

Flodbølger fra skred og jordskjelv

Bjørn Gjevik og Geir K. Pedersen*

February 9, 2005

1 Innledning

Flodbølgekatastrofen i Asia har aktualisert dette temaet og mediernes interesse for saken har vært stor. Selv om det har vært rapportert og skrevet mye om hendelsen har det i media vært forholdsvis lite å høre om de fysiske egenskaper ved slike bølger. Faktisk har det i noen tilfeller blitt gjengitt feilaktige, eller misvisende opplysninger.

For å varsle slike hendelser og redusere skadene ved praktiske forebyggende tiltak kreves det en grundig forståelse for hvordan disse bølgene oppstår, sprer seg over lange distanser og slår til med ødeleggende kraft enkelte steder. Denne artikkelen er et forsøk på oppsummere kunnskaper om emnet.

2 Litt historikk

Historien viser at flodbølgekatastrofer har skjedd mange ganger tidligere og med visshet kan en si at liknende hendelser vil gjenta seg. Utenfor kysten av Japan, Indonesia, Alaska, Mellom-Amerika og Chile er det subduksjonssoner hvor forskjellige deler av Stillehavsplatene skyves under tilstøtende kontinentale plater. Dette er potensielle kildeområder for store jordskjelv og farlige flodbølger. Det har derfor vært mange ødeleggende hendelser langs kysten av Stillehavet. To meget store jordskjelv ved øygruppen Aleutene i Alaska, henholdsvis i 1946 og 1957, genererte store flodbølger som forårsaket omfattende skader både lokalt og langt unna på Hawaii. I 1960 var det et stort jordskjelv utenfor kysten av Chile hvor flodbølgene gjorde store skader lokalt på kysten og desuten så langt unna som på Hawaii og i Japan. Japan har blitt hardt rammet mange ganger. I Sanriku tsunamien i 1896 omkom etter sigende over 26 tusen mennesker. Derfor har den japanske betegnelsen tsunami, som betyr "bølge i havn", kommet i bruk internasjonalt. Rundt Stillehavet har vært mange andre lokale, men ødeleggende, hendelser, Filippinene 1976, Nicaragua 1992, Flores 1992, og Papa-New Guina, 1998 for å nevne noen. Ialt har det omkommet mer enn 4000 mennesker som følge av tsunamier bare på 1990-tallet.

Kysten av Atlanterhavet har vært mindre utsatt, men under det kraftige Lisboa jordskjelvet i 1755 slo store flodbølger innover kysten av Portugal. Mellom 40 og 70 tusen omkom, mange av dem i flodbølgene. Det var også store skader etter bølgene langs kysten av Marokko. Dette skjelvet hadde senter på havbunnen utenfor Portugal hvor den afrikanske jordplaten presses mot den europeiske. Disse platen presses også sammen langs en sone som går fra øst til vest i Middelhavet, forbi de greske øyene. Denne sonen fortsetter vestover mot Sør-Italia. Det har opp

*Matematisk institutt, Universitetet i Oslo, P. Boks 1053, Blindern, 0316 Oslo

gjennom historien vært mange store jordskjelv langs denne sonen med ødeleggende flodbølger langs kysten av Italia, Hellas og Tyrkia.

Store flodbølger kan også genereres av vulkaner som eksploderer slik som ved Krakatau-utbruddet i 1883, ikke langt vekk fra den aktuelle Sumatra hendelsen, da 36 tusen omkom i flodbølgene i Sundastredet. Forøvrig var det forut for Krakataukatastrofen flere alvorlige tsunamier fra jordskjelv ved Sumatra (1797, 1833 og 1861) med sentere lenger sydøst langs Sundagropen enn skjelvet i 2004. Påstanden i media om at Det indiske hav ikke har vært hjemsøkt av tsunamier på mange hundre år er derfor feil.

Mange har nå sagt at noe liknende aldri kan skje i Norge. Faktisk har noen av de høyeste flodbølgene som noen gang er observert inntruffet i Norge. De fleste ulykkene har skjedd på Vestlandet og i Nord-Norge. En av de mest katastrofale og best dokumenterte hendelsene med flodbølger i Norge er skredulykken i Tafjord på Sunnmøre 7. april 1934 hvor 40 mennesker mistet livet. Omkring 2-3 millioner kubikkmeter stein raste ut i fjor den fra en høyde av opptil 730 m. En kjempemessig bølge ble satt opp. På motsatt side av fjorden slo den opptil 30–40 meter over det vanlige havnivået. Bølgen forplantet seg både innover og utover fjorden og ved gjentatte refleksjon fra land ble det dannet flere bølgetopper på veien. På tettstedet Tafjord kom det tre store bølger med 3-5 minutters mellomrom. Den siste var den største og den nådde opptil 10-15 meter over det vanlige havnivået og slo flere hundre meter innover land. Bolighusene som var bygd ned mot sjøen og sjøhusene i strandkanten ble fullstendig ødelagte. Den eldre bebyggelsen som lå høyere opp berget. Liknende store ulykker skjedde i Loen 1905 og 1936 med ialt 134 mennesker omkom. Bilder fra ødeleggelsen etter flodbølgene i Loen og Tafjord, med knuste hus og båter slengt langt innpå land, minner mye om det som nylig skjedde i Det indiske hav.

Forskere har også sannsynliggjort at vestkysten av Norge ble rammet av store flodbølger etter det gigantiske Storeggaskredet på kontinentalsokkelen vest for Kristiansund for ca. 8200 år siden.

3 Egenskaper ved havbølger

Med unntak av storskalafenomener knyttet til jordrotasjon (treghets- og Kelvinbølger mm.) er overflatebølger på havet som er lengre en noen centimeter er drevet av tyngden. I forhold til de vanligste tyngdebølgene, vindsjø og dønning, er den typiske perioden for flodbølger mye lengre. Typiske bølgelengde er 1–100 km og periode 1–15 minutter.

For små bølgehøyder kan lineær teori brukes for tyngdebølger. Egenskapene er da gitt ved bølgelengden og dypet. Vi kan identifisere to grensetilfeller. Når bølgelengden (λ) er kort i forhold til dypet (h) er strømmen (partikkelbevegelsen) og trykkvariasjonen knyttet til bølgen begrenset til et overflatelag med tykkelse omlag $\lambda/2$. Fasehastigheten for periodiske bølger er $c = \sqrt{g\lambda/2\pi}$ hvor g er tyngdeakselerasjonen. Gruppehastigheten, dvs. hastigheten som energien brer seg med, er halvparten av dette. I det andre ytterpunktet er lengden mye større en dypet. Strømhastigheten er da overveiende horisontal og har liten vertikal variasjon, mens fase- og gruppehastigheten begge er $c = \sqrt{gh}$. Trykket er tilnærmet hydrostatisk, hvilket vil si at det i et hvert dyp er bestemt av vekten av vannsøylen over. Trykkfluktuasjonene knyttet til hevning og sekning av havoverflaten kan derfor måles ved havbunnen. De fleste former for flodbølger hører hjemme i den lange kategorien, mens vindsjø og dønning er i den første, med unntak av når de kommer inn mot grunt vann ved kysten.

4 Fire faser

En hendelse som den vi var vitne til i Det indiske hav omfatter en rekke komplekse fysikalske prosesser i samspill. Det er spenningsoppbygging, deformasjoner og brudd i elastiske-plastiske materialer, seismisk bølgeforplantning, energioverføring til havet over, bølgeforplantning i havet og tilslutt oppskylling ved land i en kraftig turbulent strøm av store vannmasser. Når en skal analysere og beskrive en flodbølgehendelse er det derfor nyttig å dele i fire faser; generering ved kilden, forplantningen av bølgene over åpent hav, amplifikasjon inn mot grunnere vann og oppskylling når bølgene når land. Det er den første og den siste av disse fasene som er mest utfordrende fra et fysisk og beregningsmessig synspunkt. Vi skal ta for oss de ulike fasene i det følgende, med spesielt sideblikk til det aktuelle tilfellet utenfor Sumatra, andre juledag 2004.

4.1 Kilde

Undersjøiske jordskjelv er ansett som den vanligste årsaken til tsunamier. Jordskjelv opptrer hyppigst langs grensesonene mellom jordskorpeplater hvor det er relativ bevegelse mellom platene. Spenning kan bygge seg opp over lang tid og utløses brått med hurtige forskyvninger av platene. Forskyvningene opptrer gjerne langs et forkastningsplan som er orientert med en fallvinkel (dip) i forhold til vertikalen og med en strøkretning (strike) i horisontalen. Det kan være forskyvninger både i fall og strøkretningen, men store forskyvninger i fallretningen fører gjerne til de største vertikale deformasjoner av havbunnen. Det medfører at store vannmasser løftes eller senkes slik at det dannes flodbølger. Derfor er kyster nær aktive subduksjonsoner der oseaniske plater skyves inn under kontinentale langs skyveforkastninger (thrust-fault) og store forskyvninger i fallretningen (dip-slip) særlig utsatte. Jordskjelv med hovedsakelige horisontale forskyvninger i strøkretningen (strike-slip) fører vanligvis ikke til flodbølger.

Undersjøiske skred er antagelig også en hyppig årsak til tsunamier. Slike skred kan utløses av jordskjelv og en har lenge mistenkt at store tsunamier etter moderat sterke jordskjelv kan være generert på denne måten. Dette ble bekreftet for tsunamien etter skjelvet ved Papua New-Guinea i 1998. Skred generer i prinsippet bølger ved å fortrenge væske i forkant, mens vann strømmer inn og erstatter skredmasser i bakkant. Dette leder til at en dipolliknende deformasjon av havoverflaten oppstår. En skal være oppmerksom på at dynamikken i skred kan være komplisert og det pågår mye forskning for å forbedre forståelsen av utløsning og utvikling av skred. Også vulkaner forårsaker tsunamier ved skred og tetthetstrømmer. Et ferskt eksempel er tsunamien fra skred ved vulkanen Stromboli i Sør-Italia i 2002. Her ble det observert flere meter høye bølger som gjorde stor skade. Likevel er de mest katastrofale hendelsene i denne sammenheng knyttet til eksplosjoner og avsluttende kollaps og kraterdannelser (kaldera). Ett eksempel er Krakatau i 1883 der en krater på anslagsvis $50 \text{ km}^2 \times 200 \text{ m}$ gav opphav til den største kjente tsunamikatastrofen i historisk tid inntil den nye hendelsen i Det indiske hav.

Jordskjelvet utenfor Sumatra skjedde i subduksjonssonen hvor den indiske platen presses langs og mot den burmesiske mikroplaten med en gjennomsnittelig hastighet av opptil 6 cm/år. Episentret var på ca. 20 km dyp vest for nordspissen av Sumatra (figur 1). I løpet av 4-8 min bredte bruddsonen seg hele 1200km nordover i nesten hele plategrensens lengde. Det finnes ikke målinger av den vertikale forskyvningen av havbunnen, men teoretiske beregninger er tilgjengelig for den sørligste del av forkastningen. Dette baserer seg på registreringer av kompresjon og skjærbølger (P og S-bølger) fra en rekke seismiske stasjoner og antagelser om de geologiske forhold i jordskorpen. Beregningene (figur 2) antyder horisontale forskyvninger opptil 20 m og vertikal havbunnsbevegelse opp mot 5 m over en bredde på godt over hundre kilometer. Mye arbeid gjenstår og skjelvet er ikke ferdig analysert, men det er vanlig å anta at

det var noe mindre, men likevel betydelige, vertikale havbunnsbevegelser helt til den nordlige enden av skjelvet.

Avlastningen av den overliggende plate gir en heving havbunnen nærmest plategrensen og en senkning lenger inn. Under jordskjelvet vil P-bølger forplante seg med lyd hastigheten i vannet, og rett etter skjelvet er den vertikale forrykningen av havbunnen tilnærmet overført til havoverflaten. Mens bruddsonen bredde seg nordover hadde flodbølgene allerede begynt å bre seg ut fra den sydlige enden. Tidsforskyvningen mellom bølgene fra den sørlige og den nordlige enden av forkastningssonen er av mindre betydning. Et snitt av havbunn og overflate er skissert i figur 3 og viser oss en "N" eller dipolaktig heving og senkning av overflaten. Dette forklarer hvorfor sjøen noen steder kan trekke seg tilbake når flodenbølgene først kommer mens andre steder vil sjøen stige. Antar vi en utstrekning på $1200 \times 150 \text{ km}^2$ og en gjennomsnittelig vertikalforskyvning av havoverflaten på 2 m gir dette en energi på $3.5 \cdot 10^{15} \text{ J}$ som er omlag 1-2 promille av den anslåtte energien i jordskjelvet. Det er verdt å merke seg at energien i tsunamien denne gang er noe mindre enn for Krakatautsunamien med de dimensjonene som er gitt ovenfor.

4.2 Forplantning over åpent hav

Tsunamien den 26. desember startet altså utenfor Sumatra som en langstrakt heving og senkning av havflaten. Siden vannstandsendingen er noen få meter og dypet i forkastningssområdet stort sett er dypt (ned til mer enn 4000 meter) kan lineær langbølgeteori brukes. Formen av kilden gir en sterk retningsavhengighet i den videre bølgeforplantningen. På tvers av bruddsonen får vi i første omgang en oppsplitting i to nesten plane bølger mot nordøst og sørvest. Geometrisk spredning er sterk ved endene av kilden og blir moderat i de senere delene av forplantningen mot Sri Lanka og Syd-India. Generelt vil geometrisk spredning gi en amplitudedefaktor $r^{-\frac{1}{2}}$ der r er forplantningsavstanden (gjelder for stor r). Dette kommer altså ikke til anvendelse for forplantning mot Sri Lanka og Thailand. Retningsavhengigheten forklarer hvorfor bølgene var relativt små i Bengalbukta og Bangladesh. Variable dybdeforhold, refraksjoner og refleksjoner fra øyene i kildeområdet fører snart et komplisert bølgemønster (figur 4). På grunn av den store hastigheten i dyphavet (mer enn 700 km/time) når bølgen fram nesten like fort til Sri Lanka som til Thailand. Strømhastigheten er på den annen side svært liten ute i dyphavet. Betegner vi overflatehevingen i forhold til middelvannsdypet med η vil vi ha en strømstyrke $u = c\eta/h$, noe som gir $u = 0.35 \text{ km/time}$ for $\eta = 2 \text{ m}$ og $h = 4000 \text{ m}$. For den videre bølgeforplantning mot Afrika og andre fjernere kyster blir jordrotasjon og jordkrumning av betydning.

Frekvensspredning (dispersjon) kan også være viktig for tsunamier i dyphavet og gi en ekstra reduksjonsfaktor fra $r^{-\frac{1}{3}}$ til $r^{-\frac{1}{2}}$, avhengig av initialbetingelsen. Forløpige beregninger tyder ikke på at dispersjon er viktig for dypvannsforsplantning Indonesia tsunamien, selv ikke over de dype havstrekningene mellom Sumatra og Sri Lanka.

4.3 Amplifikasjon på grunnere vann

Helninger på kontinentalskråninger og havbunnen er generelt er så små at lite energi reflekteres før bølgene kommer helt inn til kysten. Når bølgene kommer inn på grunnere vann vil de refrakteres mot normalt innfall etter Snell's lov. Enkle anslag for endring av bølgekaraktistika kan vi få fra lineær teori ved å anta at bølgene kommer inn normalt på dybdekontene. Så lenge lineær teori gjelder er perioden bevart. Siden bølgehastigheten er proporsjonal med \sqrt{h} medfører dette at bølgelengden går som \sqrt{h} . Dersom helningen av havbunnen ikke er for bratt

vil refleksjoner være neglisjerbare og energien er bevart. Hvordan bølgelengde og amplitude endrer seg er da gitt ved Green's lov

$$\lambda = \lambda_0 \sqrt{\frac{h}{h_0}}, \quad a = a_0 \left(\frac{h_0}{h}\right)^{\frac{1}{4}} \quad (1)$$

der a er amplituden. Videre er h_0 , λ_0 og a_0 henholdsvis vanddyp, bølgelengde og amplitude i et referansepunkt ute på dypt vann. Med utgangspunkt i en amplitude på 1 m i dyphavet kan vi da sette opp en tabell:

h (m)	a (m)	λ (km)	c (km/t)	u (km/t)
4000	1	100	713	0.18
1000	1.4	50	356	0.50
250	2	25	180	1.4
100	2.5	16	113	2.8
50	3.0	11	80	4.8
20	3.8	7	50	9.4
10	4.4	5	36	26.8

Vi observerer at amplituden vokser ganske langsomt inn på grunna. De populære forestillingene om en enorm amplifisering er overdrevet. Videre legger vi merke til at strømhastigheten øker langt sterkere. For de minste dypene i tabellen er u/c og a/h ikke lenger små og ulineære effekter blir viktige. Før vi diskuterer disse vil vi peke på en forskjell i forholdet til vindsjø og dønning. Ute i åpent havet vil det normalt være vindsjø og dønning med amplituder som er sammenliknbare eller endog større enn tsunamien. Siden energitettheten i tyngdebølger bare avhenger av amplituden betyr det at disse bølgene inneholder like mye energi som tsunamien i kildeområdet og langt mer dersom man summerer over hele det nordlige indiske hav. Tar vi utgangspunkt i en dønning med periode på 20 s vil den for $h = 4000$ m svare til $\lambda = 580$ m, $2c_g = c = 100$ km/time der c_g er gruppehastigheten. Siden energifluksen (energitransport gjennom et snitt) er gruppehastighet ganger energitetthet vil den for dønningen være bare 7% av fluksen for en tsunami med samme amplitude. Denne dønningen begynner ikke å amplifiseres før h blir mindre enn omlag 200m og antagelse om konstant energifluks gir da en amplitude som er redusert med faktor 0.27 i forhold til en tsunami med samme høyde i dyphavet. Tsunamien amplifiseres altså kraftigere inn mot land.

Når amplituden blir betydelig i forhold til dypet blir ulineære effekter viktige. Generelt er ulineær bølgeforplantning et vanskelig tema, men for lange tyngdebølger kan vi trekke viktige resultater ut av enkle betraktninger. En kan betrakte ulinearitet som en følge av at bølgen modifierer mediet. I vårt tilfelle vil den endre dypet og sette opp en strøm. Ut fra tidligere uttrykk for lineær bølgehastighet ledes man da til et uttrykk for lokal, ulineær forplantningshastighet

$$c = \sqrt{g(h + \eta)} + u, \quad (2)$$

hvor η som før nevnt er overflatens forskyvning i forhold til middelvannsdypet, h . Det siste leddet gjenkjennes som et Dopplerskift på grunn av strømmen som settes opp av bølgen. Denne formelen kan også vises formelt fra hydrodynamiske grunnlikninger. Følgen av uttrykket ovenfor er feks. at en bølgetopp ($\eta > 0$) går fortere enn fronten ($\eta \approx 0$) og at en hevningsbølge blir etterhvert steilere i forkant. Tilsvarende blir en senkningsbølge steilere i bakkant. Til slutt kan den steile fronten utvikle seg til et hydraulisk eller et undulerende vannstandssprang avhengig av amplituder og dybdeforhold. I det første tilfellet bryter bølgen direkte, mens et undulerende

vannstandssprang spalter av enkelttopper, lik solitærbølger, fra fronten. Disse vil i sin tur kunne bryte. Filmklipp tyder på at det siste har skjedd i alle fall noen steder i Thailand og Malaysia for den aktuelle tsunamien. Bryting er et vanskelig tema innen bølge teori og vi skal nøye oss med å påpeke at den tapper energi ut av bølgebevegelsen. Denne effekten virker langt sterkere på vindjø og dønning enn de mye lengre tsunamiene.

Forplantningen i grunne farevann er også påvirket av lokale topografiske effekter som øyer, grunner, nes og bukter. Dette gir diffraksjon og avbøyning av forplantningsretning med mulighet for fokuseringer eller skjerming. En skal også her være klar over at skjerming av strender og havner på grunn av moloer, rev, nes etc. er mindre effektivt mot tsunamier enn mot vindjø og dønning. Dette er en direkte følge av at bølgelengden er så stor for tsunamier.

4.4 Tsunamien når land

Den siste og avgjørende delen av tsunamien historie er oppskyllingen på land. Med alle aspekter som gjennombrudd av sanddyner, nedrivning av og strømming omkring vegetasjon og bygninger er dette en meget vanskelig fase å modellere. Visse generelle trekk kan likevel beskrives. Først av alt er det grunnleggende bilde av en tsunami som en vegg av vann som ruller innover land feil. Når en brytende, eller steil, bølgefront når strandlinjen kollapser den og en tunge av vann vil skylle videre innover. Dette ser vi på mange av bildene fra Thailand og Sri Lanka og vi kan også se det i mindre skala på badestranda en dag med lang dønning. I noen filmklipp ser vi også noen få distinkte inntrengninger på land med kulimiasjon eller begynnende tilbaketrekning, før en kraftig og vedvarende inntrengning. Dette kan skyldes utviklingen av et undulerende vannstandssprang (se ovenfor) der den langvarige inntrengningen kommer fra den lange hevningen som følger enkelttoppene.

Strømhastigheten for tsunamier er på sitt største akkurat ved strandlinjen, gjerne 50 km/time eller mer. Dersom det er helning oppover land vil tyngden retardere vannet og en utgangshastighet på 50 km/time vil da kunne gi omlag 10 m oppskyllingshøyde. Er områdene flate bremses vanninntrengningen av friksjon og motstand mot vegetasjon, bygninger etc., men strømmen vil snu når perioden med hevningbølge er over. For vindjø hvor bølgetopp og dal følges med kort periode får vi korte inntrengningslengder. Tsunamier gir mye lengere drag med store vannmasser i bevegelse og skyller derfor lang forbi den vanlige brenningssonen og kan derfor oversvømme store områder.

5 Modellsimuleringer

Numeriske simuleringsmodeller kan brukes til å beregne flodbølger. I den enkleste form av slike modeller deles havet i bokser med kvadratiske sidekanter i havoverflaten og som avgrensar en vannsøylen ned til bunnen med vertikale sideflater. For hver boks bestemmes et middeldyp på grunnlag av batymetriske sjømålinger. I modellen gjøres regnskap for ut og innstrømming. Dersom mer vann strømmer inn enn ut i en boks må vannstanden i boksen stige (massebevarelse). Likeledes gjøres regnskap for hydrostatisk trykkvirkningen på de vertikale sideflatene og friksjonsvirkningen langs bunnflaten. Friksjonen er særlig viktig inn mot land og under oppskylling. Fra Newtons lover kan så akselerasjonen for vannmassene bestemmes. Inn og utstrømming og trykkvirkningen mellom naboboksene er knyttet sammen gjennom gjennom et sett av likninger. Med mange bokser blir det et stort sett av likninger som løses ved hjelp av datamaskiner. Slik kan generering, forplantning og oppskylling flodbølger simuleres. Det eksisterer mer avanserte dybdemidlede modeller som tar hensyn til avvik fra hydrostatisk trykk

og variasjon av strømhastigheten vertikalt i vannsøylen. Videre har man modeller basert på potensialstrømning eller en tredimensjonal oppdeling i celler (bokser). Ennå er de siste typene modeller for tunge til å brukes i større havområder.

I figur 4 kan en se eksempel på en simulering for tsunamien i Det indiske hav med boksstørrelse $2 \text{ km} \times 2 \text{ km}$. Slike modeller har også blitt brukt for å simulere flodbølger fra skred i norske fjorder. Modellsimuleringer er et kraftig verktøy som kan brukes til å prediktere hvilke områder langs fjorden som vil være utsatt for flodbølger fra mulige nye skred. Slik kan en unngå at utsatte områder legges ut til bebyggelse.

6 Varsling og forebyggende tiltak

Det faglige aspektet ved tsunamier som har fått klart mest oppmerksomhet i mediene er varslingsystemer. Her kan politikere markere handling og aktører innen instrumentering finne et marked. Varslingsystemer baserer seg gjerne på det eksisterende internasjonale nettverket av seismiske målestasjoner for å detektere jordskjelv som kan generere store tsunamier. Dette kombineres med trykksensorer på havbunnen som kan fange opp en tsunami på vei mot kysten. Dataene må prosesseres og vurderes før et varsel kan sendes ut. Dessverre er nytteverdien av varslingsystemer begrenset av flere faktorer. Tiden er spesielt kritisk. I tillegg til analyse og risikovurderinger før varslet tar det tid å informere og evakuere befolkning fra utsatte områder. Derfor er utsiktene best for effektiv varsling når tsunamien har krysset lange havstrekninger. Befolkningen på Sumatra, der tsunamien den 26. desember rammet først og tapene var størst, kunne neppe vært hjulpet av noe varslingsystem. Derimot er kunnskap nyttig. Ved jordskjelv må alle søke bort fra stranda og til høyere områder. Det samme gjelder ved enhver unormal endring av vannstand, som feks. kraftig tilbaketrekning, eller når uvanlige bølgefenomener observeres. Likevel, hadde et varslingsystem bidratt til å redde mange tusen liv i Sri Lanka, India og Thailand ville det naturligvis vært av stor verdi.

I Stillehavsområdet, der varslingsystemer er i drift, er falske varsler (over 90%) et problem. Et annet er vedlikehold. Begge disse forhold vil virke spesielt negativt i et område der tsunamier er forholdsvis sjeldne, men kraftige, som i Det indiske hav.



Figure 1: Posisjon of episenter (gul stjerne) og ettersjokk (gule ringe). Området dekket av ettersjokk svarer til kildeområdet for tsunamien. Etter US Coast and Geodetic Survey.

References

- [1] RL:<http://www.geohazards.no/>
- [2] RL:<http://www.math.uio.no/>. Bølger og strømninger under tsunami.
- [3] RL:<http://www.usgs.gov/>

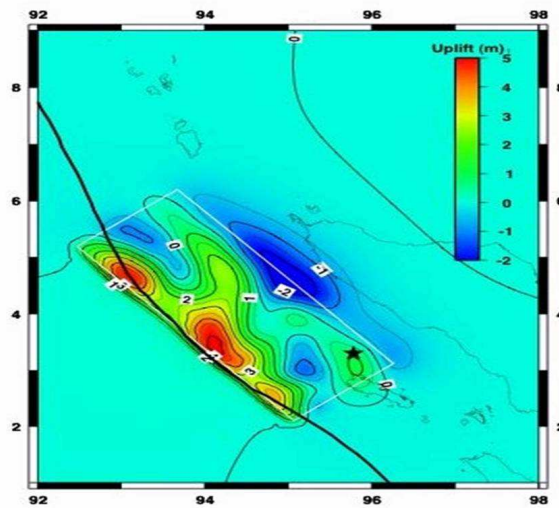


Figure 2: Vertikale forskyvninger av havbunnen beregnet for sørlig del av kildeområdet. Rødt betegner heving og blått senkning (se fargeskale). Skalaene på aksene er henholdsvis lengdegrader (horisontalt) og breddegrader (vertikalt). Etter Chen Ji, Caltech.

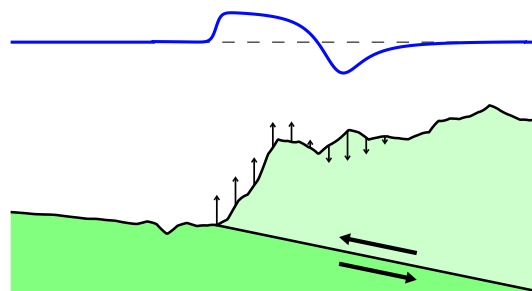


Figure 3: Prinsippskisse: Tverrsnitt gjennom forkastning med vertikale deformasjoner av kontinentalplaten og respons av havoverflaten. I dette tilfellet antas at de vertikale forflytningene av havplaten er små. Skalaene er sterkt fortenget i figuren.

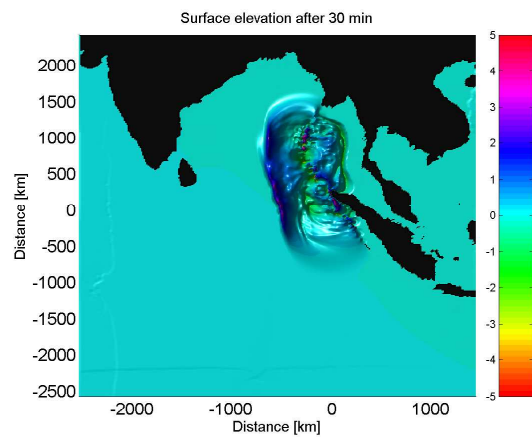


Figure 4: Beregnet tsunami etter 30 min. Fargeskala angir bølgehøyde i meter. Fra International Centre of Geohazards, Oslo.