

## SEISMOELEKTRIK – FÄLTTESTER AV APPARATUR – ETAPP 4

Peter Ulriksen  
Torleif Dahlin



# **SEISMOELEKTRIK - FÄLTTESTER AV APPARATUR - ETAPP 4**

## **Seismoelectrics - field tests of equipment - Part 4**

Peter Ulriksen  
Torleif Dahlin

Omslagsfigur: *Figur 118 i rapporten. Kabelutlägg norr om Kemicentrum på Lunds Tekniska Högskola. Den vänstra kabelstammen kopplad till geofoner, den högra till dipoler, vilka utgörs av två jordspett nedslagna i marken med 2 meter mellanrum.*

## FÖRORD

Överraskande förekomst av vatten i sprickor i berggrunden skapar problem vid tunnelbyggnad och anläggandet av berggrum. Problemen är huvudsakligen av tre typer. På kort sikt försvarar eller omöjliggör vatteninläckaget fortsatt framdrivning av bergarbetet och på lång sikt kommer läckaget att förstöra installationer i anläggningen och leda till pumpningsbehov. Vidare kommer läckaget också att dränera jordlagren ovanför bergarbetet och det kan leda till sättningar i befintliga huskroppar och andra konstruktioner.

Det faktum att fritt vatten i kontakt med en bergyta alstrar en elektrisk ström när det rör sig längs bergytan är en tänkbar effekt som skulle kunna användas för att bestämma bergets innehåll av fritt rörligt vatten, till skillnad mot vatten låst i porer eller kemiskt. Man måste då skapa en vibration i berget som alstrar en relativ rörelse mellan berg och vatten. En sådan vibration kan skapas genom vibration eller genom en explosion. Eftersom det då rör sig om en omvandling från seismisk energi till elektrisk energi går förfarandet under beteckningen seismoelektrik.

Detta projekt har finansierats av BeFo och stöttats av en referensgrupp som bestått av Per Tengborg, Henrik Jonsson, Robert Sturk, Kent Lundin, Christian Bernstone och Patrik Lissel.

Stockholm

Patrik Vidstrand



## Sammanfattning

Denna projektetapp har bland annat omfattat utveckling av teknik för seismoelektriska mätningar i tidsdomän. Detta motiverades av ett intresse av att kunna göra sådana mätningar i tunnlar, där en stor fordonsdragen vibrator inte är så användbar. Den omedelbart tillgängliga bergytan gör också att energiöverföring från källa till berg blir effektiv. Flera energikällor provades och bultpistol framstod som mest effektiv och repeterbar.

Tidsdomänmätningar utfördes Gårdatunneln i Göteborg där störningsnivåerna tyvärr var så höga att det var svårt att se någon överensstämmelse mellan seismoelektriska och seismiska data. Signalprocessering i tidsdomändata har utgjorts av bandpassfiltrering där frekvenskomponenter i de seismoelektriska signalerna som ligger utanför det frekvensband som alstras av bultpistolskottet filtrerats bort. Försöken i Gårdatunneln hade inte varit möjliga utan assistans från Telias Kent Lundin, Vattenfalls Henrik Jonsson och serviceföretaget BESAB i Göteborg.

Signalprocesseringen i frekvensdomän verifierades genom olika mätningar och processeringsmetoder på data insamlade vid Kemicentrum på LTH. Denna signalprocessering tillämpas sedan på mätdata från Hallandsåsen där två mätplatser rakt ovan det östra tunnelröret undersökts, den ena med stort vatteninläckage och den andra med litet. Coseismiska signaler registrerades och man kunde även se att starkare osystematiska signaler uppträdde på den plats där vatteninläckaget var stort. En coseismisk signal uppträder när jorden kring elektroderna komprimeras av den passerande ytvågen, en slags piezoelektrisk effekt.

Några klassiska reflektionshorisonter som uppträder samtidigt i både seismiska och seismoelektriska data har inte återfunnits, men det kan förklaras med hur sprickor uppträder i kristallina bergarter. De ordnar sig snarare i tredimensionella mönster än de för sedimentära bergarterna klassiska horisontella strukturerna. Därigenom blir det erhållna reflektionsmönstret mer oregelbundet än de horisonter och hyperboler man förväntar sig vid reflektionsseismiska mätningar.

Så det kanske är signalnivån i hela signalen som är den väsentliga informationsbäraren. Man måste då göra bakgrundsmätning alldeles i anslutning till mätningen, helst vid varje frekvens, så att man kan urskilja effekten. Dessutom måste mätningen vara kalibrerad för spänningsmätning, vilket man annars tar lätt på i reflektionsseismiska sammanhang. Möjligen kan man också använda vad som brukar kallas "ambient noise" som signalkälla. Med begreppet avses i seismiken att man utnyttjar bakgrundsfältet för att dra seismiska slutsatser, dvs man har ingen aktiv källa. Metoden kallas då också "passive seismics". Mätningen förutsätter att man har tillgång både till den seismiska och den elektriska signalen och kan påvisa att den förra orsakar den senare (koherens).

Mätningar av bakgrundsfält har gjorts vid aktuella mätplatser på Hallandsåsen och i Vinsta längs Förbifart Stockholm. Sådana data används vid inställning av känslighet på förförstärkare och mätinstrument i senare mätningar.

I mycket grova drag kan man säga att Etapp 4 bidragit till kunskap om praktiskt handhavande i fält av den apparatur som tillverkats i tidigare etapper. Det är en sak att skissa hur mätningar bör gå till, en annan att faktiskt genomföra dem under verklighetens restriktioner. Mätmetodiken har också utvecklats så att det nu går att välja om mätningarna skall ske i tidsdomän (t ex mot berg direkt) eller i frekvensdomän (på jord med mycket bakgrundsstörningar). Vi är inte framme vid en helt operativ metod. För det fordras att mätprocessen kan övervakas i större detalj, så att man vet att insamlade data är av tillräckligt

bra kvalitet. Till exempel bör det utvecklas en metod för att automatiskt ställa in känsligheten individuellt för varje kanal och frekvens.

Sannolikt är verifikationen det svåraste momentet inför att seismoelektriska mätningar skall tas i anspråk vid anläggningsarbete. Detta beror på det svenska bergets oregelbundna struktur, som gör att det är svårt att veta vad man skall förvänta sig. Problemet är inte obekant från andra undersökningsmetoder. Det seismoelektriska idealfallet ur verifikations synpunkt, som föreslagits, är mätningar genom en tempererad glaciär med en isälv under. Gränssytan is/vatten bör då bli en idealisk reflektor. Men så ser inte den svenska berggrunden ut. Vattnet är fördelat i ett spricksystem och kan förväntas ge en mer diffus signal.

Nyckelord: Frekvensdomän, tidsdomän, reflektion, seismik, seismoelektrik, elektriska fält



## Summary

This project phase covers many topics among them an extension to seismoelectric measurements in time domain, which may be useful in tunnels where a large vibrator is not applicable. The immediately accessible rock surface provides efficient energy transfer between source and rock. Several sources have been investigated and a small bolt gun proved to be most effective and repeatable. Otherwise the main focus is towards measurements in the frequency domain using a seismic vibrator.

The time domain measurements were made in Gårdatunneln in Gothenburg. Data consists of parallel electrical and seismic records in 16 points. A simple verification method is to have some similarity between seismic and electric data and that requires isolated events. The processing includes band-pass filtering and envelope conversion. Frequency components in the electrical data outside the spectrum generated by the bolt-gun have been filtered away. Unfortunately the electrical background field level was so high that it proved difficult to find similarities in the two types of data. Valuable assistance was provided by Kent Lundin Telia, Henrik Jonsson Vattenfall and the service company BESAB.

The transform of frequency domain data to time domain data was verified through measurements at Loftet LTH in Lund. This algorithm was then applied to data from Hallandsåsen where a railway tunnel has been built. We have leakage figures for the eastern tunnel and measurements were made at two road locations crossing the tunnel but in the ground plane. One site with small leakage and one with a substantial leakage. Coseismic signals were recorded but no isolated seismoelectric conversions. It appears that the seismoelectric signal may be distributed in time the way that water bearing fractures are distributed in space. Coseismic signals are generated when the groundwave pass the electrodes and create a kind of piezoelectric effect. So maybe it is the signal level in the entire signal that is the important carrier of information. An improvement of the measurement process would be to for each frequency measure the background field level just before the excited field is measured. The measurements also need to be calibrated, so that a voltage means the same thing at different locations. Maybe it would also be possible to use ambient seismic noise as a signal source. This means that natural vibrations are used as a source, there is no active source operated. Both seismic and electrical data must be recorded and there must be coherence between the two types to make this approach possible.

Measurements of the background field has been made at the sites on Hallandsåsen and in Vinsta along the project "Förbifart Stockholm". These data are used to set the amplification of preamplifiers and recorders.

Superficially phase 4 has contributed increased knowledge regarding the practical application of the seismoelectric method and the equipment manufactured in previous phases. It is one thing to sketch how measurements should be performed and another to do them under the constraints of reality. The method has been developed so that is now possible to choose if it should be performed in the time (direct to rock) or the frequency domain (direct to attenuating soil layer). We are not having an operative method yet. For that requires that the measurement process can be monitored automatically so that high quality data is guaranteed. As an example there should be an automatic servo software that optimizes the setting of the sensitivity for each measurement channel and frequency.

Probably the most difficult task is to verify the validity of seismoelectric measurements. It is rather simple for isolated events that can be correlated between electric and seismic data, but considerably more difficult when the signals are distributed in time because the

water-bearing fractures are distributed in space. The ideal target is a water stream under a glacier, but crystalline bedrock is not built like that.

Keywords: Frequency domain, time-domain, reflection, seismic, seismoelectric, electrical field

## INNEHÅLL

1 Inledning .....	1
1.1 Bakgrund .....	1
2 Genomförda försök i Etapp 4.....	3
2.1 Mätning på Hallandsåsen vid känt läckage 2017-11-06/07.....	3
2.1.1 Lokalisering av mätpunkter.....	3
2.1.2 Genomförande.....	7
2.1.3 Resistivitet och DCIP .....	39
2.1.4 Resultat.....	46
2.2 Bakgrundsmätning i Vinsta-påfarten till Förbifart Stockholm 2018-04-19 .....	50
2.2.1 Lokalisering.....	50
2.2.2 Genomförande.....	56
2.2.3 Resultat.....	56
2.3 Mätning i Gårdatunneln i Göteborg 2018-05-25 .....	59
2.3.1 Lokalisering.....	59
2.3.2 Genomförande.....	59
2.3.3 Resultat.....	70
2.4 Mätningar vid Loftet / Kemicentrum i Lund 2017-05-11 .....	100
2.4.1 Lokalisering.....	100
2.4.2 Genomförande.....	101
2.4.3 Resultat.....	106
3 Slutsatser.....	121
3.1 Slutsatser Mätning på Hallandsåsen vid kända läckage .....	121
3.2 Slutsatser Bakgrundsmätning Vinsta.....	130
3.3 Slutsatser Mätning i Gårdatunneln .....	132
3.4 Slutsatser Mätning vid Kemicentrum LTH .....	134
3.5 Slutsatser Allmänt .....	134
4 Framtida insatser.....	137
4.1 Bakgrundsmätningar.....	137
4.2 Reflektionsseismisk processering.....	137
4.3 Bakgrundsundertryckning före digitalisering .....	137
4.4 Mätning med den ombyggda simulatoren .....	138
4.5 Mätning med speglade dipoler .....	138
4.6 Tidsdomänmätning med seismograf.....	138
5 Referenser .....	139



# 1 INLEDNING

## 1.1 Bakgrund

Förekomst av fritt vatten i sprickor i berggrunden skapar problem vid tunnelbyggnad och anläggandet av berggrum. Problemen är huvudsakligen av tre typer. På kort sikt försvårar eller omöjliggör vatteninläckaget fortsatt framdrivning av bergarbetet och på lång sikt kommer läckaget att förstöra installationer och leda till pumpningsbehov. På lång sikt kommer läckaget också att dränera jordlagren ovanför bergarbetet och det kan leda till sättningar i befintliga huskroppar och andra konstruktioner.

Metoder för att täta berg är väl utvecklade och problemfria att tillämpa om de kan användas på ett planerat sätt. Stora kostnader uppstår däremot om arbetet måste avbrytas i väntan på att tätningsarbetet skall kunna slutföras. Av detta skäl är det av stort intresse att kunna bedöma risken för vatteninläckage innan bergarbetet påbörjas.

Det finns flera geofysiska metoder som kan tänkas ge besked om vattenförekomst i bergets spricksystem men ingen av dem kan explicit identifiera fritt rörligt vatten. Vattnet kan t ex vara bundet i leror och på så vis påverka den uppmätta resistiviteten. Den nedan beskrivna metoden är fortfarande på forskningsstadiet, men vi har bedömt den så intressant på grund av dess konsekvenser, om den visar sig kunna fungera, att detta projekt har startats.

Före denna etapp, som är den fjärde, har tre etapper utförts. Deras syfte har varit enligt följande:

Etapp 1: Litteraturstudie

Etapp 2: Instrumentutveckling

Etapp 3. Metodutveckling och mätning med systemet

Vi redovisar här resultaten från den fjärde etappen i projektet.



## 2 GENOMFÖRDA FÖRSÖK I ETAPP 4

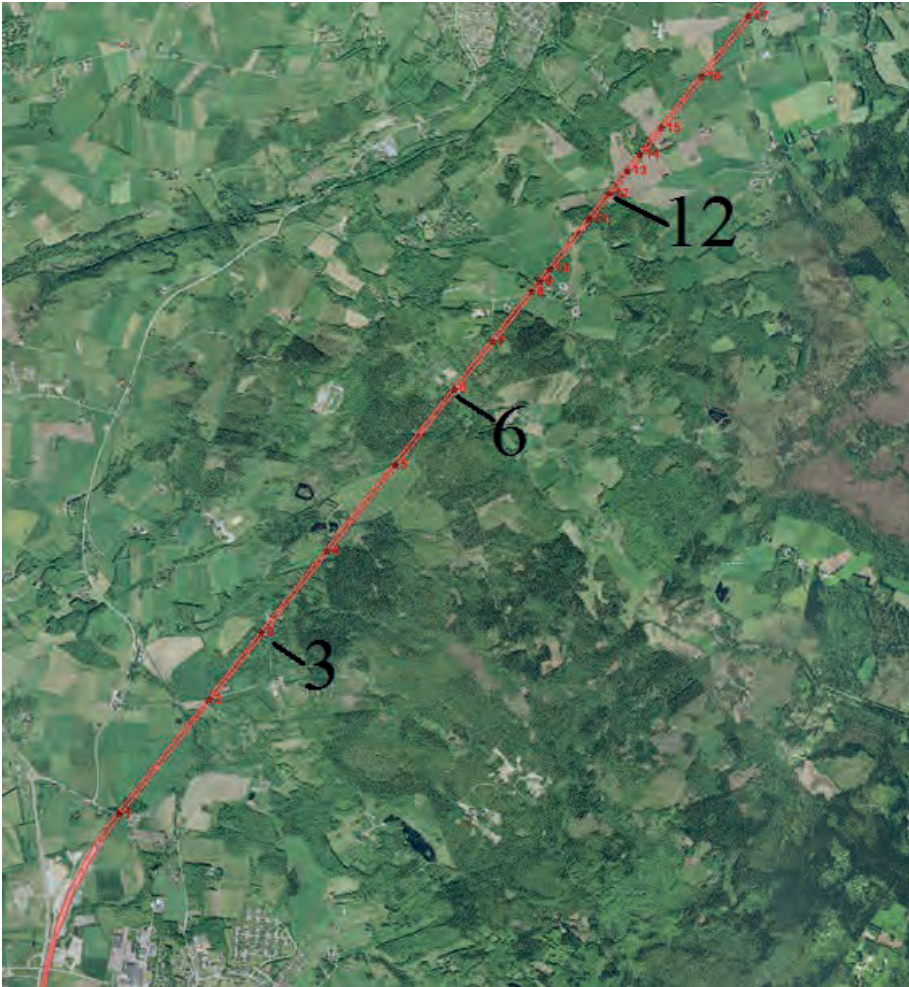
### 2.1 Mätning på Hallandsåsen vid känt läckage 2017-11-06/07

#### 2.1.1 Lokalisering av mätpunkter

Under konstruktionen av tunnlar genom Hallandsåsen stötte man på flera zoner med stort vattenläckage. Då det fanns vattendom på hur stort läckageflödet fick vara mättes detta upp baserat på varje ny ring av liner som sattes in, Se Figur 1 och 4. Därför kan en plats där läckaget varit stort och en plats på markytan som är åtkomlig från väg och ligger rakt över tunneln identifieras, se Figur 2. Detta är nödvändigt för seismoelektriska mätningar av den typ som används i detta projekt, eftersom en seismisk vibrator utnyttjas och den dras efter bil utan möjlighet till manuell hantering i terräng, Figur 3.

	A	B	C	D	E	F
1	West	West face	East	East face	East	East chainage
2	Face Ring #	Ring m	Face Ring	Ring m	water l/s, ring	
3			1	2.2	0.2	197252
4			2	4.4	0.2	197250
5			3	6.6	0.2	197248
6			4	8.8	0.2	197245
7			5	11	0.2	197243
8			6	13.2	0.2	197241
9			7	15.4	0.2	197239
10			8	17.6	0.2	197237
11			9	19.8	0.2	197234
12			10	22	0.2	197232
13			11	24.2	0.2	197230
14			12	26.4	0.2	197228
15			13	28.6	0.2	197226
16			14	30.8	0.2	197223
17		2.2	15	33	0.2	197221
18	1	4.4	16	35.2	0.2	197219
19	2	6.6	17	37.4	0.2	197217
20	3	8.8	18	39.6	0.2	197215
21	4	11	19	41.8	0.2	197212
22	5	13.2	20	44	0.2	197210
23	6	15.4	21	46.2	0.2	197208
24	7	17.6	22	48.4	0.2	197206
25	8	19.8	23	50.6	0.2	197204
26	9	22	24	52.8	0.2	197201
27	10	24.2	25	55	0.2	197199
28	11	26.4	26	57.2	0.2	197197
29	12	28.6	27	59.4	0.2	197195
30	13	30.8	28	61.6	0.2	197193
31	14	33	29	63.8	0.2	197190
32	15	35.2	30	66	0.2	197188
33	16	37.4	31	68.2	0.2	197186

Figur 1. Precisa redovisningar av vatteninläckage längs sträckningen av tunneln genom Hallandsåsen. Med "ring" avses de element som utgör linern kring tunnelröret.



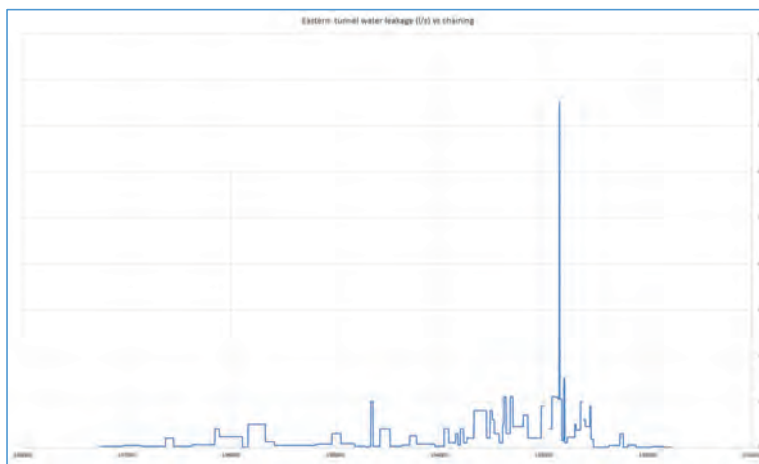
Figur 2. Läget av tunnlarne genom Hallandsåsen projicerade på markytan. Förslöv i söder och Båstad i norr. De små siffrorna i rött i figuren visar platser där vägar korsar tunnelsträckningen och där mätningar således kan göras med vibratorekipaget. De större siffrorna i svart visar platser bland dessa där bakgrundsstörningen varit svag och läckaget varit 3: mycket litet (0.4 l/s), 6: måttligt och 12: mycket stort (15 l/s).

Val av mätpunkter har skett genom att matcha tillgänglighet med fordon, vattenläckage och tidigare gjorda mätningar av störningsnivån på de olika platserna. Det senare har upprepats i samband med att det slutliga valet av mätplatser gjorts.



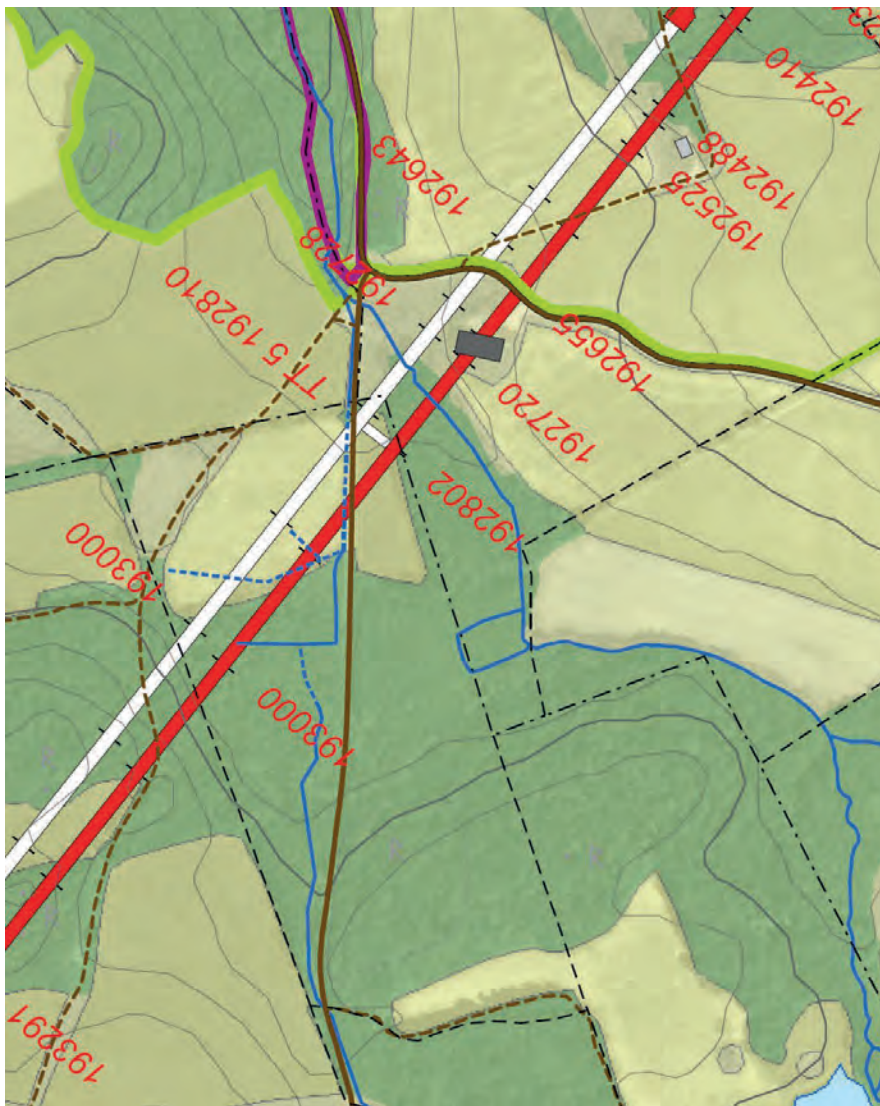


Figur 3. Seismisk vibrator använd i försöken, här vid plats 12. De röda kablarna är kabelstammarna som vardera går ut till 16 förförstärkare med 16 elektriska dipoler, dvs dubbla jordspett, och 16 förförstärkare med geofoner samlokaliserade med dipolerna.



Figur 4. Läckaget längs östra tunneln genom Hallandsåsen S-N. Ur detta diagram valdes tre möjliga mätplatser med stort (12), mindre (6) och nästan inget läckage (3) ut.

Platsen med stort läckage identifieras i Figur 5.



Figur 5. Det största läckaget uppmättes vid c:a 192800 (järnvägsmätning - avstånd från Göteborg C i meter). Det är ungefär där den famösa Lyabäcken (blå) korsar Rörmadsvägen (brun) och det östra tunnelröret (rött). Fordonet med vibratori i Figur 3 är placerat på denna plats på Rörmadsvägen och mätningen sker norrut längs väggkanten.

Nedan visas koordinaterna för de tre mätpunkter som slutligen valdes.

Koordinater punkt 3 – prioritet 2 - Litet vattenläckage till tunneln (197000)

WGS84 DD (lat, long): N 56.37742, E 12.82508

WGS84 DMS (lat, long): N 56° 22' 38.71", E 12° 49' 30.28"

WGS84 DDM (lat, long): N 56° 22.6451', E 12° 49.5047'

RT90 : 6253945.124, 1315906.456

SWEREF99 TM: 6250209.646, 365692.274

Koordinater punkt 6 – prioritet 3 - Måttligt vattenläckage till tunneln (194700)

WGS84 DD (lat, long): N 56.39438, E 12.84739  
 WGS84 DMS (lat, long): N 56° 23' 39.77", E 12° 50' 50.62"  
 WGS84 DDM (lat, long): N 56° 23.6629', E 12° 50.8437'  
 RT90: 6255773.44, 1317365.767  
 SWEREF99 TM: 6252053.843, 367129.183

Koordinater punkt 12 – prioritet 1 - Stort vattenläckage till tunneln (192800)

WGS84 DD (lat, long): N 56.40787, E 12.86499  
 WGS84 DMS (lat, long): N 56° 24' 28.34", E 12° 51' 53.96"  
 WGS84 DDM (lat, long): N 56° 24.4722', E 12° 51.8994'  
 RT90 6257228.057, 1318516.076  
 SWEREF99 TM 6253520.974, 368261.676

2.1.2 Genomförande

Rekognoscering av de valda platserna och förnyad bakgrundsmätning med bättre utrustning utfördes 30 och 31 oktober 2017. De geofysiska mätningarna genomfördes 6 och 7 november 2017 och bestod av två lag som opererade självständigt, dels med de seismoelektriska mätningarna och dels med resistivitets / DCIP-mätningar. I syfte att inte störa mätningarna med endera metoden med den andra mättes inte samtidigt på samma plats.

2.1.2.1 Bakgrundsmätning Hallandsåsen 2017

Den upprepade bakgrundsmätningen skedde 171031 med en av de 32 förförstärkare som utvecklats i projektet, se Figur 2, och en multimeter (DVM) samt ett batteridrivet oscilloskop. Mätningarna utfördes denna gång endast i de tre valda mätpunkterna 3, 6 och 12 och i två riktningar N-S och W-E i varje punkt. Förförstärkarna har två brytare med lägen betecknade A-C (förstärkning, dB) respektive D-F (ingångsimpedans, Ohm). Betydelsen av bokstäverna framgår av nedanstående Tabell 1.

Tabell 1. Förstärknings och impedansval i förförstärkarna.

Gain A	43.1 dB	Zin D	20 M
Gain B	15.2 dB	Zin E	200 M
Gain C	30.3 dB	Zin F	2 M

Tabell 2. Uppmätt bakgrundsnivå.

Punkt / Riktning/Förstärkare	DVM mVrms	Oscilloskop mVp-p	Dominerande frekvens Hz
3 N-S	61.0	21.2	-
3 W-E	57.0	20.4	-
6 N-S [B,D]	44.0	24.8+20.8	150 (2:a övertonen)
6 W-E [B,D]	42.0	18.4+20.0	D:o
12 N-S [B,D]	26.3	52.0+48.8	50 (grundtonen)
12 W-E [B,D]	25.7	56.8+50.4	D:o

Värdena i Tabell 2 ger en anvisning om vilket ingångsområde man måste ställa in på lock-in förstärkaren för att signalerna inte skall bli överstyrda. Häri ligger ett fundamentalt problem i mättekniken. Vi väntar oss seismoelektriska signaler i uV-området och måste ta höjd för bakgrundsstörningar i nivån 50 mV. Trots detta ger lock-in förstärkarens stora frekvensselektivitet mätning möjlig. Antag att den seismoelektriska signalen är 5 uV, då är den

1/10.000 av bakgrundsstörningen, dvs signal/brusförhållandet är  $20 \log(1/10.000) = -80$  dB. Tillverkaren av lock-in förstärkaren uppger att den kan detektera en signal med känd frekvens ner till ett signal/brusförhållande om -100 dB.

### 2.1.2.2 Seismoelektriska mätningar

Av de planerade tre mätpunkterna kunde endast de två väsentligaste, nämligen 3 och 12 utföras, beroende på att vibratoren upphörde att fungera vid låga frekvenser under mätning på punkt 3 som utfördes efter punkt 12. Punkt 6 var vald med hänsyn till ett mellanstort läckage, så de stora skillnaderna bör finnas mellan punkt 3 och 12. I Tabell 3 sammanställning av resultaten.

Tabell 3. Sammanställning av mätresultat Hallandsåsen.

Försök ID	Frekvensomfång Hz	Elektroddata	Geofondata
3_1	182-55	OK	OK
3_2	182-55	OK	OK
3_3	310-183	OK	OK
3_4	147-20	OK	OK
12_1	182-55	OK	Inga
12_2	310-183	OK	Inga
12_3	310-55	OK	OK
12_4	182-55	OK	OK
12_5 Ströks	-	-	-
12_6	182-55	OK	OK
12_6 Gating	182-55	Extremt låg nivå	Inga

### 2.1.2.3 Teori för processeringen av frekvensdata till tidsdata

Omvandlingen från frekvensdomändata till tidsdomändata sker genom utnyttjande av två grundläggande samband kända från Fouriertransformen. Det är att frekvensupplösningen  $df$  är inversen av observationstiden  $T$  och att tidssteget  $dt$  är inversen av den högsta frekvensen  $f_{max}$ .

$$df = \frac{1}{T}$$

$$dt = \frac{1}{2 * f_{max}}$$

$$N = \frac{T}{dt}$$

Detta innebär en symmetri mellan tids- och frekvensdomän. Samplingsintervallet  $dt$  i tidsdomän styr den högsta frekvensen  $f_{max}$  i frekvensdomän och frekvensintervallet  $df$  i frekvensdomän styr den maximala observationstiden  $T$  i tidsdomänen.

Dessutom har vi att ta hänsyn till att den temporala upplösningen  $r$  är beroende av bandbredden  $B$ , skillnaden mellan högsta och lägsta mätta frekvens samt ljudhastigheten  $c$ . Eftersom vi inte mäter under 55 Hz kan det jämföras med att vi nollställt dessa frekvenser. Det påverkar inte antalet samples, men däremot tidsupplösningen  $r$  eftersom den är utbredningshastigheten  $c$  dividerad med dubbla bandbredden  $B$ .

$$B = f_{max} - f_{min}$$

$$r = \frac{c}{2B}$$

Då frekvenssteget i de flesta mätningarna är 1 Hz följer att den unika, beräkningsbara observationstiden efter invers Fouriertransform är 1 s. Fortsätter man beräkningen bortom denna tid kommer signalen att upprepa sig. Då antalet mätta frekvenser i de flesta försöken är 128 och den lägsta frekvensen i de flesta fall 55 Hz blir antalet tidssamples  $2 \times 128 + 2 \times 54 + 1 = 365$  stycken, vilket följer av ovanstående. Ökar man frekvenssteget till 2 Hz får det som konsekvens att den unika observationstiden krymper till en halv sekund. Vid 4 Hz steg, som vid försöket vid Loftet (KC) i Lund, blir observationstiden 0.25 s.

Om man, å andra sidan, inte sätter in nollor för de 54 första frekvenserna utan i stället förflyttar alla frekvensobservationerna ner till den första frekvenspositionen måste man ta hänsyn till detta när man beräknar  $f_{maxny}$ , detta nya värde skall då beräknas som  $f_{maxny} = f_{max} - f_{min} + 1$ .

Tidssignalen  $S(t)$  fås från det med lock-in-förstärkaren uppmätta frekvensspektrumets två komponenter in-phase  $X(f)$  och quadrature  $Y(f)$ , som tillsammans sätts ihop till ett komplext tal  $c(f)$

$$c = \text{complex}(X, Y).$$

Med storheterna  $X$  och  $Y$  kan man också få fram amplitud- och fasspektra med hjälp av ekvationerna

$$A(f) = \sqrt{(X(f))^2 + (Y(f))^2}$$

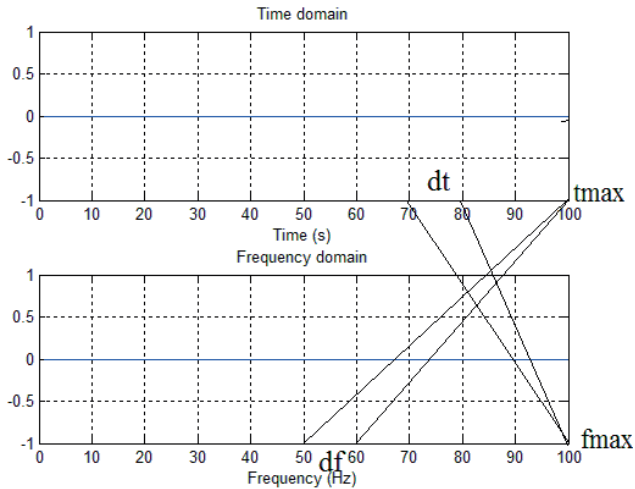
$$\theta(f) = \tan^{-1}\left(\frac{Y}{X}\right)$$

Tidsfunktionen  $A(t)$  erhålles genom att använda MATLAB:s **ifft**-funktion och det antal tidssamples  $N$  man önskar, se ovan

$$A(t) = \text{ifft}(c, N)$$

För att garantera att fullt utvecklade stående våg teoretiskt möjliggjorts ner till ett djup motsvarande en reflexstid av 1 s har vibrationerna pågått i 6 sekunder vid varje frekvens. Det innebär att varje försök med 128 frekvenser tar ungefär 15 minuter.

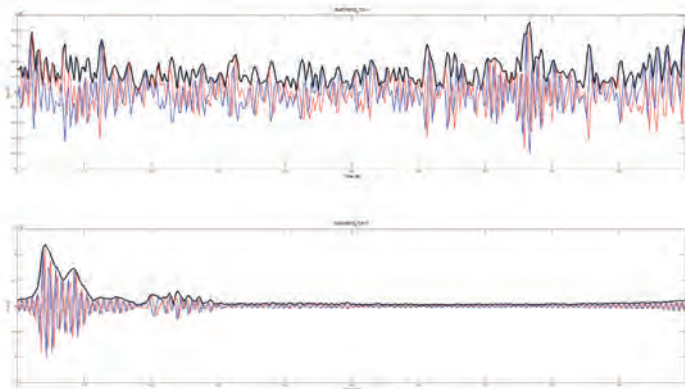
Tidigare seismiska mätningar på Hallandsåsen har givit ljudhastigheter i berget i intervallet 3000-4500 m/s vid punkt 12 och 3000 m/s vid punkt 3. (VBB VIAK / SWECO 1999). Dessa hastigheter skulle betyda att vibratormätningarna *potentiellt* ger information ner till minst 1500 m djup i seismiken och det dubbla för seismoelektriken om reflektionen är vertikal. I de framräknade responserna avtar amplituden till noll på kortare tid än 1 s.



Figur 6. Sambandet mellan tids och frekvensdomän vid Fouriertransform.

I tidsdomän kommer samplingsintervallet att bestämma  $f_{max}$  och samplingstiden  $t_{max}=T$  bestämmer frekvensupplösningen  $df$ . I frekvensdomän kommer frekvensintervallet att bestämma  $t_{max}$  och  $f_{max}$  bestämmer sampleintervallet  $dt$ . Numeriskt gäller att  $dt=1/(2*f_{max})$  och att  $df=1/T$ . Se Figur 6 ovan.

Den inversa Fouriertransformen genererar två signaler en realdel och en imaginärdel, två aspekter av den analytiska signalen projicerad på X-t respektive Y-t-planet. Den analytiska funktionen kan ses som en visare som snurrar runt tidsaxeln och i varje tidpunkt har ett amplitud- och ett fasvärde, se Figur 7. Den analytiska funktionens amplitud kallas envelopp till signalen. Nedan visas de tre signalvarianterna. För att göra framställningen av diagrammen tydligare har enveloppen, som alltid är positiv, använts i de flesta presentationerna i denna rapport.

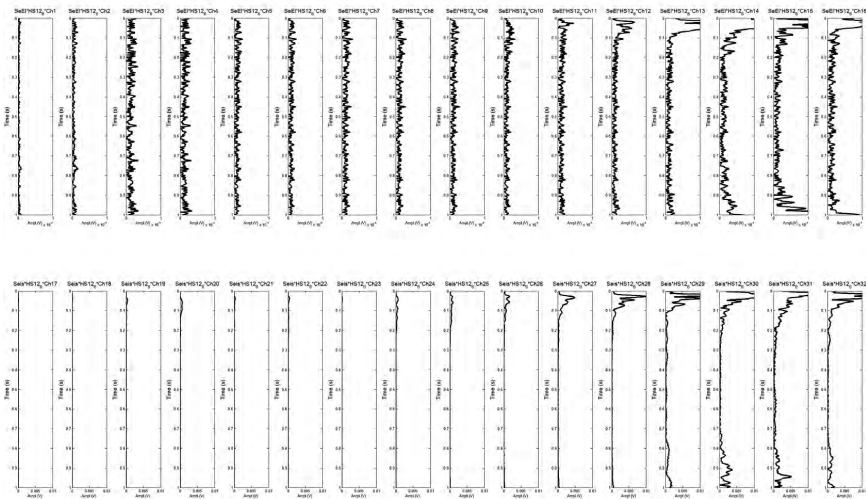


Figur 7. Realdel (röd), imaginärdel (blå) och envelopp (svart) för data från Hallandsåsen försök 3-4. Överst seismoelektrisk signal (kanal 1) uppmätt med elektroddpar och underst den seismiska signalen (kanal 17) uppmätt med hjälp av geofoner

När man bestämmer avstånd/djup skall man se det som att den seismoelektriska signalen färdas med dubbla hastigheten hos den seismiska signalen. Det beror på att den uppåtgående elektriska signalen färdas väldigt fort jämfört med den uppåtgående seismiska signalen. Det övre diagrammet motsvarar alltså i varje punkt ett dubbelt så stort djup som det understa.

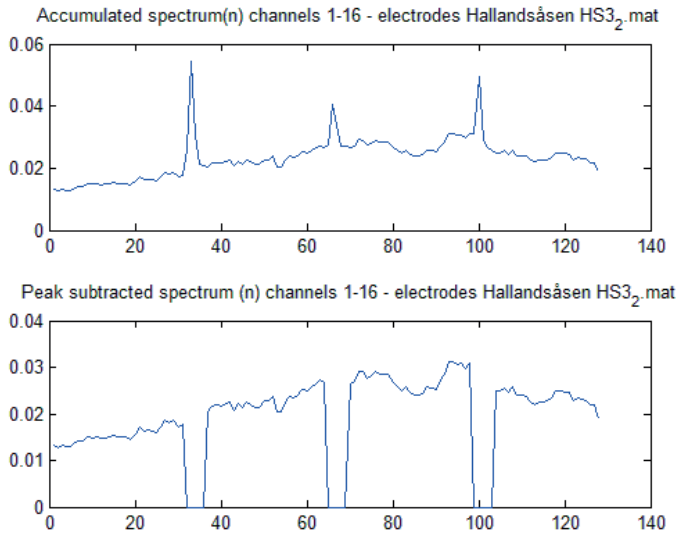
För presentationerna har också MATLAB:s automatiska skalning av amplitudaxeln använts för att åskådliggöra fler detaljer i signalerna. Samma horisontalskala i varje delfigur gör amplitudjämförelse som funktion av avståndet möjlig men visar inga detaljer i mätsignalerna från större avstånd från vibratorn, vilket framgår av Figur 8 nedan. De sena reflexer som framträder närmast vibratorn, längst till höger i båda diagramtyperna i Figur 8 är troligen artefakter. Skulle de vara seismiska/seismoelektriska reflexer borde de förra, de seismoelektriska inträffa mitt i diagrammet i vertikal riktning eftersom seismoelektriska reflexer skenbart utbreder sig med dubbla hastigheten jämfört med de seismiska signalerna. Redovisning av diagrammen i de följande avsnitten från Hallandsåsen och KC Loftet sker därför i form av enveloppsignaler som har genomgått MATLAB:s automatiska skalning av amplituden i varje signal.

Före inverteringen från frekvensdomän till tidsdomän har störningstopparna från bakgrunden eliminerats genom att ett antal frekvenser runt toppvärdena satts till noll. Detta är inte optimalt ur signalbehandlingssynpunkt och kommer att modifieras till en mjukare filterfunktion framöver, som då förväntas ge upphov till mindre svängningar i signalen, se Figur 9 nedan.



Figur 8. Seismoelektriska signaler överst och seismiska nederst. Samma horisontalskala i varje delfigur gör amplitudjämförelse som funktion av avståndet möjlig men visar inga detaljer i mätsignalerna från större avstånd från vibratorn. Därför används MATLAB:s automatiska skalningsrutin i de hädanefter redovisade diagrammen.

I Figur 9 nedan visas hur störande frekvenstoppar på enklaste möjliga sätt har nollats för att undertrycka den störande frekvensen.



Figur 9. Frekvenstoppar från bakgrundsstörningar har på enklast möjliga sätt nollats, vilket illustreras av ovanstående figurer som visar uppmätt frekvensspektrum överst och det spektrum som har inverterats till tidsdomän nederst.

Riktigheten i ovanstående beräkningar har styrkts av att de ger samma resultat som två oberoende källor avseende processeringen av data från Loftet/Kemicentrum. De oberoende källorna är dels Rambölls processering av egna chirpdata upptagna med samma vibrator som LTH använt, dels programutvecklaren av ReflexW, Karl-Josef Sandmeier som processerat LTH:s data, se kapitel 2.4.

Mätningar i tidsdomän påverkas också av bakgrundsstörningarna. De uppträder då ofta som diskreta frekvensband i signalen och då kan man eliminera dem genom att filtrera bort dessa frekvensband. Allvarligare är det med transienter, vilka är bredbandiga och därför påverkar hela informationsinnehållet i signalerna. Man kan alltså inte skilja på nyttig signal och störningar genom att titta på signalen i frekvensdomän. Dessa måste bearbetas i tidsdomänen vilket är betydligt mer komplicerat. Samma problematik uppstår vid resistivitetsmätningar med DCIP-metoden och därför kommer Avdelningen för Teknisk Geologi att intressera sig för denna problematik framöver.



#### 2.1.2.4 Seismoelektriska försök

##### **Punkt 3 171107 East Chainage 197000 Läckage östra röret 0.4 l/s**

Inför mätningen i punkt 3 gjordes kontroll av signalerna på de olika kanalerna in till lock-in-förstärkaren. Detta sker med hjälp av en omkopplare på spänningsförsörjningsboxen till förstärkarna. Därigenom kan man koppla varje kanal till ett oscilloskop så att signalen kan studeras, se Tabell 4. Det seismoelektriska systemet arbetar med 32 kanaler och dessa är uppdelade på två kabelstammar med uttag för förstärkare var 5:e meter. Det är således 16 uttag på varje kabelstam och det finns 5 m extra kabel före och efter de yttersta uttagen, så varje kabelstam är  $5+5+15 \times 5 = 85$  m lång. Kabelstammarna har kontakter i båda ändar i syfte att i framtiden möjliggöra sk roll-along mätning. Det innebär att man kopplar ur den bakersta kabeln och flyttar den så att den blir den främsta kabeln. Mätinstrumentet ställs så att det står mellan kablarna. Dessa kabelstammar läggs i de inledande mätningarna parallellt och till den enas förstärkare kopplas geofoner och till den andras dipoler i form av jordspett nedstuckna med 2 m mellanrum i kabelstammens riktning.

Tabell 4. Kontrollmätning av bakgrundsignal genom det seismoelektriska mätsystemet.

Stam A Seismoel	+/- mV	Stam B Geofoner	+/- mV
1	50	17	10 spikig
2	50	18	10 spikig
3	1200 !	19	10
4	50	20	10
5	50	21	10
6	50	22	10
7	50	23	10
8	50	24	10
9	50	25	10
10	50	26	10
11	50	27	10
12	50	28	10
13	50	29	5 spikig
14	50+HF	30	5 spikig
15	50+HF	31	10 spikig
16	200 Mkt HF	32	5 spikig

#### **Kanal 16 och 32 är närmast vibratorn**

Förstärkaren 3 misstänktes trasig och byttes mot förstärkare 17 som inte ersattes på den positionen. Position 17 är den längst bort från vibratorn belägna geofonen.

I illustrerande syfte plottas nedan de två kanaler som befann sig ungefär mitt i respektive kabelstam, dvs kanal 8 för den seismoelektriska signalen och kanal 24 för geofonsignalerna. Dessutom plottas summan av alla elektriska spektra. Topparna i dessa plottar kan sättas noll när spektra omvandlas till tidsdomän.

”GF” står för ”Gating Flag”. Denna kan ha värdet 0 eller 1. Är värdet 0 byter signalgeneratorn frekvens momentant. Är värdet 1 görs en 0.2 s paus i vibrerandet innan mätning sker med vibratorn avstängd. Det är alltså de kvarstående vibrationerna i marken som registreras. Om gating flag är satt till 1 sker ändå en mätning på vanligt sätt dessförinnan. Gating har endast använts i försöket 12\_6.

I Tabell 5 visas lock-in-förstärkarens olika känslighetsområden och i Tabell 6 visas förekomsten av de olika störande frekvenserna.

Tabell 5. Lock in-förstärkarens känslighetsinställning med parametern "Sensitivity".

Lock-in förstärkarens "Sensitivity"-värde	Lock-in förstärkarens mätområde
3	1 mV
4	3 mV
5	10 mV
6	30 mV

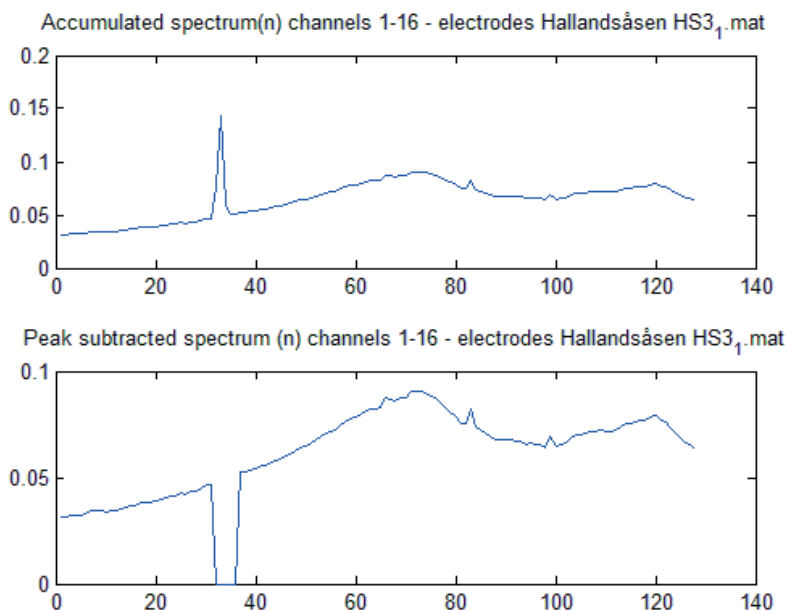
Tabell 6. Utfallet av de summerade spektra är följande.

Frekvens Hz	Förekomst ggr		Frekvens Hz	Förekomst ggr
83	6		217	2
117	6		283	2
150	6		50	1
250	3		100	1
183	2		300	1
200	2			

Det är tydligen inte grundtonen utan andra övertonen 150 Hz som går igenom men den kan uppstå både från 50 Hz och  $16 \frac{2}{3}$  Hz. Frekvenserna 83 och 117 Hz är inte så lättförklarade med grundfrekvensen 50 Hz. Jämvägens  $16 \frac{2}{3}$  har en fjärde överton vid 83 Hz och en sjunde vid 117, men hur skall det förklaras. Övertonerna till  $16 \frac{2}{3}$  Hz är 33.3, 50.0, 66.7, **83.3**, 100, **116.7**, 133.3, **150**, 166.7, 183, 200, 216.7, 233.3, 250, 266.7, 283.3 och 300. De uppmätta markerade med kursiv text. De mest prominenta dessutom med fetstil.

### Försök HS3\_1

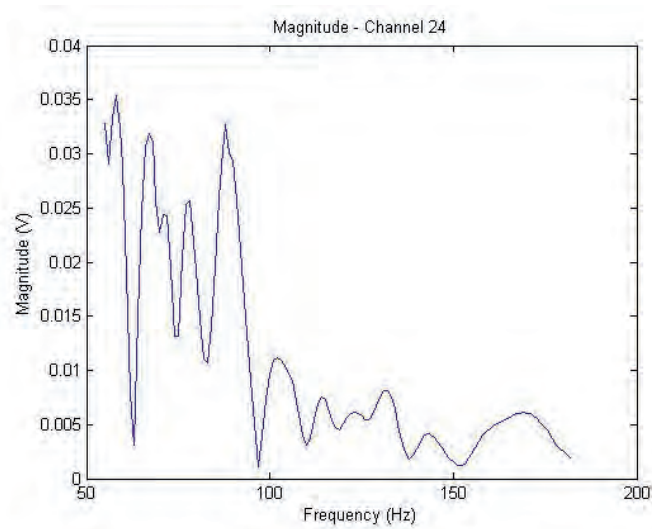
Figur 10-13. Förförstärkarnas inställning var ursprungligen 30 dB/20M [C,D] men efter kontroll sänktes kanalerna 25-32 resp 16-19, kanalerna närmast vibratorn och i utläggets östra ände, till 15dB/20M [B-D]. Registreringen skedde med sens 5 (10mV) inställd på lock-in förstärkaren och frekvensområdet omfattade 128 frekvenser i intervallet 182-55 Hz. Det innebär att vibratorn börjar med hög frekvens och stegas ner mot lägre. Orsaken är att det tidigare uppstått problem med vibratorn vid låga frekvenser. GF=0. Overload-indikatorn på lock-in förstärkaren tändes, troligen beroende på en av geofonkanalerna.



Figur 10. Frekvensspektrum för medelvärdet av kanalerna 1-16, de seismoelektriska kanalerna som är föremål för bakgrundsstörningar vid specifika frekvenstoppar. Dessa frekvenser nollas innan omvandlingen till tidsdomän.

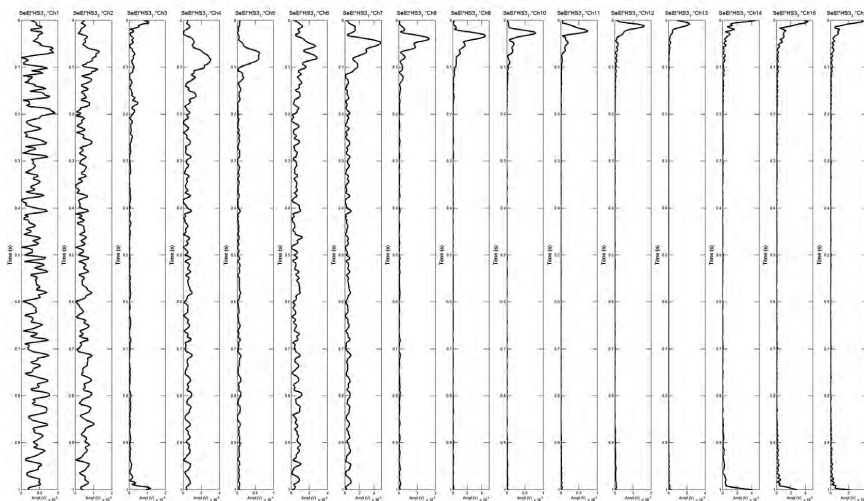
Den horisontella axeln visar i Figur 10 frekvensernas ordningsnummer i datafilen, inte frekvenserna. Orsaken till detta är att det då är lättare att bestämma vilka frekvensvärden som skall nollställas. Den första frekvensen är 182 Hz.

I framtida processering kommer nollningen att ske mer avrundat, t ex med ett inverterat gaussfönster. Det är möjligt att de helt horisontella "reflexer" som framträder i vissa seismoelektriska registreringar orsakas av denna bryska metod för störningsundertryckning.

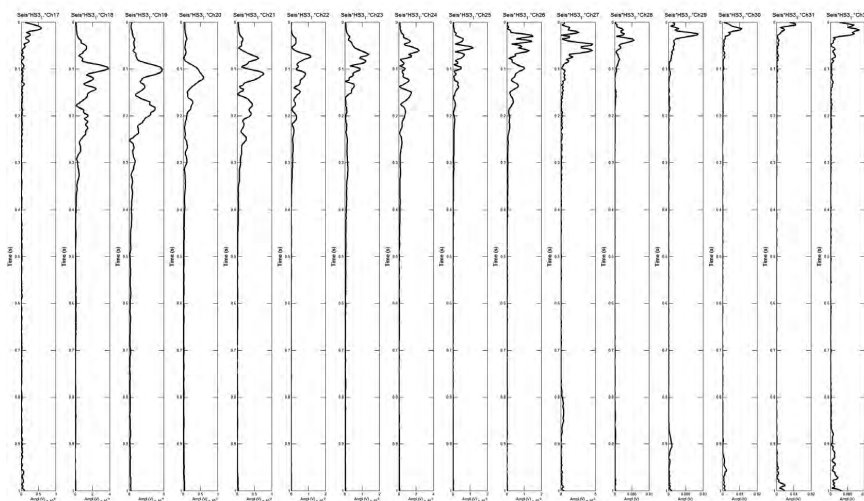


*Figur 11. Frekvensspektrum för kanal 24 med geofon ansluten. Den seismiska energin verkar försvagas över c:a 90 Hz.*

Mätningen HS3\_1 ser lovande ut då det uppenbarligen förekommer utspridda frekvenskomponenter som inte domineras av smala toppar, associerade med elektriska störningar från näten. Det finns både seismoelektriska elektrokroddata och seismiska geofondata. 150 Hz måste sättas noll i det seismoelektriska spektrumet.



Figur 12. Elektrodata HS3\_1F 182:1:55 Hz. Konverterade efter att dominerande frekvenstoppar nollställt. Vibratorn i högra kanten vid Ch16. Vibratorn placerad till höger i diagrammet, närmast Ch 16. Den horisontella skalan anpassad till data av MATLAB. Coseismic signal i markytan.



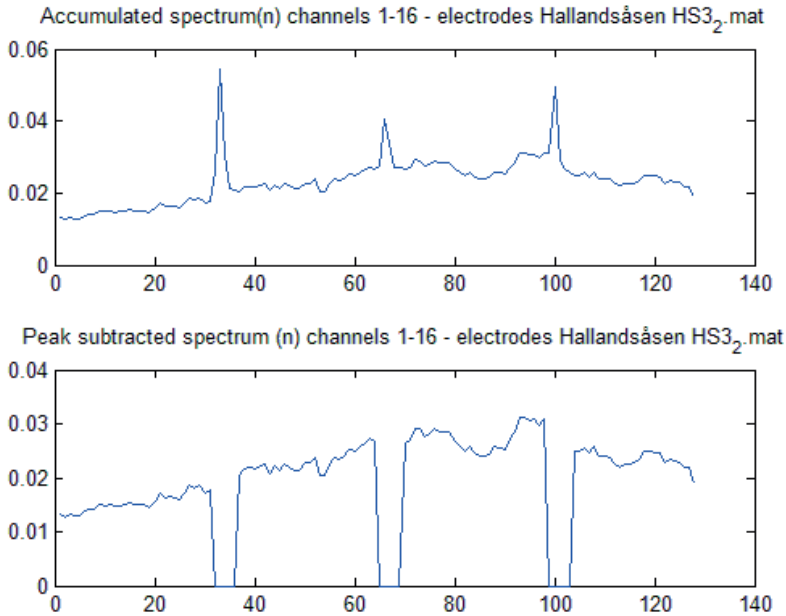
Figur 13. Geofonddata HS3-1 Konverterade utan åtgärd. Vibratorn i högra kanten vid Ch32. Ytvåg med möjlig refraktion mitt i profilen. Kanal 17, längst till vänster, är ej ansluten.

Kommentar: I båda diagrammen ser man en reflex som lutar från diagrammets högra kant och neråt mot vänster. I det nedre diagrammet är detta de seismiska vågorna längs markytan, vilka mycket grovt räknat tar ca 0.1 s på sig att gå (16-1)x5 m, dvs hastigheten är 750 m/s. Det är en rimlig jordlagerhastighet. Inga reflexer tolkade som reflektioner kan

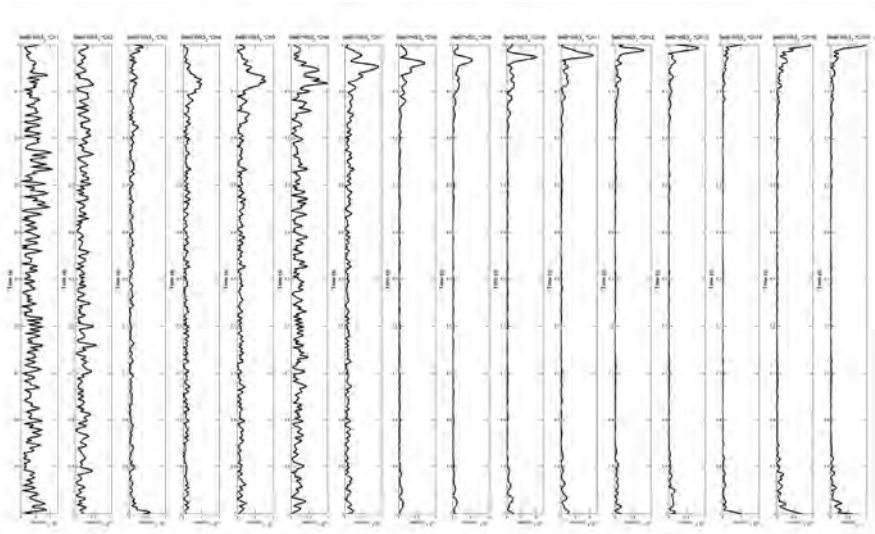
ses. I det övre diagrammet kan ses en liknande signal, vilken kan tolkas som en s.k. co-seismic signal, dvs en elektrisk signal som uppstår då jordlagret pressas samman av den passerande tryckvågen.

### Försök HS3\_2

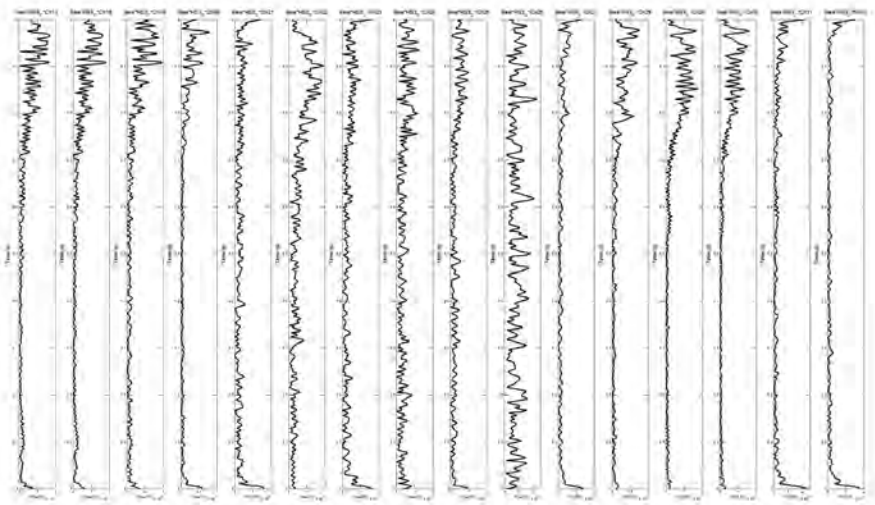
Figur 14-16. I detta försök kopplades kabelstammen med geofoner bort eftersom den överstyrde i flera kanaler i föregående försök – HS3\_1. Registreringen skedde med Sensitivity 3 (1mV) inställd på lock-in förstärkaren. Frekvensområdet var 182-55 Hz liksom i föregående försök. Antalet frekvenssteg var 128. GF=0.



Figur 14. Frekvensspektrum för medelvärdet av kanalerna 1-16, de seismoelektriska kanalerna som är föremål för bakgrundsstörningar vid specifika frekvenstoppar. Dessa frekvenser nollas innan omvandlingen till tidsdomän.



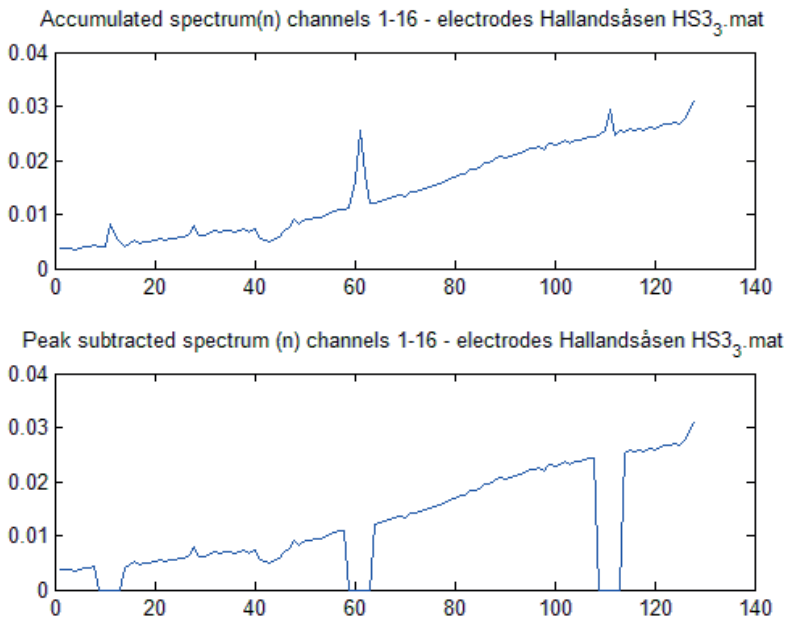
Figur 15. Elektrodata HS3\_2F. 182:1:55 Hz. Konverterade efter att dominerande frekvenstoppar nollställts. Horisontella skalan automatiskt anpassad efter mätdata och därför olika i deldiagrammen. Coseismisk signal i markytan.



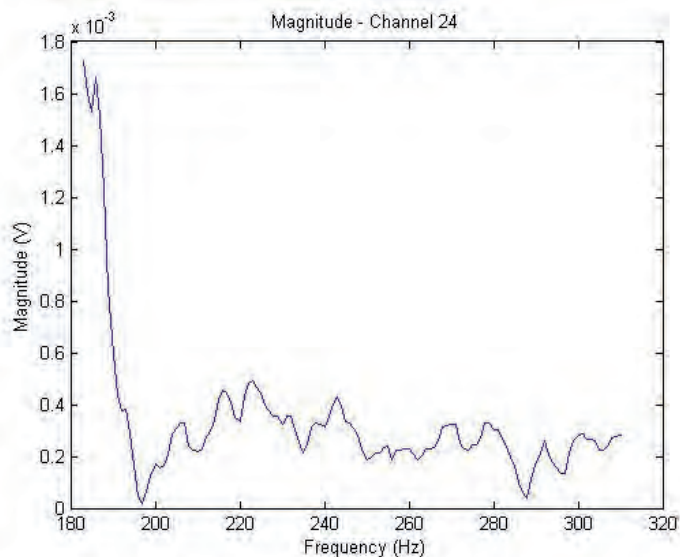
Figur 16. Geofondata HS3-2 Konverterade utan åtgärd. Vibratorn i högra kanten vid Ch32.

### Försök HS3\_3

Figur 17-20. Detta försök efterliknar HS3\_1 men frekvensområdet ligger högre och omfattar 128 frekvenssteg i intervallet 310 – 183 Hz. Sensitivity är ställd till 5 (10mV). GF=0.



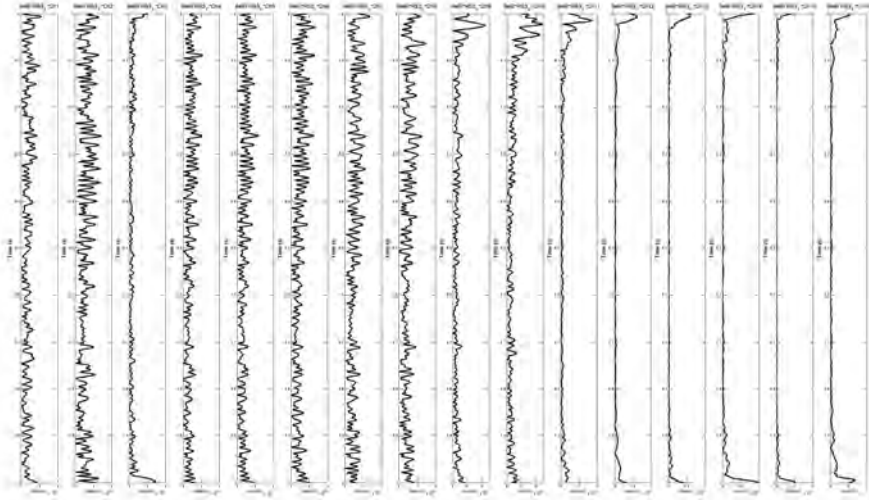
Figur 17. Frekvensspektrum för medelvärdet av kanalerna 1-16, de seismoelektriska kanalerna som är föremål för bakgrundsstörningar vid specifika frekvenstoppar. Dessa frekvenser nollas innan omvandlingen till tidsdomän.



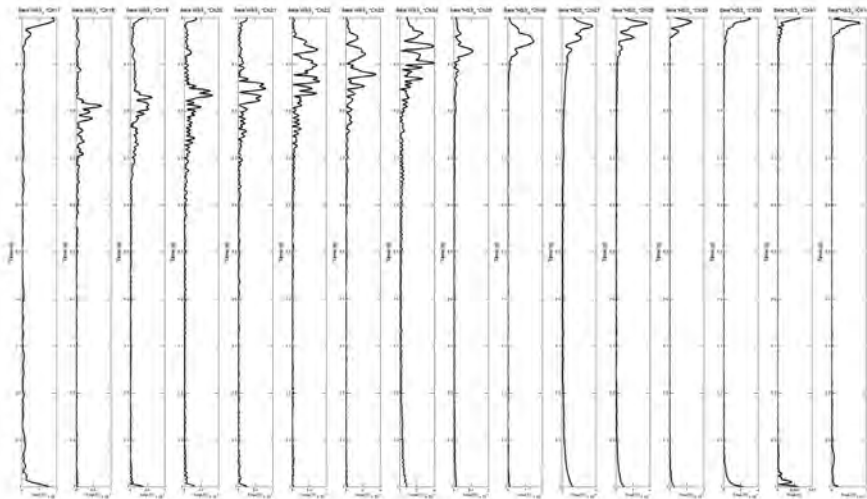
Figur 18. Frekvensspektrum för kanal 24 med geofonsignal ansluten. Över 190 Hz verkar den seismiska energin ha tagit slut.



Mätningen HS3\_3 ser lovande ut då det uppenbarligen förekommer utspridda frekvenskomponenter som inte domineras av smala toppar, associerade med elektriska störningar från näten. Störningarna ligger vid 200, 250 och 300 Hz. Det finns både seismoelektriska och seismiska geofondata.



Figur 19. Elektroddata HS3\_3F. 310:-1:183 Hz. Konverterade efter att dominerande frekvenstoppar nollställts. Märkliga, helt raka horisontella reflexer vid 0.7 s t.v. i diagrammet.

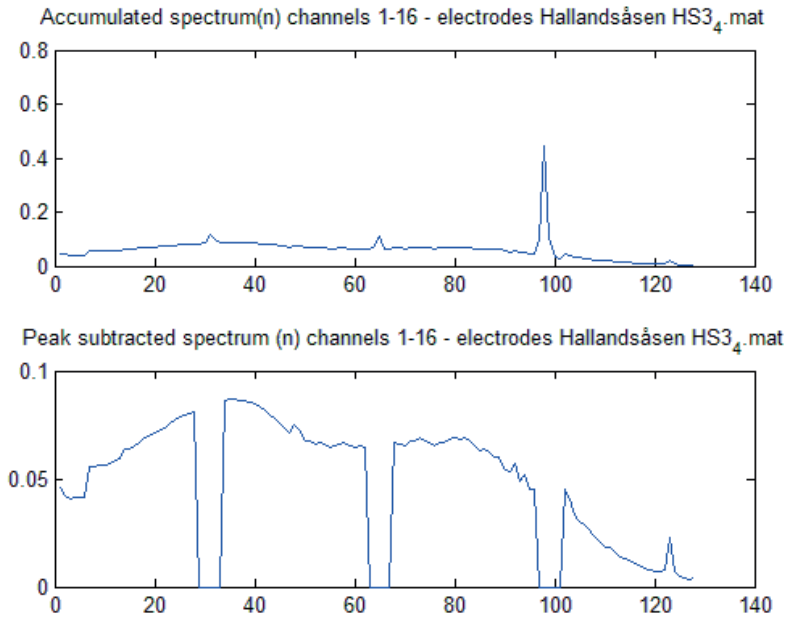


Figur 20. Geofondata HS3-3 Konverterade utan åtgärd.

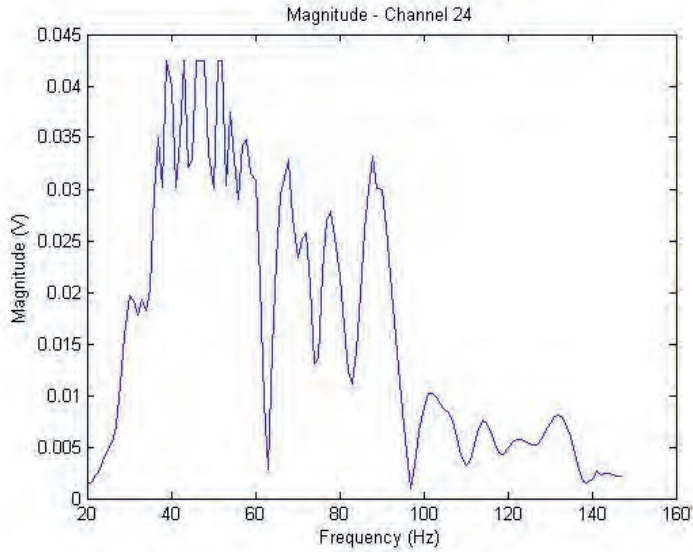
*Försök HS3\_4*

Figur 21-24. Frekvensområdet är 147 – 20 Hz i 128 frekvenssteg. Sensitivity-inställning 5 (10mV). GF=0.

”Screen image” lagrad vid frekvens 42 Hz.

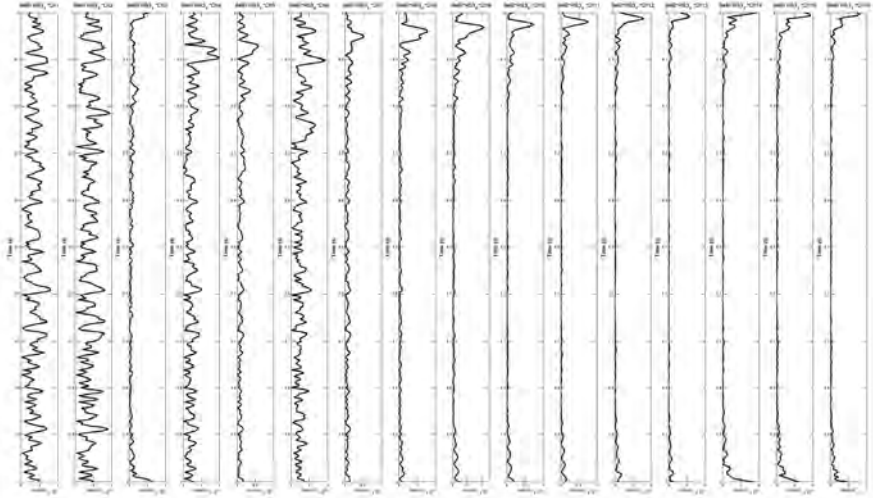


*Figur 21. Frekvensspektrum för medelvärdet av kanalerna 1-16, de seismoelektriska kanalerna som är föremål för bakgrundsstörningar vid specifika frekvenstoppar. Dessa frekvenser nollas innan omvandlingen till tidsdomän.*

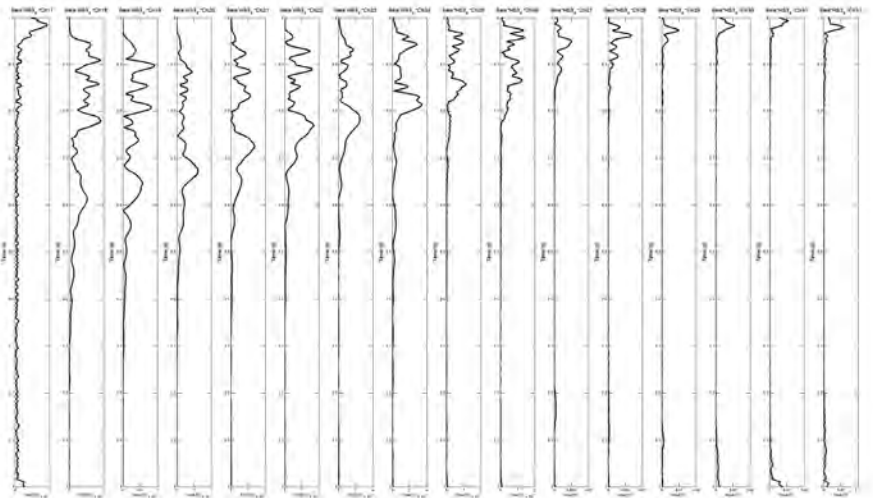


Figur 22. Frekvensspektrum för kanal 24 med geofonsignal ansluten.

Mätningen HS3\_4 ser lovande ut då det uppenbarligen förekommer utspridda frekvenskomponenter som inte domineras av smala toppar, associerade med elektriska störningar från näten. Störningarna ligger vid 50, 83 och 117 Hz. Det finns både seismoelektriska och seismiska geofondata.



Figur 23. Elektrodata HS3\_4F. 147:-1:20 Hz. Konverterade efter att dominerande frekvenstoppar nollställts. En sk coseismic signal uppträder tillsammans med ytvågen. Intressanta oscillationer nederst i diagrammets högra halva. Motsvarar flera km djup om verkliga.



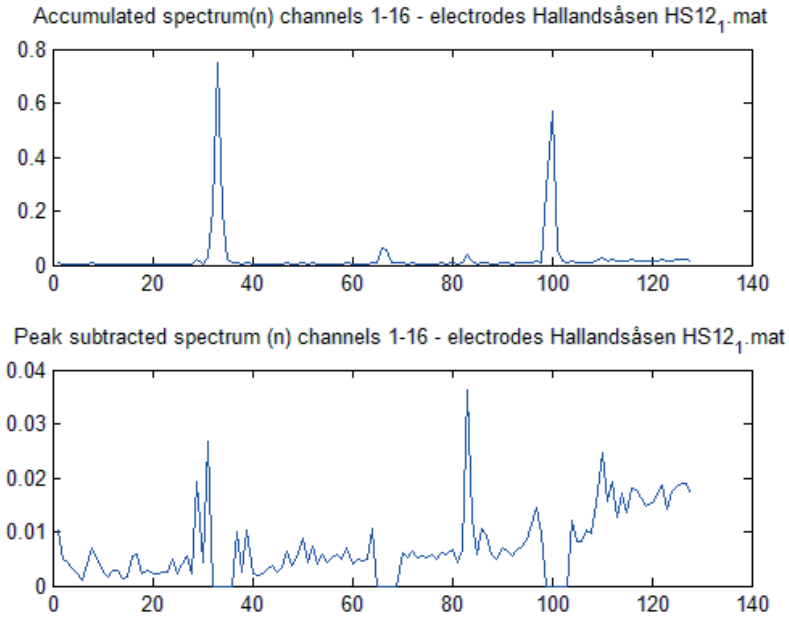
Figur 24. Geofondata HS3-4 Konverterade till tidsdomän utan åtgärd.

**Punkt 12 171106 East Chainage 192800 Läckage östra röret 15 l/s**

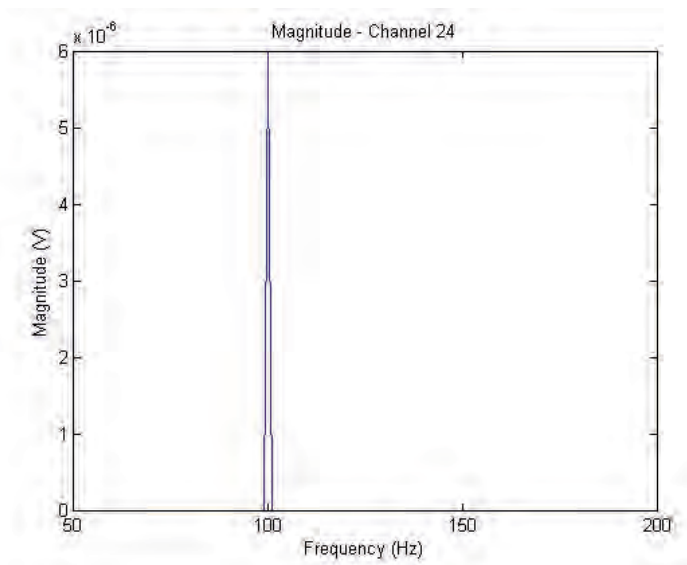
I samtliga försök nedan var förförstärkarnas inställning (C, D). Kanalerna 16 och 32 belägna närmast vibratorn i södra ändpunkten av utlägget. Kanalerna 1 och 15 längst bort från vibratorn, som alltså är placerad i diagrammets högra kant, invid kanalerna 16 och 32.

## Försök HS12\_1

Figur 25-27. Sänder 6 sekunder på varje frekvens i bandet 182-55 Hz i 128 steg om 1 Hz. Sensitivity 6 (30mV).

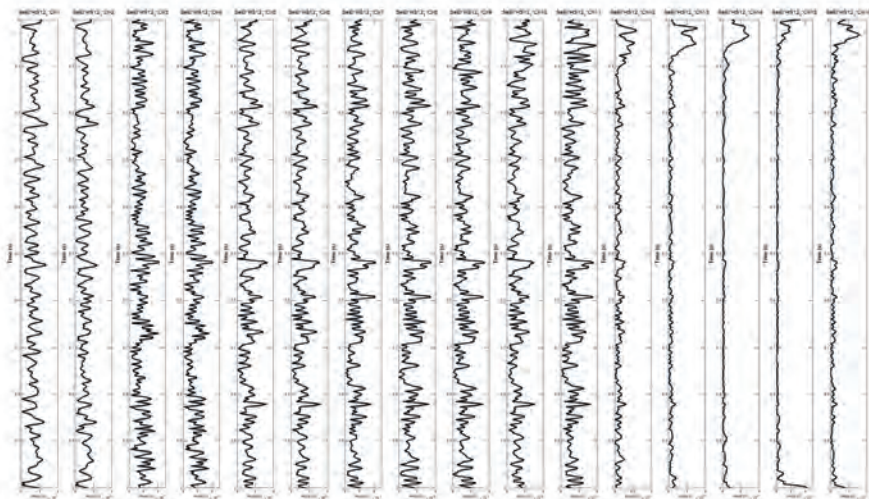


Figur 25. Frekvensspektrum för medelvärdet av kanalerna 1-16, de seismoelektriska kanalerna som är föremål för bakgrundsstörningar vid specifika frekvenstoppar. Dessa frekvenser nollas innan omvandlingen till tidsdomän.



Figur 26. Frekvensspektrum för kanal 24 (mitt i utlägget) med geofonsignal ansluten. Inga spektralkomponenter förutom en stark 100 Hz som nog kan anses vara en störning.

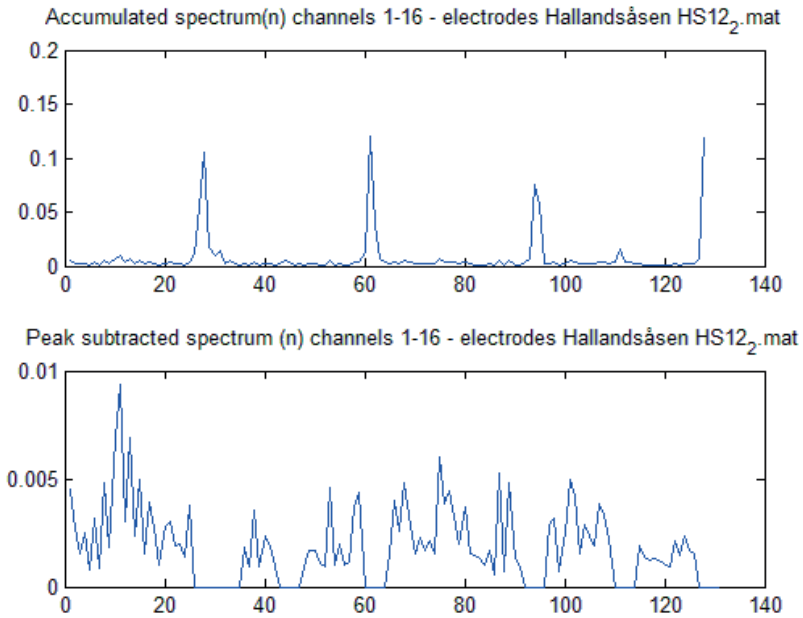
Mätningen HS12\_1 ser inte lovande ut då det saknas seismiska geofondata, men elektrod-data kan processeras.



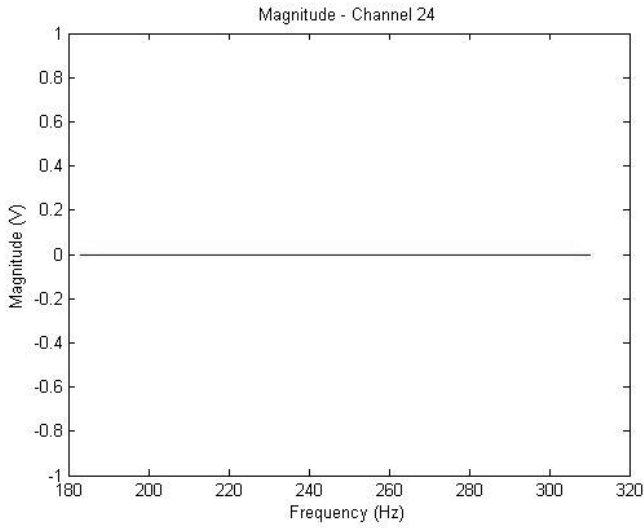
Figur 27. Elektroddata HS12\_1F. 182:-1:55 Hz. Konverterade efter att dominerande frekvenstoppar nollställt. Vibratorn placerad i diagrammets högra kant, invid kanal 16. Märkliga helt horisontella reflexer i större delen av diagrammet vid c:a 0.5 respektive 0.8 s.

*Försök HS12\_2*

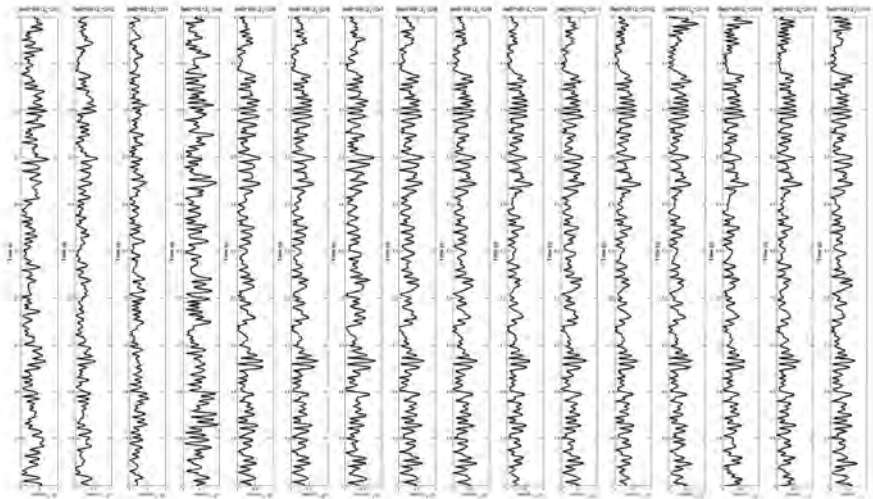
Figur 28-30. Frekvensområdet 310-183 Hz i 128 steg om 1 Hz. Sensitivity 6 (30mV).



Figur 28. Frekvensspektrum för medelvärdet av kanalerna 1-16, de seismoelektriska kanalerna som är föremål för bakgrundsstörningar vid specifika frekvenstoppar. Dessa frekvenser nollas innan omvandlingen till tidsdomän.



Figur 29. Frekvensspektrum för kanal 24 med geofonsignal ansluten. Inga geofondata registrerades.

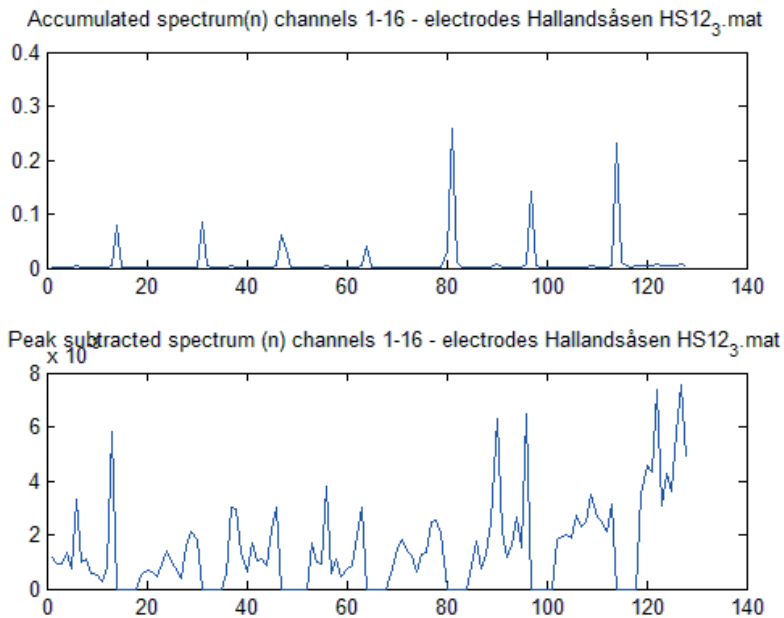


Figur 30. Elektrodata HS12\_2F. 310:-1:183 Hz. Konverterade efter att dominerande frekvenstoppar nollställt. Horisontella reflexer i en stor del av diagrammet. Detta är försökets mest intressanta resultat. Det kan bero på en kort våglängd.

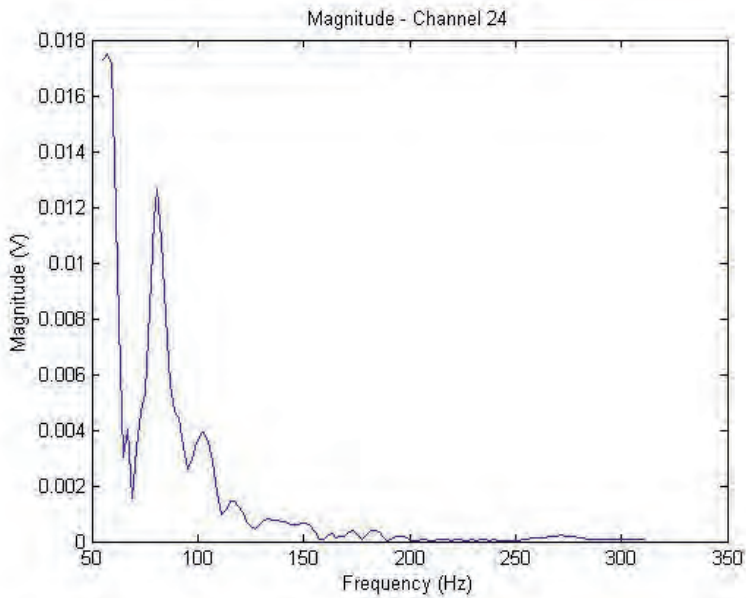


### Försök HS12\_3

Figur 31–34. Frekvensområdet 310 – 55 Hz i 128 steg om 2 Hz. Sensitivity 5 (10 mV). Noterades att hela fordonet gungade vid frekvenserna 68 – 65 Hz. Detta är den bredbandigaste mätningen i försöket. Att frekvenssteget  $\Delta f$  är 2 Hz innebär att den entydiga observationstiden i tidsdomän blir 0.5 s.

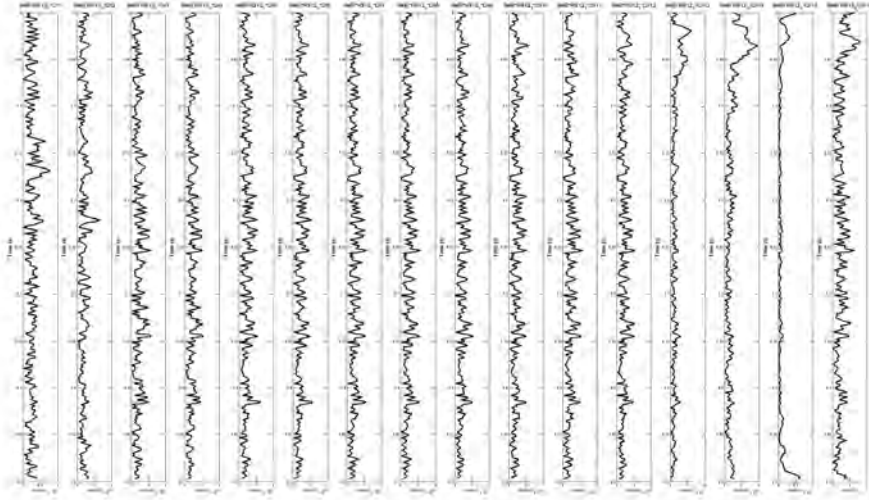


Figur 31. Frekvensspektrum för medelvärdet av kanalerna 1-16, de seismoelektriska kanalerna som är föremål för bakgrundsstörningar vid specifika frekvenstoppar. Dessa frekvenser nollas innan omvandlingen till tidsdomän.

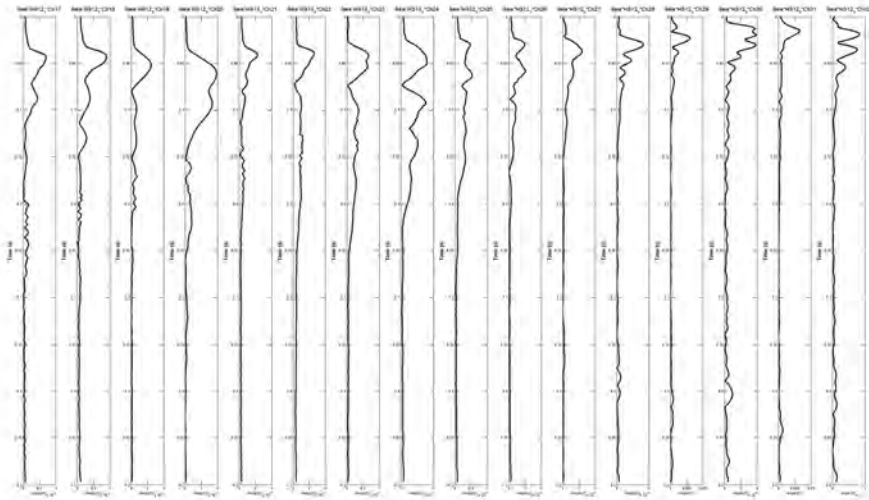


Figur 32. Frekvensspektrum för kanal 24 med geofonsignal ansluten.

Mätningen HS12\_3 ser någorlunda lovande ut då det finns andra frekvenskomponenter än de smala störningsbanden i seismoelektriska data. Det är dock ganska många störningsband 83, 117, 150, 183, 217 250 och 283 Hz. Seismiska geofondata verkar vara helt störningsfria.



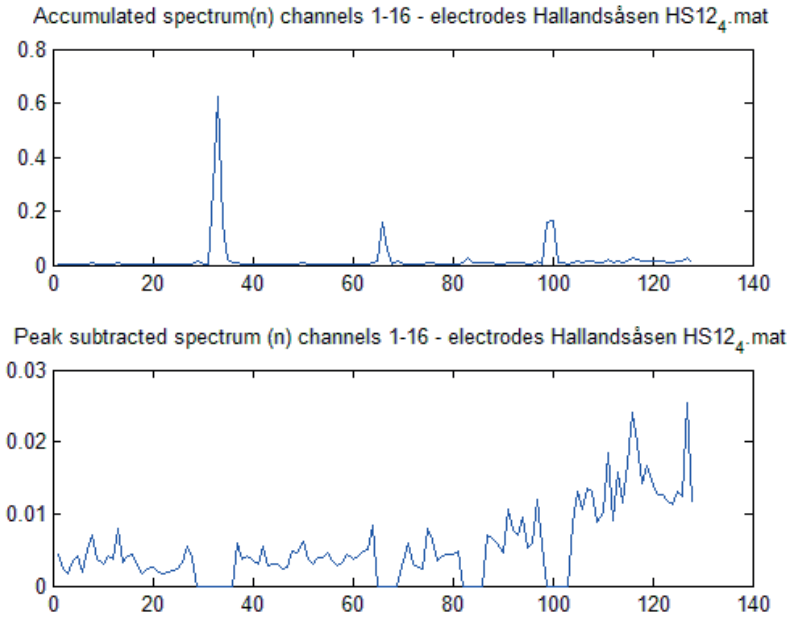
Figur 33. Elektrodata HS12\_3F. 310:-4:55 Hz. Konverterade efter att dominerande frekvenstoppar nollställts. Försökens bredbandigaste signal, som alltså bör ha bäst upplösning. Effekten av ett gleset spektrum, steget är 4 Hz, verkar inte vara positivt jämfört med föregående.



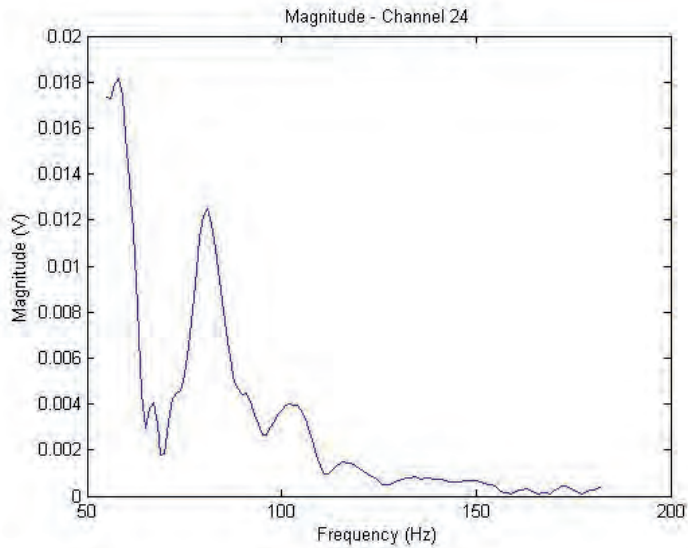
Figur 34. Geofondata HS12\_3 Konverterade utan åtgärd.

*Försök HS12\_4*

Figur 35-38. Frekvensområdet 182-55 Hz i 128 steg. Sensitivity 6 (30 mV).

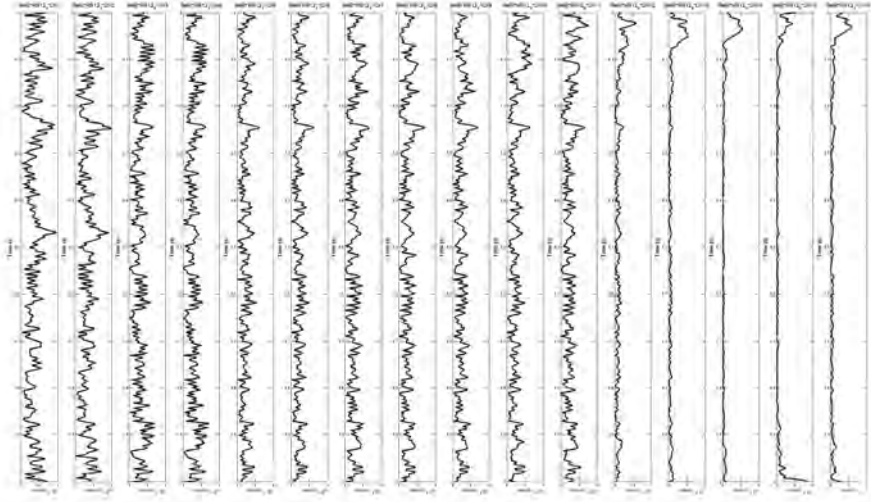


Figur 35. Frekvensspektrum för medelvärdet av kanalerna 1-16, de seismoelektriska kanalerna som är föremål för bakgrundsstörningar vid specifika frekvenstoppar. Dessa frekvenser nollas innan omvandlingen till tidsdomän.

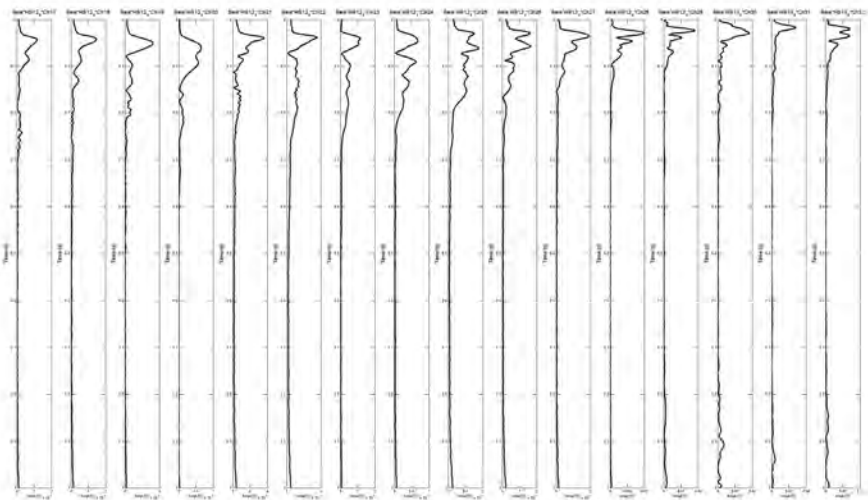


Figur 36. Frekvensspektrum för kanal 24 med geofonsignal ansluten.

Mätningen HS12\_4 ser någorlunda lovande ut då det finns andra frekvenskomponenter än de smala störningsbanden i seismoelektriska data. Dessa har reducerats till 83, 117 och 150 Hz. Seismiska geofondata verkar vara helt störningsfria.



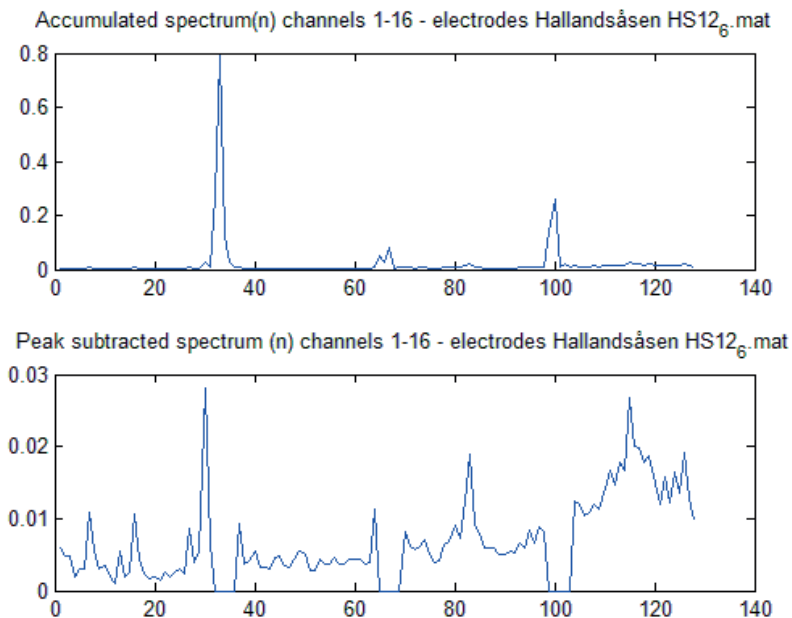
Figur 37. Elektrodata HS12\_4F. 182:-1:55 Hz. Konverterade efter att dominerande frekvenstoppar nollställt. Helt horisontella "reflexer" kan inte tolkas på något enkelt sätt, eftersom sig-nalen är uppbyggd av alla frekvenser och dessa sänds vid olika tidpunkt. Det kan alltså inte vara en extern impulsiv signal som blandat sig med mätningen.



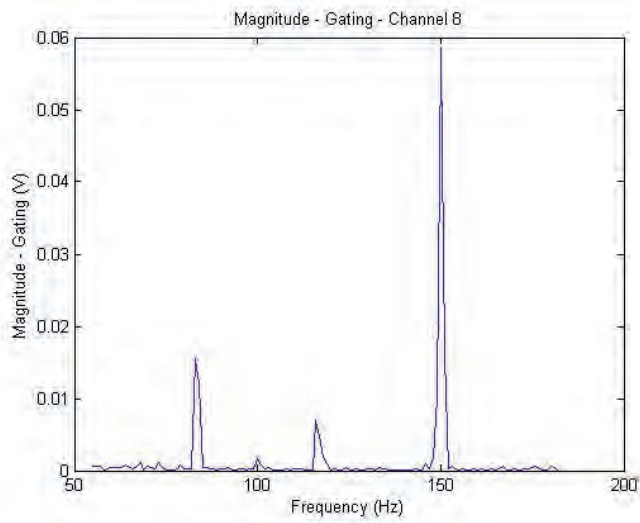
Figur 38. Geofondata HS12\_4 Konverterade utan åtgärd.

### Försök HS12\_6

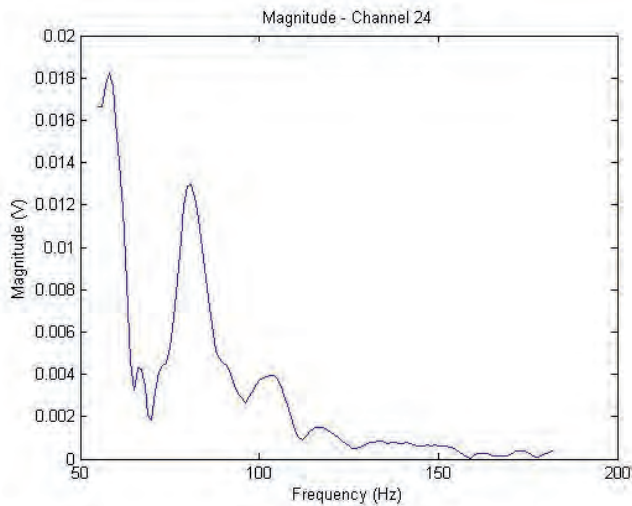
Figur 39-46. Frekvensområde 182 – 55 Hz i 128 steg. Sensitivity 6 (30 mV). Försök med och utan gating. Det innebär att mätning sker dels när vibratorn är påslagen (normalt), dels när den har stängts av mellan varje frekvenssteg (gating). Vibratorn är alltså inte påslagen när mätningen sker vid gating, denna omfattar bara de vibrationer som kvarstår i marken. Funktionsgeneratoren fortsätter emellertid att sända referenssignalen till lock-in-förstärkaren så att koherenta mätningar kan ske.



Figur 39. Frekvensspektrum för medelvärdet av kanalerna 1-16, de seismoelektriska kanalerna som är föremål för bakgrundsstörningar vid specifika frekvensband. Dessa frekvensband nollas innan omvandlingen till tidsdomän.

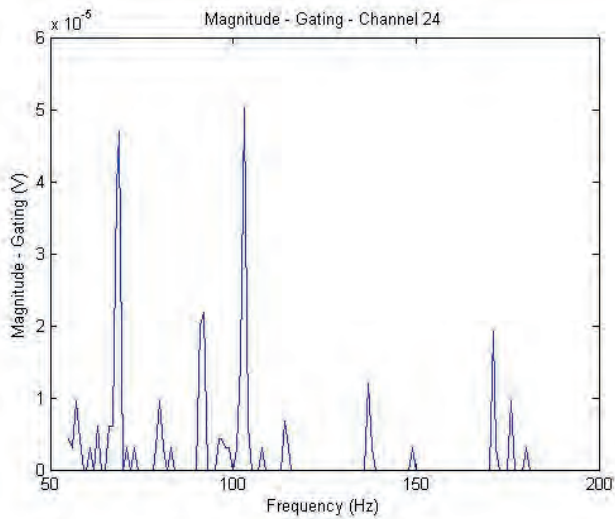


Figur 40. Frekvensspektrum för kanal 8 med elektrisk dipol ansluten. Gating aktiverad. Signalen verkar endast innehålla störningsbanden.



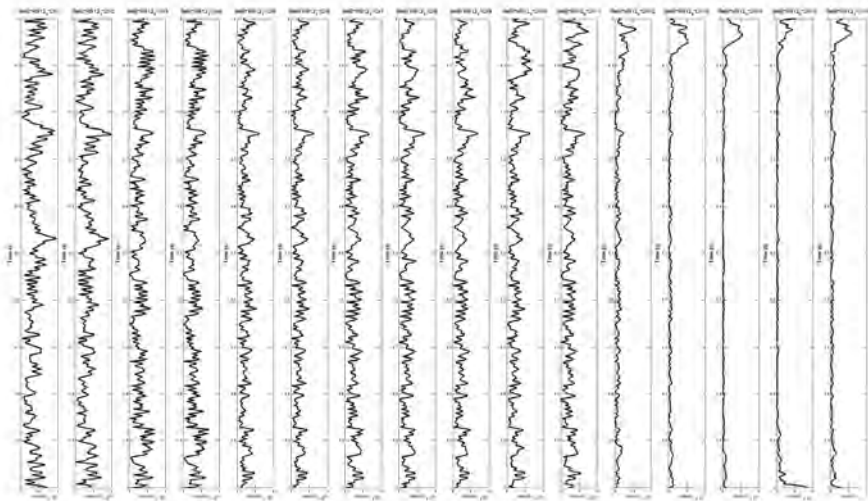
Figur 41. Frekvensspektrum för kanal 24 med geofonsignal ansluten. Utan ”gating”



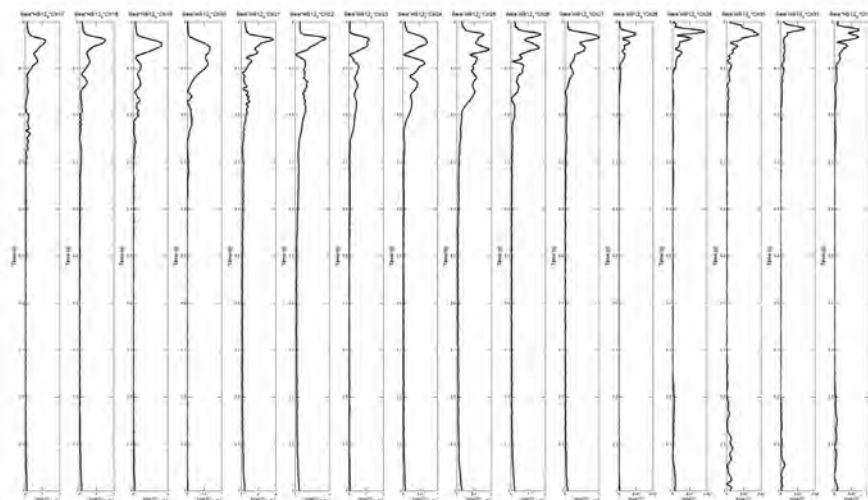


Figur 42. Frekvensspektrum för kanal 24 med geofonsignal ansluten. Gating aktiverad. Det framgår att signalstyrkan är extremt låg jämfört med andra mätningar, exponenten är  $10^{-5}$ .

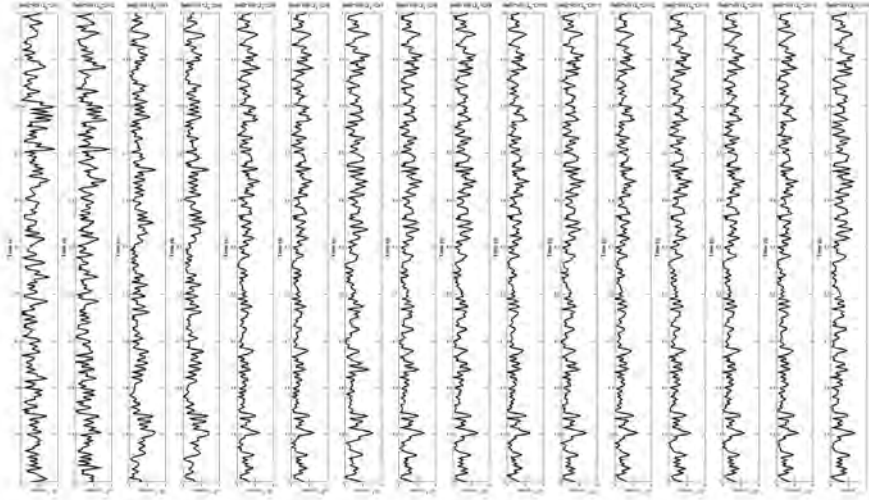
Mätningen HS12\_6 – Normal ser lovande ut då det finns både seismoelektrisk elektrod-signal och seismisk geofonsignal. Gating ser inte lovande ut då det knappt finns andra frekvenskomponenter än de smala störningsbanden i seismoelektriska data och ingen signal från geofonerna. Mätresultaten från gatingexperimentet redovisas därför inte.



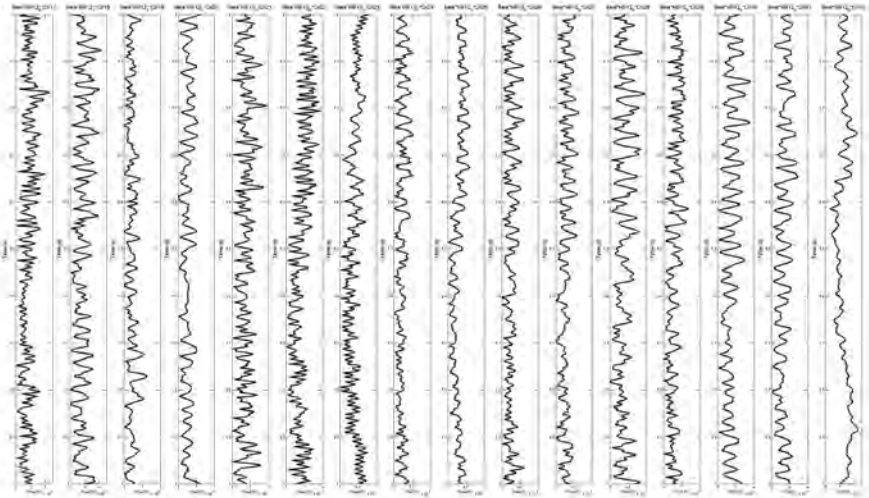
Figur 43. Elektrodata HS12\_6F. 182:-1:55 Hz. Utan gating. Konverterade efter att dominerande frekvenstoppar nollställts. Helt horisontella "reflexer" kan inte tolkas på något enkelt sätt, eftersom signalen är uppbyggd av alla frekvenser och dessa sänds vid olika tidpunkt. Det kan alltså inte vara en extern impulsiv signal som blandat sig med mätningen.



Figur 44. Geofondata HS12\_6. Utan gating. Konverterade utan åtgärd.



Figur 45. Elektroddata HS12\_6F. 182:-1:55 Hz. Med gating. Konverterade efter att domine-rande frekvenstoppar nollställts. Dessa data ser mest ut som störningar.



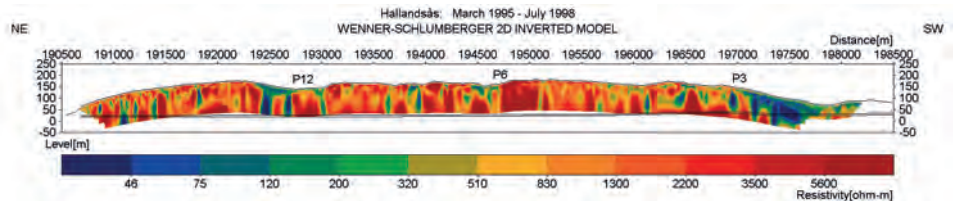
Figur 46. Geofondata HS12\_6. Med gating. Konverterade utan åtgärd. Inga signaler detekterade. Dessa data ser mest ut som störningar. Vibratorns dieselmotor påslagen. Mkt svaga signaler.

### 2.1.3 Resistivitet och DCIP

Detta rör sig om elektriska mätningar som kan utgöra ett komplement till seismoelektriska mätningar. Resistivitet är i princip vanlig fyrtrådsmätning av resistans medan DCIP är en metod som studerar materialets uppladdningsförmåga (induced polarisation). Det är nämligen så att när man härleder ekvationerna för den seismoelektriska responsen kommer en lång rad faktorer med i bilden, bl a materialets elektriska egenskaper. Detta blir intressant om man vill försöka få fram ett mått på t ex porositet, dvs gå från kvalitativa till kvantitativa utsagor baserade på seismoelektriska mätningar. Resistivitetsme-

toden har begränsningar i penetrationsförmåga beroende av profillängden. Någon liknande begränsning finns inte för den seismoelektriska metoden bortsett från frekvenssteget, vilket i detta fall har en teoretisk begränsning på några kilometers djup. Dämpningen av ljudvågorna från vibratorn förmodas begränsa penetrationen avsevärt. Summa summarum bedömdes det värdefullt för framtiden att ha någorlunda samlokaliserade mätdata av de olika typerna.

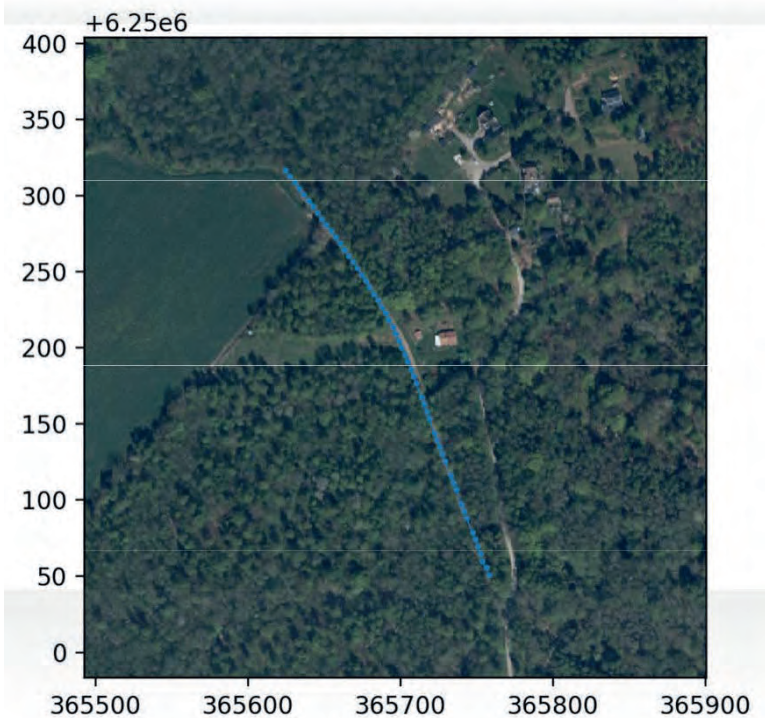
Elektrisk Resistivitetstomografi (ERT) utfördes över Möllebackszonen och Södra Randzonen 1995, då dessa delar förväntades vara förknippade med störst risk för dålig bergkvalitet. Under 1998 kompletterades det med undersökning längs hela tunnelsträckningen från tunnelpåslaget i norr till Södra Randzonen, den sydligaste delen utelämnades p.g.a. att tunnel redan var driven där. Undersökningarna 1995 utfördes med 400 m långa elektrodlägg, medan de 1998 gjordes med 800 m långa utlägg för att öka djupnedträngningen. Figur 47 visar en sammanställning av de inverterade modellerna från dessa undersökningar, med lägena för de seismoelektriska undersökningspunkterna markerade.



Figur 47. Sammanställning av ERT modeller från mätning längs tunnelsträckningen under åren 1995-1998 med lägena för de seismoelektriska undersökningspunkterna markerade.

ERT utfördes även över undersökningspunkterna i anslutning till att de seismoelektriska mätförsöken genomfördes. Dessa mätningar gjordes inte längs tunnellen, vilket styrdes av de seismoelektriska utläggerna, till skillnad mot på 1990-talet. Längden på mätutläggerna begränsades vidare till 300 m vid detta tillfälle, p.g.a. att det ej var möjligt att ordna med utsättning och vegetationsröjning i skogspartierna. Detta medför mindre djupnedträngning än för de tidigare undersökningarna.

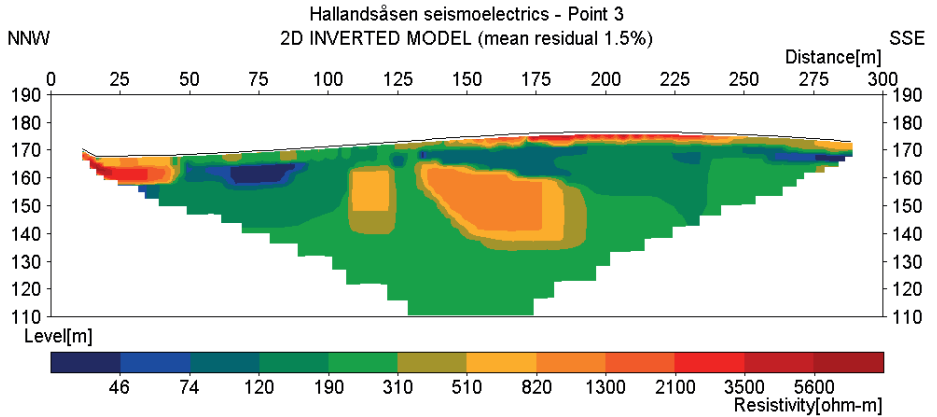
De nya uppmätta data är genomgående av god kvalitet att döma av visuell inspektion av rådata. Vidare har inversmodelleringen (inversionen) resulterat i låga residualer för samtliga linjer (1,5 – 2,5% i medelresidual). Detta betyder att det är god överensstämmelse mellan modellsvaret och uppmätta data, vilket gör att ERT-sektionerna i det avseendet är trovärdiga.



Figur 48. Läge för ERT-utlägg vid punkt 3 med ringa läckage.

ERT-sektionen vid punkt 3 mättes med ett utlägg i samma linje som den seismoelektriska mätningen, av praktiska skäl en mindre väg med riktning i NNW-SSO med läge enligt Figur 48. Linjens riktning medför att den har en snäv vinkel mot den tektoniska huvudriktningen, vilket i sin tur leder till att man kan förvänta sig stora s.k. 3D-effekter i den resistivitetsmässigt kraftigt inhomogena bergmassan. Dessa orsakas av att man för att kunna tolka mätning som skett med elektrodlägg längs en enda linje måste anta en 2D (tvådimensionell) modell av markens struktur, vilket innebär att modellen förutsätter att alla strukturer är vinkelrätt orienterade mot elektrodlägget. Om så inte är fallet hade man

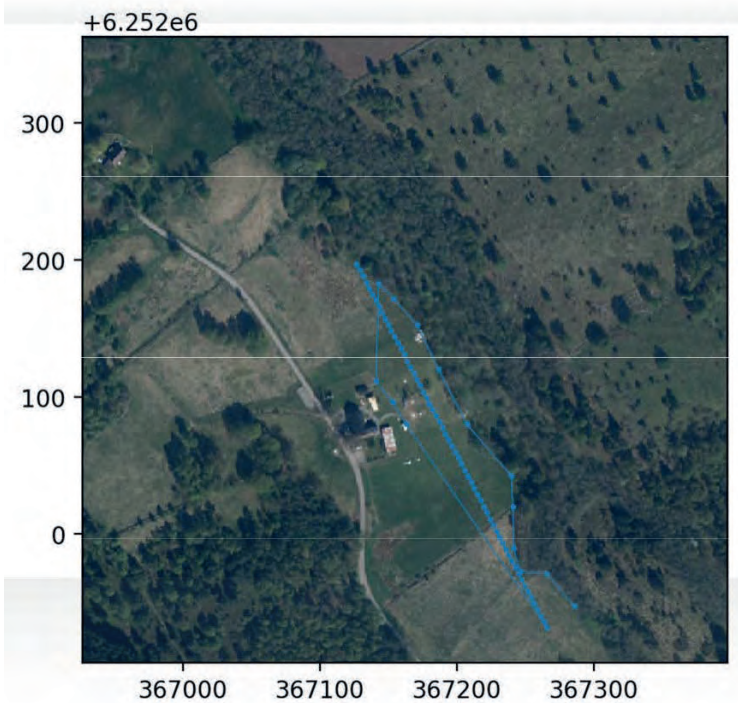
behövt använda en 3D (tredimensionell) modell för att beskriva strukturen i marken, vilket inte är meningsfullt om man bara mätt längs en linje. Detta leder till att såväl resistiviterna som strukturerna kan komma att bli missvisande.



Figur 49. Resistivitet längs profilen vid punkt 3 med ringa läckage.

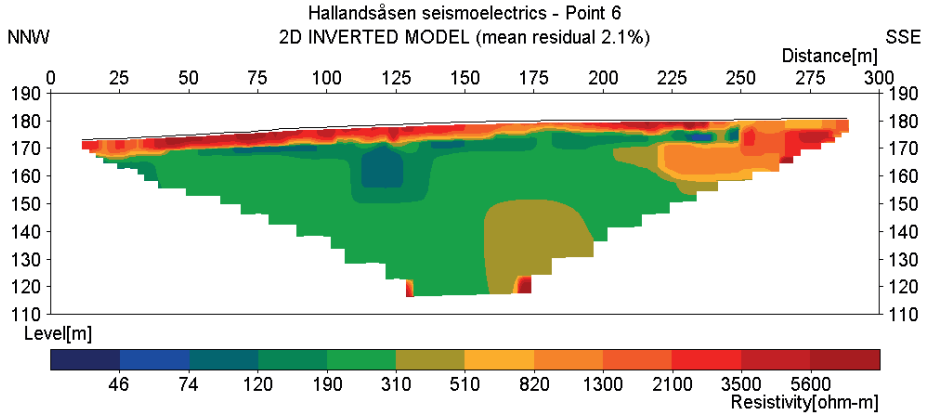
Resistivetsmodellen i Figur 49 visar resistiviteter som mestadels ligger runt ett par hundra  $\Omega\text{m}$ , undantaget en zon med högre resistivitet mitt i sektionen samt ytnära skikt med högre respektive lägre resistivitet. Karaktären på modellen avviker fullständigt från de tidigare resultaten, vilket inte är förvånande om man beaktar den kraftiga variationen i resistivitet längs tunnellen som framgår av Figur 49. Eftersom elektrodläggningen ligger med liten vinkel mot dessa strukturer med varierande resistivitet, som förväntas ligga nästan parallellt med den nya linjen, kommer strömbanorna i marken fokuseras till zonerna med lägre resistivitet. De resulterande resistiviteterna kommer bli någon form av viktat medelvärde av de olika zonerna, där de lägre resistiviteterna tenderar att dominera, d.v.s. någonting i stil med det resultat vi har fått.

De påtagligt låga resistiviteterna som framgår av Figur 47 tyder på att det förekommer lervittrat berg, omväxlande med höga resistiviteter som kan tolkas som ovittrat kristallint berg med liten sprickfrekvens. Om dessa tolkningar är riktiga stämmer det väl överens med att det är ringa läckage.



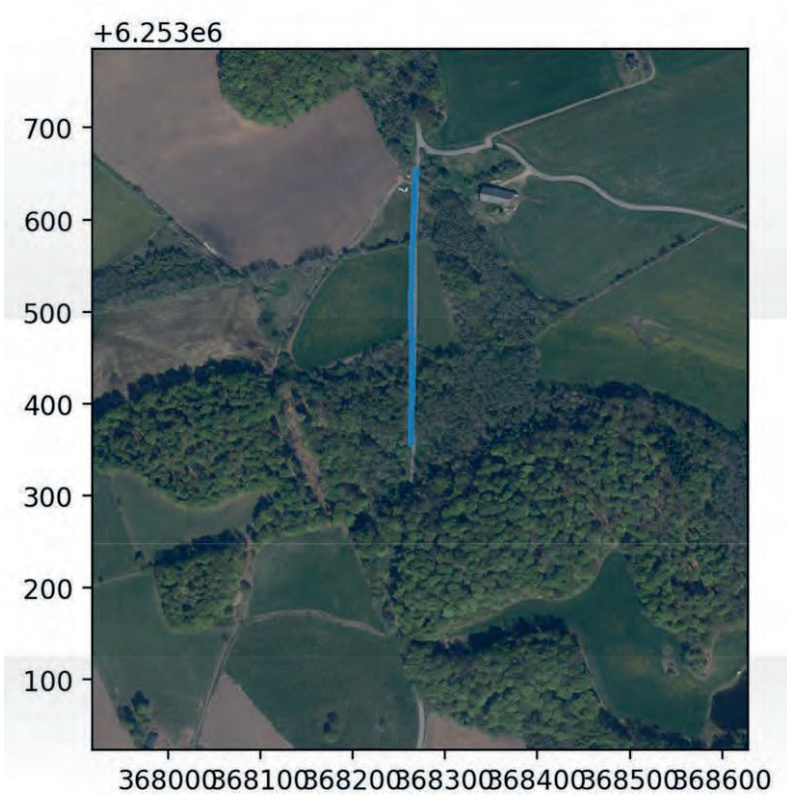
Figur 50. Läge för ERT-utlägg vid punkt 6 med måttligt läckage.

ERT-sektionen vid punkt 6 mättes även den i riktning i NNV-SSO med läge enligt Figur 50, i detta fall på ett öppet fält. Linjens riktning medför även här att man kan förvänta sig stora s.k. 3D-effekter. Eftersom punkten ligger precis över en struktur med en vertikal lågresistiv zon intill en större högresistiv enhet, kommer strömmen koncentreras i den lågresistiva zonen vilket leder till att dess egenskaper kommer dominera resultatet. Figur 51 bekräftar att detta är fallet.



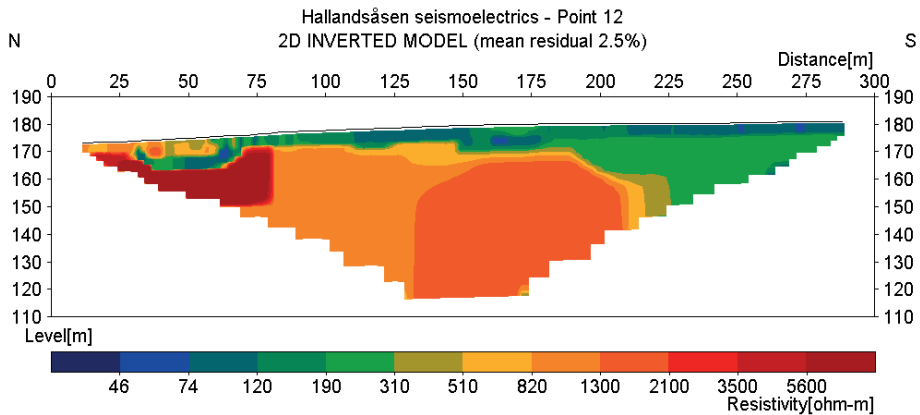
*Figur 51. Resistivitet längs profilen vid punkt 6 med måttligt läckage.*





*Figur 52. Läge för ERT-utlägg vid punkt 12 med störst läckage.*

ERT-sektionen vid punkt 12 mättes i riktning i N-S med läge enligt Figur 52, i ett område med såväl skog som öppet fält. Linjens riktning medför att det finns risk för 3D-effekter, men eftersom punkten ligger mitt över ett block med högre resistivitet torde dessa vara mindre dominerande än för de andra punkterna. Resultatet i Figur 53 bekräftar att detta är fallet genom att den inverterade modellen stämmer relativt väl överens med Figur 47 i mittpunkten.



Figur 53. Resistivitet längs profilen över punkt 12, där vattenläckaget till tunneln var störst.

De höga resistiviteterna i punkt 12 tyder på att bergmassan är ovittrad, eller i alla fall har låg vittringsgrad, och att de vattenförande sprickzonerna inte är så stora att de dominerar resistiviteten. Resistivitetssektionen i Figur 53 når inte på långa vägar ner till tunnelnivån där de stora inläckagen uppmättes, men å andra sidan har sektionen i Figur R1 inte tillräcklig upplösning på det djupet för att kunna lösa upp enskilda sprickzoner.

#### 2.1.4 Resultat

Mätresultaten från Hallandsåsen visar att metodiken med mätning i frekvensdomän och omvandling till tidsdomän fungerar, de seismiska registreringarna med geofon är en säker indikation på detta. De seismoelektriska signalerna från elektroderna visar i flera fall tydligt släktskap med de seismiska signalerna som utbreder sig i markytan. En sådan våg känns igen på det att om man drar en linje längs vågfronterna får den sitt origo i den punkt där signalkällan står, i vårt fall vibratoren. Dessa signaler är vad som kallas coseismiska och uppstår då jorden runt elektroderna komprimeras av den i ytan passerande vågen, effekten kan jämföras med den piezoelektriska.

Reflexer från större djup får en viss kurvatur och kan inte extrapoleras till källans position eftersom de måste ha en viss fördröjning.

Den säkraste indikationen på en seismoelektrisk omvandling från större djup skulle vara en hyperbelformad reflex som återfanns både i seismiska och seismoelektriska data. Den seismoelektriska signalen skulle då uppträda efter ungefär halva tiden jämfört med den seismiska, eftersom den elektriska delen av den seismoelektriska signalen utbreder sig närmast oändligt snabbt jämfört med den seismiska. Någon sådan signalstruktur återfinns inte i några mätdata.

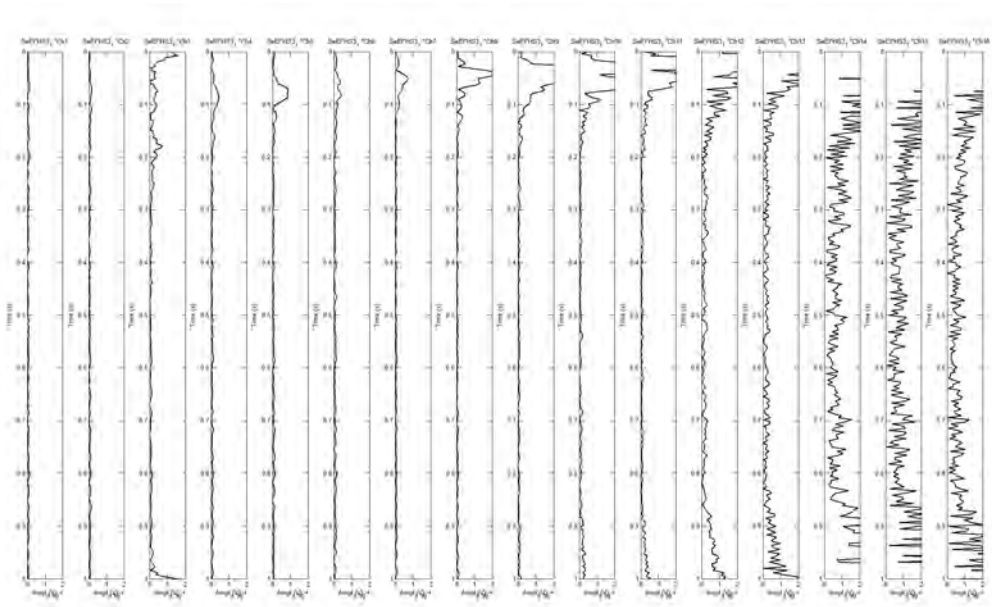
De intressantaste diagrammen från respektive mätlokal 3 och 12 registrerades i experimenten enligt Tabell 7.

Tabell 7. De intressantaste registreringarna från Hallandsåsen.

Plats	Datotyp	Läckage l/s	Diagram	Frekvensområde Hz	Steg Hz	Korresponderande datafil
3	Seismoel	0.4	3_1	182-55	-1	SeEIHS3_1F (filtrerad)
3	Seismik	0.4	3_3	310-183	-1	SeisHS3_3
12	Seismoel	15	12_1	182-55	-1	SeEIHS12_1F (filtrerad)
12	Seismik	15	12_3	310-55	-2	SeisHS12_3

De parallella mätningarna av seismoelektriska signaler och seismiska är främst avsedda för att de seismiska skall kunna bekräfta de seismoelektriska resultaten. Men man får inte glömma att mätning i frekvensdomän av seismiska signaler är relativt sällsynt förekommande och att även dessa resultat har ett vetenskapligt värde. Detta motiverar varför de intressantaste resultaten från respektive mätytp inte kommer från samma försök i serierna men ändå presenteras. Dessutom är det ju så att mätupställningarna varit identiska liksom mätplatserna, så slutsatsen kan bli att det högre frekvensområdet (310-183 respektive 310 - 55 Hz) är gynnsammare för seismikresultaten och det lägre frekvensområdet (182-55 Hz) är gynnsammare för de seismoelektriska resultaten.

För att undvika utrymmeskrävande upprepningar är den grafiska återgivningen, och den detaljerade diskussionen av dessa data, lagd i slutsats-kapitlet. Nedan återges några belysande exempel på de mest intressanta seismoelektriska resultaten.

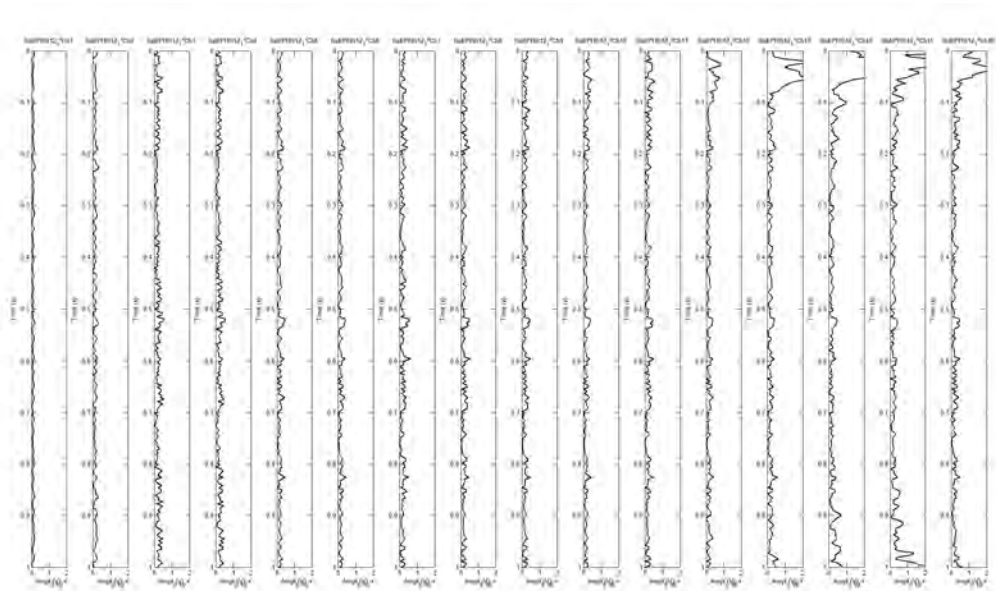


Figur 54. Seismoelektriska data från mätning 3\_1 processerade med den modifierade IFFT-metoden och med uniform amplitudskala 0.2 mV för alla signaler. Förförstärkarinställning C-D.

Mätdata är lika skalade i varje deldiagram. Coseismiska signaler framträder tydligt i ytan och svaga signaler mot större djup i diagrammets vänstra del, Figur 54.

Detta är en plats med lågt inläckage till tunneln. Möjligen kan de svaga signalerna i diagrammets vänstra del, på visst avstånd från vibratorn indikera detta.

De mycket starka signalerna i diagrammets högra del, intill vibratorn, är inte så lätta att förklara, i synnerhet inte som de ökar i styrka vid sena tider, dvs i diagrammets nedre del.



Figur 55. Seismoelektriska data från mätning 12\_1 processerade med den modifierade IFFT-metoden och med uniform amplitudskala 0.2 mV. Förförstärkarinställning C-D.

Mätdata är lika skalade i varje deldiagram, Figur 55. På denna plats uppträder inga tydliga coseismiska signaler i ytan annat än närmast vibratorn t.h.

Punkt 12 var den plats längs tunnelsträckningen där inläckaget var störst. Möjligen kan detta indikeras av att amplituderna på längre avstånd från vibratorn är starkare än de som registrerats vid mätplats 3, där läckaget var ringa.

Vid 0.5 s, halva signalen vertikalt, uppträder en genomgående signal i nästan alla deldiagrammen. En sådan signal är svår att förklara. Ett horisontellt skikt skulle luta nedåt i diagrammet mot vänster eftersom den sträcka signalen skulle behöva gå ökar med avståndet från vibratorn. Om denna signal är verklig måste källan vara så beskaffad att signalens utbredningssträcka är proportionell mot avståndet till vibratorn.

För en sprickrik akvifär är det svårt att beskriva hur man förväntar sig att en seismoelektrisk respons skall se ut. Detta är ett dilemma när man skall verifiera den seismoelektriska metoden.

Kanske matematisk modellering kan bidra med att ge en bild av vad man kan förvänta sig.

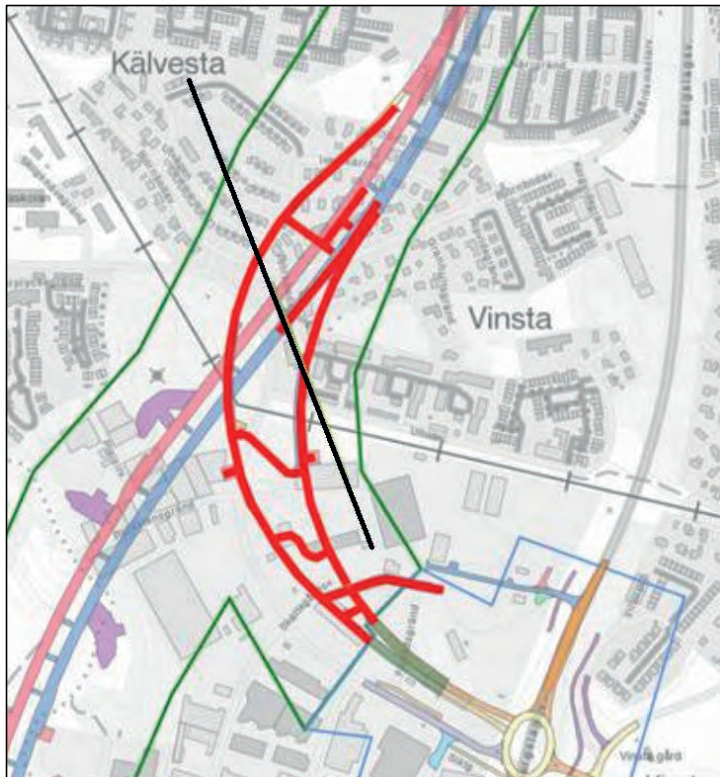
Den verifieringsteknik som var möjlig är, som nämnts ovan, att se ett samband mellan de seismiska reflexerna och de seismoelektriska. Men några sådana har inte varit möjliga att finna och det kan naturligtvis bero på geologin på försöksplatserna.

## 2.2 Bakgrundsmätning i Vinsta-påfarten till Förbifart Stockholm 2018-04-19

Det ursprungliga syftet var att utföra mätningar på platser där den geologiska förundersökningen indikerade att problem skulle kunna uppstå längs Förbifart Stockholm. Därför genomfördes i föregående etapp (3) av projektet bakgrundsmätningar på ett flertal platser längs tunnelsträckningen. Under våren 2018 stötte emellertid Trafikverket på svåra grundvattenproblem i Vinsta, varför detta område blev föremål för ökat intresse i etapp 4.

### 2.2.1 Lokalisering

Som en första åtgärd utfördes rekognoscering och mätning av elektriska störsignaler från bakgrunden 19 april 2018. I Figur 56 presenteras en plankarta med den vattenförande svaghetszonen markerad (enligt Dalmalm, personlig kommunikation).



Figur 56. Förbifart Stockholm - Ramperna vid Vinsta. Den problematiska zonen är indikerad med ett svart streck i NNW riktning (Dalmalm). Zonen korsar Ullvidevägen. Den på kartan markerade elledningen är borttagen.

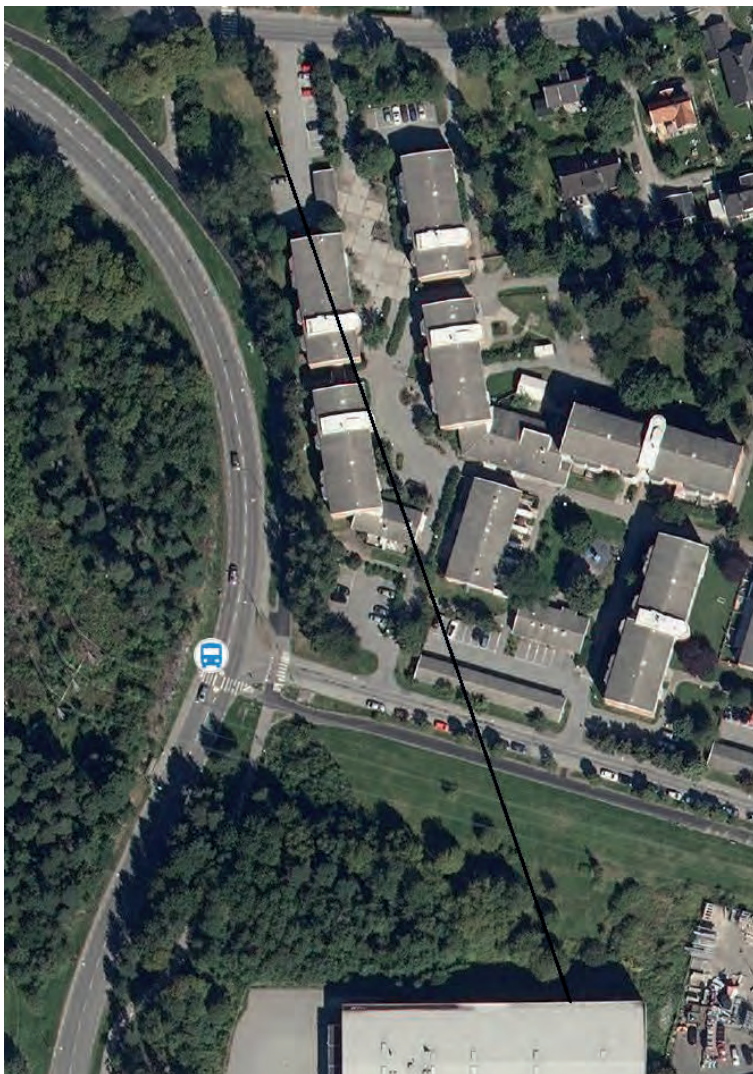


Figur 57. Svaghetszonen inritad på fastighetskartan. Väster om Skattegårdsvägen är terrängen starkt kuperad och inte lämpad för mätningar, se Figur 58 nedan. Ett lämpligt ställe att utföra mätning är omedelbart söder om Ullvidevägen och längs denna.



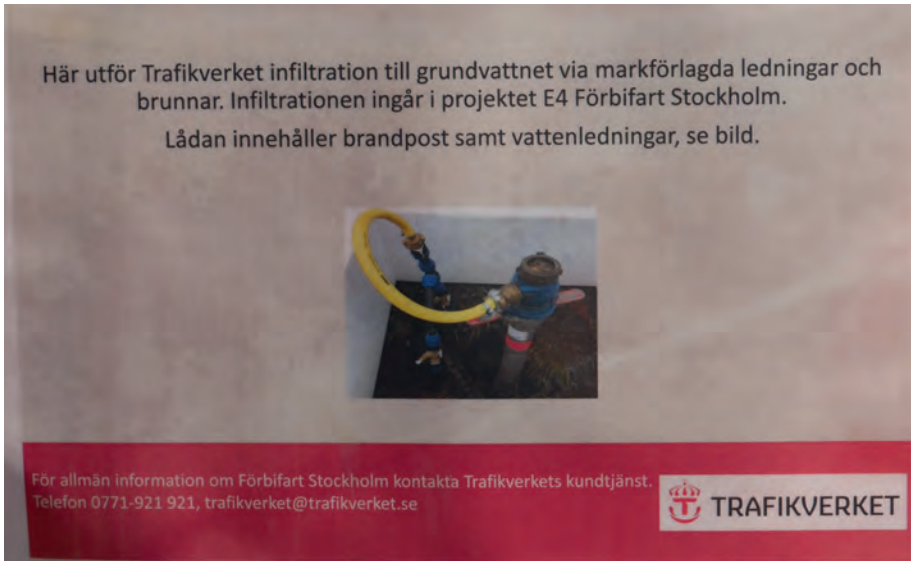
*Figur 58. Området väster om Skattegårdsvägen.*





*Figur 59. Svaghetszonen inritad på flygfoto.*

Det framgår tydligt av Figur 59 att den bäst lämpade platsen för kabelutlägg i samband med seismoelektriska mätningar är gräsmattan söder om Ullvidevägen. Kraftledningarna är numera borttagna. I norra delen av bilden infiltrerar Trafikverket vatten för att kompensera för inflödet till tunnlarna.

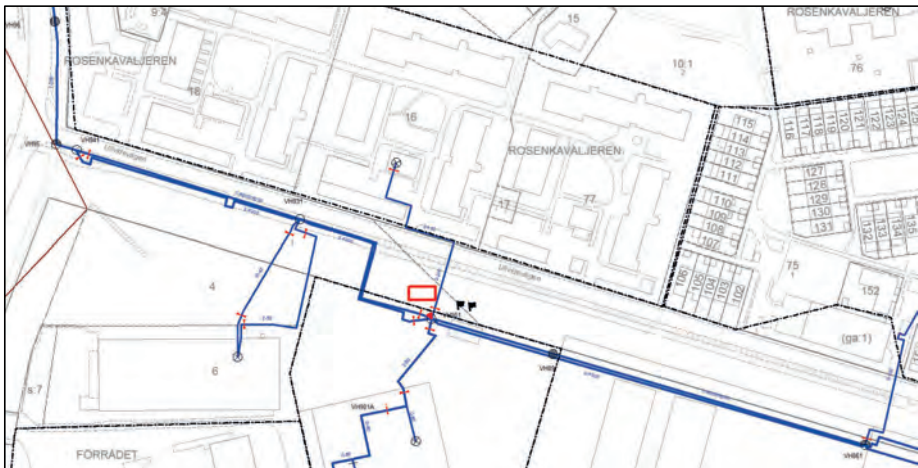


*Figur 60. Trafikverket infiltrerar vatten i området för att kompensera för tunnelarnas dränering. Maj 2018.*

Något som inte framgår av ovanstående bildmaterial är att det finns en långsträckt vall på gräsmattan längs Ullvidevägens södra sida, Figur 61. Det har inte gått att få besked från Stockholms stad vad denna vall innehåller. Hypotesen är att det kunde vara en gammal banvall eller någon ytligt förlagd ledning beroende på ytlig berggrund. Det finns en fjärrvärmekulvert längs sträckan, men den ligger alldeles i kontakt med gångbanan, inte inne på gräsmattan. Vallen visas i Figur 61.



Figur 61. Vallen på gräsmattan längs Ullvidevägens sydsida. Ventilationsrör till den längs gångbanan förlagda fjärrvärmekulverten syns till vänster i bilden.



Figur 62. I den västra delen av Ullvidevägen, där vibratorm skulle kunna placeras, är fjärrvärmekulverten lokaliserad mellan väg- och gångbanan.

Eftersom mätningarna genomförs med en vibrator med stark amplitud (se Figur 3) är det nödvändigt att ta reda på vad vallen innehåller innan mätningar påbörjas. Det har hittills

inte gått att få ett sådant besked från Stockholms stad, ej heller tillstånd att mäta på platsen.

### 2.2.2 Genomförande

Under Etapp 4 har tyvärr inte alla planerade moment kunnat genomföras men nedan följer en genomgång av de utförda delarna. Då tillståndsprocessen hakat upp sig har den seismoelektriska mätningen i Vinsta inte kunnat genomföras under projektperioden. Bakgrundsmätningar har, som nämnts, genomförts och de presenteras nedan.

### 2.2.3 Resultat

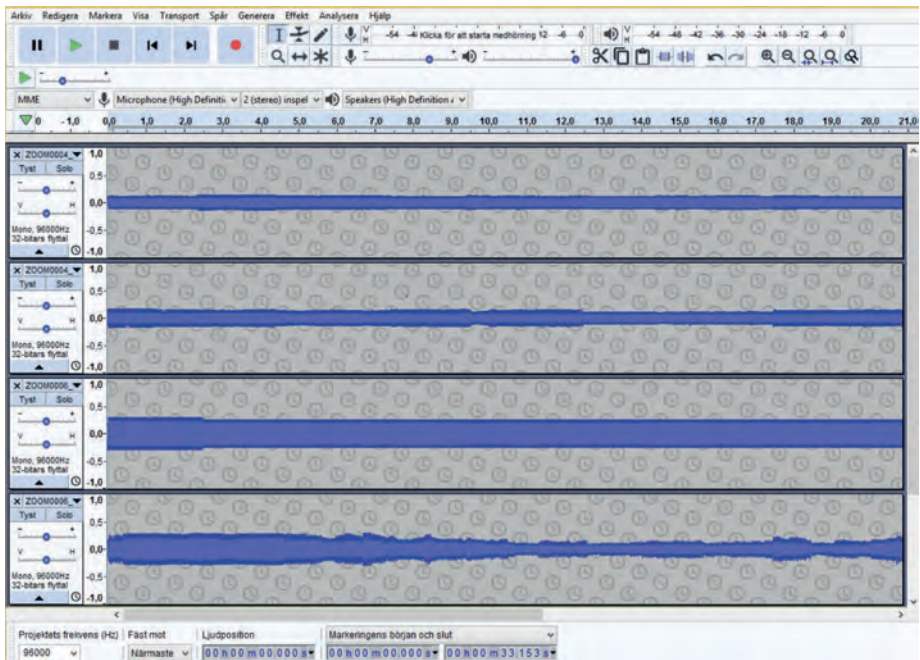
Mätning av bakgrundsält görs för att man skall kunna välja mätplatser där störningsnivån är så låg som möjligt. Det kan också vara av intresse att få reda på hur repetitiv signalen är. Ju mer repetitiv signalen är desto lättare är den att skilja från de seismoelektriska omvandlingar man vill framhäva genom processering av uppmätta signaler.

De mätningar som genomförts avser registrering av det elektriska bakgrundsältet med en digital ljudinspelare av fabrikat ZOOM H6. Tre kanaler har använts för att registrera det elektriska fältet i W\_E riktning, N-S riktning och det elektriska fältet i luften mätt med en vertikal antenn. Fältstyrkan i marken har mätts med tre elektroder nedstuckna i marken i L-form och med två meters avstånd.

En sk RIAA-förstärkare har varit inkopplad mellan elektroderna och inspelningsutrustningen. Den framhäver de lågfrekventa komponenterna i signalen.

Mätningar har utförts på två platser nämligen S Ullvidevägen och S korsningen Skattegårdsvägen / Björnbodavägen, två platser där seismoelektriska mätningar senare skulle kunna utföras. Den senare mätningen gjordes nära Trafikverkets infiltrationsplats.

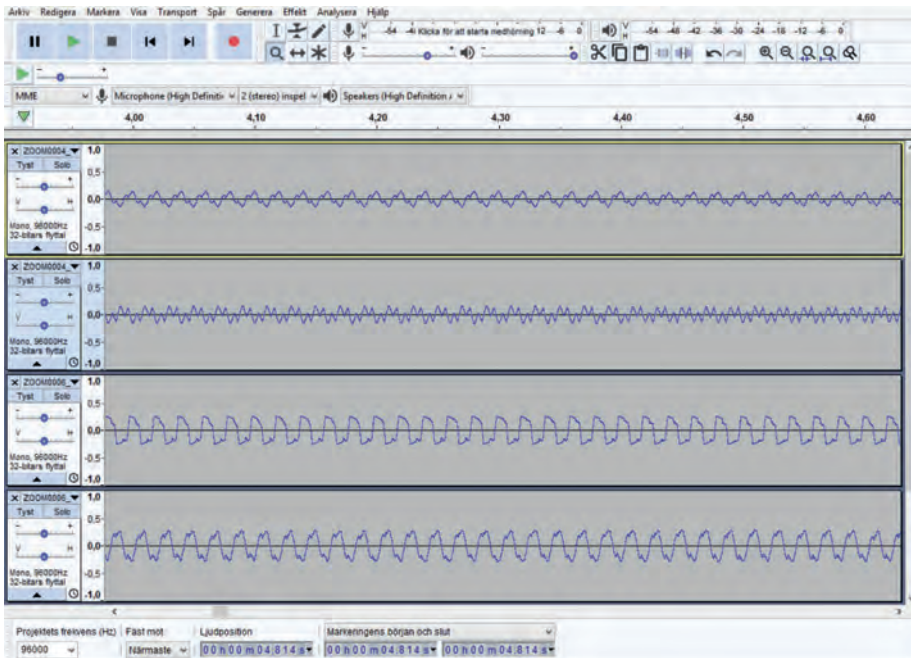
Bakgrundsältets amplitud har vid Ullvidevägen uppmäts till c:a 5 mVp-p med fickoscilloskop kopplat till elektroderna direkt, vid korsningen Skattegårdsvägen/Björnbodavägen 5-20 mVp-p.



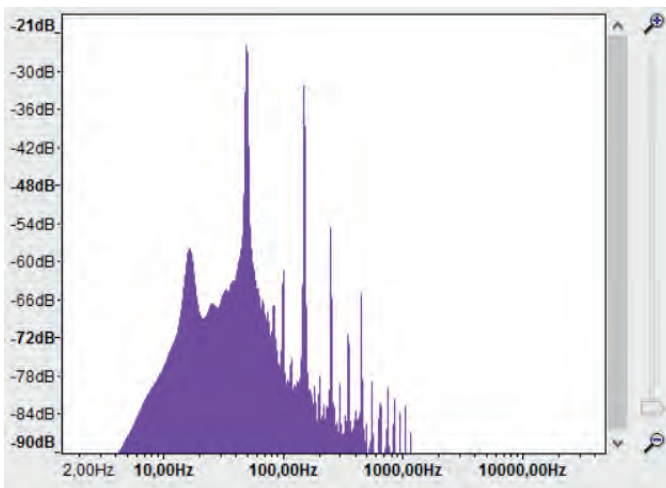
Figur 63. Signal 1 är fältet i W-E riktning och signal 2 är fältet i N-S riktning, båda på gräsmattan S Ullvidevägen. Signal 3 är fältet i W-E riktning och signal 4 är fältet i N-S riktning, båda på gräsmattan söder om korsningen Skattegårdsvägen/Björnbodavägen.

Registreringen i Figur 63 omfattar c:a 20 sekunder och visar att bakgrundsfältet är svagast och stabilast i W-E riktning S Ullvidevägen. För att visa hur vågformerna ser ut har regi-streringarna zoomats i Figur 64 nedan.

I Figur 64 visas en inzoomning i Figur 63 och i Figur 65 visas frekvensspektrum för det uppmätta bakgrundsfältet.



Figur 64. Inzoomade signaler som i föregående figur. Presenterat intervall är 0.6 sekunder.



Figur 65. Spektrum för signalen i E-W riktning på gräsmattan söder om Ullvidevägen. Den första toppen från vänster orsakas av järnvägens frekvens  $16 \frac{2}{3}$  Hz och den högsta toppen av den vanliga nätfrekvensen 50 Hz. Den näst starkaste frekvensen är den andra övertonen till nätfrekvensen, 150 Hz.

## 2.3 Mätning i Gårdatunneln i Göteborg 2018-05-25

Gårdatunneln är en tele- och fjärrvärmes-tunnel och skall inte förväxlas med den järnvägs-tunnel i Göteborg som har samma namn. Tunneln har besökts två gånger tidigare i det seismoelektriska projektet och det som har utvecklats där är tekniken för att genomföra seismoelektriska mätningar där berget är direkt åtkomligt. Man kan då använda impulsiva källor och mäta i tidsdomän, som i vanlig seismik. Ett annat syfte är att det är intressant för tunnelägare att få information varifrån inflöde av vatten till en befintlig tunnel kommer ifrån. Tekniken kan också vara av intresse för övervakning av hydrogeologiska förhållanden runt bergrum och tunnlar.

### 2.3.1 Lokalisering

Gårdatunneln löper i öst-västlig riktning genom centrala Göteborg. Det finns flera accesspunkter och i projektet har en i de centrala delarna utnyttjats. Av sekretesskäl lämnas inga positionsuppgifter, men alla mätpunkter sitter kvar i tunneln för framtida referens.

### 2.3.2 Genomförande

Det har genomförts tre mätsejourer i Gårdatunneln 2016, 2017 och 2018. 2016 utprovades olika energikällor varvid bultpistol framstod som lämpligast. Endast en mätkanal användes. Detta försök har rapporterats i en tidigare rapport.

I denna rapport redovisas försök med fullt bestyckat 32-kanalsystem och mätningar i tidsdomän. 2017 utvärderades geofon vs accelerometer som seismisk sensor varvid geofon bedömdes lämpligast och 2018 förfinades metodiken ytterligare bl a vad gäller skottpunktternas mekaniska utformning. 2018 användes enbart geofoner för de seismiska mätningarna.

Dessa försök har haft som huvudsyfte att utveckla en metodik för mätningar mot blottlagd bergyta i t.ex. tunnlar och bergrum. Av detta skäl beskrivs metodiken mycket detaljerat i det följande.

I Gårdatunneln har två parallella kabelstammar utnyttjats på samma sätt som på Hallandsåsen. Båda kabelstammarna har 16 inkopplingspunkter, som alla är försedda med en förförstärkare. Till den ena kabelstammens förförstärkare är elektriska dipoler kopplade. Dipolerna består av två bergförankringsskruvar (HILTI) som skruvats in i förborrade hål. Avståndet mellan skruvarna är 2 m. Mitt emellan dessa skruvar sitter en annan skruv i vilken geofoner eller accelerometrar installeras. Dessa är kopplade till förförstärkarna på den andra kabelstammen.

Det finns alltså 16 mätgrupper med 2 elektroder, tillsammans en dipol, och mellan dem en geofon. Avståndet mellan elektroderna är 2.0 m och avståndet mellan varje mätgrupp är 1.0 meter. Skottpunkterna är placerade mellan mätgrupperna.

En mätserie omfattar 15 skott placerade mellan de 16 mätgrupperna. Varje skott registreras i 32 kanaler, så en mätserie omfattar  $15 \times 32 = 480$  signaler. Av dessa är hälften från dipolerna och hälften från geofonerna.

Montering av mätsystemet och genomförande av mätningarna genomfördes på c:a 6 timmar under en dags arbete. Då var fästpunkterna för elektroder, geofoner och skottpunkter förinstallerade.

Nedan beskrivs detaljerna i bildform Figur 66-75.



*Figur 66. En sådan skruv som används som elektrod. En klämma anbringas kring den utskjutande delen. Skruven gängas in i ett förborrat hål med hjälp av mutterdragare.*





*Figur 67. En sådan skruv som används för infästning av geofonerna. Den har ett gängat hål M5 för fastsättning av geofonen.*



*Figur 68. En sådan geofon som använts vid mätningarna. Den har en skruv M5 för fastsättning mot skruven i berget.*



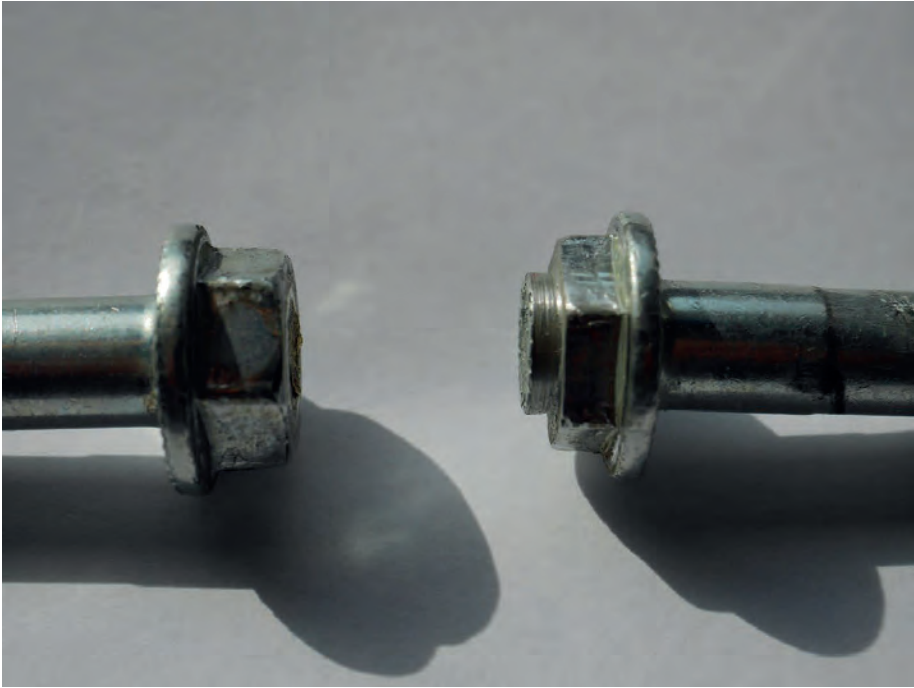
*Figur 69. En mätgrupp Elektrod – Geofon – Elektrod. Dessa grupper sitter på 1 m inbördes avstånd. Mitt emellan mätgrupperna placeras skottpunkterna.*



*Figur 70. Den använda typen av bultpistol. Vid mätningarna används inga bultar i pistolen utan den pistong som normalt driver in bultarna får slå direkt mot skruvarna som är fastsatta i berget.*



*Figur 71. Då det, i föregående mätning, uppstod tvekan om energiöverföringen från bultpistol till berg när sprutbetonglagret var tjockt användes 100 mm långa bergskruvar. Dessa går genom sprutbetongen och in en bit i berget.*



*Figur 72. Skallarna på bergskruvarna försågs med en mässingsknopp eller svarvades ner i syfte att hålla bultpistolen på plats. På bilden visas resultatet efter ett skott. Mässingsknoppen (t.v.) förstördes vid skottet medan nedsvärningen (t.h.) kan användas fler gånger.*



*Figur 73. Visar kvarvarande rester av mässingsknoppen efter ett skott från bultpistolen.*



*Figur 74. Skallen på den nedsvavade bergskruven efter ett bultpistolskott. Fördjupningen är det avtryck som bultpistolens pistong alstrar.*

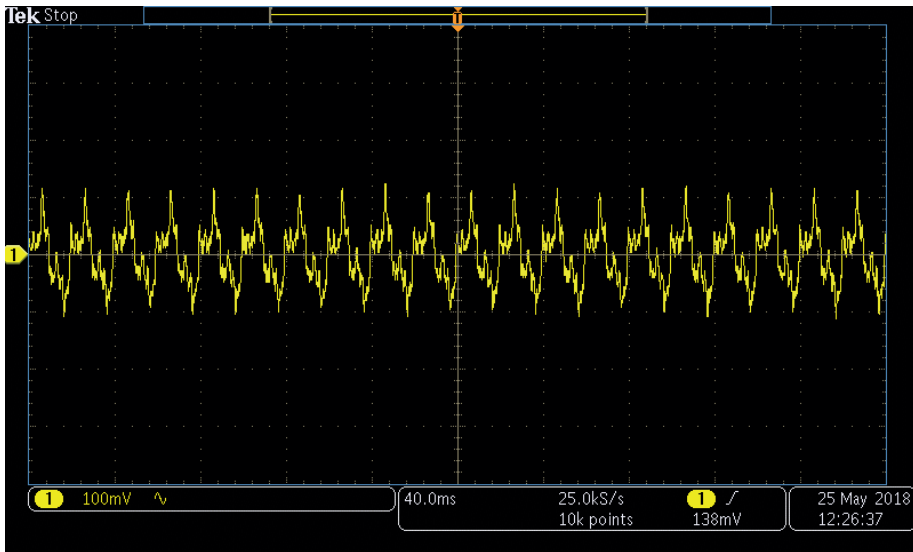


*Figur 75. Eftersom bergskruvarnas skallar är nedsvavade blir fästet för mutterdragarens hylsa kortare. För att så mycket hylsa som möjligt skall vara i kontakt med bergskruvens nedsvavade skalle svarvas hylsan till mutterdragaren ner, så att den koniska delen tas bort. Den borttagna, nedsvavade delen har till syfte att underlätta påträddandet av hylsan på skruvskallen.*

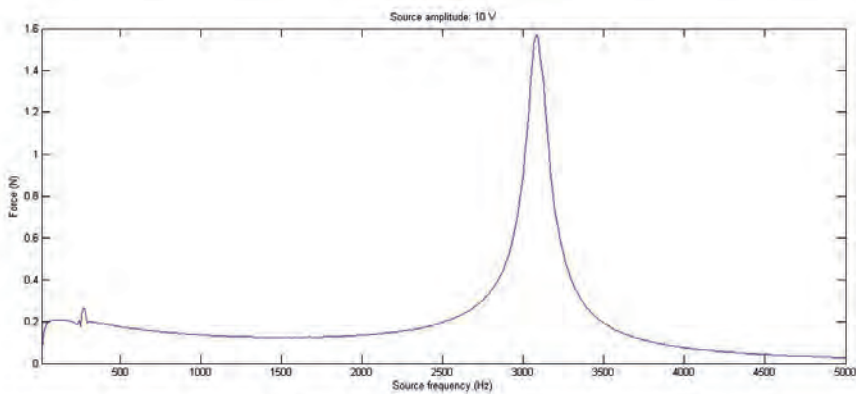
I Figur 76 nedan visas i ett diagram bakgrundsstörningens tidsfunktion.

I Figur 77 visas den använda geofontypens frekvensrespons. Diagrammet visar att respon-  
sen är ganska flat upp till 3000 Hz, samt att det finns ett känslighetsmaximum vid reso-  
nans, som ligger centrerat kring 3200 Hz.





Figur 76. Bakgrundssignalen i Gårdatunneln. Som framgår av oscilloskopbilden är amplituden drygt 100 mV, 200 mVp-p, och grundtonen har en periodtid på 20 ms, dvs det rör sig om nätfrekvensen 50 Hz.



Figur 77. De använda geofonernas känslighet. De har en markant känslighetstopp vid 3000 Hz, där alltså uppmätta signaler kommer att förstärkas 8-10 ggr relativt omgivande frekvenser.

### 2.3.3 Resultat

Data samlas in på så sätt att bultpistolen avfyras (SP, skottpunkt) mellan två intilliggande mätgrupper med de två elektroderna SEx och geofonen G, enligt schemat

(SE1a-G1-S1Eb)(SP1\_2)(SE2a-G2-SE2b)(SP2\_3)(...) etc.

En mätgrupp är 2 m lång och grupperna ligger med 1 m inbördes avstånd, skottpunkterna och geofonerna alltså på 3 m inbördes avstånd.

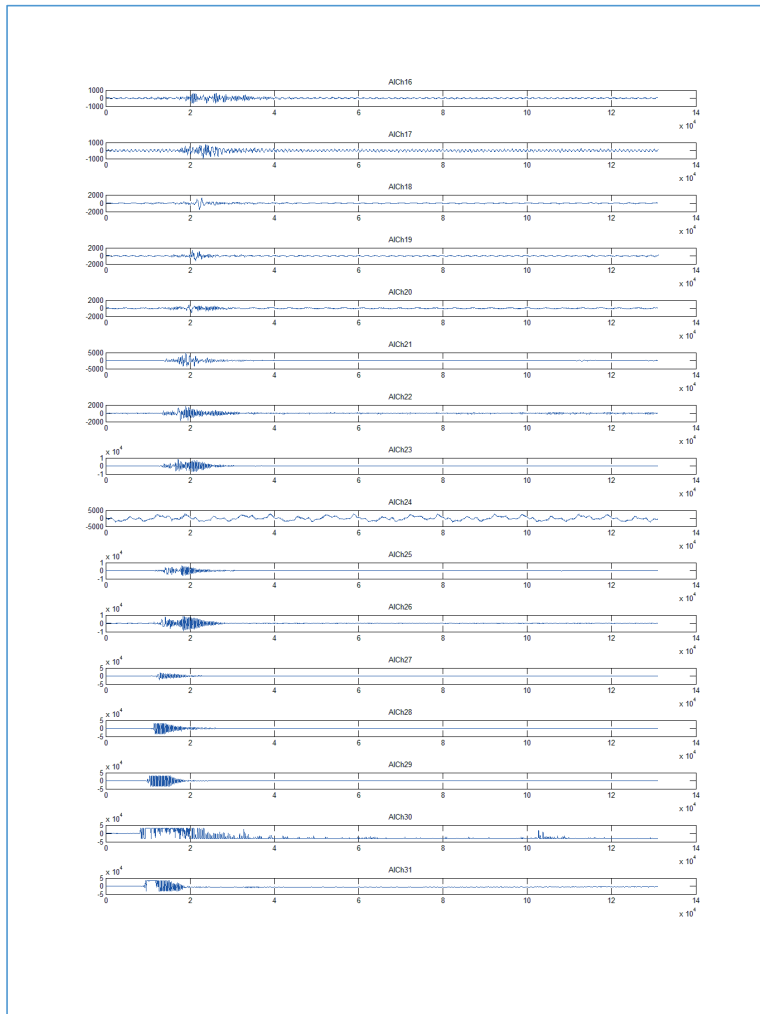
Två sådana serier insamlades under försöket 18\_a\_b och 18\_2\_a\_b, (a=1-15, b=2-16). Det finns således  $15 \times 32 = 480$  signaler registrerade i varje sådan serie, där varje signal består av 131072 signalpunkter insamlade med 1 MSA/s. Dessutom två registreringar med skottpunkter i 5\_6 och 6\_7 betecknade 18\_2\_5\_6Long respektive 18\_2\_6\_7Long, vilka består av  $2 \times 32 = 64$  signaler där varje signal består av 524288 signalpunkter insamlade med 1 MSA/s, se Tabell 8. De två senare registreringarna är gjorda för att kontrollera om det finns reflexer på större avstånd.

Tabell 8. Sammanfattning av mätdata i Gårdatunneln.

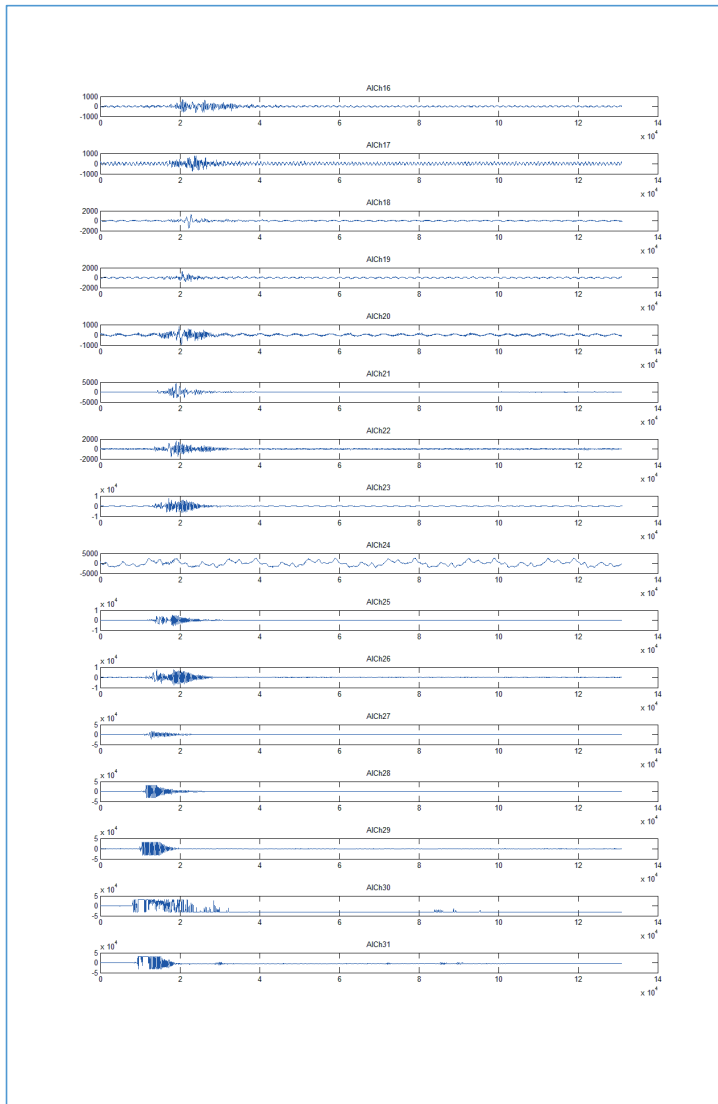
Mätserie	Antal signaler	Punkter/signal	Digitalisering MSA/s
18	$15 \times 32 = 480$	131072	1
18_2	$15 \times 32 = 480$	131072	1
Long	$2 \times 32 = 64$	524288	1

Om man detaljstuderar en registreringarna med skottpunkt 1\_2, alltså i ena kanten av geofonlinjen, kan man med hjälp av ankomsttiderna till de 15 geofonerna på ena sidan om skottpunkten beräkna en ljudhastighet i berget som omger tunneln, Figur 78-79. Nedan visas dessa diagram. Signalstart i Serie 18 Ch 29 är vid punkt 10.340 ms och motsvarande i kanal 18 är 19.780 , skillnaden blir 9.440 ms. Eftersom det är 3 m mellan varje geofon och det är 11 intervall mellan kanal 29 och 18 så blir hastigheten i berget  $11 \times 3 / 0.00944 = 3496$  m/s. I Serie 18\_2 blir på motsvarande sätt ljudhastigheten i berget 2975 m/s.

Dessa hastigheter kan användas för att beräkna avståndet till eventuella seismoelektriska reflexer. Man skall då hålla i minnet att det bara är den seismiska gångtiden, från skottpunkten till reflektorn som är seismisk. I den andra, reflekterade riktningen är det fråga om elektromagnetisk vågutbredning som går så mycket fortare att man som första approximation kan räkna med att den sker momentant. De seismoelektriska reflexerna ligger alltså på halva tidsavståndet jämfört med relaterade seismiska reflexer.

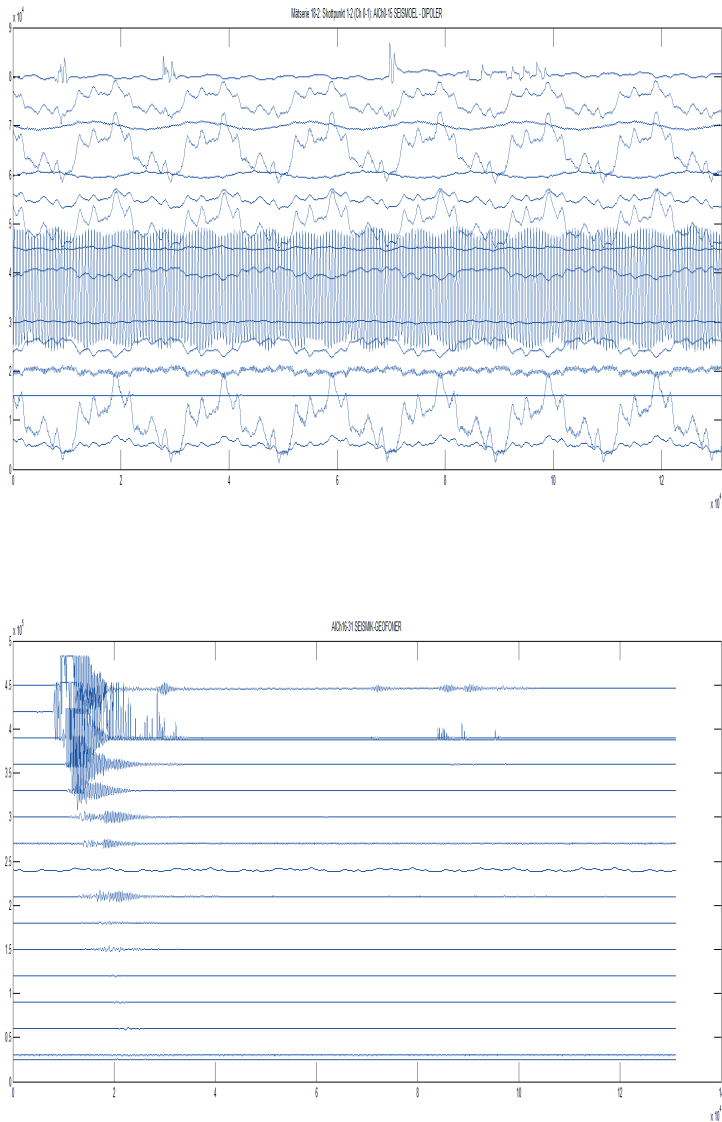


Figur 78. De 16 geofonsignalerna, kanal 16-31, från serie 18 registrerade med skottpunkt mellan mätpunkt 1 och 2, i diagrammet svarande mot kanal 31 och 30 (längst ned). De närmaste geofonerna blir överstyrda av skottet från bultpistolen. Mellan varje geofon är avståndet 3 m. Geofonen som är kopplad till kanal 24 har ett signalfel.

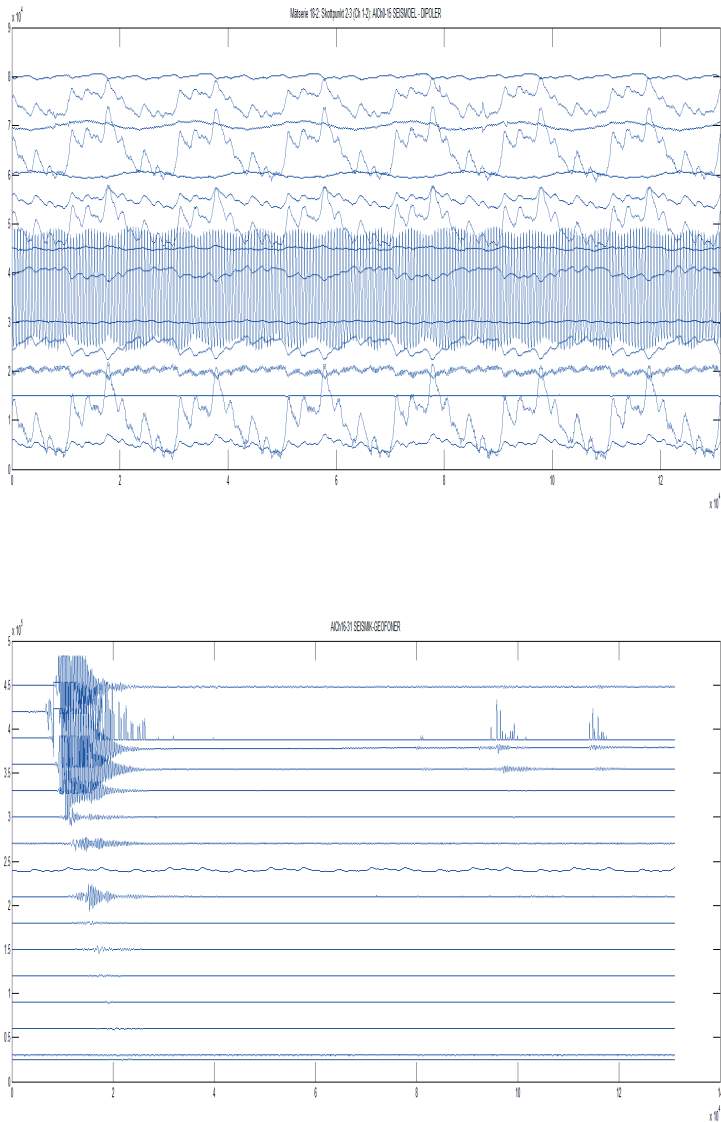


Figur 79. Motsvarande signaler från mätserie 18\_2.

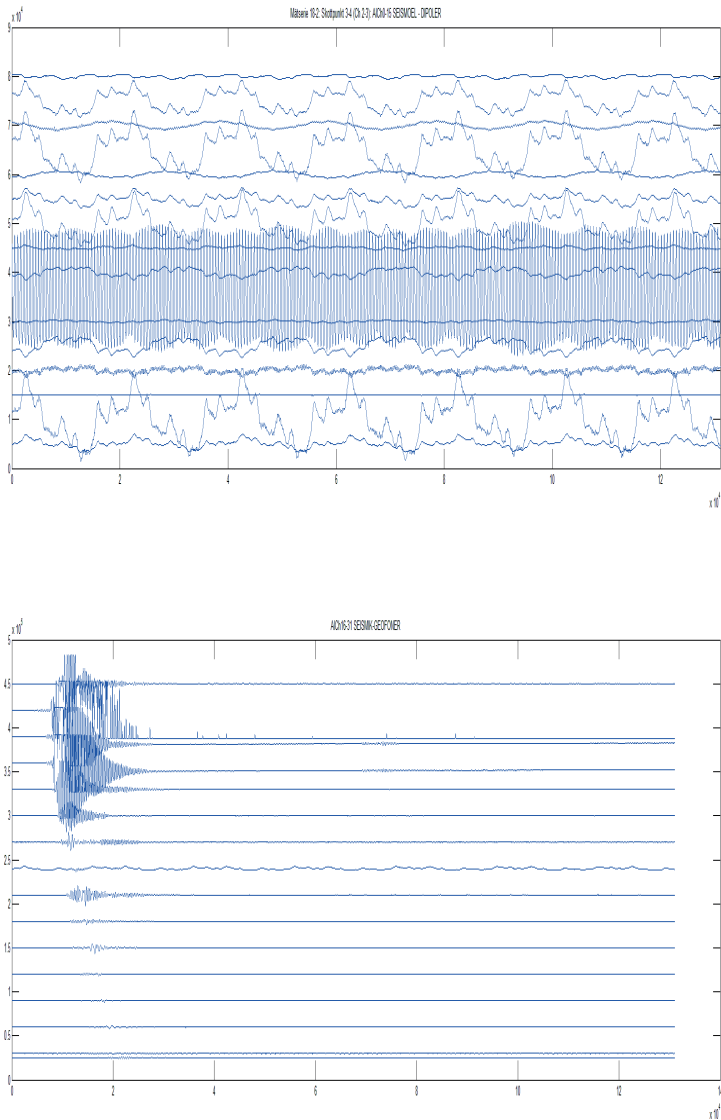
Mätserien 18 visade sig ha osäkerheter i skottpunktsmarkeringarna. Därför gjordes den om i form av serie 18\_2. Nedan redovisas de 16 signalparen från mätserien 18\_2 för alla skottpunkterna. Kanal 6 som är kopplad till en dipol har ett signalfel. Nedan visas alla rådata från mätningarna med olika skottpunkter 1-2 till 15-16. Alla sensorer har suttit fixerade under samtliga skott, Figur 80 - 94.



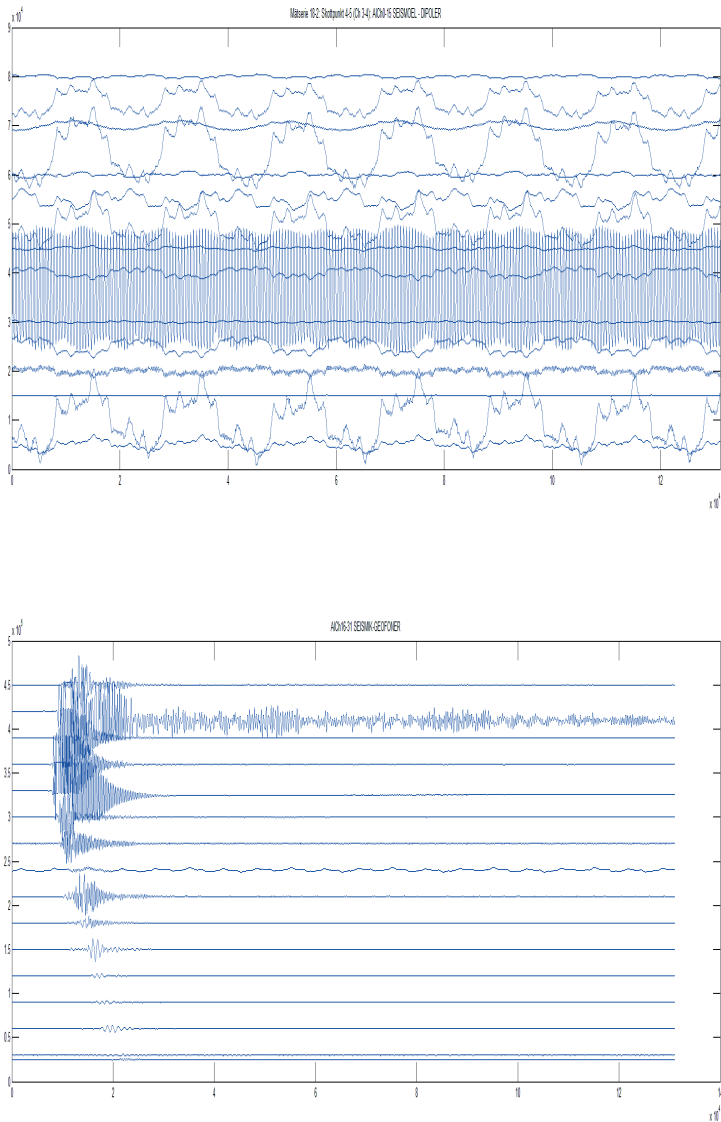
Figur 80. Skottpunkt 1-2, mellan de två översta signalerna. Seismoelektriska signaler (dipol) överst, seismiska signaler (geofon) underst. Rådata.



Figur 81. Skottpunkt 2-3. Seismoelektriska signaler (dipol) överst, seismiska signaler (geofon) underst. Rådata.

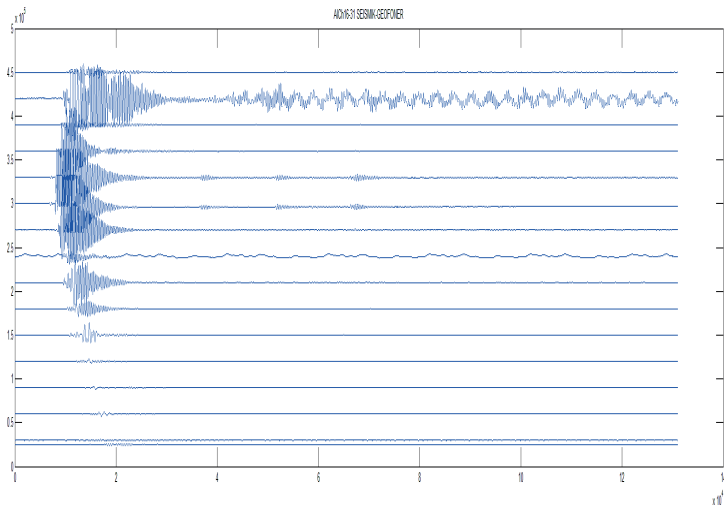
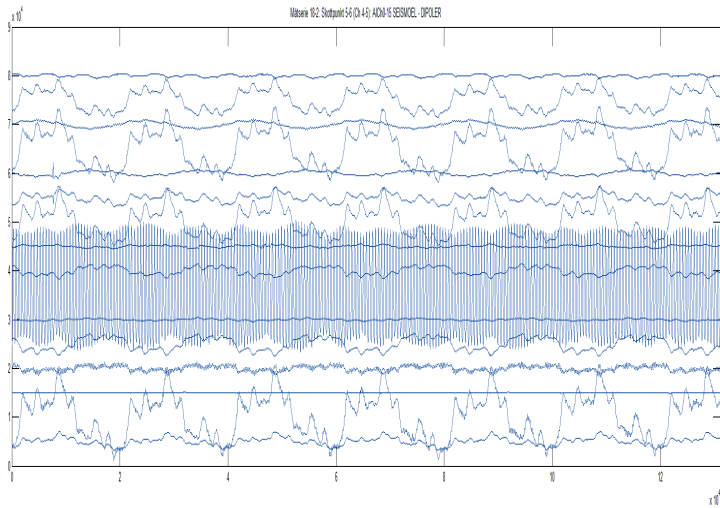


Figur 82. Skottpunkt 3-4. Seismoelektriska signaler (dipol) överst, seismiska signaler (geofon) underst. Rådata.

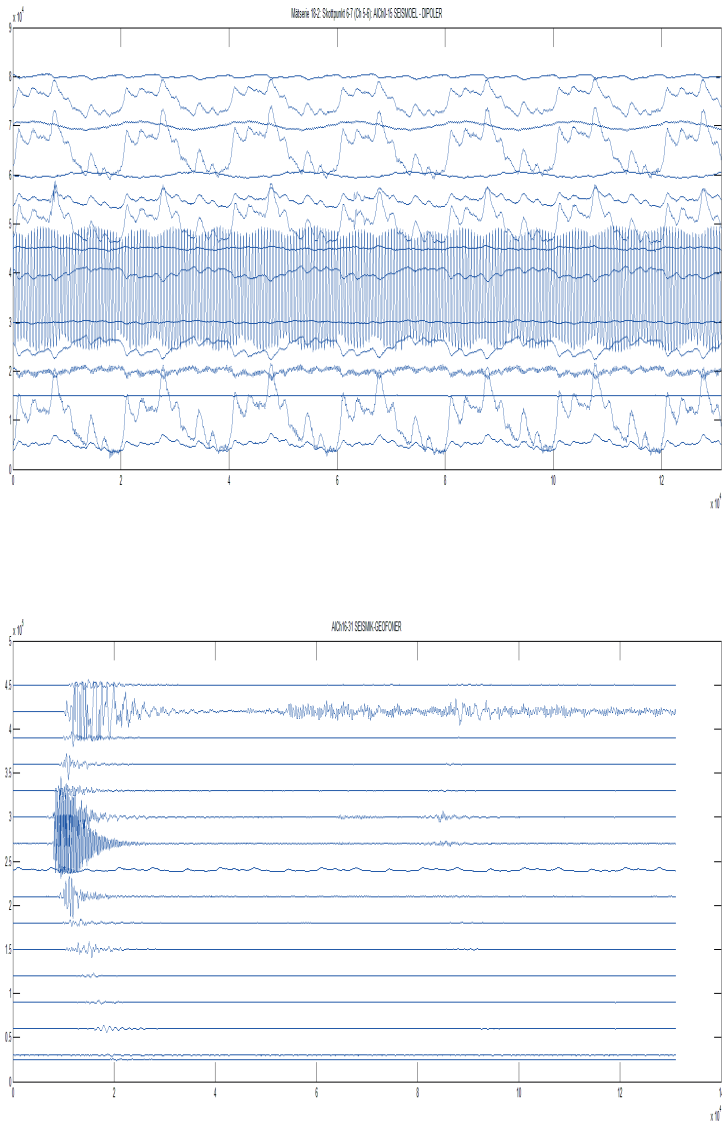


Figur 83. Skottpunkt 4-5. Seismoelektriska signaler (dipol) överst, seismiska signaler (geofon) underst. Rådata.

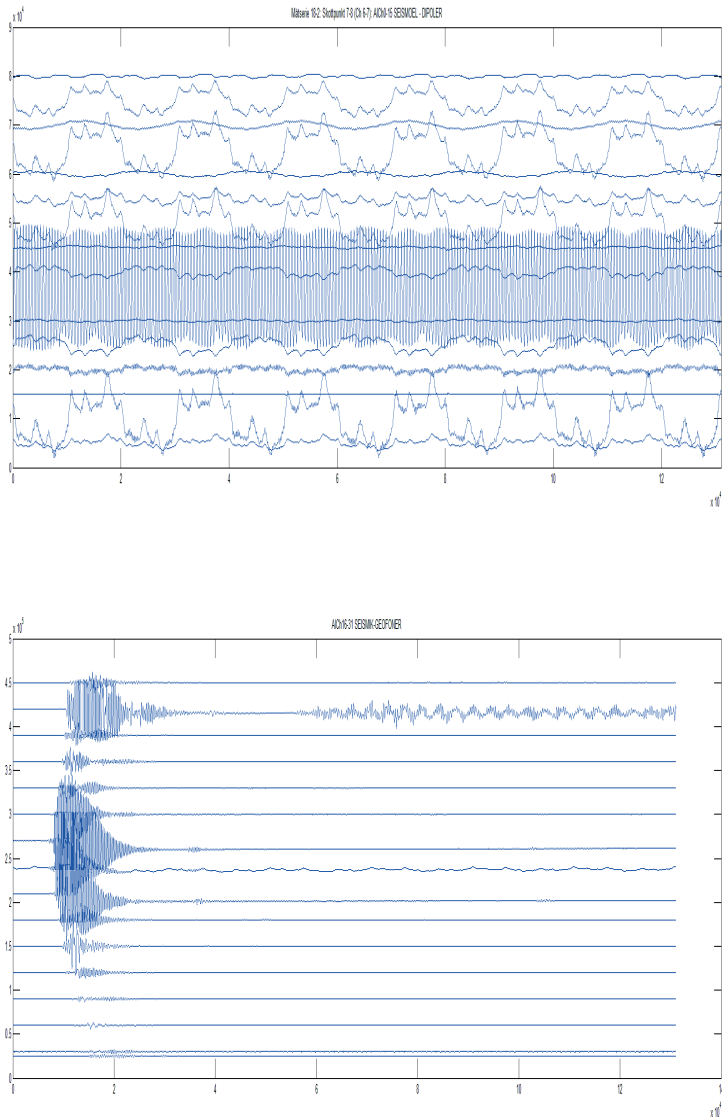




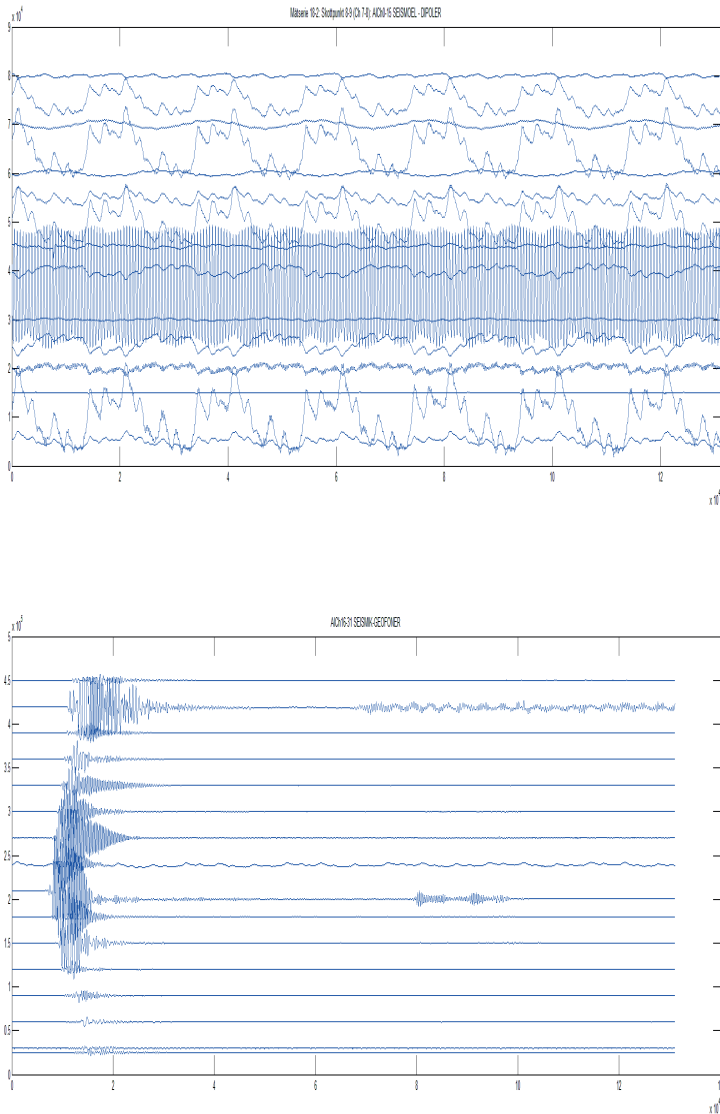
Figur 84. Skottpunkt 5-6. Seismoelektriska signaler (dipol) överst, seismiska signaler (geofon) underst. Rådata.



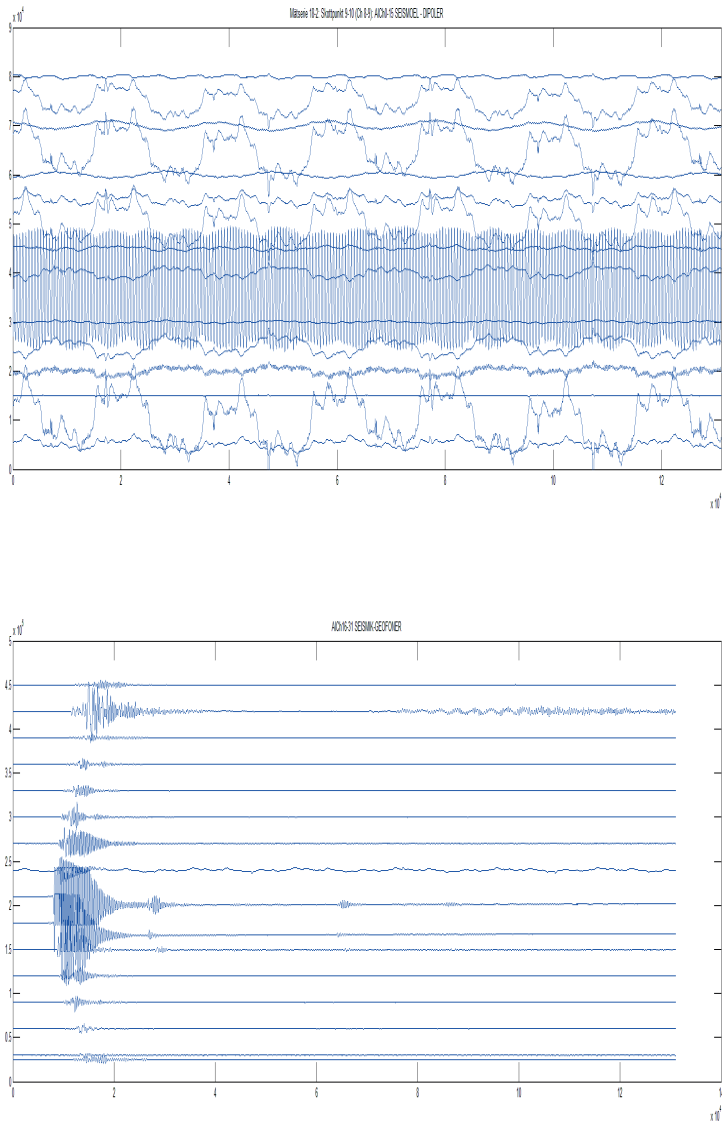
Figur 85. Skottpunkt 6-7. Seismoelektriska signaler (dipol) överst, seismiska signaler (geofon) underst. Rådata.



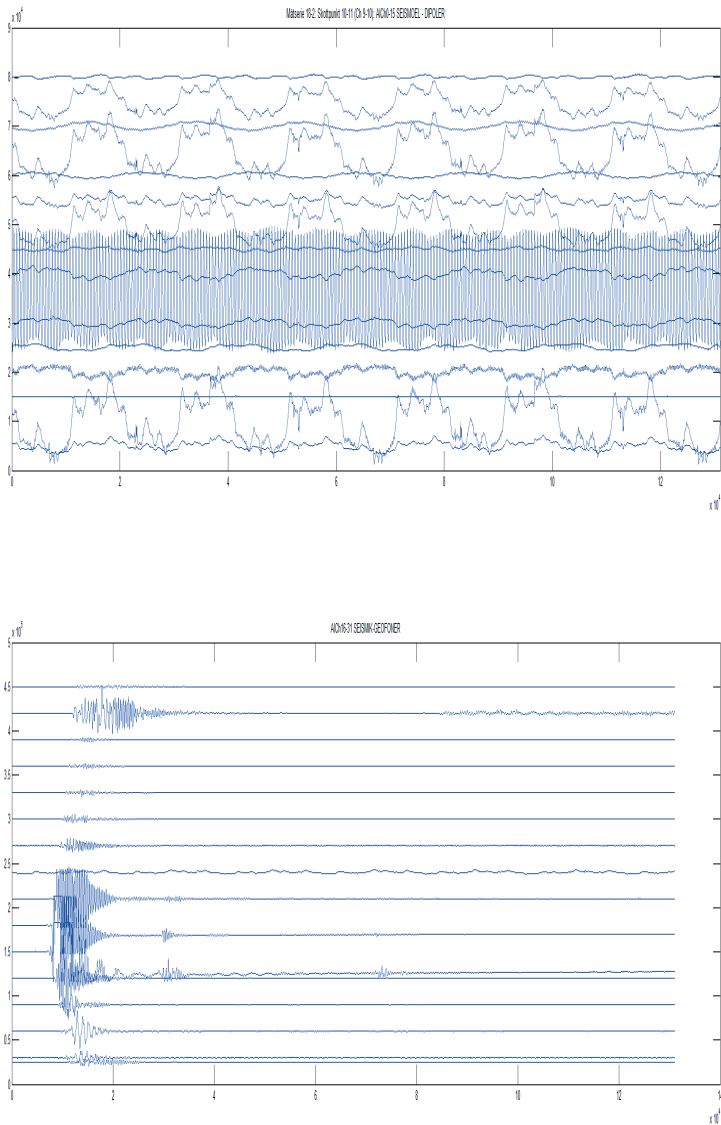
Figur 86. Skottpunkt 7-8. Seismoelektriska signaler (dipol) överst, seismiska signaler (geofon) underst. Rådata.



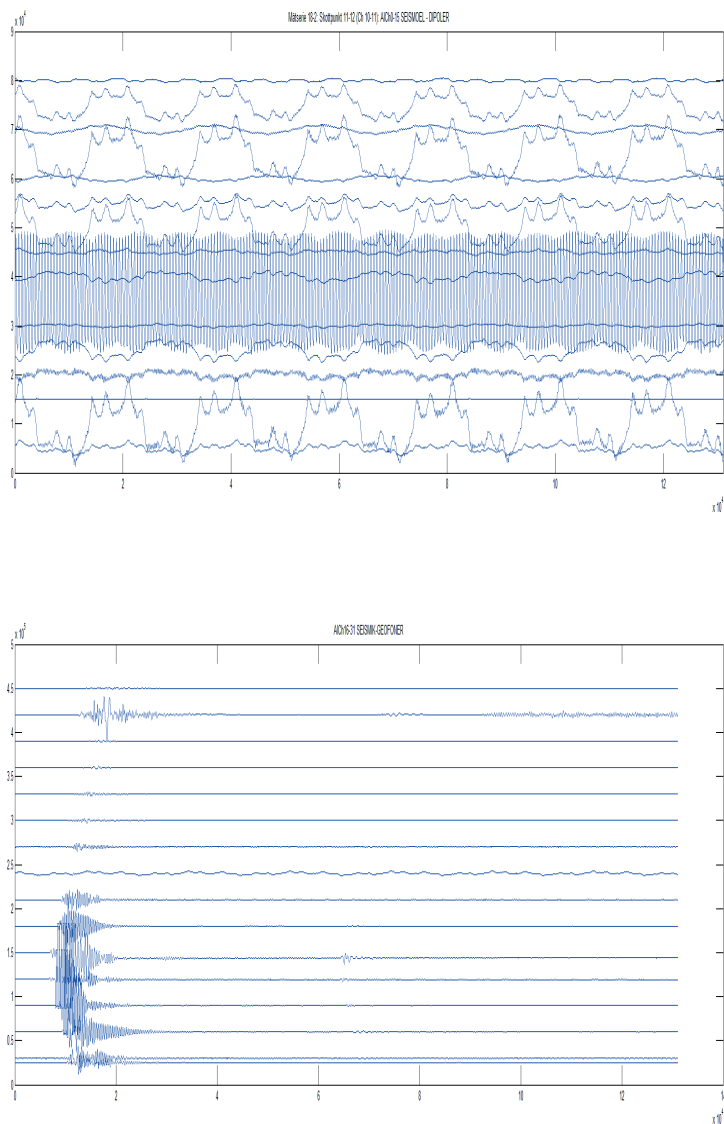
Figur 87. Skottpunkt 8-9. Seismoelektriska signaler (dipol) överst, seismiska signaler (geofon) underst. Rådata.



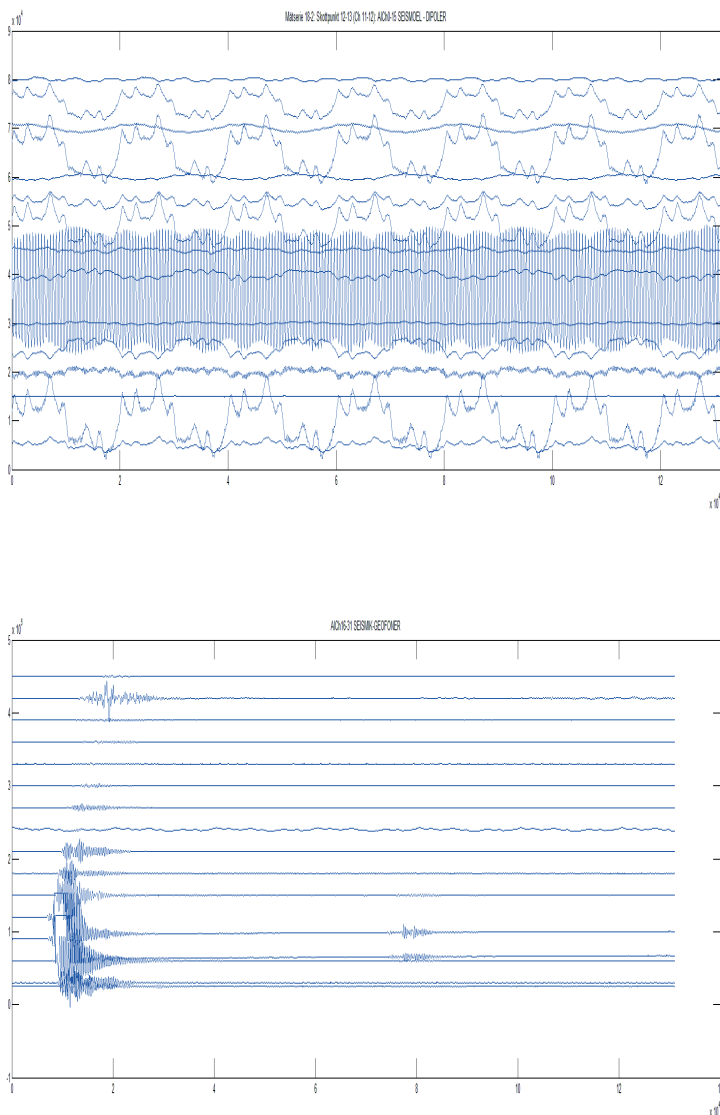
Figur 88. Skottpunkt 9-10. Seismoelektriska signaler (dipol) överst, seismiska signaler (geofon) underst. Rådata.



Figur 89. Skottpunkt 10-11. Seismoelektriska signaler (dipol) överst, seismiska signaler (geofon) underst. Rådata.

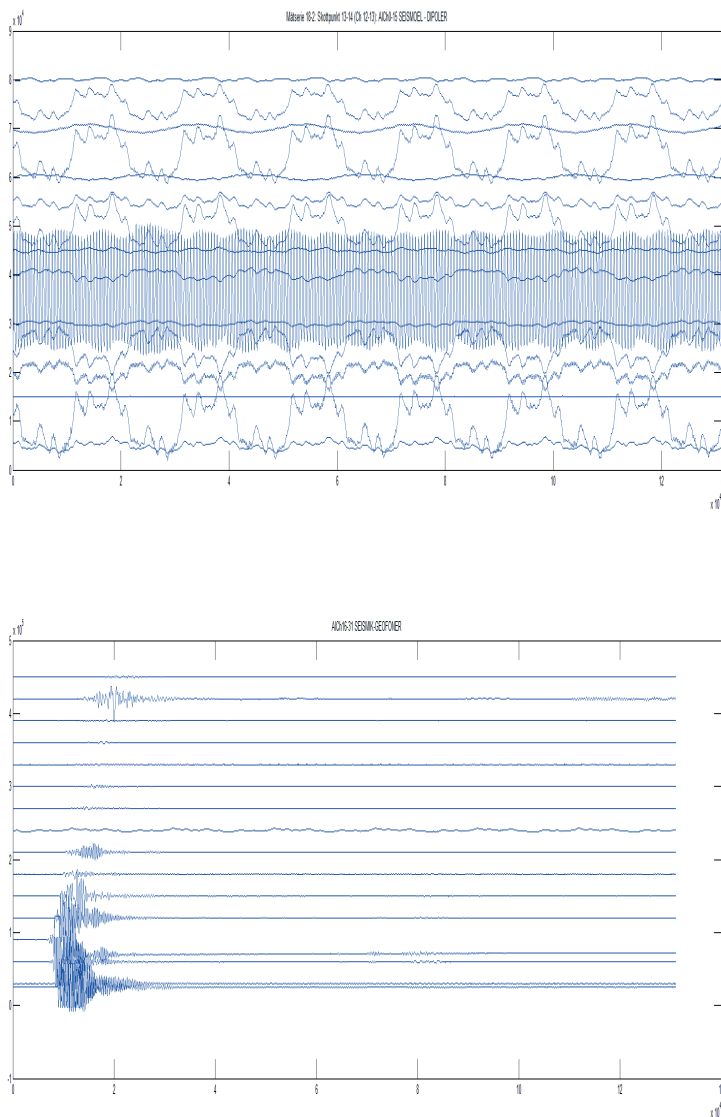


Figur 90. Skottpunkt 11-12. Seismoelektriska signaler (dipol) överst, seismiska signaler (geofon) underst. Rådata.

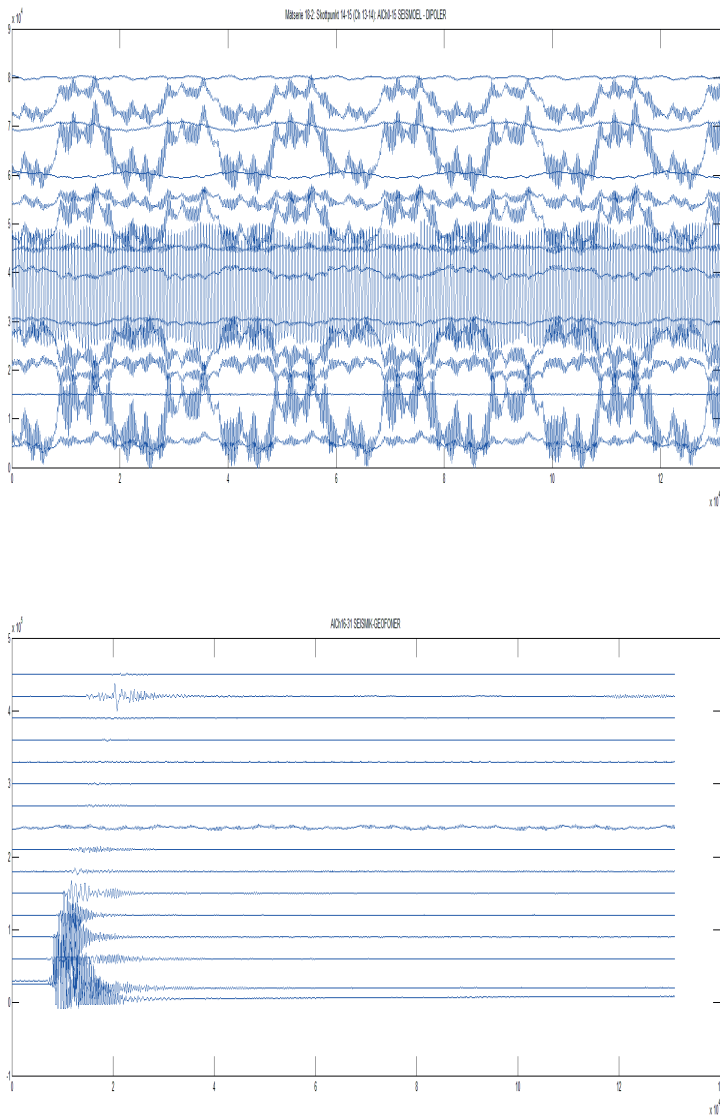


Figur 91. Skottpunkt 12-13. Seismoelektriska signaler (dipol) överst, seismiska signaler (geofon) underst. Rådata.

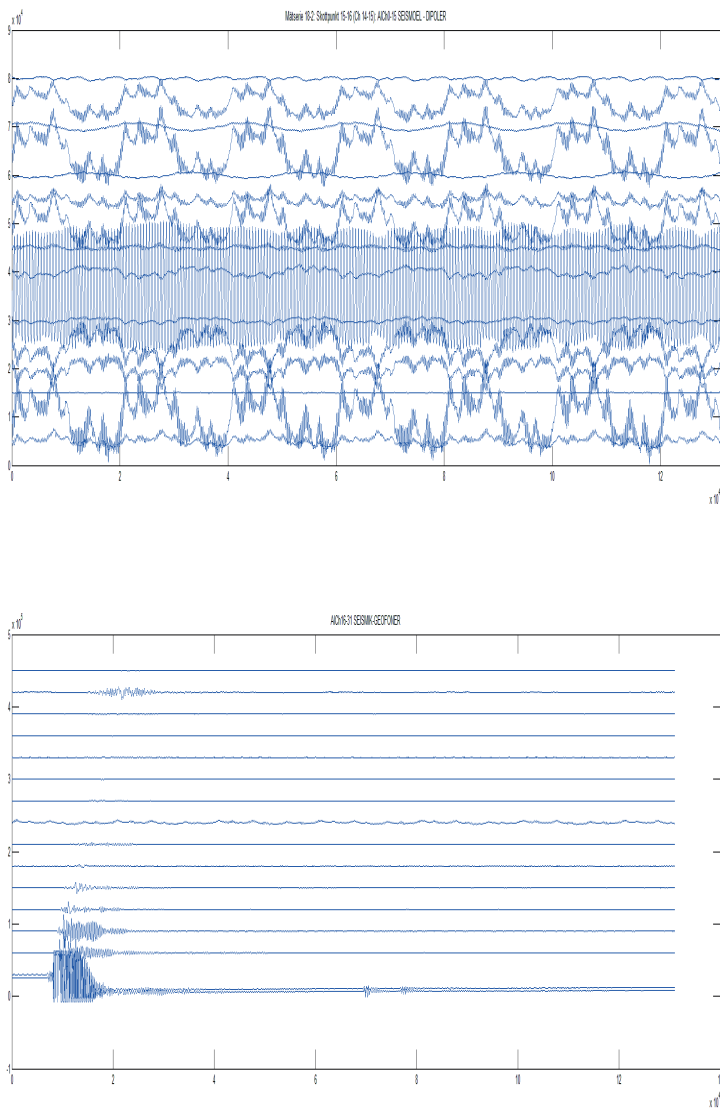




Figur 92. Skottpunkt 13-14. Seismoelektriska signaler (dipol) överst, seismiska signaler (geofon) underst. Rådata.

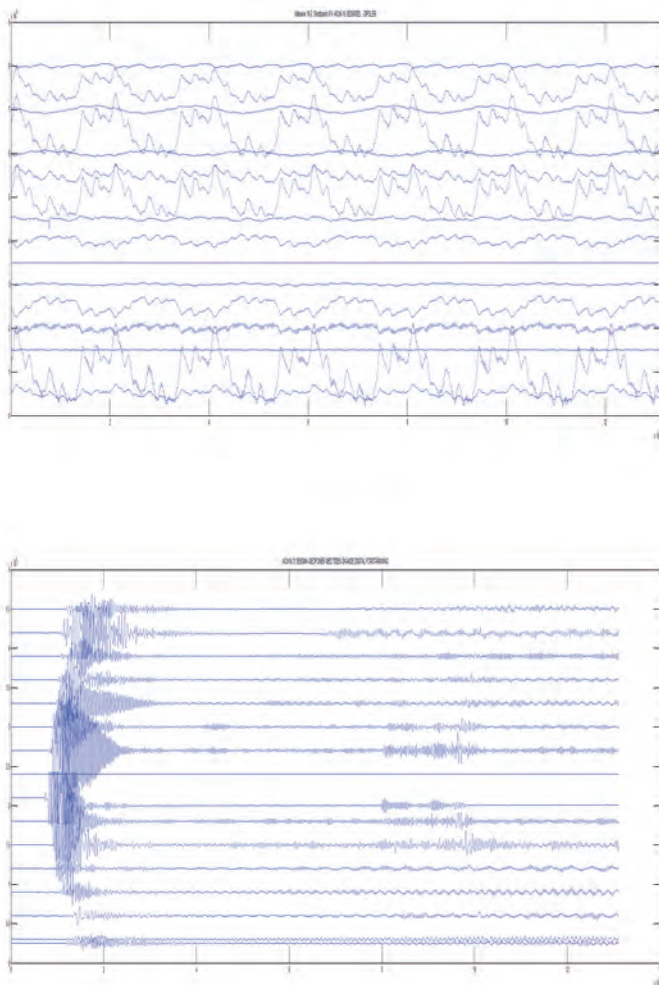


Figur 93. Skottpunkt 14-15. Seismoelektriska signaler (dipol) överst, seismiska signaler (geofon) underst. Rådata.



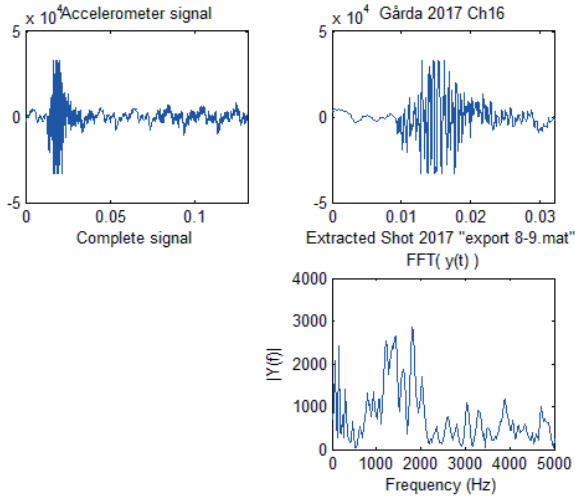
Figur 94. Skottpunkt 15-16. Seismoelektriska signaler (dipol) överst, seismiska signaler (geofon) underst. Rådata.

I syfte att tydliggöra signalernas innehåll visas nedan en linjärt förstärkt version, Figur 95.

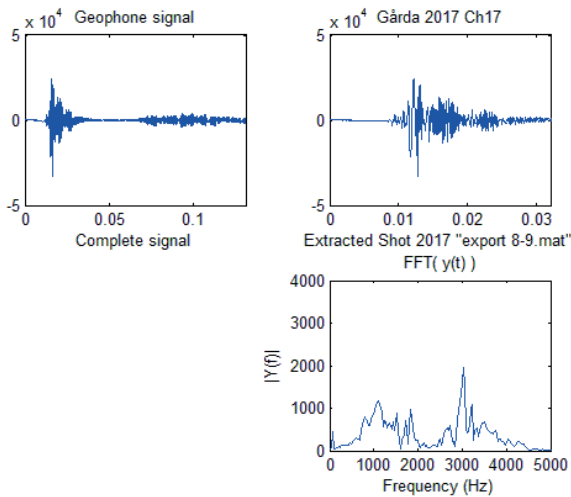


Figur 95. Skottpunkt 8-9 med annorlunda förstärkning än tidigare figur ovan. Seismoelektriska signaler (dipol) överst, seismiska signaler (geofon) underst. De seismiska signalerna, utom Ch 23 och 30, linjärt förstärkta från 1 till 20 ggr längs tidsaxeln i syfte att framhäva svaga reflexer i signalernas sena skede. Överväganden före processering av rådata.

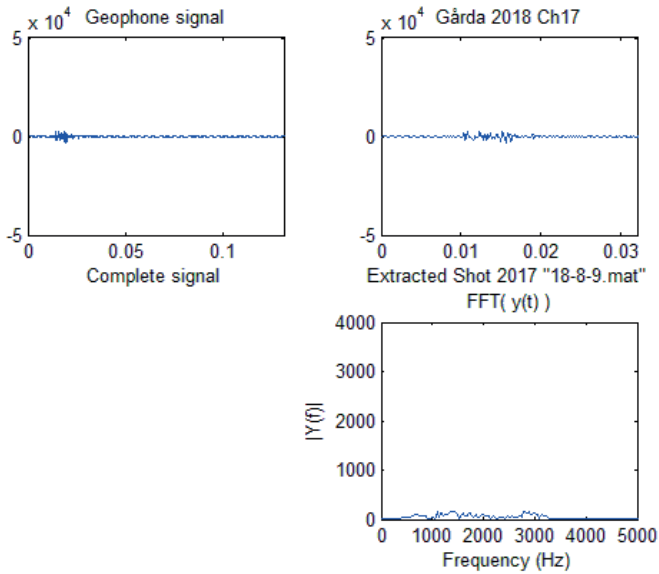
I syfte att underlätta tolkningen av mätdata, främst de seismoelektriska värdena, analyseras nedan frekvensinnehållet, så att bakgrundsstörning och verkliga mätdata i möjligaste mån kan separeras. Seismoelektriska signaler måste ha samma frekvensinnehåll som de alstrade seismiska signalerna, Figur 96–99.



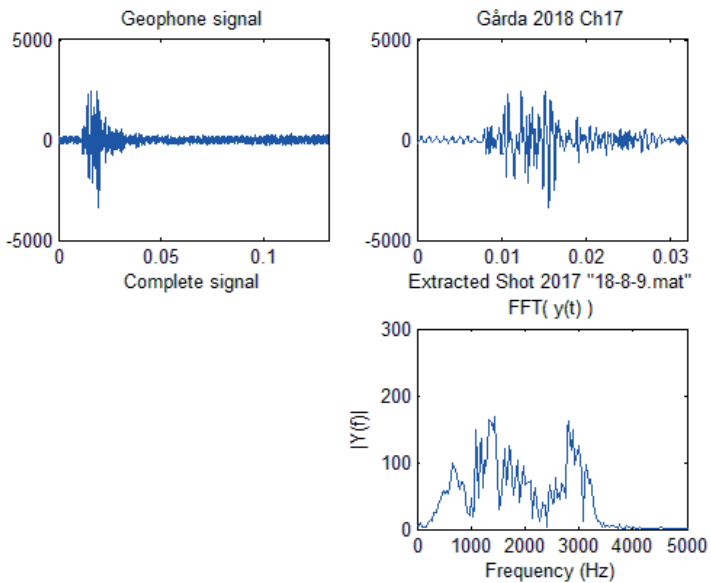
Figur 96. Exempel på accelerometersignal Gårda 2017.



Figur 97. Exempel på geofonsignal Gårda 2017.



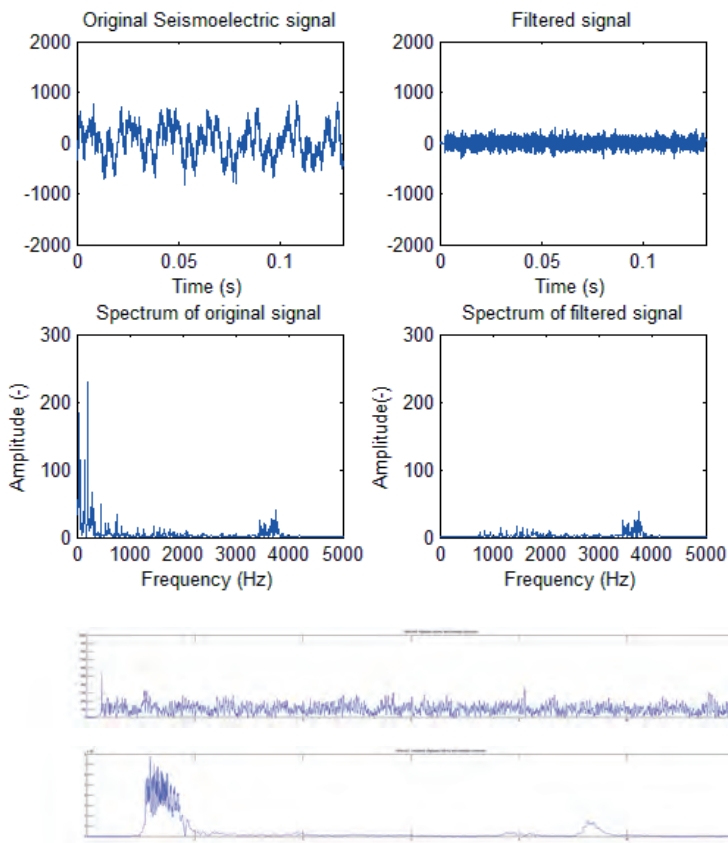
Figur 98. Exempel på geofonsignal Gårda 2018. Samma skala som för 2017-data ovan.



Figur 99. Exempel på geofonsignal Gårda 2018, samma data som ovan men ändrad skala.

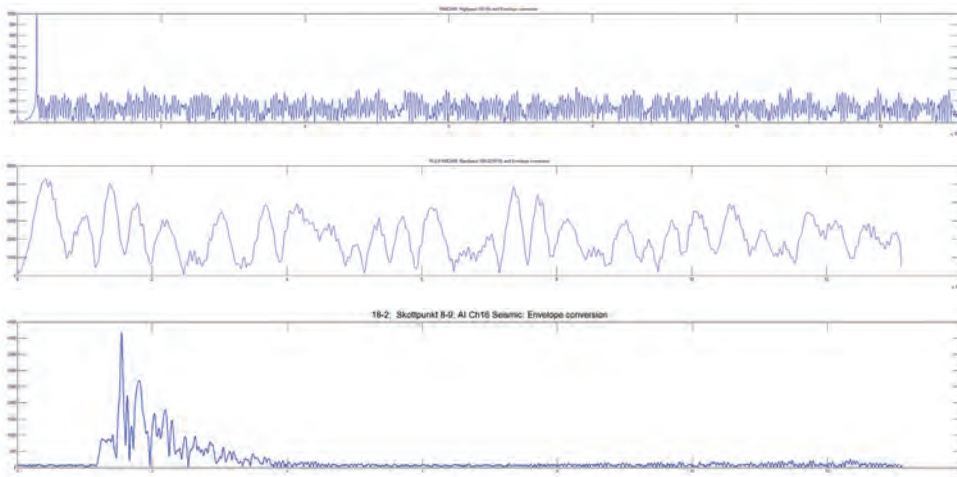
Man drar av ovanstående analyser den slutsatsen att frekvensområdet under 500 Hz kan filtreras bort från de seismoelektriska kanalerna eftersom den seismiska signalen verkar hålla sig inom intervallet 500 – 5000 Hz. Resultatet av sådan filtrering framgår av Figur 100 nedan.

Det finns då ingen möjlighet att de seismoelektriska signalerna skulle ligga i ett annat frekvensområde såvida de inte orsakas av bakgrundsstörningar. Sådana kan också infiltrera de seismiska mätningarna men tycks göra det i mycket mindre grad. Enveloppen är signalen omvandlad till enbart positiva värden (+). En sådan signal ger en sannare bild av de verkliga förhållandena än en bipolär (+/-) signal. De seismiska signalerna har endast enveloppomvandlats.

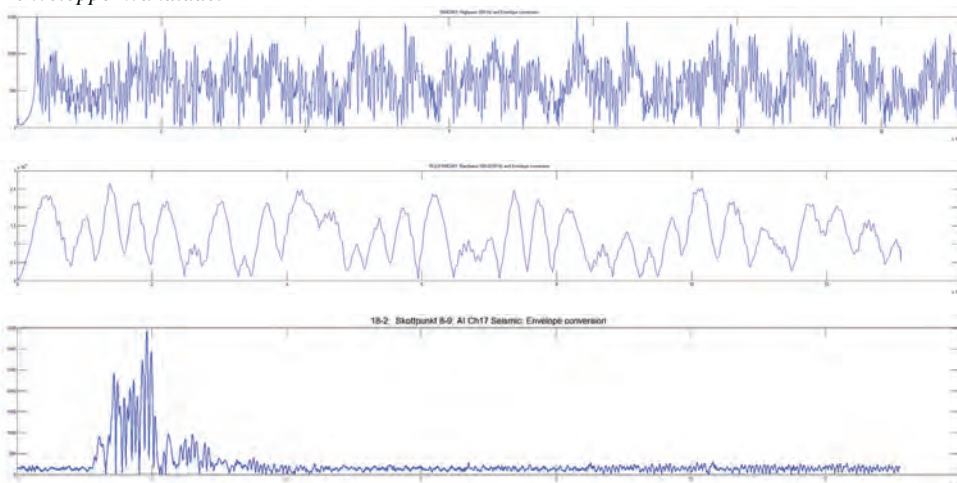


Figur 100. Jämförelse mellan en dipolregistrering (seismoelektrisk Ch 8) överst och en geofonregistrering (seismisk Ch 23). Båda signalerna har behandlats på samma sätt. Först har de hög-passfilterats (>500 Hz) i MATLAB-verktyget "sptool", därefter har det enveloppomvandlats med hjälp av MATLAB-rutinen "hilbert".

Nedan i Figur 101–116 presenteras seismoelektriska mätdata från försöket 18\_2 för varje skottpunkt här identifierad som 00/16 - 15/31. Utöver ovan nämnda processering har bandpassfiltrering 500-2250 Hz och MATLAB:s autoskalningsfunktion använts. Det innebär att plotfunktionen försöker fylla vertikalaxeln med det största värdet i signalen.

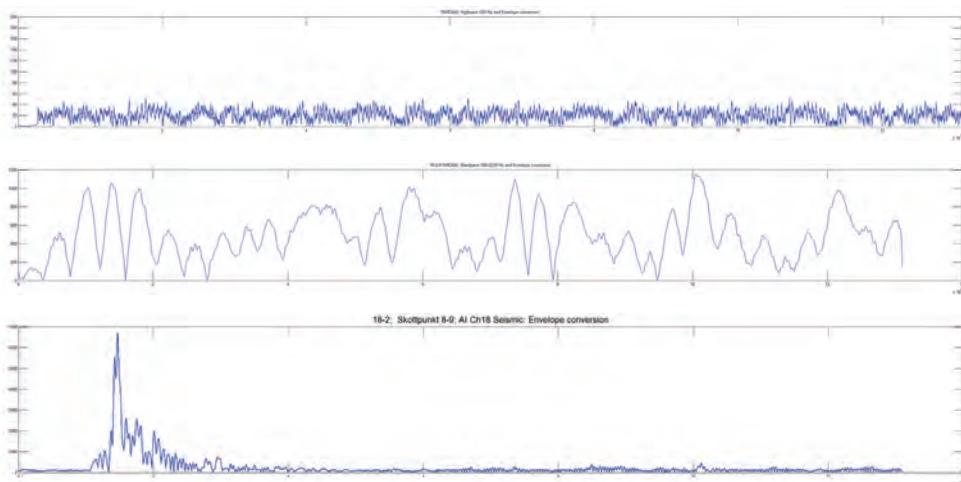


Figur 101. Samlokaliserade kanal 00/16. Seismoelektrisk plot överst efter högpassfiltrering och enveloppomvandling. Mellandiagrammet är bandpassfiltrerade (500-2250 Hz) och enveloppom-vandlade seismoelektriska data. Underst seismiska data som endast är enveloppomvandlade.

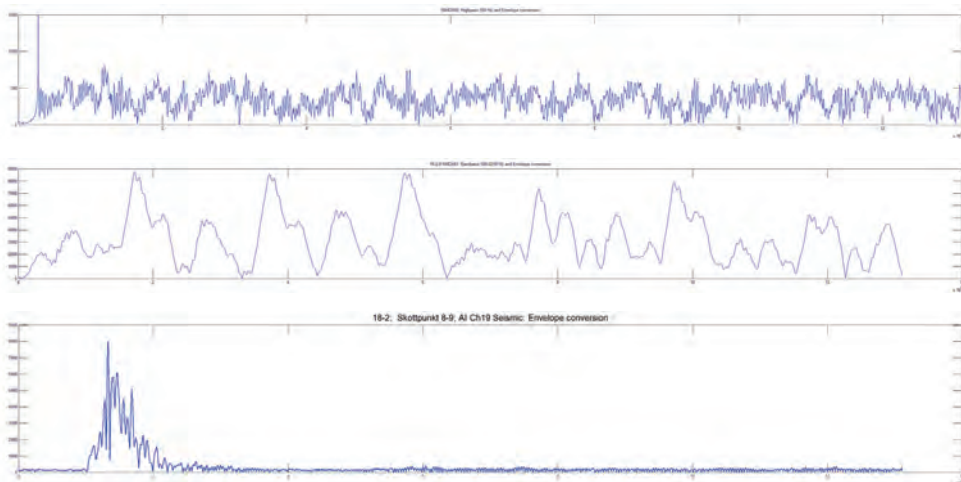


Figur 102. Kanal 1/17 Seismoelektrisk plot överst efter högpassfiltrering och enveloppomvandling. Mellandiagrammet är bandpassfiltrerade och enveloppomvandlade data. Underst seismiska data som endast är enveloppomvandlade.

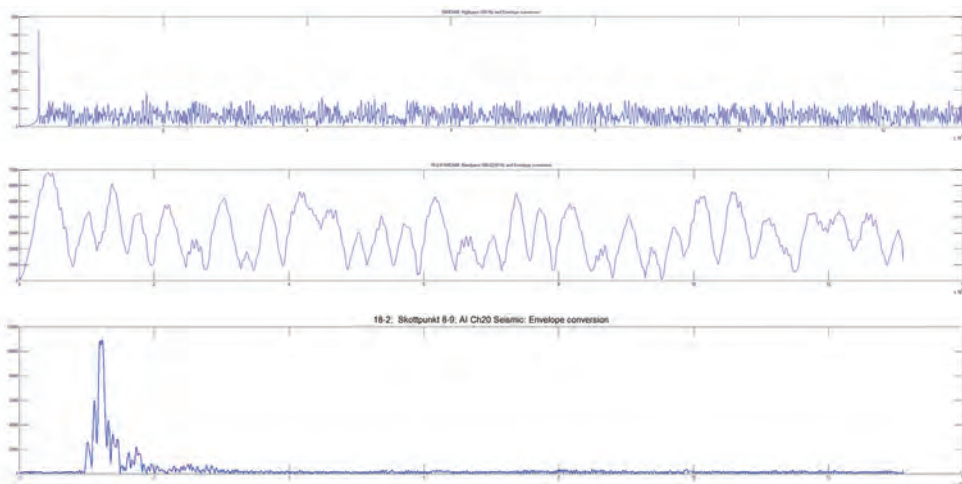




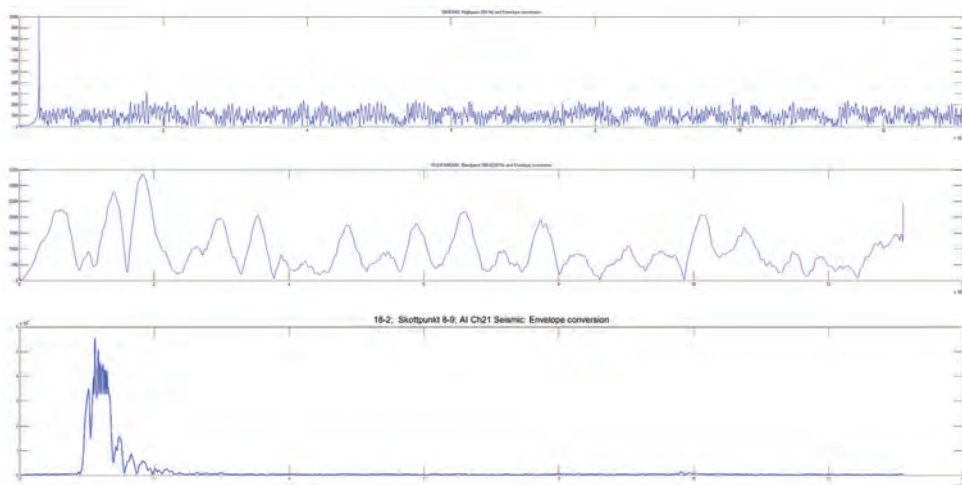
*Figur 103. Kanal 2/18 Seismoelektrisk plot överst efter högpassfiltrering och enveloppomvandling. Mellandiagrammet är bandpassfiltrerade och enveloppomvandlade data. Underst seismiska data som endast är enveloppomvandlade.*



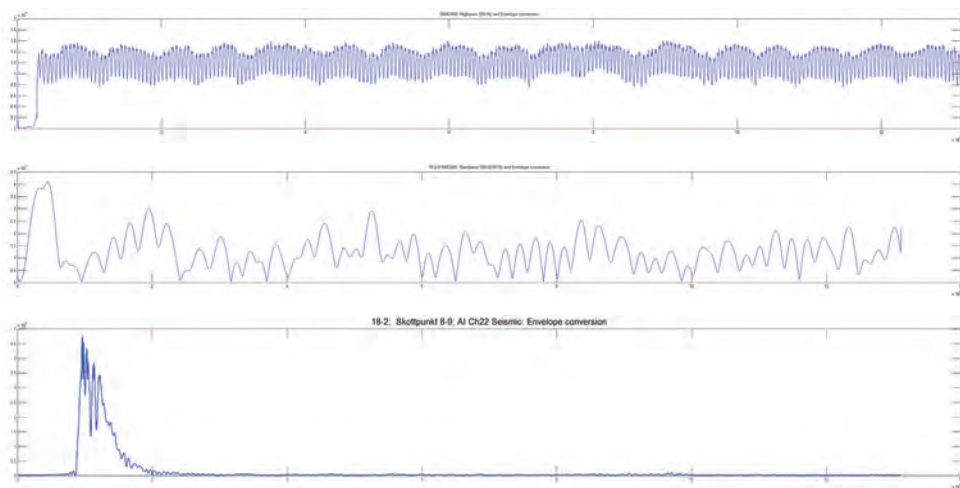
*Figur 104. Kanal 3/19 Seismoelektrisk plot överst efter högpassfiltrering och enveloppomvandling. Mellandiagrammet är bandpassfiltrerade och enveloppomvandlade data. Underst seismiska data som endast är enveloppomvandlade.*



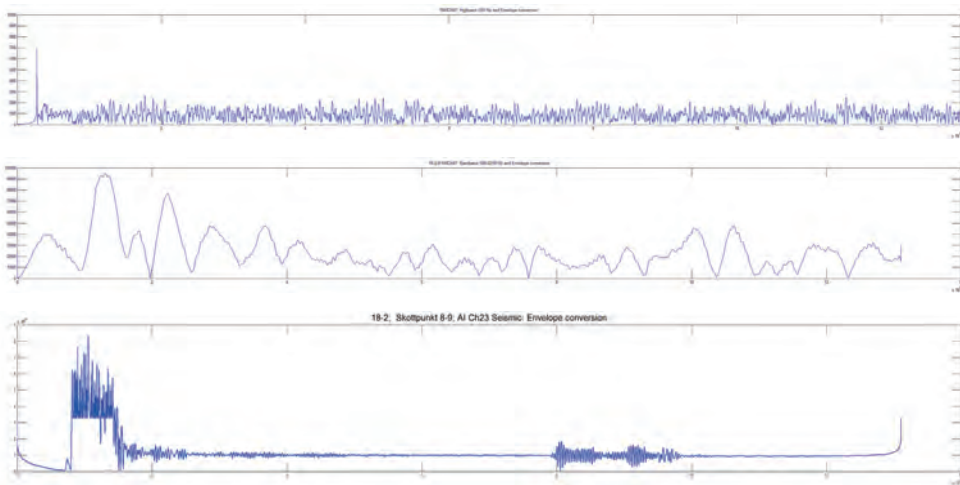
Figur 105. Kanal 4/20 Seismoelektrisk plot överst efter högpassfiltrering och enveloppomvandling. Mellandiagrammet är bandpassfilterade och enveloppomvandlade data. Underst seismiska data som endast är enveloppomvandlade.



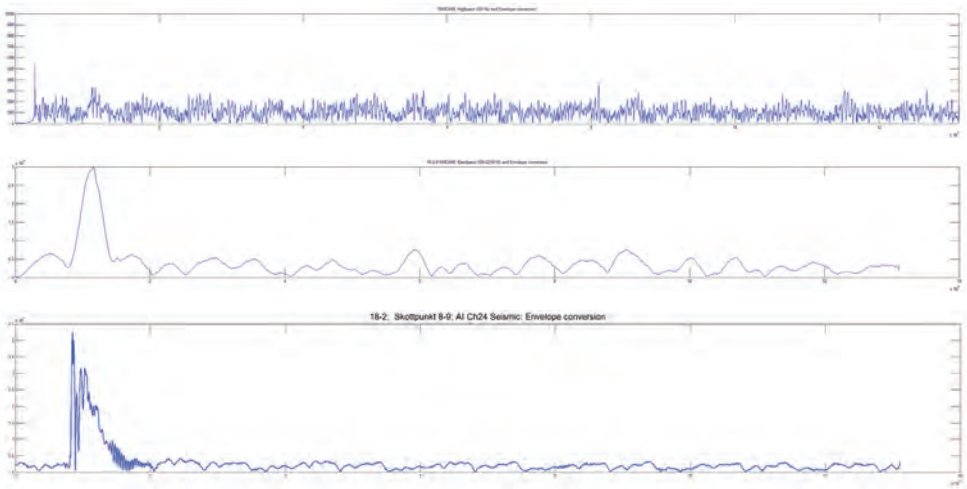
Figur 106. Kanal 5/21 Seismoelektrisk plot överst efter högpassfiltrering och enveloppomvandling. Mellandiagrammet är bandpassfilterade och enveloppomvandlade data. Underst seismiska data som endast är enveloppomvandlade.



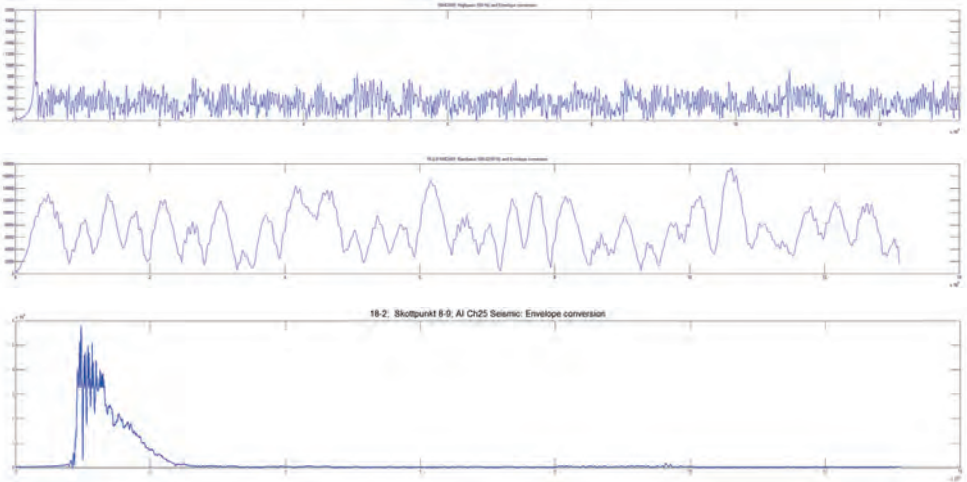
Figur 107. Kanal 6/22 Seismoelektrisk plot överst efter högpasfiltrering och enveloppomvandling. Mellandiagrammet är bandpassfiltrerade och enveloppomvandlade data. Underst seismiska data som endast är enveloppomvandlade.



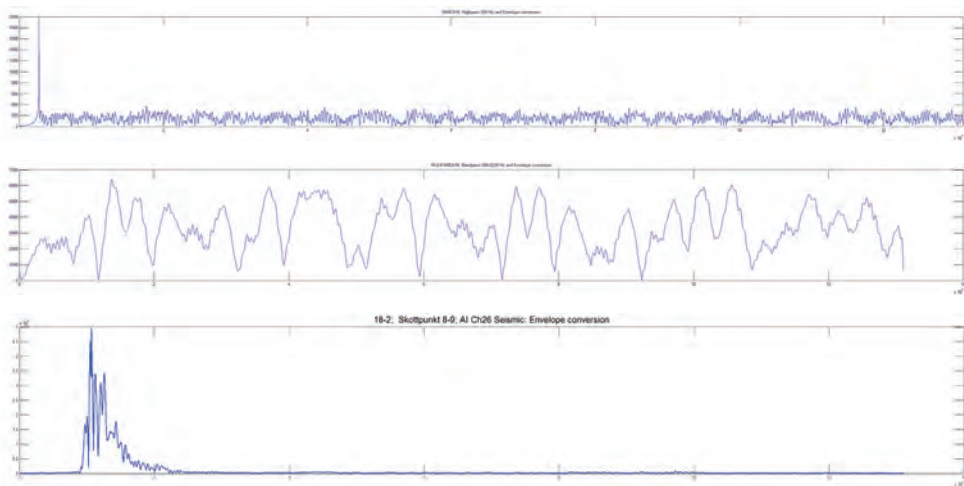
Figur 108. Kanal 7/23 Seismoelektrisk plot överst efter högpasfiltrering och enveloppomvandling. Mellandiagrammet är bandpassfiltrerade och enveloppomvandlade data. Underst seismiska data som endast är enveloppomvandlade. Den signal som framträder i det undre, seismiska dia-grammets andra del är sannolikt en störning orsakad av att bultpistolens slagits mot berget i samband med skottet. Hade det varit fråga om en verklig reflex borde den ha återkommit i intilliggande signaler, men det sker inte.



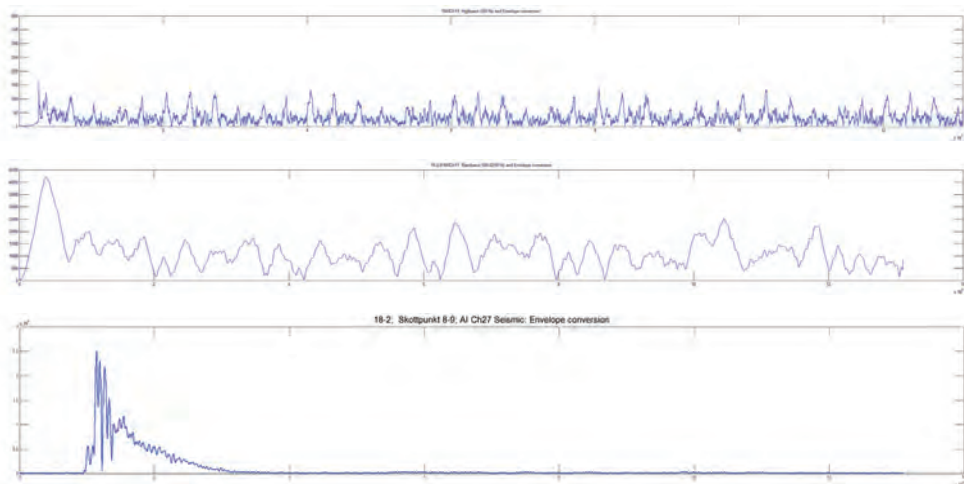
Figur 109. Kanal 8/24 Seismoelektrisk plot överst efter högpassfiltrering och enveloppomvandling. Mellandiagrammet är bandpassfiltrerade och enveloppomvandlade data. Underst seismiska data som endast är enveloppomvandlade.



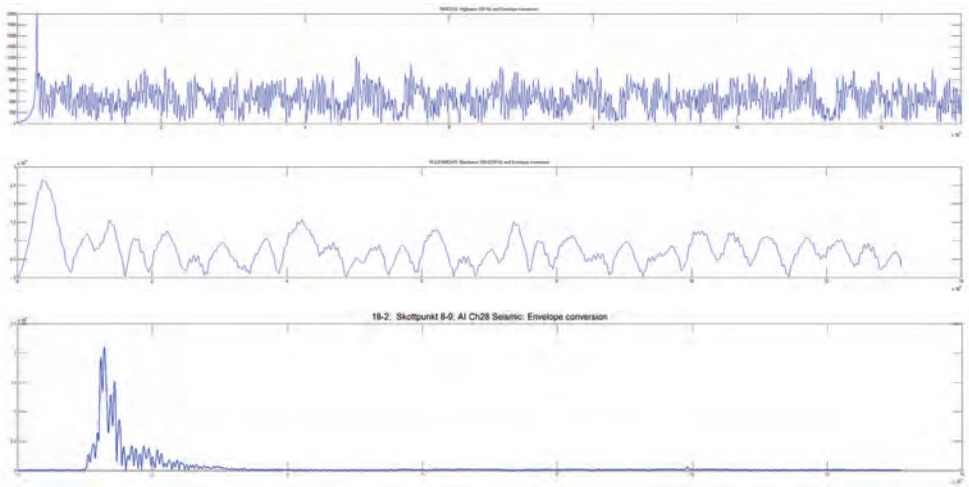
Figur 110. Kanal 9/25 Seismoelektrisk plot överst efter högpassfiltrering och enveloppomvandling. Mellandiagrammet är bandpassfiltrerade och enveloppomvandlade data. Underst seismiska data som endast är enveloppomvandlade.



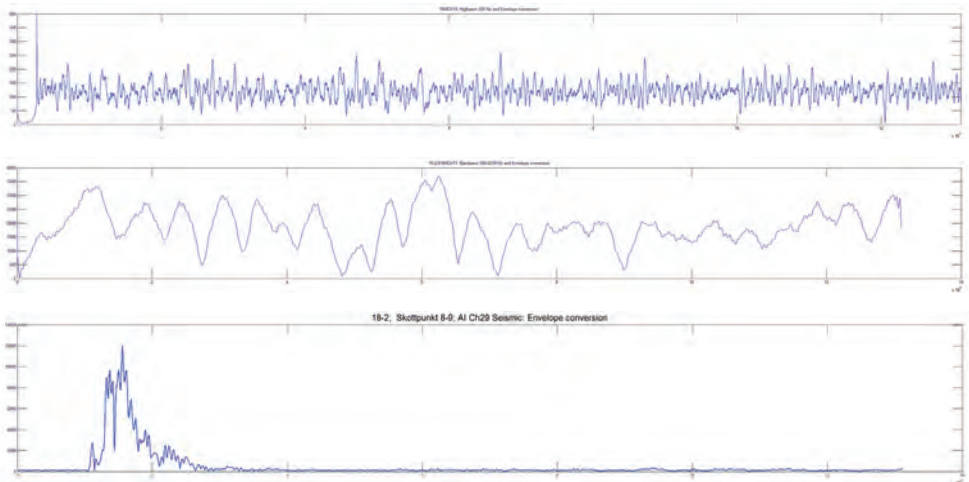
Figur 111. Kanal 10/26 Seismoelektrisk plot överst efter högpasfiltrering och enveloppvandling. Mellandiagrammet är bandpassfiltrerade och enveloppvandlade data. Underst seismiska data som endast är enveloppvandlade.



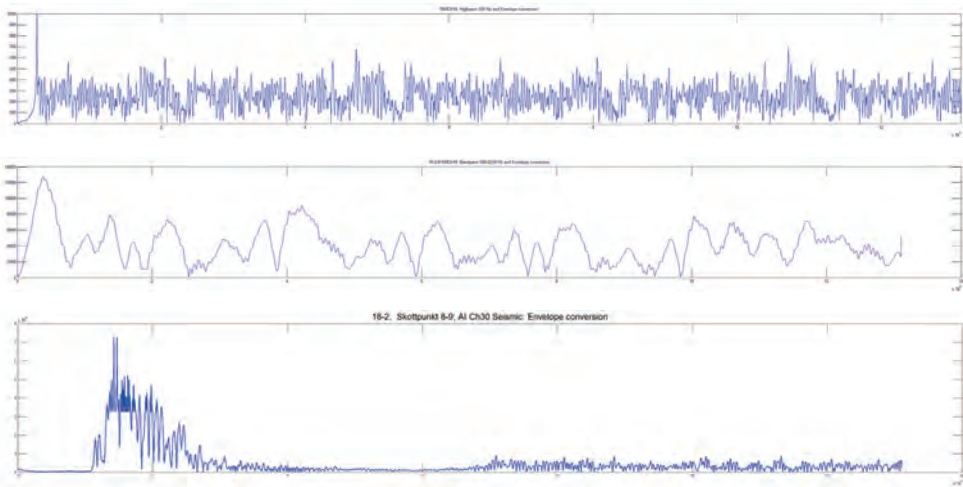
Figur 112. Kanal 11/27 Seismoelektrisk plot överst efter högpasfiltrering och enveloppvandling. Mellandiagrammet är bandpassfiltrerade och enveloppvandlade data. Underst seismiska data som endast är enveloppvandlade.



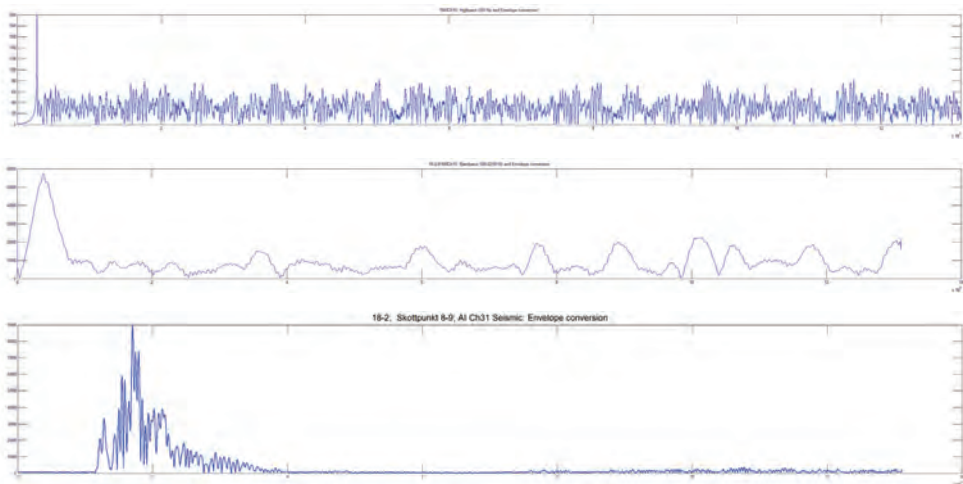
*Figur 113. Kanal 12/28 Seismoelektrisk plot överst efter högpassfiltrering och enveloppomvandling. Mellandiagrammet är bandpassfilterade och enveloppomvandlade data. Underst seismiska data som endast är enveloppomvandlade.*



*Figur 114. Kanal 13/29 Seismoelektrisk plot överst efter högpassfiltrering och enveloppomvandling. Mellandiagrammet är bandpassfilterade och enveloppomvandlade data. Underst seismiska data som endast är enveloppomvandlade.*



Figur 115. Kanal 14/30 Seismoelektrisk plot överst efter högpasfiltrering och enveloppomvandling. Mellandiagrammet är bandpassfiltrerade och enveloppomvandlade data. Underst seismiska data som endast är enveloppomvandlade.

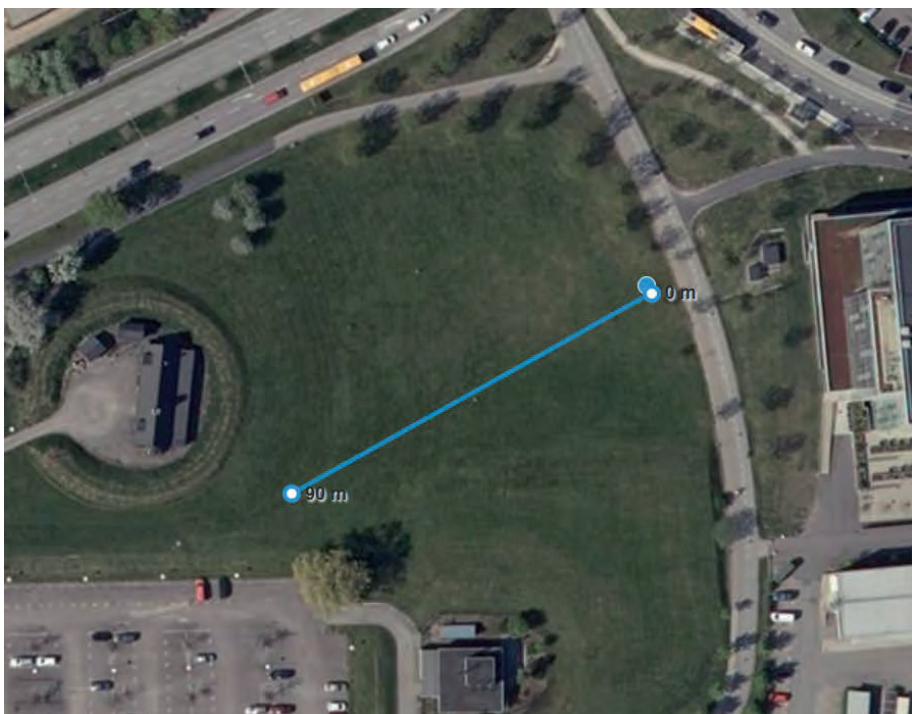


Figur 116. Kanal 15/31 Seismoelektrisk plot överst efter högpasfiltrering och enveloppomvandling. Mellandiagrammet är bandpassfiltrerade och enveloppomvandlade data. Underst seismiska data som endast är enveloppomvandlade.

## 2.4 Mätningar vid Loftet / Kemicentrum i Lund 2017-05-11

### 2.4.1 Lokalisering

Försöket utfördes norr om Kemicentrum på LTH och öster om Loftet, byggnaden inom den cirkulära jordvallen i Figur 117 nedan. 2016 gjorde Ramböll ett konventionellt reflektionsseismiskt svep längs ungefär samma sträcka. Syftet med detta var att kunna jämföra LTH:s seismoelektriska processering med etablerad metodik. Vid det tillfället drabbades de seismoelektriska mätningarna av ett instrumentfel, varför ingen jämförelse kunde göras då. De här redovisade mätningarna kompletterar därför tidigare insatser och gör att jämförelsen kan ske. Försöket var också en repetition inför planerade mätningar på Hallandsåsen och längs Förbifart Stockholm.

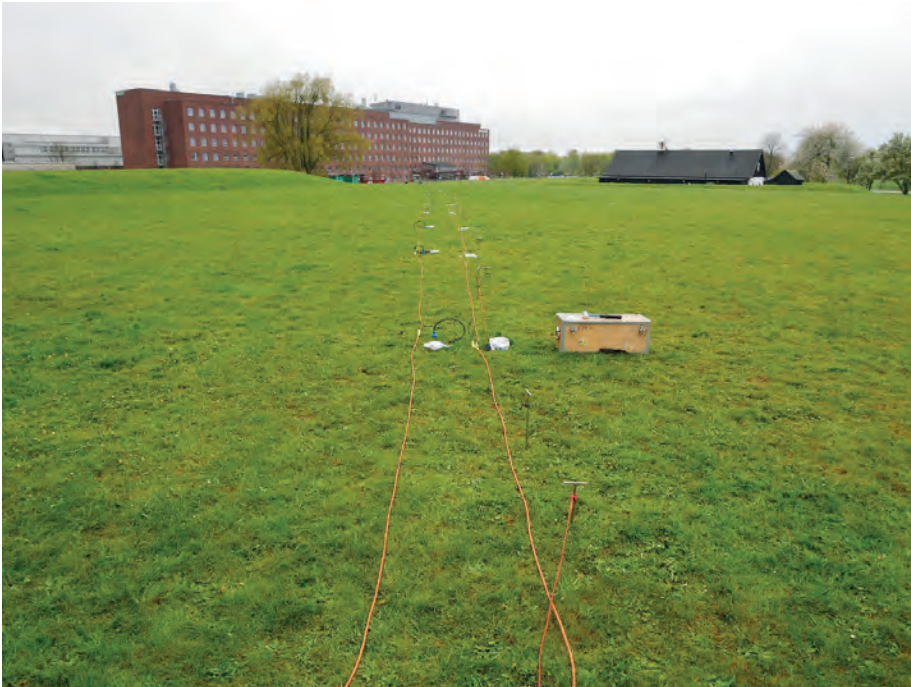


Figur 117. Lokalisering av seismoelektriskt försök norr om Kemicentrum på LTH.



#### 2.4.2 Genomförande

Försöket utfördes med den datainsamlingsutrustning som utvecklats i tidigare etapper av projektet och med hjälp av en mobil vibrator inhyrd från Ramböll i Danmark. Datainsamlingsutrustningen har två kabelstammar som kan konfigureras med sammanlagt 32 differentiella förstärkare. I detta försök var de första 16 kanalerna, den ena kabelstammen, kopplade till elektriska dipoler medan den andra kabelstammens förstärkare var kopplade till geofoner. Kabelstammarna lades ut parallellt, se Figur 118. Tanken med detta arrangemang är att man skall kunna värdera seismoelektriska data från de första 16 kanalerna med hjälp av de konventionella signalerna från geofonerna kopplade till de andra 16 kanalerna. Eftersom man har en någorlunda uppfattning om hur geofonsignalerna bör se ut kan man värdera om dataprocesseringen är korrekt. Har man då processerat de seismoelektriska signalerna på samma sätt som de seismiska bör också dessa vara korrekt processerade. Om seismoelektriska reflexer/signaler då inte uppträder är det sannolikt att det beror på att inga sådana finns att registrera. De kan också vara för svaga, vilket ju ger samma resultat.



*Figur 118. Kabelutlägg norr om Kemicentrum på LTH. Den vänstra kabelstammen kopplad till geofoner, den högra till dipoler, vilka utgörs av två jordspett nedslagna i marken med 2 meter mellanrum.*



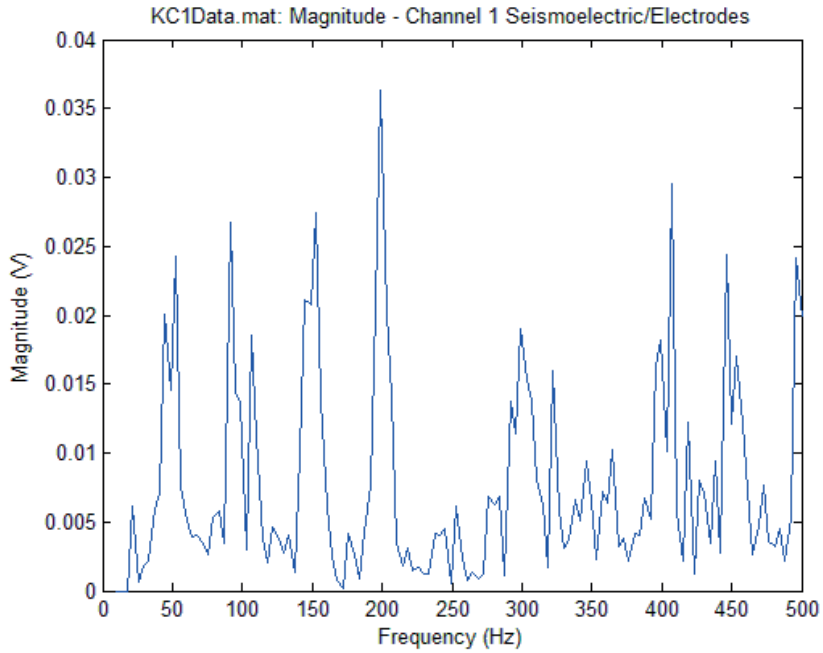
*Figur 119. Den elektriskt styrbara vibratorn inhyrd från Ramböll. Elite Ideon Hotell i bakgrunden.*

Vibratorn är i alla försök uppställd på samma plats, i slutet av kabelutläggen, se Figur 119. Kanalerna 1 och 17 sitter närmast vibratorn, kanalerna 16 och 32 längst ifrån. Apparaterna är uppställda inne i Rambölls skåpbil, se Figur 120.

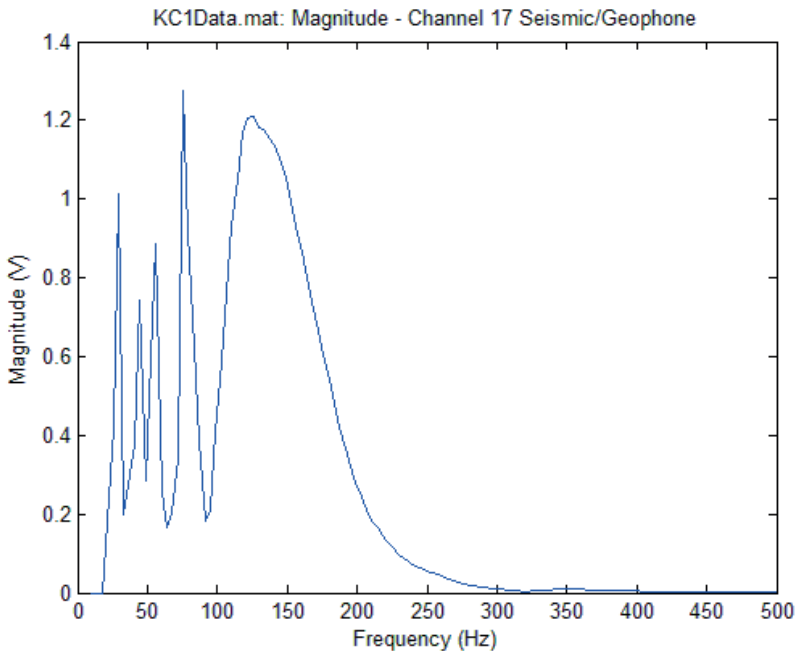
Frekvenssvet 10-500 Hz ger upphov till de elektriska och seismiska spektra som visas i Figurerna 121 och 122. Eftersom det inte registreras någon nämnvärd seismisk energi över 300 Hz är det rimligt att anta att de seismiska signalerna som har en högre frekvens än 300 Hz härstammar från bakgrundfältet. Som en konsekvens av detta har ett lägre frekvensintervall använts i de faktiska mätningarna.



*Figur 120. Instrumentuppställning inuti Rambölls skåpbil, som också fungerar som dragbil till vibratorn.*



Figur 121. Elektriskt spektrum uppmätt med elektrodpar i kanal 1 närmast vibratorn.



Figur 122. Seismiskt responspektrum uppmätt med geofon i kanal 17 närmast vibratorn (Gated). Endast de seismiskt alstrade frekvenserna kan ge upphov till seismoelektriska responser. Signaler i andra frekvensområden i figuren ovan är störningar, alltså de som ligger över 300 Hz.

### Seismoelektriskt Fältförsök Ö Loftet 20170511

Kanal 1-16 Elektrodpar + differentialförstärkare

Kanal 17-32 Geofoner + differentialförstärkare

Samtliga differentialförstärkare inställda på CD 30 dB gain och 20 MOhm ingångs-impedans

Utsignalen från vågformsgeneratören var 10 Vpp.

Sex försök utfördes med följande upplägg. Varje MATLAB m-fil för försöken sparades liksom datafilen för respektive försök. Följande filnamn användes

**m-fil,datafil:inställningar,kommentar**

#### **10-500 Hz**

**-LockinSweepKC1.m, KC1data.mat:** Sensitivity setting 8 (0.3V), 9(1V), Pause time 0.5s, 10-500 Hz, 128 frekvenser, *Gating flag 1* (kort paus efter sändning innan mätning)

**-LockinSweepKC2.m, KC2Data.mat** : Som föregående men med *Gating flag 0* (kontinuerlig sändning utan paus)

**-LockinSweepKC3,KCTCtestdata.mat**: Utsignal 1 V till lock-in Ch 1

### **10-266 Hz**

**-LockinSweepKC4.m, KC4Data\_avbrott.mat**: TC=5, 256 frekvenser, 10-266 Hz, *Gating flag 1*, Ofrivilligt avbrott vid 151 Hz

**-LockinSweepKC4.m, KC4Data.mat**: Som föreg men utan avbrott

**-LockinSweepKC5.m, KC5Data.mat**: Som KC4 men TC=5, *Gating flag 1*, 64 frekvenser

**-LockinSweepKC6.m, KC6Data.mat**: Som KC5 men *Gating flag 0*

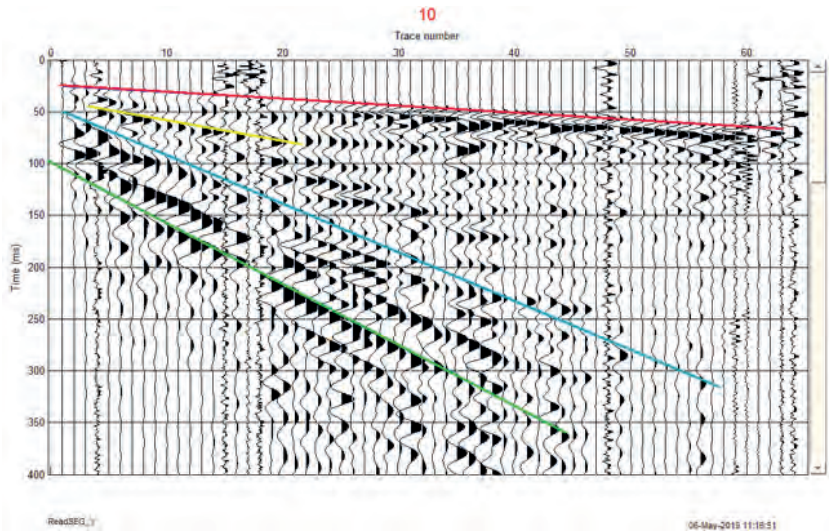
### 2.4.3 Resultat

Detta försök, som egentligen är två olika, men på samma plats, är mycket viktigt för "proof of koncept" vad avser angreppssättet att göra mätningar i frekvensdomän, i syfte att kunna minska inverkan från störande bakgrundsfrekvenser, orsakade av nätfrekvensen 50 Hz med undertoner (järnvägens 16 2/3 Hz) och övertoner.

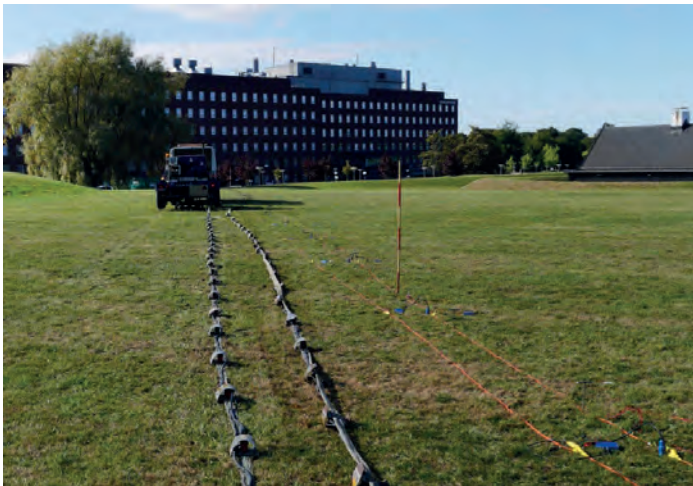
Konceptet är att genom mätning i frekvensdomän kunna utföra dessa som smalbandsmätningar, vilket innebär att störningar kan hållas utanför merparten av de mätta frekvenserna. Mäter man vid 50 Hz kommer naturligtvis en 50 Hz störning att gå in i mätdata. Men när man mäter vid tex 62 Hz mäter man bara vid precis denna frekvens och alla andra störningar hålles borta.

Metoden att konstatera att processeringen är korrekt går ut på att jämföra processering av seismiska data från geofonerna med tre olika metoder: 1) Rambölls chirpseismik 20160921 i tidsdomän som tar fram upplösningen genom att mäta signaler korreleras med en replika av den utsända chirpen, detta kallas också pulskompression. 2) Processering av seismiska geofonsignaler uppmätta med LTH:s system och med Rambölls vibrator 20170511 i frekvensdomän i den kommersiella programvaran ReflexW av programvarans upphovsman Karl-Josef Sandmeier, som utvecklat en speciell ingångsmodul för frekvensdomändata. 3) Processering av samma data som i 2) men med en enkel MATLAB-rutin utvecklad av Peter Ulriksen vid LTH.

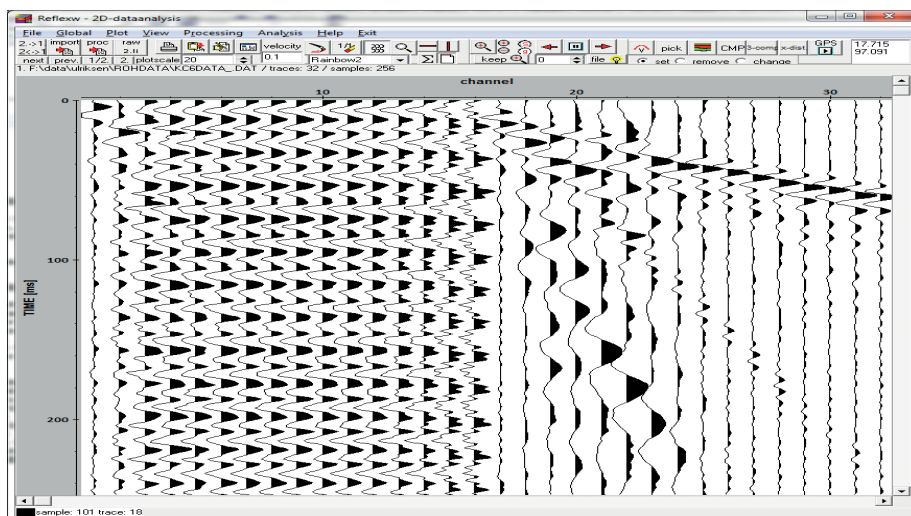
Nedan visas i Figur 123 - 128 den goda överensstämmelsen mellan dessa tre metoder, vilket får tas som garanti för att alla tre formerna av processering är korrekta. Det innebär att när den av LTH utvecklade algoritmen appliceras på seismoelektriska data från elektrodparen, har man anledning att tro att resultatet är korrekt. Eventuell frånvaro av seismoelektriska signaler beror därför inte på felprocessering utan av något annat fenomen som är mer svårbedömt, men som helt enkelt kan vara att det inte sker några seismoelektriska omvandlingar på platsen.



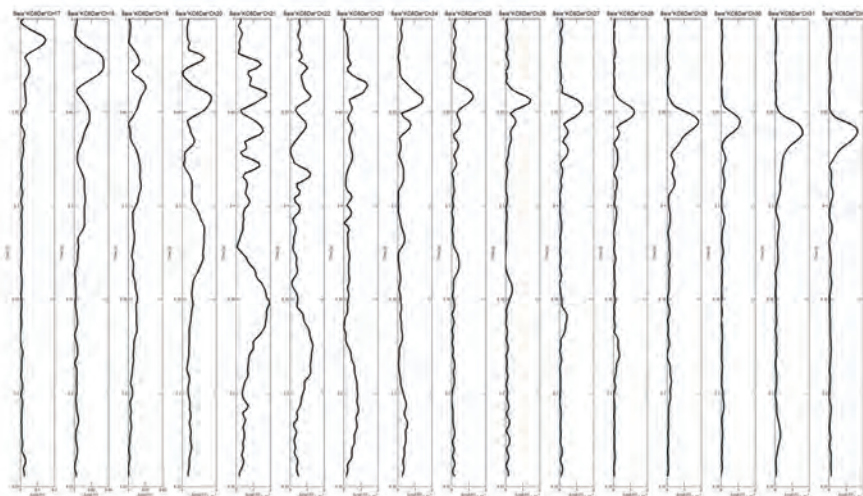
Figur 123. Ramböll komprimerad chirpseismik 20160921. Registrering 10.sgy. Geofonavstånd är 1.25 m. Beräknade hastigheter: röd=1950 m/s(!), gul=340 m/s, blå=265 m/s, grön=215 m/s.



Figur 124. Rambölls mätning med dubbelvikt streamer, som ligger till grund för ovanstående mätdata. Notera att vibratorn följt med fordonet. De seismoelektriska och seismiska kabelstamnarna till höger i bilden. Kemicentrum i bakgrunden, Loftet till höger i bild.

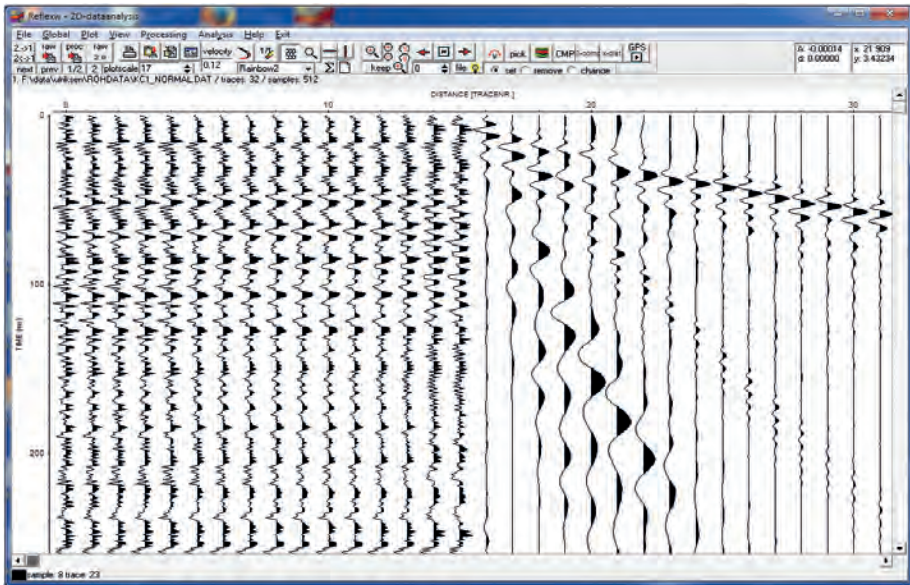


Figur 125. Kemicentrum / Loftet Maj 2017 "KCData6" (64 frekvenser, ingen gating, TC=5) IFFT av frekvensdata 10-266 Hz. Processering i den kommersiella programvaran ReflexW 9.0 utförd av programmets konstruktör Karl-Josef Sandmeier. Seismoelektriska data till vänster och seismiska data till höger.

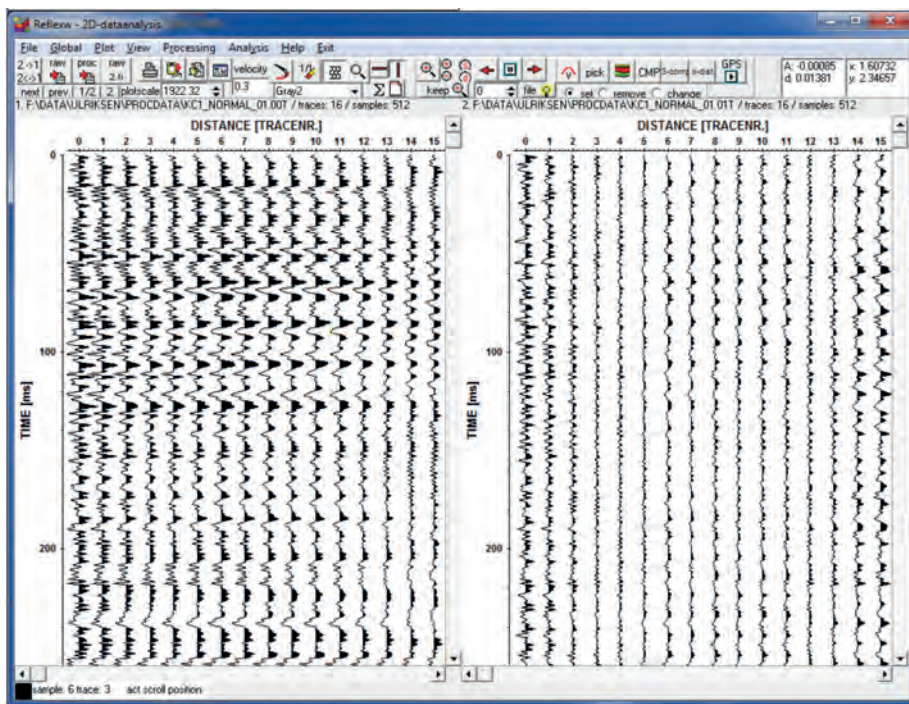


Figur 126. LTH:s Processering av samma geofonddata som i ovanstående diagrams högra halva. Överensstämmelsen är mycket god. Ovan i ReflexW-resultat bipolära data, i denna figur envelopp-data, vilket ger en skenbart lägre frekvens. Två lutande ankomster konstateras i båda figurerna, troligen P och S-våg i markytan, som alstrar en sk coseismic signal.





Figur 127. Kemicentrum / Loftet Maj 2017 "KCData1" (128 frekvenser, ingen gating, TC=2). De 16 seismoelektriska kanaler till vänster, som omvandlats från frekvensdomän till tidsdomän, uppvisar ett gemensamt horisontellt mönster. Ett sådant kan elimineras med processen "background removal". Processering i ReflexW 9.0 av Karl-Josef Sandmeier.



Figur 128. Till vänster de 16 seismoelektriska kanalerna efter konvertering från frekvensdomän till tidsdomän. Till höger samma kanaler men med det horisontella medelvärdet subtraherat. Därmed bör lutande seismoelektriska reflexer motsvarande de seismiska framtråda om reflexerna associeras med vattenförekomst. De associerade hastigheterna bör vara de dubbla, vilket motsvarar att lutningen är halva den i seismogrammet. Inga sådana signaler framträder. Processing i ReflexW 9.0 av Karl-Josef Sandmeier.

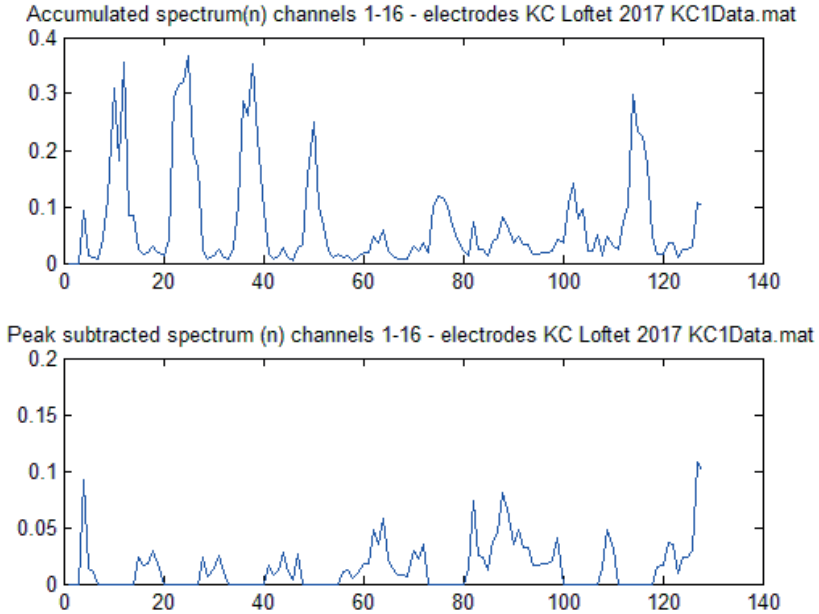
Det är tydligt att i detta försök visas att omvandlingen från frekvensdomän till tidsdomän fungerar som avsett. Lock-in-förstärkaren registrerar *in-phase* och *quadrature*-data från geofonerna som kan omvandlas till ett trovärdigt tidsdomän-diagram med hjälp av en invers fouriertransform. Då bör samma processing också ge korrekt återgivning av de eventuella seismoelektriska signalerna i tidsdomän.

Nedan presenteras mätdata från de olika försöken vid Loftet, norr om Kemicentrum på LTH i Lund.

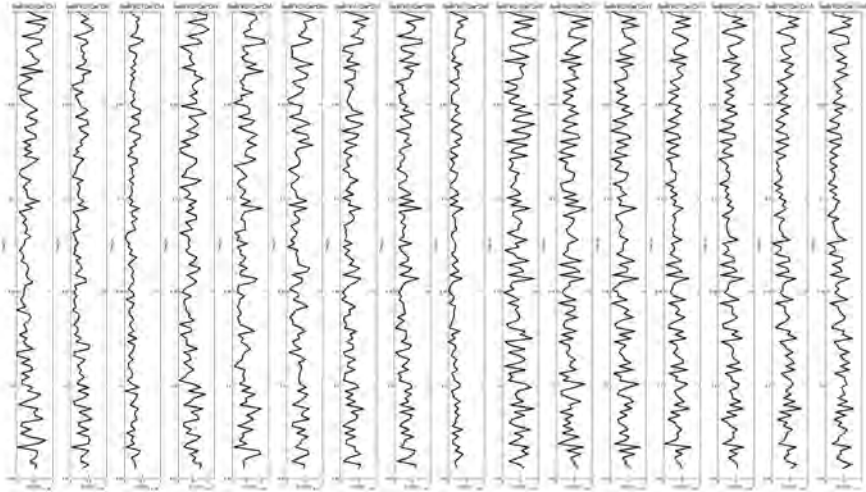
Gating flag 1 eller bara gating betyder att det gjorts en paus efter sändning innan mätningen görs. Denna sker alltså på kvarstående vibrationer i marken, vilka då inte skulle störas av vibratorns direktsignaler. Funktionsgeneratoren fortsätter dock att mata ut referenssignalen till lock-in-förstärkaren, så att koherensen bevaras. Gating flag 0 innebär att mätning sker under tiden vibratören är aktiv. Alla diagram autoskalade av MATLAB, dvs amplitudskalan varierar.

*LockinSweepKC1*

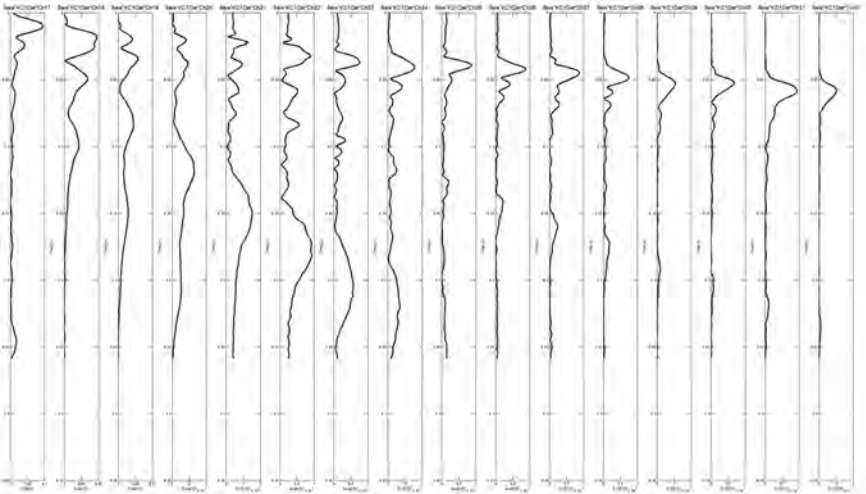
Figur 129 - 131. Sensitivity setting 8 (0.3V), 9(1V), Pause time 0.5s, 10-500 Hz, 128 frekvenser, *Gating flag 1*



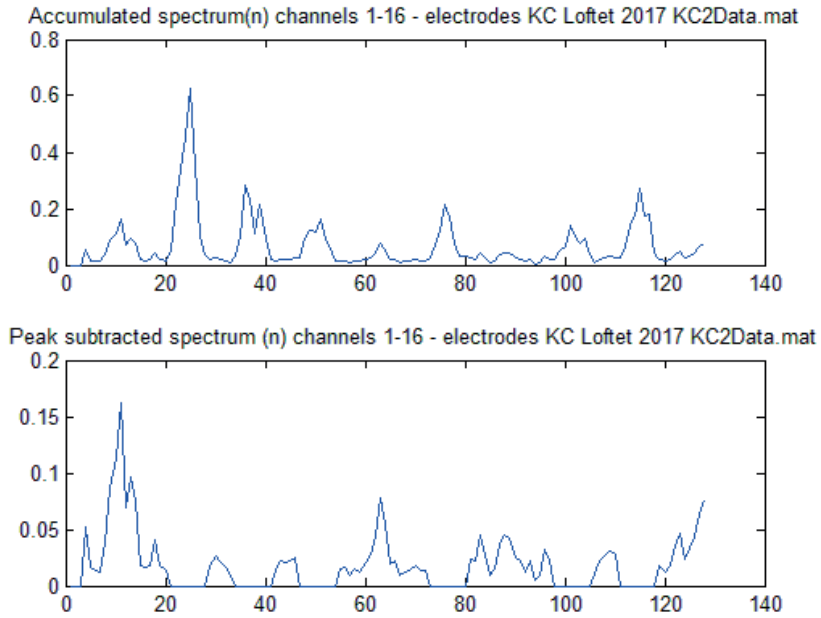
Figur 129. KC1. Övre diagrammet visar uppmätt elektriskt spektrum som ett medelvärde över alla 16 kanalerna med elektrodpar. Undre diagrammet visar spektrumet när störningstopparna nollats. Det är det undre diagrammet som inverteras med IFFT-rutinen.



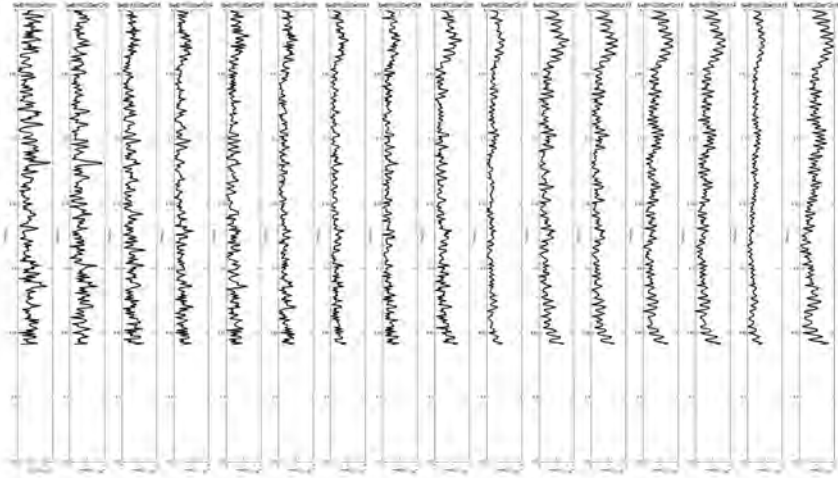
Figur 130. KC1 Seismoelektriska data efter nollning av störningsfrekvenser och invers fouriertransform.



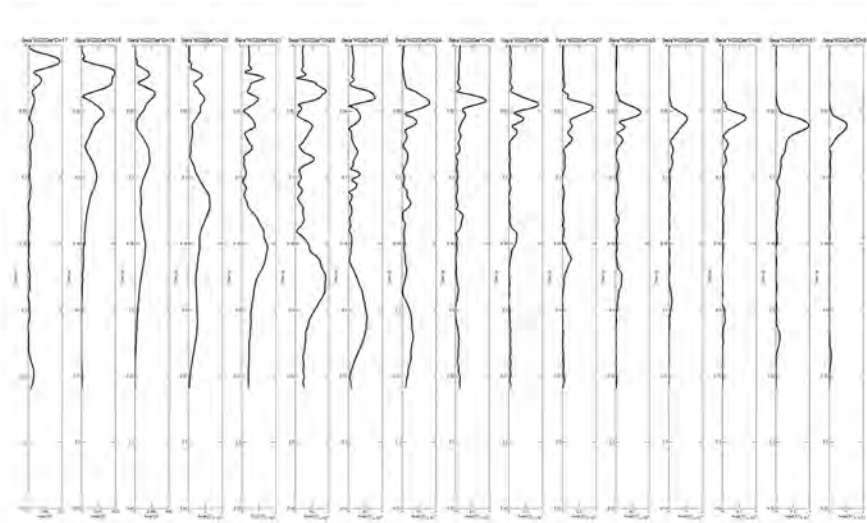
Figur 131. KC1. Seismiska data efter invers fouriertransform. Två vågfronter med ursprung i origo uppe till vänster framträder. Det är troligen P- och S-vågorna. Inga reflektionshyperboler framträder.

*LockinSweepKC2*Figur 132 - 134. 10-500 Hz steg 4 Hz Som föregående men med *Gating flag 0*

Figur 132. Övre diagrammet visar uppmätt elektriskt spektrum som ett medelvärde över alla 16 kanalerna med elektrodpar. Undre diagrammet visar spektrumet när störningstopparna nollats. Det är det undre diagrammet som inverteras med IFFT-rutinen.



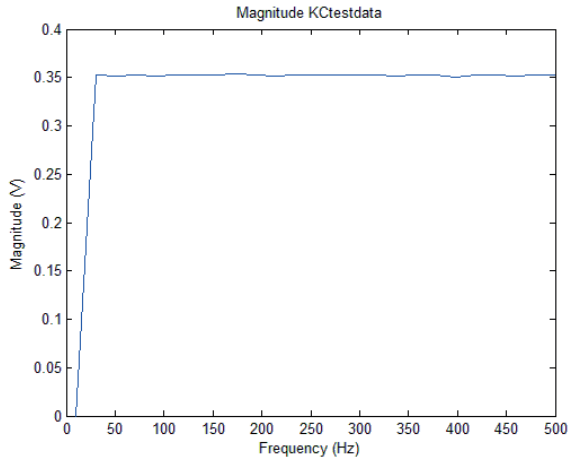
Figur 133. KC2 Seismoelektriska data efter nollning av störningsfrekvenser och invers fouriertransform. Två distinkta toppar i kanal 1 och 2 vid 120 ms.



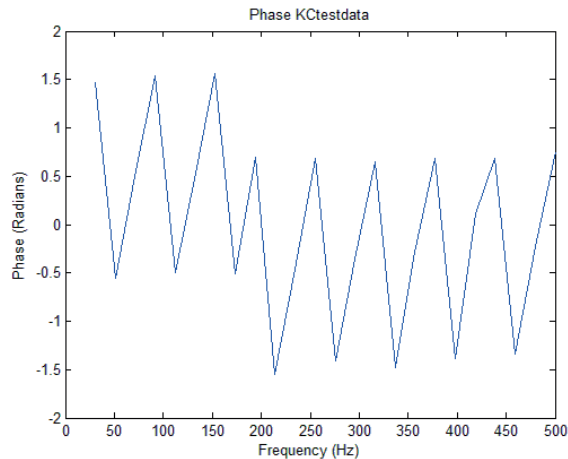
Figur 134. KC2. Seismiska data efter invers fouriertransform. Två vågfronter med ursprung i origo framträder. Det är troligen P- och S-vågorna. Inga reflektionshyperboler

*LockinSweepKC3*

Figur 135 - 136. Funktionskontroll av lock-in-förstärkaren. Funktionsgeneratoren lägger ut hela frekvensspektrumet 10-500 Hz med amplituden 1 V till lock-in-förstärkarens kanal 1. Alla frekvensers magnitud skall då bli lika om lock-in-förstärkaren fungerar som tänkt, dvs att dess inställningar är korrekta. Kabelstammarna är inte inkopplade.



Figur 135. Amplitudspektrum beräknat med X/Y-data från lock-in-förstärkaren. Ser OK ut.

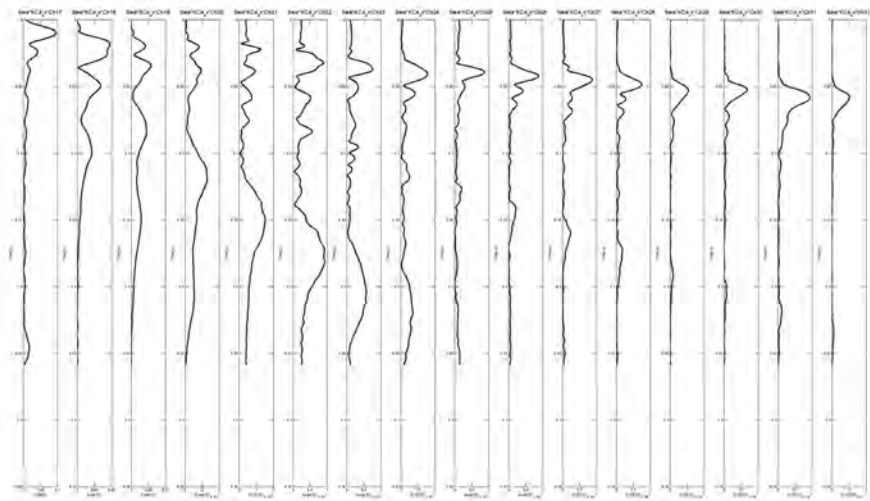


Figur 136. Fasspektrum beräknat med X/Y-data från lock-in-förstärkaren. Ser OK ut.

*LockinSweepKC4*

TC=5, 256 frekvenser, 10-266 Hz, *Gating flag 1*

Figur 137. Inga mätdata från elektrodden registrerades vid denna gating-mätning. Därför presenteras inget seismoelektriskt diagram, endast seismiska geofondata.

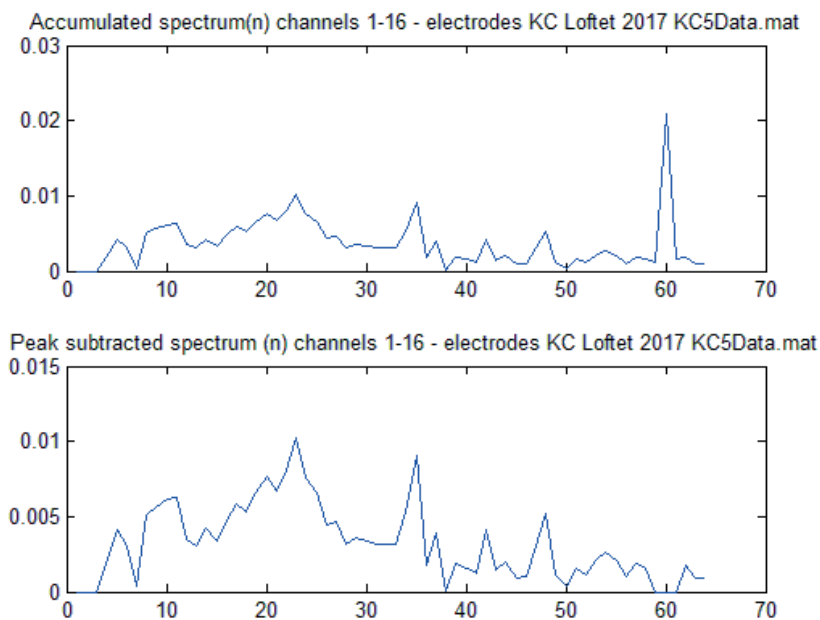


*Figur 137. KC4. Seismiska data efter invers fouriertransform. Två vågfronter med ur-s prung i origo framträder. Det är troligen P- och S-vågorna som utbreder sig i markytan. Inga reflektionshyperboler framträder. Sådana indikerar reflexer från större djup. Jämför Figurerna 123 och 125. Seismic data after IFFT.*

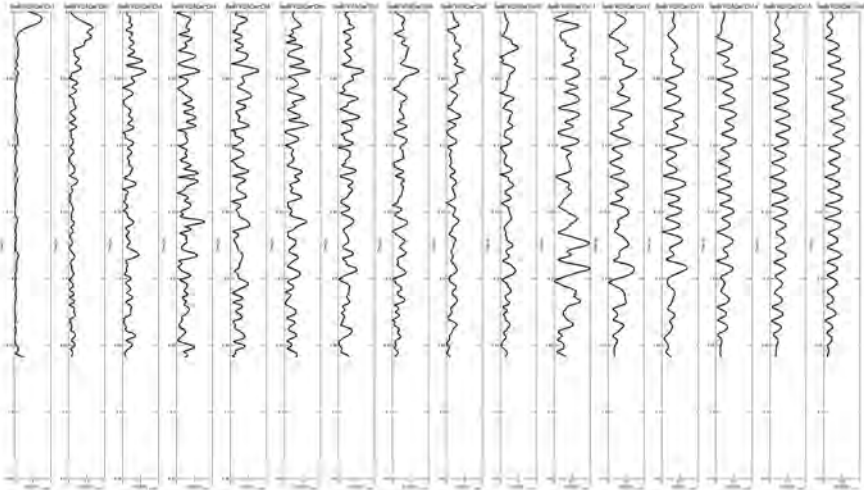


*LockinSweepKC5*

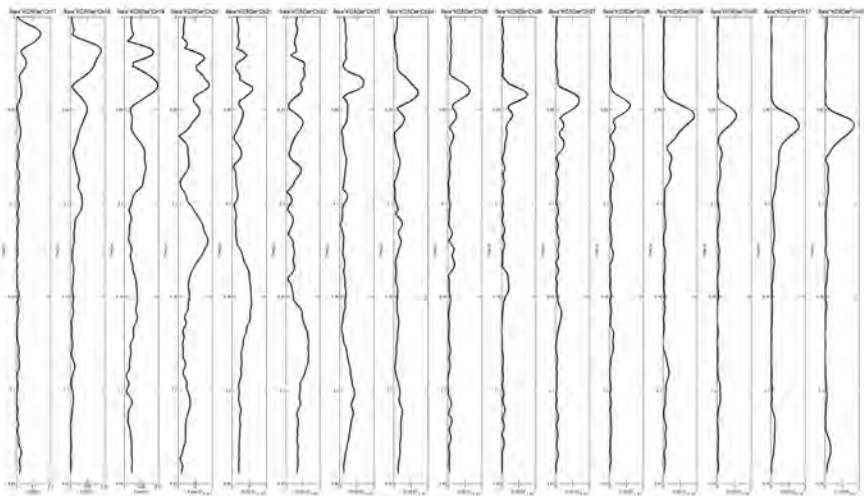
Figur 138 - 140. Som KC4 men TC=5, *Gating flag 1*, 64 frekvenser, 10-266 Hz



Figur 138. KC5. Övre diagrammet visar uppmätt elektriskt spektrum som ett medelvärde över alla 16 kanalerna med elektrodpar. Undre diagrammet visar spektrumet när störningstopparna nollats. Det är det undre diagrammet som inverteras med IFFT-rutinen.



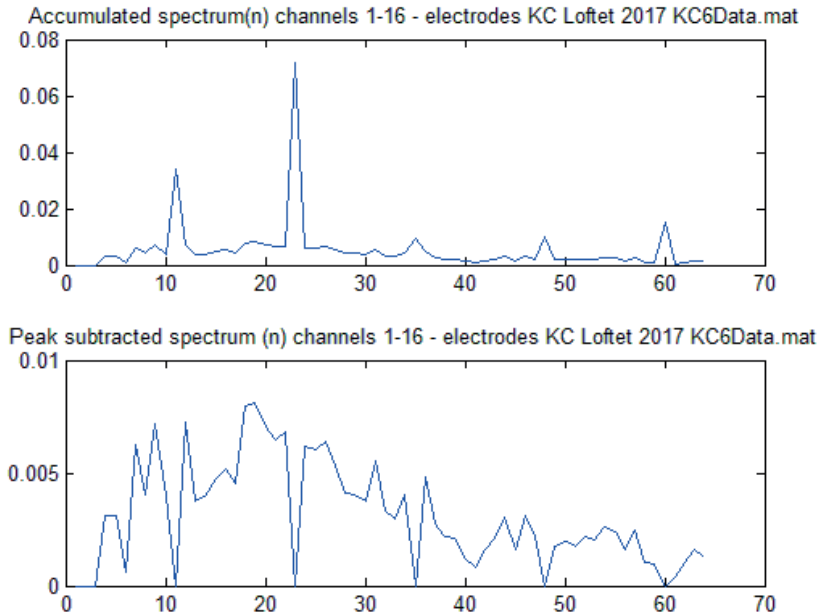
Figur 139. KC5. Seismoelektriska data efter nollning av störningsfrekvenser och invers fouriertransform.



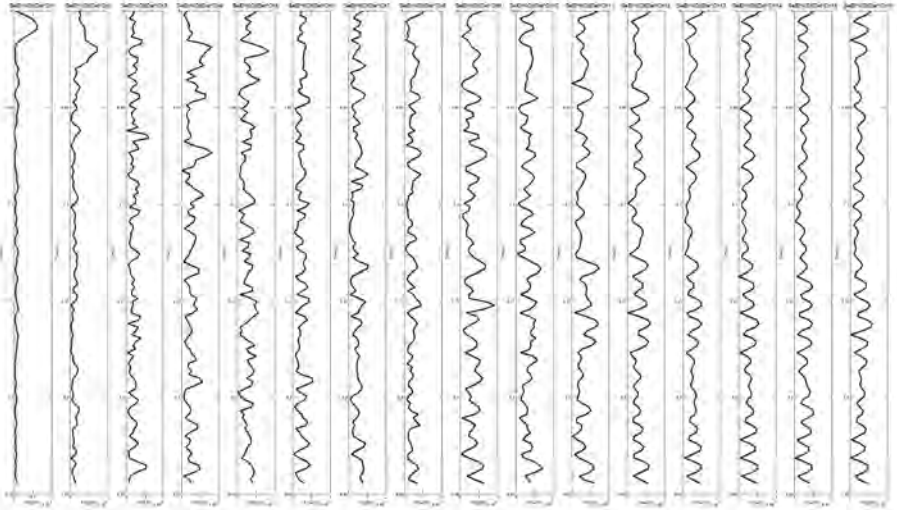
Figur 140. KC5. Seismiska data efter invers fouriertransform. Två vågfronter med ursprung i origo framträder. Det är troligen P- och S-vågorna. Inga reflektionshyperboler framträder.

*LockinSweepKC6*

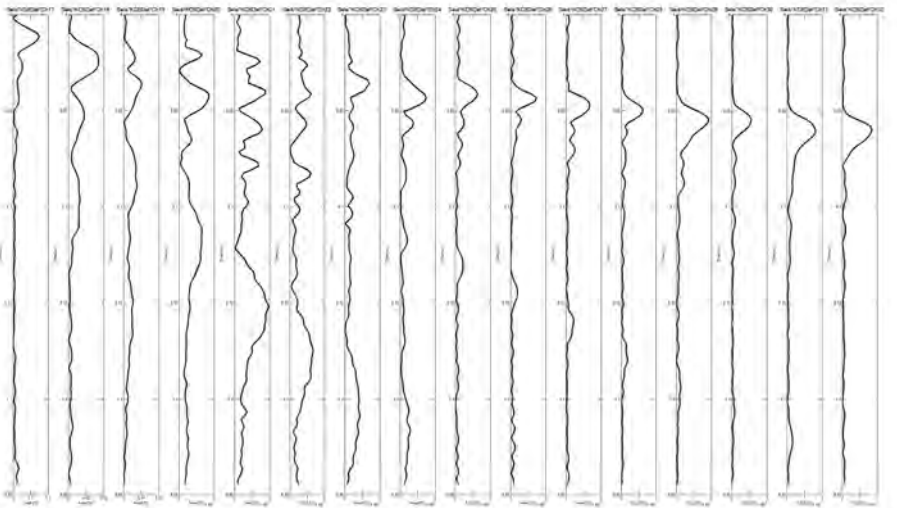
Figur 141 - 143. Som KC5 men *Gating flag 0*, 10-266 Hz, 64 frekvenser



*Figur 141. KC6. Övre diagrammet visar uppmätt elektriskt spektrum som ett medelvärde över alla 16 kanalerna med elektrodpar. Undre diagrammet visar spektrumet när störningstopparna nollats. Det är det undre diagrammet som inverteras med IFFT-rutinen.*



Figur 142. KC6. Seismoelektriska data efter nollning av störningsfrekvenser och invers fouriertransform.



Figur 143. KC6. Seismiska data efter invers fouriertransform. Två vågfronter med ursprung i origo framträder. Det är troligen P- och S-vågorna. Inga reflektionshyperboler framträder.

### 3 SLUTSATSER

I mycket grova drag kan man säga att Etapp 4 bidragit till kunskap om praktiskt handhavande i fält av den apparatur som tillverkats i tidigare etapper. Det är en sak att skissa hur mätningar bör gå till, en annan att faktiskt genomföra dem under verklighetens restriktioner. Mätmetodik har också utvecklats så att det nu går att välja om mätningarna skall ske i tidsdomän (t ex mot berg direkt) eller i frekvensdomän (på jord med mycket bakgrundsstörningar). Vi är inte framme vid en helt operativ metod. För det fordras att mätprocessen kan övervakas i större detalj, så att man vet att insamlade data är av tillräckligt bra kvalitet. Till exempel bör det utvecklas en metod för att automatiskt ställa in känsligheten individuellt för varje kanal och frekvens.

Etapp 4 har främst bidragit med att etablera en metodik för de seismoelektriska mätningarna i såväl tids- som frekvensdomän, samt en trovärdig processeringsmetod för X/Y-data som är insamlade med lock-in-förstärkare i frekvensdomän. Med X/Y data förstås då det som kallas *in-phase*- and *quadrature* data. Med tillgång till mjukvaran ReflexW kan de seismoelektriska signalerna processeras med samma metodik som reflektionsseismiska mätningar. Det betyder t ex att man kan göra utlägg med 32 elektroddpar och göra flera uppställningar av vibratorm mellan dessa för att få reflektionsseismoelektriska profiler av konventionell typ, sådana man framställer vid reflektionsseismik.

#### 3.1 Slutsatser Mätning på Hallandsåsen vid kända läckage

Seismiska mätdata avspeglar en markvåg som för med sig en sk coseismisk våg i seismoelektriska mätdata. En flera gånger återkommande helt horisontell grupp av reflexer i intilliggande kanaler är svår att förklara. Vare sig seismiska eller seismoelektriska signaler innehåller den typ av hyperboler som förknippas med reflexer från djupet och som inte skär nollpunkten där vibratorm står.

Försöken omfattar i samtliga fall 128 frekvenssteg men dessa är lokaliserade vid olika delar av frekvensområdet 55-310 Hz. Frekvenssteget är huvudsakligen 1 Hz men 2 Hz respektive 4 Hz förekommer också.

Försöken är gjorda på två olika platser, en, punkt 12 där läckaget till tunneln var mycket stort 15 l/s och en annan, punkt 3 där läckaget var ringa 0.4 l/s.

Vid närmare analys av de åtta seismoelektriska diagrammen och sex seismiska diagrammen framgår att de intressantaste diagrammen från punkt 3 är för seismoelektriken diagram 3\_1 och seismiken diagram 3\_3. För punkt 12 är de intressantaste diagrammen för seismoelektriken diagram 12\_1 och för seismiken diagram 12-3. För dessa registreringar gäller följande parametrar, Tabell 9.

Tabell 9. Mest intressanta försök. Most interesting tests.

Plats	Datotyp	Läckage	Diagram	Frekvensområde	Steg	Korresponderande datafil
3	Seismoelektrik	0.4 l/s	3_1	182-55	-1	SeEIHS3_1F (filtrerad)
3	Seismik	0.4 l/s	3_3	310-183	-1	SeisHS3_3
12	Seismoelektrik	15 l/s	12_1	182-55	-1	SeEIHS12_1F (filtrerad)
12	Seismik	15 l/s	12_3	310-55	-2	SeisHS12_3

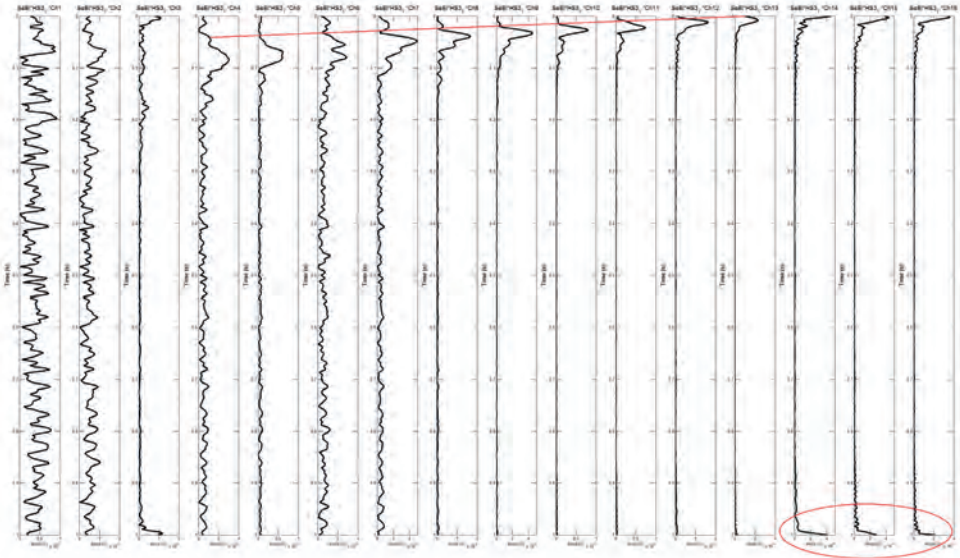
Nedan visas dessa fyra diagram med utförliga kommentarer. Att diagrammen från de olika punkterna 3 och 12 inte kommer från samma försök bör inte hindra jämförelse, eftersom de är registrerade på samma platser och med identiska apparatuppställningar. Det är endast vibratormoden som skiljer de olika diagrammen från varje punkt 3 och 12.

Horizontalskalan i diagrammen är alla anpassade efter signalnivån i respektive kanal. Det innebär en förstärkning av signalerna när man rör sig bort från vibratoren, vilken i alla fall är placerad i diagrammens högra sida. Skalningen är gjord automatiskt av MATLAB:s plot-rutin.

Vertikalskalan bestäms av hastighetsområdet 3000 m/s vid punkt 3 och 3000-4500 m/s i berget vid punkt 12. Dessa värden gäller för de seismiska diagrammen. Eftersom tidåtgången för den seismoelektriskt omvandlade signalen att nå upp till markytan kan man dubblera utbredningshastigheterna för de seismoelektriska diagrammen. Eftersom de fyra diagrammen alla har vertikalskalan 1 s så innebär det att de seismoelektriska diagrammen når ner till max 3000 m respektive 4500 m och de seismiska till 1500 m respektive 2250 m/s om man försummar tiden genom jordlagret. Därför måste sena reflexer betraktas med viss skepsis.

**I förekommande fall bör en seismoelektrisk reflex således återfinnas vid dubbla tiden i de seismiska deldiagrammen. Den lutning för en vågfront som registreras i de seismoelektriska diagrammen bör vara dubbelt så stor i de seismiska diagrammen.**

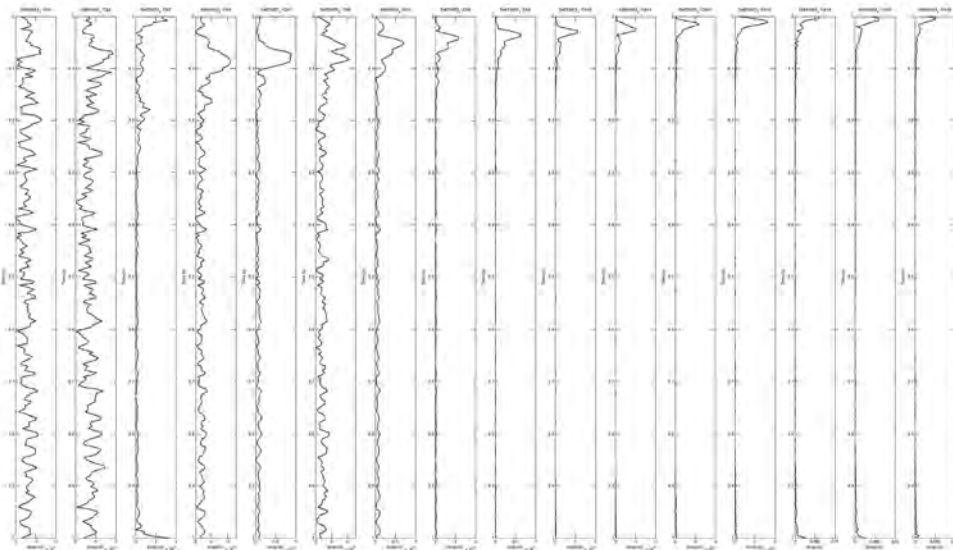
En kvarstående märklighet i processeringen är att signalerna i diagrammens högerkant förefaller börja vid negativ tid. När detta skrivs finns ingen förklaring, men fenomenet kommer att uppmärksammas.



Figur 144. Seismoelektriskt diagram från punkt 3, försök 1, med litet läckage. Vertikalaxeln är 1 sekund. Seismoelectric diagram from site 3.

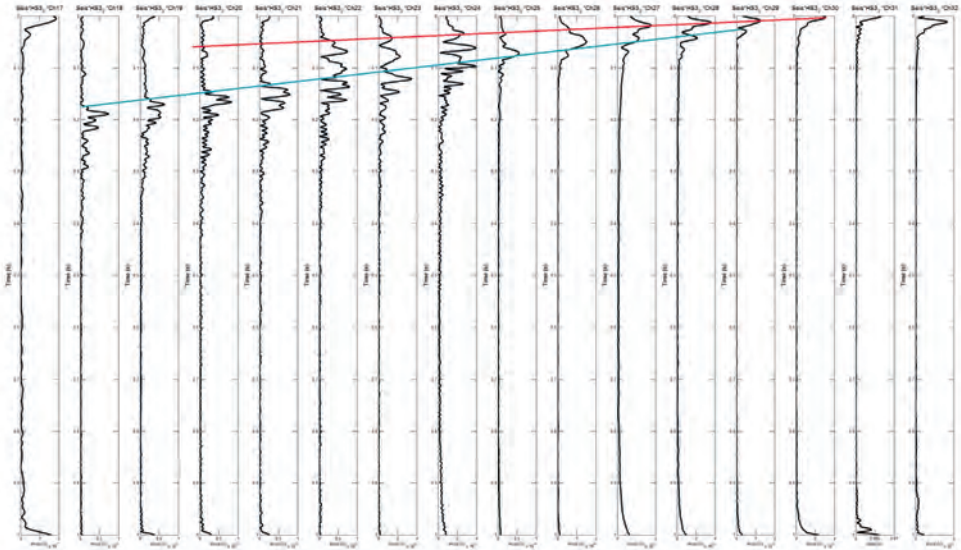
Man ser överst i Figur 144 en tidig amplitudtopp som anländer senare med ökande avstånd från vibratorn. Det är sannolikt en sk coseismisk signal, vilken uppstår av en effekt som påminner om den piezoelektriska. Det är alltså en sorts seismoelektrisk omvandling i ytskiktet där markvägen drar fram. Signalerna nere till höger och i kanal 3 vid 1 s skulle komma från flera km djup och är därför sannolikt artefakter. Man noterar att de dyker upp samtidigt som inledningen av signalerna i diagrammens ovkant försvinner bortom tiden 0 och att det därför kan vara en effekt av den inversa fouriertransformen, eller snarare beräkningen av tidsstegen dennas värden skall appliceras på.

Nedan, Figur 145-146, visas konsekvensen av att i stället för att sätta nollor vid de outnyttjade frekvenserna under 55 Hz, flytta ner hela spektrumet så att 55 Hz hamnar på platsen för 1 Hz, vilket gör att  $f_{max}$  måste reduceras till  $f_{max}-55+1$  Hz. Med ett lägre  $f_{max}$  minskas den möjliga observationstiden efter IFFT:n. Diagrammens vertikalskala är beräknad oberoende av IFFT:n och därför samma i båda fallen. De sena "reflexerna" i tidigare processering kan därför antagligen hänföras till att signalen börja upprepa sig.



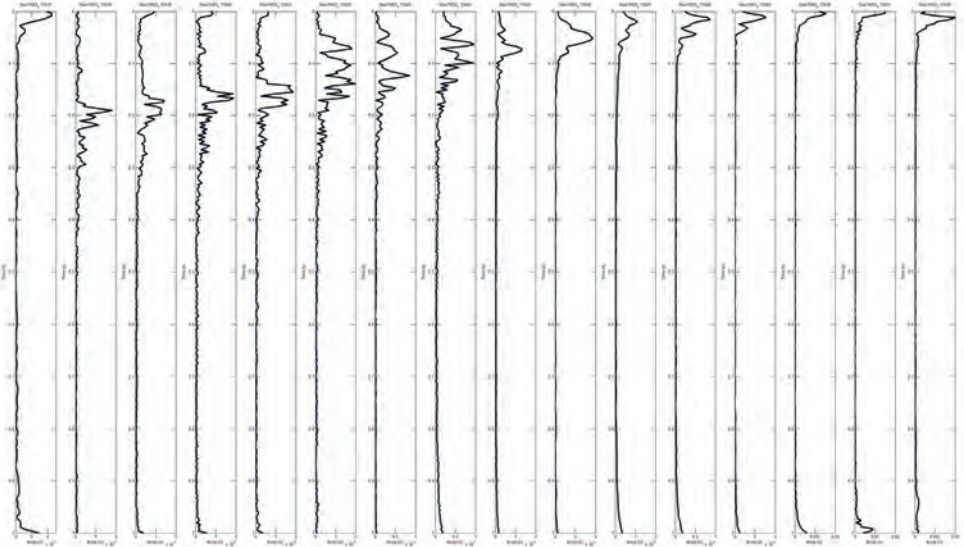
Figur 145. Samma seismoelektriska data som i föregående figur HS3\_1 men processerade med en modifierad IFFT-metod, som innebär att frekvensbandet flyttas ner mot DC och frekvensmaximum minskas i motsvarande omfattning som nedflyttningen. Figuren visar att amplituderna nere till höger i föregående diagram var en artefakt.



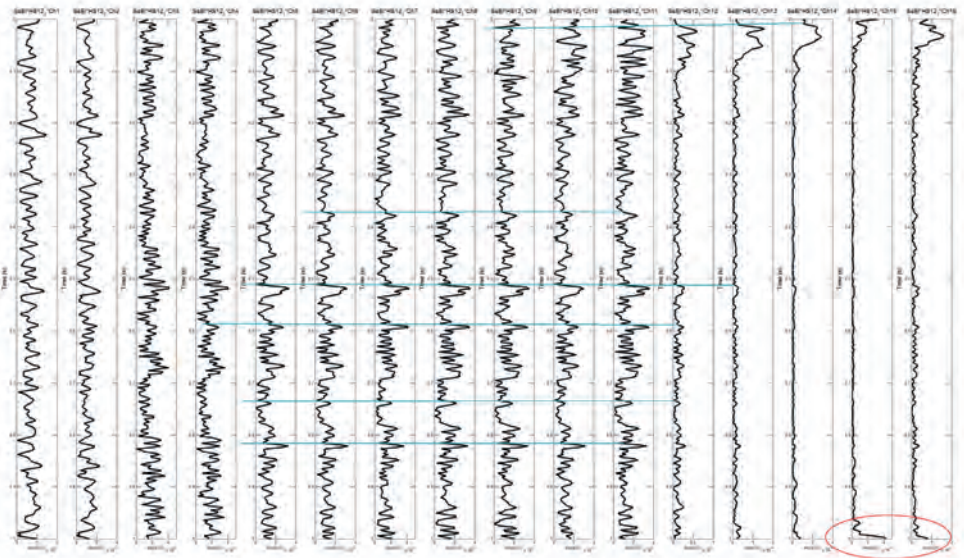


Figur 146. Seismiskt diagram från punkt HS3\_3, med litet läckage. Vertikalaxeln är 1 sekund.

I Figur 146 ovan framträder två lutande vågfronter varav den ena har sitt ursprung i origo, vid vibratorm. Den andra vågfronten (blå), med kraftigare lutning, representerar en lägre hastighet och är därför inte en refraktion utan skulle kunna vara en reflex från ett lager nere i berggrunden. En reflex från ett tunnelrör borde vara bågformad, en hyperbol närmare bestämt.

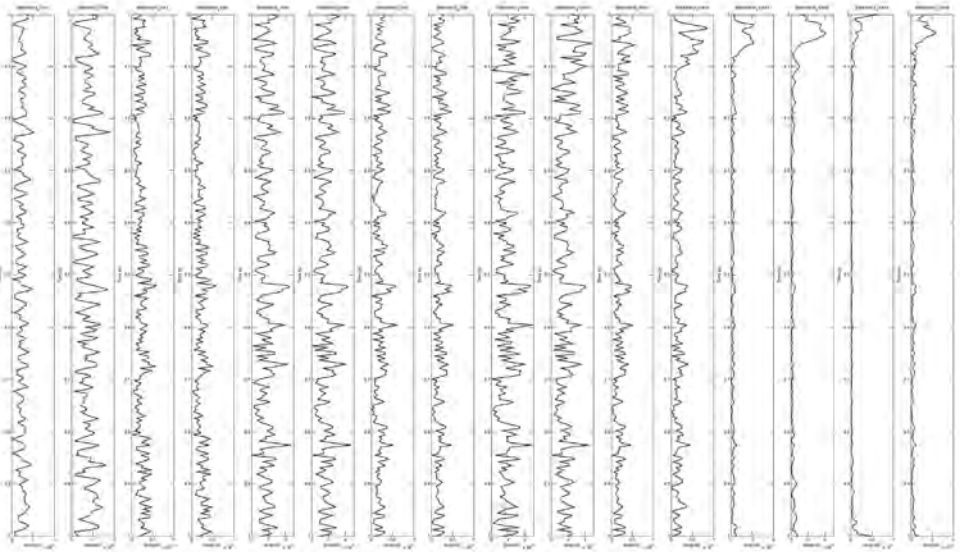


Figur 147. Samma seismiska data som i föregående figur HS3\_3 men processerade med en modifierad metod enligt ovan.

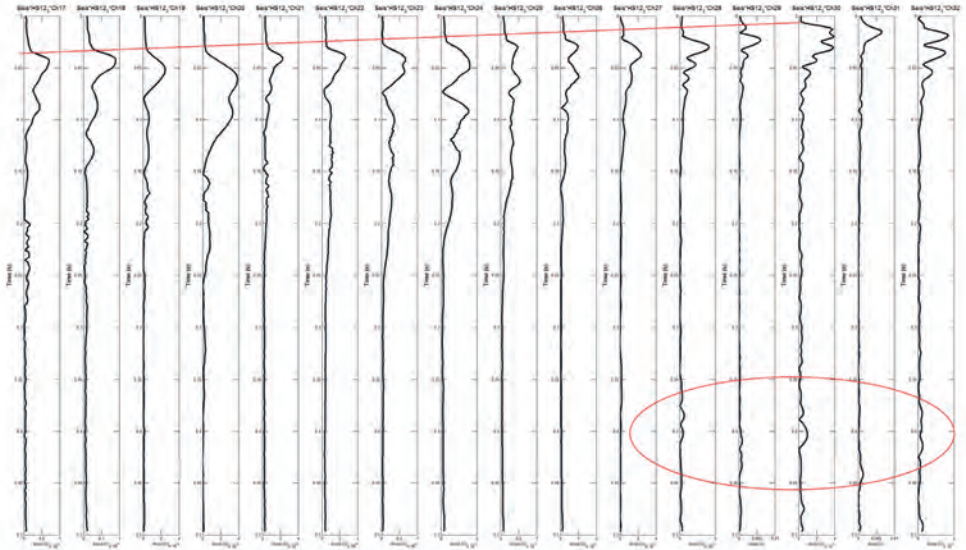


Figur 148. Seismoelektriskt diagram från punkt 12, försök 1, med stort läckage. Vertikalskalan 1 sekund.

Den coseismiska markvågen framträder inte i detta diagram, Figur 148. I diagrammet ses flera helt horisontella amplitudtoppar. Det är frestande att tolka dessa som reflexer från horisontella lager, eftersom det ser ut som sådana. Men i rådatadiagram lutar reflexerna från horisontella lager och därför rör det sig inte om sådana. I stället är den rimligare tolkningen att denna typ av "reflexer" skapas av en serie övertoner. Om man har en lång kabel och skickar in en serie frekvenser kommer man att få toppar för alla frekvenser som passar in i kabellängden modulo  $N$ . Omvänt ger dessa frekvenser upphov till reflexer vid kabelns längd om man processerar dem med invers fouriertransform.

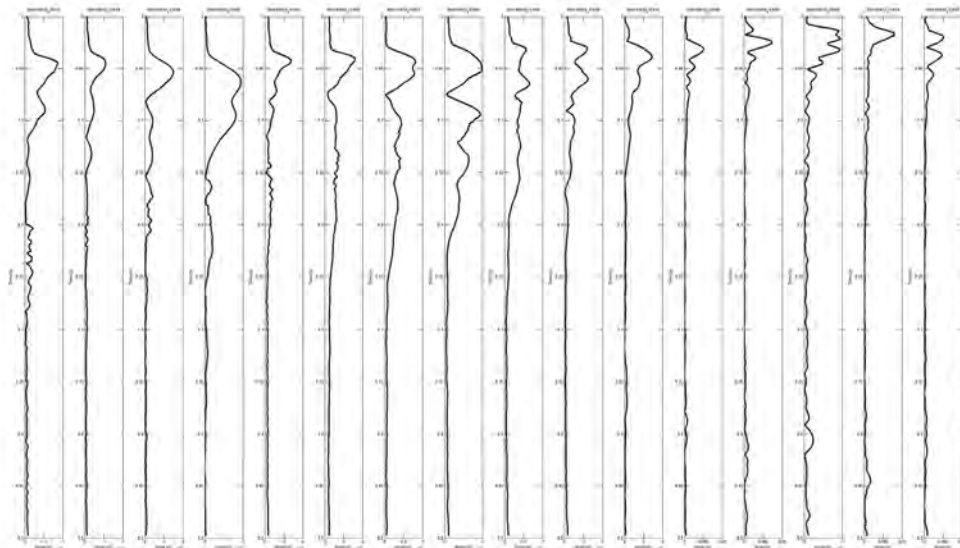


Figur 149. Samma seismoelektriska data som i föregående figur HS12\_1 men processade med en modifierad IFFT metod. Figuren visar att amplituderna nere till höger i föregående diagram var en artefakt.



Figur 150. Seismiskt diagram från punkt 12, försök 3, med stort läckage. Vertikalskalan 1 sekund.

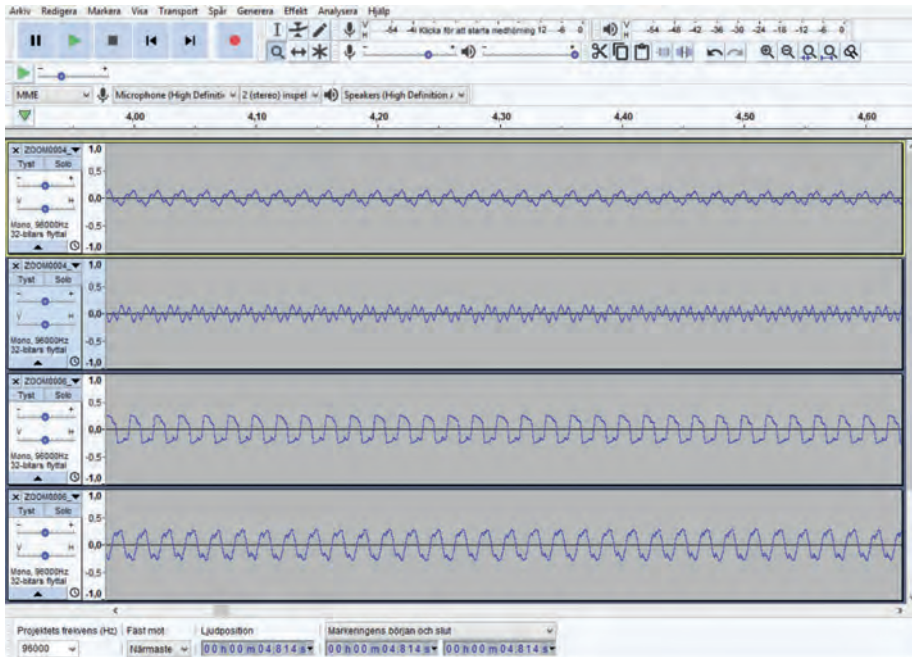
Här, Figur 150, framgår tydligt att man registrerar en markvåg som successivt utbreder sig från källan och ankommer allt senare, ju längre från källan geofonerna är belägna. Några antydningar till sena reflexer i diagrammets nedre högra hörn, dvs under vibratorn är intressanta. Eftersom de ankommer tidigare när avståndet från källan på markytan ökar måste de i så fall komma från ett lager som lutar starkt uppåt mot diagrammets vänstra övre hörn.



*Figur 151. Samma seismiska data som i föregående figur HS12\_3 men processerade med en modifierad IFFT metod. De markerade sena reflexerna i föregående diagram kvarstår och får därför anses vara trovärdiga.*

Slutsatsen av dessa försök på Hallandsåsen är att man inte ser några trovärdiga seismoelektriska omvandlingar annat än de coseismiska signalerna i diagram 3\_1. Däremot verkar registreringen av de seismiska markvågorna bekräfta att processeringen i huvudsak är korrekt. De mycket sena signalankomsterna indikerade att det finns ett problem med lokaliseringen av den transformerade signalen på tidsaxeln i den inledande processeringen, men detta tycks ha avhjälpits av den modifierade IFFT-processeringen.

### 3.2 Slutsatser Bakgrundsmätning Vinsta



Figur 152. Signal 1 är fältet i W-E riktning och signal 2 är fältet i N-S riktning, båda på gräsmattan S Ullvidevägen. Signal 3 är fältet i W-E riktning och signal 4 är fältet i N-S riktning, båda på gräsmattan söder om korsningen Skattegårdsvägen/Björnbodavägen. Diagrammet visar att bakgrundsfältet är svagast och stabilast i W-E riktning S Ullvidevägen.

Bakgrundsmätningen av de elektriska fälten på platsen är till för att underlätta en seismoelektrisk undersökning i ett kommande skede. Det framgår av resultaten i Figur 152 att de elektriska fälten är svagast, och alltså stör en undersökning minst, söder om Ullvidevägen. I Figur 153 visas svaghetszonens läge vid Ullvidevägen och i Figur 154 visas ett foto av området. Mellan vägen och gångbanan ligger en fjärrvärmekulvert. Söder om gångbanan löper en vall vars innehåll inte har kunnat bekräftas genom kontakt med Stockholms stad. Slutsatsen av undersökningen i Vinsta är att det blir bäst att vibratorn verkar på gångbanan och att elektroder sätts ut mellan gångbanan och vallen.



Figur 153. Bäst förhållande för mätning är S Ullvidevägen, med elektroder orienterade i W-E riktning.



Figur 154. Lämplig placering av vibratorn är på den asfalterade cykelstigen/gångbanan och elektroder kan placeras i gräsmattan till höger om denna. Till vänster om gångbanan, närmast i bild, är en fjärrvärmekulvert förlagd och till höger finns en långsträckt vall, vars innehåll visade sig svårutrett. En bit ner längs Ullvidevägen byter fjärrvärmekulvertens sida om gångbanan. Detta sker där ventilationsrören syns mitt i bilden, 30% uppifrån i bild.

### 3.3 Slutsatser Mätning i Gårdatunneln

Arbetet har omfattat tre besök i tunneln och huvudsakligen varit inriktat på att utveckla metodik för mätning i tidsdomän direkt mot berg. Detta skiljer sig från den ursprungliga ansatsen i pro studera frekvensomfånget i seismiska mätdata kan man därför bestämma vilka frekvenser som saklöst kan avskiljas från de seismoelektriska mätningarna. Den seismiska signalen verkar hålla sig i frekvensintervallet 500-5000 Hz. Så denna har högpassfilterats från 500 Hz och den seismoelektriska signalen har bandpassfilterats mellan 500 och 2250 Hz. Detta avlägsnar de värsta bakgrundsstörningarna, jektet som inriktats mot frekvensdomänmätning när berget är täckt av ett jordlager.

Försöken har resulterat i att en lämplig energikälla kan vara bultpistol, vilken avfyras utan att någon bult är placerad i pistolens lopp. I syfte att upprepede gånger kunna skjuta i samma punkt utvecklades ett system med bergbultar som monterades med bultdragare. Dessa hade en nedsvarvning som gjorde att det stack ut en tapp som passade i bultpistolens lopp, mot vilken pistolens pistong kunde slå utan att bulten förstördes. En erfarenhet blev att de bergbultar som används för bultpistolen bör vara av en längre typ, så att de går igenom eventuell sprutbetong och når in till berget.

Tidsdomän-mätningen innebär också att den gängse lock-in-förstärkaren som används som detektor i frekvensdomän måste ersättas. Det har skett med en 32 kanal A/D-omvandlare som har omvandlingshastigheten 1.33 MSa/s och kan lagra 1 GSamples, dvs max 31 MSa/kanal.

Det faktum att mätningen skedde direkt mot berg innebar också att det gängse sättet att fästa jordspett och geofoner måste ersättas. Det skedde med bergbultar som var lämpliga att fästa krokodilklämmor i och andra som hade gängade M5-hål att montera accelerometrar eller geofoner i.

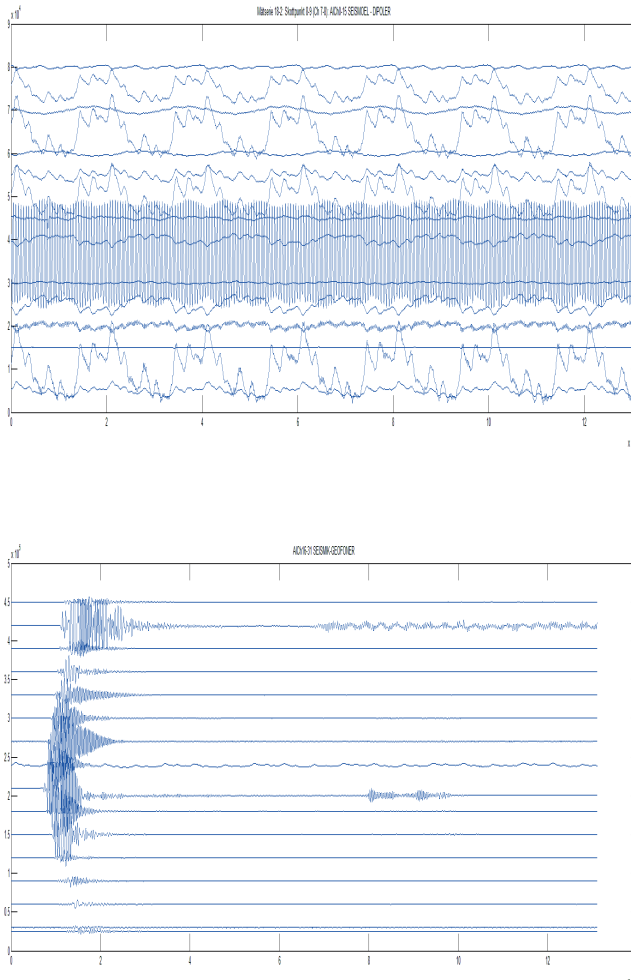
I övrigt används samma utrustning som vid mätningar i frekvensdomän. Härvid har gjorts ett val mellan accelerometrar och geofoner för registrering av de seismiska signalerna, som utfallit till geofonernas fördel, främst beroende på högre signalstyrka, vilket konstaterades vid tidigare mätning genom att bestycka varannan kanal av de seismiska med en geofon och varannan med en accelerometer.

Två mätserier genomfördes och den andra har genomgående använts i redovisningen eftersom det befaras ett positionsfel i den första mätserien. Dessa mätserier omfattar en skottpunkt mellan varje sensorgrupp och i varje kanal digitaliserade 131072 samples med omvandlingshastigheten 1 MSa/s. Dessutom gjordes två mätserier med 52488 samples med skottpunkter mellan sensorgrupp 5 och 6 respektive 6 och 7.

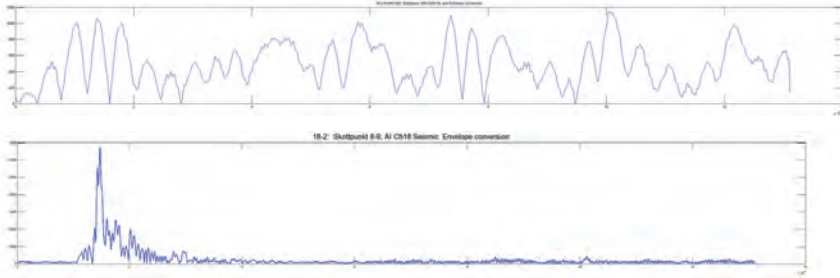
Den seismiska delen av undersökningen visade att ljudhastigheten i berget är c:a 3500 m/s uppmätt i tunnelväggen.

För processeringen av seismoelektriska data har det antagandet gjorts att dessa måste ha samma frekvensinnehåll som den seismiska exciteringen med bultpistol. Genom att





Figur 155. Skottpunkt 8-9. Rådata. Seismoelektriska signaler (dipol) överst, seismiska signaler (geofon) underst. Det tycks inte finnas något spår av kausalitet mellan de seismiska registre-ringarna och de seismoelektriska. Time domain measurement in the Gårda tunnel.



Figur 156. Skottpunkt 8-9 som i föregående figur. Data från kanal 2/18 i samma mätgrupp efter bandpassfiltrering (500-2250 Hz) av den seismoelektriska signalen och högpassfiltrering av den seismiska signalen (500 Hz). Båda signalerna är enveloppmvandlade.

Att den övre seismoelektriska signalen i ovanstående Figur 156 börjar innan den seismoelektriska antyder att den inte orsakas av den seismiska signalen. Det är troligtvis en bakgrundsstörning trots filtreringen.

En möjlighet att identifiera en seismoelektrisk omvandling skulle vara om man kunde återfinna en seismisk reflex vid tiden  $t$  och en seismoelektrisk vid tiden  $t/2$ . Emellertid finns inga trovärdiga seismiska reflexer att hänga upp ett sådant resonemang på. Trovärdiga seismiska reflexer bör ligga på en hyperbolformad båge. Inga sådana reflexer finns i seismiska data.

### 3.4 Slutsatser Mätning vid Kemicentrum LTH

På denna plats har mätningar gjorts vid två tillfällen och dataprocessering skett av två oberoende instanser, dels Rambölls geofysikgrupp dels Karl-Josef Sandmeier som utvecklat programvaran ReflexW.

På så sätt har LTH:s processeringsmetod kunnat verifieras genom att likvärdiga resultat erhållits avseende de seismiska registreringarna.

Detta har varit ett av syftena med att ha parallella seismiska och seismoelektriska kanaler vid alla mätningar. Ett annat syfte har varit att kunna jämföra eventuella seismiska reflexer med seismoelektriska omvandlingar. Om indikation sker i båda datatyperna förbättras möjligheten till trovärdig bedömning av förekommande rörligt vatten i en sprickzon.

Ett försök att i tidsdomän avlägsna bakgrundsstörningarnas horisontella band ur diagrammen med hjälp av konstant bakgrundseliminering framhävde inte några seismoelektriska omvandlingar.

### 3.5 Slutsatser Allmänt

I projektet har fungerande metodik för mätning dels i frekvensdomän, dels i tidsdomän utvecklats och verifierats i fält. Trovärdig signalprocessering har använts baserad på in-vers Fouriertransform för frekvensdomän och bandpassfiltrering för tidsdomän. Detta har

skett genom jämförelse av data från Kemacentrum LTH processerade av två oberoende källor. Förbättrad teknik för bestämning av det elektriska bakgrundsfältet har utvecklats.

Det faktum att inga seismoelektriska omvandlingar har kunnat säkerställas genom stöd både i seismiska och seismoelektriska registreringar kan bero på att inga sådana omvandlingar ägt rum. Då syftas på tydliga, vattenfyllda sprickor som ger upphov till seismiska reflexer vid tiden  $t$  och seismoelektriska reflexer vid tiden  $t/2$ . Men det förekommer, å andra sidan, rikligt med seismoelektrisk signal upplockad från mer diffusa strukturer, men dessa är svåra att verifiera. Det är nackdelen med fältmätningar som metod att verifiera den seismoelektriska tekniken.

Så det kanske är signalnivån i hela signalen som är den väsentliga informationsbäraren. Man måste då göra bakgrundsmätning alldeles i anslutning till mätningen, helst vid varje frekvens, så att man kan urskilja effekten. Dessutom måste mätningen vara kalibrerad för spänningsmätning, vilket man annars tar lätt på i reflektionsseismiska sammanhang.

Möjligen kan man också använda vad som brukar kallas "ambient noise" som signalkälla. Med begreppet avses i seismiken att man utnyttjar bakgrundsfältet för att dra seismiska slutsatser, dvs man har ingen aktiv källa. Metoden kallas då också "passive seismics". Mätningen förutsätter att man har tillgång både till den seismiska och den elektriska signalen och kan påvisa att den förra orsakar den senare (koherens). Eftersom bakgrundsvibrationerna är svaga kommer de seismoelektriska signalerna att bli mycket svaga med denna metod.



## 4 FRAMTIDA INSATSER

En eventuell fortsättning på det seismoelektriska projektet borde omfatta en eller två doktorander, helst vid två olika universitet i landet för att få med olika aspekter och kompetenser hos tillgängliga handledare. Man kan tänka sig flera sätt att dela upp arbetet, men ett är att lägga datainsamlingen och dess problem vid ett lärosäte och beräkningarna av resultatet vid ett annat. Doktoranderna borde självfallet samarbeta. Nedan beskrivs mycket kort ett antal problem som kunde vara intressanta att studera.

### 4.1 Bakgrundsmätningar

Bakgrundssignalerna är oftast multiplar av de mest förekommande nätfrekvenserna nämligen elnätets 50 Hz och järnvägens 16 2/3 Hz. Men det finns också andra störningskällor, vissa av dem bredbandiga i den meningen att de alstrar korta spänningsstötter. Hit kan man räkna tyristorer och elstängsel för kreatur. Ofta är dessa signaler möjliga att förutse inom kortare perioder. Fortsatta mätningar av bakgrundssignaler kan därför vara av värde förståelsen av hur de är uppbyggda. Avståndet till källan kan ha betydelse i detta sammanhang, men då främst påverkande störningens amplitud. Eftersom det rör sig om låga frekvenser och således mycket långa våglängder är det svårt att bestämma riktningen till källan med hjälp av fasskillnader.

### 4.2 Reflektionsseismisk processering

Processeringen av seismoelektriska signaler kan liknas vid reflektionsseismisk processering med den skillnaden att alla hastigheter skall fördubblas. Detta kommer sig av att signalen går ned till de zoner där omvandling kan ske med den vanliga seismiska ljudhastigheten, men att de återvänder till markytan med hastigheten hos elektromagnetiska vågor. Eftersom de senare är oerhört mycket snabbare än ljudvågorna kan den tiden räknas bort, dvs signalen anländer till markytan i nästan samma ögonblick som den åstadkommer den seismoelektriska omvandlingen nere i ett vattenfyllt spricksystem. Utgående från denna enkla skillnad borde andra effekter i processeringen studeras vidare. De data som samlats in i Gårdatunneln lämpar sig för sådan tolkning i och med att det finns skottpunkter mellan alla sensorgrupper.

### 4.3 Bakgrundsundertryckning före digitalisering

Att mäta i frekvensdomän, som är huvudidén i LTH-projektet, minskar känsligheten för störningar, eftersom man endast registrerar en enda frekvens i taget. Eftersom man vet exakt vilken frekvens man skall leta efter kan man använda sig av en lock-in-förstärkare som detektor. En sådan kan mäta fas och amplitud för en känd signalfrekvens ner till ett signal/brus-förhållande om -100 dB. Dock måste man ta hänsyn till störningsnivån när man ställer in känsligheten på mottagaren, dvs förförstärkarna och lock-in-förstärkaren, därför att förstärkarkedjan inte får överstyras om detektion skall kunna ske.

Kunde bakgrundssignalerna filtreras bort innan mätningen och subtraheras från den analoga signalen innan digitalisering, skulle extra dynamik erhållas för de faktiska signalerna. Detta fordrar en form av prediktiv signalbehandling av Kalman-typ eller hämtad från den process som digital mobiltelefoni använder för talkodningen. En sådan filtermetod kunde också vara användbar vid mätningar i tidsdomän, som kan vara intressant när

man kan mäta direkt mot bergyta, som t ex i Gårdatunneln. Ett adaptivt mångkanaligt bandpass- eller kamfilter kan vara ett alternativ.

#### **4.4 Mätning med den ombyggda simulatoren**

En avgörande nackdel när man gör seismoelektriska mätningar i naturen är att man inte kan veta om naturen är samarbetsvillig eller inte, dvs det kanske inte uppstår några seismoelektriska omvandlingar. Därför kan optimal signalbehandling inte studeras på det viset. I stället bör man använda den simulator som utvecklats i projektet. Dess första version som kunde tas i bruk samtidigt som det fanns ett borrhål med foderrör och filter i plast på MAX IV-området, visade sig ju tyvärr inte vara tillräckligt vattentät, men den har byggts om så att så skall vara fallet. Tyvärr togs borrhålet bort innan nya mätningar kunde göras. Denna simulator överför signal från en ytenhet till en sändare som hänger i en 100 m lång metallfri optofiberkabel. I sändaren finns en batteridrivna mottagare och sändare som alstrar ett potentialfält runt sändaren. På detta sätt vet man att det finns en signal att detektera mot störningsbakgrunden.

#### **4.5 Mätning med speglade dipoler**

En grundtanke i den seismoelektriska litteraturen är att det kring energikällan på markytan alstras ett symmetriskt elektromagnetiskt fält med vektorer som går radiellt ut från källan. Om man placerar vibratoren mellan de två kabelstammarna så att den ena går ut i en riktning 180 grader vänd från den andra kabelstammen kan man förvänta sig att seismoelektriskt omvandlade signaler under vibratoren får olika polaritet i de båda kabelstammarna på grund av olika riktning till källan. Bakgrundstörningarna bör emellertid få samma polaritet i båda kabelstammarna. Genom att parvis subtrahera signalerna analogt före digitaliseringen borde bakgrundsstörningarna elimineras och de seismoelektriska signalerna adderas. Detta fordrar konstruktion av en ny enhet för analog subtraktion. Ett alternativ vore att ha ytterligare två kabelstammar och sträcka ut den i fyra olika riktningar med vibratoren i origo. Man borde då få dubbel förstärkning och dubbel undertryckning. Tyvärr kan denna metodik inte användas i tunnlar eftersom man är tvungen att sprida sensorgrupperna i tunnelns längdriktning.

#### **4.6 Tidsdomänmätning med seismograf**

Vid mätningar i tidsdomän har använts en A/D-omvandlare med 16 bitar som förmår omvandla 1 miljon samples per sekund och lagra 1 miljon samples per kanal. För den händelse avdelningen skaffar en seismograf med 24 bitars A/D-omvandling kan en sådan vara ett intressant alternativ, eftersom den medger större upplösning av svaga signaler som ligger överlagrade starkare störningar.

## 5 REFERENSER

Denna rapport omfattar endast experimentellt arbete och refererar inte till litteratur inom området. För referenser till seismoelektrisk litteratur hänvisas till tidigare BeFo-rapporter från etapperna 1–3 som listas nedan. Särskilt rapport 112, som är en litteraturstudie, rekommenderas.

**Etapp 1, BeFo rapport 112** "Seismoelektrik och vattenförekomst - Förstudie"

**Etapp 2, BeFo rapport 129** "Bedömning av inläckande vattenmängd inför tunneldrivning - Seismoelektrik Etapp 2"

**Etapp 3, BeFo rapport 146** "Bedömning av inläckande vattenmängd inför tunneldrivning - Seismoelektrik Etapp 3"









Box 5501  
SE-114 85 Stockholm

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

ISSN 1104-1773