

Armazenamento de Águas Subterrâneas em Aquíferos Confinados

Herbert F. Wang
Tradução: Gustavo R.M. de Moraes

Armazenamento de Águas Subterrâneas em Aquíferos Confinados

The Groundwater Project

Herbert F. Wang

*Professor Emérito de Geociências,
Universidade de Wisconsin-Madison,
Madison, Wisconsin, EUA*

*Tradutor: Gustavo Rodrigues Martins de Moraes
Geólogo, UFRuralRJ*

*Armazenamento de Águas
Subterrâneas em Aquíferos
confinados*

*The Groundwater Project
Guelph, Ontario, Canada*

Todos os direitos reservados. Esta publicação é protegida por direitos autorais. Nenhuma parte deste livro pode ser reproduzida de qualquer forma ou por qualquer meio sem permissão por escrito dos autores (para solicitar permissão contactar: permissions@gw-project.org). A distribuição comercial e reprodução são estritamente proibidas.

As obras do The Groundwater Project podem ser baixadas gratuitamente a partir de gw-project.org. Qualquer pessoa pode usar e compartilhar links do gw-project.org para baixar as obras do GW-Project. Não é permitido disponibilizar documentos do GW-Project em outros sites nem enviar cópias dos documentos diretamente para outros.

Direitos autorais © 2020 Herbert F. Wang (Autor)

Publicado pelo Groundwater Project, Guelph, Ontário, Canadá, 2020.

Wang, Herbert F.

Groundwater Storage in Confined Aquifers / Herbert F. Wang - Guelph, Ontário, Canadá, 2020. 25 pages.

ISBN: 978-1-7770541-7-5

Tradução de Gustavo Rodrigues Martins de Moraes, 2021, 32 páginas.

ISBN: 978-1-77470-024-2

Por favor, inscreva-se na lista de e-mail do The Groundwater Project e mantenha-se informado sobre o lançamento de novos livros, eventos e maneiras de participar do The Groundwater Project. Quando você se inscreve em nossa lista de e-mails, nos ajuda a construir uma comunidade global de águas subterrâneas. [Inscreva-se](#).



Editores Principais: John Cherry e Eileen Poeter

Conselho: John Cherry, Paul Hsieh, Ineke Kalwij, Stephen Moran, Everton de Oliveira e Eileen Poeter

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

Imagem da capa: Darton (1900)

Tradução para o português: Gustavo Rodrigues Martins de Moraes

Dedicatória

Para Evan, Mia e Noah; Melia e Chloe. A "Saga do Arenito de Dakota" do vovô começa na época em que Laura Ingalls Wilder morava em Dakota do Sul.

Conteúdo

ARMAZENAMENTO DE ÁGUAS SUBTERRÂNEAS EM AQUÍFEROS CONFINADOS	I
DEDICATÓRIA	IV
CONTEÚDO	V
PREFÁCIO THE GROUNDWATER PROJECT	VI
PREFÁCIO	VII
PREFÁCIO DA VERSÃO EM PORTUGUÊS	VIII
PREFÁCIO	IX
AGRADECIMENTOS	X
AGRADECIMENTOS DO TRADUTOR	XI
1 INTRODUÇÃO	1
2 SAGA DO AQUÍFERO DE DAKOTA	3
3 SOLUÇÃO DE THEIS	11
4 FÓRMULA DE COMPRESSÃO DE JACOB PARA ARMAZENAMENTO DE AQUÍFEROS	15
5 EQUAÇÃO DE DIFUSÃO	21
6 RESUMO	24
7 EXERCÍCIOS	25
EXERCÍCIO 1	25
EXERCÍCIO 2	25
8 REFERÊNCIAS	27
9 SOBRE O AUTOR	30
10 SOBRE O TRADUTOR	31

Prefácio The Groundwater Project

Os Membros e Parceiros da Água das Nações Unidas estabelecem seu tema anual com alguns anos de antecedência. O tema do Dia Mundial da Água, de 22 de março de 2022, é "Águas Subterrâneas: tornando o invisível visível". Isso é mais apropriado para a estreia dos primeiros livros do The Groundwater Project (GW-Project) em 2020, que têm o objetivo de tornar as águas subterrâneas visíveis.

O GW-Project, organização sem fins lucrativos registrada no Canadá em 2019, está comprometida em contribuir para o avanço da educação e traz uma nova abordagem para a criação e disseminação do conhecimento para compreensão e solução de problemas. O GW-Project opera o site <https://gw-project.org/> como uma plataforma global para a democratização do conhecimento das águas subterrâneas e é fundamentada no princípio de que:

"O conhecimento deve ser gratuito e o melhor conhecimento deve ser o conhecimento livre."

Anônimo

A missão do GW-Project é fornecer materiais educativos acessíveis, envolventes, de alta qualidade, gratuitos on-line em muitas línguas, a todos que querem aprender sobre águas subterrâneas e entender como as águas subterrâneas se relacionam e sustentam sistemas ecológicos e humanidade. Isto é um novo tipo de empreendimento educacional global, pois é baseado no voluntariado de profissionais de diferentes disciplinas e inclui acadêmicos, consultores e aposentados. O GW-Project envolve muitas centenas de voluntários associados a mais de 200 organizações de mais de 14 países e seis continentes, com crescente participação.

O GW-Project é um empreendimento progressivo e continuará com centenas de livros sendo publicados online ao longo dos próximos anos, primeiro em inglês e depois em outros idiomas, para download onde a Internet estiver disponível. As publicações do GW-Project também incluem materiais de apoio, como vídeos, palestras, demonstrações de laboratório e ferramentas de aprendizagem, além de fornecer ou vincular a softwares de domínio público para várias aplicações de águas subterrâneas que apoiam o processo educacional.

O GW-Project é uma entidade viva, por isso as edições subsequentes dos livros serão publicadas de tempos em tempos. Os usuários estão convidados a propor revisões. -

Agradecemos por fazer parte da Comunidade GW-Project. Esperamos ouvir de você sobre sua experiência com o uso dos livros e material relacionado. Damos as boas-vindas a ideias e voluntários!

O Comitê Diretor do GW-Project

Novembro de 2020

Prefácio

A ciência das águas subterrâneas começou como uma disciplina moderna em 1856, quando Henry Darcy publicou sua "lei" para a simples relação entre a taxa de fluxo volumétrico e o gradiente da carga hidráulica. Logo depois, isso levou a descrições matemáticas de fluxo constante para poços em aquíferos horizontais homogêneos. Mas décadas se passaram antes que as primeiras descrições matemáticas para o fluxo instável para poços em aquíferos confinados fossem publicadas por C.V. Theis (1935) do Serviço Geológico dos Estados Unidos (USGS- United States Geological Survey). Para que Theis desenvolvesse essa descrição, ele precisava entender a origem da água bombeada de poços de aquíferos confinados. O reconhecimento da origem dessa água foi evasivo porque teve que ser extraído do conhecimento na interface entre geomecânica e hidráulica dos aquíferos e, para isso, a intuição científica teve que evoluir para o pensamento quantitativo pelos principais intelectos das águas subterrâneas da época. Este livro: *O Armazenamento de Águas Subterrâneas em Aquíferos Confinados* por Herbert F. Wang explica que a água proveniente do armazenamento em aquíferos granulares confinados vem da compressão do arcabouço do aquífero e da expansão da água à medida que a pressão da água diminui durante o bombeamento. Este livro não apenas explica os princípios e processos envolvidos, mas fornece a história interessante desta descoberta como uma saga do Velho Oeste contada para mostrar como o método científico foi usado para resolver o mistério da origem da água do-aquífero confinado.

Durante décadas, o autor deste livro tem conduzido pesquisas reconhecidas internacionalmente. Seu ensino tem focado em mecânica de rochas e hidrogeologia e este registro histórico do desdobramento da armazenabilidade de aquíferos é sua palestra favorita.

John Cherry, Líder do The Groundwater Project
Guelph, Ontário, Canadá, Novembro de 2020

Prefácio da versão em português

Ser voluntário do The Grounwater Project com a oportunidade de compartilhar o conhecimento das águas subterrâneas a partir da tradução deste livro é de crucial importância do assunto para a sociedade.

O assunto tratado neste livro abrange aspectos históricos de como o método científico foi utilizado para elucidar o mistério da origem da água do aquífero confinado e relações na interface entre termodinâmica, geomecânica e hidráulica dos aquíferos. Da mesma forma, para melhor compreensão do comportamento e fluxo subterrâneo, como pesquisas associadas aos aquíferos granulares confinados no que tange aos parâmetros de armazenabilidade, compressibilidade do arcabouço dos aquíferos e expansão da água.

Outro aspecto importante é proporcionar melhor compreensão segundo o cenário geológico e a física da extração, tornando as águas subterrâneas mais visíveis para uma gestão de recursos hídricos mais eficaz.

Desfrutem do conteúdo histórico e científico deste livro e embarquem no fantástico mundo das águas subterrâneas.

Prefácio

Aquíferos subterrâneos são a fonte de água para 70% do uso de irrigação mundial. Muitos desses aquíferos sofreram quedas acentuadas na pressão da água e estão ameaçados de consumo excessivo. Exportar um tomate ou uma amêndoa é uma transferência do banco de água de uma região. A invisibilidade das águas subterrâneas torna sua gestão dependente da compreensão do cenário geológico e da física da extração. Quando um grande número de colonos não-nativos começou a cultivar em Dakota Território dos Estados Unidos na última parte do século XIX, o Serviço Geológico dos Estados Unidos realizou estudos de águas subterrâneas que continuariam por quase um século. Este livro fornece uma introdução histórica à descoberta do papel da deformação do aquífero em resposta ao bombeamento de poços.

O autor deste livro se engajou em várias décadas do ensino e pesquisa das disciplinas de mecânica de rochas e hidrogeologia. Este livro é baseado na palestra de hidrogeologia do autor sobre a "Saga do Arenito de Dakota" na qual a moral da história é que o estudo da exploração de águas subterrâneas de aquíferos confinados é onde as duas disciplinas se encontram.

Agradecimentos

Gostei imensamente da oportunidade de transformar minha palestra sobre armazenamento de águas subterrâneas em um livro para o The Groundwater Project. O manuscrito foi significativamente melhorado em precisão e legibilidade pelo seguinte. Os erros e ofuscações restantes são todos meus.

- ❖ Kamini Singha, Professor do Departamento de Geologia e Engenharia Geológica da Colorado School of Mines, Golden, Colorado, EUA;
- ❖ J. F. Hermance, Professor Emérito, Universidade de Brown, Providência, Ilha de Rhode, EUA;
- ❖ Charlie Fitts, Fitts Geosolutions, Scarborough, Maine, EUA;
- ❖ Giuseppe Gambolati, Professor Emérito, Escola de Engenharia, Universidade de Pádua, Pádua, Veneto, Itália;
- ❖ Pietro Teatini, Professor Associado de Engenharia Civil, Ambiental e Arquitetônica da Universidade de Padova, Pádua, Veneto, Itália;
- ❖ David McWhorter, Professor Emérito de Engenharia Química e Biológica da Universidade Estadual do Colorado, Forte Collins, Colorado, EUA; e
- ❖ Wolfgang Kinzelbach, Professor, ETH (Instituto Federal Suíço de Tecnologia), Zurique, Zurique, Suíça.

Agradeço as contribuições da editora do The Groundwater Project, Eileen Poeter. Sou grato pela supervisão de Amanda Sills deste livro e por Elhana Dyck pela edição de cópias, ambos do The Groundwater Project, Guelph, Ontário, Canadá. Agradeço a edição e produção deste livro de Eileen Poeter. Agradeço a Gustavo R.M. de Moraes pela tradução deste livro em português.

Finalmente, sou grato pelo apoio financeiro prestado pelo Sistema de Aposentadoria de Wisconsin e pela Administração de Seguridade Social.

Herbert Wang

Agradecimentos do Tradutor

Gostei muito de poder contribuir para o Groundwater Project participando da tradução deste livro. Agradeço todo o suporte recebido de Amanda Sills e Emily Horodezny ambas do The Groundwater Project, Guelph, Ontário, Canadá. Agradeço ao Professor Dr. Herbert F. Wang aos seus ensinamentos contidos neste livro, agradeço ao amigo Everton de Oliveira pela oportunidade e a todos os envolvidos do The Groundwater Project.

Gustavo R.M. de Moraes

1 Introdução

O tema deste livro é a descoberta e quantificação do conceito de armazenamento de águas subterrâneas em aquíferos confinados. Todos os aquíferos são cursos de água e permeáveis, mas a natureza do armazenamento é distintamente diferente entre aquíferos confinados e não confinados, conforme discutido nos livros do The Groundwater Project sobre [Águas Subterrâneas em Nosso Ciclo Hídrico](#) por Poeter e outros (2020) e [Propriedades Hidrológicas de Materiais da Terra e Princípios do Fluxo de Águas Subterrâneas](#) por Woessner e Poeter (2020). A superfície superior de um aquífero não confinado é o lençol freático, como discutido em ambos os livros do The Groundwater Project. O bombeamento de um aquífero não confinado drena água de seu espaço vazio saturado e rebaixa o lençol freático. Com ressalvas para filmes de água aderindo aos grãos de rocha por tensão superficial, o parâmetro de armazenamento de um aquífero não confinado na escala de um Volume -Elementar Representativo (VER) (o menor volume em que as propriedades são as mesmas que as propriedades de um todo) é a razão de seu volume de vazios para o volume do VER, ou seja, porosidade. VER e porosidade são discutidos no livro do The Groundwater Project de Woessner e Poeter (2020). O parâmetro de armazenamento para um aquífero não confinado é chamado de armazenamento específico. A natureza do mecanismo de armazenamento é relativamente simples.

Um aquífero confinado, como o próprio nome sugere, é uma unidade de rocha permeável entre camadas impermeáveis. É recarregado onde aflora e o fluxo é forçado a permanecer dentro da unidade. A carga hidráulica em qualquer seção transversal de um aquífero confinado é a mesma em toda a sua profundidade e elevada sobre o aquífero. O bombeamento de um aquífero confinado remove a água de seu espaço vazio, mas o espaço vazio permanece saturado. Não há nenhum lençol freático para rebaixar. A comunalidade que um aquífero confinado tem com um aquífero não confinado é que o bombeamento rebaixa o nível (Figura 1). O armazenamento em um aquífero confinado reside na compressão da rocha e da água que preenche o espaço dos poros em resposta a mudanças de nível de água subterrânea ou pressão. Um interessante ponto de inflexão ocorre se o nível for rebaixado abaixo da parte superior do aquífero confinado porque o aquífero confinado fica então não confinado e o parâmetro de armazenamento muda as ordens de magnitude de seu valor confinado ao seu valor não confinado.

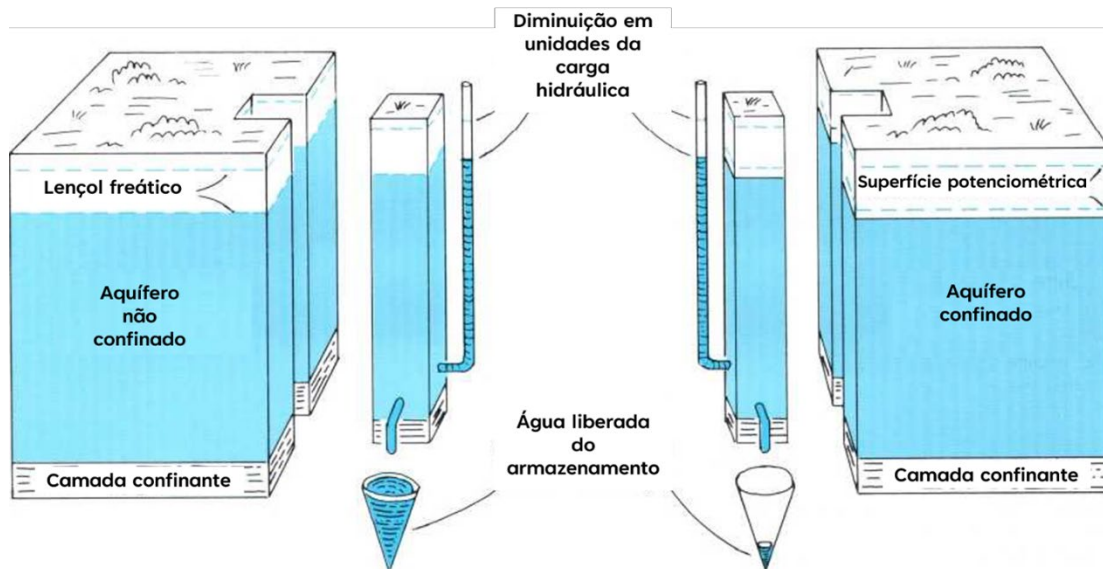


Figura 1 - Armazenamento não confinado versus confinado. A quantidade de água liberada do armazenamento por unidade de rebaixamento do nível em um aquífero não confinado é várias ordens de magnitude maior do que em um aquífero confinado (Heath, 1983).

Quando um VER em um aquífero confinado adiciona ou libera água em resposta a uma mudança de carga hidráulica ¹, essa mudança no armazenamento deve ser incluída na equação de equilíbrio de massa para o movimento das águas subterrâneas. Em consequência, a resposta do aquífero confinado ao bombeamento ou outras perturbações é transitória e leva à equação de fluxo de águas subterrâneas dependente do tempo. A discussão mais detalhada da carga hidráulica, do equilíbrio de massa e da equação de fluxo de águas subterrâneas dependente do tempo é fornecida no livro do The Groundwater Project por Woessner e Poeter (2020). A propriedade do armazenamento é, portanto, fundamental para a compreensão da disponibilidade e movimentação das águas subterrâneas. O armazenamento de águas subterrâneas é indiscutivelmente o segundo em importância apenas para a lei de Darcy em sua centralidade à hidrogeologia.

Este livro tem uma perspectiva histórica de armazenamento em aquíferos confinados. Os trabalhos de referência, que se estendem por quase meio século, tecem fios da hidrogeologia, geomecânica e engenharia de petróleo com pontos de ligação da matemática e física. O objetivo é apreciar o conceito de armazenamento em um sentido mais profundo do que é obtido a partir de sua mera definição. A história começa com um exame de um paradoxo no que diz respeito à origem da água de irrigação subsuperficial no Território de Dakota, na porção centro-norte dos Estados Unidos continental. Marcos importantes foram a investigação de campo do sistema hidrogeológico (Darton, 1896, 1901, 1909), estabelecimento da conexão entre a deformação do aquífero e a retirada do fluido em meio poroso (Meinzer, 1928), solução matemática da resposta da carga hidráulica a um poço de bombeamento por analogia ao transporte térmico (Theis, 1935), e finalmente derivação da equação geral dependente do tempo para o movimento das águas subterrâneas em termos de aquífero e compressão da água "do zero" (Jacob, 1940).

¹ Neste livro, "cabeça" significa "carga hidráulica".

2 Saga do Aquífero de Dakota

O Ato de Herdade de 1862 abriu a porção mais ao norte da Compra de Louisiana dos Estados Unidos de 1803 para assentamento. Os proprietários poderiam comprar 160 acres (0,65 km²) de terra por 18 dólares com a obrigação de que ele seja cultivado por cinco anos. A parte sul do Território de Dakota cresceu de cerca de 10.000 pessoas em 1870 para cerca de 100.000 em 1880 (Fabry, 2016). As altas chuvas na década de 1870 levaram à crença geral de que "a chuva segue o arado". No entanto, a seca de 1886-1889 levou à perfuração de muitos poços para irrigação. O famoso poço artesiano em Woonsocket, Dakota do Sul, EUA (Capa do Livro) foi perfurado em 1888 e teve uma pressão inicial de 250 psi (1,7 MPa) e fluíu 8000 gal/min (30 m³/min). A seca de 1886-1889 chegou ao conhecimento do Congresso dos Estados Unidos por causa de suas implicações para o futuro da agricultura nos novos estados da Dakota do Norte e do Sul. John Wesley Powell, segundo diretor do Serviço Geológico dos Estados Unidos dois anos após sua fundação, foi chamado para depor.²

"Embora o arenito de Dakota seja um dos mais importantes dos reservatórios artesianos conhecidos, a quantidade de terra que pode ser resgatada para a agricultura através de sua ajuda é ainda tão pequena que resultados desastrosos podem seguir se grandes expectativas forem despertadas em relação a ela." (Aquíferos Artesianos são discutidos no livro do The Groundwater Project -por Woessner e Poeter (2020)).

"Tal é a complexidade das condições e tão grande é o perigo do desastre através da exploração cara na ignorância das verdadeiras condições que o assunto exige a investigação mais hábil que pode ser concedida."

– Depoimento de Powell (1890)

De fato, investigações hábeis foram realizadas por N. H. Darton ³ (1896, 1901, 1909) e continuaram ao longo do século XX por hidrogeólogos preeminentes do United States Geological Survey (USGS). Entre eles, Bredehoeft e outros elogiaram Darton no parágrafo de abertura de seu artigo de 1983.

"O aquífero de Dakota do Sul é um dos clássicos aquíferos artesianos. Muitas ideias modernas sobre aquíferos artesianos decorrem da investigação de N. H. Darton sobre o aquífero de Dakota nos anos 1890 e início dos anos 1900. Este artigo é baseado em grande parte nos dados de Darton e é um tributo à habilidade de Darton como hidrólogo."

² Powell liderou a famosa expedição de 1869 do Rio Colorado e do Grand Canyon. Wallace Stegner's (1954) Além do 100º Meridiano e John F. Ross's (2018) A Promessa do Grand Canyon fornecem contas completas.

³ "Ao encontrar outro geólogo em um afloramento, o outro homem disse 'Eu dei o meu palpite sobre o que é essa formação. Qual é o seu palpite? Darton respondeu: "Eu nunca acho, eu encontro os fatos e eu sei."

Bredehoeft e outros (1983) incorporaram várias outras citações de Darton (1909, página 60). De dois incluídos abaixo, o primeiro faz parte diretamente da história deste livro e o segundo é parêntese. A primeira é a conceituação de Darton de como afloramentos nas Colinas Negras, na parte ocidental da Dakota do Sul, forneceram o potencial de condução (como discutido no livro do The Groundwater Project por Woessner e Poeter (2020)) para o fluxo para o leste onde os milhares de poços de irrigação foram concluídos.

"A evidência dessa pressão, como encontrado em muitos poços no leste de Dakota do Sul, é conclusiva de que a água flui subterrânea por muitas centenas de quilômetros. Tais pressões só podem ser explicadas pela influência hidrostática de uma coluna de água que se estende até uma elevada altitude no oeste. Se não fosse o escoamento da água para leste e sul, a carga hidráulica inicial que as águas derivadas das terras altas da zona de entrada continuariam sob toda a região, mas devido a esse vazamento a carga hidráulica não é mantida, e há uma diminuição gradual em direção ao leste conhecida como 'gradiente hidráulico', uma inclinação sustentada pelo atrito da água em sua passagem pelos estratos."

A "evidência" de Darton estava contida em um mapa da superfície potenciométrica do sistema de aquíferos de Dakota (Figura 2). A partir deste mapa e da elucidação de T.C. Chamberlin (1885) de princípios geológicos e físicos que explicavam as condições artesianas, Darton desenhou um modelo da seção transversal do sistema de aquíferos de Dakota (Figura 3), que é frequentemente incluído em livros didáticos sobre hidrogeologia. A segunda citação de Bredehoeft e outros (1983) lamentou que o reconhecimento de Darton de escoamento através de uma camada de confinamento foi esquecido por muitas décadas.

"Outro fator que, sem dúvida, influencia um pouco o gradiente hidráulico na região das Grandes Planícies é uma certa, mas desconhecida quantidade de escoamento geral através dos chamados estratos impermeáveis, especialmente quando sob grande pressão."

Em 1923, cerca de 10.000 poços foram perfurados em Dakota do Sul e eventualmente 15.000 em 1958 (Davis et al., 1961). A pressão original no poço Woonsocket havia diminuído para 130 psi (0,9 MPa) em 1892 e sua vazão reduzida para 1150 gal/minuto (4,3 m³/min). Em 1915, a pressão havia diminuído ainda mais para 45 psi (0,3 MPa) e em 1923 para 35 psi (0,24 MPa) (Meinzer e Hard, 1925). Com a passagem de 35 anos, Meinzer e Hard refletiram sobre a presciência do testemunho de Powell de 1890.

"É extremamente interessante e gratificante notar que em março, 1890, quando a excitação sobre os poços artesianos deve ter sido quase no seu máximo, o Major J. W. Powell, Diretor do Serviço Geológico dos Estados Unidos fez uma declaração sobre o assunto perante os representantes do Comitê de Irrigação que deve ter parecido indevidamente conservador naquela época, mas que claramente indicou o caráter temporário das altas pressões e descargas e deu uma estimativa de rendimento permanente que parece notavelmente precisa após 34 anos de desenvolvimento artesianos e declínio."

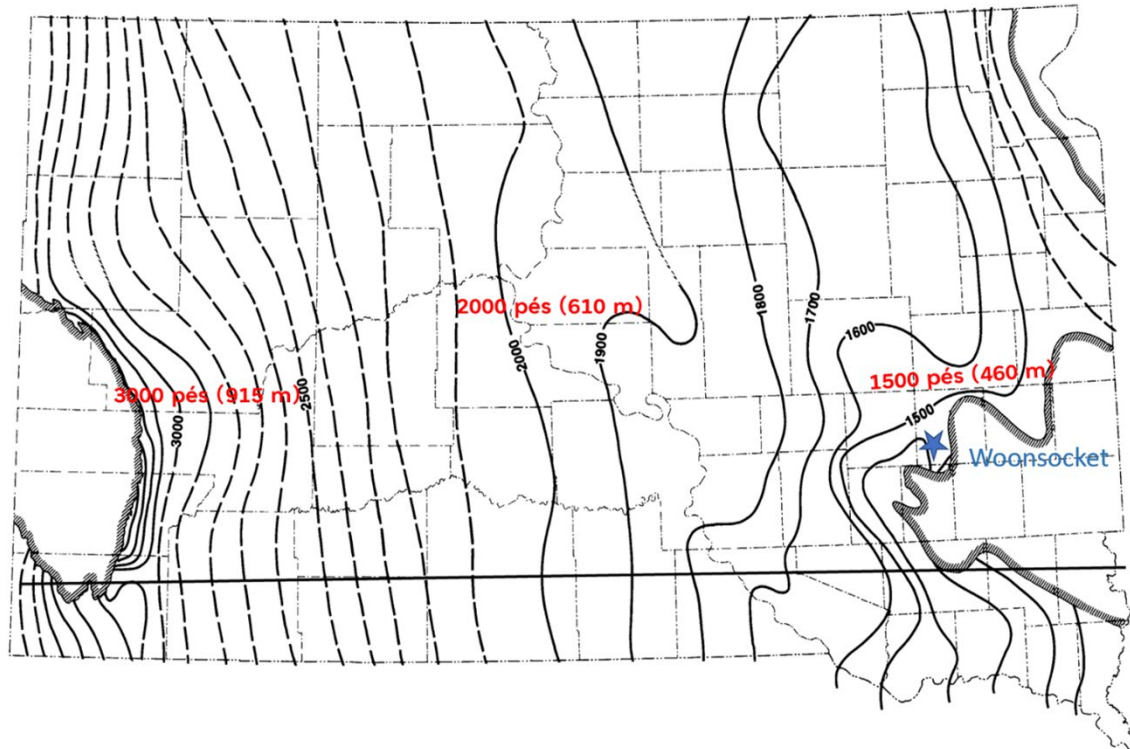


Figura 2 - Superfície potenciométrica do aquífero de Dakota (pés). A cidade de Woonsocket (elevação = 400 m/1307 pés) é mostrada como uma estrela. Contornos sombreados mostram recarga nas Black Hills no sudoeste de Dakota do Sul e descarga para poços no sudeste da Dakota do Sul, respectivamente. A linha horizontal é um perfil da seção transversal na Figura 2 abaixo (reproduzida a partir de Bredehoeft et al., 1983; original de Darton, 1909).

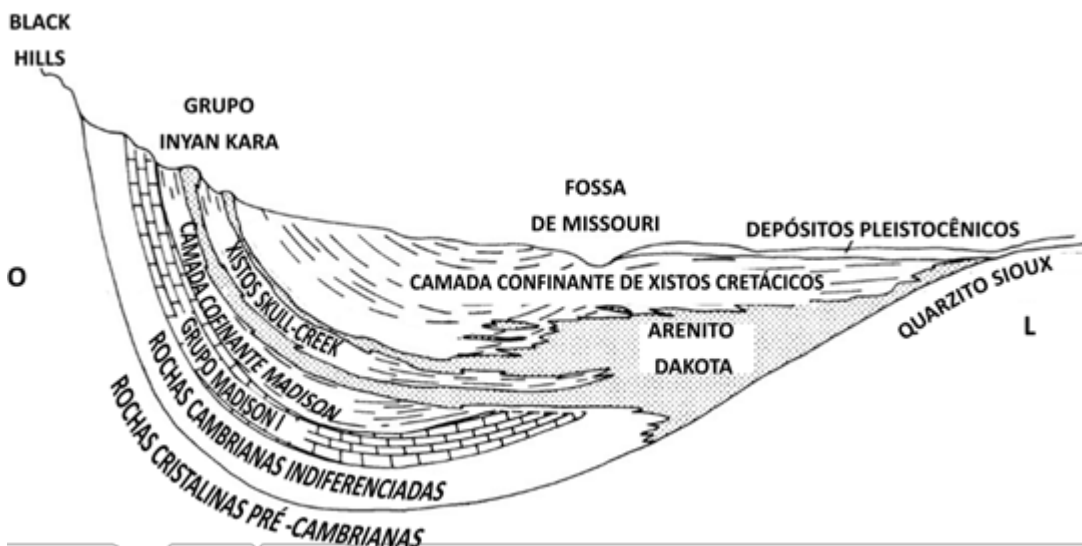


Figura 3 - Seção transversal oeste-leste mostrando o sistema de aquíferos Dakota (de Bredehoeft et al., 1983).

Embora o relatório de Meinzer e Hard tenha resumido principalmente numerosas pesquisas e medições de pressões e vazões em poços de irrigação ao longo do tempo, uma seção de quatro-páginas, "Retirada de água armazenada e compressão do Arenito de Dakota", plantou a semente do papel de pedra angular de Meinzer de 1928 "Compressão e elasticidade de Aquíferos Artesianos." A dificuldade que Meinzer abordou naquele artigo foi um problema de equilíbrio de massa.

1. Entre 1886 e 1923, a retirada média das águas subterrâneas foi de 3000 galões/minuto⁴(galões/minuto ou gpm) (11,4 m³/min) de uma fileira de 18 municípios (R65 – R48W), onde um município é de 6 milhas x 6 milhas.
2. Mas o fluxo lateral do estado constante-atraves de uma seção transversal representativa do aquífero com base na lei de Darcy, $Q = KiA$, traz aos municípios apenas 500 gal/min (1,9 m³/min). A Lei de Darcy é discutida no livro *The Groundwater Project* de Woessner e Poeter (2020).
 - $K = 6,25 \times 10^{-4}$ pés/s (1,9 x 10⁻⁴ m/s) (condutividade hidráulica)
 - $I = 5$ pés/milha (~1m/km) com base no mapa potenciométrico (gradiente hidráulico da Figura 1)
 - $A = 6$ milhas (~10.000 m) x 60 pés(~20 m) (área transversal representativa do aquífero é a extensão de um município vezes a espessura do aquífero)
 - $Q = KiA = (6,25 \times 10^{-4} \text{ pés/s}) (5 \text{ pés/mi}) (6 \text{ mi} * 60 \text{ pés}) (60 \text{ s/min}) (7,5 \text{ gal/pés}^3) = 500 \text{ galões/minuto} (2000 \text{ litros/minuto})$ (descarga média de oeste-para leste seccionando um limite norte sul de um-município)

Os cálculos (1) e (2) acima deixam o problema de encontrar aproximadamente 2500 gal/min (9,5 m³/min), que é a diferença entre a taxa de extração de 3000 gal/min (11,4 m³/min) e a taxa de vazão de 500 gal/min (1,9 m³/min) da seção transversal. Meinzer concluiu que o excesso de produção deve ser extraído da água conata pré-existente armazenada nos poros do aquífero. Meinzer desenhou evidências circunstanciais para este comportamento a partir de uma variedade de observações hidromecânicas:

1. F.H. King (1892, páginas 67-69) escreveu que "Uma das observações surpreendentes feitas durante este estudo é que um trem em movimento fortemente carregado tem o poder de perturbar o nível de água nos espaços não capilares do solo, mas de que maneira isso é trazido não é fácil de ver." (A resposta do nível da água é mostrada na Figura 4 deste livro após esta discussão de evidências.),... "Os aumentos mais fortes no nível da água são produzidos pelos trens fortemente carregados que se movem bastante lentamente. Um único motor nunca foi observado para deixar um registro, e os trens de passageiros em movimento rápido produzem apenas um leve movimento, ou nenhum."

⁴ Na atualidade a taxa de extração declinou de 10.000 gpm em 1910 para 5.000 em 1915 para 2.000 em 1920 para 1.000 em 1923.

2. Terzaghi (1925) realizou experimentos laboratoriais nos quais a porosidade (volume vazio dividido por volume total) de uma areia pré-compactada foi medida em resposta a alterações de tensão axial (força por unidade de área) (A resposta de-pressão é mostrada na Figura 5 deste livro após esta discussão de evidências.) A amostra passou por vários ciclos de carga e descarga. Embora o descarregamento tenha produzido compactação permanente, a recarga seguiu a tendência inicial após a tensão axial do ciclo anterior ser atingido. Relevante para Meinzer foi que a redução da porosidade entre os pontos *a* e *b* na Figura 5 foi semelhante a necessária para contabilizar o volume perdido de água em seu cálculo.
3. Schureman (1926) apresentou dados que mostraram os níveis de água em um poço de 800 pés (cerca de 243,85 metros) de profundidade em Longport, Nova Jersey estavam em fase com marés oceânicas registradas em Atlantic City sete milhas a nordeste. Os dois locais estão em uma ilha barreira que tem 1.000 pés (cerca de 305 metros) de largura no Oceano Atlântico, afastado da costa leste dos Estados Unidos (As respostas do nível da maré e da água do poço são apresentadas na Figura 6 deste livro após esta discussão de evidências.) A correlação foi devido a um efeito de carregamento mecânico porque 300 pés (cerca de 90 metros) de argilas intervenientes significavam que a água possivelmente não se comunicaria diretamente com a areia profunda (Thompson, 1926).
4. Pratt e Johnson (1926) atribuíram a subsidência em Goose Creek, na Baía de Galveston, à extração de petróleo, gás e água dos poros das rochas nas formações subjacentes (A subsidência é apresentada na Figura 7 deste livro seguindo esta discussão de evidências.) Nas três primeiras instâncias acima, uma carga mecânica aplicada produziu uma resposta de pressão de fluido associada à redução do volume de poros. A subsidência em Goose Creek mostrou que o inverso também era verdade, isto é, que a extração de fluidos poderia levar à perda do volume de poros.

Meinzer concluiu que a diferença entre volume de extração e volume de recarga poderia ser resolvida por uma diminuição no volume de aquíferos. A mudança no volume de aquíferos foi considerada apenas através da consolidação vertical, $\Delta V_{poro}/V_{poro} = \Delta b/b$, onde Δ indica a variação, ou a diferença entre, o volume de poros antes e depois do bombeamento, V_{poro} é o volume inicial do poro, e b é a espessura inicial do aquífero. Limitando a deformação a uma dimensão é uma idealização de um problema tridimensional, mas frequentemente solicitado para aquíferos de grande extensão de área. A suposição de tensão lateral zero (tensão é uma medida da variação relativa em um comprimento, área ou volume) reduz o problema apenas para a dimensão vertical com tensão vertical definida para $\varepsilon_v = -db/b = 4,4 \text{ pol}/60 \text{ pés} = 0,6 \text{ por cento}$ (Meinzer, 1928, página 281), onde a convenção de sinais para ε_v é que a compressão é considerada positiva.

A tensão vertical de 0,6 por cento significou que a redução da porosidade necessária foi de 38,2 por cento inicial para 37,6 por cento. Com essas definições, a linha de raciocínio de Meinzer implicava que a água deslocada por 4,4 polegadas (cerca de 0,11 metros) de compressão de aquíferos sobre os 648 milhas quadradas (cerca de 1680 km²) dos 18 municípios seria suficiente para render 2500 gal/min (9,5 m³/min) por 38 anos. Assim, a "compressão dos aquíferos artesianos" no título do artigo de Meinzer resolveu o problema do equilíbrio de massa. Forneceu uma clara exposição da base física do armazenamento de águas subterrâneas em um aquífero confinado.

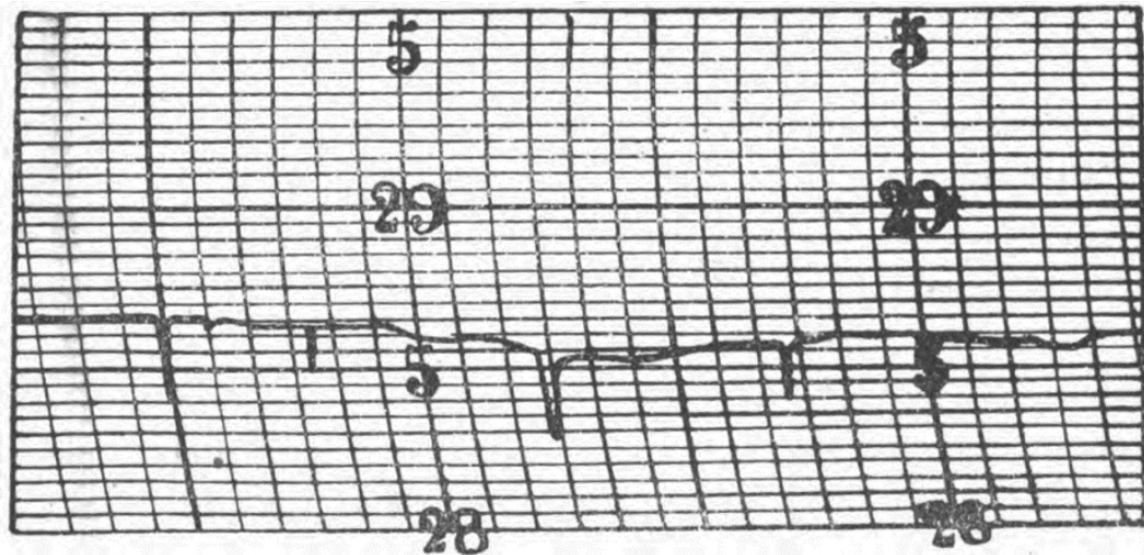


Figura 4 - Mudanças no nível da água (em um ponto de cerca de 40 pés (12 m) de profundidade e 40 pés (43 m) de trilhos de trem) induzidas por trens em movimento medidos por um flutuador preso a um braço de alavanca com uma caneta que repousou em um cilindro verticalmente orientado, que girava com o tempo, no topo do poço para registrar um aumento no nível da água como movimento descendente da caneta (King, 1892).

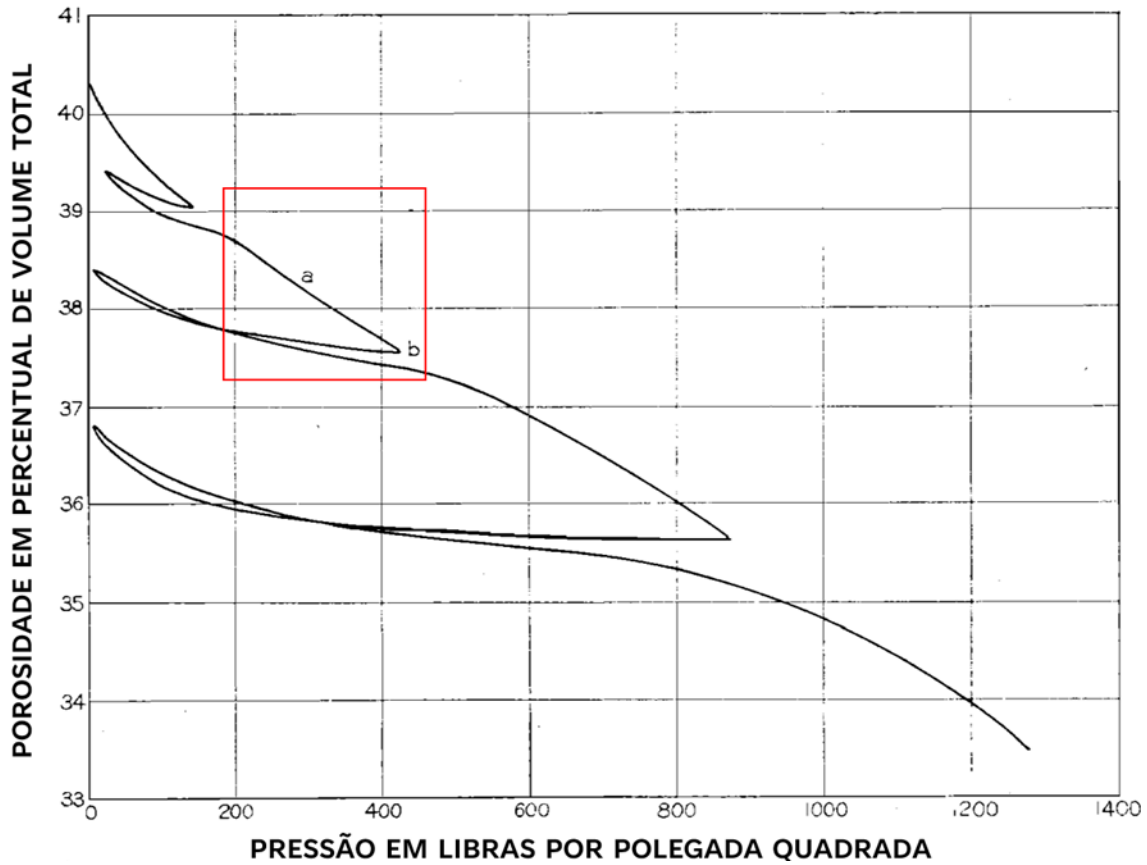


Figura 5 - Redução de porosidade com aumento da tensão vertical ('pressão' no rótulo para o eixo horizontal). A área destacada entre os pontos a e b corresponde aproximadamente ao declínio da pressão de fluido no aquífero de Dakota (redesenhado por Meinzer (1928) de Terzaghi (1925)).

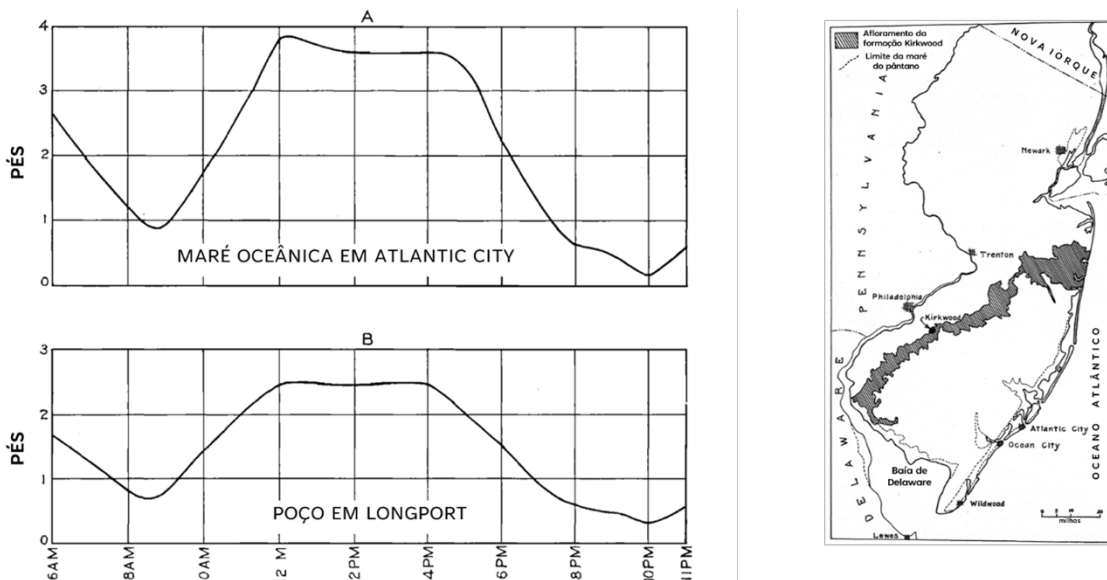


Figura 6 - Esquerda: Marés oceânicas (Gráfico A) em 22 de janeiro de 1926 medidos em Atlantic City, New Jersey, 7 milhas (11 km) a nordeste de onde os níveis de água (Gráfico B) foram registrados em um poço de 800 pés de profundidade em Longport, New Jersey (redesenhado por Meinzer (1928) de Schureman (1926)). A resposta em fase dos níveis de poços para as marés oceânicas é evidência de carregamento mecânico porque um tempo de atraso seria evidente se os níveis de água estivessem respondendo ao fluxo de fluidos. Direito: Mapa de Thompson (1926). A banda sombreada é o afloramento da formação Kirkwood que se acreditava incluir a areia a 800 pés de profundidade no poço em Longport.

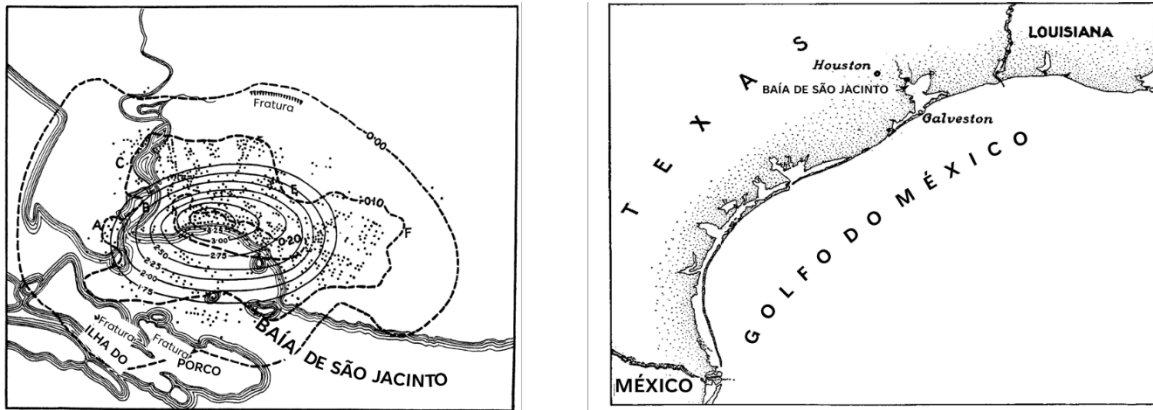


Figura 7 - Vários pés de subsidência (uma diminuição na elevação do terreno) ocorreram como resultado da extração de petróleo, gás, água e areia do Campo de Petróleo de Goose Creek na Baía de Galveston (Pratt e Johnson, 1926). Esquerda: Contornos de forma elíptica são para o período de 8 anos; contornos tracejados e de forma irregular são para um período de um ano. Poços individuais são apresentados como pontos. O Estado do Texas tentou reivindicar a propriedade depois que o campo ficou submerso porque o Estado detinha o título de terreno submerso. Direito: Mapa também de Pratt e Johnson (1926).

3 Solução de Theis

O conceito de armazenamento é mais frequentemente encontrado na hidrogeologia como o parâmetro "S" na solução de Theis' (1935). Theis conceitualizou o problema do rebaixamento de poços em termos de condução térmica, que ele expressou em correspondência com seu ex-colega de faculdade, Clarence Lubin, que havia se tornado professor de matemática na Universidade de Cincinnati (Freeze, 1985).

"O fluxo de água subterrânea tem muitas analogias ao fluxo de calor por condução. Temos analogias exatas na teoria da água subterrânea para gradiente térmico, condutividade térmica e calor específico. Eu acho que uma abordagem próxima da solução de alguns dos nossos problemas provavelmente já funcionou na teoria da condução do calor. Esse problema no fluxo radial funcionou?: Dado um prato de espessura constante e com características térmicas constantes a uma temperatura inicial uniforme para calcular as temperaturas através [sic] da placa a qualquer momento após a introdução de uma pia mantida em temperatura 0? E um mais valioso do nosso ponto de vista: Dada a mesma placa sob as mesmas condições para calcular as temperaturas após a introdução de uma pia em que o calor flui a uma taxa uniforme? Esqueci de dizer que a placa pode ser considerada a ter extensão areal infinita.

Lubin forneceu a Theis a solução de Carslaw ⁴ (1921), de acordo com Banks (2015), que Theis devidamente observou em seu artigo. Theis afirmou proeminentemente a analogia do fluxo de calor, como fez em sua carta anterior a Lubin.

"A lei de Darcy é análoga à lei do fluxo de calor por condução, sendo a pressão hidráulica análoga à temperatura, o gradiente de pressão ao gradiente térmico, a permeabilidade à condutividade térmica e o rendimento específico ao calor específico [adicionado aos itálicos]. Portanto, a teoria matemática da condução térmica desenvolvida por Fourier e escritores subsequentes é em grande parte aplicável à teoria hidráulica. Essa analogia foi reconhecida, pelo menos desde o trabalho de Slichter, mas aparentemente nenhuma tentativa foi feita para introduzir a função do tempo na matemática da hidrologia das águas subterrâneas."

"Na condução de calor, uma quantidade específica de calor é perdida concomitantemente e instantaneamente com a queda na temperatura. Parece provável, análogamente, que em aquíferos artesianos elásticos uma quantidade específica de água é descarregada instantaneamente do armazenamento à medida que a pressão cai [adicionada itálica]."

⁵ H.S. Carslaw e J.C. Jaeger livro "Condução do Calor em Sólidos" (segunda edição) publicada pela Clarendon Press em 1959, é uma rica fonte de teoria e soluções analíticas se aplicam capaz de hidrogeologia quantitativa.

⁶ A história de Slichter foi resumida em 1987 por H. F. Wang no artigo "Charles Sumner Slichter: Um Engenheiro em vestimentas de Matemático" em História da Geofísica, volume 3, A História da Hidrologia, editado por Edward R. Landa e Simon Ince, páginas 103-112.

Para armazenamento de águas subterrâneas, Theis utilizou a variável S , que ele originalmente chamou de "rendimento específico" na citação acima e não deve ser confundido com "rendimento específico" de um aquífero não confinado. A analogia ao calor específico⁵ é o único atributo que Theis forneceu para S , em contraste com uma breve descrição do significado físico do coeficiente de transmissividade T . Theis em seu artigo de 1935 não forneceu nenhuma visão mecanicista para o armazenamento de águas subterrâneas; era uma propriedade inferida a partir da analogia do fluxo de calor. Entretanto, Theis mais tarde elaborou sobre S uma Nota do Autor adicionado a uma reedição da Sociedade Geológica dos Estados Unidos (USGS) de 1952.

"O fator S nas equações dadas é chamado de 'rendimento específico' no texto do artigo. Posteriormente, considerou aconselhável chamar este termo de "coeficiente de armazenamento" do aquífero e defini-lo como a quantidade de água em pés cúbicos que é descarregada de cada prisma vertical do aquífero com área basal igual a 1 pé quadrado e altura igual à do aquífero quando o nível da água cai 1 pé."

Aqui, Theis se afasta do uso do termo "rendimento específico" para um aquífero confinado. Hoje, a "armazenabilidade" é usada como sinônimo de "coeficiente de armazenamento", e a definição verbal de Theis é a comumente fornecida em livros didáticos e ilustrada para um aquífero confinado na Figura 1.

A definição de coeficiente de armazenamento de Theis é para-fluxo radial bidimensional. Em três-dimensões, o análogo do calor específico é o armazenamento específico, no qual a quantidade de água removida de um volume elementar representativo VER por unidade de declínio da carga hidráulica é normalizada pelo volume do VER. Para precisão, a definição verbal será traduzida em uma equação, embora a maioria dos livros de hidrogeologia siga Theis e omitam fazê-lo. Uma quantidade fundamental a ser definida é o incremento do conteúdo fluido, ζ (Equação 1), que tem sua origem na mecânica do solo e na teoria da poroelasticidade (Biot, 1941; Wang, 2000).

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

onde:

ΔV_w = volume de água adicionado ou removido do armazenamento em um VER (L^3)

V = volume do volume elementar representativo (L^3)

A quantidade ΔV_w é positiva quando a água é adicionada ao aquífero e negativa quando a água é removida do aquífero. A quantidade ΔV_w representa um volume de água transportado para ou de uma fonte externa a uma pressão de referência, geralmente pressão atmosférica, porque os medidores de pressão tipicamente medem a diferença entre

⁷ Theis mais tarde em seu artigo usa o termo "calor específico por unidade-volume", que é o análogo de "armazenamento específico" definido como capacidade de armazenamento por volume de unidade. Como "específico" geralmente se refere ao valor de massa por unidade de uma quantidade, "calor específico por unidade-volume" é chamado de "capacidade de calor volumoso".

a pressão absoluta e a pressão atmosférica ("medidor de pressão"). Assim, ΔV_w é um incremento do volume de água adicionado ou removido do aquífero, tanto quanto o dinheiro pode ser adicionado ou retirado de uma conta bancária. A quantidade de água adicionada ou removida do aquífero é normalizada pelo volume V do VER. Então, traduzir as palavras de Theis em uma equação dá uma definição matemática para armazenamento específico como mostrado na Equação 2a e 2b.

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

Armazenamento específico S_s tem unidades de altura inversa, como inverso do metro, 1/m. A definição também pode ser expressa para uma mudança na pressão do fluido porque $\Delta p = \rho_w g \Delta h$. Carga hidráulica (h) é definido e discutido no livro do The Groundwater Project por Woessner e Poeter (2020).

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

onde:

$$r_w = \text{densidade hídrica (M/L}^3\text{)}$$

$$g = \text{aceleração devido à gravidade (L/T}^2\text{)}$$

No-fluxo radial bidimensional, a armazenabilidade, S , para um aquífero confinado de espessura b , é o armazenamento específico vezes a espessura do aquífero, $S = S_s b$, porque a armazenabilidade por definição de Theis é a quantidade de água "descarregada de cada prisma vertical do aquífero" por unidade de área por unidade de declínio na carga hidráulica. A armazenabilidade é adimensional, pois a dimensão de S_s é o comprimento inverso.

Esta recontagem da solução de 1935 de Theis para o rebaixamento devido a um poço de bombeamento em um aquífero horizontal demonstra o importante papel que a analogia de condução térmica desempenhou no desenvolvimento do conceito de armazenamento hidrogeológico. Esta analogia é física e matemática (**Tabela 1**). Carga hidráulica/temperatura são os potenciais propulsores para o fluxo de água/fluxo de calor de acordo com a lei de Darcy/Fourier. O armazenamento específico (volume de água descarregada do armazenamento por unidade de volume de aquífero por unidade de declínio na carga hidráulica) é o análogo de calor específico por unidade de volume (adição de calor necessário para elevar a temperatura de uma unidade do volume de um grau do material). Um contraste interessante entre este par análogo é que a definição de armazenamento específico é geralmente expressa como um duplo negativo (descarga por *declínio*) dada a importância de extrair água de um aquífero, enquanto a definição de calor específico é expressa como um duplo positivo (*adição para aumentar*). A **Tabela 1** ainda não está completa, pois as equações gerais emparelhadas serão discutidas na Seção 5 na equação de difusão.

Tabela 1 - Quantidades análogas no fluxo de águas subterrâneas e fluxo de calor (Wang e Anderson, 1982; Wang, 2000; Anderson, 2007).

Fluxo de águas subterrâneas	Fluxo de calor
Carga do fluido, $h = p / (\rho_w g) + z$ [m]	Temperatura, T [°K]
Água adicionada ao armazenamento, ΔV_w [m ³]	Calor, ΔQ [J]
Fluxo de água subterrânea, [m ³ /m ² /s = m/s]	Fluxo de calor, q [J/(m ² s) = W/m ²]
Condutividade Hidráulica, K [m/s]	Condutividade Térmica, K [J/(m °K s) = W/(m K)]°
Armazenamento Específico, $S_s = S/b$ [1/m]	Capacidade de calor específica (por volume de unidade), ρc [J/(°K m ³)]
Difusividade hidráulica, K/S_s [m ² /s]	Difusividade térmica, $K/(\rho c)$ [m ² /s] (aqui K é condutividade térmica, veja acima)
Lei de Darcy, $q = K - (dh/dx)$	Lei de Fourier, $q = K (dT/dx)$ -

4 Fórmula de Compressão de Jacob para Armazenamento de Aquíferos

O próximo grande avanço no entendimento do armazenamento hidrogeológico foi feito por C. E. Jacob (Titus, 1973) em um artigo de 1940 no qual ele vinculou o conceito de armazenamento de Theis como uma propriedade semelhante à capacidade térmica à análise de Meinzer da água armazenada no aquífero de Dakota como sendo devido à compressão de aquíferos. Como seu reconhecimento⁸ deixa claro, Jacob compartilhou ideias com seu colega, C. V. Theis, no United States Geological Society (USGS). O objetivo de Jacob era derivar o equivalente às águas subterrâneas da equação diferencial parcial para o fluxo de calor dependente do tempo, e assim colocar a descrição matemática do fluxo de águas subterrâneas em solo físico mais firme do que uma analogia plausível.

"O escritor propõe derivar "do zero" a equação diferencial fundamental que rege o fluxo de água em um aquífero artesianos elástico, considerando, por sua vez, cada um dos pressupostos necessários à derivação da equação."

Jacob calculou o equilíbrio de massa em um VER durante um intervalo de tempo em que houve uma mudança na pressão Δp . Sua derivação foi baseada em três princípios físicos: (1) Um declínio de pressão de fluido equivale a um aumento efetivo da pressão vertical. (2) Um declínio de pressão de fluido expulsa um volume de água igual à perda de porosidade associada à compressão do aquífero. (3) Um declínio da pressão do fluido leva à expansão do volume de água nos poros devido à compressão da própria água.

1. O título do artigo de Meinzer de 1928 chamou a atenção para o papel da "compressão e elasticidade dos aquíferos artesianos". Como evidência, ele apresentou o experimento de Terzaghi no qual uma pressão vertical causou perda de porosidade no arenito (Figura 5). O efeito da redução da pressão de poros é retratado para ter o mesmo efeito que um aumento igual na pressão vertical (Figura 8). Este conceito é formalmente declarado como a "Lei da Pressão Efetiva", como mostrado na Equação 3.

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

onde:

$\beta_v = \epsilon_{em}/\sigma_{em} =$ compressão vertical para $p = 0$ (condições drenadas)

$\sigma_e = \sigma_{em} - p =$ pressão vertical eficaz definido para ser a diferença entre a pressão vertical e a pressão dos poros

A convenção de sinais é que pressão compressiva é positivo.

⁸ "O escritor é muito grato a seus colegas do Geological Survey por sugestões e críticas oportunas, e especialmente a C. V. Theis, pois muitas das ideias expressas aqui foram tiradas de suas comunicações pessoais ao escritor."

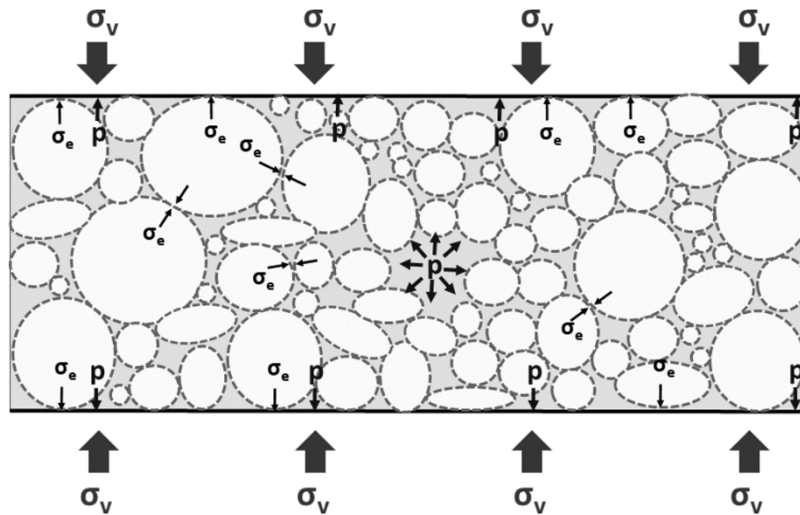


Figura 8 - A lei da pressão efetiva diz que a pressão vertical eficaz $\sigma_e = \sigma_v - p$ controla a tensão vertical (depois de Atkinson, 2000).

- Jacob argumentou que a extração de água de um aquífero não altera a pressão vertical total. Com a pressão vertical total constante, um aumento na pressão efetiva é igual, mas oposto à diminuição da pressão do fluido, ou seja, $\Delta\sigma_e = -\Delta p$, então a Equação 3 torna-se Equação 4.

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

A convenção de sinais é que a tensão vertical e a pressão vertical são positivos na compressão. Dada a suposição de tensão lateral zero, a tensão vertical é igual à diminuição da porosidade, com a ressalva de que a compressão dos grãos sólidos é desprezível. Em outras palavras, $\Delta\varepsilon_v$ é igual ao volume de água por unidade de volume de um VER que é removido do armazenamento devido à compressão do aquífero.

- Além disso, a expansão do volume de água dos poros em resposta a uma redução da pressão dos fluidos deve ser incluída na estimativa da água para um VER (Equação 5).

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

onde:

$$\begin{aligned} \beta_w &= \text{Compressão da água } (4,5 \times 10^{-10} \text{ Pa}^{-1}) \\ V_w &= nV, \text{ onde } n \text{ é porosidade e } V \text{ é o volume do VER} \end{aligned}$$

Adicionando as duas fontes de água liberadas do armazenamento para uma diminuição da pressão de poros de $-\Delta p$, Jacob obteve uma expressão para coeficiente de armazenamento, S , que inclui compressibilidade do aquífero e compressibilidade da água, assim como espessura do aquífero e porosidade, como exibido nas Equações 6a e 6b.

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

Dividindo por espessura do aquífero obtêm-se armazenamento específico.

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

O sistema internacional de unidades(SI) unidades de S_s são de 1/m como indicado para a Equação 2.

Jacob então obteve da conservação de massa a equação diferencial parcial para o fluxo radial em um aquífero de espessura b que era idêntico na forma ao que Theis inferiu por analogia com condução térmica. A diferença foi que o coeficiente de armazenamento S foi expresso em termos de compressibilidade ao invés de uma quantidade definida por analogia.

O experimento de Terzaghi (Figura 5 e Equação 6b) pode ser usado para estimar o armazenamento específico de areia desagregada. A compressibilidade vertical β_v entre os pontos a e b é calculada a partir da inclinação para $7 \times 10^{-10} \text{ Pa}^{-1}$ após a conversão de unidades inglesas. O termo $n\beta_w = 2 \times 10^{-10} \text{ Pa}^{-1}$ para uma porosidade de 38 por cento. Adicionar os termos e multiplicando pelo fator $\rho_w g$ obtêm-se um armazenamento específico de $2,3 \times 10^{-4} \text{ m}^{-1}$ e a razão de compressibilidade entre areia e água é de 3,5. Valores do armazenamento específico dependem do tipo de rocha, bem como da variabilidade dentro de uma litologia. Com essas ressalvas, a Tabela 2 fornece valores de ordem de grandeza para um pequeno conjunto de materiais geológicos. A quantidade de água obtida para irrigação a partir do aquífero Dakota deixa claro que grandes volumes de fluido podem ser armazenados em materiais de terra altamente compressíveis. Todavia, os valores específicos de armazenamento na Tabela 2 são ordens de magnitude menor do que o rendimento específico de aquíferos não confinados cujos valores são a porosidade do aquífero.

Tabela 2 - Compressibilidade da rocha e armazenamento específico de alguns materiais geológicos (Palciauskas e Domenico, 1989). A compressibilidade das rochas e os valores de armazenamento específico são para pressão de confinamento isotrópico, não pressão vertical. Os valores vêm de uma variedade de fontes. As medidas de calcário são para cargas barométricas ou de maré. Os demais valores vieram de manuais e foram calculados com hipóteses. O armazenamento específico em termos de carga hidráulica foi computado a partir de seu valor em termos de pressão usando $\rho_w = 1000 \text{ kg/m}^3$ e $g = 9,8 \text{ m/s}^2$. Para comparação, a compressibilidade da água $\beta_w = 4,5 \times 10^{-10} \text{ Pa}^{-1}$.

Material geológico	Compressibilidade de rochas $\beta, 10^{-10} \text{ Pa}^{-1}$	Armazenamento específico em termos de pressão $S_s/(\rho_w g), 10^{-10} \text{ Pa}^{-1}$	Armazenamento específico em termos de cabeça $S_s, 10^{-6} \text{ m}^{-1}$
argila	160	162	159
Lamito	4.6	5.4	5.3
Arenito Kayenta	1.1	1.2	1.2
calcário	0.3	0.95	0.93
Basalto Hanford	0.22	0.44	0.43

Na hidrogeologia, a compressibilidade do aquífero é tipicamente mais significativa do que a compressibilidade da água. Por outro lado, os engenheiros de petróleo geralmente

consideravam os reservatórios de petróleo incompressíveis porque estão em maior profundidade. Jacob examinou essa suposição para o campo petrolífero do Leste do Texas descrito por Muskat (1937) em seu clássico tratado *Fluxo de Fluidos Homogêneos Através de Meios Porosos*. O campo produziu 500 milhões de barris (80 milhões de m^3) de petróleo com uma queda de pressão de 375 psi (2,6 MPa). Ao assumir um reservatório rígido, Muskat exigiu que o óleo no local tivesse que conter gás dissolvido suficiente para aumentar a compressão do fluido em um fator de 20, a fim de produzir essa quantidade apenas a partir da compressão do fluido, mesmo que o óleo estivesse subsaturado. Jacob sugeriu, ao invés disso, que a compressibilidade do reservatório de Woodbine areias e camadas de argila associadas provavelmente explicaria a produção.

Deveria ser enfatizado que os coeficientes de armazenamento S e S_s na Equação 6a ou 6b podem ser medidos diretamente no campo a partir de um teste de bombeamento ou em laboratório, aderindo à sua definição como a razão do volume de água removido do armazenamento devido à mudança de pressão de poros (Figura 9). Entretanto, a medição direta é difícil de executar com precisão porque o armazenamento de fluidos em tubos conectados ao volume de poros de amostra de rocha deve ser incluído na contabilidade.

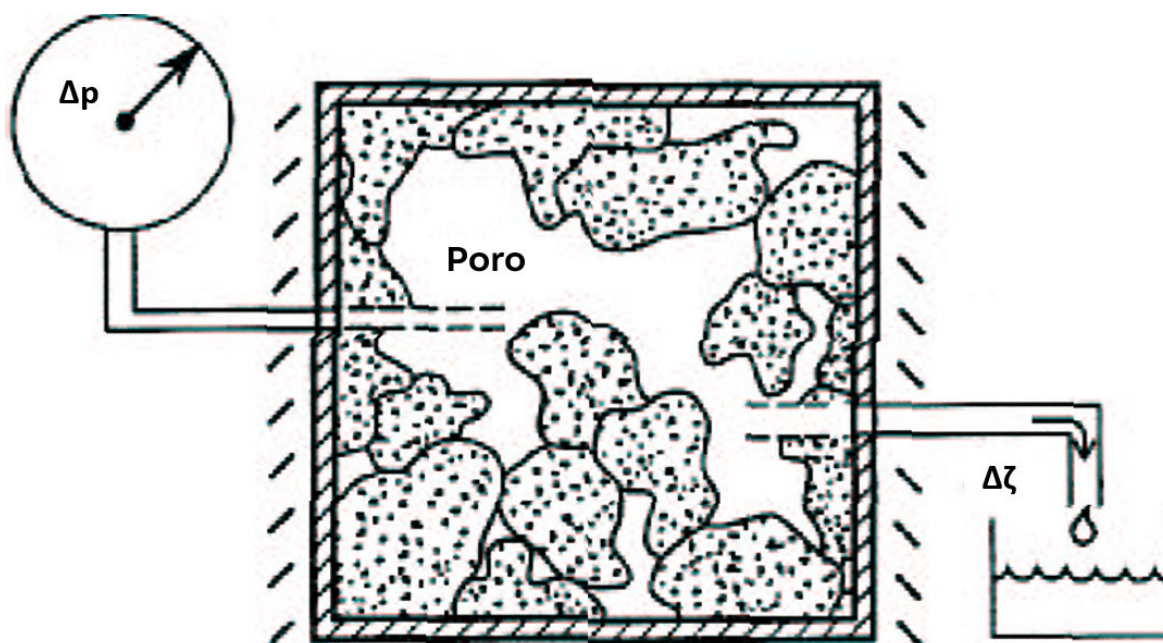


Figura 9 - Medição do armazenamento específico em termos de alteração na equação de pressão de fluido 2b (Wang, 2000).

Além da Equação 6a, Jacob derivava equações para a resposta do nível da água-a-carregamento de aquíferos por marés de água ou mudanças na pressão barométrica, também em termos de compressão de aquífero e água, o que poderia fornecer uma medição indireta do coeficiente de armazenamento. A extensão horizontal assumida da carga induz uma pressão fluida no aquífero porque o fluido não pode escapar, pois está sendo carregado. Na mecânica do solo, diz-se que o aquífero é *não drenante*. Na maré ou no carregamento barométrico, a pressão vertical decididamente *não* é constante. A água pode

ser adicionada ou removida do armazenamento quando a pressão vertical é aplicada, além de quando a pressão de poros muda (compare com a Equação 2b). Portanto, em geral, o incremento do volume do fluido deve ser expresso em termos de variações tanto na pressão vertical quanto na pressão de poros. A forma mais simples para uma equação é considerar o incremento do volume fluido como uma função linear de ambas as variáveis.

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

A convenção de sinais é que ζ é positiva quando a água é adicionada ao VER e $\Delta \sigma_v$ é positivo quando o VER é comprimido. O primeiro termo à direita na Equação 7a é o incremento do volume do fluido associado a uma variação na pressão vertical *quando não há alteração na pressão do fluido*. Jacob fez a suposição de que o volume de água no armazenamento em um VER diminui pela mesma quantidade que o volume do próprio VER, ou seja, a variação de água no armazenamento é o negativo da tensão, razão pela qual o coeficiente de $\Delta \sigma_v$ na Equação 7a é β_v . O segundo termo à direita na Equação 7a é o incremento do volume do fluido associado a uma variação na pressão do fluido *quando não há alteração na pressão vertical*, que é precisamente a definição de armazenamento específico (comparar com a Equação 2).

A equação 7a é uma das duas equações básicas constitutivas de proelasticidade para o caso especial de carregamento vertical muito extenso (Wang, 2000). A outra equação constitutiva relaciona linearmente a tensão vertical a variações na pressão vertical e na pressão de poros.

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

A equação 7b fornece a tensão vertical como a soma de dois termos. O primeiro termo afirma que a tensão vertical é a tensão vertical devido a uma variação na pressão vertical *quando não há variação na pressão do fluido* e o segundo termo é a tensão vertical associada a uma variação na pressão do fluido *quando não há variação na pressão vertical*. O coeficiente de proporcionalidade é β_v para ambos os termos pela lei da pressão efetivo, ou seja, a Equação 7b é simplesmente uma reformulação da Equação 3.

A resposta em fase de níveis da água em um aquífero às marés oceânicas (Figura 6) foi citada por Meinzer como evidência de elasticidade do aquífero. A razão do aumento do nível da água em um poço para o aumento do nível do oceano, é chamada de eficiência das marés, T.E. Esta razão é igual à razão de $\Delta p / \Delta \sigma_v$. Supondo que nenhuma água entre ou deixe o aquífero em virtude da grande extensão de área do carregamento e inserção da condição não drenada, $\zeta=0$, na Equação 7a dá a resposta à pressão de poros não drenada para $\Delta p = \beta_v \sigma_v / (\rho_w g S_s)$. Em seguida, substituindo a Equação 6b por S_s fornece a Equação 8.

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

A eficiência barométrica, B.E., é definida da mesma forma como a razão do aumento do nível da água para o aumento da pressão vertical (expresso como um aumento equivalente da carga hidráulica). Uma diferença em relação à eficiência das marés em

termos de resposta dos poços é que uma variação Δp na pressão atmosférica altera diretamente o nível da água no poço por $-\Delta p/\rho_w g$. Isso deve ser adicionado à quantidade induzida no aquífero pelo carregamento da atmosfera como no caso do carregamento das marés. Assim, $B.E. = 1 - T.E.$ e pode ser expressa como Equação 9.

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

As expressões para eficiência das marés e eficiência barométrica contêm as mesmas propriedades de aquíferos que o armazenamento específico, ou seja, compressibilidade vertical, compressibilidade da água e porosidade. Medindo $T.E.$ ou $B.E.$ e assumindo n e β_w a ser conhecidos significa que β_v , e, portanto, S_s pode ser obtido da Equação 8 ou 9 e a razão da contribuição da compressibilidade da água, $n\beta_w$, à compressibilidade do aquífero, β_v , pode ser calculada.

Jacob (1941) usou a eficiência das marés para calcular indiretamente o coeficiente de armazenamento porque era mais facilmente determinado do que a eficiência barométrica. Ele comparou as contribuições relativas da elasticidade do aquífero e da compressibilidade da água às respostas das marés (por exemplo, Figura 6) com as de testes de bombeamento em profundidades entre 715 e 800 pés (cerca de 218 e 243 metros) na areia do Lloyd em Long Island, nos Estados Unidos. A razão entre a compressibilidade do aquífero com a compressibilidade da água obtida a partir da eficiência das marés foi de 1,7, enquanto 2,8 da análise do teste de bombeamento.

5 Equação de difusão

O estudo da difusão de calor tem uma histórica longa e história em física matemática começando com Fourier em 1822. A taxa de transporte térmico através de um material depende, é claro, da condutividade térmica, mas também do armazenamento, pois a taxa de variação da temperatura em um VER depende de quanto calor deve ser transportado para variar sua temperatura. Para a mesma condutividade térmica, a difusão térmica é mais lenta para uma alta capacidade de calor do que para uma baixa capacidade de calor. Assim, a capacidade de calor é uma espécie de barreira para a condutividade térmica. Esse papel inverso do armazenamento à condutividade na determinação da taxa de difusão é obtida tomando sua razão. No transporte térmico, é chamada de difusividade térmica, $\kappa = K/(\rho c)$, onde K é condutividade térmica, ρ é a densidade, c é a capacidade de calor específico, e ρc é o calor específico por unidade de volume. O análogo das águas subterrâneas é que $\kappa = T/S$ para fluxo horizontal bidimensional, e $\kappa = K/S_s$ para fluxo linear unidimensional. Todas as difusividades possuem unidades de m^2/s . As definições de difusividade hidráulica e térmica são mostradas na Tabela 3, que é uma continuação da Tabela 1. Theis não incluiu a equação de difusão em seu artigo de 1935, provavelmente porque era tão conhecido em física matemática, e por isso está incluído na Tabela 3. Theis, no entanto, apresentou a derivação de Lubin da solução térmica análoga a um poço de bombeamento. A derivação começou com a solução para a "Fonte linear instantânea coincidindo com o eixo de z de força Q "⁹ (Tabela 3). A solução análoga para a carga hidráulica, h , é a mesma se Q for interpretado como uma dose de água adicionada a um poço por comprimento de unidade.

⁹ O "Q" em Tabela 3 difere de Theis porque sua definição "Q" incluído dividindo pelo calor específico por unidade de volume em vez de incorporá-lo explicitamente como é feito aqui. Além disso, Theis, seguindo Carslaw, usou "v" em vez de "T" para a temperatura.

Tabela 3 - Equação de difusão e solução de Theis para o fluxo de água subterrânea e fluxo de calor.

	Fluxo de águas subterrâneas	Fluxo de calor
Difusividade (κ)	Difusividade hidráulica K/S_S [m ² /s]	Difusividade térmica $K/(pc)$ [m ² /s]
Equação Geral para fluxo planar	$\kappa \left(\frac{\partial^2 h}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 h}{\partial y^2} \right) = \frac{\partial h}{\partial t}$	$\kappa \left(\frac{\partial^2 T}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 T}{\partial y^2} \right) = \frac{\partial T}{\partial t}$
Solução para fonte linear	$h = \frac{Q}{4\pi S t} e^{-(x^2+y^2)/4\kappa t}$	$T = \frac{Q}{4\pi K t} e^{-(x^2+y^2)/4\kappa t}$
Definição de fonte linear	Q é o volume de água por unidade comprimento adicionado ao aquífero em uma linha na origem	Q é a quantidade de calor por comprimento unitário adicionado à placa em uma linha na origem
Tempo aproximado de propagação para x	$t = x^2/(2\kappa)$	

A correspondência de um-para-um entre colunas nas Tabelas Tabela 1 e Tabela 3 é a analogia física e matemática explorada por Theis. Tanto a temperatura quanto a carga hidráulica são regidas pela equação de difusão. Em fluxo radial bidimensional, uma alta transmissividade significa que o fluido é transportado rapidamente no espaço. Por outro lado, a alta armazenabilidade atrasa o movimento porque mais fluido deve ser deslocado para dentro ou para fora do armazenamento para efetuar uma determinada variação da carga hidráulica. Em um extremo, se um sistema de aquífero possuir armazenamento nulo, então qualquer variação nos limites internos ou externos das condições de fluxo ou pressão será rapidamente acomodada por um novo estado estável. A difusividade hidráulica determina a rapidez com que uma perturbação, como injetar uma quantidade repentinamente em um poço ou começar a bombear um poço ou mudar uma condição de limite, se propagará através de um aquífero. A natureza da difusão é que um pico inicial na carga hidráulica se espalha e diminui em amplitude. A difusão "achata o gradiente" de modo que a abordagem do sistema ao estado estável desacelera com o tempo (Figura 10a). Enquanto isso, a qualquer ponto distante da fonte, a perturbação aumenta com o tempo, picos, e em seguida, decai (Figura 10b). O tempo de chegada do pico ocorre em $t = x^2/(2\kappa)$ no caso de fluxo linear unidimensional. Este valor de t é um tempo característico para quanto tempo leva para uma mudança repentina na origem para decair e se espalhar para uma distância x . No exemplo da Figura 10b, leva cerca de uma hora para o pico chegar a 200 metros de distância para uma difusividade de 6,8 m²/s.

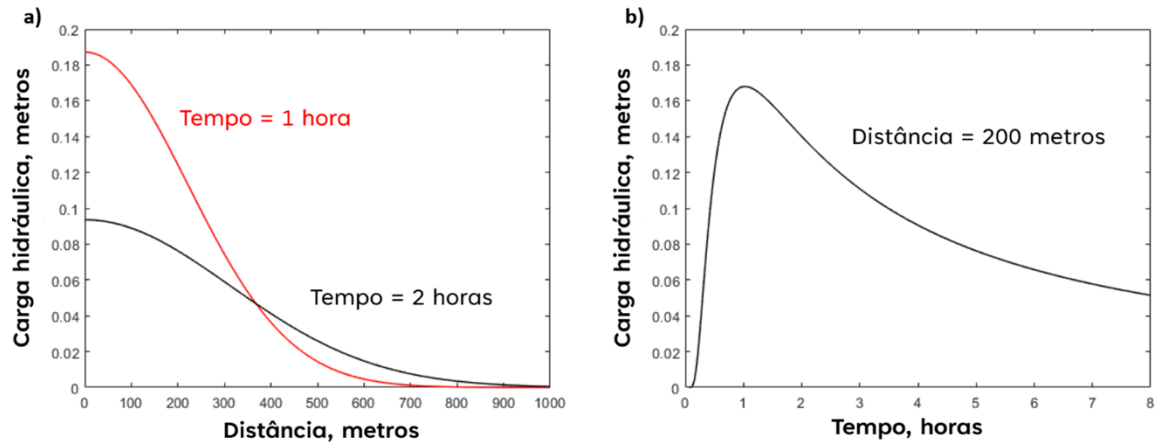


Figura 10 - Soluções para uma quantidade instantânea injetada em um poço para um aquífero com difusividade hidráulica de $6,8 \text{ m}^2/\text{s}$. a) Perfis em momentos diferentes mostrando como a difusão hidráulica achata o gradiente. b) Histórico temporal mostrando um atraso de aproximadamente uma hora para a frente do pico chegar a 200 metros de distância.

6 Resumo

O reconhecimento do armazenamento de aquíferos e sua base física foi fundamental para resolver dois problemas na compreensão da origem e movimento das águas subterrâneas. Meinzer (1928) demonstrou que a compressibilidade do aquífero e a perda do volume de poros provenientes do declínio da pressão de poros representaram cerca de 80 por cento da água consumida pela irrigação em Dakota do Sul durante um período de 40 anos por volta da virada do século XX. Theis (1935) determinou a propriedade do armazenamento por analogia com o transporte térmico para resolver o problema da variação da carga hidráulica dependente do tempo devido ao bombeamento de um poço. Jacob (1940) derivava a equação do fluxo de águas subterrâneas do zero, considerando explicitamente a base física para armazenamento em termos de compressibilidade do aquífero e compressibilidade da água. Essa narrativa em três atos transitou a compreensão do fluxo de águas subterrâneas de estado estável para "não-equilíbrio", comportamento transitório.

7 Exercícios

Exercício 1

Singha (2008) fornece um [exercício de aprendizagem ativa](#) para introduzir o conceito de extração de águas subterrâneas em aquíferos confinados. Este exercício usa um recipiente de suco como um simples análogo para um espaço de poros confinado, e demonstra como uma diminuição da pressão de fluido a partir do bombeamento causa um aumento na pressão efetiva assumindo uma pressão total constante.

Resumindo, um caixa de suco é usado para representar um poro em um aquífero confinado. O experimentador é solicitado a aplicar uma força descendente no topo do recipiente de suco para representar o peso do material sobrecarregado e manter essa força constante à medida que prosseguem. Esta força representa a pressão total. O experimentador pensa: 1) por que o recipiente não entra em colapso em resposta à força; e 2) o que vai acontecer com um canudo se inserido no recipiente. Em seguida, o experimentador insere um canudo (equivalente à perfuração do aquífero confinado). Em seguida, enquanto mantêm a força, eles "bombeiam" o aquífero tomando suco pelo canudo. O experimentador perceberá que o volume do recipiente de suco diminui e é solicitado a considerar o que está acontecendo no "aquífero". O experimentador verá que o recipiente não entra em colapso antes do bombeamento quando a força de sobrecarga é aplicada porque a pressão efetiva do aquífero (o recipiente), e a pressão do fluido no poro (o suco) empurram contra o peso da sobrecarga (sua mão). Dependendo da magnitude da força de sobrecarga e do comprimento do canudo, pode ser que o suco esguiche quando o canudo é inserido, o que é análogo a um poço artesiano fluindo. Se a força não for tão grande, o suco subirá no canudo acima do recipiente, mas não sairá do canudo. Singha (2008) fornece mais detalhes.

Exercício 2

O objetivo deste experimento é medir o armazenamento específico S_s de um balão, que simula a elasticidade do aquífero. O experimento foi projetado para fornecer significado observacional à variável, incremento do volume do fluido e a influência do estado da pressão no armazenamento específico.

Em suma, um balão é estendido sobre a extremidade de uma bureta presa a uma régua de medição e presa a um suporte de anel alto. O balão e a bureta são preenchidos com um volume de água conhecido a uma altura arbitrária na régua de medição de tal forma que o volume no balão possa ser determinado. Em seguida, um volume medido de água é adicionado e, assumindo que a compressibilidade da água e da bureta são pequenas, o volume de água deve entrar no balão ou no bureta. O volume que entra no balão pode ser determinado sabendo o volume que entrou na bureta como determinado a partir do nível de água na bureta. As propriedades tridimensionais de armazenamento do balão são

então determinadas adicionando água e observando a variação da carga hidráulica na bureta. Isso pode ser repetido várias vezes para determinar se o valor de armazenamento é constante. A água pode ser removida e o processo repetido para determinar se o balão é elástico. Finalmente, o experimento pode ser repetido com o balão lateralmente confinado em um tubo de acrílico para obter o armazenamento específico unidimensional (S_s) do balão que pode ser comparado com a medição no caso de expansão tridimensional do balão.

Os detalhes do exercício (incluindo diagramas) assim como, as informações sobre o uso do exercício para ensinar o conceito, estão disponíveis no [Centro de Recursos da Educação Científica no site da Faculdade Carleton](#). Um pdf [do exercício de laboratório intitulado "Elasticidade do Aquífero e Armazenamento Específico está disponível aqui"](#). A teoria subjacente é discutida neste livro, bem como em um capítulo do livro de Herb F. Wang que está disponível no mesmo site ([capítulo do livro](#)).

8 Referências

- Anderson, M. P., 2007, Introducing groundwater physics. *Physics Today*, volume 60, issue 5, pages 42-47.
- Atkinson, John, 2000, Based on part of the GeotechniCAL reference package by Professor John Atkinson,
<http://environment.uwe.ac.uk/geocal/SoilMech/stresses/stresses.htm#EFFECTIVE>.
- Banks, D., 2015, Horatio Scott Carslaw and the origins of the well function and line source heat function. *Scottish Journal of Geology*, volume 51, issue 1, pages 100-104,
<http://dx.doi.org/10.1144/sjg2014-021>.
- Biot, M. A., 1941, General theory of three-dimensional consolidation. *Journal of Applied Physics*, volume 12, pages 155-164.
- 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.
- Carslaw, H.S., 1921, Introduction to the Mathematical Theory of the Conduction of Heat in Solids, second edition. Macmillan and Company, London, United Kingdom, 152 pages.
- Carslaw, H.S., and J. C. Jaeger, 1959, Conduction of Heat in Solids, second edition. Clarendon Press, Oxford, United Kingdom.
- Chamberlin, T. C., 1885, The requisite and qualifying conditions of artesian wells. United States Geological Survey Annual Report, number 5, pages 125-173.
- Darton, N. H., 1896, Preliminary report on artesian waters of a portion of the Dakotas. United States Geological Survey Annual Report, number 17, part 2, pages 609-691.
- Darton, N.H., 1900, United States Geological Survey Field photo of Woonsocket Well.
- Darton, N. H., 1901, Geology and water resources of the southern half of the Black Hills and adjoining regions in South Dakota and Wyoming. United States Geological Survey Annual Report, number 21, part 4, pages 489-599.
- Darton, N. H., 1909, Geology and Underground Waters of South Dakota. United States Geological Survey Water-Supply Paper 227, 156 pages.
- Fabry, M., 2016, Now You Know: Why Are There Two Dakotas? *Time Magazine*, United States, <https://time.com/4377423/dakota-north-south-history-two/>.
- Freeze, R. A., 1985, Historical correspondence between C. V. Theis and C. I. Lubin, *Eos*, volume 66, number 20, May 14, 1985, p. 442.
- Heath, R. H., 1983, Basic Ground-Water Hydrology. United States Geological Survey Water-Supply Paper 2220, 86 pages.
- Jacob, C. E., 1940, On the flow of water in an elastic artesian aquifer. *Transactions of the American Geophysical Union*, volume 21, number 2, pages 574-588.

- Jacob, C. E., 1941, Notes on the elasticity of the Lloyd sand on Long Island, New York. *in* Transactions of the American Geophysical Union, volume 22, number 3, pages 783-787.
- King, Franklin Hiram, 1892, Observations and experiments on the fluctuations in the level and rate of movement of ground-water on the Wisconsin agricultural experiment station farm and at Whitewater, Wisconsin. Bulletin of the United States Weather Bureau, volume 5, Washington, D.C.
<https://books.google.com/books?id=VuifAAAAMAAJ> ↗.
- King, P. B., 1949, Memorial to Nelson Horatio Darton: Proceedings of the Geological Society of America. Annual Report for 1948, pages 145-170.
- Meinzer, O. E. and H.A. Hard, 1925, The Artesian Water Supply of the Dakota Sandstone in North Dakota, with Special Reference to the Edgeley Quadrangle, *in* Contributions to the Hydrology of the United States 1923-1924. United States Geological Survey Water-Supply Paper 520, Washington, District of Columbia, United States, pages 73-95.
- Meinzer, O. E., 1928, Compressibility and elasticity of artesian aquifers. Economic Geology, volume 23, number 3, pages 263-291.
- Muskat, M., 1937, The Flow of Homogeneous Fluids Through Porous Media. McGraw-Hill, New York, United States, 763 pages.
- Palciauskas, V. V. and P.A. Domenico, 1989, Fluid pressures in deforming porous rocks. Water Resources Research, volume 25, issue 2, pages 203-213.
- Pratt, W. E. and D.W. Johnson, 1926, Local subsidence of the Goose Creek Oil Field. Journal of Geology, volume 34, pages 577-590.
- Ross, J. F., 2018, The Visionary John Wesley Powell Had a Plan for Developing the West, But Nobody Listened. Smithsonian Institution,
<https://www.smithsonianmag.com/smithsonian-institution/visionary-john-wesley-powell-had-plan-developing-west-nobody-listened-180969182/> ↗.
- Schureman, P., 1926, Tides in wells. Geographical Review, volume 16, number 3, pages 479-483.
- Singha, K., 2008, An active learning exercise for introducing ground-water extraction from confined aquifers, Journal of Geoscience Education, volume 56, number 2, pages 131-135, <https://people.mines.edu/ksingha/wp-content/uploads/sites/44/2018/12/singha2008.pdf> ↗.
- Stegner, W., 1954, Beyond the Hundredth Meridian: John Wesley Powell and the Second Opening of the West. Houghton Mifflin, 438 pages.
- Terzaghi, Charles, 1925, Principles of soil mechanics: VI – Elastic behavior of sand and clay. Engineering News Record, volume 95, pages 987-990 (reprinted *in* History of Progress, 2003: Selected Papers in Geotechnical Engineering, edited by W. Allen Marr American Society of Civil Engineers, pages 26-29),
https://www.google.com/books/edition/_vGCqACNvq7UC?gbpv=1 ↗.

- Theis, C. V., 1935, The relation between the lowering of the piezometric surface and the rate and duration of discharge of a well using groundwater storage. *American Geophysical Union Transactions*, volume 16, pages 519-524.
- Thompson, D. G., 1926, Ground-water problems on the barrier beaches of New Jersey. *Geological Society of America Bulletin*, volume 37, pages 463-474.
- Titus, F.B., 1973, Memorial to Charles Edward Jacob; 1914-1970. *Geological Society of America*, volume 2, pages 76-78.
- Wang H.F., 1987, Charles Sumner Slichter: An engineer in mathematician's clothing, *in History of Hydrology*, volume 3, E.R. Landa and S. Ince, editors, pages 103-112.
- Wang, H. F., 2000, *An Introduction to the Linear Theory of Poroelasticity with Applications to Geomechanics and Hydrogeology*. Princeton University Press, 287 pages.
- Wang, H. F. and M.P. Anderson, 1982, *Introduction to Groundwater Modeling: Finite Difference and Finite Element Methods*. Academic Press, Appendix D3, page 222.
- Woessner, William W. and Eileen P. Poeter, 2020, [Hydrologic Properties of Earth Materials and Principles of Groundwater Flow](#)⁷. The Groundwater Project, Guelph, Ontario, Canada, 207 pages.

9 Sobre o Autor



Dr. Herb Wang é professor emérito de Geociências na Universidade de Wisconsin Madison, onde ingressou na faculdade em 1972. Sua pesquisa em poroelasticidade trata da interação entre pressão vertical e pressão de fluido de poros. Sua recente pesquisa nessa área tem sido no contexto de Sistemas Geotérmicos Aprimorados (SGA). Sua outra pesquisa recente está em Sensoriamento Acústico Distribuído (SAD) em que o cabo de fibra óptica é o sensor para ondas sísmicas. O ensino do Dr. Wang incluiu hidrogeologia, modelagem de águas subterrâneas, tectonofísica, mecânica de rochas e direito ambiental. Foi orientador acadêmico do corpo docente de 15 alunos de doutorado, e publicou livros sobre modelagem de águas subterrâneas e poroelasticidade (ver Referências acima) e aproximadamente 100 artigos de pesquisa. Ele recebeu o prêmio de Ensino Distinto de 2003 do capítulo alfa Phi Beta Kappa de Wisconsin e o prêmio de 2004 de Corpo Docente Distinto do Conselho de Visitantes do Departamento de Geociências.

10 Sobre o Tradutor



Gustavo Rodrigues Martins de Moraes é geólogo formado pela Universidade Federal Rural do Rio de Janeiro (UFRuralRJ). Durante a graduação participou de projetos nas áreas de Geoprocessamento- Diagnóstico e prognóstico ambientais por geoprocessamento do município do Rio de Janeiro setor Zona Oeste, Geofísica – Prospecção de água subterrânea através de métodos eletrorresistivimétricos na região norte do estado do Espírito Santo, Recursos Hídricos – Estudo hidrogeológico dos aquíferos intergranulares a oeste do Rio Guandú Município de Seropédica, Rio de Janeiro Trabalhou como geólogo nos segmentos de Meio Ambiente – PETROBRÁS-BR DISTRIBUIDORA, Mineração - ALCOA, Petróleo e Gás Off Shore - WEATHERFORD. Pós graduado em Investigação de Subsolo: Geotecnia e Meio Ambiente no Instituto de Pesquisas Tecnológicas do Estado de São Paulo (IPT). Atualmente é pós graduando em Engenharia Hidrogeológica pela PUC-MINAS e mestrando em Produção Vegetal pela Universidade Federal do Espírito Santo (UFES) trabalha com geofísica para prospecção de águas subterrâneas, monitoramento de recursos hídricos e perfuração de poços tubulares e agricultura de precisão.

Por favor, considere se inscrever na lista de discussão do The Groundwater Project e fique informado sobre novos lançamentos de livros, eventos e maneiras de participar do The Groundwater Project. Quando você se inscreve em nossa lista de e-mails, nos ajuda a construir uma comunidade global de águas subterrâneas. [Inscreva-se](#)↗.

