

Innledning

Vi hører nesten hele tiden om store jordskjelv som forårsaker betydelige skader. De tragiske konsekvensene av jordskjelv preger overskriftene i media for en kort periode. Dessverre har vi en tendens til å glemme det inntil den neste katastrofen skjer. Jordskjelv utgjør faktisk størstedelen av de naturkatastrofene som forårsaker økonomiske tap og tap av liv. De bør derfor vies kontinuerlig oppmerksomhet ikke bare fra det vitenskapelige miljøet, men også fra samfunnet. Vi håper at en utstilling om jordskjelv vil hjelpe til å forbedre den allmene bevissthet over dette viktige naturfenomenet som er en del av vår levende jord.

Hvorfor en utstilling om jordskjelv på et så tilsynelatende rolig sted som Bergen, Norge? For det første er Norge ikke et så rolig sted som man skulle forvente. Nær kysten av Norges fastland kan vi forvente jordskjelv opptil styrke 6. Hvis vi inkluderer de arktiske øyer, kan vi til og med ha vulkanske utbrudd og jordskjelv opptil styrke 7. Så sammenliknet med våre skandinaviske naboer, og med de fleste landene i Nord-Europa, har Norge flere og større jordskjelv. Dette ble tidlig oppdaget av en av Norges første jordskjelvforskere, C. F. Kolderup, som fikk etablert den første seismiske stasjonen i Norge i nettopp dette museet for nøyaktig hundre år siden, i 1905.

Denne aktuelle utstillingen, «Når jorden skjelver», har som mål å gi et generelt overblikk over jordskjelv som et naturfenomen, dets konsekvenser og hvordan vi kan forberede våre samfunn på fremtidige naturkatastrofer. De grunnleggende prinsipper ved jordskjelv er forklart og demonstrert gjennom eksempler, og en del av utstillingen er til interaktiv deltagelse for å kunne forstå jordskjelv. Vi benytter også anledningen til å feire hundreårsjubileet for den første seismografstasjonen som ble installert i Norge. Dette er i seg selv mer enn god nok grunn til å markere hundre år med instrumental seismologi i Bergen. Siden 1905 har Jordskjelvsstasjonen i Bergen utviklet seg til å bli et dynamisk og produktivt miljø ved Universitetet i Bergen, med en utmerket overvåkning, forskning og utdannelseskapasitet.

Seismologi (læren om jordskjelv) blir ofte sett på som en heller fjern vitenskap med liten relevans utenom sitt begrensede fagområde, men dette er på ingen måte tilfelle. Seismiske bølger som stammer fra store jordskjelv beveger seg gjennom jordens indre og gir oss verdifull informasjon om forholdene dypt inne i jorden. Takket være tidlige undersøkelser av målinger fra seismografer verden over, vet vi nå at jorden består av forskjellige lag; jordskorpe, mantel og kjerne, med ulike fysiske egenskaper. Teknologisk utvikling i det 21. århundre tillater oss å undersøke månen og fjerntliggende planeter. På den annen side er det likevel jordskjelvsdata som er den primære informasjonskilden for å kunne forstå jordens indre. Moderne instrumentering i seismologi har vært avgjørende for å teste og bevisse de tidligere vitenskapelige hypoteser. Teorien om platetektonikk, som er den gjeldende teorien for vår forståelse av jordens geologiske prosesser, var en av de bemerkelsesverdige suksesse teorier i seismologien, hvor systematiske observasjoner av jordskjelvenes posisjoner rundt om på jorden hjalp til å bestemme plategrensene og deres deformasjoner.

Seismologi som vitenskap er også i utstrakt bruk i Norge, hovedsakelig på grunn av dens viktighet som hovedverktøy for å finne olje (presentert i seksjon om olje) som nå er blitt ryggraden i den økonomiske rikdommen i Norge. Jordskjelvstasjonen ved Universitetet i Bergen er en av de ledende nasjonale institusjonene hvor forespørsler om jordskjelv fra offentligheten blir mottatt når noen har følt rystelser, eller et større jordskjelv har inntruffet. Et par nyere eksempler hvor betydelig offentlig oppmerksomhet ble rettet mot seismologi er: den store tsunamibølgen forårsaket av jordskjelv i det Indiske hav i desember 2004 og forliset av lasteskipet «Rocknes» i januar 2004. Begge hendelsene ble tydelig registrert på våre instrumenter og seismologer kunne bidra med betydelig informasjon til offentligheten.

For å forstå hva jordskjelv handler om, har vi delt utstillingen inn i flere tema. Først presenterer vi jordskjelv som naturfenomen og forklarer de fysiske forhold som fører til jordskjelv. Dette blir presentert i seksjonen for jordskjelv som naturfenomen.

Fra et historisk perspektiv har seismologi en lenger historie enn de siste hundre år. De viktige hendelsene som ledet til betydelige oppdagelser blir beskrevet og vist i seksjonen viet til seismologiens historie. I tillegg til de historiske milepæler i seismologi, blir utviklingen i Norge vist i kronologisk rekkefølge for å gi de besøkende et historisk perspektiv på hvorfor vi har en så stor interesse for jordskjelv i Bergen. Hvorfor fikk seismologi et slikt oppsving for hundre år siden? Det er hovedsakelig fordi bevegelsene i jordskorpen forårsaket av jordskjelv kunne måles av seismografer, og målingene ble gjort tilgjengelige slik at det var mulig å foreta svært detaljerte studier av både selve jordskjelvet og undergrunnen. Det sistnevnte er det som har gitt Norge en slik sterk posisjon innen oljeleting, fordi det allerede ved begynnelsen av oljealderen var mange kvalifiserte norske seismologer, klare til å ta del i det store oljeeventyret. Det var faktisk så mange av dem, at det var vanskelig å få en seismolog til å jobbe med tradisjonell seismologi, nemlig jordskjelv. Senere, da man bygget oljeplattformer, ble jordskjelv igjen viktige, siden mange av oljefeltene lå i seismisk aktive områder og plattformene derfor måtte konstrueres til å motstå det høyest mulige jordskjelv i området. Så mer kunnskap om jordskjelv i Norge var nødvendig. Dette er grunnen til at den norske oljeindustrien har støttet driften av det Nasjonale Seismiske Nettverk i Norge de siste 25 årene, og at Universitetet i Bergen nå har et moderne seismisk nettverk med 30 stasjoner som dekker hele Norge og de nærliggende offshoreområdene, inkludert de arktiske øyer. De seismologiske instrumentene utgjør derfor en viktig del av denne utstillingen.

Så det som for hundre år siden begynte med en enkel seismografstasjon, har utviklet seg til noe som gir Norge en sterk posisjon i både seismologi og oljeutvinning. Vi håper at utstillingen ikke bare trekker til seg interesserte enkeltpersoner, men også den yngre generasjonen som ønsker å benytte denne anledningen til, sammen med oss, å forstå jordskjelv.

Takk

Økonomisk støtte er gitt av Institutt for geovitenskap, Universitetet i Bergen, Bergen Museum, Bergen Universitetsfond og Oljeindustriens Landsforening (OLF).

Teksten er hovedsakelig skrevet av seismogruppen ved Institutt for geovitenskap, Universitetet i Bergen. Fransk oversettelse er laget av Jeanette Havskov, spansk av Carolina Granado og tysk av Julia Schinkel. Korrekturlesning er foretatt av Eirik Sundvor, Inge Aarseth, Laila Havskov, Katarina Wolff og Erna Atakan. En stor gruppe medarbeidere fra både Institutt for geovitenskap og Bergen Museum har bidratt til forskjellige deler av utstillingen. Vi takker for deres innsats og entusiasme gjennom prosjektperioden. Disse er i alfabetisk rekkefølge:

Anne Aspen
Kuvvet Atakan
Christian Bakke
Eva Bjørseth
Birgit Brühl
Jane K. Ellingsen
Grethe Elvenes
Margareth Haugen
Jens Havskov
Kristina Holmefjord
Geir Hovland
Øystein Jansen
Helge Johnsen
Petter Jordan
Anne Lise Kjærgaard
Jozef Kusior
Sven Maaløe
Mette N. McDougall
Jose Åsheim Ojeda
Kåre Slettebakken
Morten Steffensen
Mathilde Bøttger Sørensen
Terje Utheim

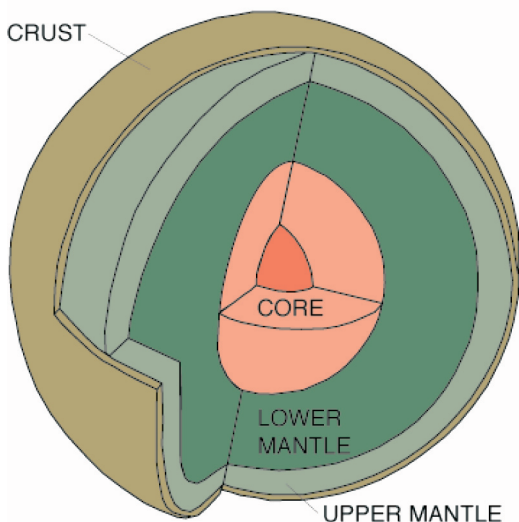
Produsert og utgitt av Institutt for geovitenskap i samarbeid med

Bergen Museum, ved Universitetet i Bergen.

Adresse: Muséplass 3, 5007 Bergen, Norge

Jordskjelv som naturfenomen

Jordkloden er bygget opp av en rekke lag med forskjellige egenskaper, se figuren nedenfor. Grovt sett kan man dele jorden i tre lag: kjernen («Core»), mantelen («Mantle») og skorpen («Crust»). Kjernen er den innerste del av jorden og kan deles i en indre kjerne som er fast, og en ytre kjerne som er flytende. Mantelen kan likeledes deles i en øvre og nedre mantel. Jordskorpen er den ytterste del av jordkloden. Den er bare 10–80 km tykk og tilsvarer i proporsjonene skallet på et eple. Jordskorpen består av en rekke plater, kontinentalplatene, som beveger seg i forhold til hverandre. Det er disse platebevegelsene som er årsak til de fleste jordskjelv.



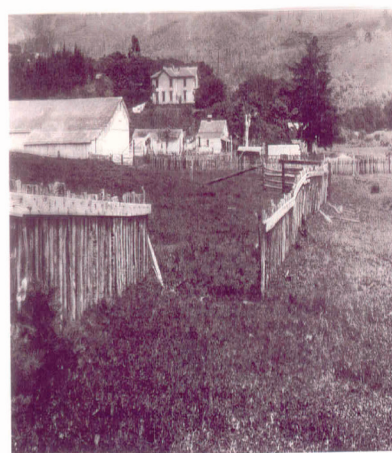
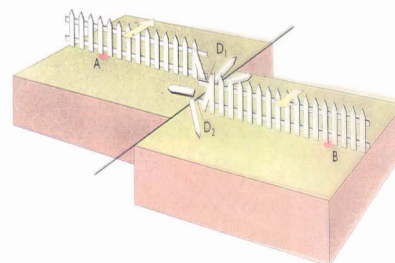
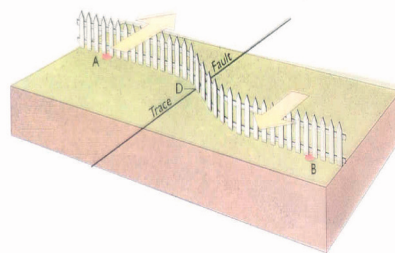
Snitt av jorden



Kartet viser verden om natten. Tett bebygde strøk blir synlige på grunn av økt lysintensitet. De grønne strekene viser plategrenser hvor vi har størst jordskjelvaktivitet. Jordskjelv er vist som oransje prikker, vulkaner som røde trekantede. Framtidige katastrofer vil være på de steder hvor jordskjelv inntreffer i tett befolkede områder.

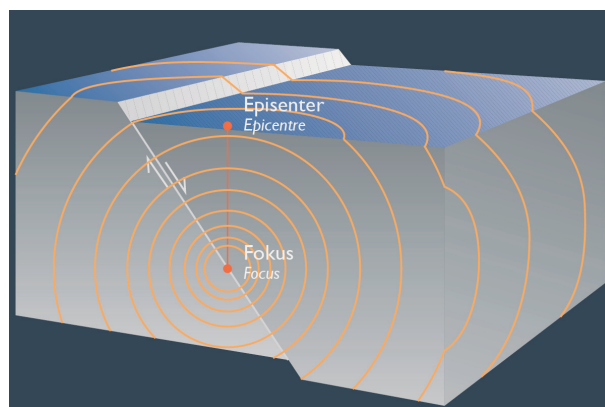
Jordskjelvsforkastninger

Spenninger, som bygges opp i bergartene for eksempel på grunn av platebevegelser, frigis når bergartene ikke lenger kan motstå disse. Det forekommer da en plutselig forskyvning langs et plan som kalles en forkastning. Dette resulterer i et jordskjelv som er en plutselig utløsning av energi som forplanter seg gjennom jordskorpen i form av seismiske bølger. Det er disse bølger som merkes på overflaten i form av rystelser.



En forkastning

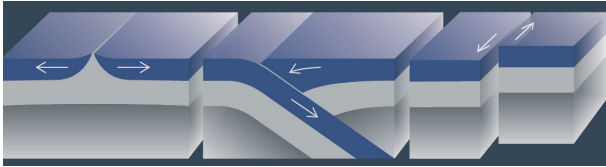
Jordskjelvets fokus (hyposenter, «hypocenter») er det punktet hvor bruddet langs forkastningsplanet («Fault surface») starter. Episenteret («Epicenter») er punktet på overflaten rett over fokus. Forkastningsplanet defineres ut fra retning på overflaten, helning, samt forskyvningsretning. Når det forekommer brudd langs en forkastning vil forskyvningen være ujevnt fordelt. Størstedelen av energien utløses i de områder hvor graden av ujevnhet mellom de to grenseflater er størst. Et slikt område kalles en asperity.



Forkastningsplan

Man skiller mellom tre typer plategrenser, avhengig av om platene beveger seg vekk fra hverandre (divergerende plategrenser), mot hverandre

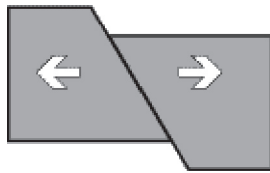
(konvergerende plategrenser), eller glir forbi hverandre (transcurrent plategrense).



Forskjellige typer plategrenser

Vi har tre hovedtyper forkastninger: normal, revers og strøk-slip. Kombinasjon av to av disse resulterer i oblique-slip og er vanlig i bergartene. Forkastningstyper er avhengige av tektoniske spenninger i bergartene, og kontrolleres i hovedsak av regionale spenningsfelt som oppstår på grunn av platebevegelser. I det følgende er de tre typer av forkastninger beskrevet og illustrert.

Normal forkastning forekommer i forbindelse med et jordskjelv hvor bergartsblokkene på begge sider av forkastningsplanet forflytter seg fra hverandre, og den ene blokken forskyves ned i forhold til den andre. På divergerende plategrenser beveger to plater seg vekk fra hverandre, og nytt materiale stiger opp fra mantelen. Jordskjelv vil vanligvis forekomme på normalforkastninger og vulkaner ses ofte i forbindelse med divergerende plategrenser. Et eksempel på en divergerende plategrense er den midtatlantiske rygg hvor bl.a. Island er preget av vulkaner og jordskjelv.



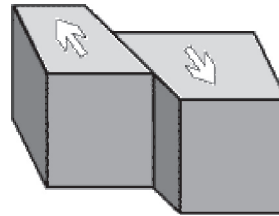
Normal forkastning



Bildet viser en normal forkastning i forbindelse med et destruktivt jordskjelv i november 1999, i nærheten av Düzce i Tyrkia.

Reverse forkastningsbrudd forekommer i forbindelse med et jordskjelv hvor bergartene blir presset sammen og den ene blokken blir forskyvet opp i forhold til den andre langs forkastningsplanet.

På konvergerende plategrenser støter to plater sammen. Den ene platen beveger seg under den andre og presses ned i mantelen hvor platen smelter og oppløses. Jordskjelv i disse sonene forekommer vanligvis på reversforkastninger. Eksempler på konvergerende plategrenser kan sees i Alaska, Himalaya, Japan, Taiwan og det vestlige Søramerika. Det er i slike såkalte «subduksjonssoner» den største andelen av jordskjelvsaktiviteten forekommer globalt.



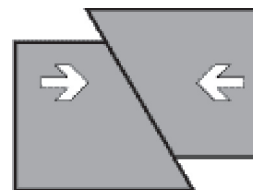
Revers forkastning



Bildet viser et revert forkastningsbrudd i forbindelse med et ødeleggende jordskjelv i Chi Chi, Taiwan i 1999. Det lille bildet viser et nærbilde.

Strøk-slip forkastning forekommer i forbindelse med jordskjelv hvor bergartsblokkene på begge sider av forkastningen forskyves i motsatt horisontal retning.

På en transcurrent plategrense beveger platene seg forbi hverandre. Dette medfører strøk-slip forkastninger. Eksempler på transcurrent plategrenser kan sees i California og i Tyrkia.



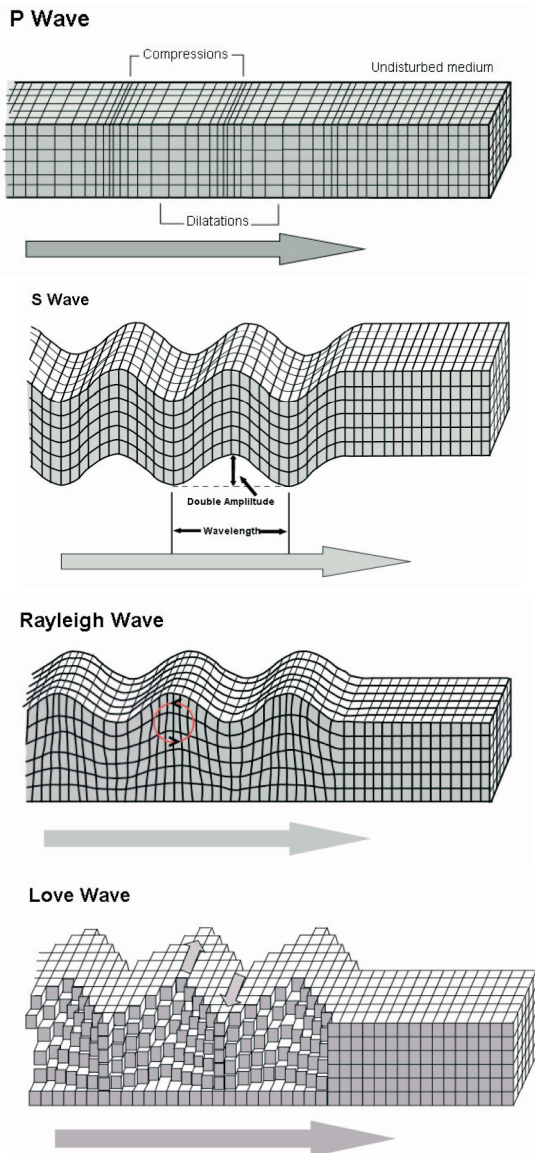
Strøk-slip forkastning



Bildet viser et strøk-slip forkastningsbrudd som forskyver jernbanelinjen. Bildene er tatt i forbindelse med jordskjelvet i Izmit, Tyrkia, 17. august 1999 (foto: A. Barka).

Seismiske bølger

Det finnes fire hovedtyper seismiske bølger. P-bølger (primærbølger) har en partikkelbevegelse i samme retning som forplantningsretningen. S-bølger (sekundærbølger) har en partikkelbevegelse vinkelrett på forplantningsretningen. P og S-bølger er såkalte «body waves» som beveger seg gjennom jordens indre. Overflatebølger (Love og Rayleigh-bølger) på den annen side, beveger seg kun på overflaten. Lovebølger (oppkalt etter A. E. H. Love (1863-1940)) har en partikkelbevegelse vinkelrett på forplantningsretningen. Rayleigh-bølger (oppkalt etter Lord Rayleigh (1842-1919)) har en retrograd partikkelbevegelse hvilket betyr at partikler beveger seg i sirkler motsatt forplantningsretningen.

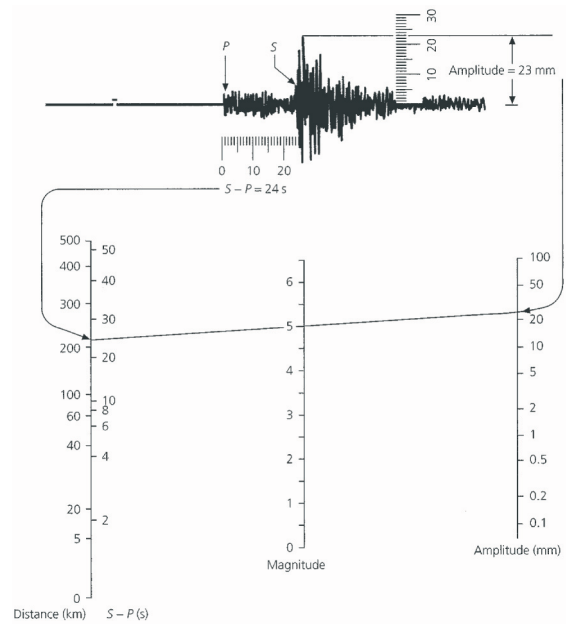


Forskjellige typer seismiske bølger

Magnitudo (styrke) av jordskjelv

Den tradisjonelle måten å måle styrken av et jordskjelv på er å bruke Richterskalaen. Richtertallet er basert på amplituden til jordbevegelsen slik den blir registrert på seismografer, samt avstanden til jordskjelvet. Skalaen ble introdusert av Charles Richter i California i 1935. Han definerte et styrke 3 jordskjelv som følgende: et skjelv som på 100 kilometers avstand forårsaket

1 mm amplitude på jordbevegelsen, registrert på hans spesiallagede utstyr (Wood-Anderson seismograf).



Magnituden bestemmes av maksimumamplituden slik den avleses på seismogrammet. For å utregne magnituden korrigeres amplituden for avstanden («Distance») som vist i figuren.

Magnitudeskalaer som Richterskalaen er logaritmiske, hvilket betyr at en økning på en enhet på skalaen tilsvarer 10 ganger større endring i jordbevegelsen og ca. 32 ganger større endring i energien som frigis av jordskjelvet. Richterskalaen brukes fremdeles av seismologer på grunn av dens popularitet. Imidlertid bruker seismologer i dag heller en annen magnitudeskala basert på seismisk moment. Seismisk moment beregnes fra størrelsen av forkastningen, forskyvningen langs denne og graden av ujevnhet mellom de to grenseflater.

Hva svarer de forskjellige styrker på Richterskalaen til?

- 2 Merkes sjelden av mennesker
- 2,5 Energi tilsvarer moderat lynnedslag
- 3,5 Energi tilsvarer kraftig lynnedslag
- 4 Følt av mennesker, muligheter for ødeleggelser
- 5 Energi tilsvarer gjennomsnittlig tornado
- 6 Energi tilsvarer atombomben i Hiroshima
- 7 Ødeleggende jordskjelv som oftest tar liv. Kan forårsake tsunamier.
- 8 Energi tilsvarer verdens største kjernesprengning
- 9 Katastrofalt jordskjelv som resulterer i store ødeleggelser

Hvor ofte er det jordskjelv?

Beskrivelse	Magnitudo	Gjennomsnittlig antall pr år
Katastrofalt	8 og høyere	1
Meget sterkt	7-7.9	18
Sterkt	6-6.9	120
Moderat	5-5.9	800
Svakt	4-4.9	6200
Lite	3-3.9	49000
Veldig lite	Mindre enn 3	Magnitudo 2-3: ca 365000 Magnitudo 1-2: ca 3000000

Tabellen viser hvor ofte jordskjelv av forskjellig styrke gjennomsnittlig inntreffer i verden.

De 5 største jordskjelv i verden siden 1900

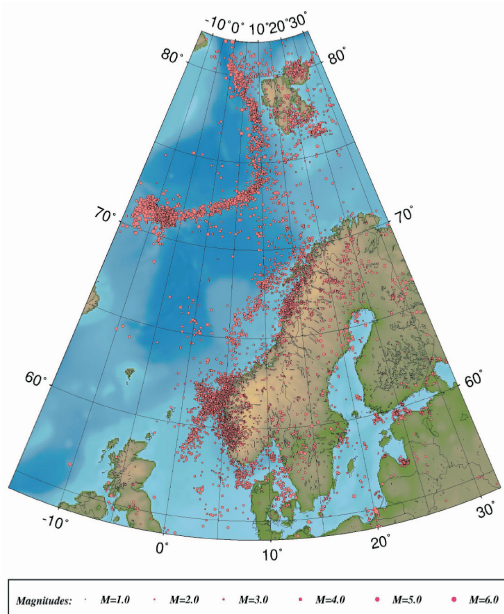
1. 1960, 22 mai, Sør-Chile, $M=9,5$
2. 1964, 28 mars, Prince William Sound, Alaska, $M=9,2$
3. 1957, 9 mars, Andreanoff Islands Alaska, $M=9,1$
4. 1952, 4 november, Kamchatka, $M=9,0$
5. 2004, 26 desember, Sumatra, Indonesia, $M=9,0$

De 5 mest dødelige jordskjelv i verden

1. 1556, 23 januar, Senshi, Kina, 830 000 omkomne ($M \sim 8,0$)
2. 2004, 26 desember, Sumatra, Indonesia, 280 000 omkomne ($M=9,0$)
3. 1976, 27 juli, Tangshan, Kina, 255 000 omkomne ($M=7,5$)
4. 1780, 28 februar, Iran, 200 000 omkomne ($M=?$)
5. 1920, 16 desember, Gansu, Kina, 200 000 omkomne ($M=8,6$)

Jordskjelv i Norge

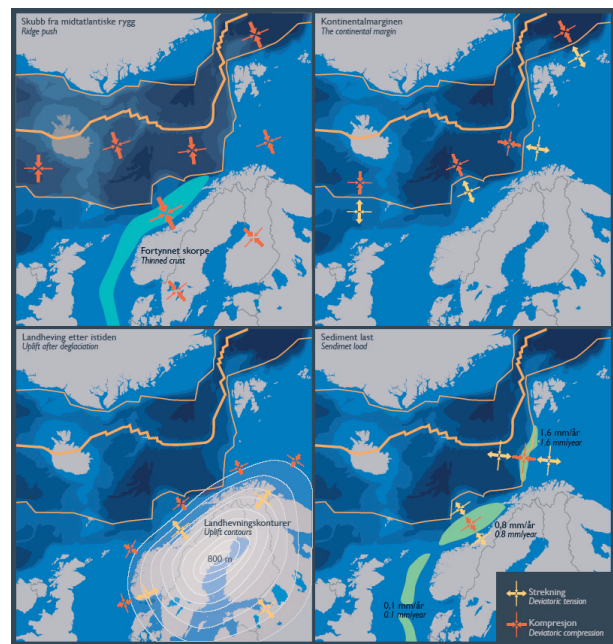
Jordskjelvsaktiviteten i Norge og nærliggende havområder er knyttet til den geologiske strukturen. Plategrensen på den midtatlantiske rygg er en av de mest sentrale elementene. I tillegg forekommer det jordskjelv langs graben strukturer (normal forkastningssystemer) i Nordsjøen og langs den kontinentale marginen. På land finner vi størst aktivitet i Sunnhordland og Nordland.



Jordskjelv-episentre 1980-2004

Med unntak av de arktiske områder ved den midtatlantiske rygg, ligger Norge langt fra plategrenser, og man kan spørre hvorfor det likevel oppstår jordskjelv her. Det skyldes at det til tross for dette bygges opp spenninger i jordskorpen. Det er hovedsakelig fire mekanismer som skaper spenning i området rundt Norge. «Ridge-push» er knyttet til den divergerende plategrensen i Nordatlanten og anses for å være en viktig kilde for regionale spenninger langs norgeskysten og på land. Den kontinentale marginen («The Continental Margin») spiller også en rolle når det gjelder prosesser som bygger opp spenninger. Isavsmelting («deglaciation») og etterfølgende

landheving etter siste istid danner vertikale spenninger, særlig langs kysten. I tillegg bidrar vertikale belastninger, forårsaket av sedimentavsetninger («sediment load») på havbunnen, til å bygge opp spenninger i området.



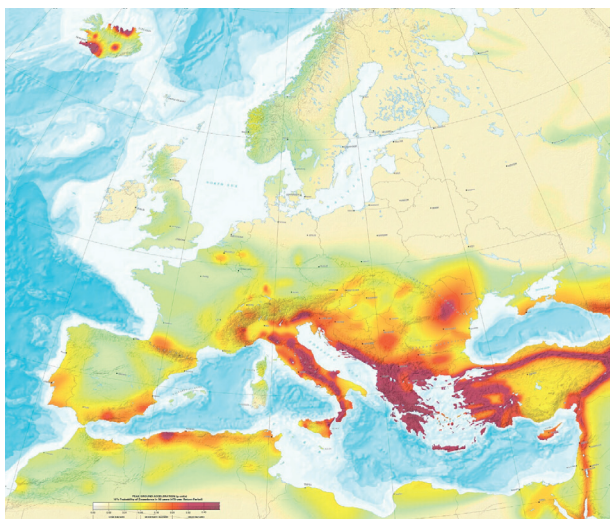
Mekanismer for spenningsoppbygging rundt Norskehavet

Den 23. oktober 1904 var et jordskjelv i Oslofjorden førstesidestoff i Aftenposten. Jordskjelvet rammet Oslo midt under høymessen og hadde en styrke på 5,4 på Richterskalaen. Jordskjelvet skapte flere steder tilløp til panikk, og førte til betydelige skader på bygninger.



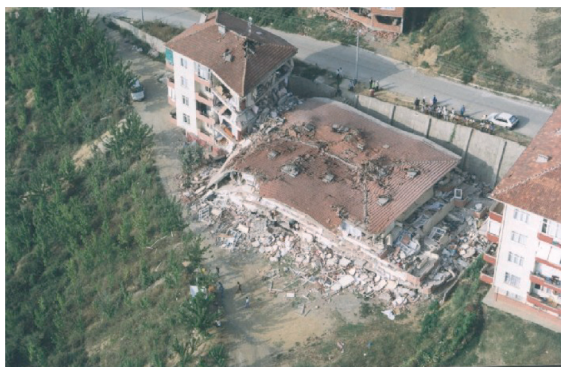
Bildet viser et avisutklipp fra 24. oktober 1904.

Jordskjelvrisiko i Europa



Dette kartet, utarbeidet av den Europeiske Seismologikommisjonen, viser jordskjelvrisiko i Europa. De sterke røde fargene indikerer økende grad av risiko for kraftige rystelser som følge av framtidige jordskjelv. I Norge og nærliggende områder er risikoen for kraftige rystelser relativt liten. Størst risiko for kraftige jordskjelv i Europa finner vi i middelhavsområdet, i land som Hellas, Tyrkia, Italia og Spania. Disse landene ligger tett på plategrenser og har store forkastningssystemer som kan gi kraftige jordskjelv.

Høy jordskjelvrisiko er en kombinasjon av høy seismisk aktivitet og høy sårbarhet. Med andre ord, jordskjelvriskoen øker når episentre av store jordskjelv faller sammen med tettbefolkede områder. Et slikt eksempel er i Tyrkia, hvor store ødeleggende jordskjelv ofte inntreffer. Den 17. august 1999 rammet et stort ($M=7,4$) jordskjelv i Izmit i Tyrkia. Skjelvet forårsaket store ødeleggelser langs den 150 km lange forkastningen, og kostet opp mot 19 000 menneskeliv. Etter dette skjelvet er det nå økt jordskjelvfare i Marmara-havet hvor et framtidig stort skjelv kommer til å få katastrofale følger i Istanbul, som har nesten 12 millioner innbyggere. For å være best mulig forberedt på et framtidig jordskjelv jobber forskere med å beregne jordbevegelser som følge av et slikt skjelv. Beregningene er basert på antagelser om skjelvets styrke ($M=7,5$) samt jordskorpens og forkastningens egenskaper.



Bildene viser bygninger som har rast sammen i forbindelse med det katastrofale jordskjelvet i Izmit, Tyrkia, i 1999. Mye av ødeleggelsene var et resultat av dårlig byggeskikk.



Tsunami

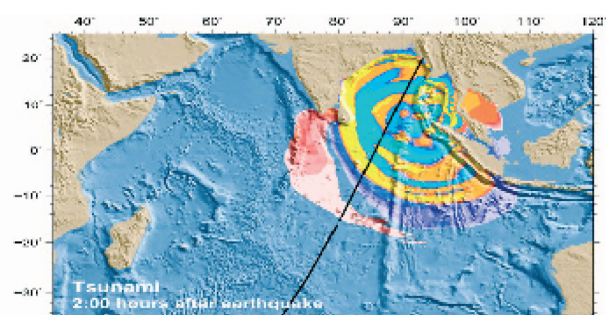
Tsunami er et japansk uttrykk som betyr havnebølge. Dette er en flodbølge dannet ved plutselige endringer av havbunnen på grunn av for eksempel jordskjelv eller skred. Denne endringen setter enorme havmasser i bevegelse. Bølgene på åpne havet kan ha hastigheter på 800 km/t, men merkes ikke av skip siden de er lange og lave.

Vannet trekker seg ofte tilbake før bølgene når land. De bremses opp og øker voldsomt i høyde, men er fortsatt relativt lange når det treffer grunt vann slik at vannet kan strømme langt innover land. Når de strømmer tilbake vil de trekke med seg mye av det de har revet løs. Det er gjerne to-tre bølger som når kysten på denne måten med mange minutters mellomrom.



Hvordan en tsunami blir til

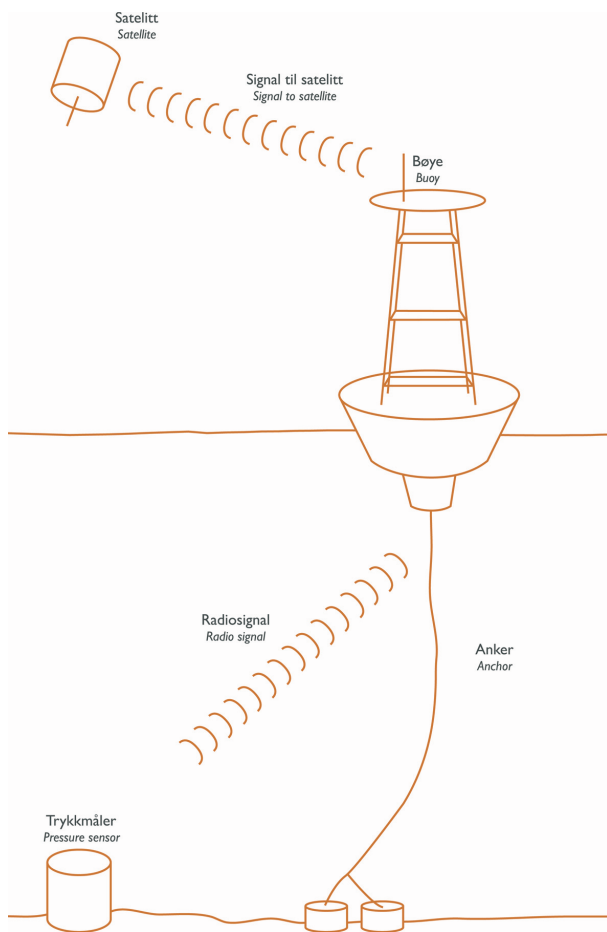
Den 26 desember 2004 inntraff et katastrofalt ($M=9$) jordskjelv nordvest for Sumatra i Indonesia. Jordskjelvets episenter var under havet og en stor tsunami ble dannet, noe som forårsaket ødeleggelser i store områder rundt det Indiske hav.



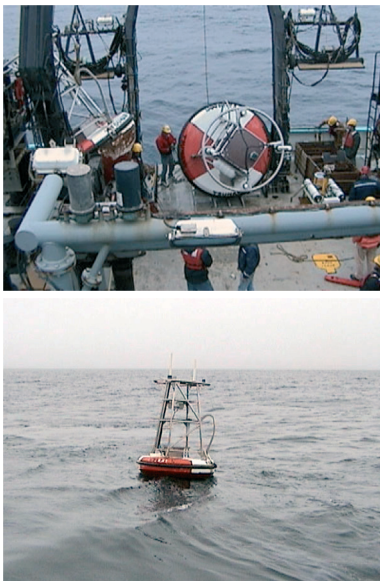
Dette bildet, som er hentet fra satellitten Jason 1 (NOAA), viser utbredelsen av tsunamibølgen to timer etter jordskjelvet. Fargene viser endringer i havoverflatens nivå, og synliggjør bølgefropplantningen.

Tsunamivarsling kan være et nyttig redskap for å avverge katastrofer. En sensor som måler vanntrykk plasseres på havbunnen og sender derfra signal til en bøye som videresender signalet til land via en satellitt. Endringer i vanntrykk på havbunnen varsler om passerende tsunamibølger. En viktig forutsetning er at et stort jordskjelv finner sted på havbunnen. Dette registreres først av seismiske stasjoner på

land som bestemmer beliggenhet og styrke. Et tsunamivarslingsystem bekrefter deretter om en tsunamibølge er på vei mot kystområder. Et slikt tsunamivarslingsystem finnes i Stillehavet.



Figuren viser skjematisk de forskjellige komponentene av et tsunamivarslingsystem basert på en havbunn-sensor og satellittkommunikasjon. Et slikt system er installert i Stillehavet.



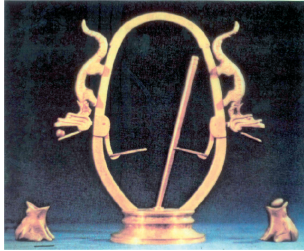
Bildene viser bøyen som sørger for satellittkommunikasjon.

Seismologiens historie

Viktige hendelser i seismologi i verden

Helt tilbake til før vår tidsregning har folk forsøkt å forklare hvorfor det forekommer jordskjelv. Kineserne var de første til å bygge et instrument som kunne registrere jordskjelv. Dette og følgende hendelser er skissert nedenfor.

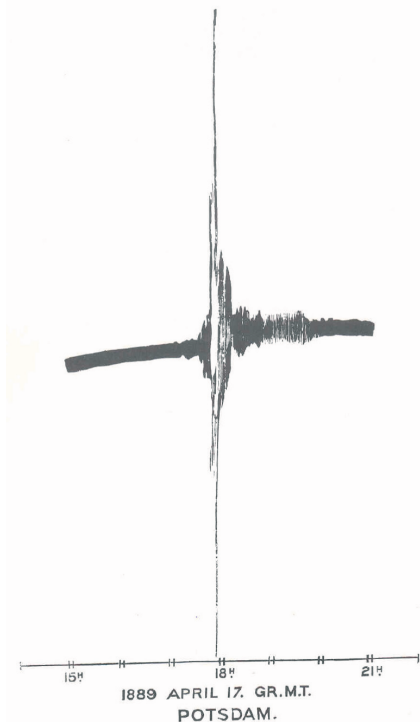
Ca 132 AD: Første seismoskopet som viser retningen til jordskjelvbølger ble tatt i bruk i Kina.



1875: Det første seismometer oppfinnes av Filippo Cecchi i Italia.



1889: For første gang registreres et fjernt jordskjelv instrumentalt. Dette skjer i Potsdam, Tyskland hvor man registrerer et japansk jordskjelv.

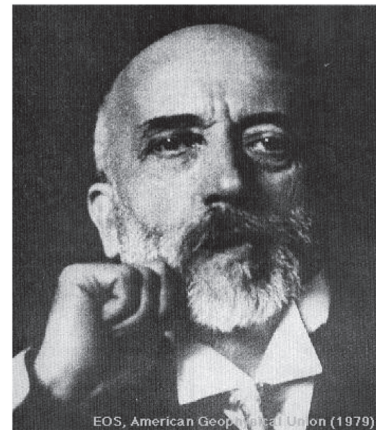


1892: John Milne utvikler et seismometer som installeres ved ca 40 observatorier rundt om i verden. Dette er begynnelsen av global jordskjelvovervåking.

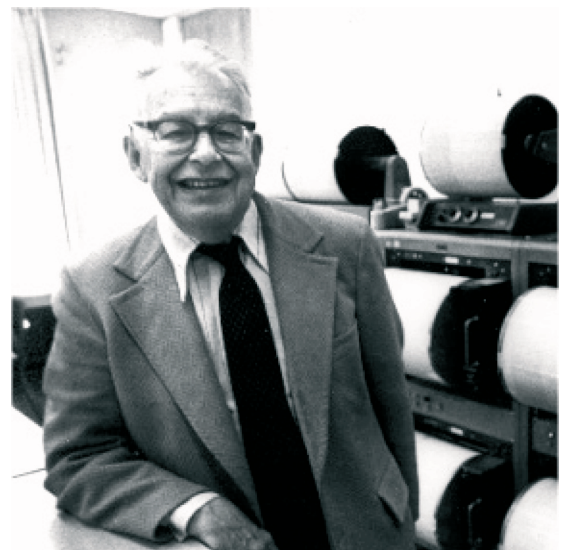


1906: Richard Oldham oppdager jordens kjerne basert på studier av seismiske bølger.

1909: Andrija Mohorovicic oppdager moho diskontinuiteten som er grensen mellom jordskorpen og mantelen.



1935: Charles Richter utvikler magnitudo skalaen (den såkalte «Richters magnitudo skalaen») som brukes til å bestemme styrken av jordskjelv, først tatt i bruk i det sørlige California.



1936: Inge Lehmann fra Danmark oppdager jordens indre kjerne.



1946: En atomsprenngning registreres første gang ved hjelp av en seismograf.

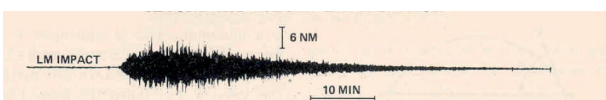
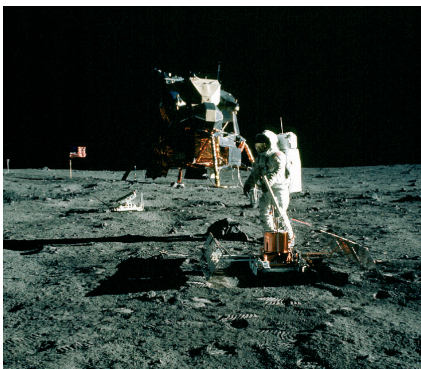
1960: Det største registrerte jordskjelv forekommer i Chile, med styrke $M=9,5$.

1961: Det globale, standardiserte seismiske nettverket WWSSN etableres for å overvåke både jordskjelvsaktivitet og atombombetesting. Stasjonen KONO på Kongsberg installeres som en del av dette nettverk i 1962. WWSSN har vært sentral i å fremskaffe data som støtter teorien om kontinentaldrift og platetektonikk som hjelper til å forstå fundamentale deforsmasjonsprosesser på Jorden. WWSSN overtas senere av IRIS (Incorporated Research Institutions for Seismology) og drives videre som Global Seismic Network (GSN).

1966: Keiiti Aki definerer seismisk moment som er et fysisk basert mål for styrken av et jordskjelv.



1969-72: Apollo astronautene plasserer seismometre på månen, og de første 'måneskjelv' registreres.

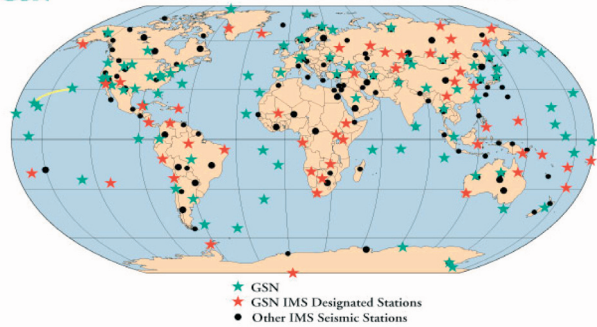


1977: Hiroo Kanamori etablerer moment magnitudo skalaen som er et mål for jordskjelvsstyrke basert på seismisk moment. Det er denne magnitudo skala som er mest brukt av seismologer i dag.

1996: Fullstendig atom prøvestans avtale (CTBT) etableres. Avtalen er i dag (2005) underskrevet av 174 land. Samtidig etableres International Data Center i Wien som koordinerer overvåkningsaktiviteten i forbindelse med avtalen. Seismisk overvåkning skjer gjennom International Monitoring System (IMS). Kartet viser det globale nettverk av stasjoner som er del av GSN og IMS.



GLOBAL SEISMOGRAPHIC NETWORK
& INTERNATIONAL MONITORING SYSTEM (IMS)



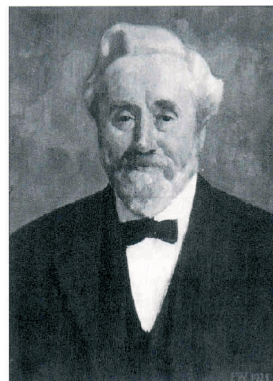
Viktige hendelser i seismologi i Norge

I Norge har seismologi vært en aktiv vitenskap siden 1830-årene hvor B.M. Keilhau begynte å studere jordskjelv. Nedenfor er skissert de viktigste hendelser for seismologien i Norge gjennom tidene.

1819: 31. august registreres et stort jordskjelv ved Lurøy, Nordnorge. Skjelvet er det kraftigste i NV-Europa i historisk tid og har en styrke på $M=5,8$.

1836: B.M. Keilhau publiserer «Etterretninger om jordskjelv i Norge» som beskriver norske jordskjelv opp til 1834.

1887: Hans Reusch, sjef for Norges Geologiske Undersøkelse (NGU), starter systematiske undersøkelser av norske jordskjelv.



1888: T.Ch. Thomassen publiserer «Berichte über die wesentlich seit 1834 in Norwegen eingetroffenen Erdbeben» som dekker norske jordskjelv i perioden 1834-1887.

1899: Bergen Museum overtar systematiske undersøkelser av jordskjelv.

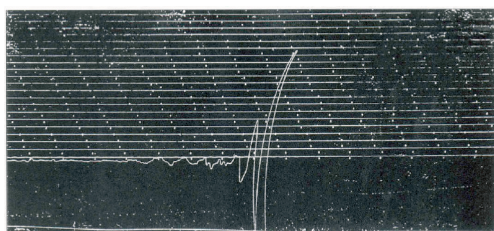
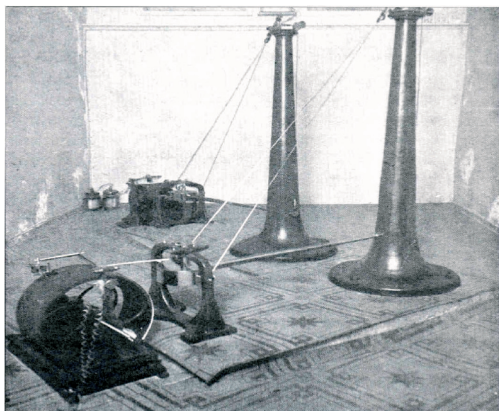
1900: C. F. Kolderup søker første gang om midler til en seismograf i Bergen – og får avslag.



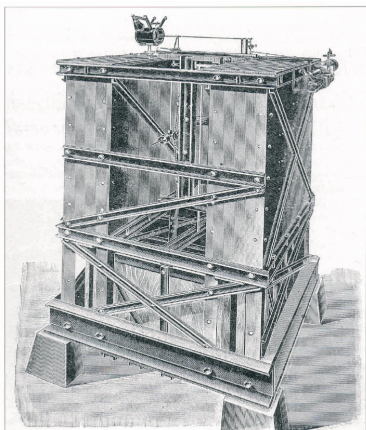
1904: 23. Oktober forekommer det et kraftig jordskjelv i Oslofjorden, $M=5,4$.

Norge tiltrer internasjonal konvensjon av stater for jordskjelvforskningens fremme og midler til installasjon av seismograf i Bergen bevilges.

1905: I mai installeres Norges første seismograf, en to-komponent Bosch-Omori seismograf, i kjelleren ved Bergen Museum. Instrumentet er i drift fram til 1959. I løpet av de første 10 år registreres ca. 70 skjelv. Første skjelv (Vest Mongolia) registreres i Bergen den 9. Juli.



1921: Wiechert horisontalpendel (2 komponenter) installeres i Bergen Museum.



1923: Vertikalpendel installeres i Bergen Museum. Jordskjelvstasjonen får sitt første kontor i Joachim Frieles gate 1.

1946: 9. april: Stortinget vedtar at der skal opprettes et universitet i Bergen. Universitetet overtar systematiske undersøkelser av jordskjelv ved åpningen.

1958: Juli: Første stasjon utenfor Bergen installeres med et Willmore vertikalseismometer ved Isfjorden på Svalbard.



1959: US Coast and Geodetic Survey donerer en 3 komponent Benioff seismograf med filmrecorder, som installeres i Tromsø Museum.

Første hjemmebyggede seismograf settes i regelmessig drift i Bergen.

1960: Jordskjelvstasjonen blir selvstendig universitetsinstitutt.

1961: Første seismiske stasjon settes i drift på Jan Mayen.

I mars flytter Jordskjelvstasjonen til Villaveien 9.

1962: Under Skagerrak prosjektet påviser Jordskjelvstasjonen ved hjelp av en seismisk undersøkelse for første gang bergarter på den norske kontinentalsokkel der olje og gas kan forekomme. Dette blir begynnelsen på det norske oljeeventyret.

1963: US Coast and Geodetic Survey, i samarbeid med UiB, installerer et seismisk array i Lillehammer for forskning i sprengningsidentifikasjon.

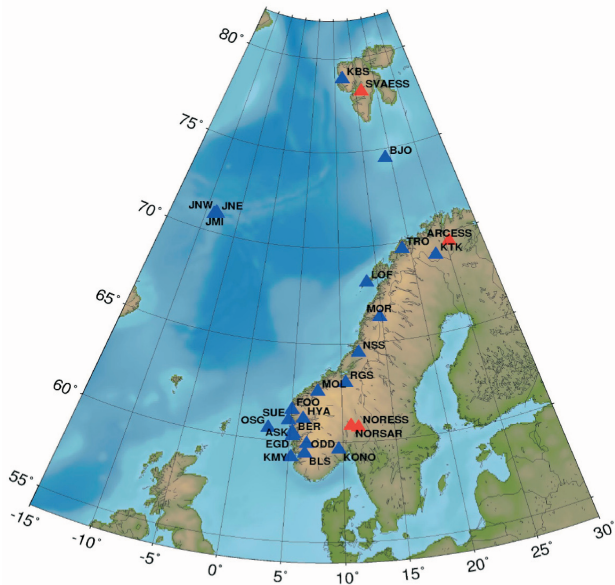
1968-70: NORSAR (Norwegian Seismic Array) etableres med array rundt Mjøsa og data-/ forskningscenter på Kjeller. NORSAR ble etablert som en forskningsinstitusjon ved et samarbeid mellom Jordskjelvstasjonen og Utenriksdepartementet. NORSAR etableres hovedsakelig for atomovervåking. NORSAR er i dag en uavhengig institusjon som, i tillegg til array drift, driver med alle typer konsulent virksomhet i seismologi.

1977: Jordskjelvstasjonen flytter til Realfagbygget.

1990: Jordskjelvregistrering, seismologisk forskning og utdanning flyttes til det nyetablerte Institutt for den faste jords fysikk som er dannet ved sammenslåing av Jordskjelvstasjonen og Geofysisk Institutt avd. C (Jordmagnetisme og paleomagnetisme).

1992: Norsk Nasjonalt Seismisk Nettverk (NNSN) etableres basert på de tidligere Vestnorske, Sørnorske og Nordnorske nettverk og enkeltstasjoner operert av UiB. Nettverket drives som et samarbeid mellom Universitetet i Bergen og Oljeindustriens Landsforening.

Kartet viser stasjoner som var del av nettverket ved opprettelsen. Blå trekkanter er NNSN stasjoner, røde trekkanter er NORSAR arrays.



2003: Jordskjelvregistrering og seismologisk forskning og utdanning flyttes til Institutt for geovitenskap som etableres ved sammenslåing av Institutt for den Faste Jords Fysikk og Geologisk Institutt.

Den høye kompetansen i seismologi i Norge har medført:

- Undervisningsprogrammer for norske og utenlandske studenter, UiB har i dag det største undervisningsprogrammet i seismologi i Norden.
- Oljerelatert forskning og undervisning fikk en 'flyving start' med et viktig bidrag fra seismologi etter oppdagelsen av olje på den norske kontinentalsokkel. Disse aktivitetene er videreført og Norge er i dag et av verdens ledende innen oljerelatert forskning.
- Mange globale oppdrag i seismologi for UiB og NORSAR.
- Utvikling av programvare ved UiB som benyttes i mer enn 50 land
- Prosjekter i utviklingsland med stor seismisk risiko
- Forskning i norske og globale problemer relatert til seismologi

Tidligere i katalogen er det et kart som viser hvilke land norske institusjoner har hatt samarbeid med og hvilke land vi har hatt studenter fra. Nedenfor vises det noen bilder fra noen av våre internasjonale aktiviteter.



Seismisk stasjon i Iran



Undervisning i Kuwait

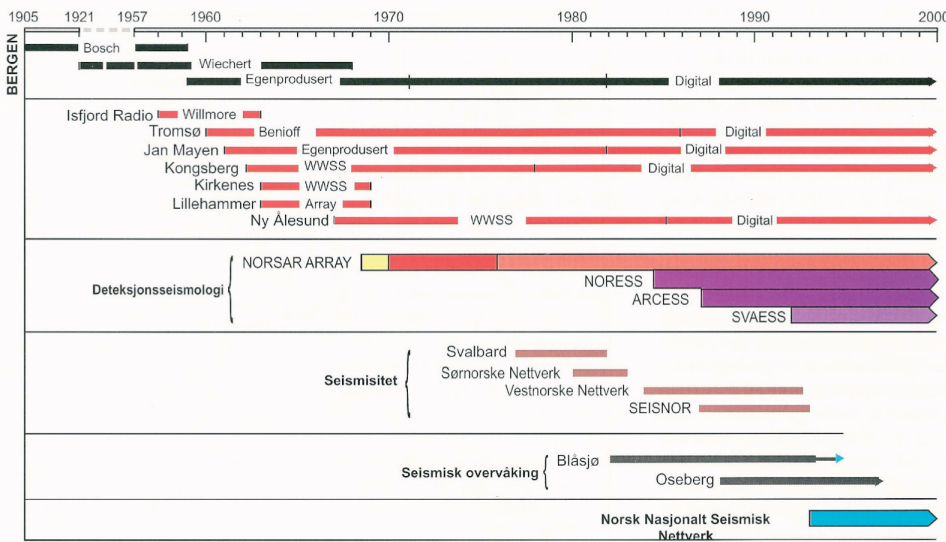


Seismisk stasjon i Uganda



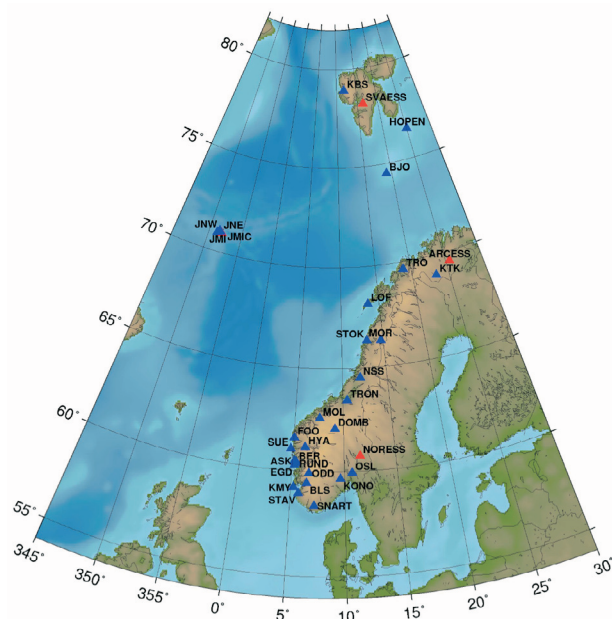
Seismisk stasjon i Tibet

Norsk Nasjonalt Seismisk Nettverk



Seismiske stasjoner i Norge i ett tidsperspektiv. Fra toppen: Svarte streker indikerer stasjoner i Bergen, tynne røde streker er andre UiB stasjoner, tykke røde streker er NORSAR arrays og tynne brune og svarte streker er tidsbegrensede lokale nettverk drevet av både UiB og NORSAR. Forkortelser: WWSSN: World Wide Standardized Seismic Network. NORESS, ARCESS og SVAESS er NORSAR arrays.

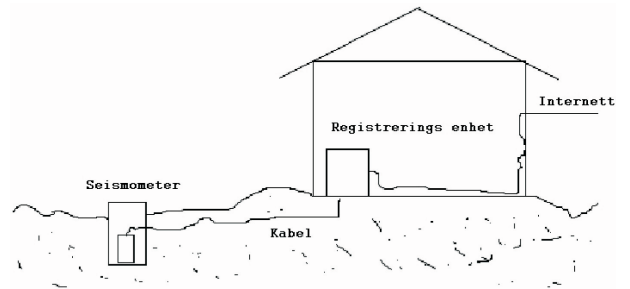
Seismografen som ble installert i Bergen Museum i 1905 var forløperen til det Norske Nasjonale Seismiske Nettverk (NNSN). Siden det har flere enkeltstasjoner, mindre lokale nettverk og «arrays» (seismiske antenner) vært i drift. Fra 1992 ble alle stasjoner, unntatt NORSAR (Norwegian Seismic Array) arrayene, formelt samlet i det nasjonale nettverk. Norsk oljeindustri har støttet driften av seismiske stasjoner ved UiB siden 1984. NNSN finansieres i dag av Universitetet i Bergen og Oljeindustriens Landsforening. Institutt for Geovitenskap er ansvarlig for driften.



Norsk Nasjonalt Seismisk Nettverk (NNSN) og andre seismiske stasjoner i Norge. Blå symboler er NNSN stasjoner og røde er NORSAR arrays. Stasjon JMIC er drevet av NORSAR.

Typisk NNSN stasjon

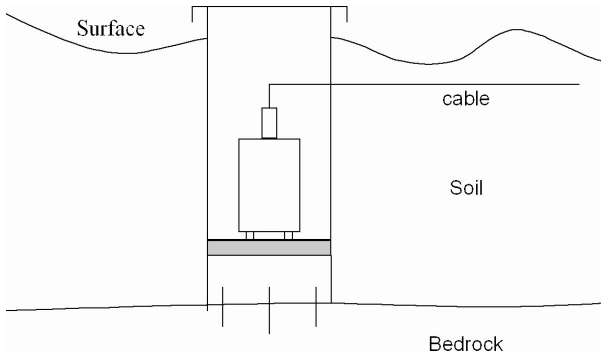
Et eller flere seismometre er plassert utenfor et hus for å unngå støy fra bevegelser i huset. Fra seismometeret går en kabel til registreringsenheten, som typisk er en analog til digital omformer og en PC. Fra PC'en går dataene til UiB via Internett.



Typisk NNSN innendørs installasjon av en stasjon.

Typisk sensor installasjon

Det er viktig at seismometeret er installert med kontakt til grunnfjellet for å unngå støy fra det øverste jordlaget. En typisk NNSN installasjon består av et plastrør støpt fast på fjellet («Bedrock») og festet med jernbolter boret ned i fjellet. Installasjonen er nedgravd for å unngå støy fra vinden. Denne type installasjon blir brukt for å måle signaler med frekvenser ned til 0.2 Hz og er godt egnet til å registrere norske jordskjelv.



Skjematisk illustrasjon av installasjon. Installasjonen er under bakken («Surface»).



En kortperiodisk sensor klar for installasjon

Seismiske stasjoner på Jan Mayen

Jan Mayen er vår utpost i Norskehavet. Her er Norges eneste aktive vulkan, Beerenberg, og også de største jordskjelv. Data fra Jan Mayen overføres via satellitt til fastlandet slik at man kontinuerlig kan overvåke Beerenberg.



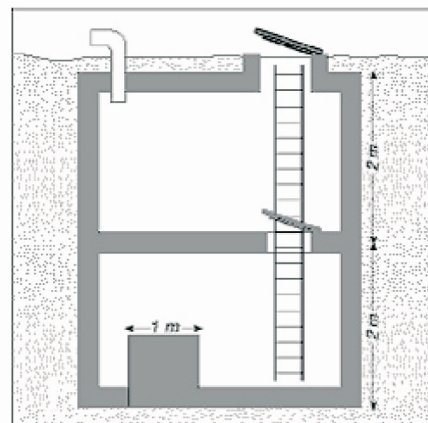
Beerenberg vulkan



Stasjonen nær Beerenberg får energi fra en vindmølle og et solpanel. Seismometret er installert i den gule boksen til høyre. Data sendes via radio til den sentrale basen på Jan Mayen.

Bredbåndstasjoner i NNSN

Bredbåndstasjoner er spesielt godt egnet til å registrere globale jordskjelv. De må kunne registrere meget lave frekvenser, helt ned til 0.001 Hz, dvs. svingninger med en periode på 1000 sekunder. Dette krever meget stabile temperaturforhold, og stiller dermed spesielle krav til installasjonen. Det er 5 slike stasjoner i NNSN.

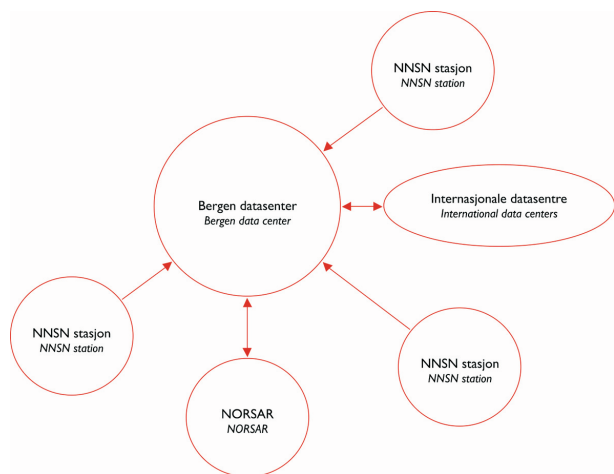


Stasjonen i Ny Ålesund, Svalbard. På bildet øverst vises nedgangen til stasjonen og nederst en skjematisk tegning. Seismometret er plassert i nederste rom for å unngå trykk- og temperaturvariasjoner.



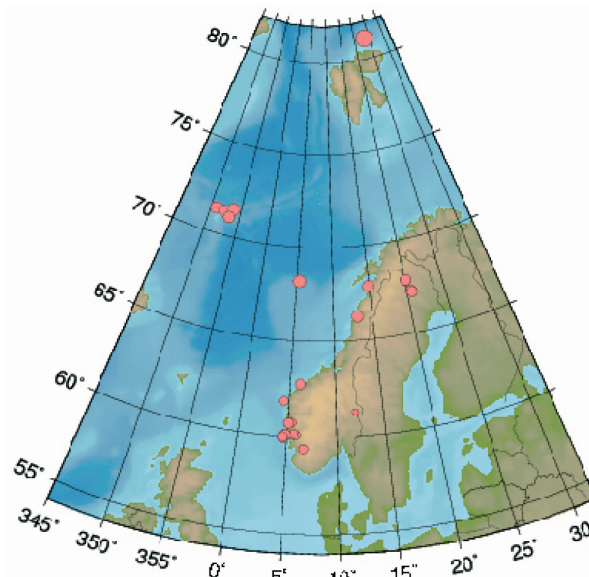
Stasjonen i Kongsberg gamle sølvgruve. Dette er en av verdens beste stasjoner på grunn av sin plassering langt inne i fjellet.

Datastrøm i NNSN

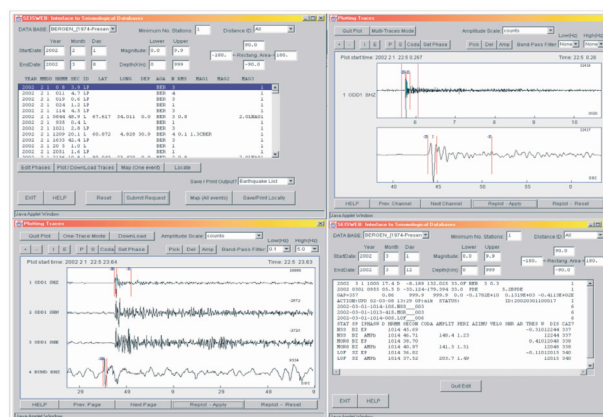


- Data strømmer inn fra NNSN stasjonene døgnet rundt.
- Prosesserte data mottas fra NORSAR og internasjonale sentre hver dag.
- Alle norske data og utvalgte utenlandske data behandles (lokalisering og magnitudo beregnes) og lagres i en database ved UiB
- Alle data er offentlig tilgjengelige og sendes til internasjonale datasentre

NNSN og offentligheten



NNSN oppdaterer kontinuerlig sin hjemmeside med opplysninger om siste skjelv i Norge. Kartet viser hendelser fra de siste 10 dager.



På NNSNs hjemmeside kan alle se eller hente data.



Makrosesimisk spørreskjema

i forbindelse med jordskjelv
01.11.2004 kl 22:26 GMT/UTC
(01.11.2004 kl 23:26 lokal tid)

Institutt for geovitenskap ved Universitetet i Bergen ønsker å kartlegge omfanget av rystelsene av dette skjelvet. Det er viktig at selv de som knapt merket jordskjelvet besvarer dette skjemaet.

Ble skjelvet merket? Ja Nei

Hvor var du? Ute Inne

Var du våken eller sov? Våken Sov

Bygningstype: Tre Mur/lettbetong Betong

Antall etasjer i bygningen:

Jordbunnstype: Fjell Sand Leire Løsmasser

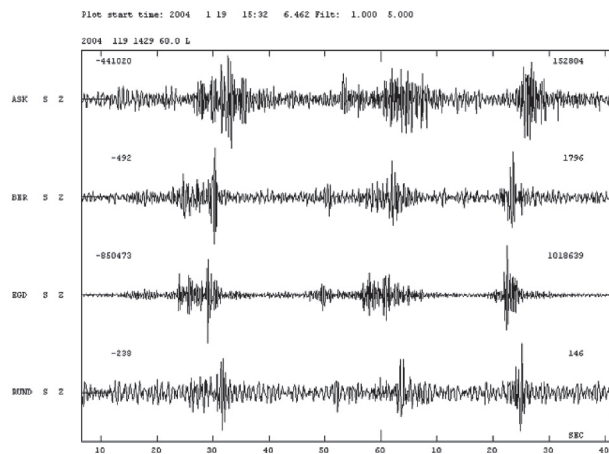
I tilfelle et skjelv er følt samler NNSN inn informasjon fra publikum, manuelt og via hjemmesiden.

NNSN har 24 timers telefonservice hvor publikum kan henvende seg med spørsmål om aktuelle skjelv. Arbeidstid: 55 58 34 10, 55 58 36 00, ellers 55 14 00 98, 55 12 27 23 eller 55 93 70 73 www.geo.uib.no

Bruk av data

- Generell opplysning til offentligheten om inntrufne hendelser; jordskjelv eller andre rystelser.
- Eksempler på andre hendelser enn jordskjelv er sprengninger, grunnstøtninger (Rocknes), ulykker (Sleipner-plattformen som sank), induserte jordskjelv (Ekofisk) og jordras.
- Risikoberegninger: NNSN data har vært spesielt viktige for å beregne den seismiske risikoen for offshore- installasjoner.
- Forskning

Rocknes ulykken



I forbindelse med Rocknes ulykken 19. januar 2004 registrerte NNSN stasjonene rundt Bergen et usedvanlig signal. Seismogrammene viser registreringen av de kraftigste rystelsene ved de seismiske stasjonene: ASK: Askøy, BER: Universitetet i Bergen, EGD: Espegerend og RUND: Rundemannen. Første tidsmarkering er klokken 15:32:10 GMT svarende til 16:32:10 lokal tid. Tidsskalaen er sekunder.

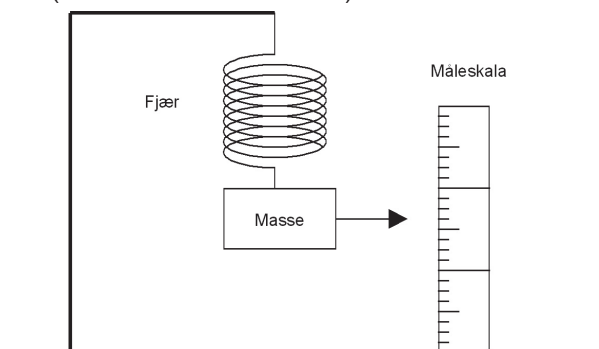
Seismiske instrumenter

Seismiske instrumenter som brukes til å registrere jordbevegelse forårsaket av jordskjelv er helt avgjørende for å studere seismologi. Uten instrumenter ville vi ha lite kunnskap om jordskjelv og jordens indre. Det følgende beskriver litt om seismiske instrumenter, både de som er vist i utstillingen og en del andre.

Hvordan virker et seismometer

Seismometret sammen med enheten som registrerer signalet kaller vi en seismograf.

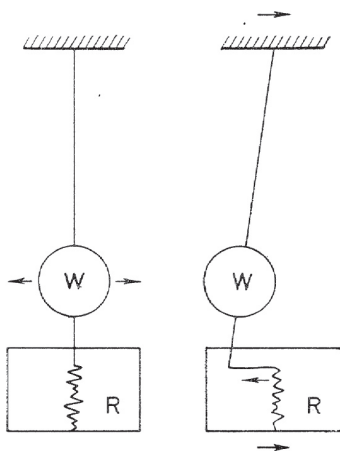
Seismometret fanger opp jordens vibrasjoner og omformer dem til et signal som kan registreres. Moderne seismografer kan måle bevegelser på under en nm (en milliontedels millimeter).



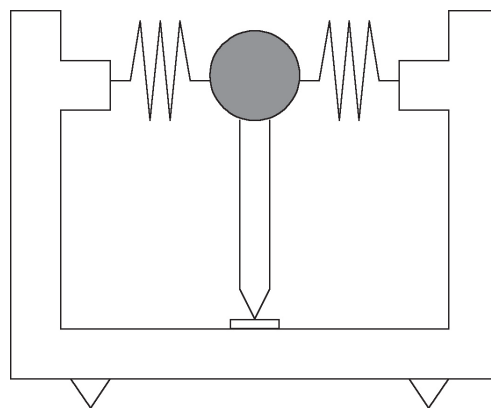
Virkemåte: Når jordoverflaten beveger seg hurtig, vil massen holde seg i ro på grunn av treghet i fjæren, og vi vil få et utslag på skalaen til høyre. Dette er prinsippet i den mekaniske seismografen. Seismografen på denne figuren måler jordens vertikale bevegelse. I nyere seismometre vil det være en elektrisk spole rundt massen, som er magnetisk, slik at et elektrisk signal vil bli generert når massen beveger seg.

Horisontal bevegelse

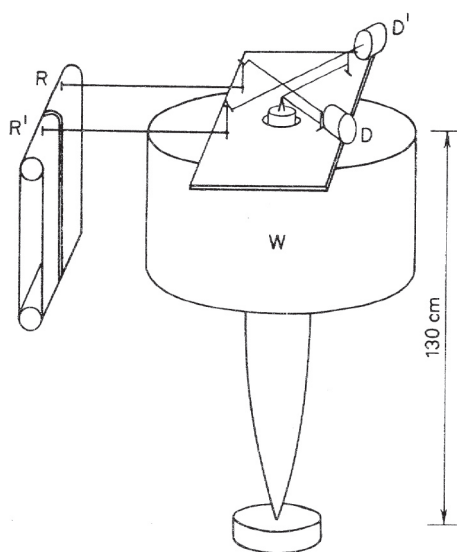
Jordskjelv genererer både vertikale og horisontale bevegelser. For å måle en horisontal bevegelse må man ha en masse som kan svinge i horisontalplanet.



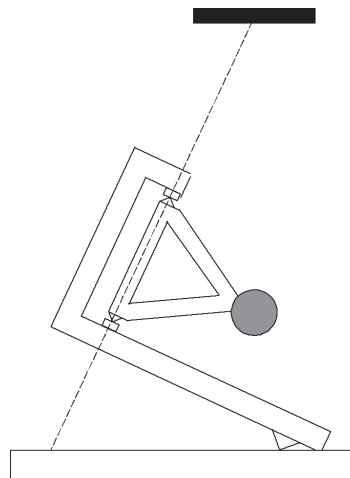
En enkel horisontal pendel. Når jorden beveger seg til høyre vil pendelen svinge til venstre og jordens bevegelse avtegnes på papiret som beveger seg ned. Pendlet kan svinge i flere retninger, og må ha et meget langt oppheng for å svinge ved lave frekvenser. For å unngå dette, brukes en opphengt pendel eller en invertert pendel (se neste figurer).



Invertert pendel. Massen kan svinge i alle retninger i horisontalplanet. Dette er prinsippet i Wiechert-seismografen brukt i Bergen fra 1921 til 1968, se figur nedenfor.

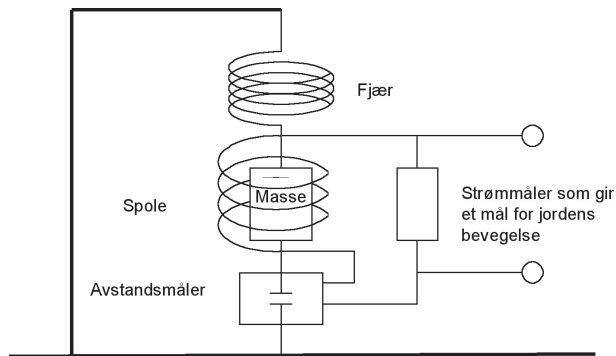


Wiechert seismografen. Massens horisontale bevegelse fanges opp av to armer som ved hjelp av et mekanisk stangsystem forsterker bevegelsen og registrerer den på 2 roterende papirtromler (R). Seismografen kan registrere horisontale bevegelser i nord-syd og øst-vest retninger samtidig.

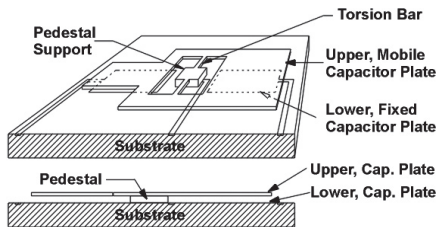


Opphengt pendel. Massen svinger horisontalt i kun én retning. Den henger på skrå for å få den til å svinge langsommere (som en dør som henger skjevt). Dette prinsippet er brukt i Bosch-seismografen.

Moderne seismiske sensorer



I nye sensorer beveger massen seg nesten ikke. Massen er opphengt i en fjær. Avvik i massens posisjon fra midtstilling måles med en avstandsmåler. Så snart massen forsøker å bevege seg, vil avstandsmåleren sende en strøm gjennom spolen som vil motvirke bevegelsen slik at massen forblir i ro. Jo større kraft på massen, jo større strøm. Strømmens størrelse vil derfor være et mål for jordbevegelsen (helt korrekt: jordens akselerasjon). Slike instrumenter kan bygges kompakte og meget følsomme og kalles akselerometre. De brukes til mange andre ting, som for eksempel til å utløse kollisjonsputer i biler.



Akselerometer på en elektronisk chip. Avstandsmåleren er en kondensator («Capacitor plate»), fjæren er en torsjonsfjær («Torsion bar») og massen er øverste kondensatorplate («Upper, Mobile Capacitor Plate»). Chippen er 2x2 mm.

Målefrekvenser

Seismometre måler signaler med frekvenser mellom 0.001 Hz og 100 Hz

Det er relativt enkelt å lage seismometre som måler høye frekvenser > 0.1 Hz (kortperiodisk seismometer)

Seismometre som måler lave frekvenser (< 0.1 Hz) er vanskeligere å lage (langperiodisk seismometer)

Moderne (og kostbare) seismometre måler både lave og høye frekvenser (bredbåndsseismometre). Teknisk er de basert på prinsippet for akselerometre.

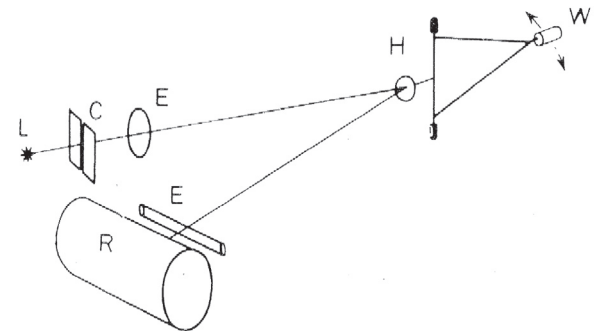
Registrering av seismisk signaler

Sensoren genererer et signal. På de eldste seismografer ble dette registrert mekanisk. I alle moderne seismografer gir sensoren et elektrisk signal som kan bli registrert på ulike måter. En registrering på papir, som normalt varer 24 timer, kalles et seismogram.

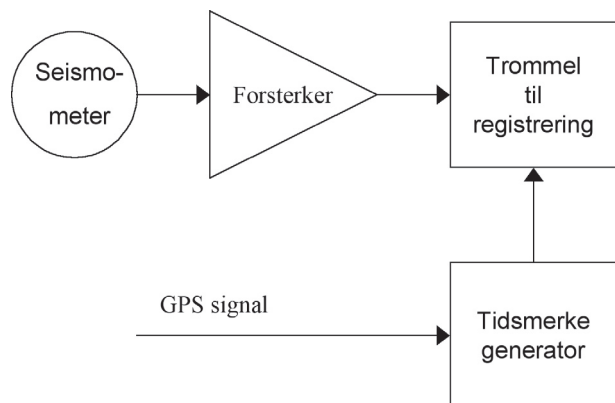
Optisk registrering. Det elektriske signalet sendes til et galvanometer med et speil. En lysstråle reflekteres fra speilet og registreres på en trommel med lysfølsomt papir. Brukt fra tidlig 1900 inntil for noen få år siden.

Penn-registrering. I stedet for en «lystråle»-penn brukes en elektrisk drevet penn som også registrerer på papir på en roterende trommel. Pennen kan bruke blekk, risse i sotpapir, eller bruke varme og skrive på varmfølsomt papir. Har blitt brukt siden 1950-årene.

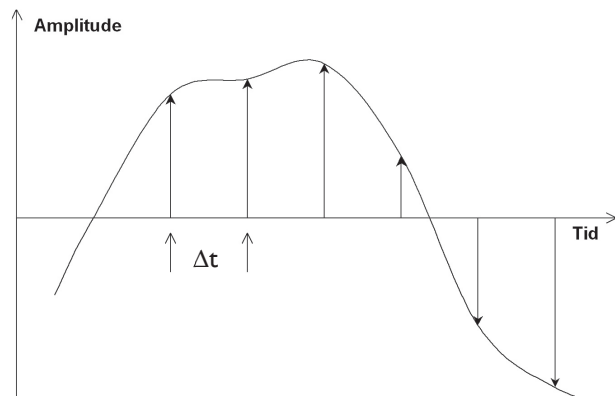
Digital registrering. I dag bruker nesten alle seismografer digital registrering. Det elektriske signalet omformes til et digitalt signal som kan registreres med en datamaskin.



Optisk registrering. Det elektriske signalet sendes til et galvanometer med et speil (H). En lysstråle (L) reflekteres fra speilet (H) og registreres på en trommel med optisk papir (R). Foran trommelen er det en linse (E) som fokuserer strålen.

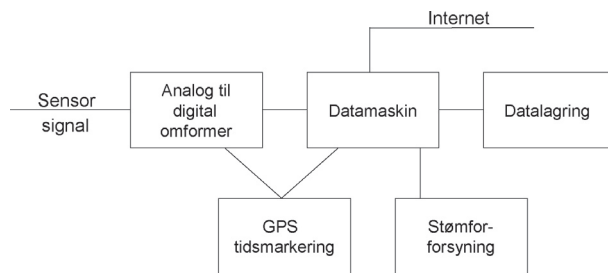


Penn-registrering av seismiske signaler. Signalet fra seismometeret forsterkes og sendes til registreringstrommelen. Tidssignalet fra en GPS (Global Positioning System) mottaker brukes til å generere minutt- og timepulser ("Tidsmerkegenerator") som registreres sammen med signalet. Før tidssignaler var tilgjengelige på radio, ble tidspulsene generert av en mekanisk klokke.



Analog til digital omformer. Det elektriske inngangssignalet er kontinuerlig, med andre ord, vi kjenner størrelsen (amplituden) på signalet til enhver tid. Analog til digital omformeren (AD) måler amplituden med konstante tidsintervaller (Δt) og gir ut verdiene for amplituden som en

sekvens av tall. Tallverdiene leses så av datamaskinen. For seismiske signaler er det vanlig å lese av amplituden 100 ganger i sekundet. For digital musikk på CD-plater har vi ca 44 000 avlesninger per sekund.



Digital seismisk stasjon. Signalet sendes til analog til digital omformer som konverterer signalet til et digitalt signal som overføres til en datamaskin, hvor det så registreres og lagres. Herfra kan signalet sendes via Internett til et sentralt datasenter.

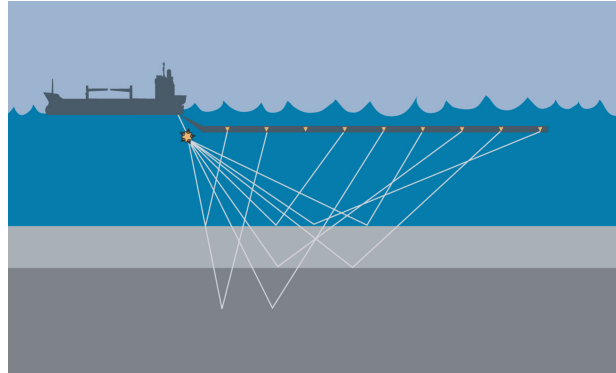
Seismologi og olje

De seismiske metoder i oljeleting er basert på seismologiske prinsipper. Jordskjelvstasjonen har fra 1960 vært sentral både i utforskningen av den norske kontinentalsokkel og i utdanning av kandidater til norsk og utenlandsk petroleumsindustri.

Hydrokarboner (olje og gass) dannes ved nedbryting og omforming av organisk materiale under stort trykk og høy temperatur i sedimentære bergarter (kildebergarter). Olje og gass har så migrert fra kildebergarten til en porøs reservoarbergart for til slutt å ha blitt stoppet i en felle av et overliggende ugjennomtrengelig sediment.



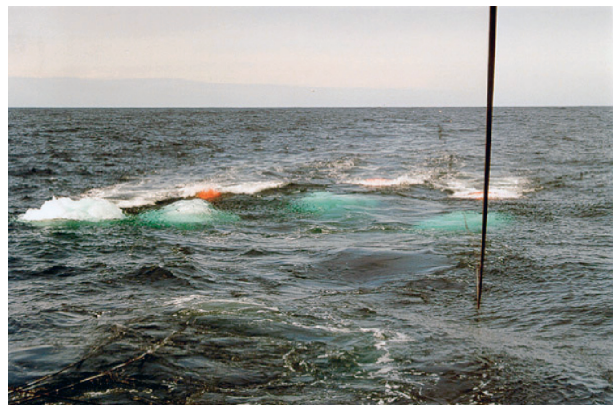
Ved seismiske undersøkelser kartlegger man de sedimentære lagene på jakt etter feller hvor olje og gass kan forekomme. For å generere seismiske bølger brukte man til å begynne med eksplosiver. Dette førte imidlertid til store protester fra fiskerne som hevdet at dette var til stor skade for fiskebestanden. Derfor begynte et omfattende utviklingsarbeid for å finne frem til alternative energikilder. Anvendelse av trykkluft ble på slutten av 60-tallet en god erstatning, og i dag er såkalte luftkanoner enerådende.



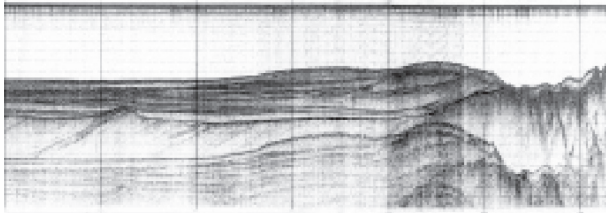
Refleksjoner fra lag i undergrunnen blir registrert av mottakere som er plasserte i seismiske kabler som slepes etter fartøyet.



Moderne seismisk skip



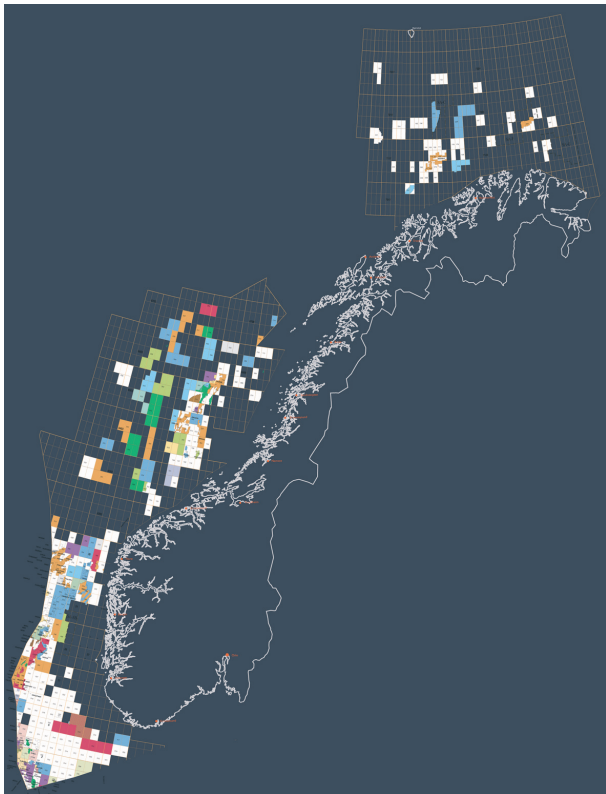
Luftkanoner som avfyres



Et eksempel på et seismisk snitt som går fra området vest for Bergen og krysser Norskerennen er vist ovenfor. Lagene under havbunnen vises som linjer på den seismiske seksjonen.

Man visste ganske tidlig at den sørlige delen av Nordsjøen var dekket av sedimentære bergarter, men mange geologer trodde at disse var begrenset i sør av en linje mellom Shetland og det sørlige Norge hvor gamle granittiske bergarter var eksponert. Det var derfor overraskende for mange eksperter da Jordskjelvstasjonen ved seismiske undersøkelser påviste kilometerdykke sedimentære lag langs hele den norske kontinentalsokkel, inkludert Barentshavet og området rundt Svalbard. Kandidatene fra

Jordskjelvstasjonen ble derfor meget etterspurte og sentrale i oppbyggingen av den norske petroleumindustrien i begynnelsen på 1970 tallet.



Kartet viser oljefelt på den norske kontinentalsokkel. Fargede områder er felt hvor det utvinnes olje.

Det første funn av olje på den norske sokkelen var på Ekofisk-feltet i Nordsjøen. Året var 1969 og produksjonen startet i 1971. Feltet har i mange år sunket på grunn av oljeutvinningen, og det pumpes vann ned i reservoaret for å motvirke dette. På grunn av feil i en brønn, ble vannet pumpet inn i laget over oljefeltet, noe som resulterte i et «menneskeskapt» jordskjelv med magnitudo 5 i mai 2001. Registreringer fra det norske nasjonale seismiske nettverk var viktige for forstå denne hendelse.



Ekofisk feltet.

