

O método sismoelétrico

Augusto M. Costa (augusto.costa@geodiscover.pt)⁽¹⁾

Introdução

O método sismoelétrico, por vezes também designado por prospeção electricinética, é uma técnica de prospeção geofísica que tenta determinar a profundidade da água subterrânea e tenta estimar a condutividade hidráulica do subsolo e, desta forma prever a produtividade de um furo a captar o aquífero identificado. O fundamento físico do método foi identificado desde a década de 30, quando Thompson (1936) e Ivanov (1939 and 1950) foram os primeiros a constatar que uma onda sísmica de compressão (onda P) constitui uma oscilação na pressão sobre os fluidos intersticiais das rochas suficiente para gerar uma variação no potencial elétrico mensurável à superfície do terreno.

O método sismoelétrico está relacionado com um fenómeno vulgarmente conhecido por potencial electrocinético (potencial zeta), que se origina no movimento de partículas carregadas eletricamente ao longo de uma superfície. Em particular o fluxo de uma solução aquosa num meio poroso no subsolo origina uma diferença de potencial mensurável à superfície. Um fenómeno natural também relacionado, embora de forma mais distante, consiste nas trovoadas que resultam da ascensão rápida de ar quente e húmido na atmosfera que gera grandes diferenças de potencial elétrico resultando nos relâmpagos.

Desde as primeiras publicações de Thompson e Ivanov, muitos trabalhos de investigação foram realizados e diversas publicações foram produzidas, das quais as principais se referenciam na bibliografia deste documento.

Até há pouco tempo, o sinal elétrico produzido pela água subterrânea em resposta a um impulso sísmico era difícil de medir, atendendo ao ruído elétrico, especialmente resultantes de linhas elétricas. Contudo, a firma Groundflow Ltd, sediada no Reino Unido, desenvolveu uma nova técnica de deteção, que está agora patenteada quer nos Reino Unido quer nos Estados Unidos. Este método utiliza linhas elétricas isoladas para cada par de elétrodos de potencial, os quais são posicionados junto da fonte sísmica conseguindo uma melhoria significativa na razão sinal/ruído.

Actualmente existe um grande esforço em investigação neste método, em particular em organizações consagradas como o Massachusetts Institute of Technology (MIT), Exxon Production and Research Company e o Australian Nuclear Science and Technology Organization.

(1) Texto traduzido e adaptado de um relatório de Ervin Kraemer, da Aqualocate.

Teoria básica do método

Os efeitos eletrossísmicos têm origem em ondas sísmicas, normalmente as chamadas ondas P, a atravessarem um meio rochoso poroso saturado em água, induzindo um movimento relativo do fluido em relação à respectiva matriz rochosa. Geram-se assim dipolos elétricos, resultantes deste movimentos relativos de cátions e aniões, o que é designado por efeito eletrossísmico.

Este efeito é ilustrado na Figura 1. Uma fonte sísmica produz ondas sísmicas compressivas, que se propagam em profundidade a velocidades que dependem da natureza das rochas atravessadas. Geralmente, esta velocidade varia entre 1.500 m/s e 3.000 m/s em rochas sedimentares, mas pode ser superior em rochas ígneas e metamórficas. A propagação da onda p origina uma semi-esfera como se representa na Figura 1. Quando esta compressão inicial atinge um aquífero (rocha saturada em água) há uma deslocação de partículas elétricas da água em relação às partículas elétricas da matriz rochosa, como se referiu anteriormente, e é emitido um sinal elétrico que se propaga para a superfície a uma velocidade próxima da velocidade da luz. Inversamente, quando esta frente de onda sai do aquífero, a maior profundidade, entrando num meio sem água, o sinal elétrico emitido anula-se (passa a zero). Este sinal elétrico também geralmente cai para zero quando a água do aquífero se torna salgada (com excesso de iões de sódio). Em geral a amplitude deste sinal também decai, neste caso de forma gradual, com a profundidade, devido à perda de componentes de alta frequência da onda sísmica e à redução de amplitude das ondas sísmicas, entre outros fatores. A relação fundamental entre a propagação da onda sísmica, os dipolos elétricos resultantes e a voltagem medida na superfície do terreno é bastante complexa.

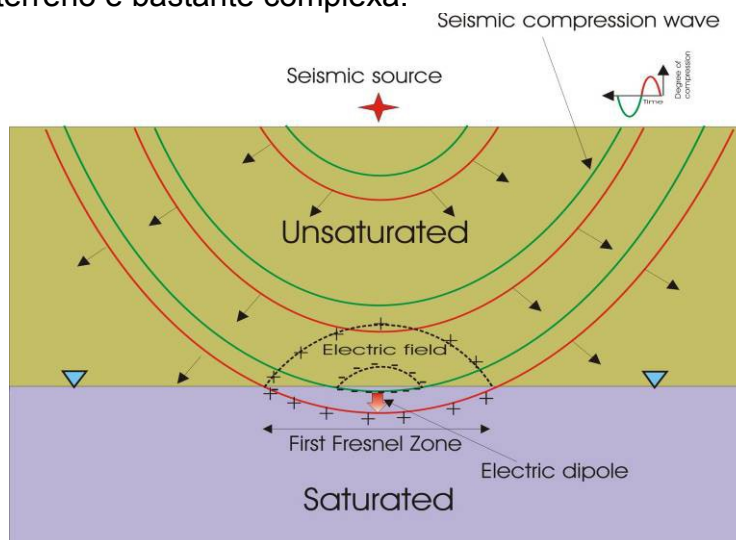


Figura 1. Desenho esquemático ilustrativo dos princípios básicos do método sismoelétrico ao atingir o teto de um aquífero. Para ilustrar a geometria 3D da propagação da onda sísmica, o diagrama deveria ser rodado 180° em torno do eixo vertical que passa na fonte sísmica.

A área circular (vista em perfil) englobada pelo bordo ascendente do primeiro impulso quando a parte negativa do mesmo intersecta a interface é designada a primeira zona de Fresnel. Como se pode observar na Figura 2, a curvatura da frente de onda e a geometria da zona de Fresnel asseguram que o sinal está focado no foco do sinal.

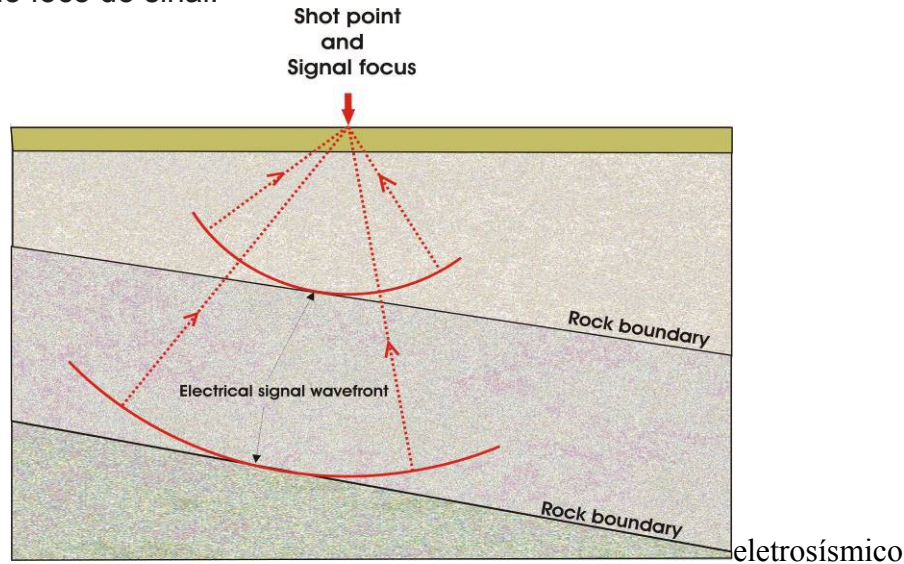


Figura 2. Diagrama esquemático mostrando a focalização do sinal elétrico no foco do sinal sísmico.

Medindo o efeito eletrossísmico

A geometria do dispositivo (fonte sísmica e elétrodos) utilizada para medir o efeito eletrossísmico está ilustrada na Figura 3. Os elétrodos são dispostos simetricamente em torno da fonte sísmica a distâncias desta de 2.5 e 0.25 m. Depois de emitido o sinal sísmico o par de antenas medem sinal elétrico resultante.

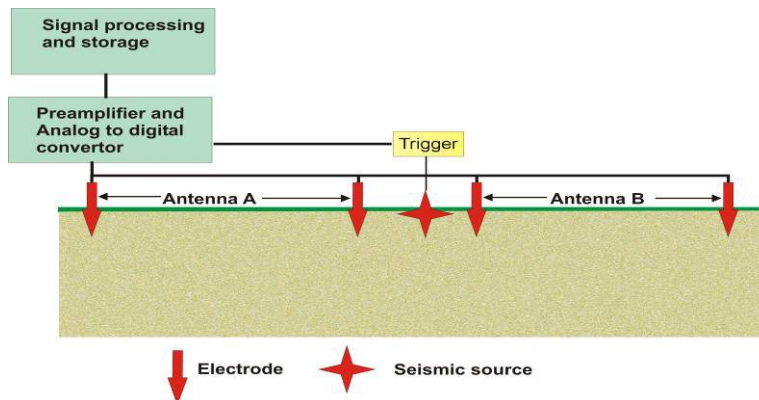


Figura 3. A disposição da fonte sísmica e dos elétrodos utilizada para medir o efeito eletrossísmico.

O equipamento atual utilizado, designado GF6 é um sucessor de um Groundflow 2500™, or GF2500 originalmente utilizado no Reino Unido.

Interpretação

A água pode mover-se através dos poros da rocha mais facilmente em bons aquíferos (com elevada porosidade e permeabilidade) do que em aquíferos fracos e esta constitui a base para a qualificação dos aquíferos por este método. Se a água se move facilmente então move-se rapidamente quando sujeita a um impulso sísmico. Se a rocha tem baixa permeabilidade ou condutividade hidráulica, então a água move-se mais lentamente. A forma do sinal eletrossísmico nestes dois casos é diferente. Um bom aquífero produzirá um sinal com uma subida mais rápida na amplitude do sinal, do que um aquífero fraco, sendo todo o resto semelhante. Uma subida mais rápida implica que o sinal contém frequências mais altas do que um sinal com uma subida mais suave e diz-se que o sinal tem maior largura de banda. Com base nesta largura de banda podem ser estimadas produtividades, o que está incluído no software do GF6. A profundidade até ao teto do aquífero é calculada a partir do tempo gasto pelo sinal sísmico até atingir o aquífero, o qual corresponde ao tempo decorrido até à receção do primeiro sinal eletrossísmico. De forma análoga a profundidade até à base do aquífero pode ser estimada a partir do tempo que este sinal demora a decair para o zero. Por outras palavras, a espessura do aquífero pode ser calculada pela duração do sinal eletrossísmico. As velocidades das ondas sísmicas nas diversas litologias foram bem definidas através de pesquisas sísmicas, contudo diversos fatores podem determinar variações significativas nessas velocidades.

Limitações do método

As maiores limitações do método eletrossísmico relacionam-se com a profundidade de investigação e a resolução dessa profundidade, a química da água, a geologia do aquífero e a geometria da rede que gera o sinal eletrossísmico.

No que respeita à profundidade de investigação esta depende da energia da fonte sísmica e da natureza do solo e do subsolo. Se estes forem soltos e fôfos atenuam a penetração das ondas sísmicas limitando a profundidade de penetração. Uma fonte sísmica de marreta pode usualmente atingir uma profundidade de investigação de 75 a 90 metros. Uma espingarda (buffalo gun) permite profundidades de investigação superiores a 500 metros.

A resolução na espessura do aquífero depende do comprimento de onda do impulso sísmico, que depende da velocidade das ondas sísmicas nas diversas rochas. Quanto maior for a velocidade maior será o comprimento de onda e,

consequentemente menor será a resolução. Em rochas com baixas velocidades sísmicas a resolução pode ser de 1,5 a 5 metros, enquanto em rochas com altas velocidades sísmicas a resolução pode ficar limitada a 5 a 15 metros, ou pior ainda.

A previsão da profundidade ao aquífero depende diretamente do conhecimento que exista das velocidades sísmicas do subsolo da área de pesquisa. Uma vez que a velocidade sísmica mesmo em rochas bem definidas, como por exemplo arenitos, pode variar muito de local para local, a menos que haja medições locais, estes valores têm que ser estimados. Se existir um furo com informação no local da pesquisa, este deverá ser utilizado como calibração e, as profundidades interpretadas serão mais fiáveis.

Se um aquífero contem água salgada então o sinal eletrossísmico entra em “curto-circuito” e não se observa qualquer sinal eletrossísmico. Assim, o sinal eletrossísmico denuncia a presença de aquíferos com água doce.

A focalização do sinal elétrico no foco do sinal sísmico anteriormente referida (Figura 2) é vantajosa quando se utiliza um dispositivo simétrico em relação ao foco sísmico e funciona bem na maior parte dos meios estratificados, usualmente as rochas sedimentares. Contudo o método não é tão eficaz em áreas em que o aquífero se instala em cavidades ou grandes fraturas, embora possa detetar aquíferos fissurados se essas fraturas constituírem camadas. Os aquíferos cársicos em calcários são exemplos de situações em que o método não é tão bem sucedido.

Aquíferos

Um aquífero é uma formação ou camada geológica permeável e saturada em água, ou uma zona de fraturação, que é capaz de transmitir quantidades significativas de água. Uma camada geológica que não é capaz de transmitir quantidades significativas de água é conhecida como um aquícludo. Um aquífero é uma unidade rochosa que geralmente tem baixa permeabilidade e assim transmitirá apenas quantidades muito limitadas de água não sendo adequados para abastecer furos de produção de água. Os termos Aquífero e Aquífero aplicam-se à grande maioria das formações geológicas. Os aquíferos mais comuns incluem rochas sedimentares permeáveis como os arenitos, calcários, camadas de areias e cascalheiras, e rochas magmáticas e metamórficas densamente fraturadas. Os aquíferos são essencialmente constituídos por argilas e xistos e rochas magmáticas alteradas mas pouco fraturadas.

Os aquíferos sedimentares constituem-se em camadas e geralmente têm uma enorme extensão lateral, enquanto os aquíferos fissurados, que se constituem em rochas magmáticas e metamórficas, podem ter uma extensão lateral muito

limitada. Quando se prospeeta água utilizando métodos geofísicos, incluindo o método sismoelétrico, o tipo de aquífero que se pensa que estará presente deve ser considerado, quer na fase de planeamento da pesquisa e, em especial, quando se entra na prospeção direta por sondagens mecânicas (perfuração). O método sismoelétrico representa o subsolo numa área circular cujo raio depende da dimensão da primeira zona de Fresnel o que, em termos práticos é aproximadamente igual a 1/3 da profundidade até ao aquífero. Se a prospeção se faz numa zona em que o aquífero se situa em zonas de fraturação é possível que os sinais eletrossísmicos provenham de uma zona de fraturação com reduzida extensão lateral e que, por isso, não seja intersectada por um furo vertical aí realizado. Assim, nestas condições, uma vez que o raio do círculo referido aumenta com a profundidade de investigação, a dificuldade em intersectar a zona de fraturação com uma sondagem mecânica é maior quando a profundidade do aquífero aumenta.

Referências

The Massachusetts Institute of Technology (MIT) publications on this subject are listed on <http://eaps.mit.edu/erl/research/papers.html>. Of particular importance are papers by Stephen Pride, borehole experiments by Oleg Mikhailov and computer modeling by Matthew Haartsen.

The following lists some of the more significant references.

Beamish, D., Characteristics of near-surface Electro seismic coupling. 1999, *Geophys. J. Int.*, 137, 231-242

Biot, M. A., 1956, Theory of propagation of elastic waves in a fluid saturated porous solid, I and II: *J. Acoust. Soc. AM.*, 28, 168-191

Biot, M. A., 1962a, Mechanics of deformation and acoustic propagation in porous media: *J. Appl. Phys.*, 33, 1482-1498

Biot, M. A., 1962b, Generalized theory of acoustic propagation in porous dissipative media: *J. Acoust. Soc. Am.*, 34, 1254-1264

Butler, K. E., Russell, R. D., Kopic, A. W., and Maxwell, M., 1994, Mapping of a stratigraphic boundary by its seismoelectric response, SAGEEP Annual Meeting, 1994 Proceedings, 689-699

Clarke, R. H., and Millar, J. W. A., 1995, Fluid Detection Method, patent Application PCT/GB95/00844, Filed 13/4/95, based on UK 94 07649.4, filed 18/4/94.

Frenkel, J., 1944, On the theory of seismic and seismoelectric phenomenon in moist soil. J. Phys, 8, 230-241

Hankin, S., and Waring, Chris, 1999, ESI Geophysical Survey of Sites Near Kerang, Victoria, Australia. Australian Nuclear Science and Technology Organization, ANSTO/C601.

Ivanov, A. G., 1939 Effect of electization of earth layers by elastic waves passing through them (in Russian): Doklady Akademii Nauk. SSSR, 24, 42-45

Ivanov, A. G., 1950 Method for studying seismoelectric effects (In Russian): Izvestiya Akademii Nauk. SSSR ser. Geogr. I geofiz., 14,542-546

Martner, S. T. and Sparks, N. R., 1959, The Electro seismic effect: Geophysics, 24, 297-308

Revil, A., Jardani, A., Sava, P. & Haas, A. 2015, The Seismoelectric Method: Theory and Application, Wiley-Blackwell, ISBN: 978-1-118-66026-3, p. 264