

BeFo



STIFTELSEN BERGTEKNISK FORSKNING  
ROCK ENGINEERING RESEARCH FOUNDATION

# SEISMOELEKTRIK OCH VATTENFÖREKOMST - FÖRSTUDIE

Peter Ulriksen  
Torleif Dahlin  
Nils Rydén

# **SEISMOELEKTRIK OCH VATTENFÖREKOMST - FÖRSTUDIE**

## **Seismoelectrics and the presence of water - Prestudy**

Peter Ulriksen  
Torleif Dahlin  
Nils Rydén

Lunds Tekniska Högskola



## Förord

I samband med byggande av ny infrastruktur under mark finns osäkerheter om marken och framförallt bergets inre och vilka problem man där kan stöta på. Tillförlitliga förundersökningar är till stor hjälp då förundersökningsresultaten ger möjlighet att fatta beslut som innebär stora besparingar. Största besparingarna i infrastrukturbyggande kan göras innan bygge påbörjas.

Föreliggande studie utgör en förstudie av möjligheter att utnyttja en i Sverige hittills inte använd geofysisk förundersökningsmetod för att bedöma inläckande vattenmängd vid tunnelbyggnad.

I december 2009 deltog en bred samling av forskare, beställare, entreprenörer och konsulter i en workshop med syfte att definiera de viktigaste forskningsfrågorna i samband med byggande av infrastruktur under jord i tätbebyggda områden, Geoinfra. Vatten och dess samspel med berg och jord eller hydromekanic bedömdes vara det mest viktiga området att vidare forska kring. Inläckande vatten utgör ett av de största problemen vid tunnelbyggnad.

Den geofysiska förundersökningsmetod som här studerats kallas seismoelektricitet och analyserar de seismiska vågor som omvandlas till elektromagnetiska vågor i en vattenförande zon. Mätningen av de elektromagnetiska vågorna sker med ett dubbeldipolsystem symmetriskt kring en slagpunkt. Signalerna som fångas upp extraheras från brus och analyseras. Resultaten kan ytterligare förbättras genom numerisk modellering.

Seismoelektriken utgör en förhållandevis jungfrulig teknologi som det kan finnas anledning att forska vidare kring. BeFo har tidigare stött forskning om geofysiska förundersökningsmetoder på LTH med bl.a. geoelektriska metoder, resistivitet och inducerad polarisation. Forskningsresultat har presenterats på ett seminarium om geofysiska metoder i Stockholm, november 2011.

Studien har letts av Peter Ulriksen på LTH med bistånd av Nils Rydén och Torleif Dahlin.

Stockholm i december 2011

Mikael Hellsten

## SAMMANFATTNING

Denna rapport syftar till att genom en litteraturstudie göra en bedömning av om den seismoelektriska metoden kan vara användbar för att prognosticera vattenföring i berggrunden vid tunneldrivning.

Elektrokinetiska fenomen utgör ett samspel mellan mekaniska kompressionsvågor och elektriska fält. Det finns åtminstone fyra olika elektriska effekter som kan iakttas när en kompressionsvåg utbreder sig i marklagren:

- 1) Markens elektriska motstånd påverkas av kompressionsvågen vilket ger upphov till en spänningsförändring om en stadigvarande elektrisk ström samtidigt leds genom marken (jmf. kolkornsmikrofon).
- 2) Elektrokinetiska effekter som är analoga till de strömningspotentialer man kan mäta upp när vätska strömmar genom ett por skelett.
- 3) Den piezoelektriska effekten som uppstår när t ex ett kristallint material pressas samman.
- 4) Kraftigt olinjära processer uppmätta i sulfider, som ger upphov till radiofrekventa pulser när de påverkas av en jämförelsevis lågfrekvent seismisk vågrörelse.

Seismoelektriken utnyttjar det andra fenomenet att när en vätska innehållande joner rör sig längs en fast yta kommer det att uppstå en elektrisk ström därför att de i det fasta materialet belägna balanserande jonerna är fixerade. Det uppstår också ett magnetiskt fält, vilket kan detekteras vid markytan. Detta fält skapas av skjuvvågor. Det elektriska fältets styrka är proportionell mot materialets acceleration och magnetfältets styrka är proportionellt mot materialets hastighet. Fenomenet har också en invers däri att ett starkt elektriskt fält kan sätta vatten i rörelse.

Seismiska vågor ger upphov till två olika seismoelektriska effekter. När kompressionsvågen passerar ett avsnitt av jorden uppstår en lokalt mätbar spänning, men den utbreder sig inte utanför den komprimerade marken. Denna elektriska signal betecknas coseismisk. Det andra fenomenet uppstår när kompressionsvågen passerar en gränsyta i marken. Denna ström ger upphov till ett elektromagnetiskt/elektrostatiskt fält som mycket snabbt utbreder sig i materialet och når upp till markytan där det kan detekteras.

De praktiska mätningarna genomförs så att på markytan skapad seismisk energi utbreder sig ner till t ex en vattenfylld spricka där stötvågen sätter vattnet i rörelse. Denna rörelse hos vattnet ger upphov till en elektrisk ström, vilken skapar ett elektromagnetiskt/elektrostatiskt fält som kan detekteras på markytan. Den vanligaste detektortekniken är att man slår ner två elektroder i marken på någon meters avstånd och mäter den elektriska potentialen mellan dem.

Eftersom den seismiska vågens hastighet i materialet kan bestämmas med klassiska metoder lånade från reflektionsseismiken kan djupet till den reflekterande horisonten bestämmas genom att elektroseismiska signalens färdtid multipliceras med den akustiska utbredningshastigheten i marken. Den tid som åtgår för den elektromagnetiska/elektrostatiska signalens transport från sprickan upp till markytan är i sammanhanget helt försumbar. Dock skall man komma ihåg att den elektromagnetiska våghastigheten för vågrörelser i frekvensområdet några hundra Hz skiljer sig från radiovåghastigheten i fast materia för normala radiofrekvenser. Det relativa dielektricitetsstalet kan ha värden uppemot 10.000, indikerande att de elektromagnetiska vågorna rör sig med en hastighet av 1/100 av ljushastigheten.

De främsta störningskällorna är nätfrekvensen och det coseismiska fältet. Det senare uppstår, som nämnts, när jorden i markytan, där elektroderna sitter, komprimeras av ytvågor och av reflekterade och refrakterade kompressionsvågor.

Det existerar radiostationer som använder/har använt hundraherzområdet för kommunikation med ubåtar i undervattensläge. T ex den ryska Zeus-stationen (80 Hz) och de amerikanska SIAS (45 och 75 Hz). De senare togs ur bruk 2004.

Om man tänker sig en horisontell spricka på visst djup kommer det seismoelektriska fältet att motsvaras av en vertikal dipol centrerad kring lodlinjen under exciteringspunkten på markytan. Det innebär att det elektriska fältet är riktat ut från slagpunkten. Detta kan utnyttjas för att undertrycka störningar. Om man ställer upp ett elektroddpar på vardera sidan om exciteringspunkten kan man genom en differentiell mätning undertrycka störningar. De för båda elektrodden gemensamma störningssignalerna kan subtraheras bort, medan den eftersträvade signalen har olika polaritet i de två elektrodden och vid subtraktion kommer den att fördubblas i amplitud.

Ofta använder man en vanlig seismograf med 24 eller 48 kanaler för insamlingen av de elektrosmiska signalerna. Varje geofon ersätts då av ett elektroddpar. Mellan elektrodden och seismografen placeras antingen en passiv transformator eller en förförstärkare. Använder man ett stort antal elektroddpar placeras de vanligtvis med viss inbördes överlapp symmetriskt kring exciteringspunkten. Man får då en polaritetsväxling i de kanaler som befinner sig på ömse sida om exciteringspunkten.

Dipolfältets egenskaper kan också användas för att uppskatta djupet till den vattenförande sprickan. Fältstyrkan är nämligen maximal på ett avstånd från exciteringspunkten som uppgår till halva djupet förutsatt att sprickan är horisontell. För att kunna använda denna metod måste man naturligtvis mäta upp den elektriska fältstyrkan som funktion av avståndet från exciteringspunkten, dvs man måste mäta i ett stort antal punkter. Denna metod kan bli problematisk om man vill undersöka stora djup.

Den seismoelektriska effekten uppstår, som nämnts, i kontaktzonen mellan fast material och vätska. I en hypotetisk två meter tjock spricka får man då en dubbeleffekt, en från vardera begränsningsytan. Beroende på utbredningshastighet och våglängd får man då interferens mellan signalerna från vardera begränsningsytan, så att det blir en förstärkning eller en försvagning av den resulterande signalen. I de flesta fall torde dock sprickor vara så tunna jämfört med kompressionsvågornas våglängd att det endast kan bli tal om en fördubblad effekt, dvs. de individuella effekterna ligger nästan helt i fas och adderas.

På vägen mellan en vattenförande spricka och markytan kommer den elektromagnetiska/elektrostatiska signalen att dämpas. Det mått man använder för att beskriva sådana signalers dämpning i marken är "skin depth". Detta mått anger vid vilket djup signalen har dämpats till  $1/e$ , där  $e$  är den naturliga logaritmen. I beräkningen av "skin depth" ingår kvadratroten ur den elektriska konduktiviteten dividerat med frekvensen. Då frekvenserna är mycket låga för de elektrosmiska fenomenen kommer "skin depth" att bli stort jämfört med för normala radiofrekvenser. Dämpningsmättet fungerar naturligtvis även för beräkning av dämpning av signaler som rör sig nedifrån och upp mot markytan. I dämpningshänseende är den perfekta situationen för elektrosmiska mätningar att bestämma djupet till ett vattenförande skikt under en glaciär. Kall glaciär är nämligen nästan en perfekt isolator, man har t ex med radar bestämt inlandsisens tjocklek både på Grönland och i Antarktis.

Seismoelektriska mätningar kan utföras också i borrhål. Man får då möjlighet att gå under starkt dämpande jord- och berglager och kan utsträcka det mycket begränsade informationsområdet kring borrhålet mångfalt.

Den seismoelektriska metoden är såvitt känt den enda indirekta metod som kan ge indikation om vattenförekomst i sprickor i berggrunden samt permeabiliteten med samma goda avståndsupplösning som reflektionsseismik. Ju snabbare vattnet rör sig desto starkare blir signalen. Metoden är för närvarande föremål för stort intresse i forskningsvärlden. Inte minst utvecklas det mjukvara för att simulera processen. Sådan mjukvara är ett viktigt hjälpmedel när man planerar en fältmätning, eftersom man då får en indikation om det man har tänkt sig göra är möjligt och om hur man i så fall bäst skall gå tillväga.

När det gäller källan förefaller dynamit och vibratorer vara de bästa metoderna. För mycket grundna undersökningar kan hammarslag vara tillräckligt. Dean (workshop) har beräknat att 16 s vibration med en Vibroseis-sändare motsvarar att man slår med slägga i 100 år.

Viktiga utvecklingsområden är detektortekniken och processeringen av mottagna signaler.

Mätning av seismoelektriska signaler kan göras med hjälp av en vanlig ingenjörsseismograf av modernt snitt, dock krävs ofta ingångsförstärkare som förstärker mätsignalen och anpassar impedansen till mätinstrumentet. Man kan mäta signalerna mellan vanliga elektroder av rostfritt stål som jordas i marken på lämpliga avstånd från varandra. Signal-brus-förhållandet är dock ofta så lågt att det krävs avancerad signalbehandling för att extrahera användbara signaler ur mätdata.

Det största verkliga djup någon hittills angivit för seismoelektriska reflektioner är c:a 300 m men beräkningar pekar på att väsentligt större djup än så skulle vara möjliga att uppnå. Å andra sidan uppnår man sällan större penetration än något tiotal meter om slägga används som energikälla. För tunnelmätningar är sannolikt en sk buffalo-gun ett bra alternativ. Det är en rörbit utformad för att medge att lösa hagelpatroner avfyras ned i ett hål i marken.

*Nyckelord:* Seismik, seimoelektrik, vattenföring, permeabilitet, tunneldrivning

## SUMMARY

The purpose of this report is to perform a literature study in order to evaluate if seismoelectricity is a feasible method for prognosing the water leakage in connection with tunneling.

Electrokinetic phenomena are an interaction between mechanical compression waves and electrical fields. There are at least four electrical effects that can be observed when a compression wave is propagating in the ground.

1. The resistivity of the ground is affected by the compression and dilatation caused by the propagating wave. If a steady current is forced through the ground the voltage will be affected.
2. Streaming potentials can be measured when a fluid flows through the pores of a porous media.
3. The piezoelectric effect which occurs when a crystalline material is compressed.
4. Strongly non-linear processes create radio-frequency transmissions when sulfide ore bodies are excited by low frequency seismic waves.

Seismoelectricity is related to the second phenomenon. When a compression wave forces a fluid containing ions to move along the surface of a solid the balancing ions in the solid can not move and hence an electrical current is created. A magnetic field is created in a similar manner by shear waves. Both fields can be detected at the ground surface. The strength of the electrical field is proportional to the acceleration of the solid and the magnetic field is proportional to the velocity of the solid. There is an inverse process in that water can be forced to move in a porous media by an electric current. This is used for dewatering soil e.g.

Seismic waves produce two different seismoelectrical effects. As a compression wave passes a point in a soil a measurable voltage is produced across two electrodes inserted into the soil. But this is not a radiating field. The effect is called the coseismic signal because it is only measurable within the passing wave. The second phenomenon occurs when the wave traverses an interface between two materials. This is a temporally transient electric field and it produces an electromagnetic wave which will radiate. Thus it can be detected at the ground surface with some type of antenna.

The practical implementation of the measurements starts with generating seismic energy at the ground surface. The seismic wave will propagate downwards where it creates an electroseismic conversion if a waterfilled fracture zone or an interface between solid and waterfilled porous rock is traversed. The electrical field thus created is recorded at the ground surface with grounded dipole antennas. These consist of electrode pairs inserted into the ground and connected with electrical wires to some sort of recording equipment. Frequently the distance between the electrodes is about one meter.

Since the speed of the seismic wave can be determined with methods borrowed from reflection seismics it is common to make seismic measurements with geophones parallel with the electroseismic measurements. Once the velocity is determined, the depth to the zone of electroseismic conversion can be determined as the time between the shot and the arrival of the electroseismic signals multiplied with the calculated velocity. This is because the electromagnetic wave generated at the zone will propagate to the surface almost instantly compared to the time it takes for the seismic wave to propagate from the shotpoint to the conversion zone.



It may be recalled that the electromagnetic wave speed for waves in the range of hundreds of Hz is much lower than it is for normal radio waves by a factor of two magnitudes. The relative dielectric constant may have a value of 10.000 with a corresponding wave speed of  $3 \times 10^6$  m/s.

The most prominent external disturbances for electroseismic measurements are powerline frequencies and their harmonics. Within the process itself the coseismic waves will interfere with the seismoelectric conversions in some occasions. Most coseismic waves are generated by surface waves and reflected and refracted compression waves.

There are radio stations built for communication with submerged submarines both in Russia (80 Hz) and the United States (45, 75 Hz). The latter was discontinued in 2004.

If the conversion zone is a horizontal fracture below the shotpoint the electrical field can be compared to a vertical dipole right under the shotpoint. The field lines will then be horizontal at the ground surface and directed radially out from the shotpoint. This can be used for suppressing external disturbances. If two electrical dipoles are located symmetrically around the shotpoint they can be wired in such a way that the useful electroseismically converted signals are equal but have opposite signs in the two dipoles. Any disturbance will have the same polarity in both dipoles. Thus if the signal from one dipole is subtracted from the other there will be elimination of the disturbance and doubling of the useful signal.

The recording of seismoelectric signals is often done with a standard seismograph with 24 or 48 channels. Two channel systems are also used. The geophones are then substituted by grounded dipoles and a transformer or a preamplifier in each channel. If many recording channels are available overlapping grounded dipoles are located symmetrically around the shotpoint. There is a change of polarity of the electrokinetic signals at the shotpoint.

The properties of the dipole field can also be used to determine the depth to the conversion zone. From theoretical calculations it is known that the maximum field strength occurs at a distance from the shotpoint that is half the depth to the zone provided that the zone is horizontal. To use this method may be difficult if large depths are surveyed. It would require a lot of channels and large spreads.

As described the seismoelectric effect is created in e.g. a waterfilled fracture. In a hypothetical two meter wide fracture there would be one conversion close to each interface. The two responses may interfere to create a stronger or weaker signal. For realistic signals and fracture widths the result would usually be a magnification by a factor of two because the wavelengths are so much longer than the fracture widths.

On its way between the conversion zone and the ground surface the electromagnetic wave will be attenuated. This attenuation is described by the so called skin-depth which is a function of the frequency and the electrical conductivity of the underground. These parameters are very low for seismoelectric signals as compared to radio-frequent signals and thus the skin depth can be very large. The definition of skin depth is that depth at which the field strength is reduced to  $1/e$ ,  $e$  being the base for the natural logarithm. This measure of attenuation is of course also possible to apply for a radio wave propagating from depth to the surface of the ground. Conductivity in the ground is not generally a problem as compared to the conductivity of the fluid in fractures or porous media.

Seismoelectrical measurements can also be performed in boreholes. This extends the volume of influence outside of the borehole considerably.

The seismoelectrical method is to the best available knowledge the only method that can indicate the presence of water in e.g. a fracture and also *give a measure of the hydraulic conductivity*. It also gives a range resolution comparable to the method of reflection seismics. The method is currently subject of a growing interest in scientific circles. Of great interest is the continuing development of software for simulating the electroseismic conversion and the propagation of extremely low frequency electromagnetic waves. Such software is of great advantage to use when a seismoelectric survey is planned. It will tell the operator if his intended measurements are feasible and how to perform the survey to get the best result.

The most promising sources seem to be explosives or vibrators. For very shallow surveys a sledgehammer may be adequate. A 16 s sweep by a vibrator may produce the same energy as a single operator striking with a sledgehammer for 100 years.

Important fields of development is in the detection method and the processing of recorded signals.

Measurements of seismoelectric signals can be performed with a common engineering seismograph but frequently there is a need for input transformers or preamplifiers that can amplify the signal and adapt the input impedance to that of the ground and the recorder. The signal can be measured between electrodes of stainless steel inserted into the ground at suitable distances. The signal to noise relation is often very low and that requires sophisticated signal processing to extract the seismoelectrically converted signals from the recorded data.

The largest depth anybody has claimed to have received seismoelectric signals from is about 300 m. But theoretical calculations indicate that considerably much larger depths should be possible to obtain. With a common sledgehammer the penetration seems to be limited to tens of meters except on glaciers where depths towards 100 m are reported. For tunneling survey purposes some type of buffalo gun may be adequate. It is a piece of pipe firing shotgun blanks into a hole in the ground.

*Keywords:* Seismics, Seismoelectric, hydraulic conductivity, permeability, tunneling

# INNEHÅLLSFÖRTECKNING

Förord	i
Sammanfattning	ii
Summary	v
1. Bakgrund och syfte	1
2. Hur uppstår seismoelektriska signaler	3
3. Excitering av seismiska vågor	7
4. Detektion av seismoelektriska signaler	13
5. Insamling av seismoelektriska signaler	25
6. Modellering av seismoelektriska fenomen	29
7. Litteraturstudie	33
8. Workshop med temat seismoelektrik	53
9. Slutsatser	56
Referenser	57

## 1 BAKGRUND OCH SYFTE

Att redan i en förundersökning bedöma vattenföringen i marken identifierades som ett av de viktigaste problemen vid den workshop ”GEOINFRA”, med bred uppslutning från branschen och högskolorna, som avhölls i december 2009. Som första punkt av prioriterade problem i rapporten från workshopen anges följande:

- Vatten – fortfarande (!) och dess samspel med berg och jord

Hydromekanik och utveckling av förundersökningsmetoder var andra områden som lyftes fram under GEOINFRA-workshopen. Hydromekanik förstås som stabilitetens beroende av vattenförekomsten. Vi gör här en ansats att förbättra kunskapsläget inom en del av dessa viktiga problemområden.

Antagligen är bedömning av inläckande vattenmängd den svåraste och viktigaste frågan inför ett tunnelbygge. Problemet är *svårt* därför att stor vattenföring inte är ekvivalent med upp-krossat berg och därför ger t ex seismik inte någon information om vattenföringen även om seismiken identifierar krosszoner. Låg resistivitet kan inte kopplas till vattenföring eftersom låg resistivitet också kan orsakas av leromvandlade vittringsprodukter. Provpumpning i borrhål kan ofta inte skapa de gradienter som erfordras för att öppna upp de strömningsvägar som blir aktuella vid tunneldrivningen, eftersom flödena vid provpumpning oftast är låga. Frågan om bedömning av inläckande vattenmängd är *viktig* därför att den avgör omfattningen av förstärknings- och tättningsarbetet, vilket tillsammans med förseningar vanligtvis står för merparten av de kostnader som tillkommer utöver den normala tunneldrivningen. Inläckage av vatten har numera också stor betydelse eftersom givna tillstånd (vattendom) oftast begränsar tillåtet inläckage kopplat till siffror i miljökonsekvensutredningen. För exempelvis Hallandsås-tunneln har detta varit en av de viktigaste orsakerna till försening i framdriften. Till de allvarligaste tekniska problemen med grundvattensänkningar hör sättningar som kan skada byggnader. Även biologiska aspekter på grundvattensänkningar måste man ta hänsyn till i en miljökonsekvensutredning.

En i Sverige, oss veterligen, aldrig använd geofysisk metod utnyttjar de elektriska strömmar som uppstår då vatten, under inverkan av mekaniska stötvågor, pressas genom kanaler eller ett kornskelett. Metoden kallas seismoelektrik och ett teoretiskt arbete om den publicerades för första gången av FRENKEL 1944 baserat på mätresultat tidigare publicerade av IVANOV 1940. Även om de seismiska stötvågorna inte ger upphov till ett statiskt vattenflöde utan endast en fram- och återgående oscillation av vattenpartiklarna, har man funnit att hög permeabilitet korrelerar väl med stark elektro-seismisk effekt. Eftersom den seismoelektriska effekten förutsätter närvaro av vatten betyder en stark seismoelektrisk effekt att det finns vatten och att man kan förvänta sig stora flöden vid tunneldrivning.

Metoden påminner om reflektionsseismik då man alstrar en akustisk våg som utbreder sig vertikalt. När denna våg stöter på ett vattenförande skikt kommer en elektrisk ström

att uppstå som i sin tur skapar en elektromagnetisk vågrörelse som utbreder sig i alla riktningar. Den anländer till markytan nästan samtidigt som den nedåtgående akustiska vågen når det vattenförande skiktet. Orsaken till den samtida ankomsten på markytan är att den elektromagnetiska vågen utbreder sig ofantligt mycket snabbare än den akustiska vågen, dess utbredningstid blir därför försumbar i jämförelse. Om man vet den akustiska våghastigheten i marken kan djupet till det vattenförande skiktet därför bestämmas genom multiplicering av den elektromagnetiska vågens ankomsttid med den akustiska hastigheten. Resultatet blir en profil som visar permeabiliteten som funktion av djupet (t ex Butler, Russel, Kepic och Maxwell 1996). Den akustiska utbredningshastigheten kan bestämmas med konventionella seismiska metoder, t ex en samtidigt genomförd refraktionsseismisk undersökning eller vid stora djup en hastighetsanalys baserad på reflektionsseismiska data med många mottagare. Den seismoelektriska effekten är reversibel, så att man också kan tala om en elektro-seismisk effekt, att elektriska pulser ger upphov till en akustisk vågrörelse.

Utrustning för en variant seismoelektriska mätningar är kommersiellt tillgänglig och tjänsten tillhandahålls av företaget AquaLocate ([www.aqualocate.com](http://www.aqualocate.com)).

Även om mätningarna således är kommersiellt tillgängliga finns det åtskilliga frågor som bör behandlas innan en metod kommer att accepteras av branschen i Sverige. Det är sällan optimal pedagogik att köpa ett nyckelfärdigt instrument när man skall sätta sig in i ett nytt mättekniskt område. Vi som står bakom denna rapport har alla erfarenhet av att introducera teknik (Radar, Resistivitet, Ytvågsmätningar) och vi har en god uppfattning om var problemen finns. Resultaten måste kunna tillföras etablerade beräkningsmetoder för hållfasthet och vattenföring om de inte skall bli löst hängande efter en undersökning. Slut användarens problem måste matchas av geofysikens resultat, så ömsesidig kunskap om den andres verksamhet är absolut nödvändig för en framgångsrik tillämpning. *Metodens allmängiltighet måste bedömas och då är det intressant att utnyttja resistivitetsmetoden och seismiska undersökningar för att bedöma bergmassans elektriska och mekaniska egenskaper i samband med de seismoelektriska mätningarna.* Egenskaper som robusthet och störningskänslighet bör beskrivas och även hur mätdata skall redovisas i samband med tunnelundersökningar bör beaktas. Detta mynnar ut i en övergripande slutsats om huruvida metoden kan användas operativt.

Vårt syfte med denna rapport är att genom en förstudie ta fram ett kvalificerat beslutsunderlag för en kommande ansökan omfattande försök och praktisk implementering. Eftersom metoden var så okänd i Sverige var det inte möjligt att utforma ett omfattande forskningsprogram utan en sådan förberedande insats, det fanns ju ingen erfarenhet alls att luta sig emot.

## 2 HUR UPPSTÅR ELEKTROSEISMISKA SIGNALER

De seismoelektriska effekter som skall diskuteras i denna rapport är de som uppstår när en kompressions- eller skjuvvåg rör sig i ett poröst material.

Det innebär att piezoelektriska (Russel *et al* 1997) och resistiva effekter (Blau & Statham 1936) inte diskuteras, inte heller uppkomsten av radiofrekventa elektriska signaler då vågor i det seismiska området träffar sulfider (Russel *et al* 1997). Inte heller diskuteras Lorenz-effekten (Haines 2003) som uppstår då ett metallföremål rör sig i ett magnetfält eller de spänningar som uppstår då ett metallföremål, t ex en slägga, komprimeras vid ett slag (Frenkel 1944).

De effekter som då återstår och som har med själva materialet att göra är vad som i modern terminologi kallas omvandlade (converted) seismoelektriska fält och coseismiska (coseismic) fält.

Dessa fenomen behandlades först av Frenkel 1944 och senare av Biot 1956. Man relaterar fenomenet till strömningspotentialen  $C$ . När en vätska strömmar genom ett poröslätt uppstår det en på markytan mätbar potentialskillnad (Beamish and Pert 1998). Spänningsfältet ( $V$ ) är proportionellt mot tryckfältet ( $P$ ).

$$\nabla V = C \cdot \nabla P \quad \text{Ekv 2.1}$$

$$C = \varepsilon \cdot \xi / \eta \cdot \sigma \quad \text{Ekv 2.2}$$

där

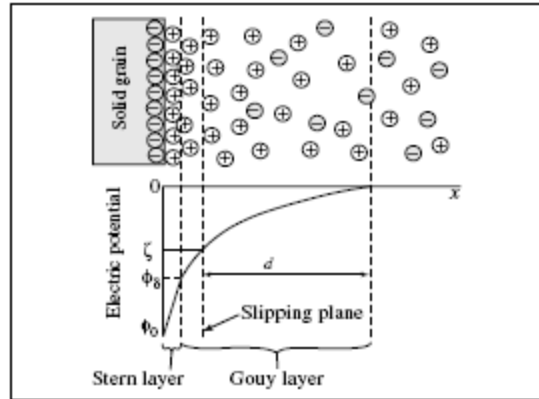
$\varepsilon$  = vätskans dielektricitetsstal

$\xi$  = zeta potentialen

$\eta$  = vätskans dynamiska viskositet

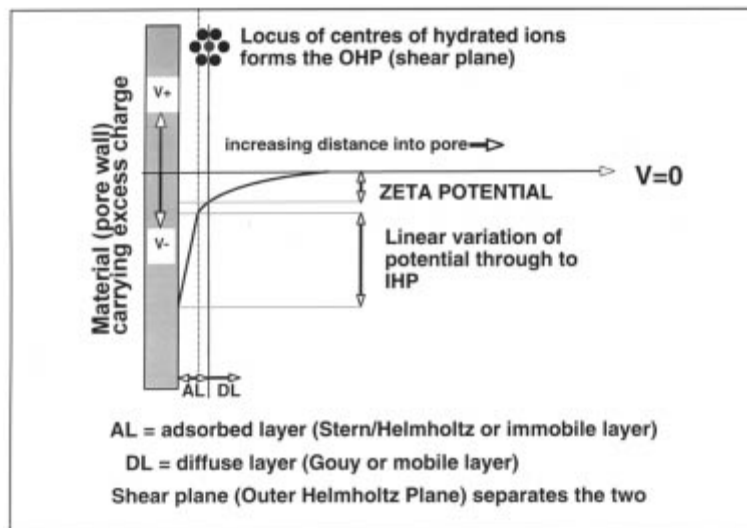
$\sigma$  = vätskans elektriska konduktivitet

Orsaken till detta är att om porerna i det fasta materialet är fyllda med en vätska innehållande joner kommer dessa att arrangera sig så att det blir en potentialskillnad mellan det fasta materialet och vätskan, se Figur 2.1. När vätskan då rör sig följer jonerna med och det uppstår en elektrisk ström.



Figur 2.1 Laddningsfördelning i vätska invid fast material (Fourie 2004)  
*Charge separation between fluid and solid*

Potentialskillnaden mellan det fasta materialet och vätskan är en materialparameter som betecknas z-potentialen, se Figur 2.2.



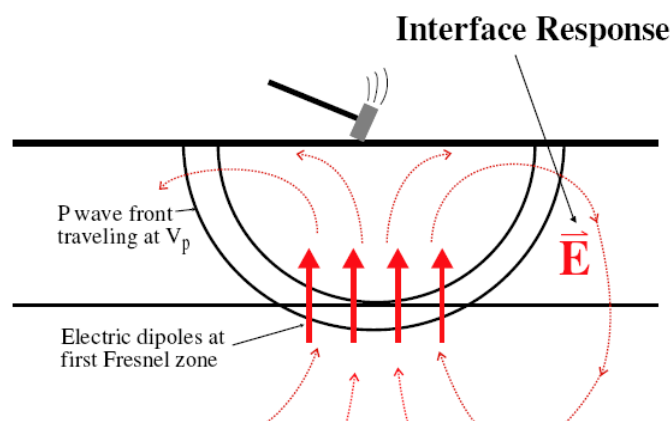
Figur 2.2. Definition av zeta-potentialen (Beamish & Pert 1998)  
*Definition of the z-potential*

När vätskan strömmar genom porerna kommer det att uppstå en jonvandring som driver en elektrisk ström och denna ström ger upphov till en på markytan mätbar potentialskillnad. Strömningspotentialmetoden används för att på ytan av t ex jorddammar studera den inre strömningshastigheten, se Ekv 8.1.

När en seismisk kompressionsvåg exciterar det fasta materialet kommer det att uppstå en relativ rörelse mellan fast material och vätska som skapar en elektrisk spänning. Mellan vågens komprimerade och dilaterade delar uppstår en potentialskillnad i vätskan som driver en ström. För kompressionsvågor i ett homogent poröst material kommer

strömmen att leda till en ansamling av vätskans joner i det fasta materialet som har negativ mekanisk spänning och en utarmning i de delar som står under tryck (Pride & Hartsen 1996). När vågen går genom ett homogent material kommer detta elektriska fält att balanseras av återgående strömmar i det fasta materialet och därför sänds ingen strålning ut. Man kan se det som att det är ett statiskt elektriskt fält som utbreder sig med samma hastighet som vågrörelsen. Därför kallas detta fält coseismiskt. Ett statiskt elektriskt fält utsänder ingen elektromagnetisk strålning. Däremot kan fältet mätas upp som en potentialskillnad mellan två elektroder som passerar av vågrörelsen.

Om vågrörelsen däremot träffar på en gränssyta t ex mellan två olika porösa skikt, mellan vatten och olja eller gas eller en vätskefylld spricka uppstår en diskontinuitet som gör att det elektriska fältet snabbt varierar med tiden. Ett sådant elektriskt fält sänder ut elektromagnetisk strålning eftersom det inte är statiskt. I ett horisontellt gränsskikt kommer strålningen att utbreda sig som om den kom från en vertikal dipol, Figur 2.3.



Figur 2.3. Uppkomsten av omvandlade seismoelektriska vågor kan liknas vid en vertikal dipol rakt under slagpunkten vid horisontella lager (Haines 2004)  
*The appearance of seismoelectrically converted waves can be imaged as created by a vertical electric dipole.*

I ett välciterat arbete (Biot 1956) analyseras förhållandena. Biot finner att det uppstår tre typer av vågrörelser: en skjuvvåg och två kompressionsvågor. Skjuvvågorna är helt frikopplade från kompressionsvågorna och eftersom vätskor inte kan överföra skjuvkrafter kommer hastigheten att vara helt beroende av det fasta materialets skjuvningsegenskaper. Biot benämner kompressionsvågorna vågor av första och andra typen. *I modern litteratur kallas de den snabba och den långsamma vågen.* Han härleder också att det måste finnas materialparametrar vid vilka dynamisk kompatibilitet råder, dvs att det inte uppstår någon relativ rörelse mellan fast material och vätska. Vid denna situation utbreder sig vågen utan friktionsförluster i gränssnittet mellan fast material och vätska och den blir därför bara svagt dämpad och eventuell dispersion upphör. *Dispersion innebär att vågrörelser av olika frekvens utbreder sig med olika hastighet.* Vågor av den andra typen är starkt dämpade vid frekvenser som vanligtvis används för reflektionsseismik (10-200 Hz) och dör ut efter någon meter. Rörelsen är diffusiv och påminner starkt om vär-



meledning. I vågrörelse av den första typen (snabba) ligger vågorna i det fasta materialet och i vätskan i fas medan för vågorna av den andra typen (långsamma) uppstår en faskillnad mellan rörelser i det fasta materialet och i vätskan. Därmed uppstår en högre relativ hastighet i samband med vågor av den andra typen. För ett givet material är den relativa rörelsen mellan kornskelettet och vätskan också frekvensberoende. Vid låga frekvenser påverkas den relativa rörelsen (och därmed den seismoelektriska effekten) av viskösa skjuv-krafter mellan vätskan och det fasta materialet. Detta motstånd ökar proportionellt med ökande frekvens. Vid högre frekvenser blir den dynamiska trögheten dominerande vilken ökar med kvadraten på frekvensen. Vid Biot's så kallade kritiska frekvens är dessa krafter lika stora och den relativa rörelsen (och dämpningen) är oftast som störst nära denna frekvens.

Eftersom den långsamma vågen innehåller samma frekvenser som den snabba måste den ha en kortare våglängd och därför erbjuder den enligt vissa författare en möjlighet till bättre upplösning.

(Schakel & Smeulders 2009) studerar reflektion och transmission av seismoelektriska vågor och gör en känslighetsanalys avseende väsentliga parametrar. Seismoelektrisk omvandling alstras vid kontraster i 1) elastiska egenskaper, 2) vätskekemi (pH och koncentration) och 3) flödesegenskaper (permeabilitet). Elektrolytkoncentration, porvätskeviskositet och permeabilitet är dominerande vid seismoelektrisk omvandling medan pH, vätskekompresibilitet, porositet och slingrighet (tortuosity) påverkar den seismoelektriska omvandlingen i mindre utsträckning.

Seismiska skjuvvågor ger enligt (Millar & Clarke utan datum) upphov till magnetiska signaler. Dessa signaler är för svaga för att kunna mätas upp på markytan.

#### *Elektroseismisk effekt*

Det finns också ett omvänt fenomen som kallas den elektroseismiska effekten. Det innebär att man alstrar ett starkt elektriskt fält på markytan och lyssnar efter mekaniska vågor från vattenfyllda gränsskikt och sprickor nere i marken med hjälp av geofoner på markytan (Thompson & Gist 1993).

Strömningsmässigt har detta fenomen sin motsvarighet i elektrisk avvattning av jordlager. Genom att lägga en elektrisk spänning över två elektroder kan man få vatten att förflytta sig mot den ena elektroden, om denna utformats som en filterspets, kan vattnet därefter pumpas bort.

### 3 EXCITERING AV SEISMISKA VÅGOR

I princip kan seismiska vågor för seismoelektriska undersökningar exciteras på samma sätt som vanliga seismiska signaler. I praktiken har det emellertid visat sig att det finns vissa begränsningar. Det är således inte lämpligt att använda en källa som styrs elektriskt, då dessa signaler kan interferera med de mycket svaga elektroseismiska signaler man önskar mäta upp på markytan.

Man måste också betänka att det uppstår två sorters elektrokinetiska signaler vid ett slag. Dels de sk coseismiska signalerna som är ett elektriskt fält som rör sig med den seismiska vågen, dels den omvandlade eller seismoelektriska signalen, som uppstår när de seismiska kompressionsvågorna stöter på ett gränsskikt nere i marken, t ex en vattenfylld spricka. De coseismiska signalerna är rent elektriska och strålar inte ut i motsats till de omvandlade signalerna, vilka är av elektromagnetisk natur och strålar ut från det gränsskikt i vilket de bildas. De olika signaltyperna blandas vid mottagningen. Särskilt besvärande är de coseismiska signaler som utbreder sig med ytvågorna som alstras vid slaget. För ringa djup till de horisonter som alstrar omvandlade signaler kan det vara en god idé att placera skottpunkten en bit från de registrerande dipolerna. Därigenom kan man uppnå separation mellan önskade omvandlade signaler och oönskade coseismiska signalerna.

Den enklaste tekniken innebär att man slår på en platta med en slägga. Haines (2003) iakttog då att det kommer att uppstå elektriska signaler när hammaren träffar plattan. Är plattan av metall kommer den sk Lorenz-effekten att alstra ytterligare elektriska signaler. Till detta kommer att det är ganska lite energi i ett släggslag, så det är ofta nödvändigt att slå flera gånger och summera resultatet av alla slagen, detta kallas inom seismiken för stacking. Som en ytterligare konsekvens av den låga energin i slagen blir penetrationen inte så stor. Med slägga i jord har djup ner till 40 m rapporterats och i glaciärer ned till 70 m Kulesa (2006).

Nästa steg är att använda en ”slägga” med accelerationsförstärkning. Det är närmast fråga om en slangbåge där en fallvikt accelereras av fjädrar eller gummiband.

Seismic Impulse System (SISSY) är en elektriskt avfyrat krutdrivet system. Mekaniskt avfyrate krutdrivna system går under handelsnamnen ”buffalo-gun” eller ”shotgun”. Namnen kommer sig av att man använder lös ammunition till hagelgevär för att alstra energin. Gemensamt för alla dessa system är att den utsända signalen är en impuls, dvs en mycket kortvarig stötvåg, liksom den signal man erhåller om man avfyrar en dynamitladdning, vilket också förekommer.

Slutligen kan man använda en vibrator. En sådan används för att skicka ut en signal som består av ett frekvenssvep, en sk chirp, vilken kan ha en varaktighet av 20 s eller mer. Genom att matematiskt jämföra den mottagna signalen med den utsända kan man genom sk pulskompression erhålla en signal vars upplösning  $R$  är omvänt proportionell mot frekvensbandet  $B$ , ofta benämnt bandbredden. Processen går under benämningen korrelation. Upplösningen beror också av den seismiska gånghastigheten i det under-

sökta materialet, v. Beroende på motviktens massa och markens styvhet kommer man att få olika frekvensområden för en sådan källa.

$$R = \frac{v}{2B} \quad \text{Ekv 3.1}$$

Som exempel kan nämnas att några olika typer av vibratorer används vid LIAG i Hannover. En liten elektromekanisk vibrator som monterats under en skottkärra "ELVIS" är inte lämplig för seismoelektriska undersökningar beroende på risken för elektrisk överhörning. En något större modell är monterad på en liten lastbil och den är hydromekaniskt driven. Det innebär att det inte krävs några elektriska signaler med hög strömstyrka för att åstadkomma vibrationerna och därför blir det inte någon elektrisk överhörning. Ett sådant system kan vara lämpligt för seismoelektriska undersökningar i samband med tunneldrivning. Se Figur 3.1 nedan.



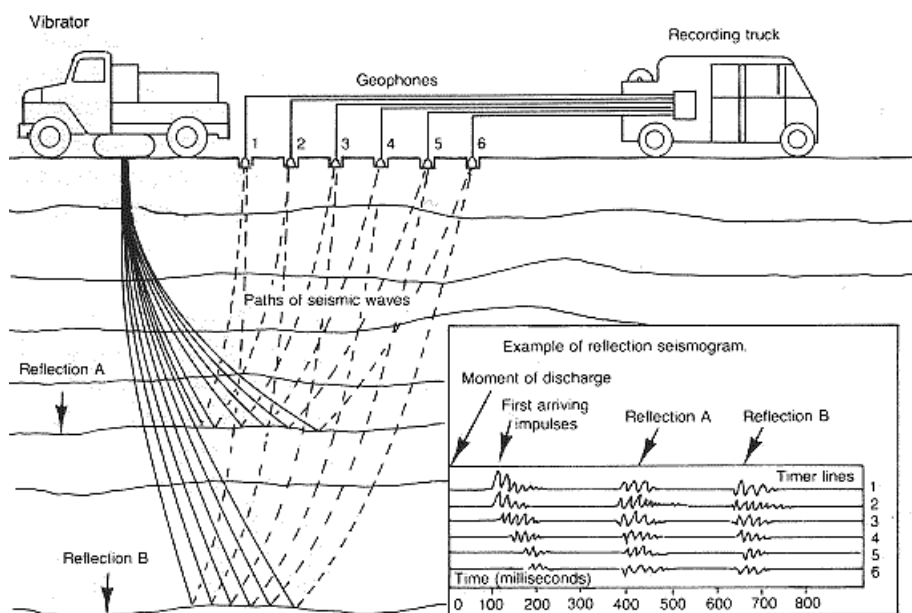
Figur 3.1. MHV 2.7 Hydromekanisk vibrator för 16-500 Hz  
*Hydromechanical vibrator*

För undersökningar till större djup blir den typ av vibratorer som används inom oljeindustrin aktuella. Dessa VIBROSEIS kan ha en vikt av 10 ton och på grund av de större massorna i de svängande systemen kommer de inte upp i så höga frekvenser. Typiskt frekvensområde är 3 – 150 Hz enligt Dean, Figur 3.2.



Figur 3.2. Vibroseistruck 3 – 150 Hz. Chassiet lyfts upp med domkrafter och hela ekipaget vilar på plattan mellan hjulpåren. Plattan överför vibrationerna till marken. *The chassi is lifted and the vehicle rests on the circular plate between the wheels.*

Vågutbredningen i samband med en seismisk undersökning framgår av Figur 3.3 nedan.

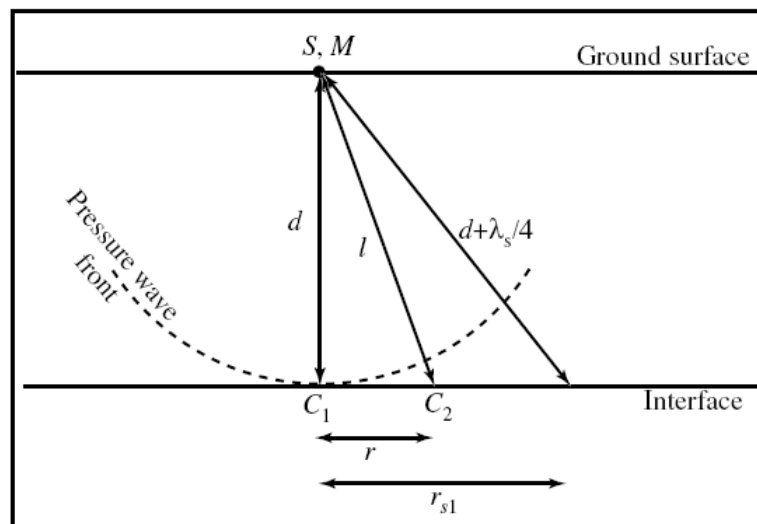


Figur 3.3. Seismiska vågors utbredning samt ett seismogram n.t.h. *The propagation of seismic waves and a seismogram.*

Skillnaden mellan en vanlig reflektionsseismisk undersökning och en seismoelektrisk är att medan de seismiska vågorna går ner till de reflekterande zonerna och upp igen med

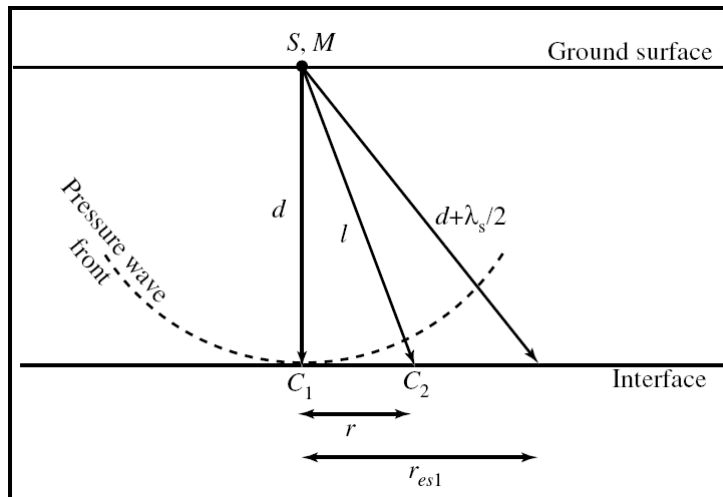
de seismiska vågornas gånghastighet i marklagren så kommer de elektro-seismiska att gå upp till markytan med den elektromagnetiska vågens hastighet, vilket jämfört med den tid det tar för den seismiska vågen att gå ner till den reflekterande zonen kan sägas ske momentant. Den elektriska signalen kan alltså mätas på markytan i stort sett samtidigt som den når ner till de reflekterande/omvandlande horisonterna. Radiovågshastigheten i berggrunden vid 100 Hz är i storleksordningen 1/100 av radiovågshastigheten i vacuum, vilket blir ungefär  $3 \times 10^6$  m/s, vilket är c:a 1000 gånger snabbare än de seismiska vågorna. Därför anländer de elektro-seismiska signalerna i stort sett samtidigt till markytan om de kommer från ringa djup. De lägger sig alltså på en rät linje i seismogrammet till skillnad mot de coseismiska signalerna, vilka kommer senare i proportion till kanalernas avstånd från skottpunkten.

En Fresnel-zon är det område på reflektorn inom vilket alla reflekterade vågor anländer någorlunda i fas till markytan och kan förstärka varandra, se Figur 3.4. Zonen begränsas av den radie  $r_{s1}$  från vilken reflexer återvänder med en halv våglängds förskjutning jämfört med de vågor som kommer från zonens mittpunkt  $C_1$ . De båda vågorna kommer då att ta ut varandra helt då det uppstår destruktiv interferens. Resonemanget fordrar att endast en frekvens sänds ut, dvs att våglängden  $\lambda$  är en enda. Förekommer flera våglängder samtidigt uppstår inte en fullständigt destruktiv interferens. Zonens radie  $r_{s1}$  är alltså frekvensberoende via våglängden och gånghastigheten. Villkoret för interferens kan också skrivas som att skillnaden i avstånd mellan zonens mittpunkt  $C_1$  och skottpunkten, respektive en punkt på den begränsande radien  $r_{s1}$  och skottpunkten skall vara en kvarts våglängd. Eftersom signalen skall gå både upp och ner blir skillnaden då en halv våglängd och destruktiv interferens uppstår.



Figur 3.4. Hur första Fresnel-zonen  $r_{s1}$  definieras för monokroma reflekterade vågor. Skottpunkt och mottagning vid S,M (Fourie 2003)  
*The definition of the first Fresnel-zone for monochromatic waves. Shotpoint and reception at S,M.*

För seismoelektriska signaler är emellertid gångtiden från en punkt på den begränsande radien  $r_{es1}$  och upp till markytan försumbar, varför radien måste vara så stor att avståndsskillnaden redan på nedvägen blir en halv våglängd. Vågen från punkten  $C_1$  och vågen från en punkt på den första Fresnelzonens radie anländer ju i stort sett samtidigt till skottpunkten/mätpunkten  $S/M$ , varför de redan vid gränssytan måste ha en fasskillnad om en halv våglängd för att de skall kunna ta ut varandra när de når markytan (Fourie 2003) se Figur 3.5 nedan.



Figur 3.5. Seismoelektrisk första Fresnel-zon (Fourie 2003)  
*The first seismoelectric Fresnel-zone*

Denna större radie på första Fresnel-zonen  $r_{es1}$  innebär att den horisontella upplösningen, alltså förmågan att upptäcka förändringar i horisontell riktning, är bättre för vanliga reflektionsseismiska undersökningar än för elektroseismiska undersökningar. Det torde dock vara den vertikala upplösningen som är viktigast och den beror bara på signalens bandbredd.



## 4 DETEKTION AV SEISMOELEKTRISKA SIGNALER

Som vi sett i kapitel 2 kan den seismoelektriska källan liknas vid en vertikal dipol belägen vid en gränssyta mellan två material eller i en vattenfylld spricka i berggrunden. Av detta och att omvandlingen från mekanisk till elektromagnetisk våg huvudsakligen sker inom den första, modifierade, Fresnel-zonen följer att det elektriska fältet är rotations-symmetriskt kring skottpunkten, se Figur 2.3. Skulle Fresnel-zonen luta relativt markytan upphör rotationssymmetrin (Kulesa *et al* 2006)

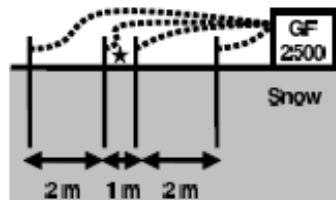
Enligt Frenkel (1944) iakttog Ivanov (1940) att den elektrod som är närmast skottpunkten kommer att få en negativ potential relativt den från skottpunkten mer avlägsna elektroden. Ivanov beskriver då den coseismiska signalen men det samma gäller för den seismoelektriskt omvandlade signalen (Haines 2003).

De två detektionsmetoder som redovisas i genomgånga artiklar baseras båda på att man utnyttjar sk jordade dipoler som antenner. En jordad dipol är två elektroder som sticks ner i jorden, typiskt 30-50 cm, varefter man mäter potentialskillnaden mellan dem i samband med att seismisk energi utlöses på markytan.

### *Dubbel jordad dipol*

Det enda instrument som specifikt marknadsförs för seismoelektriska mätningar (Millar & Clarke) utnyttjar två jordade dipoler som placeras på ömse sidor om skottpunkten, Figur 4.1. Den elektriska mätningen sker differentiellt. Denna mätmetod är känd för att mycket kraftfullt kunna undertrycka sk ”common-mode” signaler, författarna anger undertryckningen till 70 dB. Författarna anger att de då kan detektera så svaga seismoelektriska signaler som  $100\mu\text{V}$ . Differentiellt innebär att man mäter skillnaden mellan två signaler. Dessa två signaler är spänningarna över de två jordade dipolerna. Polariteterna på de båda dipolerna väljs så att det som är en positiv seismoelektriskt omvandlad signal  $S_{se}$  i denna ena dipolen något förtrenklat antas vara en negativ signal i den andra  $-S_{se}$ . Störningar  $S_{stör}$  utifrån, t ex från nätspänning, järnväg och atmosfäriska störningar kommer att ha samma polaritet i de båda dipolerna. Om man nu mäter skillnaden mellan de två dipolerna kommer de elektro-seismiska signalerna att fördubblas i amplitud medan störningarna kommer att subtraheras bort enligt EKV 4.1.

$$S_{diff} = S_{se} - (-S_{se}) + S_{stör} - S_{stör} = 2 S_{se} \quad \text{Ekv 4.1}$$

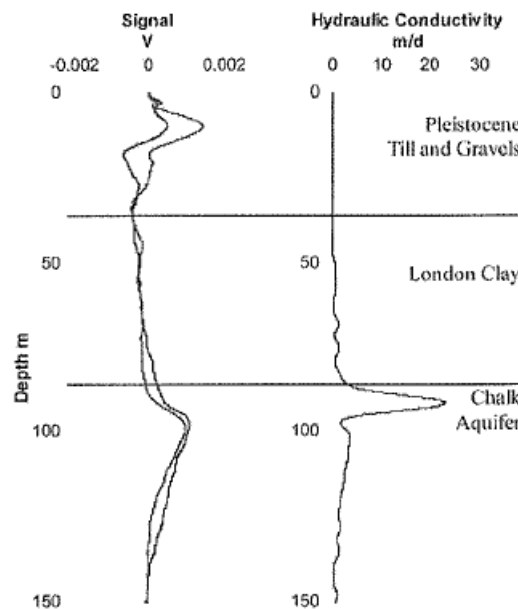


Figur 4.1. Differentiell mätning av seismoelektriska signaler (Kulesa 2006)  
*Differential measurement of seismoelectric signals*



I princip skall ingen ytterligare processering behövas innan man ger sig på att tolka den framkomna seismoelektriska signalen. En fördel med denna mätteknik kan sägas vara att den coseismiska signalen som uppstår på grund av den från skottpunkten koncentriskt utbredande ytvågen kommer att ha passerat de två jordade dipolerna när de omvandlade seismoelektriska signalerna anländer, förutsatt att det omvandlande skiktet ligger på ett djup som är signifikant större än dipollängden. Ytvågorna rör sig långsammare än kompressionsvågorna som går ner mot det omvandlande skiktet, men med ungefär samma hastighet som skjuvvågorna i jämförbara material.

I Figur 4.2 visas ett exempel på den seismoelektriska signalen t.v. och konventionell bestämning av hydraulisk konduktivitet t.h.



Figur 4.2. Seismoelektrisk signal t.v. detekterad med dubbeldipol-teknik. Hydraulisk konduktivitet till höger (Clarke & Millar utan årtal).

*Seismoelectric signal (left) detected with a double dipole technique. Hydraulic conductivity (right)*

Den hydrauliska konduktiviteten för ett lager  $i$ ,  $k_i$  (m/d) används för att beräkna transmissiviteten  $T_i$  (m<sup>2</sup>/d) enligt uttrycket

$$T_i = k_i \cdot d_i$$

där

$d_i$  = lagrets höjd i meter

Summerat över alla lager  $i$  ger transmissiviteten upplysning om hur mycket vatten som kan transporteras horisontellt, t. ex. tillflödet till en brunn. Det gäller också (Darcy's lag) att

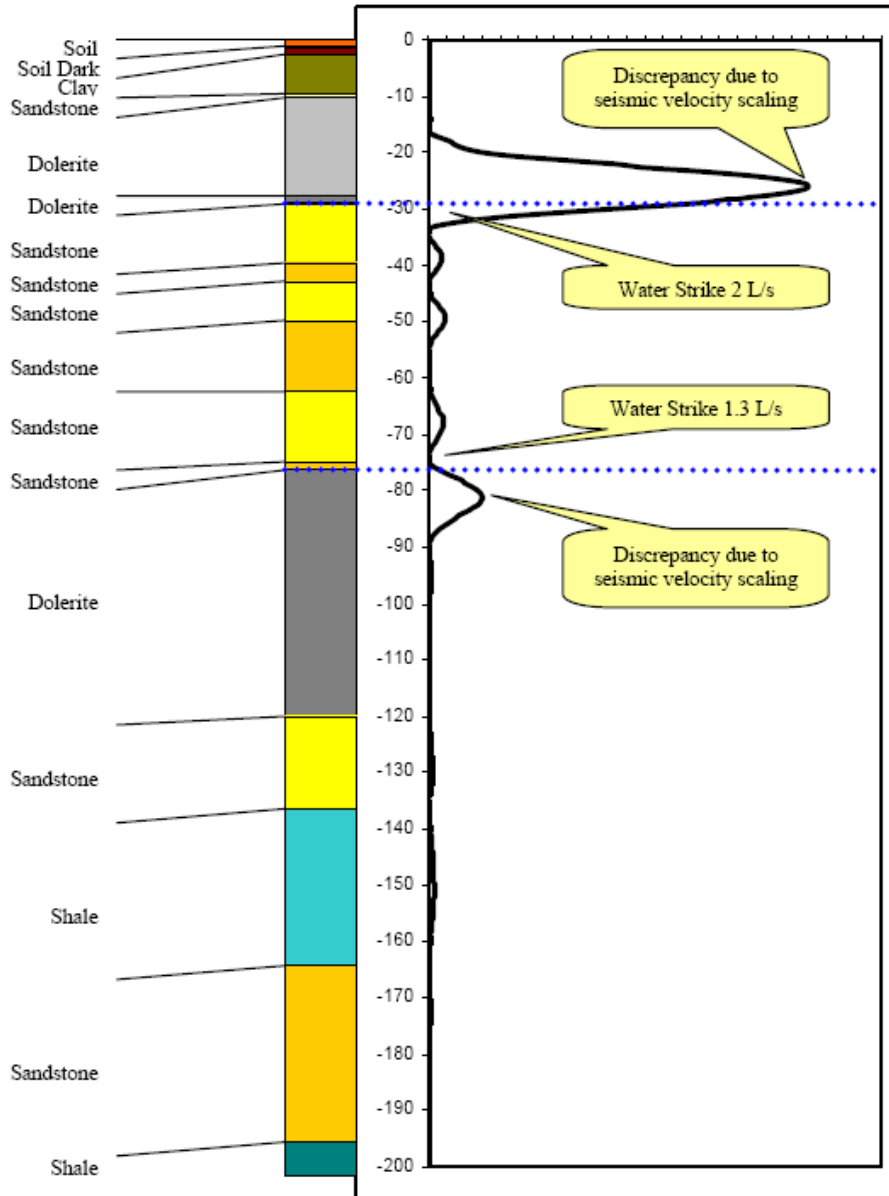
$$v = k \cdot i$$

där

$v$  = strömningshastigheten m/d

$i$  = den hydrauliska gradienten (-)

Den seismoelektriska metoden har använts för att lokalisera dricksvattenbrunnar (Rainier *et al utan årtal*). Ett exempel på detta ges i Figur 4.3.

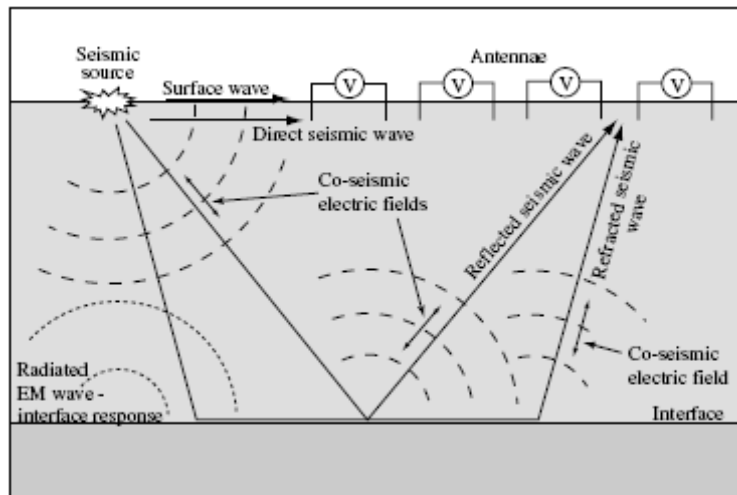


Figur 4.3. Lokalisering av dricksvattenbrunn. Avvikelsen mellan uppmätta djup och verkliga nivåer tillskrivs obekanta variationer i seismisk gånghastighet i profilen. Djup i m. (Rainier *et al utan årtal*)

*Locating a drink-water well. The difference between measured depths and real levels is attributed to unknown variations in seismic velocity in the profile. Depths in m.*

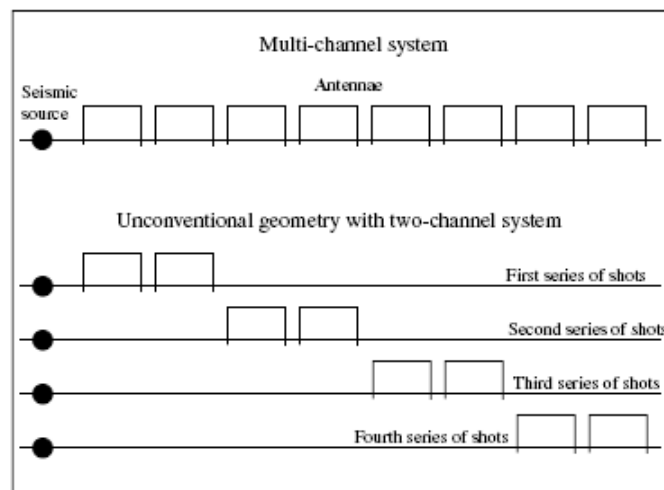
### *Linjärt arrangemang av jordade dipoler*

Denna mätteknik är direkt lånad från reflektionsseismiska mätningar. Det innebär att man arrangerar så många jordade dipoler som man har tillgängliga mätkanaler längs en rät linje. Ofta arrangeras dipolerna så att man har 50% inbördes överlappning. Skottpunkter distribueras därefter i flera punkter längs denna linje, Figur 4.4.



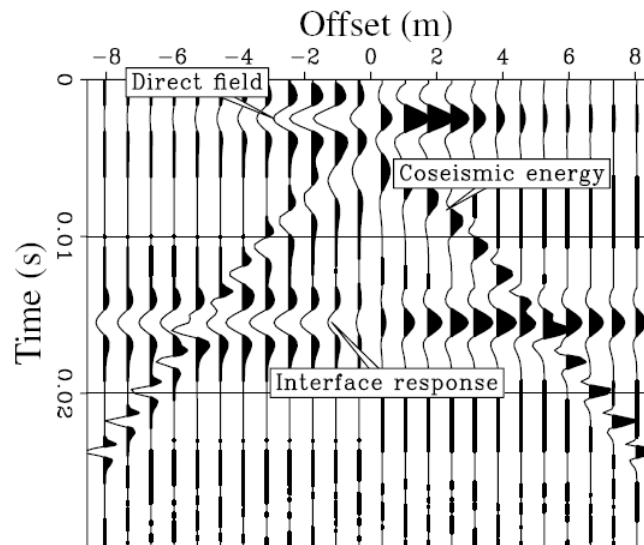
Figur 4.4. Linjärt arrangemang av jordade dipoler. (Fourie 2004)  
*Linear arrangement of grounded dipoles*

Har man tillgång till ett dubbeldipol-system kan man simulera ett multi-dipolsystem på det sätt som framgår av Figur 4.5.



Figur 4.5. Multi-dipolsystem överst och simulerat multi-dipolsystem därunder (Fourie 2004)  
*Multi-dipole system (above) and simulated multi-dipole system (below)*

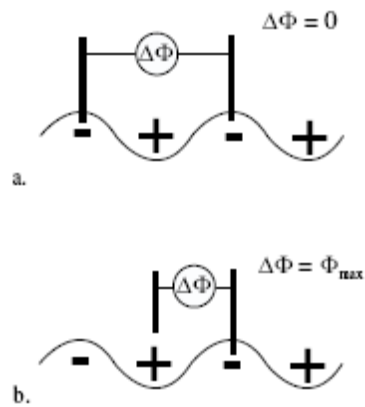
Vanligen presenteras seismoelektriska mätdata med multidipol-system med skottpunkten i utläggets centrum. Man kommer då att få signalregistreringar som framgår av Figur 4.6 förutsatt att alla jordade dipoler har samma polaritet i förhållande till mätlinjen. Man kommer då att se hur signalerna skiftar polaritet vid skottpunkten. Detta observerades tidigt (Ivanov 1940) och är en konsekvens av att den vertikala dipolen är centrerad i skottpunkten så länge markyta och reflekterande / omvandlande horisont är parallella.



Figur 4.6. Registrering av seismoelektriska signaler med multikanalsystem med skottpunkten placerad i centrum. Observera polaritetsvändningen vid skottpunkten. Den horisontella signalen är den seismoelektriskt omvandlade signalen medan den hyperboliska signalen är den coseismiska. Simulering. (Haines 2003)

*Recording of seismoelectric signals with a multichannel system with the shotpoint in the center. Observe the polarity change at the shotpoint. The horizontal signals are the seismoelectrical conversions and the hyperbolic signals are the coseismic signals. Simulation.*

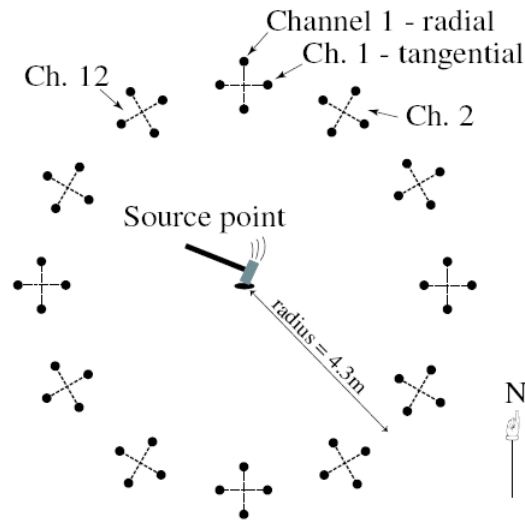
Om man känner till hastigheten för och det dominerande frekvensinnehållet i ytvågorna, vilka ger upphov till huvuddelen av de coseismiska vågorna kan man räkna ut deras spatiala våglängd via ytvågshastigheten. Om man då väljer att placera sina elektroder på ett sådant avstånd att det överensstämmer med en våglängd av ytvågorna, kommer de coseismiska vågorna att försvinna ur registreringarna, eftersom de inte ger upphov till någon spänning i den jordade dipolen (Haines 2003). Här bör man ta hänsyn till att långa jordade dipoler har visat sig ta upp mer störningar än korta. Avståndet mellan elektroderna har betydelse för styrkan av de registrerade coseismiska signalerna, Figur 4.7.



Figur 4.7. Den uppmätta coseismiska spänningen är avhängig avståndet mellan elektroderna i den jordade dipolen. Vid placering enligt a) ger de coseismiska signalerna inte upphov till någon signal medan de i b) ger upphov till maximal signal. (Haines 2003)

*The recorded coseismic voltage depends on the distance between the electrodes in the grounded dipole. When located like in a) the coseismic signals will not generate any voltage while when located like in b) a maximum voltage will be recorded.*

Eftersom den seismoelektriska omvandlingen kan karakteriseras som en vertikal dipol innebär det att fältstyrkan bör var konstant på en cirkel runt skottpunkten, förutsatt att skiktet som signalen breder ut sig i är homogent och isotropt. Man behöver då egentligen bara ha två koncentriska ringformade elektroder för att få en optimal signal. Liknande försök har utförts (Haines 2003) enligt det schema som framgår enligt Figur 4.8.

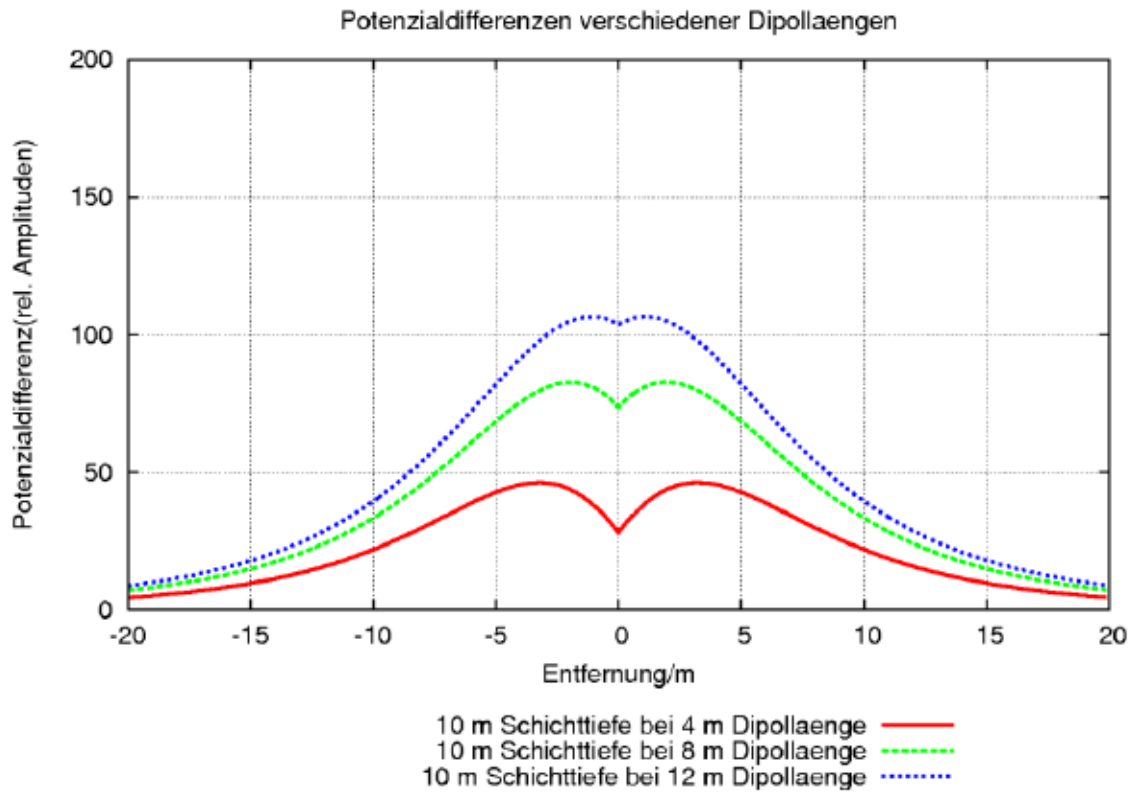


Figur 4.8. Seismoelektriska mätningar radiellt och tangentiellt runt skottpunkten (Haines 2003).

*Seismoelectric measurements radially and tangentially around the shotpoint*

Enligt teorin kommer maximal signal från den vertikala dipolen att uppträda på ett avstånd från skottpunkten som motsvarar halva djupet till den reflekterande/omvandlande zonen. Detta ger en kompletterande metod att bestämma djupet till den omvandlande zonen, som endast kan användas med ett multidipol-system. Kan man mäta upp det omvandlade fältets styrka som funktion av avståndet från skottpunkten kan man beräkna djupet till den omvandlande zonen som dubbla avståndet mellan skottpunkten och fältets maxpunkt. För stora djup blir detta dock opraktiskt, då det kräver korresponderande utlägg av många dipoler och ett mycket stort antal mätkanaler.

Man kan också observera att bäst mätsignal inte fås där fältet från den vertikala dipolen är maximalt utan där dess gradient är störst och det är intill skottpunkten, något som observerats av Millar & Clarke. I det området blir potentialskillnaden mellan elektroderna i den jordade dipolen maximal. Se simulering av potentialskillnadens beroende av avståndet från skottpunkten för 10 m djup till den omvandlande zonen samt för några olika dipollängder (Strahser & Ivanowski vid Workshop 2011) i Figur 4.9.



Figur 4.9. Det horisontella elektriska fältets amplitud som funktion av radiella avståndet från skottpunkten. Störst potentialskillnad mellan två elektroder erhålles nära skottpunkten och inte där fältet är starkast, vilket för aktuella data är på 5 m avstånd från skottpunkten. (Strahser & Ivanowski 2011).

*The amplitude of the horizontal electric field as a function of the radial distance from the shotpoint. The largest potential difference occurs close to the shotpoint and not where the electric field is strongest, which for the displayed situation is at 5 m distance from the shotpoint*

### Kapacitet

Elektromagnetiska vågors penetration ner i marken, sk. *skin depth*  $\delta_s$ , är beroende dels av vågornas frekvens  $f$ , dels av markens elektriska resistivitet  $\rho$ . Vid *skin depth*, se Ekv. 4.2 har den elektromagnetiska vågens ursprungliga amplitud  $A_0$  minskat till  $A_0/e$ , där  $e = 2.718$ , den naturliga logaritmens bas. Det betyder emellertid inte att signalen har upphört vid ”skin depth” eller att det skulle vara problematiskt att mäta signalen vid detta djup.



$$\text{Skin Depth} = \delta_s = \sqrt{\frac{2\rho}{2\pi f \mu_0 \mu_r}}$$

where :

$\rho$  = bulk resistivity (ohm - meters)

$f$  = frequency (Hertz)

$\mu_0$  = permeability constant (Henries / meter) =  $4\pi \times 10^{-7}$

$\mu_r$  = relative permeability (usually ~ 1)

Ekv 4.2

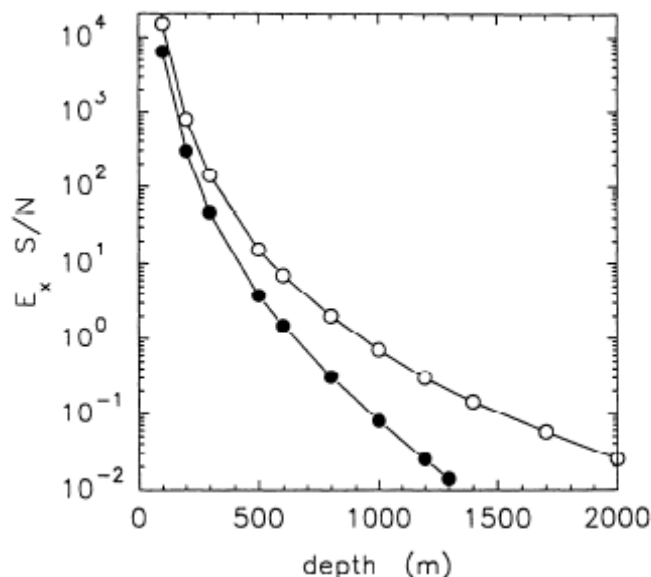
[<http://www.microwaves101.com/encyclopedia/skindepth.cfm#equation>]

Dessutom är nedträngningen beroende av den relativa magnetiska permeabiliteten  $\mu_r$ . Denna parameter antar inte höga värden annat än i malmer, så den kan vi bortse ifrån. Uttrycket kan naturligtvis också användas för att ge oss en uppfattning om hur långt upp från en sprickzon vi har möjlighet att detektera en alstrad elektromagnetisk våg. Vad som drastiskt skiljer ut de seismoelektriska vågorna från radiovågor är att frekvensen för de seismoelektriska signalerna är extremt låg, vi talar om några hundra Hz maximalt. Därför bör *skin depth* kunna medge avsevärt detekteringsdjup för seismoelektriska effekter eftersom *skin depth* enligt Ekv.4.2 ökar när frekvensen minskar. Resistiviteten för seismiska frekvenser ligger nära DC-värden.

Beroende på den seismiska källans styrka och detektorns känslighet kan djup uppgående till åtskilliga *skin depths* studeras. Man kan reflektera över det förhållandet att nästan all modern landseismik utförs med datorstyrda vibratorer, se kapitel 3, varför det finns skäl att särskilt överväga hur en sådan källa bäst skall utnyttjas för seismoelektriska mätningar.

Beräkningar (Thompson & Gist 1993) indikerar att gas/vatten-kontakter och högpermeabla zoner är de företeelser som ger starkast effekt och att sådana borde kunna lokaliseras till ett djup av mer än 1000 m i de aktuella formationerna invid mexikanska golfen. I typiska sedimentära bassänger beräknar man att signalen har dämpats en faktor 100 när den kommer från 5 km djup och att detta anses som någon sorts detektionsgräns. Författarna räknar med att efter processering kunna reducera brusnivån till  $10^{-10}$  V/m för det elektriska fältet och  $10^{-12}$  Tesla för det magnetiska fältet. Den vertikala komponenten av det elektriska fältet sägs vara svagare än den horisontella, varför den horisontella mäts. Mätningen utfördes med 12 m långa jordade dipoler. Författarna nämner att brusnivån ökar med antennlängden och att det sannolikt är bäst att ha ett stort antal ganska korta ”antennar”. Vid 10 Hz anges att förväntat signal/brusförhållande är större än 1 för signaler som kommer från djup ner till 920 m. Vid 50 Hz är motsvarande djup 620 m, Figur 4.10. Det nämns också att en repetitiv källa som t ex Vibroseis är att föredra, då man därigenom kan förbättra signal/brusförhållandet genom att addera många signaler (stacking). Författarnas försök utfördes emellertid med dynamitladdningar. Den starkaste signalen som uppmättes med de 12 m långa antennerna var 700 nV, vilket svarar mot ett radiellt elektriskt fält med styrkan 60 nV/m. Den seismiska

energin var koncentrerad i intervallet 30-40 Hz och mycket lite energi hade en frekvens högre än 70 Hz.



Figur 4.10. Signal/brusförhållande för det horisontella elektriska fältet som funktion av djupet till källan. Fyllda cirklar avser 50 Hz, öppna cirklar avser 10 Hz. Beräkningarna avser en enkel skottpunkt ovanför en gas/vätske-kontakt (Thompson & Gist 1993)

*Signal/noise relation for the horizontal electrical field as a function of the depth to the source. Filled circles represents 50 Hz, open circles represents 10 Hz. The calculations refer to a single shotpoint above a gas/fluid contact.*

Inledande försök i Sverige bör fokuseras mot kristallint berg, främst överlagrat av elektriskt lågkonduktiva jordarter. Eftersom sedimentärt berg oftast har lägre elektrisk resistivitet / högre konduktivitet än kristallint berg och därmed starkare dämpning av elektromagnetiska vågor, kommer signalerna att vara svagare när kristallint berg överlagras av sedimentärt berg eller tjocka lerhaltiga jordlager, vilka också uppvisar låg resistivitet. Den enklaste mätsituationen är när kristallint berg går i dagen eller överlagras av friktionsjordarter.



## 5 INSAMLING AV SEISMOELEKTRISKA SIGNALER

Vid mätning av seismoelektriska signaler används som tidigare nämnts elektrodpar som jordats galvaniskt i marken. Som elektroder kan man använda rostfria stålelektroder. Strikt sett skulle det räcka med två elektrodpar för att detektera en vattenförande sprickzon, ett på vardera sidan om ”skottpunkten” (Figur 4.1), förutsatt att dessa är placerade på ett lämpligt avstånd i förhållande till djupet till zonen. Om djupet till zonen och hastigheterna i marken inte är väl bestämda innan mätningen utförs, eller om det finns flera zoner på olika djup eller om zonen inte är horisontell, är det en fördel att mäta på flera elektrodpar för att optimera möjligheten att detektera den.

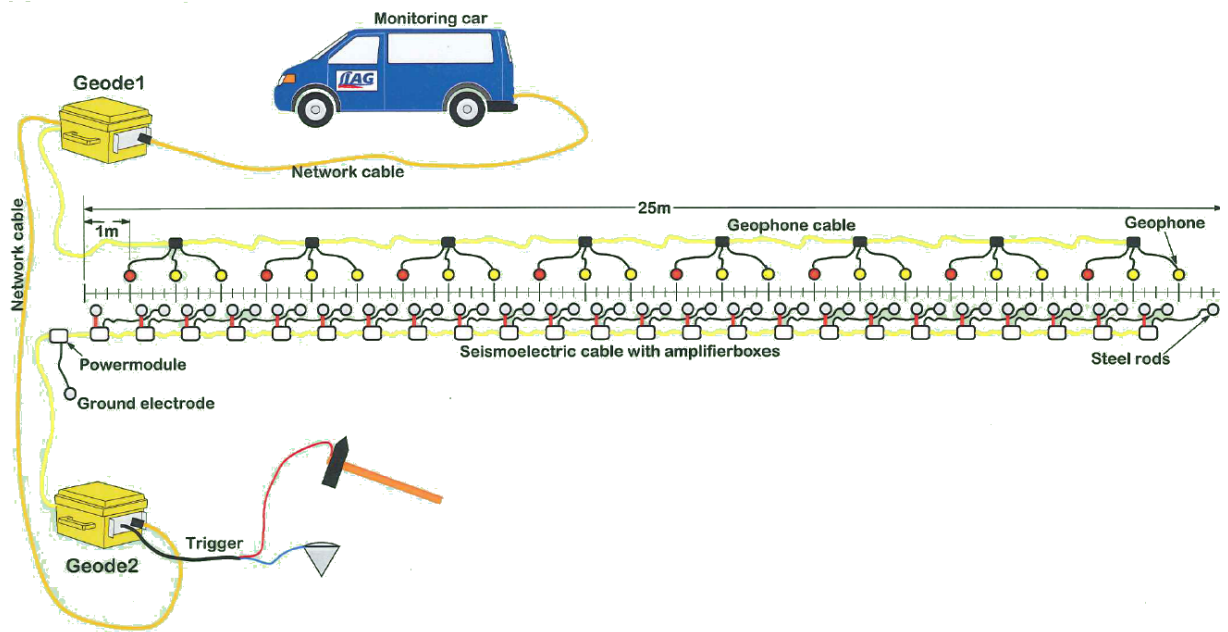
Ofta används en seismograf av samma typ som används för refraktionsseismik eller reflektionsseismik till vilken elektrodparen ansluts istället för geofoner enligt principskissen i Figur 5.1. Som figuren visar kan man med fördel mäta de seismiska signalerna parallellt med ett utlägg med geofoner. Vanliga ingenjörseismografer har 24-48 mätkanaler vilket ofta torde vara tillräckligt.

De flesta seismografer har för låg ingångsimpedans för att det skall vara signaltekniskt lämpligt att ansluta elektrodparen direkt, ingångsimpedansen bör ligga kring 20 M $\Omega$  eller högre. För att signalerna från elektroderna skall passa egenskaperna på ingångarna på seismografen används i allmänhet mätförstärkare som anpassar impedansen.

Avståndet mellan de två elektroderna i ett par väljs ofta längre än avståndet mellan intilliggande pars mittpunkter, såsom visas i Figur 5.1. Detta beror på att mätsignalens storlek är proportionell mot avståndet mellan elektroderna, och vid mindre avstånd blir signalen svår att detektera då den blir så svag att den drunknar i brus.

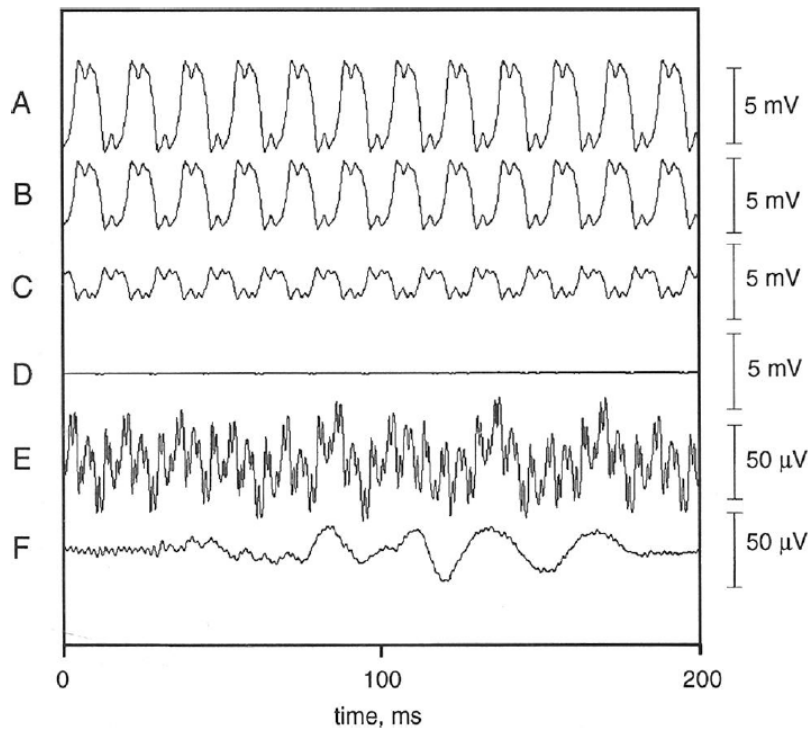
Som beskrivs i Kapitel 3 kan man använda olika typer av signalkällor, och beroende av typ av signalkälla används olika principer för att starta inspelning av mätsignalen (trigga) i rätt tidsögonblick i förhållande till ”skottögonblicket”.

Förhållandet mellan signal och brus är ofta mycket ogynnsamt i seismoelektriska mätningar vilket ställer höga krav på dynamik för mätinstrumenten. Det ställer också krav på avancerad signalbehandling för att man skall kunna extrahera de användbara signalerna ur bruset. Figur 5.2 visar ett exempel på hur de uppmätta signalerna kan se ut om signalnivån ligger långt under brusnivån, och hur man kan öka signal-brus-förhållandet med en faktor 1000 och därmed extrahera användbara data ur mätsignalen. I detta exempel ökas signal-brus-förhållandet från 0,01 (dvs styrkan på signalen man är intresserad av är 1/100 av brusnivån) till en faktor 10.



Figur 5.1. Principskiss för mätuppställning för samtidig mätning av seismiska och seismo-elektriska signaler (Grüneberg 2011).

*Schematic illustrating simultaneous measurements of seismic and electro-seismic signals.*



Figur 5.2 Brusreducering i seismoelektriska data. Spår A är en elektrisk signal som registrerats i fält. Signal-brus-förhållandet i spår A är ca 0,01. Spår B och C visar registreringar av bakgrundsbruset på stort avstånd från mätutlägget. Spår D är resultatet av att subtrahera en linjärkombination av spår B och C från spår A. Spår E är samma resultat förstorat med en faktor 100. Spår F slutligen är resultatet av att övertoner från elnätetsfrekvensen subtraherats från spår E. Signal-till-brus-förhållande i spår F är ca 10,0 (Mikhailov et al. 1997).

*Noise reduction in seismoelectric data. Trace A is an electric signal measured in the field. The S/N in trace A is about 0.01. Trace B and C show records of background noise from electrodes at large distance from the spread. Trace D is the result from subtraction of a linear combination of trace B and C from trace A. Trace E is the same result multiplied a factor 100. Trace F finally is the result of that power-line harmonics have been subtracted from trace E.*



## 6 MODELLERING AV SEISMOELEKTRISKA FENOMEN

Syftet med numerisk modellering av seismoelektriska fenomen är att kunna studera vågutbredning i en given struktur och därmed kunna optimera mätuppställning och utvärdering av uppmätta signaler. Under förutsättning att den numeriska modellen kan beskriva den verkliga fysiken tillräckligt bra kan parameterstudier och känslighetsanalys göras under kontrollerade former. Numerisk modellering av seismiska vågor används idag i stor utsträckning för att förbättra resultat från seismiska mätningar. Vanligtvis antas jord eller berg kunna beskrivas som ett homogent elastiskt material (1-fas material) med en given densitet.

För att kunna modellera seismoelektriska fenomen behöver materialet beskrivas med en mer komplicerad viskoelastisk modell där rörelser i både den fasta och den flytande fasen kan beräknas. Den vanligaste 2-fas modellen för vattenmättad jord eller berg är den tidigare nämnda Biot modellen (Biot 1956). Biot modellen är en makroskopisk modell där interaktionen mellan de två faserna (kornskellett och vatten) beskrivs med parametrar som porositet, porvätskeviskositet, permeabilitet, och porernas slingrighet (tortuosity). Med denna modell kan den relativa tryckskillnaden mellan den fasta och flytande fasen beräknas (P i ekv 2.1). Grundläggande ekvationer för att koppla ihop Biot's seismiska vågekvationer i ett vattenmättat 2-fas material med Maxwell's ekvationer för elektromagnetisk vågutbredning presenterades av Pride (1994) (Ekv 5.1 till 5.9).

$$\nabla \tau = -\omega^2 [\rho u + \rho_f w] + F \quad \text{Ekv.5.1}$$

$$\tau = [K_G \nabla u + C \nabla w] I + G \left[ \nabla u + \nabla u^T - \frac{2}{3} \nabla u I \right] \quad \text{Ekv.5.2}$$

$$-P = C \nabla u + M \nabla w \quad \text{Ekv.5.3}$$

$$-i\omega w = \frac{k}{\eta} [-\nabla P + \omega^2 \rho_f u + f] + LE \quad \text{Ekv.5.4}$$

$$J = L [-\nabla P + \omega^2 \rho_f u + f] + \sigma E \quad \text{Ekv.5.5}$$

$$\nabla \times E = i\omega B - M \quad \text{Ekv.5.6}$$

$$\nabla \times H = -i\omega D + J + C \quad \text{Ekv.5.7}$$

$$D = \epsilon E \quad \text{Ekv.5.8}$$

$$B = \mu H \quad \text{Ekv.5.9}$$

där

$\tau$  = volym stresstensor

$\omega$  = vinkelfrekvens

$\rho$  = skrymdensitet

$u$  = förskjutningsvektor i den fasta fasen

$\rho_f$  = densitet porvätska

$w$  = relativ förskjutning mellan den fasta och flytande fasen multiplicerad med porositet

$F$  = kraft som verkar på den fasta fasen

$K_G$  = Gassman kompressionsmodul



$C$  = konstant  
 $I$  = enhetsmatris  
 $G$  = skjuvmodul  
 $P$  = portryck  
 $M$  = konstant  
 $k$  = dynamisk permeabilitet  
 $\eta$  = viskositet i vätskan  
 $f$  = kraft som verkar på vätskefasen  
 $L$  = elktrokinetisk koppling  
 $E$  = elektriskt fält  
 $J$  = elektrisk ström densitet  
 $\sigma$  = elektrisk konduktivitet  
 $B$  = magnetisk flux densitet  
 $M$  = magnetisk strömkälla  
 $H$  = magnetfält  
 $D$  = dielektriskt förskjutning  
 $C$  = ström densitet källa  
 $\varepsilon$  = elektrisk permeativitet  
 $\mu$  = magnetisk permeabilitet

Ekvation 5.1 till 5.4 beskriver det seismiska vågfältet med Biot's ekvationer (5.1 till 5.3). Ekvation 5.5 till 5.9 beskriver det elektromagnetiska vågfältet med Maxwells ekvationer (5.6 till 5.9). Kopplingsekvationerna 5.4 och 5.5 beskriver kopplingen mellan det seismiska och det elektromagnetiska vågfältet.

De flesta försök att modellera seismoelektriska fenomen bygger på Prides ekvationer (Pride 1994). Vågekvationerna kan lösas numeriskt med flera olika metoder såsom vågtals- frekvens-integrering (Garambois och Dietrich 2002) eller finita elementmetoden (FEM). I praktiken görs oftast någon förenkling av geometrin eller ekvationerna för att på enklast möjliga sätt kunna studera en specifik geometri. Finita elementmetoden (FEM) är oftast mest numeriskt krävande men också bäst lämpad som en allmän modell för godtycklig 3D geometri. *Comsol Multiphysics*® är ett generellt FEM program där användaren själv kan implementera egna partiella differentialekvationer. Detta program lämpar sig därför väldigt väl för att modellera och studera teoretiska seismoelektriska fenomen.

Kröger et al. (2008) implementerade en förenklad version av Pride's ekvationer (Pride 2004) i Comsol och modellerade seismoelektrisk respons i 2D tidsdomän. I Krögers förenkling ignoreras vätskans acceleration och därmed hela bidraget från Biot's så kallade långsamma P-våg. Vätskan modelleras som helt passiv men med bibehållen elektromagnetisk koppling till den fasta fasen. Förenklingen innebär troligen en generell underskattning av den seismoelektriska effekten helt utan frekvensberoende (dispersion). För att implementera Pride's fullständiga ekvationer utan förenklingar i Comsol krävs beräkningar i frekvensdomän istället för tidsdomän. Detta genererar i sin tur ett behov av absorberande ränder för både seismiska och elektromagnetiska vågor vilket gör modellen mer komplicerad. Garambois och Dietrich (2002) samt Schakel och Smeulders (2010) har löst Pride's fullständiga ekvationer genom frekvens-vågtals-integrering i förenklade geometrier. I dessa modeller ansätts en enkel 1D lagerprofil med oändlig utbredning i de två resterande riktningarna. Denna typ av modell är effektiv men begränsad till vågutbredning en lagrad halvrymd med

plana lager. För att modellera andra mer realistiska 2D och 3D geometrier och individuella sprickor krävs en generell metod som FEM.

Det bör påpekas att Prides ekvationer bygger på Biot's (1956) vågekvationer i ett 2-fasmaterial vilket naturligtvis bara är en förenklad modell av verkligheten. Det finns kända svagheter i Biot's modell applicerad på vattenmättad jord och berg vilka därmed också ingår i alla seismoelektriska modeller som bygger på Pride's ekvationer. Det är troligt att fler och alternativa modeller för att modellera seismoelektriska fenomen kommer att utvecklas i framtiden.



## 7 LITTERATURSTUDIE

Artiklarna är ordnade efter publikationsår. Kommentarer i *italics*.

**1936.** BLAU och STATHAM erhöll 1936 patent för en metod att applicera en konstant spänning över två elektroder och mäta strömförändringen genom marken när en seismisk våg passerade. Den seismiska vågen påverkade markens resistivitet. Det är samma princip som kolkornsmikrofonen fungerar efter.

**1944** FRENKEL, J. refererar till Ivanov, som 1939 hade observerat elektriska potentialskillnader mellan punkter på olika avstånd från en seismisk källa. Storleksordningen på de uppmätta fältstyrkorna var 1 mV/m. Dessa effekter kallade Ivanov seismoelektrisk effekt av andra sorten, för att skilja den från den tidigare av Blau och Statham beskrivna resistivitetsförändringen. *Den seismoelektriska effekten av den andra sorten är vad vi idag kallar den coseismiska effekten, vilken inte ger något utstrålat elektromagnetiskt fält.* Enligt Ivanov kommer den elektrod som är närmast skottpunkten att få en negativ potential relativt den mer avlägsna elektroden. I artikeln härleder Frenkel för första gången att det måste finnas en långsam vågrörelse när en kompressionsvåg utbreder sig i ett vätskefyllt poröst medium.

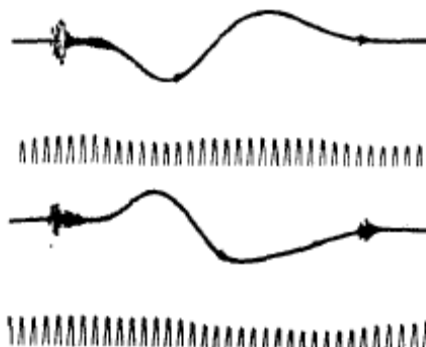
Frenkel påstår att även metaller kan betraktas som ett två-fassystem och jämföras med porösa material med vätska i porerna. Det fasta materialet består då av kristallstrukturen och vätskan av elektronmolnet. *Riktigheten av detta kan man bekräfta genom att mäta spänningen över en hammare då man slår den mot ett solitt föremål. Det uppstår en spänning mellan hammarens delar i slagriktningen.*

*Frenkels originalartikel publicerades på ryska, men återpublicerades 2005 i Journal of Engineering Mechanics som en historiskt framträdande verk, då det var den första publicerade seismoelektriska teorin.*

**1956.** BIOT presenterar två artiklar som citeras i en stor del av publikationerna inom det seismoelektriska området. Den utgör en mer rigorös behandling av problemet strömning i poröst material än vad Frenkel åstadkom 12 år tidigare, men behandlar inte den elektromagnetiska aspekten. I den första artikeln behandlas det lågfrekventa området, varmed Biot avser att flödet kan beskrivas enligt Poiseuille, i den andra mer högfrekventa vågor ner till en våglängd större än porutrymmet. Biot finner att det uppstår tre typer av vågrörelser. En skjuvvåg och två kompressionsvågor, han benämner dem vågor av första och andra typen. *I modern litteratur kallas de den snabba och den långsamma vågen.* Han härleder också att det måste finnas materialparametrar vid vilka dynamisk kompatibilitet råder, dvs att det inte uppstår någon relativ rörelse mellan fast material och vätska. Vid denna situation utbreder sig vågen utan friktionsförluster i gränssnittet mellan fast material och vätska och den blir därför bara svagt dämpad och eventuell dispersion upphör. *Dispersion innebär att vågrörelser av olika frekvens utbreder sig med olika hastighet.* Vågor av den andra typen är starkt dämpade och dör ut efter någon meter. Rörelsen är diffusiv och påminner starkt om värmeledning. I vågrörelse av den första typen ligger vågorna i det fasta materialet och i vätskan i fas medan för vågorna

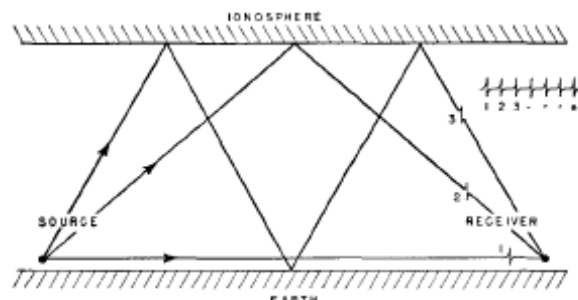
av den andra typen ligger vågrörelsen i det fasta materialet och i vätskan i motfas. Därmed uppstår en högre relativ hastighet i samband med vågor av den andra typen. Skjuv-vågorna är helt frikopplade från kompressionsvågorna och eftersom vätskor inte kan överföra skjuvkrafter kommer hastigheten att vara helt beroende av det fasta materialets skjuvningsegenskaper.

**1956.** LIEBERMANN studerar extremt lågfrekventa vågor, närmare bestämt intervallet 10-500 Hz. Åska alstrar elektromagnetiska vågor inom ett mycket brett frekvensband, med de övre frekvenserna i storleksordningen 100 MHz men de sträcker sig långt ner i frekvensregistret. För att detektera dessa vågor nämner han tre tänkbara metoder: a) den konventionella vertikalt polariserade antennen bestående av en elektrisk ledare upphängd parallellt med markytan b) loopantennen bestående av ett eller flera varv elektrisk ledare virad i en cirkel eller c) en okonventionell dipol benämnd jordad dipol. L använder sig av den tredje metoden. Han använder mässingselektroder med 3 cm diameter, en längd av 50-100 cm och de placeras på ett inbördes avstånd av 15 till 150 m. Två dipoler arrangeras ortogonalt för att kunna avgöra riktningen till blixtnedslaget. Normala blixtnedslag sker med åskmolnet negativt laddat relativt markytan och detta förhållande ändrar sig mycket sällan. Riktningen till blixtnedslaget kan därför bestämmas med ledning av signalens polaritet i varje dipol, se Figur 8.1.



Figur 8.1. Signaler från motstående riktningar har motsatt polaritet. Avståndet mellan tidsangivelse-markeringarna är 0.5 ms.

*Signals from opposite directions have opposite polarity. The distance between time stamps are 0.5 ms.*

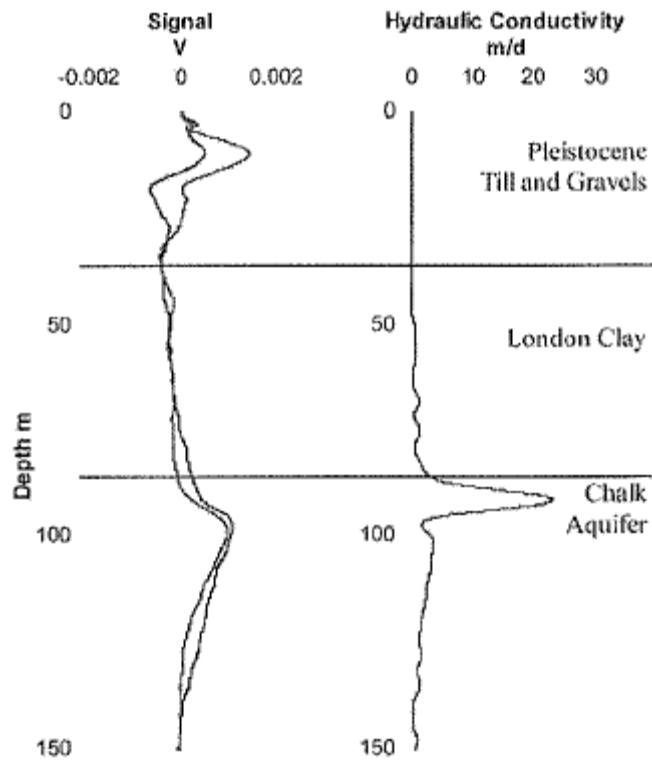


Figur 8.2. Utbredningsvägar för signaler från blixtnedslag. Med hjälp av tidsserien som uppstår kan avstånd till källan och det reflekterande jonosfärsskiktets höjd bestämmas.

*Propagation paths for signals from a lightning strike. The associated time-series can be used for determining the distance to the source and the elevation of the reflecting ionospheric layer.*

L finner ingen dygnsvariation i de extremt lågfrekventa signalområdet (ELF). Störningar från högspänningsledningar rapporteras.

MILLAR och CLARKE. Detta är en artikel som förekom på Groundflows hemsida, men som inte går att återfinna publicerad. Eftersom författarna tydligen står bakom utvecklingen av dubbeldipoltekniken är det intressant att återge vad de presenterar. De uppger att deras mätsystem har visat sig ha förmåga att detektera elektroseismiska signaler ner till ett djup av 300 m. De påstår också att slägga och slagplatta är tillräckligt för att få signaler från djup ner till 100 m medan en "buffalo gun" krävs om man vill komma så djupt som 500 m. En seismisk kompressionsvåg som utbreder sig i ett poröst medium ger upphov till en snabb våg och i gränssytor dessutom till en långsam vågrörelse. För den snabba vågrörelsen ligger oscillationerna i fast material och vätska i fas, medan för den långsamma vågrörelsen ligger de i motfas. Det senare ger upphov till en högre relativ hastighet mellan fast materia och vätska och därför starkare elektroseismisk effekt. Å andra sidan dämpas den långsamma vågen ut på en kort sträcka, typiskt 1 m. Författarna skriver att Frenkel föregick Biot's arbete med åtskilliga år, men att Frenkels hade fel avseende flera antaganden. De nämner också att Madden vid MIT använde sig av elektrokinetiska effekter för att studera underjordiska atombombsprov. De refererar till Fitterman 1978 (ej i referenslistan), som visade att de magnetiska fält som uppstår vid elektrokinetisk omvandling inte går att mäta på markytan. Deras mätsystem använder förförstärkare med 50 ggr förstärkning och 70 dB undertryckning av "common mode" och därigenom kan de mäta signaler med en amplitud av 100  $\mu$ V. Det säger att permeabiliteten är proportionell mot porositeten och omvänt proportionell mot den elektroseismiska signalens stigtid.



Figur 8.3. Elektroseismisk sondering t.v. invid ett borrhål med bestämd hydraulisk konduktivitet t.h.

*Elektroseismic sounding (left) close to a well, in which the hydraulic conductivity has been determined (right)*

**1993.** THOMPSON och GIST presenterar det hittills intressantaste vetenskapliga arbetet om seismoelektriska effekter. De har gjort fullskaleexperiment både avseende seismoelektriska och elektroseismiska mätningar. [T&G använder nomenklaturen electroseismic prospecting ESP respektive electro-osmotic surveying EOS.]

Den största osäkerheten avseende seismoelektriska mätningar (ESP) gäller förmågan till mätning mot större djup. Författarnas beräkningar indikerar att gas/vatten-kontakter och högerpermeabla zoner är de företeelser som ger starkast effekt och att sådana borde kunna lokaliseras till ett djup av mer än 1000 m i de aktuella formationerna invid Mexikanska Golfen. I typiska sedimentära bassänger beräknar man att signalen har dämpats en faktor 100 när den kommer från 5 km djup och att detta anses som någon sorts detektionsgräns.

Författarna räknar med att efter processering kunna reducera brusnivån till  $10^{-10}$  V/m för det elektriska fältet och  $10^{-12}$  Tesla för det magnetiska fältet. Den vertikala komponenten av det elektriska fältet sägs vara svagare än den horisontella, varför den horisontella mäts. Mätningen utfördes med 12 m långa jordade dipoler. Författarna nämner att brusnivån ökar med antennlängden och att det sannolikt är bäst att ha ett stort antal ganska korta ”antennar”. Vid 10 Hz anges att förväntat signal/brusförhållande är större än 1 för signaler som kommer från djup ner till 920 m. Vid 50 Hz är motsvarande djup 620 m. Det nämns också att en repetitiv källa som t ex Vibroseis är att föredra, då man därigenom kan förbättra signal/brusförhållandet genom att addera många signaler (stacking). De aktuella försöken utfördes emellertid med dynamitladdningar. Den starkaste signalen som uppmättes med de 12 m långa antennerna var 700 nV, vilket svarar mot ett radiellt elektriskt fält med styrkan 60 nV/m. Den seismiska energin är koncentrerad i intervallet 30-40 Hz och mycket lite energi har en frekvens högre än 70 Hz.

Ett försök att mäta elektroseismiskt EOS var framgångsrikt, men då det innebär att man sänder starka elektriska fält från markytan visade det sig vara omöjligt att sända långa signaler, t ex chirpar lämpliga för pulskompression och höjning av signal/brusförhållandet, då de utsända signalerna interfererade med mottagarutrustningen och dolde den signal man önskade ta emot. Utsänd effekt var 20 kW och detektionen skedde med hydrofoner i stålfodrade borrhål. Sändarantennerna var två 3x5 m aluminiumfolieskikt med 300 m separation. Maximal strömstyrka var 150 A.

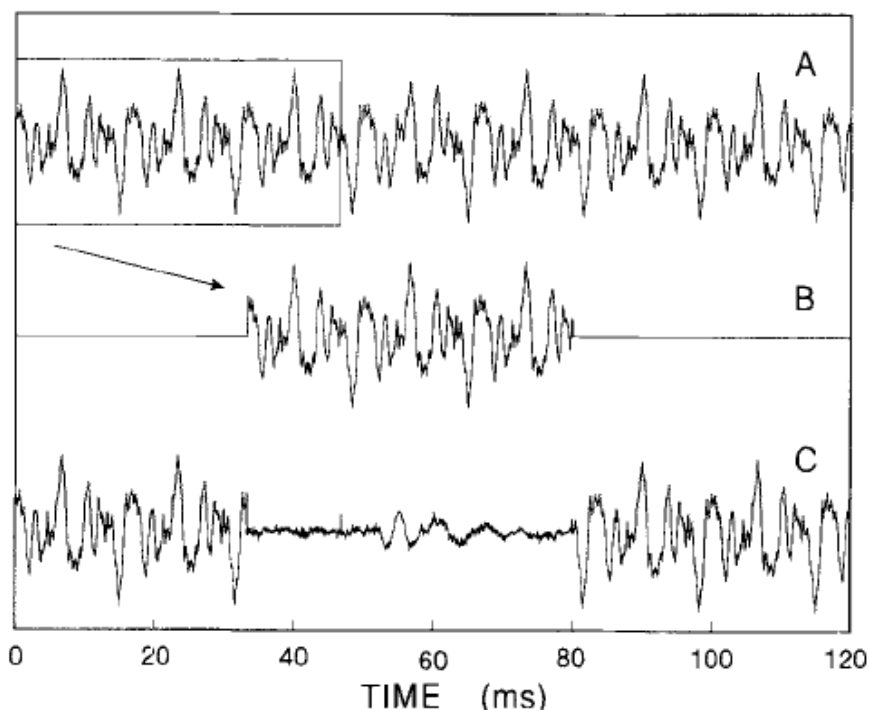
**1993.** BUTLER och RUSSEL presenterar en metod för att ta bort störningar i seismoelektriska signaler orsakade av elledning, dvs i vårt land av 50 Hz med övertoner och 16 2/3 Hz från järnvägen. Med koherent menas här att två signaler ligger i precis fas med varandra. De diskuterar tre metoder:

- koherent subtraktion av ett stycke signal som endast innehåller störningen
- subtraktion av en koherent sinusformad signal i taget
- smalbandsfilter (notch filter)

Den första metoden går ut på att man väljer ut en del av signalen som inte antas innehålla några seismoelektriska signaler utan endast störningen. Störningen antas ha en helt



linjär fas över hela signallängden. Den utvalda signaldelen kopieras. Genom att passa in detta stycke signal i den intressanta signalen så att störningen hamnar i rätt fas i båda signalerna och sedan subtrahera det utvalda signalstycket från delen som antas innehålla den seismoelektriska signalen, erhåller man en signal helt utan störningen och helt utan påverkan av den seismoelektriska signalen. Detta är ett elegant sätt att undvika den destruktion av önskad signal som är en oundviklig effekt av filter implementerade i frekvensdomän. Orsaken till det är att sådana filter inte kan skilja på den oönskade störningen och den önskade signalen vid en given frekvens. Sådana filter är nämligen inte fasselaktiva. Gaussiskt brus kan inte tas bort på detta sätt.



Figur 8.4. A är den i fält inspelade signalen med störningar och elektro-seismisk signal. B är den ur rutan i A extraherade signalen C framkommer efter att B har subtraherats från A.

*A is a signal recorded in the field containing interference and an electro-seismic signal. B is extracted from the box in A. C is the result of subtracting B from A after sliding B to match A.*

**1996.** PRIDE och HAARTSEN är ett teoretiskt arbete, men det innehåller i inledningen en mycket bra sammanfattning av det elektro-seismiska fenomenet. När en seismisk vågrörelse fortplantas genom ett sediment induceras en relativ rörelse mellan fast material och porvätska som sätter jonerna i vätskan i rörelse relativt jonerna i det fasta materialet. Därigenom uppstår en ström orsakad av jonernas rörelse. För kompressionsvågor i ett homogent poröst material kommer strömmen att leda till en ansamling av vätskans joner i det fasta materialet med negativ spänning och en utarmning i de delar som står under tryck. Det resulterande elektriska fältet driver en ström som balanserar strömmen i vätskan. Det uppstår alltså ett konstant elektriskt fält runt kompressionsvågen. Inga

elektromagnetiska vågor alstras av denna process. När en kompressionsvåg däremot passerar en gränsyta mellan två material uppstår en ström i detta skikt som varierar med vågrörelsens tidsmönster. Denna ström ger upphov till en elektromagnetisk vågrörelse som utbreder sig upp till markytan där den kan registreras.

**1998.** BEAMISH och PERT presenterar en utomordentlig översikt avseende forskningsinsatser om elektrokinetiska fenomen. Idén att ljudvågor kan skapa ett elektriskt fält diskuterades i en artikel av Debye 1933 i *Journal of Chemical Physics*. I den första volymen av *Geophysics* 1936 föreslår Thompson att kopplingen mellan seismiska och elektriska fält kan användas som en undersökningsmetod. Vad han avsåg var det fenomenet att seismiska vågor påverkar markytans resistivitet. 1939 gjorde Ivanov observationen att elektriska fält alstrades av explosioner. Ivanov observerade att det inträffade en fasväxling när skottpunkten flyttades från den ena sidan av elektrodläggat (spread) till den andra. Han förde också en diskussion om att effekten uppstod därför att laddningar rörde sig i gränssytan mellan fast och flytande material. Frenkel utvecklar en första teori för det seismoelektriska fenomenet 1940 baserat på Ivanovs observationer. Naturligt förekommande mineraler utvecklar ett elektriskt dubbellager när de kommer i kontakt med en elektrolyt.

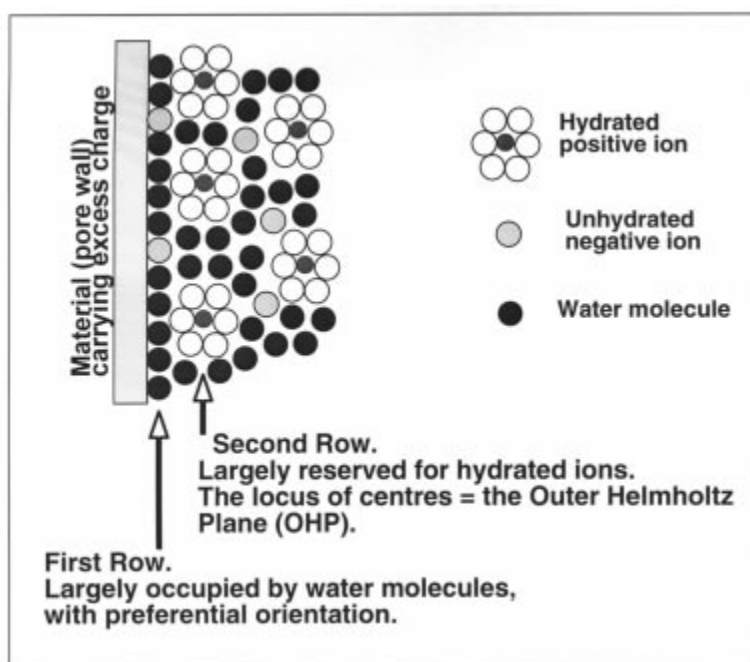
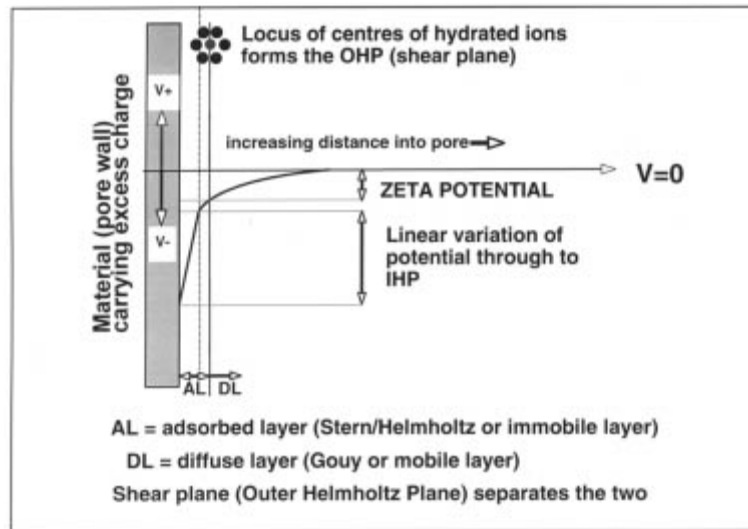


Figure 8.5. Principiell uppbyggnad av det elektriska dubbellagret nära en mineralyta.  
*The structure of the electric double layer near a mineral surface.*



Figur 8.6. Z-potentialen kan ligga i intervallet 0 – 150 mV.  
*The Z-potential may be in the interval 0-150 mV.*

Relationen mellan differentialtryck ( $\nabla P$ ) och resulterande elektrokinetisk spänning ( $\nabla V$ ) anges av Helmholtz-Schmoluchowskis ekvation

$$\nabla V = C \cdot \nabla P \quad \text{Ekv 8.1}$$

där  $C$  är den så kallade strömningspotentialen med typiska värden för bergarter i intervallet -12 till över 350 mV/atm. I den klassiska teorin ges  $C$  av uttrycket

$$C = \varepsilon \cdot \xi / \eta \cdot \sigma \quad \text{Ekv 8.2}$$

där

$\varepsilon$  = vätskans dielektricitetskonstant

$\xi$  = zeta potentialen

$\eta$  = vätskans dynamiska viskositet

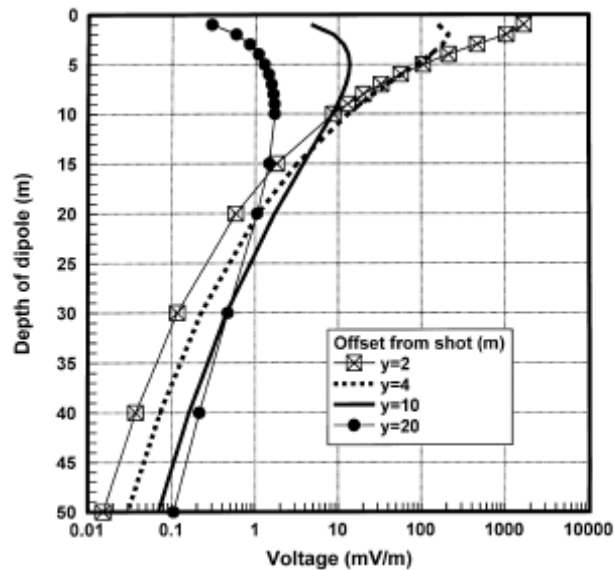
$\sigma$  = vätskans elektriska konduktivitet

Uttrycket för  $C$  kan modifieras att också omfatta porositet och permeabilitet. Av uttrycket för  $C$  framgår att de högsta strömningspotentialerna erhålls då vätskan inte är elektriskt ledande.

Enligt Biots teori kan en seismisk våg i ett vätskefyllt poröst material ge upphov till dels en snabb vågrörelse i vilken materialet och vätskans rörelse ligger i fas, dels en långsam vågrörelse som uppstår i ett gränsskikt. Den långsamma vågrörelsen dämpas ut inom en meter. Genom sin långsamhet ger denna vågtyp kortare våglängder än den snabba vågen för en given frekvens enligt sambandet  $v = \lambda \times f$ .

Styrkan av ett dipolfält uttrycks vanligen som ett moment, dvs som produkten av ström och volym. För den snabba vågen i ett permeabelt lager beräknas volymen som tjockleken multiplicerat med ytan av de första Fresnelzonen, medan för den långsamma vågen skall tjockleken ersättas av den långsamma vågens utdämpningssträcka.

Det magnetiska fältet beräknas ligga i området pico-nanoTesla, vilket vanliga magnetometrar inte kan mäta. En modern cesiummagnetometer har en upplösning av 0.01nT, men kan endast göra c:a 10 sådana mätningar per sekund. Flygmagnetometrar klarar snabbare mätningar. Jordmagnetfältet ligger i Skandinavien på c:a 50.000 nT.



Figur 8.7. Det kring skottpunkten radiella elektriska fältets variation med djupet till en vertikal dipol med enhetsmoment  $1 \text{ Am}^3$  (produkten av ström och volym). *Around the shotpoint radial field dependence of depth to a vertical dipole with unity moment  $1 \text{ Am}^3$  (product of current and volume)*

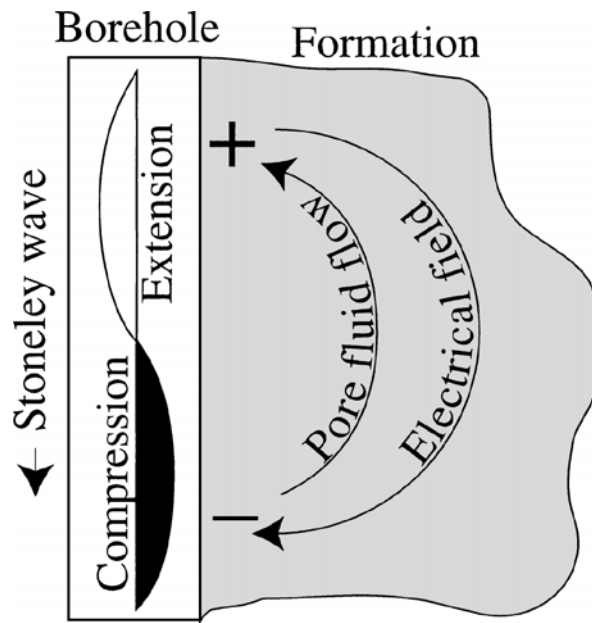
**1981** CHANDLER R definierar den snabba respektive långsamma Biot-vågen på följande sätt: Vid akustiska frekvenser och utbredning i vätskefyllt, poröst material, förut-säger Biots teori snabba kompressions- och skjuvvågor som utbreder sig huvudsakligen i det fasta materialet under påverkan av vätskan samt en långsam våg som utbreder sig i vätskan under påverkan av det fasta materialet. *Chandler säger inget om att den långsamma vågen skulle vara dispersiv, däremot i likhet med andra författare att den är diffusiv. Dispersion innebär att vågor av olika frekvens utbreder sig med olika hastighet. Diffusion är en process som t ex beskriver t ex hur två olika gaser blandas spontant genom den Brownska moleky rörelsen. Det är en utjämningsseffekt.*

**1996.** BUTLER *et al.* undersöker den seismoelektriska effekten på en väg i Haney, i närheten av Vancouver i Canada. Vägen består av c:a 2.7 m väggkropp belägen på morän. De använder sig av jordade elektroddpar (dipoler) kopplade till en differentiell förstärkare med en ingångsimpedans av  $2 \text{ M}\Omega$ . De drar slutsatsen att man bör undvika all deformation av metaller eftersom det skapar elektriska signaler nära skottpunkten. Där-

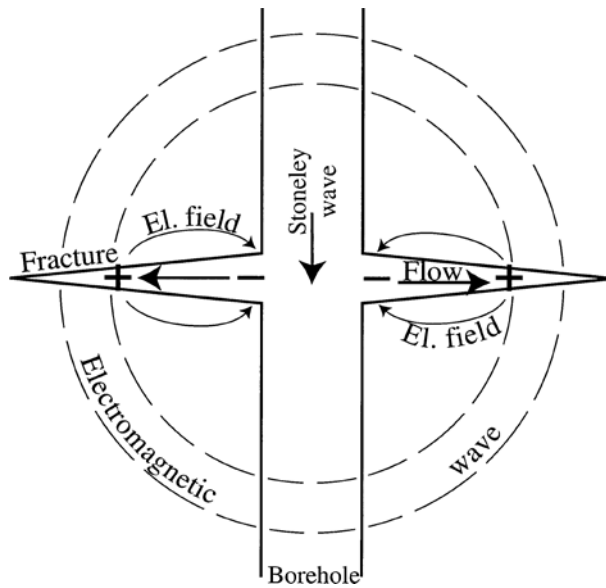
för använder de tändhattar med fördröjning i syfte att tidsmässigt separera strömpulsen till tändhatten från de elektroiseismiska signalerna. De använder en egenutvecklad teknik (1993) för att genom subtraktion av den senare delen av de registrerade signalerna från den förra eliminera 60 Hz och 10-20 högre övertoner från de registrerade signalerna. Därigenom uppnår de en förbättring av signal/brusförhållandet med 45 dB. 60 Hz störningens fältstyrka hade ett topp-topp värde av 5 mV/m att jämföra med de seismoelektriska signalerna vars motsvarande värden ligger i intervallet 10 $\mu$ V-1mV/m. Andra sätt att förbättra mottagningen som använts var att ha en avlägsen referenselektrod samt att subtrahera signaler från symmetriska positioner kring skottpunkten. Störningar tenderar att uppträda lika i sådana par medan de elektroiseismiska signalerna uppträder med motsatt polaritet. Genom subtraktionen förstärks de elektroiseismiska signalerna och dämpas störningarna. Till störningarna räknas även sk spherics, som uppstår när åskurladdningar utbreder sig runt jordklotet mellan markytan och jonosfären. Deras avslutande kommentar är att eftersom de uppnått ett gott signal/brusförhållande med en relativt svag källa (tändhatt) förväntar de sig att väsentligt större undersökningsdjup skall vara möjliga.

**2000.** MIKHAILOV, O., V., QUEEN, J. och TOKSÖZ, N. (MIT) presenterar mätningar i ett 300 m djupt borrhål med 10 m foderrör genom jordlagren. Man beskriver vad som händer när en tubvåg (Stoneley-wave) fortplantar sig längs borrhålet. Seismiska vågor som utbreder sig i vattenmättade bergarter alstrar elektriska fält därför att porvätskan innehåller ett överskott av joner. Denna överskottsladdning uppstår därför att ytorna på de flesta mineral adsorberar joner av viss polaritet från porvattnet och lämnar ett överskott av motsatt polaritet i vätskan. Mineralet kvarts adsorberar t ex negativa joner och lämnar ett överskott av positiv laddning i vätskan. Överskottsladdningen är koncentrerad i ett tunt lager nära mineralkornens yta. Om en seismisk vågrörelse sätter vätskan i rörelse kommer det att uppstå en elektrisk ström.

I ett permeabelt lager kommer en Stoneleigh-våg att alstra ett porvattenflöde från kompressionszonen till dilatationszonen. Om porvätskan innehåller ett överskott av positiv laddning, kommer det att uppstå ett överskott av positiv laddning i dilatationszonen och ett motsvarande underskott av positiv laddning i kompressionszonen. Denna laddningsuppdelning och detta lokala elektriska fält rör sig med Stoneleighvågen längs borrhålet. När vågen rör sig i en homogen bergart alstrar Stoneleighvågen inte något elektromagnetiskt fält. Orsaken till det är att laddningsuppdelningen inte förändras under rörelsen. I ett tänkt koordinatsystem som rör sig med samma hastighet som vågen kommer allting att vara statiskt och därför avges ingen elektromagnetisk strålning. När vågrörelsen passerar en spricka kommer det att uppstå en oscillerande vågrörelse i sprickan. Denna oscillation skapar inte bara en lokal laddningsuppdelning utan strålar också ut en elektromagnetisk våg som utbreder sig i alla riktningar med en hastighet som är flera tiopotenser högre än Stoneleighvågens. Den elektromagnetiska vågen kan därför, i en seismisk tidskala, detekteras överallt samtidigt som Stoneleighvågen når sprickan. Vid seismiska frekvenser sker elektromagnetisk vågutbredning i vanliga bergarter med en hastighet som är c:a  $3 \times 10^6$  m/s.



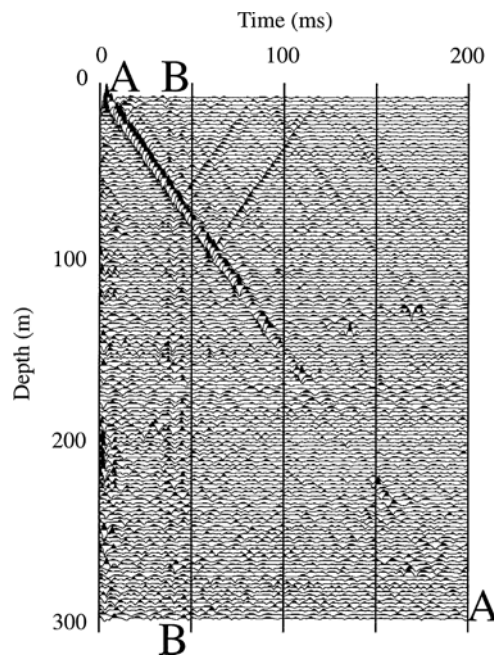
Figur 8.8 Laddningsfördelning vid en passerande Stoneley-våg.  
*Charge distribution when a Stoneleigh wave passes.*



Figur 8.9 Hur laddningarna rör sig när Stoneley-vågen passerar en spricka.  
*How charges move when a Stoneleigh-wave is passing a fracture.*

Vid borrhålmätningarna kunde man reducera störningsnivån med hjälp av två vinkelrätt arrangerade horisontella dipoler på markytan. En linjärkombination av dessa signaler subtraherades från borrhålmätningarna och dessutom subtraherades 60 Hz störningar och dess övertoner enligt Butler och Russels metod (1993).

I Figur 8.9 nedan visas de registrerade elektroseismiska signalerna som funktion av elektrodernas djup i borrhålet. Händelsen A-A är det elektriska fältet som utbreder sig med Stoneleighvågen och händelsen B-B är elektromagnetisk våg utsänd vid passage av en bekräftad spricka på djupet 63 m motsvarande c:a 40 ms i tidskalan.



Figur 8.9 Registrerade elektroseismiska signaler som funktion av djupet.  
*Recorded electroseismic signals as a function of depth in a well.*

Strömtätheten i formationen är summan av lednings- ( $j_l$ ) och flödes-strömtätheten ( $j_f$ ):

$$J_{\text{total}} = J_l + J_f = \sigma_r E - L \nabla P_f \quad \text{Ekv 8.3}$$

I detta uttryck är E den elektriska fältvektorn,  $\sigma_r$  är formationens konduktivitet och L är kopplingskoefficienten för flödesströmmen. Den senare kan enligt Pride (1994) tecknas:

$$L = \frac{\phi}{\alpha_\infty} \frac{\xi \varepsilon_f}{\mu} \left( 1 - \frac{i\omega}{\omega_c} \cdot \frac{4}{M^2} \right)^{-1/2} \quad \text{Ekv 8.4}$$

där

$\phi$  = porositeten

$\alpha$  = porvolymens snirklighet/slingrighet (tortuosity)

$\xi$  = zeta-potentialen

$\varepsilon_f$  = vätskans dielektricitetsstal

$\mu$  = vätskans viskositet

$\omega_c$  = Biot's kritiska frekvens

M = porgeometrifaktor, vanligen ungefär 1

Biot's kritiska frekvens  $\omega_c$  skiljer den viskositetsdominerande flödesregimen från den tröghetsdominerade regimen. För  $\omega \ll \omega_c$  ändras inte kopplingskoefficienten med frekvensen men annars avtar den i proportion till  $\omega^{-1/2}$ . Enligt Biot kan gränshänsfrysningen tecknas

$$\omega_c = \frac{\phi \mu}{\alpha_\infty \rho_f k_0} \frac{2}{M} \quad \text{Ekv 8.5}$$

där

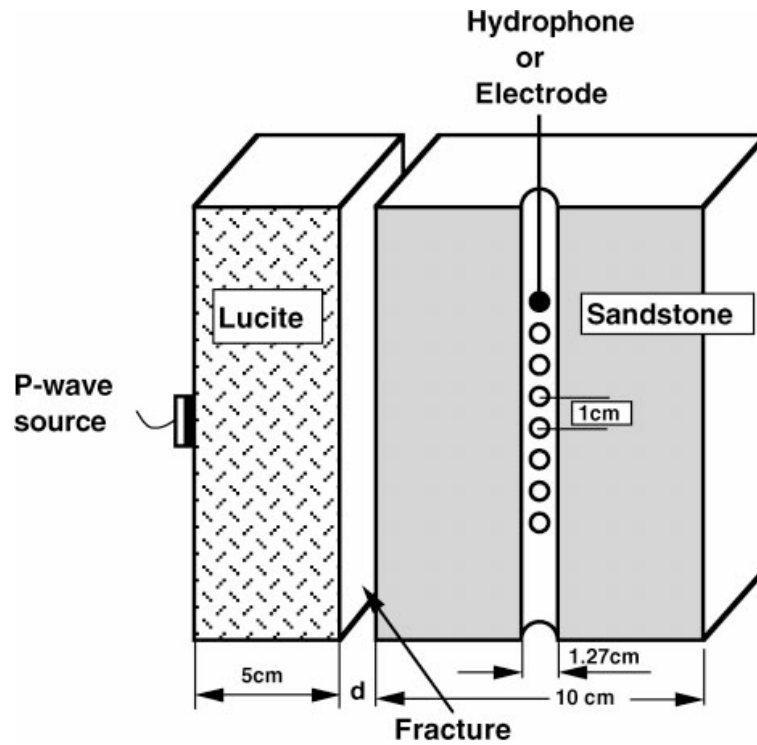
$k_0$  = formationens permeabilitet

$\rho_f$  = porvätskans densitet

Enligt författarnas Biot-baserade modell kan man beräkna porositet och permeabilitet runt borrhålet genom seismoelektriska mätningar. Porositeten kan teoretiskt härledas från den normaliserade amplituden av den elektroseismiska signalen och permeabiliteten från amplitud vs frekvens beroendet hos det lokala fältet alstrat av den passerande Stoneleigh-vågen. Denna måste då kunna täcka ett intervall från några hundra Hz till hundratals kHz. Zeta-potentialer måste undersökas för fler bergarter.

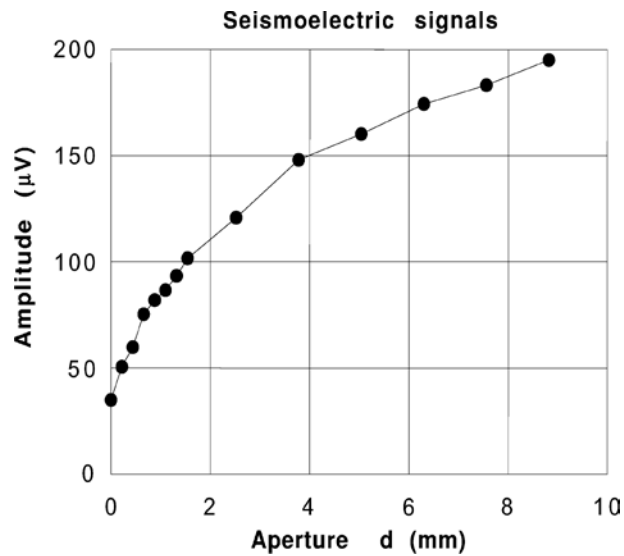


2003 ZHU and TOKSÖZ (MIT) undersöker i laboratoriet den seismoelektriska effekten orsakad av vertikala eller lutande sprickor mellan borrhål (crosshole). Detta föranleds av att seismisk tomografi mellan borrhål kan identifiera en zon med långsam vågutbredning, men kan inte bestämma fördelningen av sprickor i zonen. Tidigare (2000) har MIKHAILOV *et al* visat att man kan lokalisera verkliga horisontella sprickor.



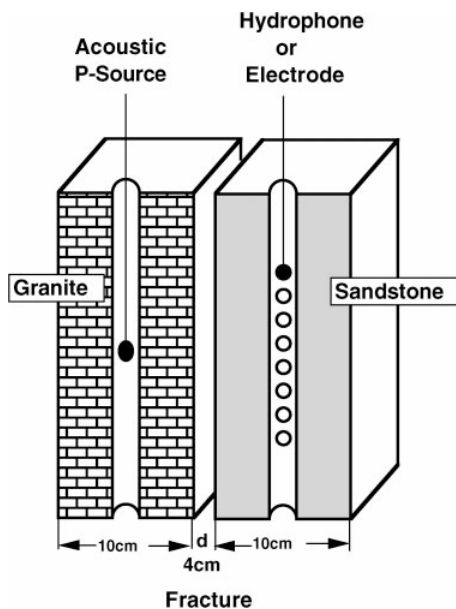
Figur 8.10. Illustration av försök med varierande sprickvidd  $d$ .  
*Illustration of a test with a variation in fracture width  $d$ .*

Försöket visade att ankomsttiden och amplituden för den seismoelektriska effekten ökar när sprickvidden ökas. Det innebär också att effekten uppstår på sandstenssidan av sprickan, inte invid plastmaterialet t.v. (Lucite).



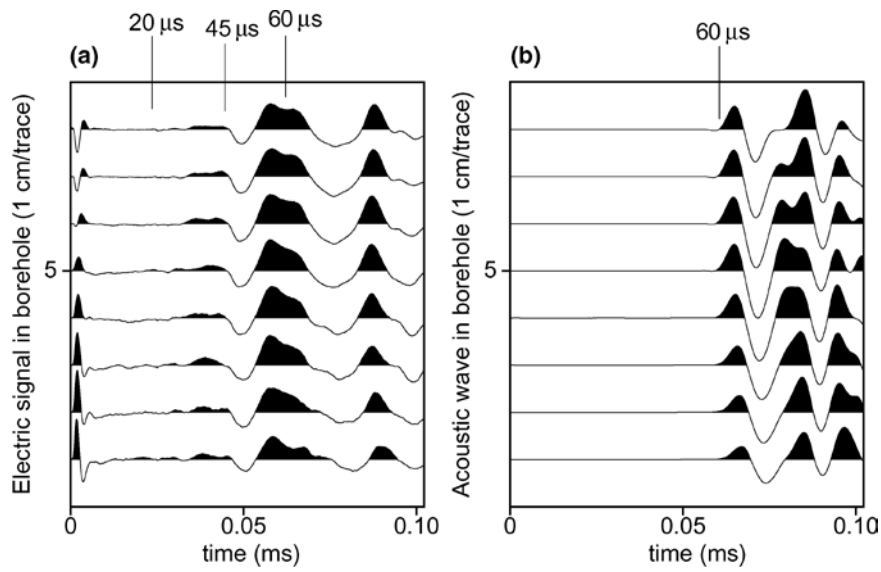
Figur 8.11. Den seismoelektriska signalens amplitudberoende av sprickvidden  $d$ .  
*Amplitude dependence of the seismoelectric signal as a function of fracture width  $d$ .*

Efter detta försök placerades den akustiska källan i ett borrhål i en provkropp av granit samt hydrofoner och elektroder i en provkropp av sandsten. Mellan provkropparna fanns en spricka med sprickvidden  $d = 4$  cm.



Figur 8.12. Försök med spricka mellan granit och sandstensytor (Zhu och Töksöz 2003)

*Test with a varying fracture width between granite and sandstone.*



Figur 8.13. Resultat från försök med granit och sandsten.  
*Results from tests with granite and sandstone.*

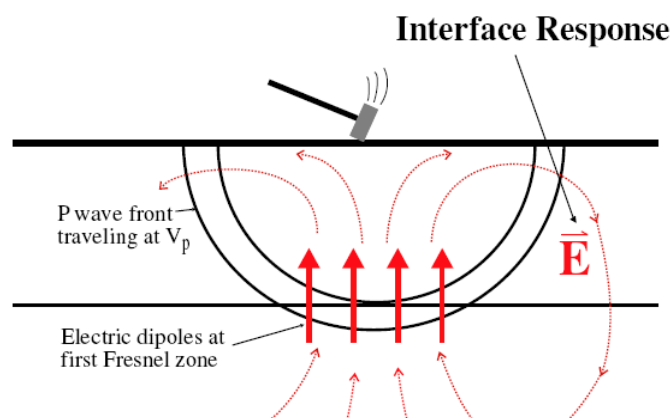
Försök gjordes också med en lutande spricka, vilket återspeglades i de elektroseismiska signalernas ankomsttider.

Som framgår av Figur 8.13 uppstår det en mycket svag elektroseismisk signal vid den tidpunkt som svarar mot att den akustiska energin når fram till granitblockets kant (20 $\mu$ s). Däremot uppstår en kraftig signal när den akustiska energin når fram till sandstenen. Detta är ett tecken på att porositeten i bergarten har avgörande betydelse för storleken på den seismoelektriska effekten.

**2003.** FOURIE, D., I sin doktorsavhandling studerar Fourie seismoelektrikens möjligheter att detektera vattenförande sprickor i den sedimentära Karoo-formationen i Sydafrika. Spricksystemet ligger på drygt 20 m djup och sprickorna kan vara upp till 1 cm vida. De är vattenfyllda, men överlagras av ett tätt skikt på 15 m djup och ovan detta finns ytliga akvifärer med vattenyta på 7-11 m djup. Omfattande teori för att bedöma signalstyrkan utvecklas i avhandlingen och med ledning därav bedöms möjligheten att sprickorna ger upphov till en mätbar elektrisk signal på ytan som osäker. Både bredbandig och smalbandig excitation studeras. Den långsamma vågen får för en given frekvens en kortare våglängd och därmed bättre upplösning än den snabba vågen, men å andra sidan dämpas den ut fortare. Från en tjock spricka kan man räkna med signal från både den övre och den undre begränsningsytan och dessa kan interferera konstruktivt eller destruktivt beroende på sprickvidden och våglängden på den exciterande signalen. Efterföljande mätningar i campus-miljö ger inte stöd för att några elektroseismiska signaler registrerats från spricksystemet.

**2004.** HAINES, S. konstruerar i sitt doktorsarbete vertikala diken vilka han fyller med avvikande jordart. På ömse sidor om dessa diken placerar han skottpunkter och elektroder/geofoner. På så sätt har han kontroll över geometrin vilket är svårt när man utnyttjar naturliga formationer nere i marken. H nämner att den elektromagnetiska "strålningen" vid seismiska frekvenser har en våglängd av  $10^4$  till  $10^5$  m och att man därför inte kan tala om någon egentlig vågutbredning. Alla punkter inom rimligt avstånd från skottpunkten kommer nämligen att svänga i samma fas.

För datainsamlingen använder H en standardseismograf, en Geode med 24 kanaler. Dipollängden är 1.0 m och elektroden/dipolerna arrangeras så att de överlappar varandra. För att förbättra signalmottagningen används en 1:5 transformator på varje ingång, som höjer spänningen och isolerar instrumentet galvaniskt från marken. Uppmätta seismoelektriska signaler från gränsytorna ligger i storleksordningen 0.001 mV. Nätstörningen (60 Hz) låg på en nivå av 0.01 mV.



Figur 8.14. Det elektriska fältet (röda linjer) kring en vertikal dipol (röda pilar)  
*The electric field (red lines) around a vertical dipole (red arrows)*

Det elektriska fältet som funktion av det vertikala avståndet  $z$  från dipolen och på avståndet  $x$  från skottpunkten beskrivs enligt H av ekvationen

$$V(x, z) = \frac{qd}{4\pi\epsilon_0} \cdot \frac{z}{(x^2 + z^2)^{3/2}} \quad \text{Ekv 8.6}$$

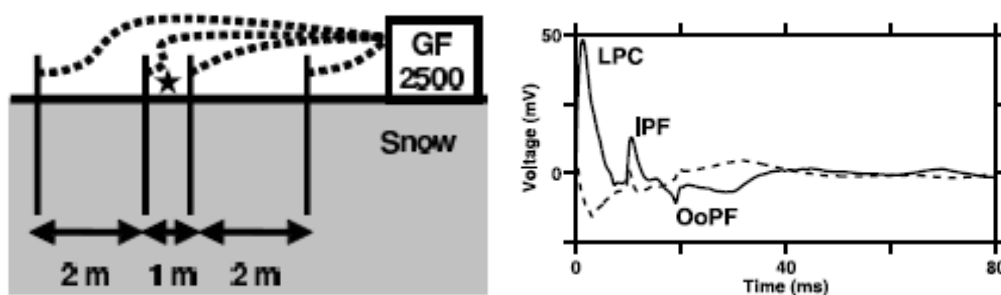
där

$q$  = storleken av de elektriska laddningarna  
 $d$  = avståndet mellan de separerade laddningarna  
 $\epsilon_0$  = elektriska permittiviteten (dielektricitetsstalet)

H gör ett antal värdefulla observationer under sina experiment

- Den rörliga magneten i geofoner alstrar inte störningar i den elektriska signalen
- Dipollängden 1m ger bättre resultat än 5m
- Det är väsentligt att använda upptransformering och galvansk isolering
- Slägga är bättre än "shotgun" (hagelpatron i en särskild avfyringsordning)
- För större djup krävs dynamit som energikälla alternativt vibrator
- Nätspanning tas bort enligt Butler och Russell 1993
- Avlägsna bakgrundbrus och coseismiska signaler med filtrering
- Dynamiska fenomen ger möjlighet att subtrahera statiska signaler
- Seismoelektriken kan detektera mycket tunnare sprickor än seismik
- Seismoelektriken kan detektera en förändring i salthalt i en sprickzon
- Ett stort antal kanaler är önskvärt för att separera olika signaltyper ( $Hm$ )
- Fördelatigt att använda ett flertal skottpunkter för varje uppställning
- Placera om möjligt skottpunkterna en bit från dipolerna
- Som ett alternativ till upptransformering kan man använda förförstärkare

**2006.** KULESSA, MURRAY och RIPPIN gör försök på en glaciär i Schweiz med instrumentet Groundflow EKS GF2500, samma instrument som Fourie använde i Sydafrika 2003. *Glaciären är ett av de bästa tillämpningsexemplen naturen erbjuder därför att dess uppbyggnad är enklare än jord och berglagren och därför att den kalla isen är en god isolator.* GF 2500 använder sig av två dipoler, en på vardera sidan om skottpunkten. Dessa ansluts till den registrerande utrustningen så att man får en förstärkning av mottagna signaler för signaler som är i motfas på ömse sidor om skottpunkten. Signaler som är i fas dämpas vid subtraktion av de två signalerna. Figur 8.15 nedan visar dipolarrangemang och mottagen signal



Figur 8.15. Dipolarrangemang kring skottpunkten (\*) t.v. Mottagna signaler t.h. Helt dragen respektive streckad linje från ömse sidor av skottpunkten. *Dipole arrangement around the shotpoint (\*) (left). Received signals(right). Solid and dashed lines represent signals from either side of the shotpoint.*

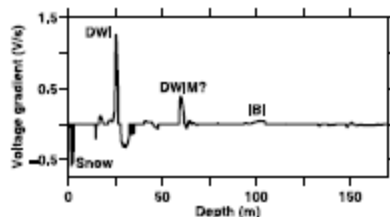
Det valda dipolarrangemanget anser författarna vara det mest effektiva och refererar till Hartsen och Pride 1997 (ej i referenslistan till denna rapport). Motivet är att reflektionerna kommer från den första Fresnel-zonen lokaliserad rakt under skottpunkten om det reflekterande lagret är horisontellt. De framhåller också att dipoler placerade längre från skottpunkten utsätts för mer störningar av de coseismiska signalerna alstrade av seismiska ytvågor.

Författarna använder sedan en enkel gradientalgoritm för att sortera fram de intressanta signalerna. I ekvationen är  $s_1$  och  $s_2$  signalerna från respektive dipol.

$$s_{grad} = \frac{1}{2}(\dot{s}_1 + \dot{s}_2) \quad \text{om de båda gradienterna har lika tecken} \quad \text{Ekv 8.7}$$

$$s_{grad} = 0 \quad \text{om de båda gradienterna har samma tecken} \quad \text{Ekv 8.8}$$

därefter erhålles resultatet i Figur 8.16.



Figur 8.16. Seismoelektriska registreringar på glaciär med dubbelreflex vid 58 m.

*Seismoelectric recording on a glacier with a double echo at 58 m.*

I motsats till reflektionsseismiska mätningar där den första multipeln anländer vid dubbla reflextiden jämfört med den primära reflexen kommer den seismoelektriska dubbelreflexen att anlända vid tre gånger den primära reflexen. Det beror på att den primära reflexen anländer redan när den seismiska vågen nått ner till det reflekterade lagret, eftersom den elektriska signalen utbreder sig med så hög hastighet. I Figur 8.16 ovan tolkas därför reflexen vid 58 m som en dubbelreflex av reflexen vid 22 m. Baker 2003 har observerat seismoelektriska signaler från mer än 100 m djup på Matanuska-glaciären i Alaska med användandet av slägga och slagplatta.

Författarna har iakttagit rotationsassymetri kring skottpunkten, vilken de tolkar som orsakad av att den reflekterande gränssytan vid glaciärens botten lutar i förhållande till glaciärytan. De konstaterar också att man borde kunna övervaka skeendet i en glaciär med hjälp av passiv elektroseismik. Detta skulle vara särskilt förmånligt då dipoler kan placeras ut i stort antal till bråkdelen av kostnaden för seismografer. Övergången mellan snö och is alstrar också seismoelektriska signaler när området träffas av seismiska vågor.

**2009.** SCHAKEL och SMEULDERS studerar reflektion och transmission av seismoelektriska vågor och gör en känslighetsanalys avseende väsentliga parametrar. Seismoelektrisk omvandling alstras vid kontraster i 1) elastiska egenskaper, 2) vätskekemi (pH och koncentration) och 3) flödesegenskaper (permeabilitet). Elektrolytkoncentration, porvätskeviskositet och permeabilitet är dominerande vid seismoelektrisk omvandling medan pH, kompressibilitet, porositet och slingrighet (tortuosity) påverkar den seismoelektriska omvandlingen i mindre utsträckning.

## 8 WORKSHOP MED TEMAT SEISMOELEKTRIK

En första internationell workshop i seismoelektrik avhölls i Hannover i februari 2011 med huvudsakligen europeiska deltagare men även med en representant från Australien. Nedan följer korta sammanfattningar av de olika föredragen. Anteckningarna är i telegramform och presentationen sker i kronologisk ordning.

Kröger och Kemna: "Guided seismoelectric wave propagation in and at confined units": Kanalvågor (guided waves) är en vågtyp som inte tidigare behandlats i seismoelektriska sammanhang. De uppstår när ett lager har sådana elastiska egenskaper att en våg som nått in i lagret inte kommer att spridas ut från det igen, utbredningen sker helt inom lagret. Den modellering som gjorts tar inte hänsyn till Biots våg av andra typen, den långsamma. Mer arbete behövs innan inversion av data är möjlig.

Holzhauser och Yaraman: "Processing and modelling of in-field seismoelectric data, with insight in the lab": Modellering har utförts. Seismoelektriska försök kan i förlängningen ge upplysning om sådana storheter som porositet, permeabilitet och porvätskans elektriska konduktivitet. Den coseismiska signalen är proportionell mot den seismiska accelerationen. Den konverterade vågen är proportionell mot ytladdningen och den seismiska energin. Man har använt ett datainsamlingsystem med specifikationen 200 kSa/s, 32 kanaler och 24 bitars AD-omvandlare. Försök har gjorts att härleda djupet till den seismoelektriska omvandlingen med hjälp av den på ytan uppmätta amplituden mätt från skottpunkten, men noggrannheten med denna metod ifrågasätts. 15 Hz högpasfilter använt vid fältmätningar, i vilka 30-40 Hz dominerar. I laboratoriet har man etablerat en välavskärmd sandkolonn i vilken seismoelektriska fenomen studeras.

Warden, Garambois, Jouniaux och Sailac: "Filtering techniques applied to synthetic seismoelectric data": Seismoelektriken har förutsättningar att detektera tunna lager. Amplituden för den coseismiska vågen är mycket starkare än för den konverterade vågen. Det signalskapande området utgörs av den första Fresnel-zonen. Olika signalprocesseringsmetoder diskuteras, bl a de metoder Haines använde i sin avhandling. Det är ett problem att den coseismiska vågens hyperboliska form är horisontell vid skottpunkten, liksom den omvandlade signalen är i hela registreringen.

Bordes, Senechal, Garambois, Jouniaux och Dietrich: "Seismoelectric and seismomagnetic measurements in partially saturated sands: an experimental approach": Skjuvvågor alstrar bara en seismomagnetisk signal och den seismoelektriska transferfunktionen varierar kraftigt med frekvensen. Den seismomagnetiska signalen ligger i storleksordningen 0.1nT. I laboratoriemiljö har man använt sig av fluxgate.magnetometrar. *Detta innebär att moderna cesium-magnetometrar av ordinär typ för fältbruk inte kan mäta tillräckligt snabbt, de klarar bara c:a 10 mätningar per sekund. Man måste utnyttja magnetometrar av SQUID-typ.*

Dean och Dupuis: "The use of vibratory sources for seismoelectric surveys": Vid storskaliga reflektionsseismiska undersökningar är man alltmer intresserad av att kunna beskriva de översta marklagrens egenskaper för att kunna utföra den efterföljande signalprocessering så bra som möjligt. De flesta metoder kräver då ett separat mätförfarande bredvid de reflektionsseismiska åtgärderna, men den seismoelektriska metoden låter sig elegant utföras som en del av den reflektionsseismiska uppställningen. Använd inte en elektromagnetisk vibrator, den starka elektriska strömmen kommer att interferera med de seismoelektriska mätningarna. Använd i stället en hydrauliskt driven vibrator. Dean introducerar begreppet "vibroelectric". Om



en sådan vibrator sänder en 16 s lång chirp runt 80 Hz motsvarar energin att man slår med slägga i 100 år. En hydraulisk vibrator täcker ofta frekvensintervallet 3 – 150 Hz. Med en bandbredd på 150 Hz erhålles för en seismisk gånghastighet av 3000 m/s en ekvivalent pulslängd om 10 m efter pulskompression. I de aktuella försöken användes en 12 s lång chirp från 8 till 100 Hz med en halv sekunds avfasning i början och slutet i syfte att inte excitera transienter. Tyvärr fanns det jordlager med höga seismiska gånghastigheter i ytskiktet och dessa dolde eventuell förekomst av seismoelektriska signaler på större djup än c:a 80 ms. Dean påstår att eftersom den seismoelektriska källan alltid befinner sig rakt under den seismiska källan behövs det inte ett stort antal kanaler i registreringsutrustningen. Traditionell komprimering av en chirp användes vid försöken. Dean erbjöd sig att ställa utrustningen han använt till förfogande för den som hade ett intressant försök att utföra.

Dietrich och Garambois: "Transient elektrokinetic phenomena: a natural bridge between seismology and electromagnetism for reservoir characterization": Ett ryskt experiment använde sig av en luftburen antenn i form av en ram (*Man mäter då den seismomagnetiska signalen, alstrad av skjuvvågor*). Histogram över elektrokinetiska publikationer visar en markant ökning efter 1990. I Sovjetunionen använder man seismoelektrik för mineralsökning. Metoden är användbar till flera tusen meters djup i lågkonduktiva jord- och bergarter. PU fråga varför ingen använder antenner för seismoelektriska mätningar mötte inga invändningar.

Kemna och Kröger: "Towards seismoelectric tomography: concept and first results from cross-borehole measurements": Vid denna typ av mätningar anländer den konverterade signalen först. Det är ingen fördel att använda långa dipoler. Inducerad polarisation visar signaturer som påminner om de seismoelektriska. Signalen från gnistkälla (sparker) anländer vid tiden  $t=0$ , dvs det uppstår en elektromagnetisk våg vid gnistgapet vid urladdning.

Stoll: "General considerations to develop a seismo-elektrokinetic borehole instrument": Detta är ett samarbetsprojekt. Imperial college gick igenom litteraturen och skrev datorprogram, Sondex byggde instrumentet och Antares gjorde laborieförsök. Med det nya instrumentet förväntar man sig kunna bestämma permeabilitet bättre än med hjälp av tubvågor (Stoneleigh-waves). NMR ger ingen information om permeabilitet. Med tubvågor erhåller man dock endast permeabiliteten i hålets ytskikt, mätningen tränger inte på djupet. Tubvågans hastighet minskar med permeabiliteten. Mätningar i borrhål bör göras vid frekvenser lägre än 100 kHz. Seismoelektriska mätningar verkar kunna tränga genom det skikt som påverkas av borrhåll (mud-cake). Tubvågmetoden är också bara lämplig för högpermeabla formationer.

Südekum: "Technical developments": Arbetet startades med stöd från Christian Albrecht-universitetet i Kiel. Problem med DC-nivåer tillskrevs användandet av stålelektroder. Det har varit nödvändigt med impedansomvandling från dipolens 200 M $\Omega$  till datainsamlingens (Geode) 20 k $\Omega$ . Man använder en förförstärkare med 100 ggr förstärkning och ett frekvensomfång 15-1500 Hz. Undertryckningen av "common mode" är 100 dB, vilket tyder på att man använder någon sorts differentiell inkoppling. Elektrisk vibrator har testats men det uppstod överhörning mellan vibratören och den registrerande utrustningen. Elektriskt ledande epoxiplast användes som isolering. I diskussionen framkom att det kan vara en fördel att digitalisera signaler ute vid dipolerna / elektrodparen.

Schakel, Smeulders, Zhu, Slob och Heller: "Coupled seismic and electromagnetic wave propagation measurements and modelling": Detta är laborieförsök med ultraljudutrustning. En sändare skickar ultraljudvågor mot en porös skiva och de elektriska potentialerna mäts upp. När ljudvågorna träffar det porösa materialet uppstår en seismoelektrisk våg. Man kunde

studera fältets avklingning genom att mäta dess amplitud som funktion av uppströmsavståndet från den porösa skivan. Man visar att det är en seismoelektrisk omvandling som ägt rum genom att isolera en torr porös skiva från vattnet. Då uppstår det inte någon signal. Så fort skivan vattenmättats och är i kontakt med vattnet uppstår signalen. Under 2011 har Schakel disputerat på bl a dessa mätningar.

Allègre, Jouniaux, Lehman och Sailhac: "Streaming potential in unsaturated porous media: an experimental and numerical approach": Mätningar i en kolonn med poröst material som dräneras. Man har studerat strömningspotential som funktion av vattenkvot, vilka man har funnit inte samvarierar monotont. Strömningspotentialen ökar först med vattenkvoten och sjunker med ökande vattenkvot över ett visst värde mellan 65 och 85%. Man har också funnit att den elektrokinetiska koefficienten är två storleksordningar starkare än för klassiska bestämmningar för vattenmättade förhållanden. Kommande försök avser successivt ökande vattenhalt i det porösa materialet.

Iwanowski-Strahser, Strahser och Rabbel: "Seismoelectric field measurements- performance, problems, perspectives": Seismoelektriska fenomen har studerats vid universitetet i Kiel under perioden 2001-2008. Man har använt sig av ett konventionellt seismiskt utlägg med dipoler på linjer i två riktningar från skottpunkten. Efter inledande försök med slägga övergick man till en accelererad fallvikt. Man har inte detekterat något lager på större djup än 7 m och inga seismoelektriska omvandlingar under grundvattenytan. Fast mark och en kraftfull källa förbättrar resultaten. Kompletterande information krävs för en framgångsrik tolkning av mätdata. Problem man har stött på: interferens mellan coseismisk signal och den konverterade signalen, olika polariteter kan uppstå, 50 Hz störningar särskilt i stadsmiljö. I diskussionen nämndes olika källor som "shotgun" och "Sissy". Skjuvvågor ger sämre resultat än kompressionsvågor. Den bästa källan är troligen vibroseis. Den starkaste konverteringen till elektromagnetiska vågor tycks ske i lagergränser med stor skillnad i seismisk gånghastighet, men skillnader i elektrisk resistivitet och dielektricitetstal ger också effekt.

## 9 SLUTSATSER

Den seismoelektriska metoden är såvitt känt den enda indirekta metod som kan ge indikation om vattenförekomst i sprickor i berggrunden samt om den hydrauliska konduktiviteten med samma goda avståndsupplösning som reflektionsseismik. Ingen annan indirekt metod anses ge besked om den hydrauliska konduktiviteten. Ju snabbare vattnet rör sig desto starkare blir signalen.

Genom laboratorieförsök har flera forskare vid MIT klargjort att den seismoelektriska effekten har sitt ursprung i kontakten mellan fast material och vätska samt vilka parametrar som påverkar signalen.

Metoden är för närvarande föremål för stort intresse i forskningsvärlden. Inte minst utvecklas det mjukvara för att simulera processen. Sådan mjukvara är ett viktigt hjälpmedel när man planerar en fältmätning, eftersom man då får en indikation om det man har tänkt sig göra är möjligt och om hur man i så fall bäst skall gå tillväga.

När det gäller källan förefaller dynamit och vibratorer vara de bästa metoderna. För mycket grunda undersökningar kan hammarslag vara tillräckligt. Dean (workshop 2011) har beräknat att 16 s vibration med en Vibroseis-sändare motsvarar att man slår med slägga i 100 år.

Viktiga utvecklingsområden är detektortekniken och processeringen av mottagna signaler.

Mätning av seismoelektriska signaler kan göras med hjälp av en vanlig ingenjörseismograf av modernt snitt, dock krävs ofta ingångsförstärkare som förstärker mätsignalen och anpassar impedansen till mätinstrumentet. Man kan mäta signalerna mellan vanliga elektroder av rostfritt stål som jordas i marken på lämpliga avstånd från varandra. Signal-brus-förhållandet är dock ofta så lågt att det krävs avancerad signalbehandling för att extrahera användbara signaler ur mätdata.

Det största verkliga djup någon hittills angivit för seismoelektriska reflektioner är c:a 300 m men beräkningar pekar på att väsentligt större djup än så skulle vara möjliga att uppnå. Å andra sidan uppnår man sällan större penetration än något tiotal meter om slägga används som energikälla. För mätningar i samband med planerad tunnelbyggnad är sannolikt en sk buffalo-gun ett bra alternativ. Det är en rörbit utformad för att medge att lösa hagelpatroner avfyras ned i ett hål i marken på ett säkert sätt.

Det finnas goda skäl att i en andra etapp av projektet, genom diverse fältmätningar och simuleringar, skaffa förbättrad kännedom om metodens styrkor och svagheter innan ett mer omfattande fältarbete i samband med utförd eller planerad tunneldrivning utförs i en tredje etapp av projektet.

**REFERENSER**

Beamish, D. and Peart, R., J.1998, Electrokinetic geophysics – a review, *Terra Nova* 10, pp 48-55

Biot, M., A.,1956, Theory of propagation of elastic waves in a fluid-saturated porous solid. I. Low-frequency range, *Journ Acoust Soc Am*, Vol 28, Nr 2, March, pp168-178

Biot, M., A., 1956 Theory of propagation of elastic waves in a fluid-saturated porous solid. II. Higher frequency range, *Journ Acoust Soc Am*, Vol 28, Nr 2, March , pp179-191

Butler, K., E. and Russel, R., D., 1993, Subtraction of powerline harmonics from geophysical records, *Geophysics*, Vol 58, No 6, June pp 898-903

Butler, K., E., Russel, R., IC, A., W., 1996, Measurement of the seismoelectric response from a shallow boundary, *Geophysics*, Vol 61, No 5 (September-October ), pp 1769-1778

Chandler, R., 1981, Transient streaming potential measurements on fluid-saturated porous structures: An experimental verification of Biot's slow wave in the quasi-static limit, *J. Acoust.Soc.Am.*, 70(1), July

Clarke, R.,H., Millar, J., W., A. and Knaggs, D., Electrokinetic soundings at Cape Hill Brewery, Birmingham UK, Groundflow Ltd, undated

Dukhin, A., S., Goetz, P., J. and Tommes, M., 2010, Seismoelectric effect: A non-isochoric streaming current. 1. Experiment, *Journ Colloid and Interface Science*, 345, pp547-553

Frenkel, J., (1944), 2005, On the Thoery of Seismic and Seismoelectric Phenomena in a Moist Soil, *Journ. Engineering Mech.*, September, pp 879-887

Fourie, F., D., 2003, Application of Seismoelectric Techniques to Geohydrological Investigations in Karoo Rocks, Dr Thesis, University of the Free State, Bloemfontein, Sydafrika, November

Garambois, S., Dietrich, M., 2002, Full waveform numerical simulations of seismoelectromagnetic wave conversions in fluid-saturated stratified porous media, *J. Geophys. Res.*,107(B7), 2148.

Geerits, T., W., 1996, Acoustic wave propagation through porous media revisited, *Journ Acoust. Soc. Am.*, 100 (5), November

Gharibi, M., Bentley., L., B. and Stewart, R., R., 2003, Seismoelectric monitoring of producing oilfields: A review, *CREWES Research Report*, Vol 15

Grüneberg, S., 2011, Messanordnung – Seismoelektrik, drawing 2011-01-24, LIAG Hannover.

Haines, S.,S., 2004, Seismoelectric imaging of shallow targets, Dr Thesis, Stanford University, December , 179p

- Kröger, B., Yaramançi, U. and Kemna, A., 2011, Modelling of seismoelectric Effects, Power-point presentation
- Kulesa, B., Murray, T. and Rippin, D., 2006, Active seismoelectric exploration of glaciers, *Geophysical Research Letters*, Vol 33, L07503
- Liebermann, L., 1956, Extremely Low-Frequency Electromagnetic Waves. I. Reception from Lightning, *Journ Appl Physics*, Vol 27, Nr 12, pp1473-1476
- Mikhailov, O., V., Queen, J. and Toksöz, N., 2000, Using borehole electroseismic measurements to detect and characterize fractured (permeable) zones, *Geophysics*, Vol 65, No4, (July-August ), pp 1098-1112
- Mikhailov, O.V., Haartsen, M.W. and Toksöz, N., 1997, Electroseismic investigation of the shallow subsurface: Field measurements and numerical modelling, *Geophysics*, January-February, 62(1), 97-105.
- Millar, J.W., A. and Clarke, R.H., Elektrokinetic Techniques for Measurement of Rock Permeability”, <http://groundflow.com/frames/artpaperfrm.html>
- Pride, S., R. and Haartsen, M., W., 1996, Electroseismic wave properties, *Journ Acoust Soc Am*, 100 (3) September, pp1301-1315
- Russel, R.D., Butler, K.E., Kepic, A.W. and Maxwell, M., 1997, Seismoelectric exploration, *EdgeNet*, November , [www.edge-online.org](http://www.edge-online.org)
- Sallas, J., J., 2010, How do hydraulic vibrators work? A look inside the black box, *Geophysical Prospecting*, 58, pp 3-17
- Schakel, M. and Smeulders, D., 2010, Seismoelectric reflection and transmission at a fluid/porous-medium interface, *Journ Acoust. Soc. Am*, 127 (1), January
- Schakel, M., D., Smeulders, D., M., J., Slob, E.,C. and Heller, H., K., J., 2011, Seismoelectric interface response: Experimental results and forward model, *Geophysics*, Vol 76, No 4 (July-August), pp 29-36
- Thompson, A., H. and Gist, G., A., 1993, Geophysical applications of electrokinetic conversion, pp 1169-1173, *The Leading Edge*, December
- Titov, K., Ilyin, Y., Konosavski, P. and Levitsky, A., 2002, Elektrokinetic spontaneous polarization in porous media: petrophysics and numerical modelling, *Journal of Hydrology*, 267, pp207-216
- Zhu, Z. and Toksöz, N., 2003, Crosshole seismoelectric measurements in borehole models with fractures, *Geophysics*, Vol 68, No 5, (September-October), pp1519-1524



Box 5501  
SE-114 85 Stockholm

info@befoonline.org • www.befoonline.org  
Besöksadress: Storgatan 19

kaigan tbk  
digital thinking

ISSN 1104-1773