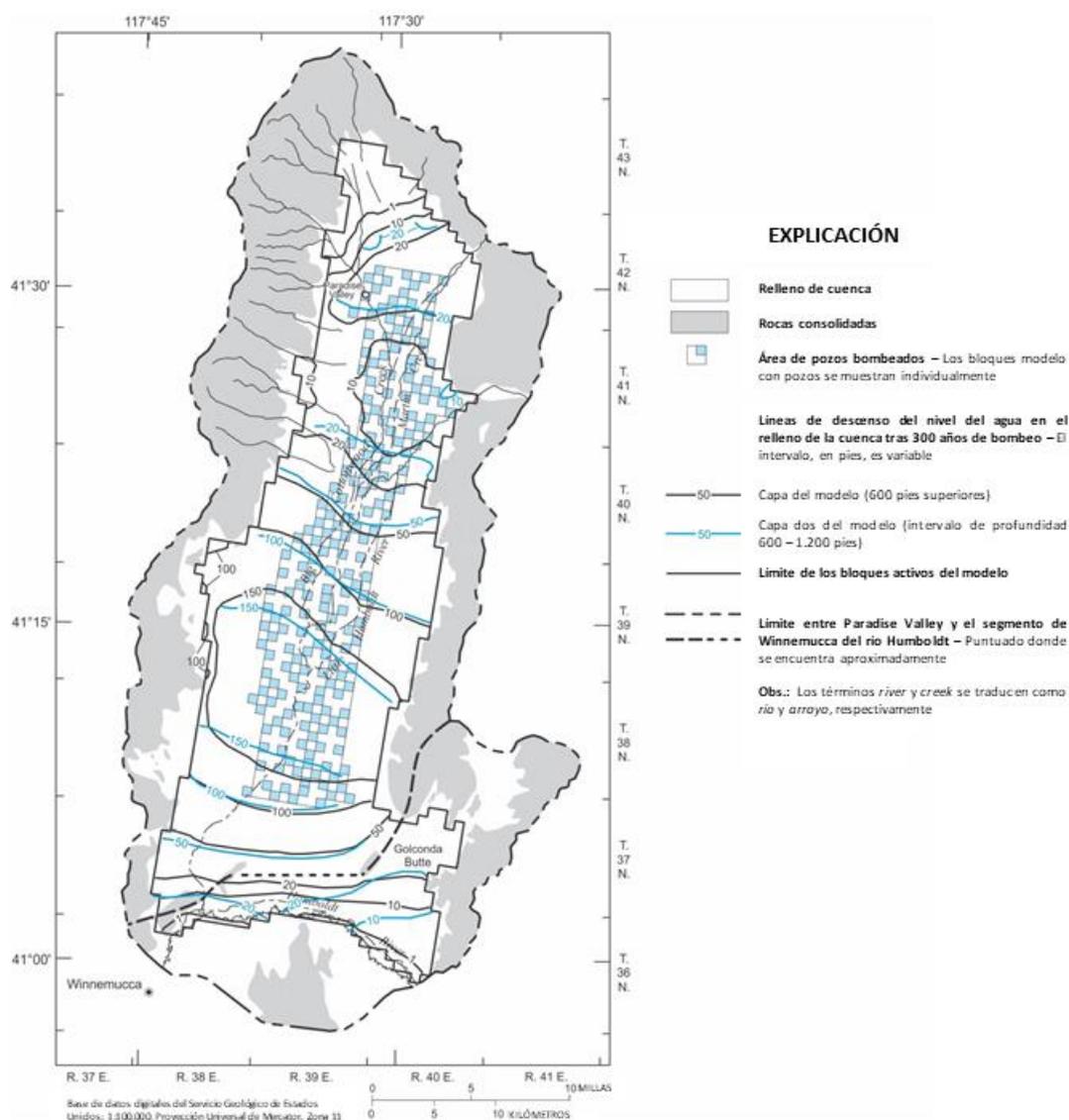


Figura 37 - Reducción después de 300 años resultante del escenario con bombeo de 72.000 ac-ft/año ($2,82 \text{ m}^3/\text{s}$) desde las ubicaciones distribuidas ampliamente en el área de evapotranspiración cerca del centro del valle (de Prudic y Herman, 1996). Los pozos de bombeo individuales están situados en las celdas del modelo sombreadas en azul.

En el ejemplo presentado, un período de bombeo simulado de 300 años no produce del todo una nueva condición de estado estacionario (equilibrio). A los 300 años todavía hay aproximadamente un 3 por ciento de agua que se retira del sistema saliendo del almacenamiento. Este hipotético bombeo en Paradise Valley también induce una pérdida neta de aproximadamente 12.400 ac-ft/año ($0,48 \text{ m}^3/\text{s}$) del acuífero aluvial del valle adyacente del río Humboldt. Es probable que esto sea problemático porque la pérdida adicional de agua subterránea del aluvión del valle del río Humboldt afectará probablemente al caudal del río Humboldt, que ya está totalmente apropiado. Esta afirmación está respaldada por las tendencias observadas en los cambios del caudal del río Humboldt entre el manómetro situado aguas arriba de Paradise Valley (en Comus, Nevada, EE.UU.) y el siguiente, aguas abajo de Paradise Valley (cerca de Imlay, Nevada, EE.UU.). Durante 1946-1975, este tramo del río ganó consistentemente un promedio de $31 \text{ ft}^3/\text{s}$ ($0,88 \text{ m}^3/\text{s}$) en septiembre, un mes caracterizado por el dominio del flujo base, pero durante 1987-2013, cuando el bombeo de aguas subterráneas fue sustancialmente mayor en Paradise Valley y las áreas cercanas, el cambio promedio de septiembre en el flujo se había reducido a cero y las ganancias de flujo previas al desarrollo se habían perdido (D. Prudic, comunicación escrita., 2018 basada en datos del [Sistema Nacional de Información del Agua del USGS](#) ↗).

Incluso con estos cambios y consecuencias, desde una perspectiva hidráulica el escenario de bombeo representado en las Figura 36 y Figura 37 pueden mantenerse indefinidamente, siempre y cuando los factores externos (incluyendo el cambio climático) no cambien los caudales medios y el potencial de captura de los arroyos entrantes y adyacentes y no se desarrollen pozos de bombeo adicionales en el valle.

7 Resumen y Conclusiones

Las aguas subterráneas son un recurso muy valioso para el suministro de agua en todo el mundo. Pero el desarrollo de los recursos hídricos subterráneos tiene consecuencias: sus existencias o reservas (es decir, el volumen almacenado en el acuífero) pueden reducirse y la extracción de agua subterránea puede agotar los flujos y recursos hídricos superficiales y tener otras repercusiones medioambientales. En concreto, las nuevas extracciones de agua subterránea a través de pozos tendrán que equilibrarse con alguna combinación de (1) una reducción del volumen de agua subterránea almacenada en un acuífero, (2) un aumento de la recarga del acuífero y (3) una reducción de la descarga del acuífero. Las dos últimas constituyen la "captura", y la captura suele manifestarse en gran medida como una reducción del caudal de los arroyos. El equilibrio entre el bombeo y los tres factores mencionados es dinámico y cambia con el tiempo. Si el agotamiento del almacenamiento de aguas subterráneas a lo largo del tiempo es insignificante, las extracciones de aguas subterráneas pueden mantenerse indefinidamente (siempre que otros factores no afecten al equilibrio hídrico del acuífero). Sin embargo, incluso si las extracciones de agua subterránea se pueden mantener desde el punto de vista hidrológico, también hay que tener en cuenta su impacto en los recursos hídricos superficiales (y el momento en que se produce ese impacto), ya que los cambios en la recarga y la descarga (captura) de las aguas subterráneas pueden disminuir esos recursos hídricos superficiales y, por tanto, tener posibles consecuencias económicas, jurídicas, políticas y medioambientales.

Históricamente, el desarrollo de las aguas subterráneas a gran escala y sus efectos subsiguientes (incluyendo el agotamiento del almacenamiento, la captación y el hundimiento del terreno) se han producido en muchas zonas antes de que se reconocieran sus impactos o se considerara su aceptabilidad. Hoy en día, los hidrogeólogos disponen de los conocimientos y herramientas necesarios para comprender y predecir la magnitud y el calendario de estos efectos. Esta comprensión y las evaluaciones cuantitativas pueden proporcionar una aportación científica fiable a los gestores del agua y a los responsables políticos.

8 Ejercicios

Los siguientes ejercicios se basan en el "Estudio de caso 1: Sistema acuífero hipotético" descrito en este libro. Algunos requerirán la aplicación de MODFLOW para simular el sistema de flujo de agua subterránea, y el software MODFLOW se incluye en los [Materiales Suplementarios en línea para este libro](#)⁷; también se proporcionan enlaces a software adicional.

Ejercicio 1 - Efectos de la ubicación del pozo (distancia del pozo al río)

Considere el hipotético sistema acuífero de una cuenca desértica y un arroyo, como se ilustra en la Figura 17. ¿Afecta la posición del pozo de bombeo en relación con el arroyo a la respuesta del sistema? En concreto, ¿cómo afecta (1) a la magnitud y el momento del efecto del bombeo sobre el agua superficial y (2) a las fuentes relativas de agua del pozo? ¿Cuál es la naturaleza de estos efectos? Considere dos ubicaciones alternativas del pozo, una más alejada del río y otra más cercana. ¿Son sostenibles todos o algunos de estos escenarios de bombeo? Si usted fuera el gestor del agua de este sistema acuífero, ¿qué ubicación del pozo consideraría preferible y por qué? ¿Existen compensaciones, como la cantidad de reducción de presión en el pozo de bombeo?

Método sugerido: Descargue los archivos del modelo del caso 1 como se describe en el recuadro 3. Para determinar el efecto y la importancia de la distancia entre el pozo y un arroyo, si la hay, genere y simule dos variantes adicionales del caso base en las que se cambie la posición del pozo. Mueva la ubicación del pozo de bombeo una distancia medio más cercana al río (al este) para una variante, y luego también medio más cercana al límite distal de la "montaña" (al oeste). En estos dos nuevos casos, las distancias del pozo al centro del río son de 4 km y 20 km, respectivamente. En el "caso base" original, esa distancia era de 8 km (Figura 17). Trazar las fracciones de agotamiento y captura en el tiempo para 200 años. Los análisis pueden completarse con el software de dominio público del Servicio Geológico de los Estados Unidos.

[Clic para solución del ejercicio 1](#) ↴

Ejercicio 2 - Menor relación entre el caudal y el bombeo

El análisis del Caso Base del Ejercicio 1 suponía que el caudal del arroyo era mucho mayor que el bombeo del pozo. ¿Qué pasaría si la tasa de bombeo fuera mayor que en el Ejercicio 1 y la relación entre el caudal y la tasa de bombeo (extracción) fuera mucho menor? En el caso base, la afluencia del río es aproximadamente diez veces mayor que el bombeo del pozo. Consideremos un caso en el que el bombeo del pozo se incrementa en un factor de tres (se perforan dos pozos más cerca del pozo original para formar un campo de pozos, y cada pozo tiene la misma capacidad de bombeo, por lo que el total de Q en esa celda de la malla del modelo es de $-6.078 \text{ m}^3/\text{d}$) y el flujo de entrada del río se reduce en un factor de tres ($Q_{\text{in}} = 6.667 \text{ m}^3/\text{d}$ en lugar de $20.000 \text{ m}^3/\text{d}$). La relación entre el caudal que entra en el sistema y el bombeo del acuífero sería entonces de aproximadamente 1,1. ¿Cómo afectaría esto (1) al caudal en el espacio y el tiempo, (2) a la reducción del nivel del acuífero, (3) a la distribución de la carga en el acuífero y (4) al hidrograma del pozo de bombeo? ¿Cómo afecta esto (5) al balance hídrico del acuífero y (6) a las fuentes fraccionarias de agua del pozo? ¿Es sostenible este escenario de bombeo?

Método sugerido: Para determinar el efecto y la importancia de la fuerza relativa del esfuerzo de bombeo a la magnitud del caudal, copie los archivos de entrada del Caso Base en una nueva carpeta para el Ejercicio 2 y modifique los parámetros de entrada para que coincidan con los supuestos del ejercicio anterior. Específicamente, tiene que reducir el caudal de entrada del río (esto requiere cambiar los valores "2.0000000000E+004" a "0.666700000000E+004" en el archivo de entrada "Base.Case.sfr" y aumentar la tasa de bombeo (cambiando el valor "-2.026000000000E+003" a "-6.078000000000E+003" en la última línea del archivo de entrada "Base.Case.wel"). Además, considere agregar otro medidor de flujo para monitorear los cambios en el flujo de la corriente ((1) cambiando el número en la primera línea del archivo "Base.Case.gag" a 2, (2) agregando una tercera línea al archivo "Base.Case.gag" "1 46 20206 1", y (3) agregando una línea al archivo "Base.Case.nam" que diga "DATA 20206 ..\Output.Files\Base.Case.sfrg2 REPLACE" después de la línea similar para el primer medidor).

[Clic para solución del ejercicio 2 ↴](#)

Ejercicio 3 - Solución analítica para el agotamiento del caudal

Estime el agotamiento del caudal utilizando la solución analítica de Glover (en lugar de un modelo numérico). ¿Cómo se comparan estos resultados con los del modelo numérico utilizado en el Caso Base y en el Ejercicio 1? Explique las diferencias.

Método sugerido: Resuelva la ecuación 5 para cada año de la simulación de 200 años. Hay varias maneras de hacerlo, pero un enfoque razonable es utilizar fórmulas en una hoja de cálculo de Excel. Este ejercicio puede completarse utilizando la información disponible en este libro y los resultados del Ejercicio 1.

[Clic para solución del ejercicio 3](#) ↴

9 Referencias

- Alley, W.M., and R. Alley, 2017, High and Dry: Meeting the Challenges of the World's Growing Dependence on Groundwater. Yale University Press, New Haven, Connecticut, United States, 294 pages.
- Alley, W.M., and L.F. Konikow, 2015, Bringing GRACE down to Earth. *Groundwater*, volume 53, number 6, pages. 826-829, <https://doi.org/10.1111/gwat.12379>.
- Alley, W.M., and S.A. Leake, 2004, The journey from safe yield to sustainability. *Groundwater*, volume 42, number 1, pages 12-16.
- Alley, W.M., T.E. Reilly, and O.L. Franke, 1999, Sustainability of ground-water resources. United States Geological Survey Circular 1186, 79 pages, <https://pubs.er.usgs.gov/publication/cir1186>.
- Anderson, M.P., W.W. Woessner, and R.J. Hunt, 2015, Applied Groundwater Modeling—Simulation of Flow and Advective Transport, second edition. Elsevier, London, United Kingdom.
- Barlow, J.R.B., and B.R. Clark, 2011, Simulation of water-use conservation scenarios for the Mississippi Delta using an existing regional groundwater flow model. United States Geological Survey Scientific Investigations Report 2011-5019, 14 pages, <https://pubs.er.usgs.gov/publication/sir20115019>.
- Barlow, P.M., and S.A. Leake, 2012, Streamflow depletion by wells—Understanding and managing the effects of groundwater pumping on streamflow. United States Geological Survey Circular 1376, 84 pages, <http://pubs.usgs.gov/circ/1376/>.
- Barlow, P.M., S.A. Leake, and M.N. Fienen, 2018, Capture versus capture zones: Clarifying terminology related to sources of water to wells. *Groundwater*, volume 56, number 5, pages 694-704, <https://doi.org/10.1111/gwat.12661>.
- Bredehoeft, J.D., 1963, Hydrogeology of the Lower Humboldt River basin, Nevada. Nevada Department of Conservation and Natural Resources, Water Resources Bulletin 21, 50 pages, <http://images.water.nv.gov/images/publications/water%20resources%20bulletins/Bulletin21.pdf>.
- Bredehoeft, J.D., 2007, Determining sustainable groundwater development, *in* The Handbook of Groundwater Engineering, second edition, J.W. Delleur, editor. Chemical Rubber Company (CRC) Press, Boca Raton, Chapter 27.
- Bredehoeft, J.D., and W.M. Alley, 2014, Mining groundwater for sustained yield. *The Bridge*, volume 44, number 1, pages 34-41, <https://www.nae.edu/111067/Mining-Groundwater-for-Sustained-Yield>.
- Bredehoeft, J.D., and T.J. Durbin, 2009, Ground water development—The time to full capture problem. *Ground Water*, volume 47, number 4, pages 506-514, [doi:10.1111/j.1745-6584.2008.00538.x](https://doi.org/10.1111/j.1745-6584.2008.00538.x).

- 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.er.usgs.gov/publication/wsp2237>.
- Bredehoeft, J.D., S.S. Papadopoulos, and H.H. Cooper, Jr., 1982, Groundwater—The water-budget myth, *in* Scientific Basis of Water-Resource Management. National Academy Press, Washington, District of Columbia, United States, pages 51–57, <https://www.nap.edu/read/19530/chapter/7>.
- Butler, J.J., Jr., G.J. Kluitenberg, D.O. Whittemore, S.P. Loheide II, W. Jin, M.A. Billinger, and X. Zhan, 2007, A field investigation of phreatophyte-induced fluctuations in the water table. *Water Resources Research*, volume 43, [doi:10.1029/2005WR004627](https://doi.org/10.1029/2005WR004627).
- Case, H.L., 1984, Hydrogeology of the Inyan Kara and Dakota-Newcastle aquifer system, South Dakota, *in* Jorgensen, D.G. and Signor, D.C., editors, *Geohydrology of the Dakota aquifer*. Proceedings of the First C.V. Theis Conference on Geohydrology, Worthington, Ohio, United States, National Water Well Association, pages 147-165.
- Cederstrand, J.R., and M.F. Becker, 1999a, Digital map of geologic faults for the High Plains Aquifer in parts of Colorado, Kansas, Nebraska, New Mexico, Oklahoma, South Dakota, Texas, and Wyoming. United States Geological Survey Open-File Report 99–261, accessed at <http://water.usgs.gov/GIS/metadata/usgswrd/XML/ofr99-261.xml>.
- Cederstrand, J.R., and M.F. Becker, 1999b, Digital map of areas of little or no saturated thickness for the High Plains Aquifer in parts of Colorado, Kansas, Nebraska, New Mexico, Oklahoma, South Dakota, Texas, and Wyoming. United States Geological Survey Open-File Report 99–266, accessed at <http://water.usgs.gov/GIS/metadata/usgswrd/XML/ofr99-266.xml>.
- Church, J.A., N.J. White, L.F. Konikow, C.M. Domingues, J.G. Cogley, E. Rignot, J.M. Gregory, M.R. van den Broeke, A.J. Monaghan, and I. Velicogna, 2011, Revisiting the Earth's sea-level and energy budgets from 1961 to 2008. *Geophysical Research Letters*, volume 38, <https://agupubs.onlinelibrary.wiley.com/doi/10.1029/2011GL048794>.
- Clark, B.R., and R.M. Hart, 2009, The Mississippi Embayment Regional Aquifer Study (MERAS)—Documentation of a groundwater-flow model constructed to assess water availability in the Mississippi embayment. United States Geological Survey Scientific Investigations Report 2009–5172, 61 pages, <https://pubs.er.usgs.gov/publication/sir20095172>.
- CAST (Council for Agricultural Science and Technology), 2019, Aquifer depletion and potential impacts on long-term irrigated agricultural productivity. Issue Paper 63, CAST, Ames, Iowa, United States, 20 pages, http://www.cast-science.org/file.cfm/media/products/digitalproducts/CAST_IP63_Aquifer_Depletion_C4FAE917A6979.pdf.

- 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://pubs.er.usgs.gov/publication/ar17_2.
- Darton, N.H., 1909, Geology and underground waters of South Dakota. United States Geological Survey Water-Supply Paper 227, 156 pages, <https://pubs.er.usgs.gov/publication/wsp227>.
- Dieter, C.A., M.A. Maupin, R.R. Caldwell, M.A. Harris, T.I. Ivahnenko, J.K. Lovelace, N.L. Barber, and K.S. Linsey, 2018, Estimated use of water in the United States in 2015. United States Geological Survey Circular 1441, 65 pages, <https://doi.org/10.3133/cir1441>.
- Döll, P., H. Müller Schmied, C. Schuh, F.T. Portmann, and A. Eicker, 2014, Global-scale assessment of groundwater depletion and related groundwater abstractions. Combining hydrological modeling with information from well observations and GRACE satellites. *Water Resources Research*, volume 50, [doi:10.1002/2014WR015595](https://doi.org/10.1002/2014WR015595).
- Famiglietti, J.S., M. Lo, S.L. Ho, J. Bethune, K.J. Anderson, T.H. Syed, S.C. Swenson, C.R. de Linage, and M. Rodell, 2011, Satellites measure recent rates of groundwater depletion in California's Central Valley. *Geophysical Research Letters*, volume 38, L03403, [doi:10.1029/2010GL046442](https://doi.org/10.1029/2010GL046442).
- Famiglietti, J.S., A. Cazenave, A. Eicker, J.T. Reager, M. Rodell, and I. Velicogna, 2015, Satellites provide the big picture. *Science*, volume 349, number 6249, pages 684-685, [doi:10.1126/science.aac9238](https://doi.org/10.1126/science.aac9238).
- Famiglietti, J.S., and M. Rodell, 2013, Water in the balance. *Science*, volume 340, pages 1300-1301. [doi:10.1126/science.1236460](https://doi.org/10.1126/science.1236460).
- Faunt, C.C., R.T. Hanson, K. Belitz, W. Schmid, S.P. Predmore, D.L. Rewis, and K. McPherson, 2009, Chapter C—Numerical model of the hydrologic landscape and groundwater flow in California's Central Valley, in Faunt, C.C., editor, *Groundwater availability of the Central Valley Aquifer, California*. United States Geological Survey Professional Paper 1766, pages 121-212, <https://pubs.usgs.gov/pp/1766/>.
- Faunt, C.C., M. Sneed, J. Traum, and J.T. Brandt, 2016, Water availability and land subsidence in the Central Valley, California, United States. *Hydrogeology Journal*, volume 24, pages 675-684, [doi 10.1007/s10040-015-1339-x](https://doi.org/10.1007/s10040-015-1339-x).
- Freeze, R.A., and J.A. Cherry, 1979, *Groundwater*. Prentice-Hall, Englewood Cliffs, New Jersey, United States, 604 pages, <http://hydrogeologistswithoutborders.org/wordpress/textbook-project/>.
- Galloway, D.L., D.R. Jones, and S.E. Ingebritsen, editors, 1999, Land subsidence in the United States. United States Geological Survey Circular 1182, 177 pages, <https://pubs.usgs.gov/circ/circ1182/>.
- Gleeson, T., W.M. Alley, D.M. Allen, M.A. Sophocleous, T. Taniguchi, J. VanderSteen, and Y. Zhou, 2012, Towards sustainable groundwater use: Setting long-term goals, backcasting, and managing adaptively. *Ground Water*, volume 50, number 1, pages 19-26.

- Glover, R. E., and C. G. Balmer, 1954, River depletion resulting from pumping a well near a river. *American Geophysical Union Transactions*, volume 35, part 3, pages 468-470.
- Gutentag, E.D., F.J. Heimes, N.C. Krothe, R.R. Luckey, and J.B. Weeks, 1984, Geohydrology of the High Plains aquifer in parts of Colorado, Kansas, Nebraska, New Mexico, Oklahoma, South Dakota, Texas, and Wyoming. United States Geological Survey Professional Paper 1400-B, 63 pages, <https://pubs.er.usgs.gov/publication/pp1400B>.
- Guyton, W.F., 1950, Estimated use of ground water in the United States, 1945. United States Geological Survey Open-File Report 50-74, 13 pages, <https://pubs.er.usgs.gov/publication/ofr5074>.
- Halford, K.J., and T.R. Jackson, 2020, Groundwater characterization and effects of pumping in the Death Valley regional groundwater flow system, Nevada and California, with special reference to Devils Hole. United States Geological Survey Professional Paper 1863, 178 pages, <https://doi.org/10.3133/pp1863>.
- Hantush, M.S., 1960, Modification of the theory of leaky aquifers. *Journal of Geophysical Research*, volume 65, number 11, pages 3713-3725.
- Hardin, G., 1968, The Tragedy of the Commons. *Science*, volume 162, number 3859, pages 1243-1248. [doi:10.1126/science.162.3859.1243](https://doi.org/10.1126/science.162.3859.1243).
- Harrill, J.R., and D.O. Moore, 1970, Effects of ground-water development on the water regimen of Paradise Valley, Humboldt County, Nevada, 1948-68, and hydrologic reconnaissance of the tributary areas. Nevada Division of Water Resources, Bulletin 39, 123 pages, <http://images.water.nv.gov/images/publications/water%20resources%20bulletins/Bulletin39.pdf>.
- Healy, R.W., T.C. Winter, J.W. LaBaugh, and O.L. Franke, 2007, Water budgets: Foundations for effective water-resources and environmental management. United States Geological Survey Circular 1308, 90 pages, <https://pubs.usgs.gov/circ/2007/1308/>.
- Heath, R.C., 1983, Basic ground-water hydrology. United States Geological Survey Water-Supply Paper 2220, 84 pages, <https://pubs.er.usgs.gov/publication/wsp2220>.
- Helgesen, J.O., D.G. Jorgensen, R.B. Leonard, and D.C. Signor, 1984, Regional study of the Dakota aquifer, Darton's Dakota revisited, in Jorgensen, D.G. and D.C. Signor, editors, *Geohydrology of the Dakota aquifer*. Proceedings of the First C.V. Theis Conference on Geohydrology, Worthington, Ohio, National Water Well Association, pages 69-73.
- Hiscock, K.M., Rivett, M.O., and R.M. Davison, editors, 2002, *Sustainable Groundwater Development*. Geological Society of London, Special Publication 193, 344 pages.
- Jacob, C.E., 1946, Radial flow in a leaky artesian aquifer. *Transactions of the American Geophysical Union*, volume 27, number 2, pages 198-205.
- Jenkins, C.T., 1968, Techniques for computing rate and volume of stream depletion by wells. *Ground Water*, volume 6, number 2, pages 37-46.
- Kasmarek, M.C., and J.L. Robinson, 2004, Hydrogeology and simulation of ground-water flow and land-surface subsidence in the northern part of the Gulf Coast aquifer system,

- Texas. United States Geological Survey Scientific Investigations Report 2004–5102, 103 pages, <https://pubs.usgs.gov/sir/2004/5102/>.
- Kansas Department of Agriculture, 2010, <https://agriculture.ks.gov/divisions-programs/dwr/dwr-library/maps#perennial>.
- Kendy, E., 2003, The false promise of sustainable pumping rates. *Ground Water*, volume 41, number 1, pages 2-4.
- Kenny, J.F., N.L. Barber, S.S. Hutson, K.S. Linsey, J.K. Lovelace, and M.A. Maupin, 2009, Estimated use of water in the United States in 2005. United States Geological Survey Circular 1344, 52 pages, <https://pubs.usgs.gov/circ/1344/pdf/c1344.pdf>.
- Kjelstrom, L.C., 1995, Streamflow gains and losses in the Snake River and ground-water budgets for the Snake River Plain, Idaho and eastern Oregon. United States Geological Survey Professional Paper 1408–C, 47 pages, <https://pubs.er.usgs.gov/publication/pp1408C>.
- Konikow, L.F., 2011, Contribution of global groundwater depletion since 1900 to sea-level rise. *Geophysical Research Letters*, volume 38, L17401, 5 pages. [doi:10.1029/2011GL048604](https://doi.org/10.1029/2011GL048604).
- Konikow, L.F., 2013, Groundwater depletion in the United States (1900–2008). United States Geological Survey Scientific Investigations Report 2013–5079, 63 pages, <http://pubs.usgs.gov/sir/2013/5079/>.
- Konikow, L.F., 2015, Long-term groundwater depletion in the United States. *Groundwater*, volume 53, number 1, pages 2-9, [doi:10.1111/gwat.12306](https://doi.org/10.1111/gwat.12306).
- Konikow, L.F., and J.D. Bredehoeft, 2020, Groundwater Resource Development: Effects and Sustainability, original figures and tables. The Groundwater Project, Guelph, Ontario, Canada, <https://gw-project.org/books/groundwater-resource-development/>.
- Konikow, L.F., and E. Kendy, 2005, Groundwater depletion: A global problem. *Hydrogeology Journal*, volume 13, number 1, pages 317-320.
- Konikow, L.F., and S.A. Leake, 2014, Depletion and Capture: Revisiting “The Source of Water Derived from Wells”. *Groundwater*, volume 52, number 51, pages 100-111, [doi:10.1111/gwat.12204](https://doi.org/10.1111/gwat.12204).
- Konikow, L.F., and C.E. Neuzil, 2007, A method to estimate groundwater depletion from confining layers. *Water Resources Research*, volume 43, W07417, [doi:10.1029/2006WR005597](https://doi.org/10.1029/2006WR005597).
- Leake, S.A., 2011, Capture—Rates and directions of groundwater flow don’t matter! *Ground Water*, volume 49, number 4, pages 456-458. [doi:10.1111/j.1745-6584.2010.00797.x](https://doi.org/10.1111/j.1745-6584.2010.00797.x).
- Leake, S.A., and P.M. Barlow, 2013, Understanding and managing the effects of groundwater pumping on streamflow. United States Geological Survey Fact Sheet 2013-3001, <https://pubs.usgs.gov/fs/2013/3001/>.
- Leake, S.A., J.P. Hoffmann, and J.E. Dickinson, 2005, Numerical ground-water change model of the C aquifer and effects of ground-water withdrawals on stream depletion

- in selected reaches of Clear Creek, Chevelon Creek, and the Little Colorado River, northeastern Arizona. United States Geological Survey Scientific Investigations Report 2005-5277, 29 pages, https://pubs.usgs.gov/sir/2005/5277/sir_2005-5277.pdf.
- Leake, S.A., D.R. Pool, and J.M. Leenhouts, 2008, Simulated effects of ground-water withdrawals and artificial recharge on discharge to streams, springs, and riparian vegetation in the Sierra Vista Subwatershed of the Upper San Pedro Basin, southeastern Arizona. United States Geological Survey Scientific Investigations Report 2008-5207, 14 pages, <https://pubs.usgs.gov/sir/2008/5207/>.
- LeRoux, E.F., and L.J. Hamilton, 1985, South Dakota ground-water resources, *in* United States Geological Survey, National Water Summary 1984, hydrologic events, selected water-quality trends, and ground-water resources. United States Geological Survey Water-Supply Paper 2275, 385-390, <https://pubs.usgs.gov/wsp/2275/report.pdf>.
- Loeltz, O.J., C.A. Phoenix, and T.W. Robinson, 1949, Ground water in Paradise Valley, Humboldt County, Nevada. Nevada State Engineer, Water Resources Bulletin 10, 61 pages. <http://images.water.nv.gov/images/publications/water%20resources%20bulletins/Bulletin10.pdf>.
- Lohman, S.W., et al., 1972, Definitions of selected ground-water terms—Revisions and conceptual refinements. United States Geological Survey Water-Supply Paper 1988, 21 pages, https://pubs.usgs.gov/wsp/wsp_1988/.
- MacEwan, D., M. Cayar, A. Taghavi, D. Mitchell, S. Hatchett, and R. Howitt, 2017, Hydroeconomic modeling of sustainable groundwater management. *Water Resources Research*, volume 53, pages 2384–2403, [doi:10.1002/2016WR019639](https://doi.org/10.1002/2016WR019639).
- Margat, J., and J. Van der Gun, 2013, *Groundwater Around the World*. Chemical Rubber Company Press, Boca Raton, 348 pages.
- Margat J., S. Foster, and A. Droubi, 2006, Concept and importance of non-renewable resources, *in* S. Foster and D.P. Loucks, editors, *Non-renewable Groundwater Resources: A guidebook on socially-sustainable management for water-policy makers*. UNESCO IHP-VI Series on Groundwater (United Nations Educational, Scientific and Cultural Organisation, International Hydrological Programme Series), number 10, chapter 1, pages 13-24, <https://unesdoc.unesco.org/ark:/48223/pf0000146997>.
- McDonald, M.G., and A.W. Harbaugh, 1988, A modular three-dimensional finite-difference ground-water flow model. United States Geological Survey Techniques of Water-Resources Investigations, book 6, chapter A1, 586 pages, <https://pubs.usgs.gov/twri/twri6a1/>.
- McGuire, V.L., 2017, Water-level and recoverable water in storage changes, High Plains aquifer, predevelopment to 2015 and 2013–15. United States Geological Survey Scientific Investigations Report 2017-5040, 14 pages, <https://doi.org/10.3133/sir20175040>.
- McGuire, V.L., K.D. Lund, and B.K. Densmore, 2012, Saturated thickness and water in storage in the High Plains aquifer, 2009, and water-level changes and changes in water

- in storage in the High Plains aquifer, 1980 to 1995, 1995 to 2000, 2000 to 2005, and 2005 to 2009. United States Geological Survey Scientific Investigations Report 2012–5177, 28 pages. <https://pubs.usgs.gov/sir/2012/5177/>.
- Meinzer, O.E., 1923, Outline of ground-water hydrology, with definitions. United States Geological Survey Water-Supply Paper 494, 71 pages, <https://pubs.er.usgs.gov/publication/wsp494>.
- National Research Council, 2013, Sustainability for the Nation: Resource Connections and Governance Linkages. National Academies Press, Washington, DC, 142 pages, [doi:10.17226/13471](https://doi.org/10.17226/13471).
- Niswonger, R.G., S. Panday, and M. Ibaraki, 2011, MODFLOW-NWT, A Newton formulation for MODFLOW-2005. United States Geological Survey Techniques and Methods 6–A37, 44 pages, <https://pubs.usgs.gov/tm/tm6a37/>.
- Niswonger, R.G., and D.E. Prudic, 2005, Documentation of the Streamflow-Routing (SFR2) Package to include unsaturated flow beneath streams, a modification to SFR1. United States Geological Survey Techniques and Methods, Book 6, Chapter A13, 62 pages, <https://pubs.usgs.gov/tm/2006/tm6A13/pdf/tm6a13.pdf>.
- Poland, J.F., 1984, Guidebook to studies of land subsidence due to ground-water withdrawal. UNESCO (United Nations Educational, Scientific and Cultural Organisation), Paris, 305 pages. <https://www.rcamnl.wr.usgs.gov/rgws/Unesco/>.
- Pool, D.R., and M.A. Anderson, 2008, Ground-water storage change and land subsidence in Tucson Basin and Avra Valley, southeastern Arizona, 1998-2002. United States Geological Survey Scientific Investigations Report 2007-5275, 34 pages, <https://pubs.usgs.gov/sir/2007/5275/sir2007-5275.pdf>.
- Price, M., 2002, Who needs sustainability?, in Hiscock, K.M., M.O. Rivett, and R.M. Davison, editors, Sustainable Groundwater Development. Geological Society, London, Special Publication 193, pages 75-81.
- Prudic, D.E., and M.E. Herman, 1996, Ground-water flow and simulated effects of development in Paradise Valley, a basin tributary to the Humboldt River in Humboldt County, Nevada. United States Geological Survey Professional Paper 1409-F, 92 pages, <https://pubs.er.usgs.gov/publication/pp1409F>.
- Qi, S.L., 2010, Digital map of aquifer boundary for the High Plains aquifer in parts of Colorado, Kansas, Nebraska, New Mexico, Oklahoma, South Dakota, Texas, and Wyoming. United States Geological Survey Data Series 543. <https://pubs.usgs.gov/ds/543/>.
- Robinson, T.W., 1958, Phreatophytes. United States Geological Survey Water-Supply Paper 1423, 84 pages, <https://pubs.er.usgs.gov/publication/wsp1423>.
- Rodell, M., I. Velicogna, and J.S. Famiglietti, 2009, Satellite-based estimates of groundwater depletion in India. Nature, volume 460, pages 999-1002. doi:10.1038/nature08238.

- Sahagian, D.L., F.W. Schwartz, and D.K. Jacobs, 1994, Direct anthropogenic contributions to sea level rise in the twentieth century. *Nature*, volume 367, pages 54-57, [doi:10.1038/367054a0](https://doi.org/10.1038/367054a0).
- San Juan, C.A., W.R. Belcher, R.J. Laczniak, and H.M. Putnam, 2010, Hydrologic components for model development, *in* Belcher, W.R., and D.S. Sweetkind, editors, Death Valley regional groundwater flow system, Nevada and California—Hydrogeologic framework and transient groundwater flow model. United States Geological Survey Professional Paper 1711, chapter C, pages 95–132, <https://pubs.usgs.gov/pp/1711/>.
- Scanlon, B.R., Z. Zhang, R.C. Reedy, D.R. Pool, H. Save, D. Long, J. Chen, D.M. Wolock, B.D. Conway, and D. Winester, 2015, Hydrologic implications of GRACE (Gravity Recovery and Climate Experiment) satellite data in the Colorado River Basin. *Water Resources Research*, volume 51, pages 9891–9903, [doi:10.1002/2015WR018090](https://doi.org/10.1002/2015WR018090).
- Scanlon, B.R., Z. Zhang, H. Save, D.N. Wiese, F.W. Landerer, D. Long, L. Longuevergne, and J. Chen, 2016, Global evaluation of new GRACE (Gravity Recovery and Climate Experiment) mascon products for hydrologic applications. *Water Resources Research*, volume 52, [doi:10.1002/2016WR019494](https://doi.org/10.1002/2016WR019494).
- Schoon, R.A., 1971, Geology and hydrology of the Dakota Formation in South Dakota. South Dakota Geological Survey Report of Investigation 104, 55 pages, <http://www.sdgs.usd.edu/pubs/pdf/RI-104%20-%2061%20pages.pdf>.
- Schwartz, F.W., and M. Ibaraki, 2011, Groundwater—A resource in decline. *Elements*, volume 7, pages 175–179, [doi:10.2113/gselements.7.3.175](https://doi.org/10.2113/gselements.7.3.175).
- Siebert, S., J. Burke, J.M. Faures, K. Frenken, J. Hoogeveen, P. Döll, and F. T. Portmann, Groundwater use for irrigation – a global inventory. *Hydrology and Earth System Sciences*, volume 14, pages 1863–1880, [doi:10.5194/hess-14-1863-2010](https://doi.org/10.5194/hess-14-1863-2010).
- Tapley, B.D., S. Bettadpur, J.C. Ries, P.F. Thompson, and M.M. Watkins, 2004, GRACE (Gravity Recovery and Climate Experiment) measurements of mass variability in the Earth system. *Science*, volume 305, number 5683, pages 503–505, [doi:10.1126/science.1099192](https://doi.org/10.1126/science.1099192).
- Theis, C.V., 1940, The source of water derived from wells. *Civil Engineering*, volume 10, pages 277-280.
- Theis, C.V., and C.S. Conover, 1963, Chart for determination of the percentage of pumped water being diverted from a stream or drain, *in* Bentall, Ray, compiler, Shortcuts and special problems in aquifer tests. United States Geological Survey Water-Supply Paper 1545-C, pages C106-C109, <https://pubs.usgs.gov/wsp/1545c/report.pdf>.
- Thomas, H.E., 1955, Water rights in areas of ground-water mining. United States Geological Survey Circular 347, 16 pages, <https://pubs.er.usgs.gov/publication/cir347>.
- Tiwari, V.M., J. Wahr, and S. Swenson, 2009, Dwindling groundwater resources in northern India, from satellite gravity observations. *Geophysical Research Letters*, volume 36, [doi:10.1029/2009GL039401](https://doi.org/10.1029/2009GL039401).

- Todd, D.K., 1959, *Ground Water Hydrology*. John Wiley and Sons, New York, USA, 336 pages.
- Van der Gun, J., and A. Lipponen, 2010, Reconciling groundwater storage depletion due to pumping with sustainability. *Sustainability*, volume 2, pages 3418-3435, [doi:10.3390/su2113418](https://doi.org/10.3390/su2113418).
- Voss, C.I., and S.M. Soliman, 2014, The transboundary non-renewable Nubian Aquifer System of Chad, Egypt, Libya and Sudan: Classical groundwater questions and parsimonious hydrogeologic analysis and modeling. *Hydrogeology Journal*, volume 22, number 2, pages 441-468. [doi:10.1007/s10040-013-1039-3](https://doi.org/10.1007/s10040-013-1039-3).
- Wada, Y., L.P.H. van Beek, C.M. van Kempen, J.W.T.M. Reckman, S. Vasak, and M.F.P. Bierkens, 2010, Global depletion of groundwater resources. *Geophysical Research Letters*, volume 37, L20402, [doi:10.1029/2010GL044571](https://doi.org/10.1029/2010GL044571).
- Welch, H.L., C.T. Green, R.A. Rebich, J.R.B. Barlow, and M.B. Hicks, 2010, Unintended consequences of biofuels production—The effects of large-scale crop conversion on water quality and quantity. United States Geological Survey Open-File Report 2010–1229, 6 pages, <https://pubs.usgs.gov/of/2010/1229/>.
- Winter, T.C., J.W. Harvey, O.L. Franke, and W.M. Alley, 1998, Ground water and surface water—A single resource. United States Geological Survey Circular 1139, 79 pages, <https://pubs.usgs.gov/circ/circ1139/>.
- WWAP (United Nations World Water Assessment Programme), 2015, *The United Nations World Water Development Report 2015: Water for a Sustainable World*. UNESCO, Paris, 122 pages, <https://unesdoc.unesco.org/ark:/48223/pf0000231823>.

10 Recuadros

Recuadro 1 - Sistema acuífero regional no confinado: El Acuífero de las Altas Llanuras

El acuífero de las Altas Llanuras, en el centro de Estados Unidos, constituye un buen ejemplo de aplicación del enfoque de estimación del volumen de agotamiento mediante la integración de los cambios de altura y las estimaciones del coeficiente de almacenamiento. Los cambios en el nivel del agua en este acuífero no confinado de extensión regional se han estimado a partir de numerosas mediciones del nivel del agua en un sinnúmero de pozos de observación a lo largo de muchos años, lo que ha dado lugar a mapas de los cambios en el nivel del agua desde la época anterior al desarrollo (Figura del Recuadro 1-1).

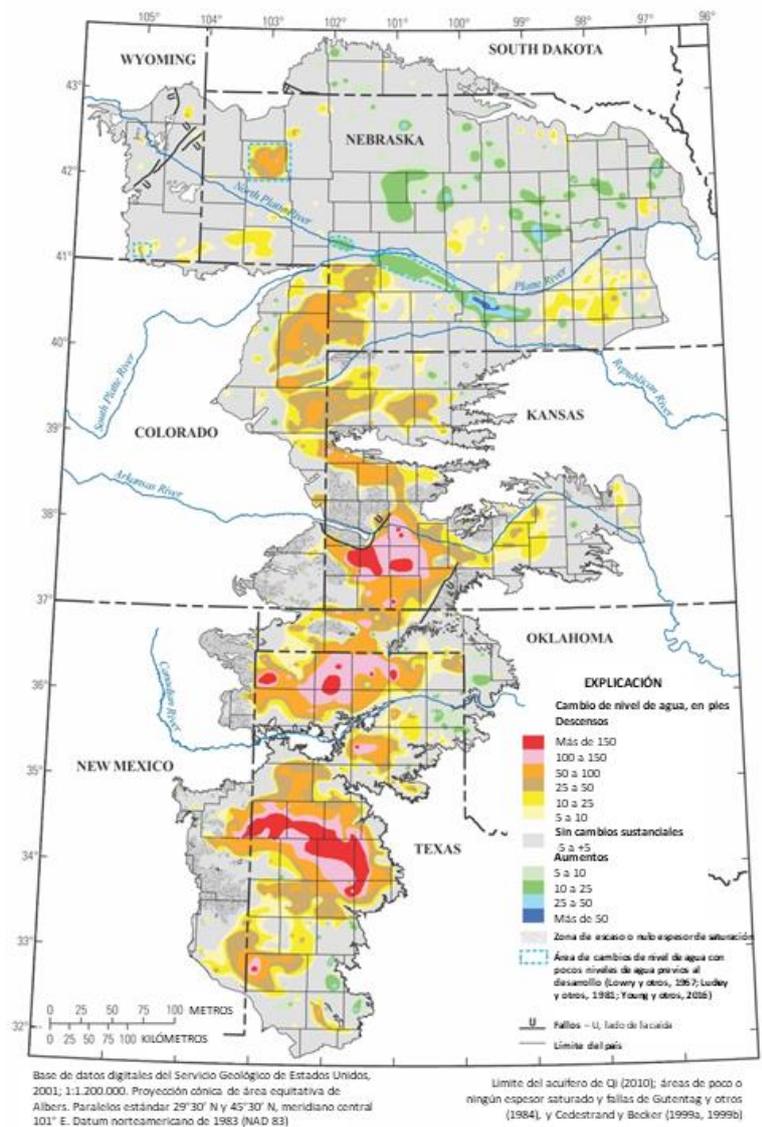


Figura del Recuadro 1-1 - Cambios en los niveles de agua subterránea en el acuífero de las Altas Llanuras, desde las condiciones previas al desarrollo (alrededor de 1950) hasta 2015 (de McGuire, 2017).

El rendimiento específico medio ponderado por zonas varía según el Estado desde 0,081 en Wyoming hasta 0,185 en Oklahoma y es de 0,151 en general para el acuífero (McGuire, 2017; Gutentag et al., 1984; McGuire et al., 2012). McGuire (2017) tiene en cuenta esta variación espacial y estima que el agotamiento total acumulado del almacenamiento de agua subterránea en el acuífero de las Altas Llanuras desde aproximadamente 1950 es de aproximadamente 273,2 millones de acres-pies (337 km³).

[Volver a donde el texto enlaza con el recuadro 1](#) ↑

Recuadro 2 - Agotamiento del almacenamiento en una capa de confinamiento gruesa: sistema acuífero de Dakota

Konikow y Neuzil (2007) calculan el agotamiento del almacenamiento en los lechos de baja permeabilidad que confinan el acuífero Dakota, de gran extensión regional, en Dakota del Sur (EE.UU.) (Figura del Recuadro 2-1), y ese ejemplo se resume aquí. La arenisca de Dakota y las areniscas relacionadas en el centro-oeste de Norteamérica forman lo que a menudo se considera un ejemplo clásico de sistema acuífero artesiano. El sistema acuífero de Dakota está ampliamente desarrollado y ha desempeñado un papel especialmente importante en el asentamiento y el desarrollo económico de Dakota del Sur. El estudio del sistema acuífero comenzó con Darton (1896; 1909) y ayudó a dar forma a las ideas actuales sobre los acuíferos artesianos (Bredehoeft et al., 1983).

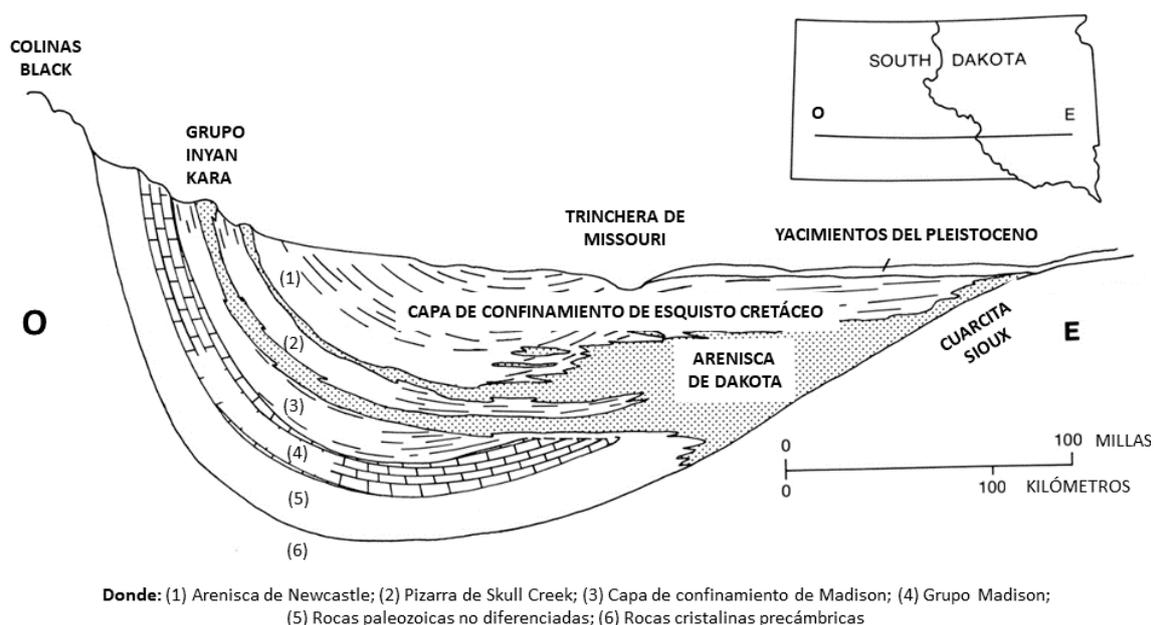


Figura del Recuadro 2-1 - Sección transversal esquemática este-oeste de los principales acuíferos y capas de confinamiento en Dakota del Sur (no a escala) (modificado de Bredehoeft et al., 1983). La escala vertical está muy exagerada.

El Acuífero Dakota subyace en más de 171.000 km² de Dakota del Sur, según describen LeRoux y Hamilton (1985), aunque también se extiende por varios estados adyacentes. La recarga significativa del acuífero Dakota y del acuífero Madison, más profundo, se produce en los flancos de las Colinas Negras (Figura del Recuadro 2-1). El acuífero Dakota se descarga de forma natural a bajas elevaciones en la parte oriental del estado. La descarga de pozos bombeados y fluyentes también se ha convertido en una importante fuente de descarga del sistema acuífero (Case, 1984).

A principios de la década de 1880 comenzó un desarrollo sustancial del sistema acuífero (Bredehoeft et al., 1983). En 1905, más de 1.000 pozos producían agua en la parte de Dakota del Sur situada al este del río Misuri, suministrando unos 1,2×10⁶ m³/d de agua para el riego y el ganado (Bredehoeft et al., 1983). Antes de 1915, el acuífero de Dakota

registraba un alto índice de descenso de la presión. Por ejemplo, el este de Dakota del Sur experimentó descensos de altura de una media de 7 m/año entre 1909 y 1915. La tasa de descenso disminuyó a menos de 0,5 m/año en 1953 (Schoon, 1971). Las extracciones estimadas se estabilizaron en unos 150.000 m³/d para 1960 (Helgesen et al., 1984). Los datos de bombeo presentados por Bredehoeft et al. (1983), Helgesen et al. (1984) y Case (1984) indican que la descarga acumulada de los pozos del sistema acuífero de Dakota en Dakota del Sur desde la época anterior al desarrollo hasta 1981 ascendió a unos 19,7 km³ de agua. La historia del desarrollo está incompletamente documentada, pero Bredehoeft et al. (1983) estiman que la descarga de los pozos en 1912 era de aproximadamente 1,4 millones de m³/d y que luego disminuyó drásticamente a unos 300.000 m³/d en 1922; posteriormente, se mantuvo en tasas inferiores a la mitad de la tasa máxima en la década de 1980.

El agotamiento del almacenamiento de agua subterránea del sistema acuífero de Dakota en Dakota del Sur se evaluó utilizando mapas potenciométricos que mostraban las condiciones previas al desarrollo (Darton, 1909) y las de 1980 (Case, 1984). Las areniscas Inyan Kara, Newcastle y Dakota fueron tratadas como una única unidad continua que forma el acuífero Dakota. La distribución espacial de las diferencias de altura entre las superficies potenciométricas anteriores al desarrollo y las de 1980 indicaron que el descenso máximo de la altura era de unos 190 m y el descenso medio era de 47 m. Los valores del coeficiente de almacenamiento para el acuífero de Dakota oscilaron entre $1,0 \times 10^{-5}$ y $1,0 \times 10^{-4}$ (Bredehoeft et al., 1983, Tabla 3); se utilizó un valor central, $5,0 \times 10^{-5}$, para estimar el agotamiento en este sistema acuífero confinado. Estos datos indican que un total de unos 0,4 km³ de agua subterránea se derivó del almacenamiento en el acuífero para el período comprendido entre antes del desarrollo y 1980, lo que representa aproximadamente el 2 por ciento de la descarga acumulada estimada de 19,7 km³. El 98 por ciento restante consiste principalmente en el agotamiento del almacenamiento en los lechos de confinamiento adyacentes, ya que el agua se filtró de los lechos de confinamiento al acuífero.

Bredehoeft y otros (1983) utilizaron modelos numéricos para analizar el flujo en el sistema acuífero de Dakota. Llegaron a la conclusión de que, antes del desarrollo, la mayor parte de la recarga y la descarga se producían como fugas en estado estacionario a través de las gruesas capas de confinamiento. Además, sus análisis indican que, desde el desarrollo, la mayor parte del agua liberada del almacenamiento se originó en las capas de confinamiento. Utilizando la estimación calibrada por el modelo de Bredehoeft y otros (1983) del almacenamiento específico para las capas de confinamiento de $1,6 \times 10^{-4} \text{ m}^{-1}$, Konikow y Neuzil (2007) estimaron que el volumen de agua retirado del almacenamiento en las unidades de confinamiento en Dakota del Sur para 1980 era de $14,9 \pm 2,2 \text{ km}^3$, lo que representa aproximadamente el 76 por ciento de la descarga acumulada estimada de los pozos. La captación incluye tanto el aumento de la afluencia (recarga) en las zonas de

afloramiento ascendentes o cercanas a ellas como la reducción del flujo de salida en las zonas de descarga descendentes.

[Volver a donde el texto enlaza con el recuadro 2](#) ↑

Recuadro 3 - Ejecución y posprocesamiento del modelo del estudio de caso 1

El material complementario para ejecutar el modelo del Estudio de Caso 1 se proporciona en [CaseStudy1--Models.zip](#) se puede descargar en el GW-Project. El material incluye archivos informáticos para ejecutar el modelo descrito en el Estudio de Caso 1: Sistema Acuífero Hipotético de Arroyo. Los archivos están diseñados para permitir al lector reproducir todas las simulaciones y resultados relacionados con el caso de estudio tal y como se presentan en el libro del GW-Project "Desarrollo de los recursos de aguas subterráneas: Efectos y sostenibilidad".

El archivo zip contiene una carpeta llamada "Case Study 1 - Models" con subcarpetas que incluyen todos los archivos de entrada y salida para los tres escenarios presentados en este libro. La subcarpeta "MODFLOW NWT.Model" contiene una copia del software ejecutable para MODFLOW-NWT (versión 1.1.4), que se utilizó en los análisis de este problema, como se describe en este libro. También incluye una copia del informe de documentación del modelo. El código fuente del ordenador para MODFLOW_NWT y la documentación adicional se puede obtener haciendo clic [aquí](#).

El Estudio de Caso incluye tres escenarios diferentes, y los archivos para cada uno están contenidos en subcarpetas separadas, etiquetadas como (1) Caso Base (Sin Recarga y Sin ET), (2) Caso de Baja ET, y (3) Caso de ET y Recarga. A continuación se ofrecen instrucciones para realizar una simulación para cada caso. El Caso Base representa un escenario en el que no hay recarga de área por precipitación y no hay pérdidas por evapotranspiración (ET). El caso de baja ET incluye la recarga del frente de la montaña, pero no la recarga difusa del área. El tercer escenario (Caso de ET y Recarga) incluye tanto la descarga de ET (a una tasa mayor que en el caso anterior) como la recarga areal por precipitación.

La carpeta de cada uno de los tres escenarios incluye dos subcarpetas. Una subcarpeta contiene todos los archivos de entrada necesarios para ejecutar esa simulación y la otra subcarpeta contiene todos los archivos de salida. La carpeta de archivos de entrada también incluye el archivo de proyecto de ModelMuse utilizado para generar los archivos de entrada (no es necesario utilizar ModelMuse para ejecutar la simulación, aunque es posible hacerlo). ModelMuse es un pre y postprocesador de modelos de dominio público del USGS. La carpeta de entrada también contiene un archivo por lotes que puede utilizarse para ejecutar la simulación utilizando esos archivos de entrada.

Ejecución del modelo:

Hay una serie de formas alternativas en que los archivos de entrada para cada escenario se pueden ejecutar con MODFLOW-NWT. Ofrecemos una forma directa que es consistente para los tres escenarios. Específicamente, hemos colocado un archivo batch ("*nombre.bat*") en cada carpeta de entrada (donde "*nombre*" es el nombre del escenario). Al hacer doble clic en este archivo por lotes, se ejecutará el script que contiene. Los scripts

están escritos para enlazar con la versión ejecutable de MODFLOW.NWT contenida en la carpeta "Model", comenzar a ejecutarlo, y proporcionarle el nombre y la ubicación de los archivos de entrada para cada escenario. El programa enviará todos los archivos de salida a la carpeta "Output". Tenga en cuenta que si ejecuta (o vuelve a ejecutar) el modelo con esta configuración de carpetas y archivos, los archivos de salida originales se sobrescribirán y se perderán. Si quiere guardarlos para futuras comparaciones, primero tendrá que renombrar los archivos de salida anteriores o moverlos a una nueva carpeta separada antes de ejecutar la simulación.

Creación de mapas de contorno de la cabeza (nivel de agua) y de la reducción del nivel de agua utilizando ModelMuse:

Para empezar, si aún no ha instalado ModelMuse, descárguelo e instálelo visitando el sitio web de United States Geological Survey, ModelMuse: <https://www.usgs.gov/software/modelmuse-a-graphical-user-interface-groundwater-models>.

Una vez instalado, vaya a la carpeta Case Study 1--Models, luego baje a la carpeta Base Case, luego a la carpeta Input.Files y haga doble clic en el archivo "Base.Case.gpt" para abrirlo en ModelMuse. Es posible que desee estirar la ventana de ModelMuse para que pueda ver toda la rejilla del modelo como se muestra en la Figura del Recuadro 3-1. Las filas del modelo se extienden de izquierda a derecha empezando por la fila 1 en la parte superior; las columnas del modelo se extienden de arriba a abajo empezando por la columna 1 en la izquierda. La ventana principal es una vista en planta de la cuadrícula, la ventana inferior es la vista frontal y la ventana de la derecha es la vista lateral. Las líneas azules en la vista en planta indican la columna del modelo que se muestra a la derecha y las líneas verdes indican la fila del modelo que se muestra en la parte inferior.

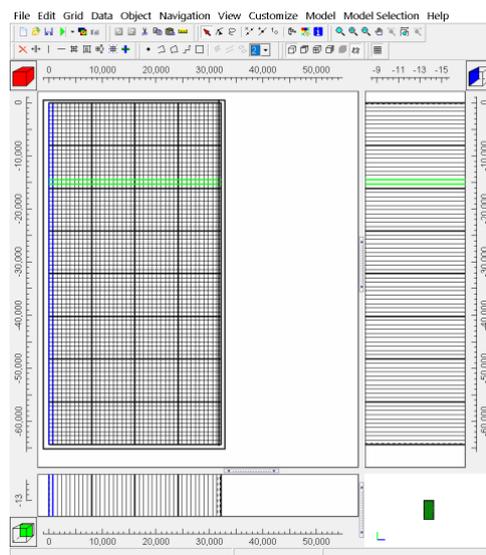


Figura del Recuadro 3-1 - Rejilla del modelo del Estudio de Caso 1 mostrada en ModelMuse (Konikow y Bredehoeft, 2020).

Si no ha ejecutado el modelo directamente desde ModelMuse, entonces necesita importar el conjunto de datos que desea contornear. En "Archivo", seleccione "Importar >Resultados del Modelo" y navegue a la carpeta Estudio de Caso 1--Modelos, la carpeta Caso Base y la carpeta Archivos de Salida y seleccione el archivo Base.Caso.fhd y elija Abrir. Se mostrará una lista de todos los tiempos de simulación del modelo para los que el archivo contiene datos de cabeza y por defecto se seleccionará el último tiempo (73051 días). Puede ajustar la opción "Display choice" a "Contour grid" y seleccionar OK y hacer clic en "Update the existing data sets with new values" para ver un mapa de contorno de esas cabezas, o puede desplazarse hacia abajo para desmarcar eso y elegir cualquier otro tiempo. La Figura del Recuadro 3-2 muestra la distribución de cabezas para "Cabeza: Período 1; Paso: 1; Tiempo total: 1" que es un mapa de contornos de cabeza para las condiciones no desarrolladas. Para cambiar los contornos por defecto, abra el cuadro de diálogo de Visualización de Datos y seleccione Datos de Contorno en la lista de la izquierda, luego en la parte superior derecha introduzca un intervalo de contorno diferente y haga clic en aplicar y cerrar. La distribución de la detección en un momento que es 73.051 días después del comienzo del bombeo se puede ver importando los datos de ese momento desde el archivo Base.Case.fdn (Figura del Recuadro 3-3). La reducción del nivel de agua es la diferencia entre las alturas en dos momentos diferentes, normalmente antes del desarrollo y en un momento dado después del inicio del bombeo

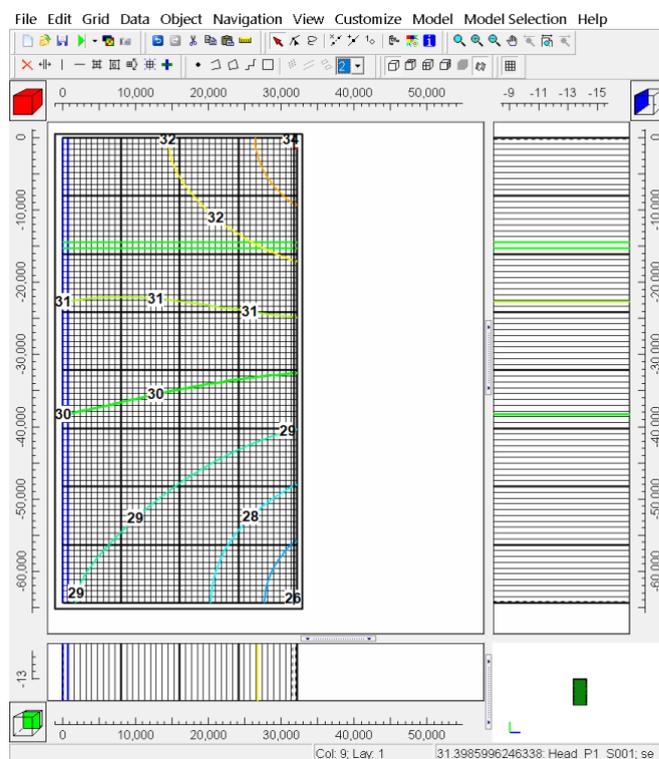


Figura del Recuadro 3-2 - Contornos de cabeza para condiciones no desarrolladas (Konikow y Bredehoeft, 2020).

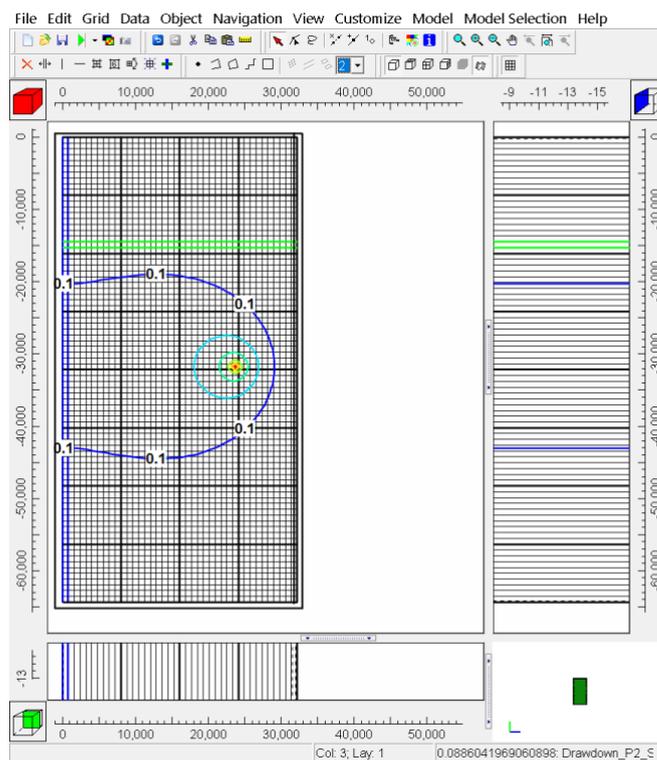


Figura del Recuadro 3-3 - Contornos de reducción tras 200 años de bombeo (Konikow y Bredehoeft, 2020).

Para ver magnitudes más pequeñas de reducción del nivel de agua más lejos del pozo, sugerimos añadir dos nuevos contornos abriendo el cuadro de diálogo de Visualización de Datos y seleccionando Datos de Contorno en la lista de la izquierda, luego haga clic en Especificar Contornos en la parte superior derecha. Aumente el número de filas de 6 a 8. A continuación, desplácese hacia abajo y establezca los valores de los contornos para las dos nuevas filas en 0,01 y 0,05. A continuación, haga clic en "Aceptar" y en "Aplicar" y luego en "Cerrar" en el cuadro de diálogo Visualización de datos. Hay muchas opciones disponibles para colorear y etiquetar los contornos; siéntase libre de experimentar. Si se amplía el área alrededor del pozo de bombeo, se observa que la reducción del nivel de agua en el pozo es del orden de 0,6 m y a lo largo del río es cercana (pero inferior) a 0,01 m.

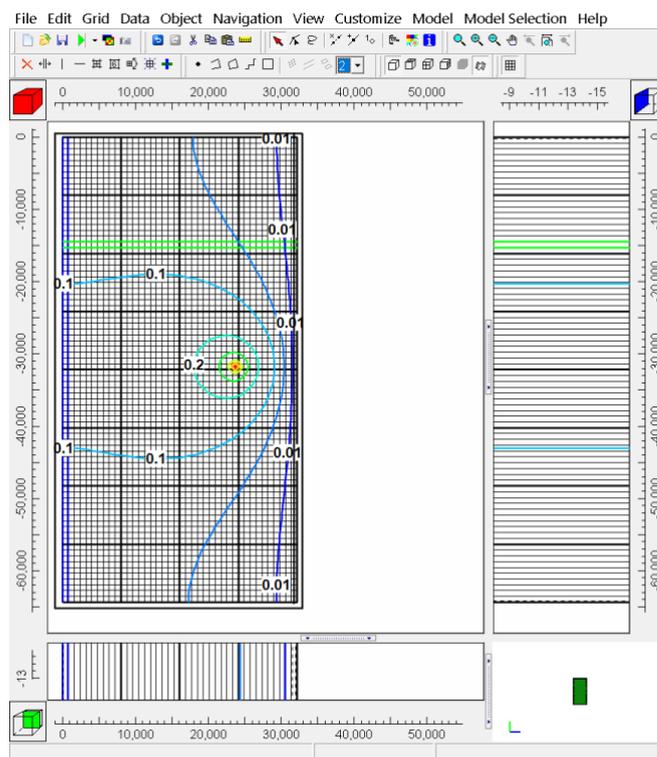


Figura del Recuadro 3-4 - Contornos de reducción de presión después de 200 años de bombeo, incluyendo dos líneas de contorno para reducciones menores (Konikow y Bredehoeft, 2020).

Para eliminar las líneas de la cuadrícula, en "Ver", seleccione "Mostrar u ocultar la cuadrícula 2D>Mostrar el exterior". Para mejorar la claridad de los valores de reducción y contornos, también puede seleccionar "Ocultar todos los objetos" en el menú desplegable "Objetos". Para exportar y guardar la imagen del mapa de contornos, vaya a Archivo>Exportar>Imagen (o haga clic en el icono de la cámara). En el cuadro de diálogo resultante, tiene varias opciones, pero basta con hacer clic en "Guardar imagen" para generar un archivo (seleccione el formato o el tipo) con el mapa de contornos. Haz clic en "Cerrar". Si prefiere que las curvas de nivel sean de un solo color, puede cambiar el esquema de colores a "Sólo azul" o "Sólo negro" en el cuadro de diálogo de visualización de datos. La imagen resultante se muestra con contornos negros en la Figura del Recuadro 3-5.

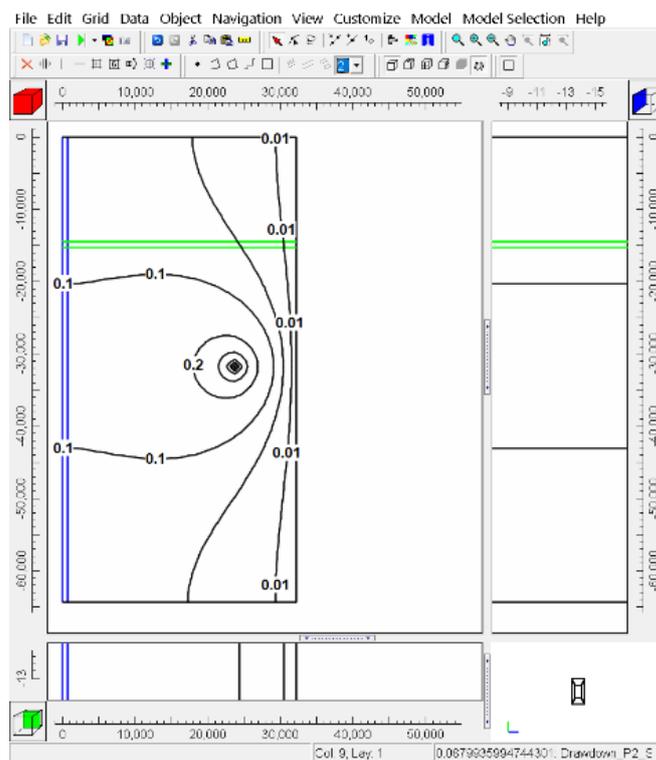


Figura del Recuadro 3-5 - Contornos de reducción con la rejilla y el objeto retirados de la vista (Konikow y Bredehoeft, 2020).

Extracción y trazado de los datos del balance MODFLOW utilizando el software GW Chart:

GW_Chart se puede utilizar para extraer convenientemente los datos del balance del archivo de salida principal de MODFLOW o MODFLOW-NWT. Si aún no ha instalado GW_Chart, descárguelo e instálelo visitando el sitio web de United States Geological Survey, GW_Chart:

<https://www.usgs.gov/software/gwchart-a-program-creating-specialized-graphs-used-groundwater-studies>.

Una vez instalado, abra "GW_Chart". En el menú desplegable de "Chart Type/Convert", seleccione "Water Budgets". A continuación, en la zona inferior derecha, seleccione "MODFLOW" en "Read Data From". A continuación, en "Archivo", seleccione "Abrir", y luego navegue a la carpeta de salida para el Caso Base y seleccione "Base.Case.lst" para abrir ese archivo y permitir que GW_Chart lea todos los datos del balance hídrico. Esto generará gráficos para todas las variables seleccionadas para los presupuestos acumulativos o de tasa. Sin embargo, estos gráficos no son de alta resolución y no proporcionan los números.

Por lo tanto, queremos Guardar/exportar los datos utilizando el botón central inferior derecho (📄); nombrar el archivo de texto de salida (por ejemplo, "Base.Case.Budget.txt") y seleccionar una carpeta de destino. Esto generará un archivo de

texto que contiene todos los datos de balance guardados para el modelo (como se especifica en el archivo de entrada "control de salida" [".oc"]).

Abra el archivo "Base.Case.Budget.txt" con el Bloc de notas u otro programa de tratamiento de textos. El archivo enumera primero los datos "acumulativos", seguidos de un listado de datos de "tasas". Para este ejercicio, trabajaremos con tasas anuales. Seleccione todas las líneas de la categoría "TASAS" (la mitad inferior del listado (líneas 206 a 408), y luego seleccione "COPIAR". A continuación, abra un libro de Excel en blanco, seleccione la celda superior izquierda (A1) y pegue utilizando el "Asistente de importación de texto". Haz clic en "siguiente" y selecciona delimitadores que separen clara y adecuadamente las columnas de datos (en concreto, selecciona "tabulador" y anula la selección de "espacio"; este último paso garantizará que los encabezados de la fila 2 se alineen correctamente con las columnas de datos adecuadas que hay debajo). A continuación, haz clic en "Siguiente" y "Finalizar" para completar el proceso de importación. Puede dar un nombre a la hoja de cálculo (por ejemplo, cambiando el nombre por defecto de "Hoja1" a "Base.Case" en la pestaña inferior izquierda). Guarde el archivo de la hoja de cálculo en la carpeta Output.Files, dándole un nombre apropiado (por ejemplo, "Rate.Budgets").

Examine los encabezados de la Fila 2. Si estos rótulos de las columnas no se alinearon con precisión con las columnas de datos, ajústelos manualmente para mejorar la claridad en la hoja de cálculo. Para mejorar la claridad, seleccione (resalte) toda la Fila 2 y luego haga clic en "Ajustar texto" para ver las etiquetas completas. También puede ajustar el ancho de las columnas y el formato de los números de los datos como desee. Después de completar estos pasos, las primeras 11 filas (de 203 filas) y 17 columnas (de 19) deberían tener un aspecto similar la de la Figura del Recuadro 3-6.

	A	B	C	D	E	F	G	H	I	J	K	L	M	N	O	P	Q	R	S
1	RATES																		
2	Stress Period	Time Step	In: Time STORAGE	In: CONSTANT HEAD	In: WELLS	In: ET	RECHARGE	In: STREAM LEAKAGE	In: TOTAL IN	Out: STORAGE	Out: CONSTANT HEAD	Out: WELLS	Out: ET	RECHARGE	Out: STREAM LEAKAGE	Out: TOTAL OUT	IN - OUT	Discrepancy	
3	1	1	1	0	1687.8848	0	0	5842.166	7530.0508	0	0	0	0	0	7533.5874	7533.5874	-3.5366	-0.05	
4	2	1	366.25	1984.1182	0	1687.8848	0	5851.7808	9523.7832	0.1836	0	2026	0	0	7501.1714	9527.3555	-3.5723	-0.04	
5	2	2	731.5	1903.5586	0	1687.8848	0	5878.3076	9469.751	0.1348	0	2026	0	0	7447.168	9473.3027	-3.5518	-0.04	
6	2	3	1096.8	1805.5117	0	1687.8848	0	5920.7095	9414.1055	8.69E-02	0	2026	0	0	7391.5957	9417.6826	-3.5771	-0.04	
7	2	4	1462	1706.0166	0	1687.8848	0	5972.2388	9366.1406	3.81E-02	0	2026	0	0	7343.6289	9369.667	-3.5264	-0.04	
8	2	5	1827.2	1612.8184	0	1687.8848	0	6025.9033	9326.6064	2.15E-02	0	2026	0	0	7304.103	9330.125	-3.5186	-0.04	
9	2	6	2192.5	1528.5791	0	1687.8848	0	6076.4946	9292.959	1.27E-02	0	2026	0	0	7270.4868	9296.5	-3.541	-0.04	
10	2	7	2557.8	1453.5879	0	1687.8848	0	6122.5122	9263.9844	2.93E-03	0	2026	0	0	7241.4883	9267.4912	-3.5068	-0.04	
11	2	8	2923	1386.9619	0	1687.8848	0	6163.6636	9238.5098	2.93E-03	0	2026	0	0	7216.0288	9242.0312	-3.5215	-0.04	

Figura del Recuadro 3-6 - Hoja de cálculo Excel con las tasas del balance para el caso base del estudio de caso 1 (Konikow y Bredehoeft, 2020).

Para evaluar las fuentes de agua del pozo, y cómo éstas cambian con el tiempo, necesitamos completar algunos cálculos más, que se ven facilitados por el uso de fórmulas en Excel. Examinaremos estos cambios a lo largo del periodo de simulación de 200 años, por lo que será conveniente crear una columna para el tiempo en años (porque las unidades de tiempo del modelo son días) para que las variables puedan ser graficadas en términos de años. Por lo tanto, en la Columna T, agregue una etiqueta en la Fila 2 (algo así como "Tiempo, en años"). Luego, en la Fila 3 de la Columna T, agrega una fórmula para convertir el tiempo en días (Columna C) en tiempo en años (asume que un año es igual a 365.25 días).

Copie y pegue esa fórmula ("=(C3/365,25)-0,00273785") en las celdas restantes de la Columna T. (Recuerde que la duración del período de tensión inicial en estado estacionario es arbitraria, y se fijó en 1 día, por lo que la resta de aproximadamente 0,00273785 años) para dar cuenta de la parte de estado estacionario de la simulación.

Una fuente de agua para el pozo proviene de un cambio en el almacenamiento del acuífero. En la terminología del balance MODFLOW, "In: ALMACENAMIENTO" se refiere al agua que entra (fluye hacia) el sistema de agua subterránea saliendo del almacenamiento en el acuífero. Utilizaremos la columna U para calcular el cambio neto en el almacenamiento del acuífero. Así, en la Fila 2 de la Columna U, añada una etiqueta "Cambio neto en el almacenamiento" o algo similar. En la fila 3 de la columna U, inserte una fórmula para calcular el cambio neto en el almacenamiento como la diferencia entre el valor de la columna D y el de la columna K ("=D3-K3"). A continuación, copie esa fórmula y péguela en todas las celdas restantes de la columna U. Con este orden de sustracción, los resultados con signo positivo representarán una reducción (o agotamiento) del almacenamiento.

A continuación, queremos calcular la captura, que en este caso sólo puede incluir la captura del flujo de la corriente (1) aumentando las pérdidas por filtración de la corriente ("In: STREAM LEAKAGE"), que es igual a la recarga del acuífero, y/o (2) disminuyendo la descarga del acuífero a la corriente ("Out: STREAM LEAKAGE"). Por lo tanto, tenemos que calcular cómo cambian con el tiempo. Primero, calculamos el aumento de la recarga desde el arroyo en la Columna V. Agregamos una etiqueta en la Fila 2 de la Columna V (algo así como "Aumento de la pérdida por infiltración desde el río"). El incremento en la pérdida de filtración en cualquier paso de tiempo durante el período de estrés transitorio es igual a la diferencia entre el "In: STREAM LEAKAGE" durante ese paso de tiempo y el valor respectivo durante el período de tensión inicial de estado estacionario cuando no había bombeo desde el pozo. Establezca una fórmula para esa columna para calcular estos valores (la fórmula debe ser algo como: "=I4-I\$3" en la Fila 4 de la columna V). Siga un procedimiento similar para la "Disminución de la Descarga de Agua Subterránea al Río" ingresando "=P4-P\$3" en la Fila 4 de la Columna W). Luego, en la Columna X, calcule la Captación sumando los valores absolutos de las Columnas V y W, es decir "=ABS(V4)+ABS(W4)" en la Fila 4 de la Columna X. Finalmente, queremos calcular las fracciones no dimensionales de las fuentes de agua al pozo. Es decir, queremos calcular las fracciones de agotamiento y captura del almacenamiento. Utilice las columnas Y y Z para calcular las fracciones de agotamiento del almacenamiento y las fracciones de captura, respectivamente, dividiendo las columnas U y X por el bombeo del pozo (columna M). Nótese que la suma de estas dos columnas debe ser siempre igual a 1. Trace el cambio en las fracciones de agotamiento y captura del almacenamiento durante el período de simulación de 200 años (usando Excel o su paquete de software de gráficos/trazados favorito). El gráfico debe tener el aspecto de la Figura del Recuadro 3-7.

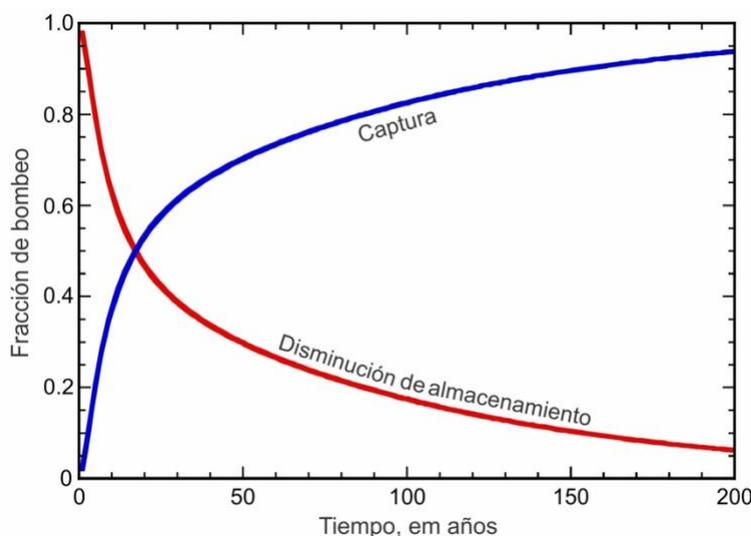


Figura del Recuadro 3-7 - Fuentes fraccionarias de agua que entran en el pozo de bombeo para el Caso Base del Estudio de Caso 1 (Konikow y Bredehoeft, 2020).

Cálculo de los cambios de caudal en Excel

Para determinar cómo varía el caudal en dirección aguas abajo, primero use un editor de texto para abrir el archivo de listado principal (salida) "Base.Case.lst" de la simulación del Caso Base (carpeta: "Case Study 1 Models \ Base Case \ Output.Files", archivo "Base.Case.lst"). Encuentre los datos del listado de corrientes en 200 años (paso de tiempo 200 en el periodo de estrés 2) buscando "STREAM LISTING PERIOD 2 STEP 200", que estará justo encima de la última impresión del presupuesto en la parte inferior del archivo. A continuación, copie las líneas de la etiqueta y los datos (un total de 83 líneas) y péguelos en la celda A1 de una hoja de cálculo de Excel. A continuación, haga clic en Datos>Texto a columnas, y elija "ancho fijo", luego "siguiente", y luego "terminado". Borre todos los datos excepto el número de alcance del arroyo y el flujo de salida del alcance (estas son las Columnas E y H de los datos pegados). Ahora, el número de alcance debe estar en la columna A en orden secuencial creciente. Inserte dos nuevas columnas después de la columna A para calcular la distancia aguas abajo en metros y kilómetros, respectivamente. Utilice fórmulas basadas en el conocimiento de que cada tramo cubre una distancia de 804,67 m. La columna D debe incluir el caudal que sale de cada tramo (en m³/d) después de 200 años de bombeo. A continuación, utilice Excel u otro programa informático de ploteo o gráfico para trazar los resultados, que deberían tener el aspecto de la Figura del Recuadro 3-8.

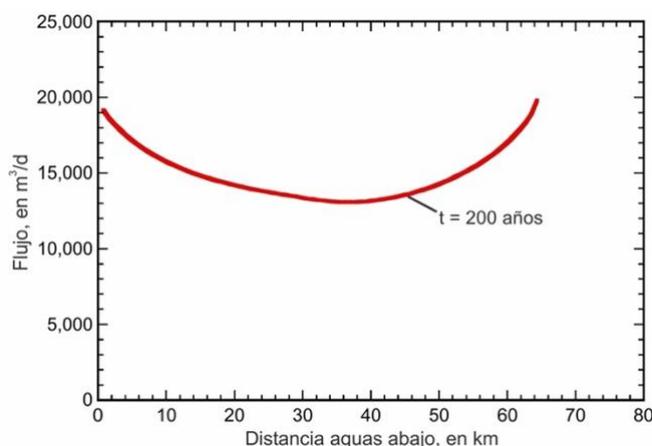


Figura del Recuadro 3-8 - Caudal de la corriente con la distancia aguas abajo para el caso base del estudio de caso 1 (Konikow y Bredehoeft, 2020).

Para examinar las pérdidas y ganancias del arroyo, añada la columna E con la etiqueta "Stream Loss(-) Gain(+)". En la celda E4 introduzca la fórmula " $=D4-20000$ " porque hay un flujo de entrada de $20.000 \text{ m}^3/\text{d}$ en el extremo aguas arriba del arroyo. En la celda E5 calcule la diferencia entre el caudal de salida en el tramo y el caudal de salida en el tramo aguas arriba " $=D5-D4$ " y copie la fórmula en la columna. Como estamos restando el caudal en el extremo aguas arriba del alcance del extremo aguas abajo, un valor negativo indica pérdida de caudal en el alcance y un valor positivo indica ganancia. El resultado se muestra en la Figura del Recuadro 3-9.

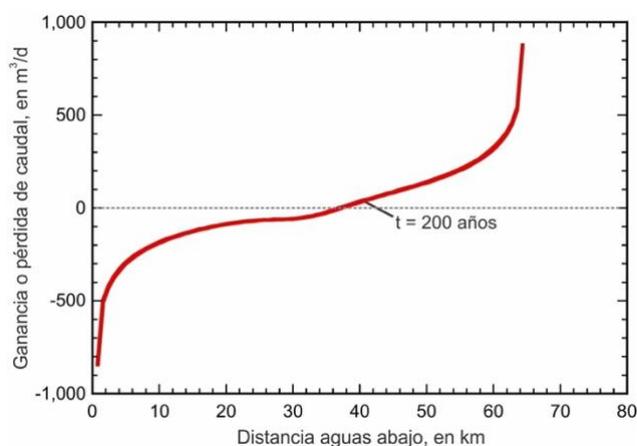


Figura del Recuadro 3-9 - Ganancia(+) y pérdida(-) de caudal con la distancia aguas abajo para el caso base del estudio de caso 1 (Konikow y Bredehoeft, 2020).

Para determinar el impacto que 200 años de bombeo han tenido en el caudal, así como las ganancias y pérdidas, queremos añadir los datos previos al desarrollo a los gráficos anteriores. Siga los pasos anteriores para las condiciones de predesarrollo buscando en el mismo archivo "Base.Case.lst" "STREAM LISTING PERIOD 1 STEP 1", que estará cerca de la parte superior del archivo (para nosotros es la línea 1675 del archivo Base.Case.lst.) Como se hizo antes para 200 años, copie los datos en la hoja de cálculo. Haz

cálculos similares a los realizados para el tiempo de 200 años y añade los datos a los gráficos. Deberían tener el aspecto de la Figura del Recuadro 3-10.

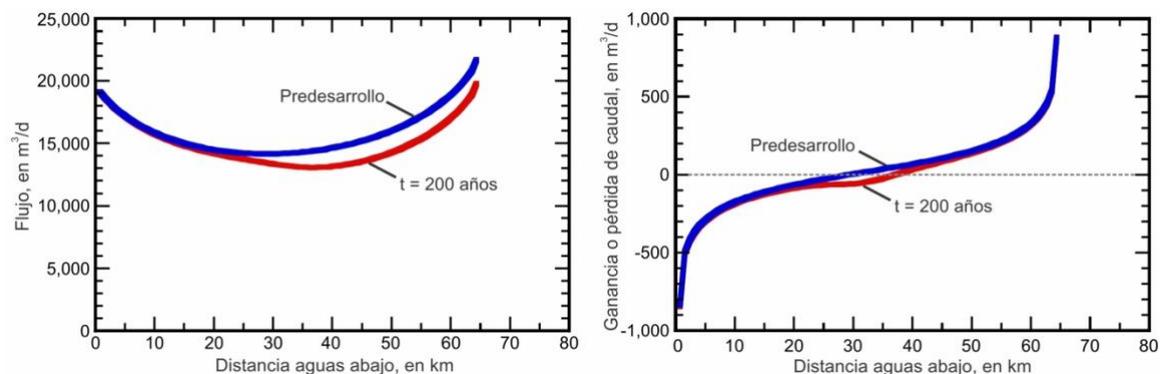


Figura del Recuadro 3-10 - Caudal y ganancia (+) y pérdida (-) de caudal con la distancia aguas abajo para el caso base del estudio de caso 1 (Konikow y Bredehoeft, 2020).

Trazado de hidrogramas de pozos a partir de la salida de MODFLOW utilizando GW Chart:

GW_Chart se puede utilizar para extraer y trazar los cambios de nivel de agua en el tiempo en los nodos individuales (células) de la cuadrícula MODFLOW. Esto produce un hidrograma del pozo que muestra los niveles de agua (cabezas) o reducción (cambios en el nivel de agua de un valor inicial), según lo seleccionado por el usuario.

Para ello, en primer lugar, si aún no ha instalado GW_Chart, descárguelo e instálelo visitando el sitio web del Servicio Geológico de los Estados Unidos, GW_Chart: <https://www.usgs.gov/software/gwchart-a-program-creating-specialized-graphs-used-groundwater-studies>.

Una vez instalado, abra "GW_Chart". Luego, en el menú desplegable de "Chart Type/Convert", seleccione "Hydrographs". En el cuadro de datos, asegúrese de que está seleccionado "MODFLOW head or drawdown file". A continuación, establezca la Columna Fila Capa a la ubicación de la celda para el pozo de bombeo (30,40,1 para el Caso Base). Luego en "File", seleccione "Read Heads or Drawdown", y luego navegue a la carpeta de salida para el Caso Base y seleccione ya sea el archivo de cabeza formateado o el archivo de reducción de presión formateado. Nosotros elegimos ver la reducción.

Para obtener un gráfico de mejor calidad con una escala de tiempo en años, tenemos que colocar los datos en una hoja de cálculo o en un paquete de trazado. Puedes seleccionar (resaltar) todos los datos de las dos columnas de datos que aparecen en el cuadro superior central de GW_Chart, y luego copiarlos (Ctrl c). A continuación, péguelos en la celda A1 de una hoja de cálculo de Excel en blanco. Alternativamente, en el menú desplegable Archivo, puede seleccionar "Guardar cabezas o reducciones" para guardar las dos columnas de datos en un nuevo archivo separado. El primer tiempo mostrado es "1", que representa la longitud arbitraria del período de tensión inicial de estado estacionario. No hay reducción de presión para este período de estrés, pero MODFLOW utiliza el primer período como el

tiempo de referencia y la cabeza final convergente no se conoce al inicio de los cálculos, por lo que calcula el cambio en la cabeza de las condiciones iniciales a las condiciones de estado estacionario convergentes. Por lo tanto, cambia el valor de reducción de presión para el primer tiempo "1" por un valor de 0 en la columna B. Añade un encabezado (o etiqueta) a la columna C de la hoja de cálculo "Tiempo, en años" y luego define los valores de esa nueva columna mediante una fórmula para convertir el tiempo en días (columna A) en tiempo en años (por ejemplo, la fórmula para C3 sería " $=(A3-1)/365,25$ "). Copia y pega esa fórmula en las filas 2 a 202 de la Columna C. Luego traza la Columna C en el eje horizontal y la Columna B en el eje vertical para producir el hidrograma como se muestra en la Figura del Recuadro 3-11.

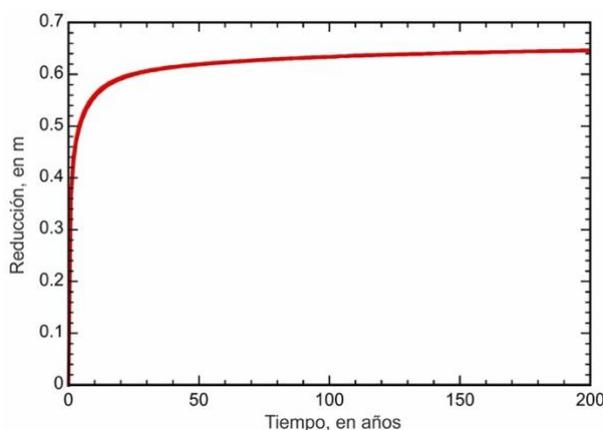


Figura del Recuadro 3-11 - Reducción de presión en la ubicación del pozo de bombeo para el caso base del estudio de caso 1 (Konikow y Bredehoeft, 2020).

Los cambios en el flujo de la corriente con el tiempo se registran en el archivo de salida Gage "Base.Case.sfrg1". En este caso, definimos un medidor de caudal como el que se encuentra en la celda más aguas abajo del río (tramo 80), que representa el flujo de salida de las aguas superficiales del sistema que se está simulando. El flujo de la corriente en el medidor para el Caso Base se ilustra en la Figura del Recuadro 3-12.

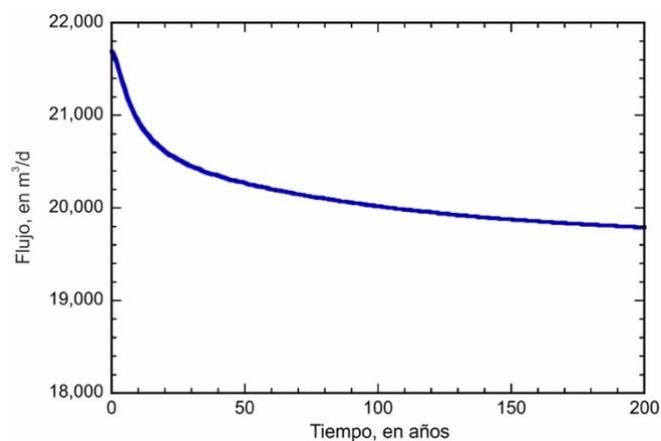


Figura del Recuadro 3-12 - Caudal de la corriente en la salida del modelo para el caso base del estudio de caso 1 (Konikow y Bredehoeft, 2020).

[Volver a donde el texto enlaza con el recuadro 3](#) ↑

11 Solución a los Ejercicios

Solución del ejercicio 1:

Efectos de la ubicación del pozo (distancia del pozo al río)

El problema:

En el ejercicio 1 se pide que se considere el hipotético sistema acuífero de una cuenca desértica y un arroyo, tal como se ilustra en la Figura 17, y se responda a las siguientes preguntas ¿Afecta la posición del pozo de bombeo respecto al arroyo a la respuesta del sistema? En concreto, ¿cómo afecta (1) a la magnitud y el momento del efecto del bombeo en las aguas superficiales, y (2) a las fuentes relativas de agua del pozo? ¿Cuál es la naturaleza de estos efectos? Considere dos ubicaciones alternativas del pozo: una más alejada del río y otra más cercana al río. ¿Es sostenible alguno de estos escenarios de bombeo? Si usted fuera el gestor del agua de este sistema acuífero, ¿qué ubicación del pozo consideraría preferible y por qué? ¿Existe algún tipo de compensación, como la cantidad de reducción de presión en el pozo de bombeo?

Cómo ejecutar y analizar los resultados del modelo:

Si aún no lo ha hecho, es útil leer el Recuadro 3, luego ejecutar y post procesar los resultados del modelo del Caso Base del Estudio de Caso 1 antes de emprender el Ejercicio 1. Para hacer esto, primero ponga los archivos de entrada, el código ejecutable de MODFLOW NWT, y los archivos de ModelMuse para el Caso Base del Estudio de Caso 1 en una computadora con sistema operativo Microsoft, descargando el [archivo zip "CaseStudy1 Models.zip" de la Información Suplementaria en línea para este libro](#)[↗]. Extraiga las carpetas y subcarpetas de "Case Study 1" en su ordenador personal. A continuación, siga los pasos descritos en el Recuadro 3.

Adquirir una carpeta de archivos para el ejercicio 1:

A continuación, descargue el [archivo zip "Exercise1.zip" de la Información complementaria en línea de este libro](#)[↗]. Para empezar, ya hemos copiado los archivos de entrada del Caso.Base en dos nuevas carpetas bajo la carpeta "Ejercicio 1" (Caso.Pozo.más.cerca.del.río y Caso.pozo.más.lejos.del.río); puede utilizarlos para simular los casos con el pozo en dos ubicaciones alternativas, una más cerca del río y otra más lejos del río. Sin embargo, los archivos no han sido modificados todavía, así que si ejecuta cualquiera de estas simulaciones sin cambios, obtendrá el resultado del caso base. Le sugerimos que trabaje a partir de estas dos carpetas para analizar y desarrollar soluciones al Ejercicio 1. Para mayor comodidad, también hemos instalado una copia del código ejecutable para MODFLOW NWT en una ubicación que funcionará con los archivos batch en estas dos carpetas.

Modificación de los archivos de entrada para mover el pozo:

A continuación, modifique los archivos de entrada en las subcarpetas Input.Files de las dos carpetas "Well.Closer.to.River.Case" y "Well.Further.from.River.Case" para mover

la posición del pozo más cerca y más lejos del río, respectivamente. Para cada variante, lo más fácil es modificar el archivo de entrada del paquete WEL manualmente utilizando un editor de texto, como el Bloc de notas. En este enfoque, sólo tiene que modificar la coordenada de la columna en los datos del pozo de bombeo, que es la última línea del archivo "Base.Case.wel", que muestra el pozo en la fila = 40 y la columna = 30. El arroyo está en la columna 40, por lo que el nuevo pozo estará a medio camino entre el pozo del caso base y el arroyo si se coloca en la columna 35. Las montañas están a la izquierda de la columna 1, por lo que el nuevo pozo estará a mitad de camino entre el pozo del caso base y las montañas si se coloca en la columna 15.

Si cambia el nombre de este archivo [o de cualquier otro archivo de entrada], entonces también tiene que hacer un cambio correspondiente al nombre de ese archivo dentro del archivo "Base.Case.nam". Si cambias el nombre del archivo "name", entonces tienes que hacer un cambio correspondiente a su nombre en el archivo "Base.Case.bat". Usted puede ejecutar el problema modificado haciendo doble clic en el archivo batch (llamado "Base.Case.bat"), asumiendo que la carpeta "MODFLOW NWT.Model" está en el mismo nivel que configuramos en el archivo zip "Exercise1.zip", es decir, en el mismo nivel que las carpetas "Well.Closer.to.River.Case" y "Well.Further.from.River.Case".

Alternativamente, si tiene el software ModelMuse en su computadora con sistema operativo Microsoft, o lo descarga como se describe en el Recuadro 3, puede modificar la posición del pozo abriendo el archivo de proyecto ModelMuse "Base.Case.gpt" y ajustando la posición del pozo en el mismo, exportando los archivos de entrada y ejecutando el programa desde ModelMuse. También podrá utilizar ModelMuse para visualizar las cabezas de agua subterránea y las depresiones utilizando las instrucciones del Recuadro 3 para contornear los datos de los archivos *name.fhd* y *name.fdn*.

Post-procesamiento de los resultados del nuevo modelo:

El Recuadro 3 proporciona instrucciones paso a paso para analizar y trazar los balances hídricos y los hidrogramas, preparar mapas de contorno de la cabeza hidráulica y la reducción de presión, y calcular las ganancias y pérdidas de caudal para el Caso Base. Para el Ejercicio 1 repita ese proceso para los modelos con el pozo más cerca y más lejos del arroyo. Una vez que complete el análisis para el otro modelo, es útil incluir los resultados de los tres casos en el mismo gráfico para facilitar la comparación. Los datos de la salida del modelo de este ejercicio se incluyen en hojas de cálculo situadas en la subcarpeta "DataSpreadsheets" de la carpeta "Exercise 1".

Análisis del impacto de la posición de los pozos en el caudal:

Al evaluar los efectos del bombeo en el caudal, es importante recordar que el río está interactuando con el acuífero incluso en condiciones naturales previas al desarrollo. En concreto, el río pierde agua hacia el acuífero en el tramo superior del río y gana agua del acuífero en el tramo inferior del río. Esto se indica claramente en la distribución de la

altura antes del desarrollo (Figura 20a). Sin embargo, el bombeo del pozo perturba estas interacciones "naturales".

Después de posprocesar el resultado del caudal para el caso base y los dos casos con el pozo más cerca y más lejos del arroyo, los resultados se comparan al final de la simulación ($t = 200$ años). Los métodos y pasos utilizados para calcular las ganancias y pérdidas de caudal se detallan en el Recuadro 3.

Los resultados mostrados en la Figura de Solución 1-1 indican que la ubicación del pozo con respecto al río sólo tiene un pequeño efecto (en relación con la magnitud del caudal) en el perfil del caudal a lo largo del río, ciertamente un efecto menor que el del propio bombeo. En el punto más abajo, donde el río sale de la zona del modelo, el caudal es esencialmente el mismo para las tres ubicaciones de los pozos. Lo mismo ocurre en el punto medio del río, que es la posición norte-sur del pozo en todos los casos. Sin embargo, aguas arriba del punto medio, el caudal es menor en el caso del pozo más cercano y mayor en el caso del pozo más lejano. La zona aguas arriba del punto intermedio es donde el río pierde agua debido a las pérdidas por infiltración natural y a la infiltración inducida por la reducción del caudal causada por el bombeo. Aguas abajo del punto medio, ocurre lo contrario, con un mayor caudal cuando el pozo está situado más lejos del río. En el tramo inferior del río, el caudal aumenta debido a la descarga de aguas subterráneas en el río. A una distancia de unos 40 km aguas abajo (justo después del punto medio), la diferencia de caudal entre el caso con el pozo más cercano al río y el caso con el pozo más alejado del río después de 200 años de bombeo es la mayor, con unos $535 \text{ m}^3/\text{d}$, que es grande en relación con la magnitud del bombeo del pozo ($Q = 2.026 \text{ m}^3/\text{d}$).

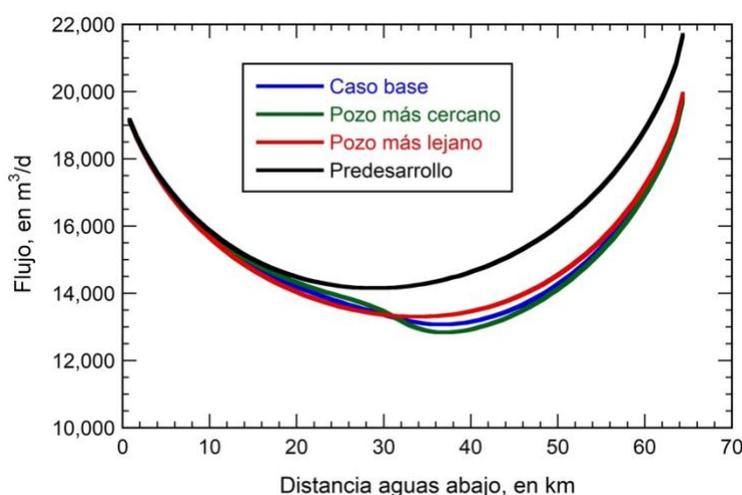


Figura de Solución 1-1 - Efecto de la ubicación de los pozos en el flujo de la corriente después de 200 años. A modo de comparación, se muestra el caudal en condiciones estables previas al desarrollo (Konikow y Bredehoeft, 2020).

El medidor de corriente a la salida del modelo representa el flujo de salida de las aguas superficiales del sistema simulado. La comparación de estos datos para las tres

ubicaciones de los pozos (Figura de Solución 1-2) muestra que la mayor parte de la captura (y el agotamiento del arroyo) se produce durante los primeros tiempos. Como era de esperar, el efecto más rápido se produce cuando el pozo está situado más cerca del río. En este caso, la mitad del agotamiento total se produce en los primeros 15 años de bombeo. Pero a largo plazo, el agotamiento total del caudal es el mismo independientemente de la ubicación del pozo: es una función del balance hídrico global.

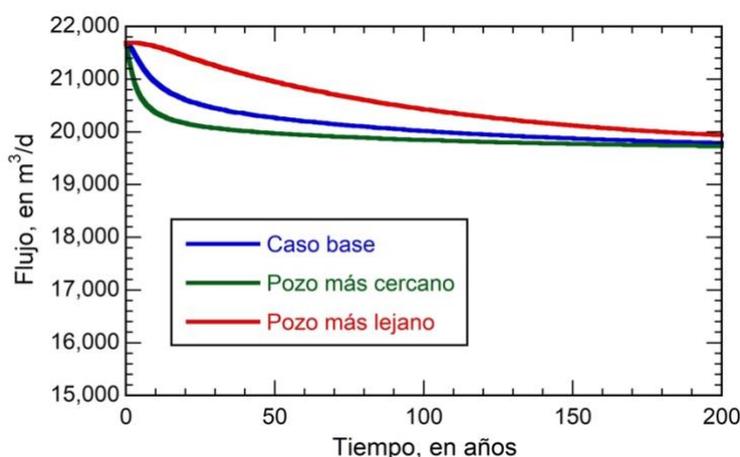


Figura de Solución 1-2 - Efecto del bombeo en el flujo del arroyo registrado en el medidor del arroyo a la salida del modelo durante 200 años de bombeo para tres ubicaciones de pozos diferentes (Konikow y Bredehoeft, 2020).

También merece la pena observar las ganancias y pérdidas de caudal a lo largo del río y cómo cambian debido al bombeo de los pozos en diferentes lugares. Los cambios en las ganancias y pérdidas de caudal se determinan por las diferencias entre las ganancias y pérdidas de caudal durante el periodo de predesarrollo en estado estacionario y las del periodo de bombeo transitorio. Se evalúan estos después de 200 años de bombeo; los pasos detallados se describen en el Recuadro 3.

La pérdida de caudal es mayor en la primera celda del río (es decir, el tramo más aguas arriba) (Figura de Solución 1-3). En el caso de predesarrollo, el caudal disminuye en el primer tramo del río en $836 \text{ m}^3/\text{d}$ de un caudal de entrada de $20,000 \text{ m}^3/\text{d}$; a continuación, las pérdidas disminuyen constantemente en dirección aguas abajo hasta alcanzar un mínimo cerca del tramo medio del río. A continuación, el caudal comienza a aumentar en el tramo 37 (unos 30 km aguas abajo), incrementándose exponencialmente hasta alcanzar una ganancia máxima de $883 \text{ m}^3/\text{d}$ en el tramo más aguas abajo del río. Las diferencias entre las pérdidas y ganancias de caudal antes del desarrollo y las que se producen después de 200 años de bombeo parecen ser relativamente pequeñas y sólo son evidentes en el tercio medio del río, más cerca del pozo de bombeo. Esto indica que la mayor parte de las pérdidas y ganancias de caudal están relacionadas con las condiciones límite naturales previas al desarrollo del problema y que los cambios causados por el bombeo sostenido son

pequeños en relación con eso. Aunque estos cambios son pequeños, deben ser considerados como un efecto real por los gestores del agua.

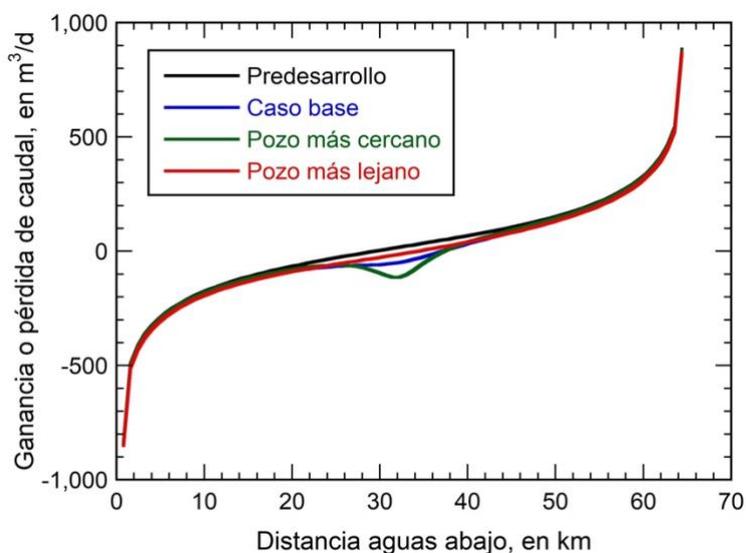


Figura de Solución 1-3 - Cambios en el caudal a lo largo del río para las condiciones previas al desarrollo y después de 200 años de bombeo en tres ubicaciones de pozos diferentes (Konikow y Bredehoeft, 2020).

La diferencia entre los valores previos al desarrollo y los de después de 200 años para las tres ubicaciones de los pozos representan los efectos del bombeo en el caudal del río (Figura de Solución 1-4). Estos resultados muestran que cuando el pozo está más cerca del río, tendrá la mayor magnitud de reducción del caudal por unidad de longitud del río (en este caso, en una ubicación del río a 32 km aguas abajo de donde entra en el valle). Cuando el pozo está más alejado del río, sus efectos se suavizan (o amortiguan) en un tramo más largo del río.

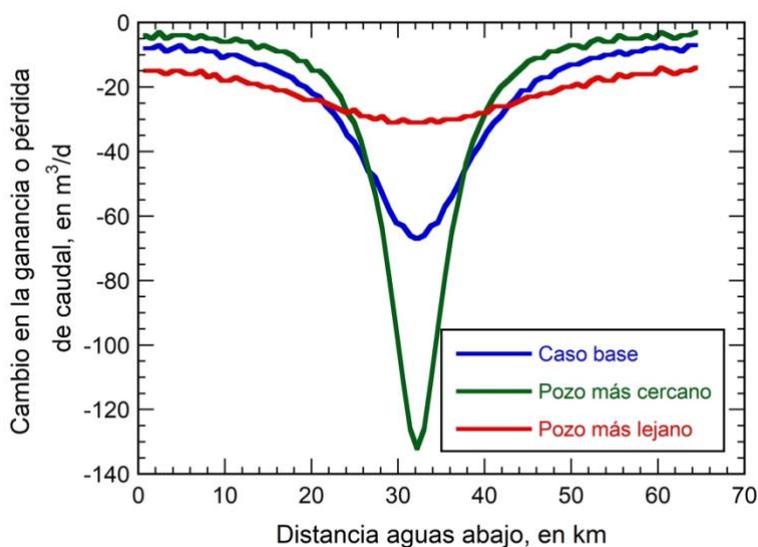


Figura de Solución 1-4 - Cambios en las ganancias y pérdidas de caudal atribuibles al bombeo durante 200 años en tres ubicaciones de pozos diferentes (Konikow y Bredehoeft, 2020).

Incluso en el caso de la ubicación del pozo más cercana al río, la reducción del caudal en el tramo central del río nunca alcanza el 1 por ciento del caudal. Por lo tanto, se puede concluir que los efectos del bombeo en el caudal del río son pequeños y tolerables dados los beneficios del suministro de agua subterránea. Sin embargo, también hay que tener en cuenta que el caudal del río es variable en el tiempo y que las sequías pueden provocar periodos de bajo caudal en los que el flujo del río es sustancialmente menor que la tasa constante a largo plazo asumida en este ejercicio. En esos momentos, el impacto del pozo en el caudal sería proporcionalmente mayor.

Fuentes de Agua del Pozo:

Como es de esperar, cuanto más cerca esté el pozo del río, antes se dominará la captura en el sistema y mayores serán los impactos a corto plazo sobre el caudal (y el agotamiento del caudal). La transición del acuífero desde la dominación por agotamiento del almacenamiento a la dominación por captura, reflejada en la Figura de Solución 1-5 por la ubicación temporal del cruce de las dos curvas para cada distancia, aumentó de unos 5 años para una distancia de 4 km, a 18 años para una distancia de 8 km, a 74 años para una distancia de 20 km. Así pues, el lugar en el que se sitúa el pozo marca una diferencia sustancial en la respuesta del sistema (y en el momento en que se produce su efecto sobre las aguas superficiales).

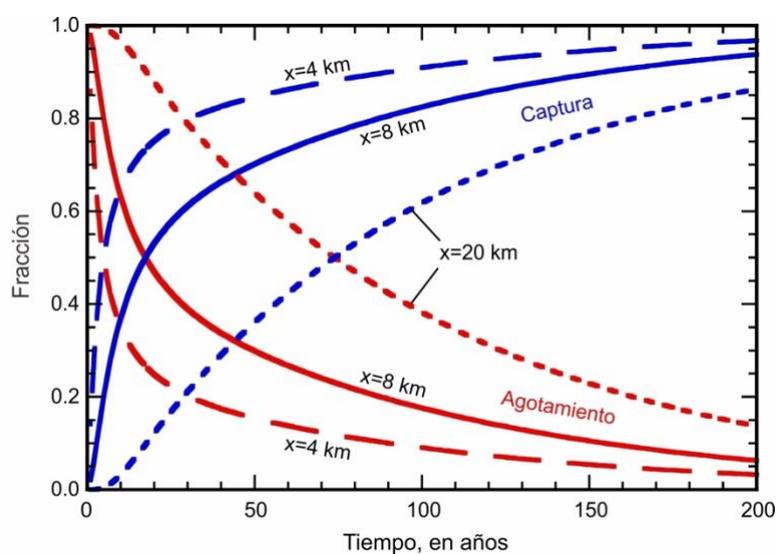


Figura de Solución 1-5 - Fracciones anuales de agotamiento del almacenamiento y de captura para simulaciones de variantes del caso base (Figura 17) en las que se varía la distancia del pozo al arroyo colocándolo a una distancia (x) de 4 km, 8 km (el caso base) y 20 km del río. Las fracciones de agotamiento del almacenamiento se muestran en rojo y las de captura en azul (Konikow y Bredehoeft, 2020).

Sostenibilidad:

El modelo de simulación para las tres ubicaciones de los pozos indica que el bombeo es sostenible durante al menos 200 años (al menos desde una perspectiva estrictamente hidráulica; en general, puede haber otras consideraciones ambientales que hagan que esto sea demasiado perjudicial para el medio ambiente como para ser considerado "sostenible"). Es decir, a medida que el bombeo se prolonga en el tiempo, la captación de la corriente sigue aumentando. Esto significa una reducción del caudal, que puede tener consecuencias inaceptables desde el punto de vista de los usuarios del agua aguas abajo o de las consideraciones ecológicas. Sin embargo, en este caso idealizado concreto, eso no parece ser una preocupación importante. Sin embargo, estos resultados también demuestran que incluso el desarrollo "sostenible" de las aguas subterráneas puede provocar el agotamiento del caudal. El descenso del nivel freático también puede afectar a la extensión y duración de los humedales. Durante las sequías o los periodos de bajo caudal, el tramo central del río puede secarse. Así pues, la "sostenibilidad" debe evaluarse desde una perspectiva más amplia que la mera capacidad física de extraer agua subterránea del acuífero. Estos factores no se han tenido en cuenta ni se han evaluado en este ejemplo simplificado.

Si la tasa de bombeo puede mantenerse hasta que el sistema alcance un nuevo equilibrio, entonces no se producirán más cambios en el sistema y el bombeo podrá mantenerse indefinidamente en función de los factores y procesos hidráulicos. Podemos deducir de los gráficos de la Figura de Solución 1-5 que el sistema aún no ha alcanzado el equilibrio en ninguno de los tres casos. Es decir, el almacenamiento de agua subterránea se sigue agotando después de 200 años de bombeo, lo que significa que los niveles de agua siguen disminuyendo, lo que a su vez significa que el sistema no ha alcanzado una condición de estado estacionario. Para evaluar si el sistema puede alcanzar finalmente las condiciones de equilibrio (estado estacionario), se realizaron simulaciones adicionales durante períodos de tiempo más largos. Los resultados de estas simulaciones ampliadas arrojan datos sobre el balance hídrico que indican que se puede alcanzar un nuevo equilibrio hidráulico en los tres casos, aunque el tiempo hasta el equilibrio varía con la distancia del pozo a la corriente (Figura de Solución 1-6). El equilibrio se alcanza más pronto (en unos 884 años) para el caso en que el pozo de bombeo está más cerca del río (4 km), y el más largo (en unos 1.140 años) cuando el pozo está más alejado del río (20 km).

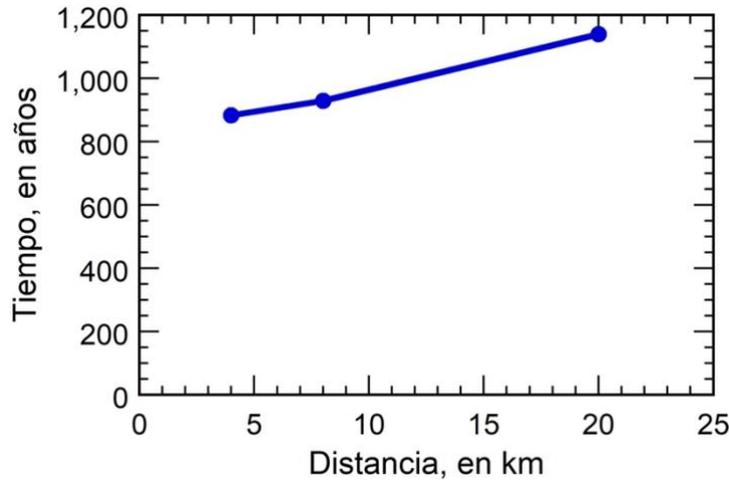


Figura de Solución 1-6 - Relación entre el tiempo que tarda el modelo en alcanzar una nueva condición de estado estacionario y la distancia del pozo de bombeo al río (Konikow y Bredehoeft, 2020).

Reducción:

Es de esperar que la reducción de presión en los pozos de bombeo varíe en las tres ubicaciones diferentes de los pozos porque cada una tiene una distancia diferente a los límites de la barrera y a los límites de recarga cercanos. Estas diferencias se observan en la Figura de Solución 1-7, que compara las reducciones calculadas en los pozos de bombeo en las tres ubicaciones diferentes. Aunque no se ha alcanzado estrictamente una nueva condición de equilibrio en 200 años para ninguna de las tres localizaciones, las tasas de cambio de altura son muy pequeñas en ese momento para todos los casos. La reducción anual adicional es inferior a 0,001 m/año después de sólo 16 años en el pozo más cercano, después de 30 años en el caso base y después de 94 años para la ubicación del pozo más alejada del río. Estas tasas son muy pequeñas en comparación con el espesor saturado medio del acuífero (150 m), por lo que la reducción adicional a largo plazo no sería una preocupación importante para los gestores del agua. La diferencia máxima de reducción de presión entre los tres casos es inferior a 0,3 m. Aunque los costes de bombeo podrían ser algo mayores en el pozo más alejado, que tiene la mayor reducción de presión, la magnitud de esta diferencia es bastante pequeña y probablemente no sería una preocupación importante para los gestores del agua.

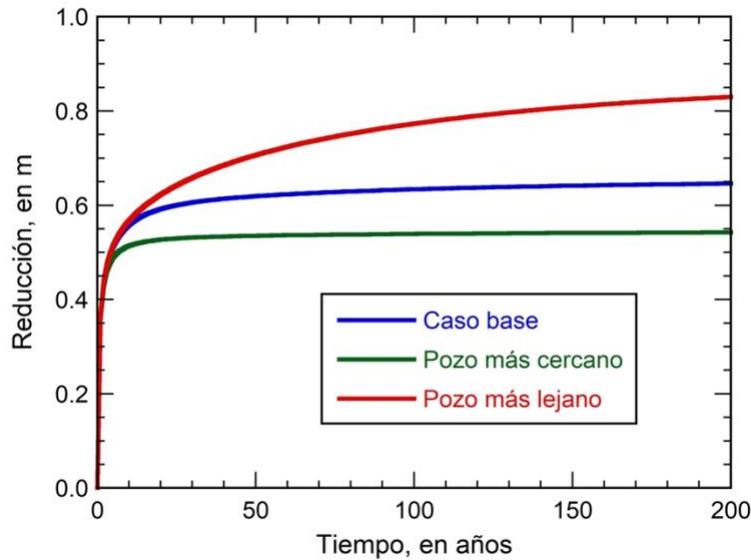


Figura de Solución 1-7 - Reducción calculada en el pozo de bombeo para tres ubicaciones diferentes del pozo (Konikow y Bredehoeft, 2020).

La reducción del nivel de agua en el acuífero puede representarse en varios momentos para mostrar cómo cambian los niveles de agua en el tiempo y el espacio, o en función de la ubicación del pozo. El mapa de descenso del nivel del agua para el caso base después de 200 años de bombeo (Figura de Solución 1-8) indica que el descenso del nivel del agua cerca del río es sólo de unos 0,01 m o menos, con el mayor descenso del nivel del agua en el tramo medio del río (que es también el punto del río más cercano al pozo) y los menores descensos del nivel del agua en cualquier dirección a lo largo del río lejos de la ubicación del pozo. Sin embargo, incluso estas pequeñas depresiones son suficientes para afectar al intercambio de agua entre el río y el acuífero (como se ve en la Figura de Solución 1-3).

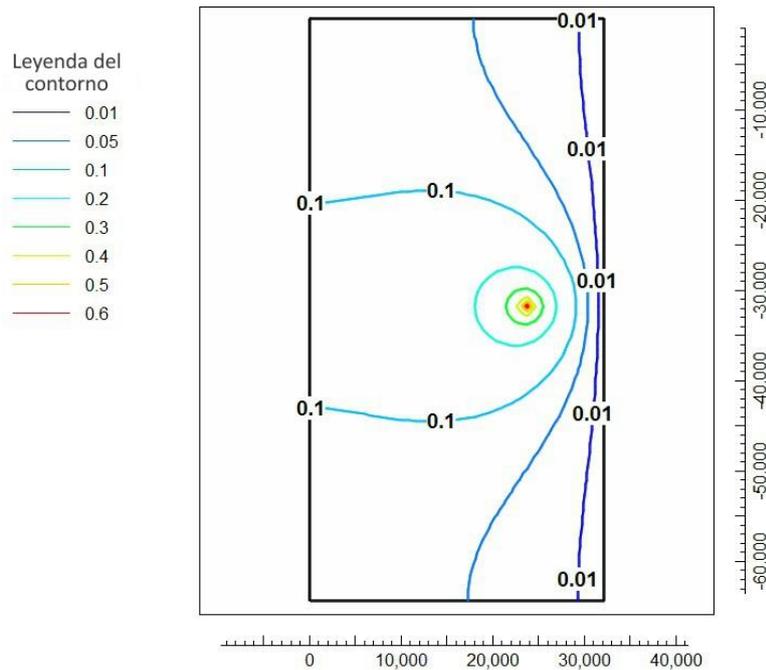


Figura de Solución 1-8 - Mapa de contorno de la reducción de presión (en m) en el acuífero tras 200 años de bombeo para el caso base (Konikow y Bredehoeft, 2020).

Perspectiva de la Gestión del Agua:

Los resultados indican que cuanto más lejos esté el pozo del río, mayor será la reducción del nivel de agua en el pozo. Un nivel de agua más bajo aumenta la elevación y los costes de energía para suministrar el agua. Por otro lado, cuanto más lejos esté el pozo del río, más se retrasa y amortigua el efecto sobre el caudal. En este caso hipotético simplificado, el caudal del río es grande en relación con el bombeo del pozo, y el bombeo es pequeño en relación con la transmisividad del acuífero. Por lo tanto, las compensaciones entre la eficiencia del pozo y la captación del caudal no son dramáticas y la decisión del gestor del agua no es clara ni obvia. Es decir, en este caso concreto, no habría una gran diferencia en cuanto a la ubicación del pozo seleccionado. Sin embargo, si todo lo demás fuera igual, y si la variabilidad estacional del caudal fuera alta, la preservación de los derechos de agua aguas abajo y la protección de las necesidades de agua del ecosistema indicarían una preferencia por seleccionar la ubicación del pozo más lejano. Por otro lado, si las propiedades hidráulicas del acuífero fueran menos favorables y dieran lugar a una reducción mucho mayor para la misma tasa de bombeo, entonces sería preferible la ubicación del pozo más cercano.

[Volver al ejercicio 1](#) ↑

Solución del ejercicio 2: Menor relación entre el caudal y el bombeo

El problema:

El análisis del Caso Base del Ejercicio 1 suponía que el caudal del arroyo era mucho mayor que el bombeo del pozo. ¿Qué pasaría si la tasa de bombeo fuera mayor que en el Ejercicio 1 y la relación entre el caudal y la tasa de bombeo (extracción) fuera mucho menor? En el caso base, la afluencia del río es aproximadamente diez veces mayor que el bombeo del pozo. Considere un caso en el que el bombeo del pozo se incrementa en un factor de tres (dos pozos más se perforan cerca del pozo original para formar un campo de pozos, y cada pozo tiene la misma capacidad de bombeo, por lo que el total de Q en esa celda de la cuadrícula del modelo es $-6,078 \text{ m}^3/\text{d}$) y la entrada del río se reduce en un factor de tres ($Q_{\text{in}} = 6,667 \text{ m}^3/\text{d}$ en lugar de $20,000 \text{ m}^3/\text{d}$). La relación entre el caudal que entra en el sistema y el bombeo del acuífero sería entonces de aproximadamente 1,1. ¿Cómo afectaría esto a (1) el caudal en el espacio y en el tiempo, (2) la reducción en el acuífero, (3) la distribución de la carga en el acuífero y (4) el hidrograma del pozo de bombeo? ¿Cómo afecta esto (5) al balance hídrico del acuífero y (6) a las fuentes fraccionarias de agua del pozo? ¿Es sostenible este escenario de bombeo?

Cómo ejecutar y analizar los resultados del modelo:

Si aún no lo ha hecho, es útil leer el Recuadro 3, luego ejecutar y post procesar los resultados del modelo del Caso Base del Estudio de Caso 1 antes de emprender el Ejercicio 2. Para hacer esto, primero ponga los archivos de entrada, el código ejecutable de MODFLOW NWT, y los archivos de ModelMuse para el Caso Base del Estudio de Caso 1 en una computadora con sistema operativo Microsoft, descargando el [archivo zip "CaseStudy1 Models.zip" de la Información Suplementaria en línea para este libro](#). Extraiga las carpetas y subcarpetas de "Case Study 1" en su ordenador personal. A continuación, siga los pasos descritos en el Cuadro 3.

Adquirir una carpeta de archivos para el ejercicio 2:

A continuación, descargue el [archivo zip "Exercise2.zip" de la Información complementaria en línea de este libro](#). Para empezar, ya hemos copiado los archivos de entrada del Caso Base en una nueva carpeta bajo la carpeta "Ejercicio 2" (Caso Base Revisado--Cambio.Qs); puede utilizarlos para simular el caso con más bombeo y menos caudal. Sin embargo, los archivos no han sido modificados todavía, así que si ejecuta estos archivos sin cambios, obtendrá el resultado del caso base. Le sugerimos que trabaje a partir de esta carpeta para analizar y desarrollar soluciones al Ejercicio 2. Para mayor comodidad, también hemos instalado una copia del código ejecutable para MODFLOW NWT en una ubicación que funcionará con los archivos batch en estas dos carpetas.

Modificación de los Archivos de Entrada:

Para determinar el efecto y la importancia de la fuerza relativa del esfuerzo de bombeo en la magnitud del caudal, copie los archivos de entrada del Caso Base en una nueva carpeta para el Ejercicio 2 y modifique los parámetros de entrada para que coincidan

con los supuestos del ejercicio anterior. Además, para evaluar más claramente el impacto en el caudal, se sugiere añadir un medidor de caudal adicional en un lugar del río cercano al pozo. Los resultados del ejercicio 1 indicaron un caudal mínimo en el tramo 46, así que coloque el medidor allí. Estas modificaciones se pueden llevar a cabo de la siguiente manera:

1. Aumente la tasa de bombeo para el pozo en la última línea del archivo de entrada del Paquete WEL "Base.Case.wel" cambiando el valor "-2.026000000000E+003" a "-6.078000000000E+003".
2. Reduzca el caudal que entra en el río para ambos periodos de tensión en el archivo "Base.Case.sfr" cambiando las dos apariciones del valor "2.0000000000E+004" por "0.666700000000E+004".
3. Añada un calibrador de flujo (1) cambiando el número de la primera línea del archivo "Base.Case.gag" a "2", (2) añadiendo una tercera línea al archivo "Base.Case.gag" "1 46 20206 1", y (3) añadiendo una línea al archivo "Base.Case.nam" después de la línea similar para el primer calibrador que diga "DATA 20206 ..\NOutput.Files\Base.Case.sfrg2 REPLACE").

A continuación, ejecute el modelo haciendo doble clic en el archivo por lotes "Base.Case.bat" de la carpeta Input.Files.

Evaluación de los Daudales:

Al evaluar los efectos del bombeo en el caudal de la corriente para el caso con mayor bombeo y menor caudal de entrada, vemos que después de 200 años, el caudal de la corriente a lo largo del río (desde el extremo de aguas arriba hasta el de aguas abajo) es mucho menor que para el caso base anterior (Figura de Solución 2-1). Esta diferencia parece explicarse principalmente por la diferencia en la afluencia especificada en el extremo aguas arriba del río. Para comprender mejor los cambios en el caudal, podemos observar los registros de las dos estaciones de medición de caudales en los archivos de salida del GAG (Figura de Solución 2-2). Estos resultados muestran que el caudal en la estación de medición situada cerca del tramo medio del río (estación de medición nº 2) disminuye rápidamente durante 5 años hasta que el río se seca en ese lugar; permanece seco (sin caudal) durante el resto del periodo de simulación. La sonda situada en el extremo inferior del río (sonda nº 1) también disminuye rápidamente al principio, pero el ritmo de descenso disminuye después de 5 años, al mismo tiempo que el tramo aguas arriba ha dejado de fluir. En ese momento, a partir del año 6, el agotamiento del caudal está influido únicamente por la disminución de la descarga de agua subterránea y ya no se ve afectado por la disminución de la infiltración en el tramo superior.

La naturaleza del cese del caudal en determinadas partes del río puede analizarse trazando los perfiles del caudal a lo largo del río en distintos momentos (Figura de Solución 2-3). Estos resultados ilustran que el río se seca por primera vez en un corto tramo central de 7 km del río a los 6 años. Posteriormente, la longitud de la sección

seca se amplía tanto en dirección aguas arriba como aguas abajo. Tras 200 años de bombeo, 40 kilómetros del río están secos, y la tendencia de expansión parece continuar. Por lo tanto, con una relación menor entre el caudal y el bombeo, los efectos sobre el caudal del río son mucho más graves, notables y perjudiciales para el medio ambiente.

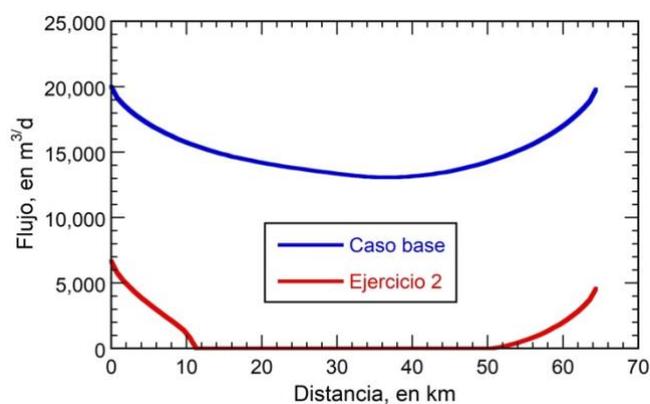


Figura de Solución 2-1 - Variaciones del caudal con la distancia después de 200 años (Konikow y Bredehoeft, 2020).

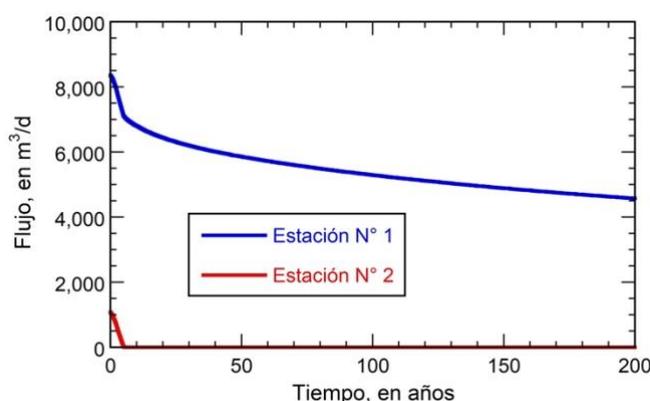


Figura de Solución 2-2 - Cambios en el caudal del río durante 200 años en dos estaciones de medición. La estación n.º 1 está situada en la salida de la zona modelada (tramo 80) y la estación n.º 2 está situada en el tramo 46 (37 km) aguas abajo de donde el río entra en la zona modelada) (Konikow y Bredehoeft, 2020).

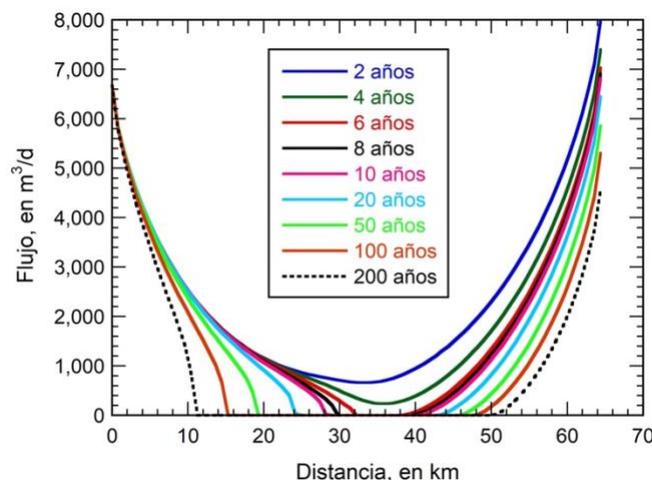


Figura de Solución 2-3 - Cambios en el perfil de los caudales durante el periodo de simulación de 200 años que muestra el crecimiento de la longitud de los tramos centrales secos después del año 5 (Konikow y Bredehoeft, 2020).

Evaluación de la Reducción:

Es de esperar que la reducción de presión en el pozo de bombeo sea mayor que en el caso base. Como se ve en la Figura de Solución 2-4, así es, aunque las diferencias son relativamente pequeñas. Mientras que la reducción del caudal en el caso base indica que está cerca del equilibrio antes de los 200 años, con la mayor tasa de bombeo en el ejercicio 2 no es así y la reducción sigue aumentando de forma apreciable. Pero en ambos casos la reducción máxima es pequeña comparada con el grosor saturado medio del acuífero (150 m), por lo que, incluso con la tasa de bombeo más alta, la reducción adicional a largo plazo no sería una preocupación importante para los gestores del agua.

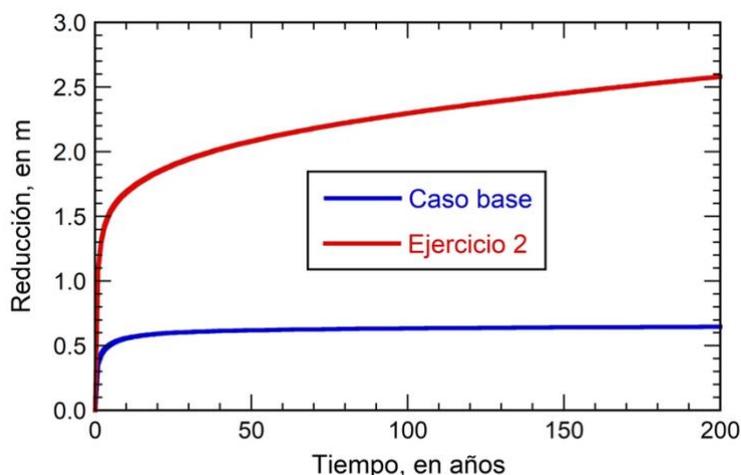


Figura de Solución 2-4 - Disminución calculada en el pozo de bombeo para el caso base y el ejercicio 2 (con mayor tasa de bombeo) (Konikow y Bredehoeft, 2020).

Evaluación de las Cabezas:

La distribución de alturas calculada después de 200 años de bombeo (Figura de Solución 2-5) indica que, aunque la tasa de bombeo es mayor y la reducción es mayor que en el caso base, todas las aguas subterráneas que entran en el pozo proceden en última instancia de los tramos aguas arriba del río; el pozo de bombeo no capta ninguna de las aguas derivadas de la recarga del frente montañoso a lo largo del límite occidental del sistema. La comparación con las cabezas del caso base (Figura 20b) indica que las diferencias más visibles incluyen una mayor reducción, cabezas más bajas en la mayoría de las áreas, una mayor convergencia del flujo cerca del pozo de bombeo y contornos de cabeza perpendiculares al río donde se ha secado (indicando una falta de intercambio entre el acuífero y el río a lo largo de esos tramos secos del río).

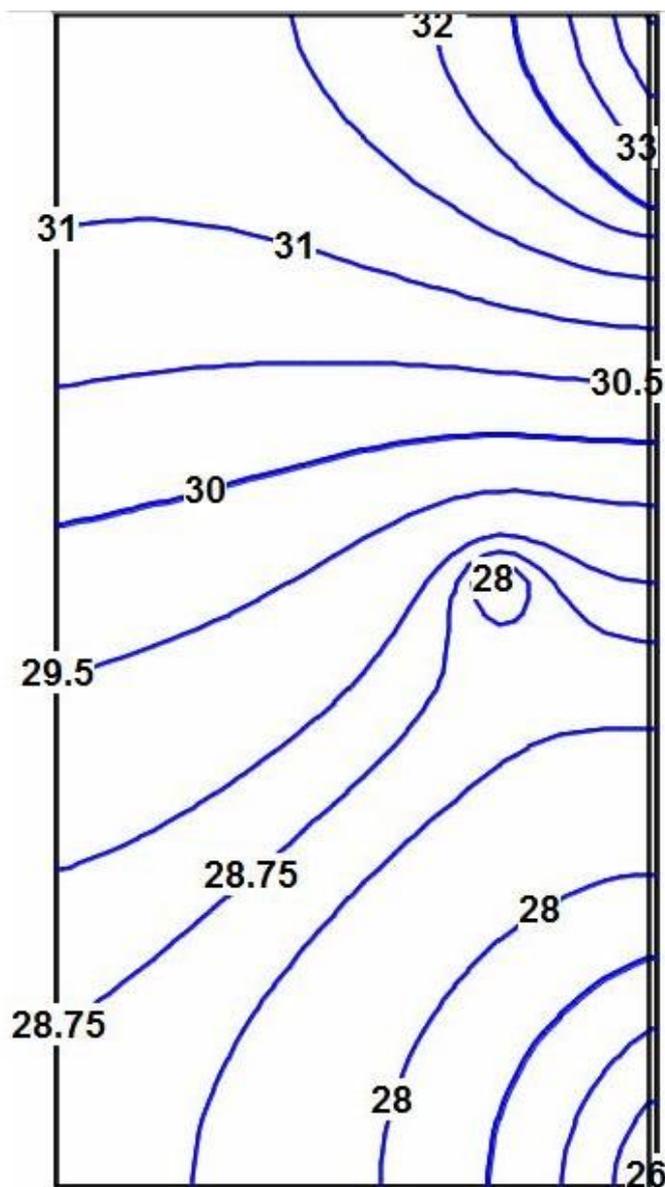


Figura de Solución 2-5 - Cabezas calculadas (en m) en el acuífero después de 200 años para las condiciones del Ejercicio 2 (con mayor tasa de bombeo). El intervalo de contorno es de 0,5 m, con un contorno suplementario a 28,75 m (Konikow y Bredehoeft, 2020).

Evaluación del Balance Hídrico:

Los balances hídricos (Tabla de Solución 2-1 y Tabla de Solución 2-2) han cambiado sustancialmente respecto a los del Caso Base (Tabla 1 y Tabla 2 del libro), sobre todo debido a las diferentes hipótesis sobre el caudal de entrada y el bombeo de los pozos. Una comparación de los presupuestos de agua para los dos casos indica que los mayores cambios son (1) la tasa de agotamiento del almacenamiento mucho más alta y (2) la reducción del flujo de salida al río a los 200 años, ambos resultan directamente de la tasa de bombeo impuesta más alta que en el Caso Base.

Tabla de Solución 2-1 - Balances hídricos de aguas subterráneas del Ejercicio 2 para las condiciones previas al desarrollo y después de 200 años de bombeo de un pozo. Todos los valores de flujo se expresan en m³/d.

		Antes del desarrollo	t = 200 Años
ENTRADA	Recarga del frente de la montaña	1,688	1,688
	Cambio de almacenamiento	0	2,299
	Infiltración en el arroyo	5,842	6,667
	Total	7,530	10,654
SALIDA	Pozos	0	6,078
	Salida hacia el arroyo	7,534	4,577
	Total	7,534	10,655

Tabla de Solución 2-2 - Balances de caudales del Ejercicio 2 para las condiciones previas al desarrollo y después de 200 años de bombeo de un pozo. Todos los valores de flujo están en m³/d.

	Antes del desarrollo	t = 200 Años
Entrada del Río	6,667	6,667
Salida del Río	8,232	4,577

Al igual que en el Caso Base (Figura 21), los componentes del balance hídrico cambian sustancialmente durante el periodo de simulación transitoria de 200 años (Figura de Solución 2-6). En comparación con el Caso Base, en esta nueva simulación el aumento de la infiltración inducida desde el río al acuífero (un tipo de recarga) ha alcanzado su máximo valor posible a los 6 años aproximadamente, y después deja de cambiar. El aumento máximo de la infiltración inducida desde el río es la diferencia entre la afluencia al río (6.667 m³/d) y la infiltración de la corriente (o pérdida de filtración desde el río) en condiciones previas al desarrollo (5.842 m³/d), una diferencia de 825 m³/d. Una vez que se alcanza el máximo, el crecimiento de la captación se deriva únicamente de los continuos descensos de la descarga de aguas subterráneas al río en sus tramos aguas abajo. Una inflexión en las curvas de captura y de agotamiento de las aguas subterráneas se produce también a los 6 años, cuando el aumento de la recarga se estabiliza. El sistema pasa a estar dominado por la captura a los 100 años aproximadamente (en comparación con los casi 20 años del caso base).

Las fuentes fraccionarias de agua al pozo en las condiciones del Ejercicio 2 se muestran en la Figura de Solución 2-7. Después de 200 años, el 38 por ciento del bombeo del pozo se equilibra con el agotamiento del almacenamiento de agua subterránea, mientras que el 62 por ciento del bombeo se equilibra con la captación, sustancialmente menos que en el Caso Base. Esto indica que el sistema tardará mucho más tiempo en alcanzar un nuevo equilibrio.

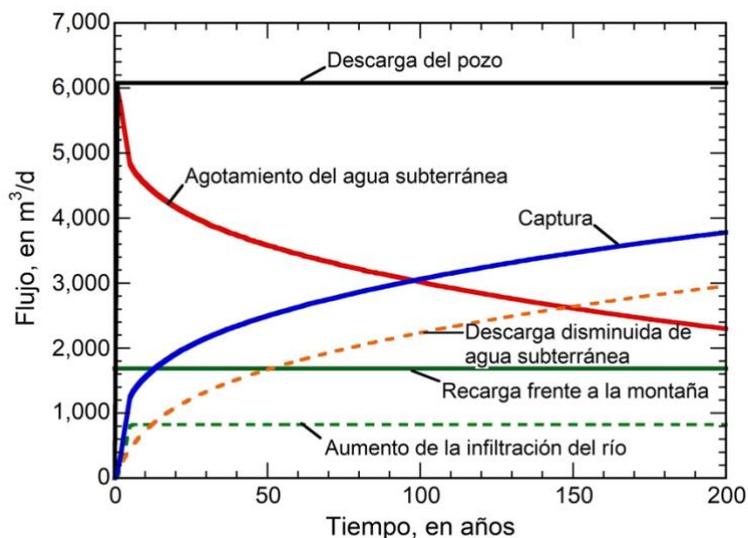


Figura de Solución 2-6 - Cambios calculados en el balance hídrico del acuífero hipotético de la cuenca del desierto durante el período de simulación de 200 años para el caso del Ejercicio 2. La captura es la suma de sus componentes representados por las líneas discontinuas (Konikow y Bredehoeft, 2020).

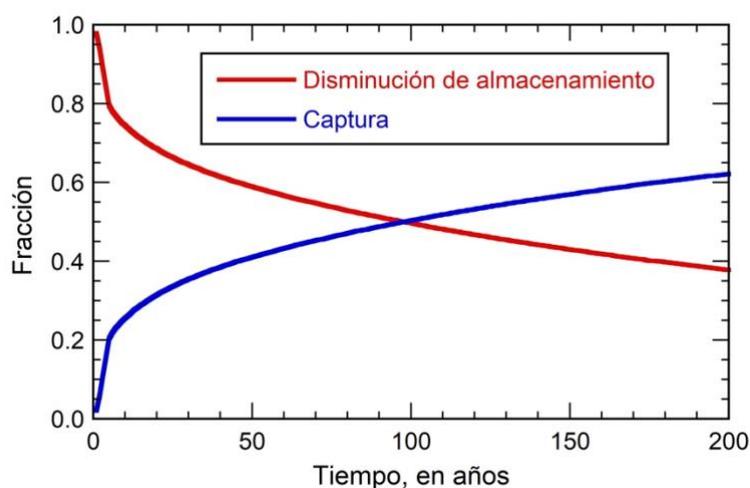


Figura de Solución 2-7 - Fuentes no dimensionales de agua bombeada basadas en las tasas anuales para las condiciones del Ejercicio 2 (Konikow y Bredehoeft, 2020).

Evaluación de Sostenibilidad:

El pozo sigue obteniendo agua de cantidades crecientes de captación tras 200 años de bombeo. El análisis del balance hídrico y las respuestas del sistema indican que, desde una perspectiva hidráulica únicamente del acuífero, el bombeo es sostenible. Sin embargo, las tasas de captación son elevadas en relación con el caudal del río, y una parte del río se seca tras sólo 5 años de bombeo. La extensión del tramo seco crece continuamente con el tiempo. Para la mayoría de los hidrólogos y gestores del agua, esto supondría un impacto inaceptable en las aguas superficiales y un daño medioambiental/ecológico.

[Volver al ejercicio 2](#) ↗

Solución del ejercicio 3: Solución analítica para el agotamiento del caudal

El problema:

Estime el agotamiento del caudal utilizando la solución analítica de Glover (en lugar de un modelo numérico). ¿Cómo se comparan estos resultados con los del modelo numérico utilizado en el Caso Base y en el Ejercicio 1? Explique las diferencias.

Enfoque:

Resuelva la ecuación 5 para cada año de la simulación de 200 años. Hay varias maneras de hacerlo, pero un enfoque razonable es utilizar fórmulas en una hoja de cálculo de Excel. Este ejercicio puede completarse utilizando la información disponible en este libro y en los resultados del Ejercicio 1.

Solución Analítica:

Resolvimos la solución analítica de Glover (Ecuación 5 de este libro) utilizando fórmulas en una hoja de cálculo de Excel. Copiamos la hoja de cálculo del Ejercicio 1 ("RateBudgets.xlsx") y pegamos una copia en la subcarpeta del Ejercicio 3 "DataSpreadsheets". Luego borramos las hojas de trabajo para el pozo más cercano y el pozo más lejano, y añadimos una nueva hoja de trabajo "Glover Soln.". Introdujimos los valores conocidos de los parámetros en la columna B, y luego resolvimos los valores de z y $Q_s(t)$ para cada año de 0 a 200 años en las columnas G y H utilizando la función *ERFC* en Excel para la función de error complementaria. A continuación, trazamos estos resultados y los valores de captura del análisis del Caso Base (Figura de Solución 3-1). El [archivo zip "Exercise3.zip", que incluye la hoja de cálculo, está disponible en la Información complementaria en línea de este libro](#)[↗].

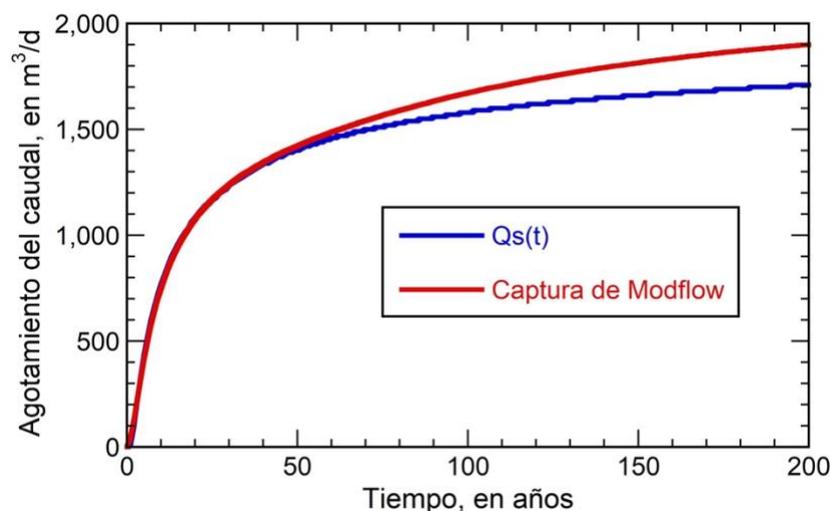


Figura de Solución 3-1 - Estimaciones del agotamiento del caudal de las soluciones analíticas y numéricas para el escenario del Caso Base. El $Q_s(t)$ (curva azul) es el agotamiento del caudal calculado utilizando la solución analítica desarrollada por Glover y Balmer (1954). La curva roja representa la captura calculada a partir de los datos del balance hídrico de la solución numérica utilizando MODFLOW-NWT para el Caso Base (Konikow y Bredehoeft, 2020).

Comparación de soluciones analíticas y numéricas:

Las dos soluciones coinciden durante los primeros 50 años aproximadamente. Después empiezan a divergir, y la solución analítica proporciona valores menores de reducción del caudal en momentos posteriores. La mayor diferencia, a los 200 años, es de unos $200 \text{ m}^3/\text{d}$, siendo el valor de la solución analítica un 10 por ciento inferior al valor calculado numéricamente.

La solución analítica requiere la aplicación de varios supuestos simplificadores. El caso base está diseñado para incluir también muchos supuestos simplificadores, por lo que la coincidencia debería ser buena. La solución analítica supone un acuífero semi-infinito (es decir, la suposición de que el acuífero se extiende sin fin en una dirección determinada). Sin embargo, el acuífero hipotético no tiene una extensión semi-infinita, ya que tiene límites impermeables en los lados norte, oeste y sur (es decir, a distancias finitas del pozo y del río); es decir, el modelo numérico supone que el acuífero tiene una extensión areal limitada, definida por los límites exteriores impermeables o sin flujo). La Figura de Solución 1-7 muestra que se produce una reducción medible en los límites norte, oeste y sur. El efecto de estos límites sería causar eventualmente un aumento de la depresión en el acuífero modelado en comparación con la ausencia de tales límites, como en una idealización semi-infinita. El aumento de la reducción de presión causaría un aumento de la captura. Esto es coherente con los resultados mostrados en la Figura de Solución 3-1, por lo que es probable que esta diferencia entre los supuestos de la solución analítica y las condiciones de contorno del modelo numérico pueda explicar la mayor parte o la totalidad de la subestimación de la solución analítica. Sin embargo, la excelente concordancia general, especialmente para los primeros 50 años en este caso, combinada con la eficiencia y la facilidad de uso de la solución analítica, indica que este sería un método valioso para aplicar en las primeras

etapas de cualquier estudio del desarrollo de las aguas subterráneas en un sistema arroyo-acuífero. También dará una expectativa y una base de comparación para los resultados de un modelo numérico que abarque condiciones de contorno más complejas y propiedades heterogéneas.

[Volver al ejercicio 3](#) ↗

12 Acerca de los Autores

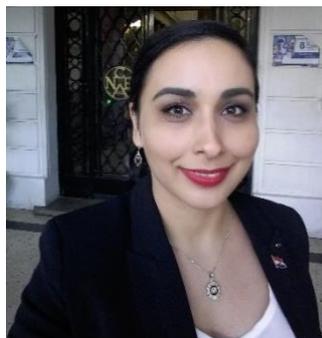


Dr. Leonard Konikow es un científico emérito del Servicio Geológico de los Estados Unidos (USGS), donde fue hidrólogo investigador durante más de 40 años. También es el editor jefe de la revista *Groundwater*. Sus líneas de investigación incluyen el desarrollo y la aplicación de modelos de simulación para problemas de flujo y contaminación de aguas subterráneas, interacciones entre aguas subterráneas y superficiales, procesos de descarga de aguas subterráneas submarinas costeras y agotamiento de aguas subterráneas. Es miembro de la Academia Nacional de Ingeniería, miembro de la Unión Geofísica Americana, y ha recibido el premio científico M. King Hubbert y el premio de miembro vitalicio de la Asociación Nacional de Aguas Subterráneas y el premio O.E. Meinzer de la Sociedad Geológica de América. También recibió el Premio del Presidente de la Asociación Internacional de Hidrogeólogos. Fue el conferenciante distinguido de Birdsall para la División de Hidrogeología de la Administración de Servicios Generales en 1986-87. Ha formado parte de varios comités del Consejo Nacional de Investigación y ha ocupado puestos de liderazgo en varias sociedades profesionales. Es autor o coautor de numerosos artículos e informes científicos.



Dr. John Bredehoeft tuvo una carrera de 32 años en el Servicio Geológico de los Estados Unidos como geólogo investigador y como alto directivo en su División de Recursos Hídricos. Tras jubilarse de lo Servicio Geológico de los Estados Unidos , pasó a fundar una importante empresa de consultoría geotécnica. También ha sido redactor jefe de la revista *Groundwater*. Es miembro de la Academia Nacional de Ingeniería y ha recibido varios premios y honores importantes, como la Medalla Penrose de la Sociedad Geológica de América, el Premio Horton de la Avance de la ciencia de la Tierra y el espacio, el Premio Meinzer de la Sociedad Geológica de América y el Premio al Miembro Vitalicio de la Asociación Nacional de Aguas Subterráneas. Fue profesor en la Universidad de Illinois, Stanford, la Universidad de California Santa Cruz y la Universidad Estatal de San Francisco. Ha formado parte de numerosos comités consultivos nacionales para el Consejo Nacional de Investigación, la Fundación Nacional de la Ciencia y el Departamento de Energía. Bredehoeft es autor de más de 100 artículos científicos en la literatura científica de referencia. Junto con George Pinder, (1) desarrollaron y publicaron el primer modelo numérico de flujo de aguas subterráneas ampliamente utilizado, y (2) el primer modelo de transporte de contaminantes ampliamente utilizado.

13 Acerca de la Traductora



María Rosa Servín Nasich es Ingeniera Agroambiental por la Universidad Católica “Nuestra Señora de la Asunción” Unidad Pedagógica Hohenau. Completó su maestría en Manejo de Recursos Naturales y Gestión Ambiental del Territorio en la Universidad Nacional de Asunción. En 2022 recibió su doctorado en Gestión Ambiental por la Universidad Nacional de Itapúa, siendo becaria del Consejo Nacional de Ciencia y Tecnología (CONACYT) de Paraguay. Desde 2018 forma parte del Programa Nacional de Incentivo a los Investigadores (PRONII), como reconocimiento del CONACYT a su carrera como investigadora. Sus líneas de investigación incluyen Gestión Integrada de Recursos Hídricos (GIRH), Derecho Humano al Agua y al Saneamiento, Desarrollo Sostenible, Educación y Economía Ambiental. Posee estudios sobre modelación matemática de acuíferos, gestión participativa de cuencas hidrográficas, gobernanza del agua, e integridad en el sector de agua y saneamiento. También brinda servicios de consultoría a instituciones públicas y organismos internacionales, así como asesoramiento en proyectos de acción climática. Desempeña tareas de docencia e investigación en la Facultad de Ciencias Agropecuarias y Forestales (FaCAF) de la Universidad Nacional de Itapúa (UNI) y la Facultad de Ciencias Económicas (FACE) de la Universidad Católica “Nuestra Señora de la Asunción” – Campus Itapúa.

Regístrese en la lista de correo electrónico de Groundwater Project y manténgase informado sobre nuevos lanzamientos de libros, eventos y formas de involucrarse en GW Project. Cuando se registra en nuestra lista de correo electrónico, nos ayuda a construir una comunidad mundial de aguas subterráneas. [Suscribirse](#).



Modificaciones de la versión original

Cambios incluidos en la modificación de la versión original a la versión 2

páginas i, ii: Se ha eliminado la letra minúscula del título para que sea coherente con el formato actual del libro de GWP.

página 84, último párrafo: "Figura de Solución 1-7" cambiado por "Figura de Solución1-8"

página 85, título de la figura: "Figura de Solución 1-7" cambiado por "Figura de Solución 1-8"

Cambios de la versión 2 a la versión 3

página ii, número de versión actualizado

página 58, hipervínculo actualizado al Departamento de Agricultura de Kansas

página 70, hipervínculo actualizado al software GW_Chart

página 71, Figura del Recuadro 3-6, reemplazado por una versión de mayor resolución

página 72, Figura del Recuadro 3-7, revisado el estilo y las etiquetas de los ejes para que sean coherentes con otras figuras del libro

página 73, Figura del Recuadro 3-8, revisado el estilo y las etiquetas de los ejes para que sean coherentes con otras figuras del libro

página 74, Figura del Recuadro 3-9, revisado el estilo y las etiquetas de los ejes para que sean coherentes con otras figuras del libro

página 75, hipervínculo actualizado al software GW_Chart

página 75, primer párrafo completo, segunda línea, se corrigieron las coordenadas de celda del pozo de bombeo de (35,40,1) a (30,40,1)

página 76, Figura del Recuadro 3-12, revisado el estilo y las etiquetas de los ejes para que sean coherentes con otras figuras del libro

página 75, Figura del Recuadro 3-11, reemplazado con un gráfico que muestra el descenso en las coordenadas de celda corregidas del pozo de bombeo (30,40,1)