

De aardbeving van 26 december 2004

Kris Vanneste, Tim Van Hoolst en de afdeling seismologie
(Koninklijke Sterrenwacht van België)

OP 26 DECEMBER 2004, om 00:58:53 Universele Tijd, werd Zuidoost-Azië getroffen door de krachtigste aardbeving van de laatste 40 jaar. Het epicentrum lag in de Indische Oceaan, ongeveer 80 km ten westen van het Indonesische eiland Sumatra en 50 km ten noorden van het kleinere eiland Simeulue. De uitzonderlijke sterkte van deze aardbeving, 9.0 op de momentmagnitudeschaal, werd pas enkele uren later duidelijk. Het was de op drie na grootste aardbeving sinds de uitvinding van de seismograaf ongeveer honderd jaar geleden, na de aardbevingen van Chili in 1960 (M 9.5), Prince William Sound, Alaska in 1964 (M 9.2), en de Andreanofeilanden, Alaska in 1957 (M 9.1), en op gelijke hoogte met de aardbeving van Kamchatka, Rusland in 1952 (M 9.0). In Noord-Sumatra en op de Nicobareilanden bleef de Aarde verschillende minuten lang beven en werd er grote schade aangericht. De stad Banda Atjeh op 250 km van het epicentrum werd grotendeels verwoest. De beving werd ook gevoeld in de rest van Indonesië, Thailand, Maleisië, Singapore, Myanmar, Bangladesh, India, Sri Lanka en de Malediven. De aardbeving veroorzaakte bovendien een desastreuze toenami in de Indische Oceaan. De menselijke tol was dramatisch. Op Sumatra kwamen 108 000 mensen om het leven bij de aardbeving en toenami. Meer dan 127 000 mensen blijven vermist. De toenami eiste bovendien nog eens meer dan 47 000 slachtoffers overzee, op grote afstand van het epicentrum. Daarnaast werden ook meer dan een miljoen mensen dakloos. Samen vertegenwoordigen de aardbeving en toenami van 26

december 2004 één van de grootste natuurrampen ooit. Nauwelijks drie maanden later, op 28 maart 2005, volgde een nieuwe zware aardbeving met een magnitude van 8.7. Hierbij werd vooral het eiland Nias voor de westkust van Sumatra getroffen, maar ditmaal bleef een catastrofale toenami uit. In dit eerste deel behandelen we de seismologische aspecten van de aardbevingen. De toenami wordt in het tweede deel besproken.

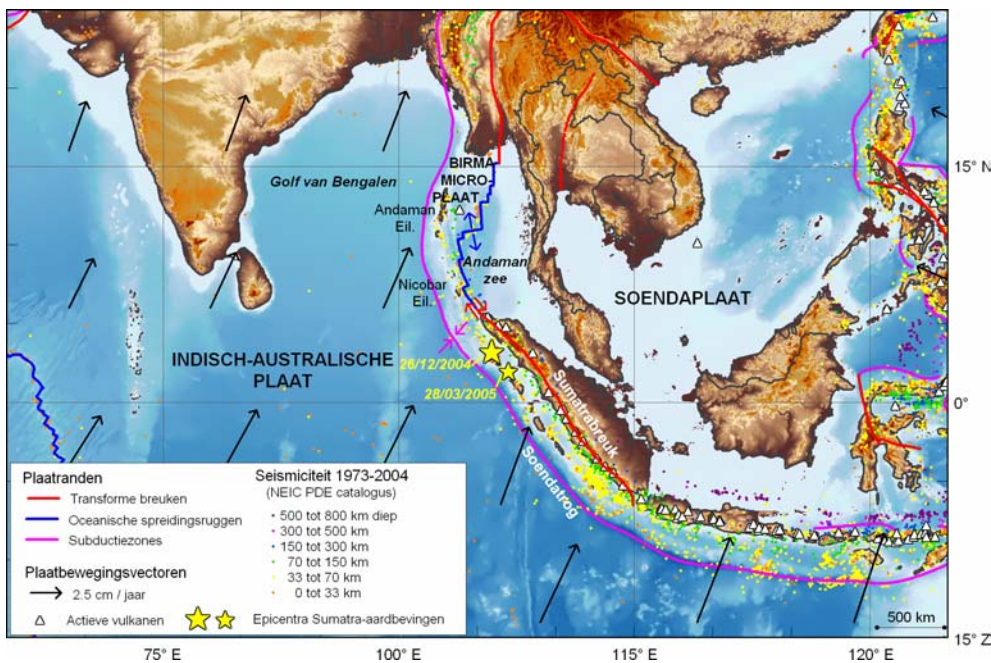
Platentektoniek

Meer dan 95 % van alle aardbevingen wereldwijd is geconcentreerd langs de randen van tektonische platen, dit zijn relatief stabiele schollen van de starre lithosfeer (aardkorst en bovenmantel) die horizontaal bewegen ten opzichte van elkaar bovenop een meer plastisch deel van de mantel, de asthenosfeer. De aardbeving van 26 december 2004

was gesitueerd op de grens van de Indisch-Australische plaat (waarop de Indische Oceaan en de Golf van Bengalen liggen) en de Soendaplaat (waartoe het grootste deel van Zuidoost-Azië behoort). De Soendaplaat wordt meestal tot de Euraziatische plaat gerekend. De Indisch-Australische plaat beweegt met een relatieve snelheid van 5 tot 6 cm/jaar in noord-noordoostelijke richting en botst met de Soendaplaat langs een meer dan 6500 km lange boog die zich uitstrekt van Myanmar, langs de Indonesische eilanden Sumatra, Java, Bali, Flores en Timor, en eindigt ten westen van Nieuw-Guinea (figuur 1). Langs deze boog duikt de relatief zwaardere oceanische lithosfeer van de Indisch-Australische plaat onder de continentale lithosfeer van de Soendaplaat. Dit proces heet subductie (figuur 2). Op de plaats waar dit gebeurt, bevindt zich de Soenda-diepzeetrog, waar de

Tabel 1. Belangrijkste aardbevingsparameters. Bronnen: ¹National Earthquake Information Center, ²Ji, Caltech, ³Harvard CMT. De betekenis van de verschillende termen wordt verder in de tekst uitgelegd.

Datum en tijd van oorsprong ¹	26/12/2004, 00:58:53 UT 26/12/2004, 07:58:53 Indonesische tijd 26/12/2004, 01:58:53 Belgische tijd
Epicentrum ¹	3.307° N; 95.947° E (± 6 km)
Diepte hypocentrum ²	ca. 35 km
Momentmagnitude ^{1,3}	9.0
Seismisch moment ³	$3.95 \cdot 10^{22}$ N.m
Totale uitgestraalde energie ¹	$1.1 \cdot 10^{17}$ J
Intensiteit ¹	Banda Atjeh, Sumatra: IX Meulaboh, Sumatra: VIII Medan, Sumatra: IV Port Blair, Andamaneilanden: VII
Haardmechanisme ³	Vlak 1: azimut 329°, helling 8°, schuifrichting 110° Vlak 2: azimut 129°, helling 83°, schuifrichting 87°



Figuur 1. Platen tektonische situatie en seismiciteit in Zuidoost-Azië. De aardbevingen van 26 december 2004 en 28 maart 2005 vonden plaats langs de Soendatrog, waar de Indisch-Australische plaat met een gemiddelde snelheid van 5 tot 6 cm/jaar onder de Soendaplaat duikt. Schuine convergentie naar het noorden toe heeft geleid tot het afscheuren van de Birmaanse microplaat. Deze wordt gescheiden van de Soendaplaat door de Sumatrabreuk en een spreidingsrug in de Andamanzee, waarlangs bewegingen parallel met de Soendatrog plaatsvinden.

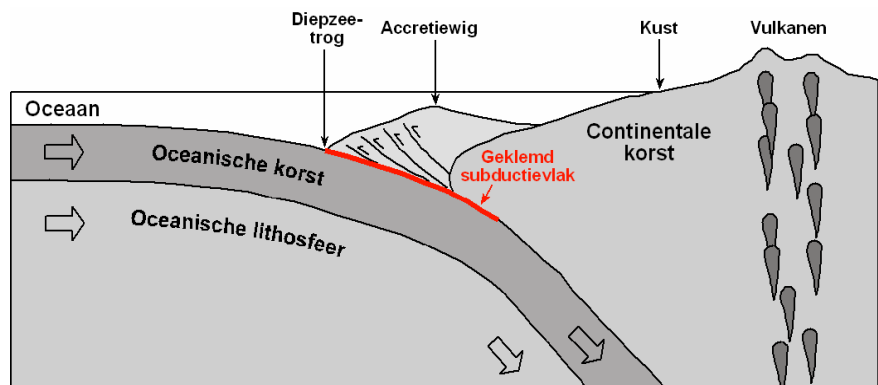
plaats ongeveer loodrecht op de Soendatrog, terwijl de oostrand min of meer parallel beweegt ten opzichte van de Soendatrog. Op Sumatra wordt deze oostelijke plaatrand gevormd door de Sumatrabreuk die over de volledige lengte van het eiland loopt. De Sumatrabreuk is een voorbeeld van een transforme breuk, waar platen lateraal langs elkaar heen schuiven, net zoals bij de meer bekende San Andreasbreuk in Californië of de Noord-Anatolische breuk in Turkije. In de Andamanzee ten oosten van de Nicobar- en Andamaneilanden gaat de Sumatrabreuk over in een oceanische spreidingsrug waar platen uiteen drijven en nieuwe oecaankorst gevormd wordt.

Mega-subductieaardbevingen

Op grote diepte, waar gesteente onder hoge druk en temperatuur plastisch vervormt, schuiven de tektonische platen continu langs elkaar heen. In het bovenste deel van

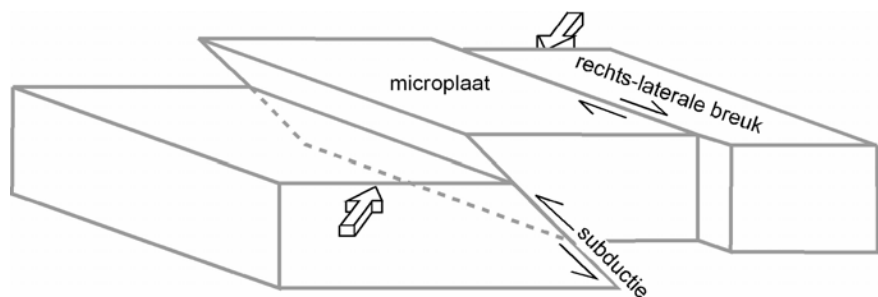
ocean het diepst is. De sedimentlagen bovenop de oceanische plaat worden door de overschuivende plaat als het ware weggeschraapt en opgestuwd in een accretiewig achter de diepzee-trog. De eilanden voor de westkust van Sumatra en ook de onderzeese rug waarop de Nicobar- en Andamaneilanden liggen, maken deel uit van deze accretiewig. Subductie gaat verder ook gepaard met het opstijgen van magma, waardoor achter de subductiezone een vulkanische eilandenboog ontstaat. De Indonesische vulkanen behoren tot de meest actieve ter wereld en worden gekenmerkt door explosieve uitbarstingen. Het bekendste voorbeeld hiervan is ongetwijfeld de uitbarsting van de Krakatau in 1883.

Vanaf Sumatra naar het noorden toe verloopt de plaatconvergentie steeds schuiner ten opzichte van de plaatrand. Bij de Andamaneilanden bedraagt de convergentiecomponent loodrecht op de diepzee-trog nog slechts 1.4 cm/jaar. Deze schuine beweging heeft geleid tot het afscheuren van de Birmaanse microplaat van de Soendaplaat (figuur 3). Langs de westrand van deze microplaat vindt subductie



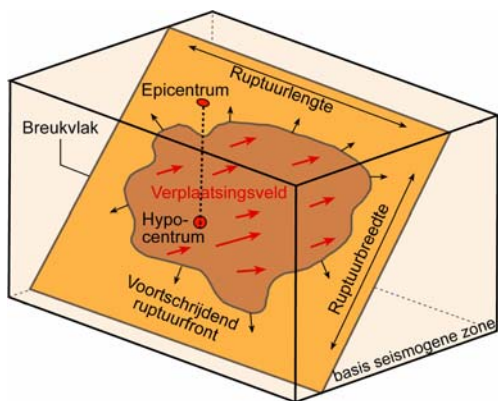
Figuur 2. Schematische doorsnede door een subductiezone. De relatief zwaardere oceanische lithosfeer duikt onder de relatief lichtere continentale lithosfeer ter hoogte van een diepzee-trog. Door de continue plaatbeweging wordt op het contactvlak tussen de twee platen langzaam spanning opgebouwd.

Figuur 3. Schets van de afscheuring van een microplaat ten gevolge van schuine plaatconvergentie. De schuine beweging wordt verdeeld in subductie loodrecht op de plaatrand aan de ene zijde van de microplaat, en laterale beweging aan de andere zijde.



de aardkorst, de zogenaamde seismogene zone, blijven de platen echter vastgeklemd zitten, waardoor decennia- tot eeuwenlang elastische spanning wordt opgebouwd. Aardbevingen ontstaan wanneer op een bepaald moment de spanning in het breukvlak lokaal groter wordt dan de schuifsterkte van het gesteente en er een abrupte verschuiving (“ruptuur”) optreedt (figuur 4). In subductiezones bedraagt de hoek waarmee oceanische plaat onderduikt typisch slechts 10° tot 30° , wat resulteert in een breed contactvlak (“breedte” is de afstand langs de helling van het vlak gemeten, dwars op de lengterichting). Deze eigenschap zorgt ervoor dat subductiezones veel grotere breukdimensies (tot meer dan 150 km breed en meer dan 1000 km lang) kunnen hebben dan andere plaatranden, en bijgevolg veel zwaardere aardbevingen kunnen produceren. De krachtigste aardbevingen ontstaan typisch aan de basis van de seismogene zone, omdat de schuifsterkte daar het grootst is en er dus meer spanning kan opgebouwd worden. De aardbeving van 26 december 2004 wordt geklasseerd als een mega-subductieaardbeving omdat het subduc-

Figuur 4. Conceptueel model van de propagatie van een ruptuur op een breukvlak bij een aardbeving. Het seismisch moment is evenredig met het product van de gemiddelde breukverplaatsing en de ruptuuroppervlakte. Enkel bij de krachtigste aardbevingen breidt de ruptuur zich over de volledige breedte van het breukvlak uit en kan ze eventueel het aardoppervlak bereiken. Merk op dat de richting van de ruptuurpropagatie geen enkel verband houdt met de schuifrichting in het breukvlak.



tievlak over de volledige breedte werd gebroken, van het hypocentrum op een diepte van ongeveer 35 km tot aan de zeebodem. Bij aardbevingen van deze omvang wordt het plaatbewegingsdeficit in een tijdspanne van enkele minuten volledig ingehaald. De vier andere aardbevingen van de voorbije eeuw met $M \geq 9$ waren ook allemaal mega-subductieaardbevingen.

In subductiezones gaat de seismiciteit ook door onder de seismogene zone tot dieptes van meer dan 700 km (figuur 1). Deze diepere aardbevingen worden veroorzaakt door interne deformatie van de oceanische plaat bij subductie in de mantel. Dit type van aardbevingen staat dus niet rechtstreeks in verband met de plaatbeweging, hun breukmechanisme is divers (niet alleen overschuiving) en ze gaan niet gepaard met verschuivingen in het ondiepe subductievlak.

Historische seismiciteit

De Soenda-subductiezone is seismisch zeer actief. Het deel van de plaatrand tussen Myanmar en Sumatra heeft de voorbije 200 jaar verschillende zware aardbevingen en ook tsoenami's (zie verder) gegeneerd. De twee zwaarste aardbevingen gebeurden voor de westkust van centraal-Sumatra, ten zuiden van het epicentrum van 26 december, in 1833 ($M \approx 8.7$) en in 1861 ($M \approx 8.5$). De ruptuur bij deze aardbevingen omvatte het gebied tussen 2° N en 5° Z. De belangrijkste aardbevingen tijdens de vorige eeuw in deze zone gebeurden in 1935 ($M 7.7$) tussen de ruptuurzones van 1833 en 1861, en in juni 2000 ($M 7.9$) dichtbij het zuidelijke uiteinde van de ruptuur van 1833. Uit paleoseismologisch onderzoek op basis van koralen blijkt dat mega-subductieaardbevingen ($M > 8.5$) hier gemiddeld om de 230 jaar voorkomen. Ten noorden van Sumatra zijn twee grote historische aardbevingen bekend: een aardbeving in 1881 ($M 7.9$) ten westen van de Nicobareilanden, en een aardbeving in 1941 ($M 7.7$) ter hoogte van de Andamaneilanden, tussen 11° N en 13° N. Naast de Soenda-subductiezone is ook de Sumatrabreuk seismisch actief, met

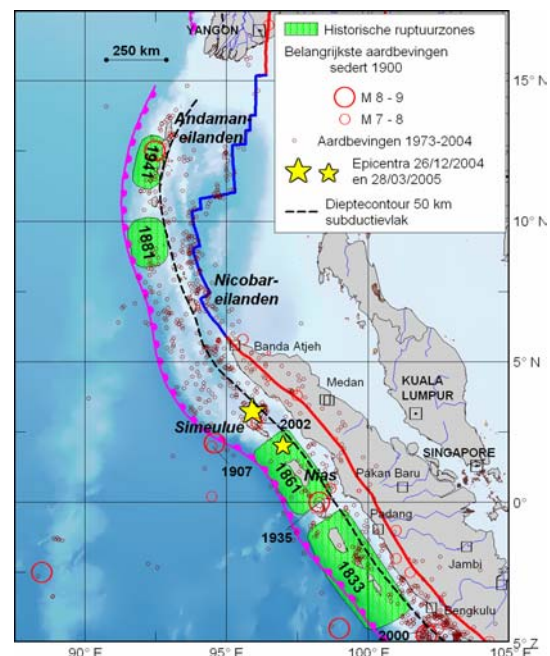
aardbevingen tot $M 7.5$.

In de epicentrale zone van de aardbeving van 26 december 2004 gebeurde de belangrijke aardbeving in 1907 ($M 7.6$). Sinds 1968 werden hier vijf aardbevingen geregistreerd met $M \approx 6.0$, één aardbeving met $M 6.9$ en recent nog in 2002 een aardbeving met $M 7.4$ ter hoogte van het eiland Simeulue. In de maanden die vooraf gingen aan de aardbeving van 26 december 2004 werd geen verhoogde seismiciteit vastgesteld. Tussen 1 januari en 25 december gebeurden er 241 aardbevingen met $M < 5.0$, 18 aardbevingen met $5.0 < M < 6.0$, en slechts één schok van magnitude 6.2. Tussen 28 november en 25 december 2004 was er blijkbaar een periode van seismische stilte.

Magnitudebepaling

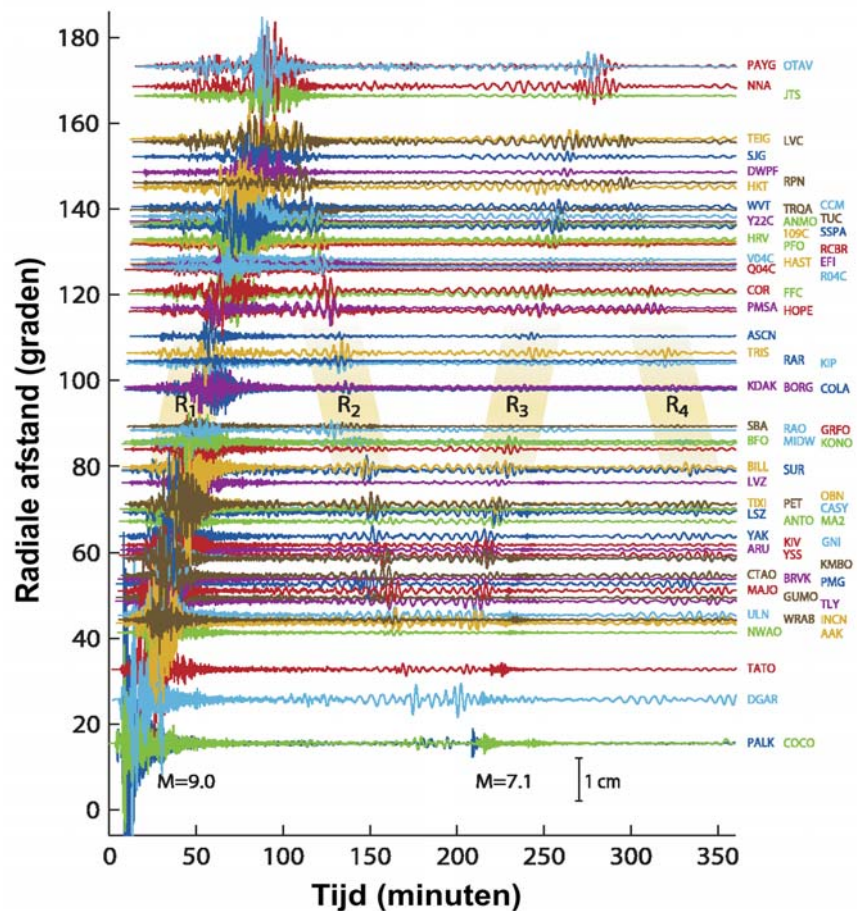
De uitzonderlijke kracht van de aard-

Figuur 5. Belangrijkste historische aardbevingen en recente seismiciteit langs de plaatrand tussen Myanmar en Sumatra. De plaatranden zijn weergegeven in dezelfde kleuren als in figuur 1. De 50 km dieptecontour van het subductievlak geeft ongeveer de basis van de geklemde zone aan. Bron: PDE-catalogus van het National Earthquake Information Center; Significant Earthquake Database van het National Geophysical Data Center.



beving van 26 december 2004 was niet meteen duidelijk. Doordat het seismisch moment gekoppeld is aan de breukdimensies, is er een rechtstreeks verband tussen de magnitude van een aardbeving en de duur van het ruptuurproces. Seismogrammen van bijzonder krachtige aardbevingen worden daarom niet alleen gekenmerkt door grotere amplitudes, maar ook door een langere duur van elke seismische fase (elastische golven van een bepaald type die een bepaald tra-

Figuur 6. Zes uur lange registratie van de verticale groundbewegingen na de aardbeving van 26 december 2004 door verschillende stations van het Global Seismographic Network, uitgezet ten opzichte van hun afstand (in graden) tot het epicentrum. Overal ter wereld ging de bodem meer dan 1 cm op en neer bij de passage van de oppervlaktegolven (Rayleighgolven). R_1 en R_2 duiden de Rayleighgolven aan die respectievelijk langs de korte en langs de lange grootcirkelboog zijn gereisd, en R_3 en R_4 dezelfde golven na een volledige omcirkeling van de aardbol. Ongeveer 200 minuten na de aardbeving is in de dichtstbijgelegen stations een krachtige naschok (M 7.1) te zien. Bron: *IRIS Consortium*; Park et al. (2005).



Magnitude en Intensiteit

Analoog aan de helderheid van een ster in de sterrenkunde wordt de sterkte van een aardbeving uitgedrukt volgens een logaritmische schaal, de aardbevingsmagnitude of sterkte op de schaal van Richter. In de seismologie zijn er diverse magnitudeschalen in gebruik: lokale magnitude (M_L), oppervlaktegolfmagnitude (M_S), volumegolfmagnitude (m_b) en momentmagnitude (M_W). De eerste drie schalen zijn gebaseerd op de maximale amplitude van een bepaald golftype (P- en S-golven of oppervlaktegolven) met een bepaalde periode op een seismogram: een toename van een magnitude-eenheid komt overeen met een vertienvoudiging van de amplitude. De momentmagnitude daarentegen is gebaseerd op een fysische parameter van de seismische bron, met name het seismisch moment, dat wordt gedefinieerd als:

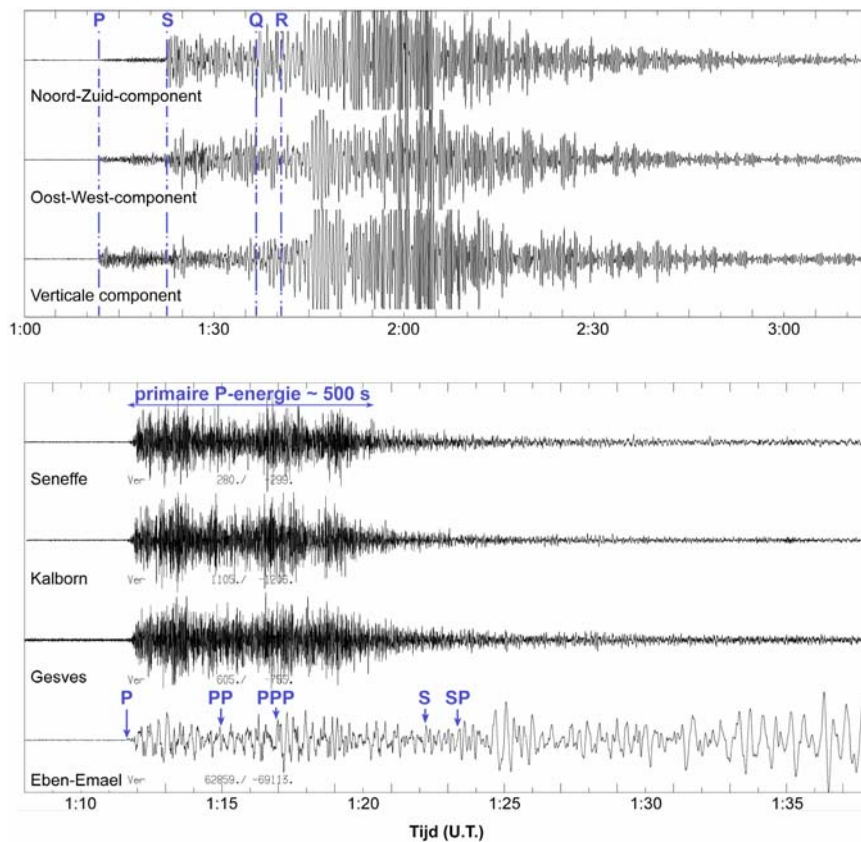
$$M_0 = \mu A D$$

waarbij μ de rigiditeit is van de aardkorst ($\approx 3 \cdot 10^{10} \text{ N/m}^2$), A de oppervlakte van het breukvlak dat in beweging is gekomen, en D de gemiddelde verplaatsing langs dit breukvlak (figuur 4). Het seismisch moment wordt normaal bepaald uit seismogrammen na omzetting naar effectieve grondverplaatsing. Uit het seismisch moment wordt de momentmagnitude berekend volgens een logaritmische formule die zo geschaald is dat ze voor lagere magnitudes waarden oplevert die in overeenstemming zijn met de andere magnitudeschalen:

$$M_W = 2/3 \log_{10}(M_0) - 6.06$$

In tegenstelling tot de andere magnitudeschalen verzadigt de momentmagnitude niet, waardoor ze ook voor de allergrootste aardbevingen geschikt is.

Naast de magnitude wordt de sterkte van een aardbeving ook beschreven aan de hand van de intensiteit, die een maat is voor de effecten van een aardbeving op de mens, zijn constructies, en het landschap. In tegenstelling tot de magnitude is de intensiteit afhankelijk van de waarnemingsplaats. Over het algemeen neemt de intensiteit af met toenemende afstand tot de seismische bron (niet het hypocentrum, maar de volledige ruptuurzone), maar ze kan toenemen wanneer de seismische trillingen versterkt worden door de aanwezigheid van dikke lagen los sediment in de lokale ondergrond (zogenoemd "site-effect"). De intensiteit wordt aangegeven met Romeinse cijfers, van I (niet gevoeld) tot XII (totale destructie).



Figuur 7. Seismogrammen van de aardbeving van 26 december 2004 gemeten door het Belgisch seismisch netwerk. Boven: registratie (ongeveer 2 uur) van de drie componenten van de groundbewegingssnelheid door de breedbandseismometer in de grot van Rochefort. Dit station bevindt zich op een radiale afstand van $\approx 88^\circ$ ten opzichte van het epicentrum. De eerste aankomst (P-golf) werd geregistreerd om 01:11:40 U.T., bijna 13 minuten na de epicentrale haardtijd. De letters duiden de aankomst van de belangrijkste seismische fasen aan: S-golven (S), Love-golven (Q) en Rayleighgolven (R). P- en S-golven zijn volumegolven, Love- en Rayleighgolven zijn oppervlaktegolven. Omdat het dynamische bereik van de seismometer vooral is afgesteld op de detectie van lokale aardbevingen is het signaal helaas verzadigd door de grote amplitude van de oppervlaktegolven. Onder: registratie (ongeveer 30 minuten) van de verticale component van de groundbewegingssnelheid door drie kortperiodieke (Senefte, Kalborn, Gesves) en één breedbandseismometer (Eben-Emael). Terwijl in de breedbandregistratie verschillende overlappende fasen te herkennen zijn (voornamelijk reflecties van de P- en S-golven), tonen de andere opnames een meer dan 8 minuten lange hoogfrequente P-golftrein die de primaire energie vertegenwoordigt die werd uitgestraald bij de propagatie van de ruptuur langs het subductievlak.

ject hebben gevolgd tussen de seismische bron en de plaats van registratie, figuur 7). Bovendien worden ook meer golven met een lange periode uitgestraald. De langperiodieke oppervlaktegolven reizen meermaals de wereld rond en worden tot verschillende uren na de schok geregistreerd (figuur 6). Bij de aardbeving van Sumatra bewoog de grond zelfs op de verst afgelegen plaatsen op Aarde meer dan 1 cm op en neer bij de passage van de oppervlaktegolven (maar hun

periode was veel te lang om door de mens gevoeld te kunnen worden). Het duurde verschillende dagen vooraleer de seismische energie in de achtergrondruis verdween. Een betrouwbare bepaling van de momentmagnitude op basis van seismogrammen is pas mogelijk wanneer de meeste energie is binnengelopen. Initiële magnitudebepalingen door alarmcentra zoals het Pacific Tsunami Warning Center (PTWC) en het National Earthquake Information Center (NEIC)

gebeuren op basis van routine-analyses van de golven die in de eerste minuten binnenlopen in stations dicht bij het epicentrum. De magnitude van uitzonderlijke aardbevingen wordt hierdoor onvermijdelijk onderschat. Betrouwbare bepalingen van de momentmagnitude op basis van golven met lange periode kunnen in deze gevallen pas meer dan 1 uur na de aardbeving gebeuren.

De momentmagnitude van de aardbeving van 26 december 2004 werd aanvankelijk bepaald op 8.0. Daarmee was dit na de aardbeving van drie dagen eerder bij Macquarie-eiland (M 8.1) de krachtigste aardbeving van het jaar. Gemiddeld komen aardbevingen met een magnitude groter dan 8.0 éénmaal per jaar voor. Het is vrij uitzonderlijk dat twee aardbevingen van deze grootte zo kort na elkaar optreden, maar een aantoonbaar verband is er niet. Naarmate de seismische energie echter in seismische stations over de wereld bleef binnenlopen, diende de magnitude in de daaropvolgende minuten en uren telkens bijgesteld te worden (tabel 2) tot de uiteindelijke waarde van 9.0 (en vele dagen later zelfs tot 9.3 op basis van vrije trillingen, zie verder). Het overeenkomstig seismisch moment bedraagt $3.95 \cdot 10^{22}$ N.m. Dit is evenveel als het seismisch moment van alle aardbevingen wereldwijd in de laatste tien jaar samen (figuur 8). Het seismisch moment en de uitgestraalde energie van een aardbeving nemen toe met een factor 32 per magnitude-eenheid. Dit betekent dat bij de aardbeving van Sumatra 250 000 maal meer energie is vrijgekomen dan bij de aardbeving van Roermond op 13 april 1992, met M 5.4 de krachtigste aardbeving van de voorbije eeuw in onze contreien. De totale energie die werd uitgestraald bedroeg ongeveer $1.1 \cdot 10^{17}$ J, meer dan duizendmaal de energie van de eerste atoombom.

Intensiteit

Voor een aardbeving van deze magnitude was de directe impact (de tsunami buiten beschouwing gelaten) minder rampzalig dan verwacht zou kunnen worden. Eerst

Tijd (hh:mm) na de initiatietijd	Magnitude	Geanalyseerde golven	Instelling
00:11	8.0 (M_W)	P-golven (7 stations)	PTWC
00:17	6.2 (m_b)	P-golven (18 stations)	NEIC
00:40	8.2 (M_W)	P-golven	NEIC
00:45	8.5 (M_W)	P-golven (25 stations)	PTWC
01:15	8.5 (M_S)	Oppervlaktegolven (157 stations)	NEIC
04:20	8.9 (M_W)	Oppervlaktegolven 300-500 s (automatisch)	Harvard CMT
19:03	9.0 (M_W)	Oppervlaktegolven 300-500 s (herzien)	Harvard CMT
Januari 2005	9.3 (M_W)	Vrije trillingen > 1000 s	Northwestern University

Tabel 2. Evolutie van de magnitudebepaling van de aardbeving van Sumatra. Bron: *Park et al., 2005*.

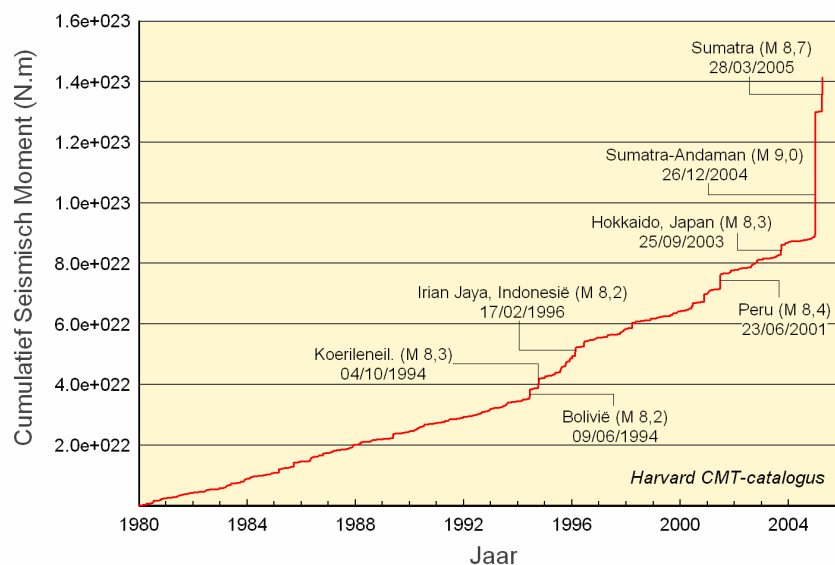
en vooral is het natuurlijk zo dat de epicentrale zone zich volledig in zee bevond, waar met uitzondering van het eiland Simeulue geen mensen wonen. De dichtstbijgelegen steden bevonden zich op een afstand van minstens 100 km. De verwoesting was het grootst in Noord-Sumatra, maar verminderde snel naar het zuiden en oosten toe volgens beschrijvingen van surveyteams. Vooral de stad Banda Atjeh met bijna 300 000 inwoners werd hard getroffen. De bevingen werden er ongeveer 10 minuten lang gevoeld. Overall in de stad stortten huizen in en ook grote constructies uit gewapend beton liepen structurele schade op. Overlevenden verklaarden dat ze niet in staat waren

rechttop te blijven tijdens de aardbeving, en dat de grond openscheurde. Deze waarnemingen zijn in overeenstemming met een intensiteit van IX. Ter vergelijking, de aardbeving die precies één jaar voordien meer dan 43 000 slachtoffers eiste in Bam, Iran, had een magnitude van "slechts" 6.6, maar ook hier werd een intensiteit van IX bereikt omdat het epicentrum vlakbij de stad lag. In Kreung Raya en Panteraja, respectievelijk 45 km ten oosten en 90 km ten zuidoosten van Banda Atjeh, werd de aardbeving sterk gevoeld, maar werd slechts lichte schade veroorzaakt. In Medan, 430 km ten zuidoosten van Banda Atjeh (maar eigenlijk slechts 140 km verder van de seismische

bron), was de aardbeving voelbaar als een lange, zachte trilling die geen schade aanrichtte (intensiteit IV). Banda Atjeh is gelegen op de delta van de Atjeh-rivier. Mogelijk is de grotere intensiteit op deze plaats een lokaal versterkingseffect ten gevolge van dickere sedimentlagen. Een andere mogelijke verklaring is misschien directiviteit, omdat de ruptuur zich vanuit het epicentrum naar het noorden toe voortplantte, van Sumatra weg (zie verder).

De aardbeving werd ook sterk gevoeld op alle eilanden van de Andamanarchipel. De trillingen duurden er ongeveer 3 minuten en waren sterk genoeg om schade toe te brengen aan vele woonhuizen, overeenkomend met een intensiteit van VII. Ook twee stuwdammen raakten licht beschadigd, waarbij kleine scheurtjes in het beton ontstonden en in één geval zelfs een lek. In beide waterreservoirs veroorzaakten de seismische trillingen ook staande golven tot 3-4 m hoog, een verschijnsel dat bekend staat onder de naam "seiche". Tenslotte werden er ook effecten op het landschap waargenomen: op bepaalde plaatsen ontstonden barsten waarlangs grondwater en zand omhoog spotten (liquefactie), en op het eiland Baratang werd kort na de aardbeving een aantal moddervulkanen gereactiveerd.

Figuur 8. Cumulatief seismisch moment van alle aardbevingen wereldwijd sinds 1980. Het seismisch moment van de aardbeving van 26 december 2004 is ongeveer even groot als dat van alle aardbevingen van het voorbije decennium samen. Merk op dat vooral krachtige aardbevingen ($M > 6$) bijdragen tot het cumulatief seismisch moment. Bron: *Harvard CMT-catalogus*.



Seismische bron en ruptuurproces

Aardbevingen zijn complexe gebeurtenissen die niet enkel te karakteriseren zijn aan de hand van magnitude of intensiteit. De seismische golven verschaffen ons ook inzicht in de seismische bron en het ruptuurproces (onder andere

breukdimensies, hardmechanisme, ruptuurpropagatie en verplaatsings-distributie).

Het breukmechanisme van de seismische bron of hardmechanisme wordt bepaald door vergelijking van seismogrammen uit verschillende richtingen omheen het epicentrum. Het geeft het azimut, de helling en de schuifrichting weer van twee vlakken, waarvan één het breukvlak vertegenwoordigt. Mathematisch kan geen onderscheid gemaakt worden tussen beide oplossingen, maar in combinatie met de configuratie van de plaatrand en met de locatie van de naschokken geeft het hardmechanisme van de aardbeving van 26 december 2004 (zie tabel 1) een NNW-ZZO georiënteerd breukvlak met een helling van 8° naar het noordoosten. De kleine hellingshoek impliceert dat het breukvlak uitzonderlijk breed moet zijn. De schuifrichting voor dit vlak bedraagt 110°, wat betekent dat de subductie gepaard ging met een kleine laterale component (pure subductie = 90°). Deze is echter veel kleiner dan de laterale component van de plaatconvergentierichting, wat erop wijst dat de plaatbeweging inderdaad gepartitioneerd is over de beide randen van de Birmaanse microplaat.

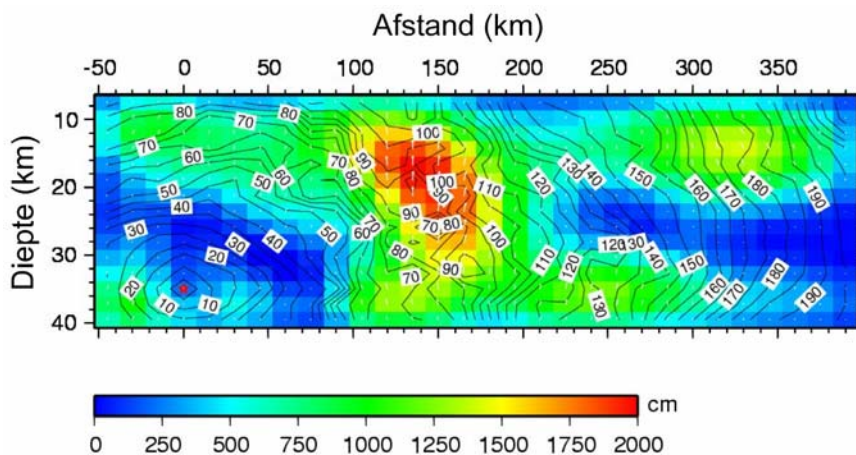
De eerste trein van P- en S-golven bij een aardbeving ontstaat bij propagatie van de ruptuur vanuit het hypocentrum, het punt waar de breukverschuiving begint. Door

inversie van deze bronfunctie verkrijgt men een gedetailleerder beeld van de seismische bron. Figuur 9 toont een voorlopig ruptuurmodel dat de eerste dagen na de aardbeving berekend werd. Het model geeft de variatie weer van de verplaatsingsamplitude, verplaatsingsrichting en ruptuur-initiatietijd voor een breukvlak van 450 km lang en 165 km breed. Duidelijk is te zien hoe de ruptuur vanuit het hypocentrum ongeveer 400 km naar het NNW is gepropageerd, met een gemiddelde snelheid van ongeveer 2 km/s. Deze unidirectionele propagatie resulteert in een kortere duur van de primaire energie voor seismische stations in het NNW ten opzichte van stations naar het ZZO toe. De breukverplaatsing bedroeg gemiddeld meer dan 10 meter, maar vertoont sterke variatie. De beweging begon met een verplaatsing van ongeveer 2.5 meter rond het hypocentrum. Tot 100 km van het hypocentrum nam de amplitude vooral toe naar de bovenkant van het breukvlak. Tussen 100 en 200 km van het hypocentrum was de verplaatsing maximaal, met een piekwaarde van 20 meter. Een scherpe afname vanaf 200 km van het hypocentrum valt ongeveer samen met een bocht van 30° in de plaatrand. De top van het breukmodel eindigt op een diepte van 7 km, maar meer dan waarschijnlijk reikte de ruptuur tot

aan de zeebodem.

Het seismisch moment voor dit model bedraagt $3.57 \cdot 10^{22}$ Nm, wat overeenstemt met een momentmagnitude van 9.0. Er zijn echter een aantal aanwijzingen dat de totale ruptuurlengte veel langer was dan 450 km. Zo strekt de initiële naschokzone (zie verder) zich uit van 3° N tot bijna 14° N, een afstand van 1300 km. Meestal bakenen de initiële naschokken min of meer de ruptuurzone af, maar aanvankelijk dacht men dat de mega-subductieaardbeving van Sumatra mogelijk ook naschokken had veroorzaakt op aanpalende delen van de plaatrand die niet bij de ruptuur betrokken waren. Ondertussen is ook aangetoond dat de primaire P-energie meer dan dubbel zo lang duurde als aanvankelijk gedacht. De bepaling van deze duur wordt bemoeilijkt doordat het tijdvenster tussen de eerste P-golf en secundaire fasen (golven die onderweg gereflecteerd worden) voor elk punt op Aarde maximaal 4 minuten bedraagt. Beschouwt men enkel het hoogfrequente deel van het signaal (> 1 Hz) waarin de gereflecteerde energie wordt onderdrukt, dan blijkt dat de primaire P-energie die direct vanuit de seismische bron werd uitgestraald meer dan 8 minuten duurde (figuur 7). Op het ogenblik dat het PTWC voor het eerst alarm sloeg, was de ruptuur dus nog niet beëindigd! De uitzonderlijk lange duur bevestigt dat de ruptuurzone zich inderdaad tot aan de Andaman-eilanden uitstrekt. Seismologen spreken daarom van de Sumatra-Andamanaardbeving. Nooit eerder werd een langere ruptuur waargenomen.

Figuur 9. Voorlopig ruptuurmodel voor de aardbeving van 26 december 2004. De kleuren geven de amplitude van de breukverplaatsing weer, de contourlijnen de ruptuurinitiatietijd in seconden. Merk op dat de grootste verplaatsing niet samenvalt met het hypocentrum (aangegeven met de rode stip). Bron: *Chen Ji, Caltech.*



Vrije trillingen

Het seismisch moment dat werd bepaald op basis van oppervlaktegolven is te klein om de uitzonderlijke ruptuurlengte van de Sumatra-Andamanaardbeving te verklaren. Deze discrepantie werd pas verschillende weken na de aardbeving opgelost door analyse van de vrije trillingen die door de aardbeving werden opgewekt.

Vrije trillingen of eigentrillingen van de Aarde (ook normale modi genoemd) zijn staande golven die ontstaan door interferentie van lopende golven die de aardbol

doorkruisen. Net zoals een muziekinstrument, denk bijvoorbeeld aan de snaren van een gitaar of piano, kan de Aarde maar trillen in welbepaalde frequenties of harmonische tonen. De meest eenvoudige eigentrilling is een trilling zonder knopen (aangeduid als ${}_0S_0$) waarbij de Aarde als bol uitzet en inkrimpt. Deze modus – de ballonmodus – heeft een periode van 20.5 minuten. Bovenop ervan (met één of meerdere knopenoppervlakken binnen de Aarde, ${}_1S_0$, enzovoort) hebben een kleinere periode, zoals voor een snaar. Naast radiale modi zonder knopenlijnen aan het aardoppervlak zijn er ook modi met een ingewikkelder ruimtelijk gedrag. De bekendste daarvan is de zogeheten voetbalmodus (${}_0S_2$), waarbij de Aarde afwisselend de vorm van een liggende en een rechtopstaande rugbybal aanneemt. Deze modus heeft een periode van 53.9 minuten, de langste periode van alle vrije trillingen. In figuur 10 is te zien dat de voetbalmodus twee knopencirkels heeft die het aardoppervlak verdelen

in drie gebieden die afwisselend op en neer bewegen. Naast deze modi die relatief eenvoudig ruimtelijk voor te stellen zijn, kan de Aarde nog trillen in een oneindig aantal andere vrije trillingen, bijvoorbeeld in modi analoog aan de voetbalmodus maar met meer knopenlijnen, maar ook in modi die alleen een tangentiële beweging vertonen.

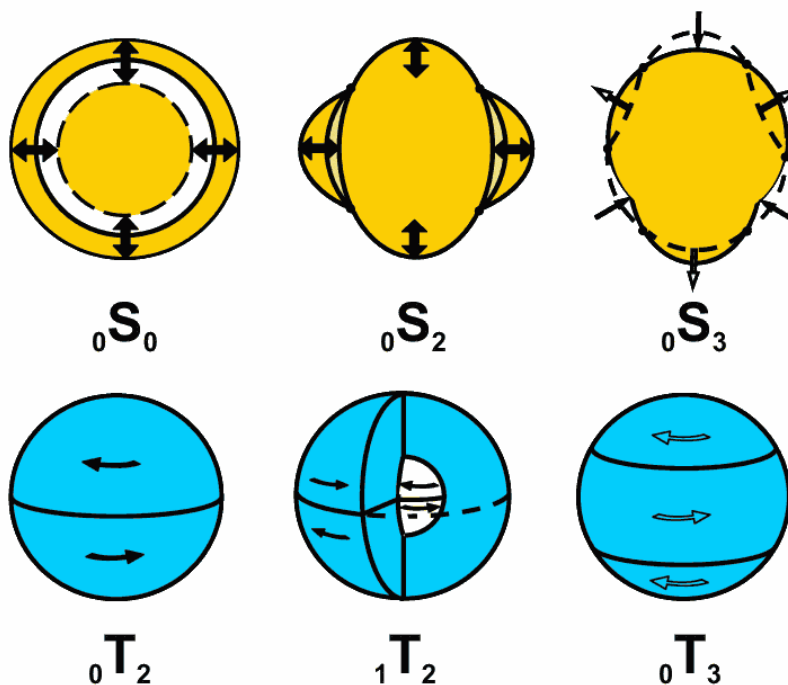
Enkel de krachtigste aardbevingen zijn in staat vrije trillingen voldoende te exciteren om ze te kunnen waarnemen. De Aarde wordt dan als het ware aangeslagen als een klok (al doet een versneld afgespeelde registratie eerder denken aan het ratelen van een metalen vuilnisemmer). Voor het registreren van de ultra-langperiodieke modi zijn seismometers met een uitzonderlijke bandbreedte vereist. In België worden ze geregistreerd door de supergeleidende gravimeter in Membach. Hun identificatie gebeurt meestal aan de hand van frequentiespectra van voldoende lange seismogrammen, maar de aardbeving van 26 december 2004

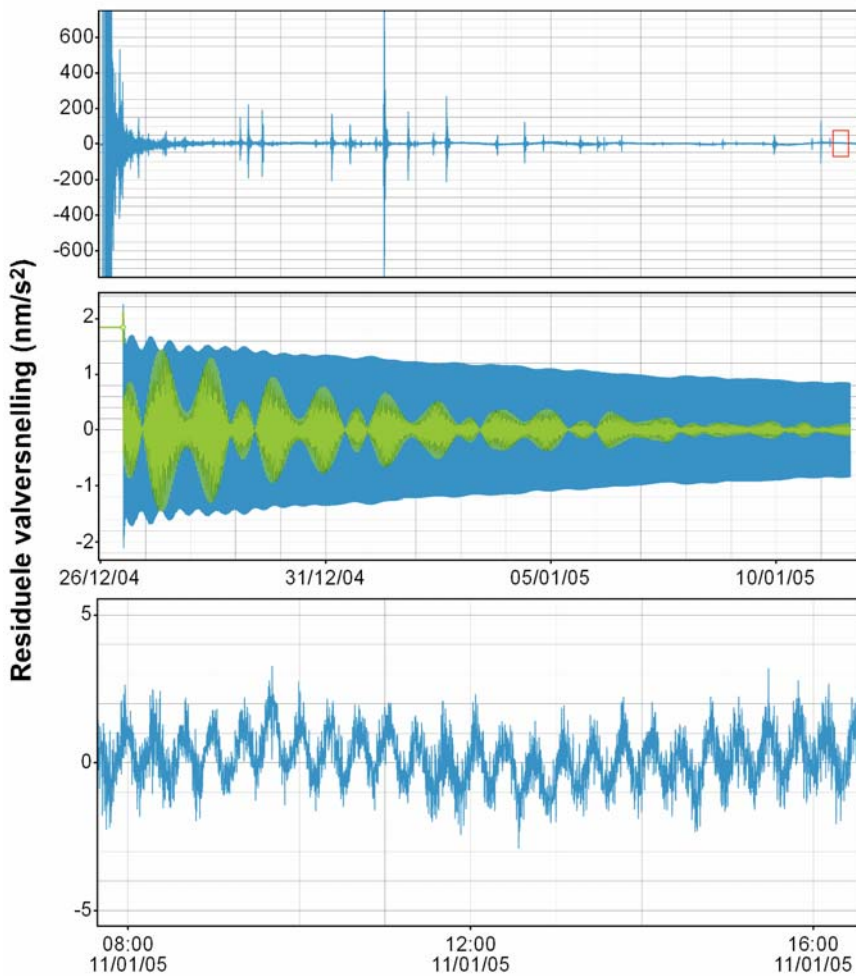
was zo krachtig dat ze zelfs direct in de tijdreeks waarneembaar waren (figuur 11). Vrije trillingen hebben een zeer geringe demping, die verschilt van modus tot modus. De amplitude van de ${}_0S_2$ -modus neemt met ongeveer 0.5 % af bij elke trillingscyclus, zodat deze modus nog een paar weken na de aardbeving in de registraties te zien was. Voor de ${}_0S_0$ -modus is de demping nog minder, slechts 0.05 % per cyclus, waardoor deze zelfs verschillende maanden is blijven nazinderen.

Onderzoekers van Northwestern University hebben het seismisch moment berekend op basis van de vrije trillingen met de langste perioden die bij de Sumatra-Andaman-aardbeving geëxciteerd werden. Daartoe bepaalden ze de demping van de betreffende modi, waarmee de amplitude van de eigentrillingen op het moment van de aardbeving kan geëxtrapoleerd worden. Hun opmerkelijkste vaststelling is dat naarmate de periode van de beschouwde trillingen groter is, het seismisch moment toeneemt (figuur 12). Voor de ${}_0S_2$ -modus met de langste periode werd een moment bepaald van $1 \cdot 10^{23}$ Nm, 2.5 maal groter dan het moment berekend op basis van oppervlaktegolven met een periode van 300 s. De overeenkomstige momentmagnitude bedraagt 9.3. De uitgestraalde energie moet dus ook hoger liggen dan oorspronkelijk bepaald. Dit betekent daarom niet dat de aardbeving van 26 december krachtiger was dan bijvoorbeeld de aardbeving van Alaska in 1964 met een momentmagnitude van 9.2, aangezien deze laatste enkel op basis van oppervlaktegolven kon worden bepaald. De nieuwe bepaling van het seismisch moment is beter in overeenstemming met de ruptuur-lengte die wordt aangegeven door de zone van initiële naschokken en de lengte van de primaire P-fase. Andere analyses, onder andere geodetische metingen van de plaatbewegingen tijdens de aardbeving en modelleringen van de tsunami, wijzen allemaal in dezelfde richting.

Seismische golven bevatten vooral informatie over bronprocessen die opereren op een kleinere ruimtelijke

Figuur 10. Ruimtelijk verplaatsingspatroon van enkele vrije trillingsmodi. Bovenaan de ballonmodus (${}_0S_0$) met een periode van 20.5 minuten, de voetbalmodus (${}_0S_2$) met een periode van 53.9 minuten en de ${}_0S_3$ -modus met een periode van 25.7 minuten. Onderaan enkele modi met enkel een tangentiële verplaatsingscomponent (waaronder de twistmodus), met perioden van respectievelijk 44.0, 12.6 en 28.4 minuten.



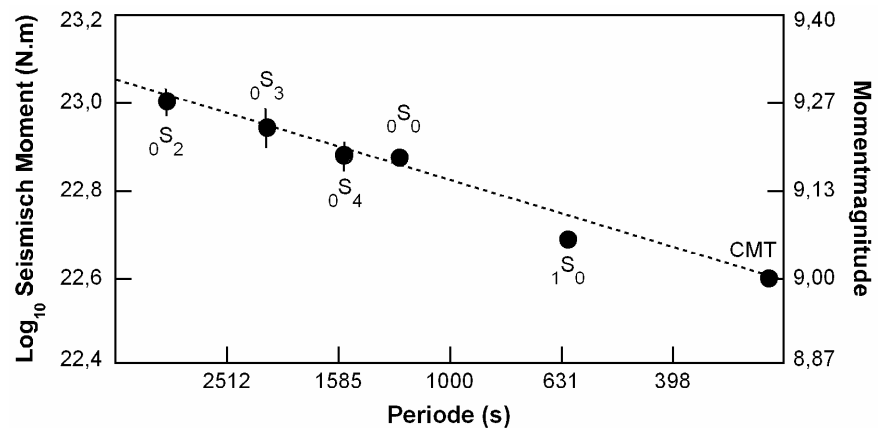


Figuur 11. Registratie van de verticale grondversnelling na de aardbeving van 26 december 2004 door de supergeleidende gravimeter te Membach. Boven: tijdreeks van 26 december 2004 tot 12 januari 2005, gecorrigeerd voor aardgetijden en atmosferische druk, waarop de hoofdschok en verschillende naschokken duidelijk te zien zijn. Midden: dezelfde tijdreeks gefilterd om de ${}_0S_0$ -modus (blauw) en de ${}_0S_2$ -modus (groen) te isoleren. Onder: ongefilterde tijdreeks van enkele uren op 11 januari 2005 die toont hoe de Aarde twee weken na de aardbeving nog aan het natrillen was. Het signaal wordt gedomineerd door de ${}_0S_0$ -modus met een periode van 20.5 minuten die nog tot net voor de aardbeving van 28 maart 2005 kon waargenomen worden.

en tijdschaal dan hun golflengte en periode. De hogere waarde van het moment bepaald op basis van vrije trillingen, wordt daarom toegeschreven aan langzame breukbewegingen die niet gedetecteerd werden door

Figuur 12. Seismisch moment en momentmagnitude van de Sumatra-Andamanaardbeving bepaald op basis van vrije trillingen. CMT vertegenwoordigt de waarde bepaald door Harvard op basis van oppervlaktegolven met een periode kleiner dan 300 s. Hoe langer de beschouwde golfperiode, hoe groter het seismisch moment blijkt te zijn. Bron: Seth Stein en Emile Okal, Northwestern University (2005).

oppervlaktegolven. Verschillende studies tonen aan dat de Sumatra-



Andamanaardbeving het resultaat is van een samengesteld ruptuurproces. De initiële ruptuur propageerde met een snelheid van 2 tot 3 km/s vanuit het hypocentrum tot aan de Andamaneilanden, en hierbij werden de meeste golven met een periode < 500 s uitgestraald. De breukverplaatsing die hiermee gepaard ging, nam systematisch af naar het noorden toe, van maximaal 20 m in de zuidelijke helft van de ruptuurzone tot slechts 2 m ten noorden van de Nicobareilanden. Dit werd gevolgd door een tweede ruptuur met een veel tragere propagatiesnelheid (0.5 km/s) en een totale duur van zowat 1000 s in de noordelijke helft van de ruptuurzone, waarbij bijna uitsluitend oppervlaktegolven en vrije trillingen met een periode > 500 s werden uitgestraald. Het hardmechanisme van deze tweede ruptuur wijst op een grotere laterale component (schuifrichting 150°) en steilere helling (15°) dan bij de initiële ruptuur, wat respectievelijk in overeenstemming is met toenemende schuine plaatconvergentie en toenemende ouderdom van de onderduikende oceanische plaat naar het noorden toe. Mogelijk vond ze ook plaats op een ander breukvlak dan het initiële ruptuurfront. Verschillende waarnemingen bevestigen dit model van langzame breukbeweging in het noorden. Zo tekende de getijdenmeter in Port Blair op de Andamaneilanden pas 30 minuten na de eerste schokken een zeespiegelstijging op die wordt toegeschreven aan een daling van de aardkorst ten gevolge van breukbewegingen. Ook de vaststelling dat de eerste grote naschokken in deze zone pas 85

minuten na de epicentrale haardtijd optraden, is hiermee in overeenstemming.

Verticale bewegingen van de aardkorst

Bij de mega-subductieaardbeving van 26 december 2004 is het deel van Sumatra en de Andamanzee dat zich boven het subductievlak bevindt verschillende meter in de richting van de Soendatrog verschoven. De eerste GPS-metingen tonen inderdaad een westwaartse verplaatsing van ongeveer 1.5 m in Noord-Sumatra. Subductie resulteert echter ook in een belangrijke verticale bewegingscomponent.

Modelberekeningen voorspellen een opheffing van de zeebodem van meer dan 1 m boven het grootste deel van de ruptuurzone, en een daling (subsidentie) van 1 tot 2 m ten oosten daarvan, boven het deel van het subductievlak dat niet geklemd zit (figuur 13).

De gevolgen van de verticale bewegingen zijn goed zichtbaar aan de kustlijnen. In het zuidelijk deel van de ruptuurzone komen de modelberekeningen goed overeen met de waarnemingen. De noordkust van het eiland Simeulue werd tot 1.5 m opgeheven waardoor koraalriffen boven zeeniveau terechtkwamen, terwijl aan de zuidkust subsidentie van enkele tientallen cm kan worden vastgesteld. De noordwestkust van Sumatra is bij de aardbeving tot 1 m gedaald. In combinatie met erosie ten gevolge van de tsunami heeft dit in Banda Atjeh geleid tot een drastische landinwaartse verplaatsing van de kustlijn met verschillende honderden meter, zoals duidelijk te zien is op satellietfoto's. Ook verder naar het noorden toe, buiten de gemodelleerde zone in figuur 13, werden echter verticale bewegingen waargenomen. Aan de zuidkust van Groot-Nicobar is de basis van de vuurtoren van Indira Point gezakt van 3.5 m boven gemiddeld zeeniveau vóór de aardbeving, tot 0.75 m beneden hetzelfde niveau erna. De Andamaneilanden tenslotte blijken min of meer langs hun lengteas te zijn gekanteld, met 1 tot 2 m opheffing langs de westkust en

1 tot 1.5 m subsidentie aan de oostkust.

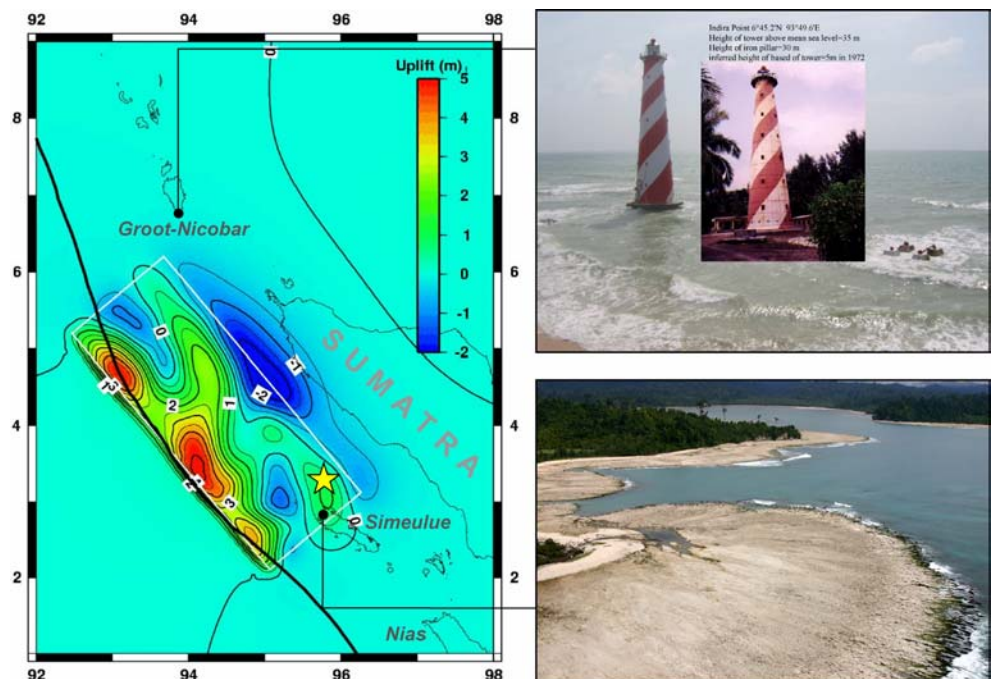
Behalve op de eilanden is het niet mogelijk de verticale bewegingen boven de subductiezone voor de kust van Sumatra met geodetische technieken zoals GPS waar te nemen. Ondiepe koralen zijn echter wel in staat deze bewegingen in hun groeipatronen vast te leggen en fungeren op die manier als paleogeodetische recorders. Met dit soort gegevens kon de ruptuurzone van de aardbevingen van 1833 en 1861 bepaald worden. De koralen laten echter ook verticale deformatie zien in de periode tussen grote aardbevingen (interseismisch) die grotendeels tegengesteld is aan de deformatie tijdens de aardbevingen (coseismisch). Op een afstand van minder dan 110 km van de diepzee-trog zakken de koraalriffen weg met een snelheid tot 5 mm/jaar, terwijl ze op grotere afstand met dezelfde snelheid omhoog komen (figuur 14). Deze interseismische bewegingen zijn het resultaat van de opbouw van

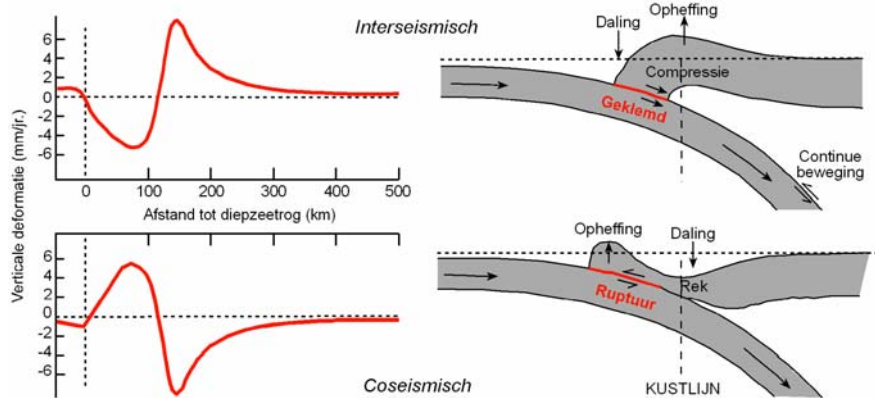
spanning op het subductievlak, en bewijzen dat dit geklemd zit. De coseismische en interseismische bewegingen heffen elkaar grotendeels op, waardoor er voor de laatste 10 000 jaar netto zo goed als geen verticale beweging kan vastgesteld worden.

Veranderingen in de rotatie van de Aarde

Naast de regionale deformatie van de aardkorst heeft de aardbeving van Sumatra ook de rotatie en de vorm van de Aarde veranderd. In principe worden deze globale effecten veroorzaakt door elke aardbeving, groot of klein, maar ook door bijvoorbeeld gletsjers die afsmelten, oceaanstromingen, en stormen. De enige voorwaarde is dat massa verplaatst wordt, dus ook een ritje met de auto heeft een (verwaarloosbaar klein) effect op de aardrotatie. Dit is een direct gevolg van één van de basiswetten van de klassieke mechanica: het impulsmoment van een geïsoleerd systeem

Figuur 13. Verticale bewegingen van de aardkorst tijdens de aardbeving van 26 december 2004. Links: verticaal bewegingspatroon voorspeld op basis van het ruptuurmodel in figuur 9. Bron: *Chen Ji*, Caltech. Rechtsboven: de vuurtoren van Indira Point op het eiland Groot-Nicobar bevond zich 3.5 m boven gemiddeld zeeniveau vóór de aardbeving en 0.75 m beneden dit niveau erna. Bron: *Roger Bilham*, University of Colorado (2005). Rechtsonder: opgeheven koraalrif langs de noordwestkust van het eiland Simeulue. Het voormalige strand uiterst links bevindt zich nu 1.5 m boven de zeespiegel. Bron: *Kerry Sieh*, Sumatran Plate Boundary Project, Caltech.





Figuur 14. Profiel loodrecht op de plastrand op basis van koralen (links) en conceptueel model (rechts) van de verticale bewegingen van de aardkorst in de periode tussen twee mega-subductieaardbevingen (interseismische periode) en tijdens een mega-subductieaardbeving (coseismisch). Bron: *Sumatran Plate Boundary Project*, Caltech; Natawidjaja et al. (2004).

blijft constant in de tijd. Een telegeniek voorbeeld hiervan is een schaatsster die bij het uitvoeren van een pirouette haar rotatie kan versnellen of vertragen door haar armen respectievelijk dicht bij haar lichaam te brengen of uit te strekken (wie minder bedreven is in schaatsen kan deze wet ook aan den lijve ondervinden in een draaibare stoel met een gewicht, bijvoorbeeld een gevulde fles, in de handen). Toepassing van dit principe op de Aarde leert ons dat, bijvoorbeeld, een sterke westenwind gepaard gaat met een vertraging van de aardrotatie, en dat een inkrimping van de Aarde de rotatie versnelt. Dit laatste is wat effectief gebeurd is op 26 december 2004: de Aarde is wat ronder en minder afgeplat geworden (afplatting een honderd miljardste kleiner), en heeft sindsdien ongeveer $3 \mu\text{s}$ (of $3 \cdot 10^{-11}$ van een dag) minder tijd nodig om een volledige omwenteling rond haar rotatieas te maken. Naast de verandering in rotatiesnelheid heeft de aardbeving ook de oriëntatie van de rotatieas veranderd: de positie van de gemiddelde noordpool is ongeveer 2.5 cm opgeschoven in de richting van 145 graden oosterlengte.

Opvallend is dat, volgens theoretische berekeningen, aardbevingen de neiging hebben de Aarde ronder en compacter te maken, en om een nog onbekende reden de noordpool bij voorkeur verplaatsen naar ongeveer 140 graden oosterlengte. Maar bij geen enkele van de

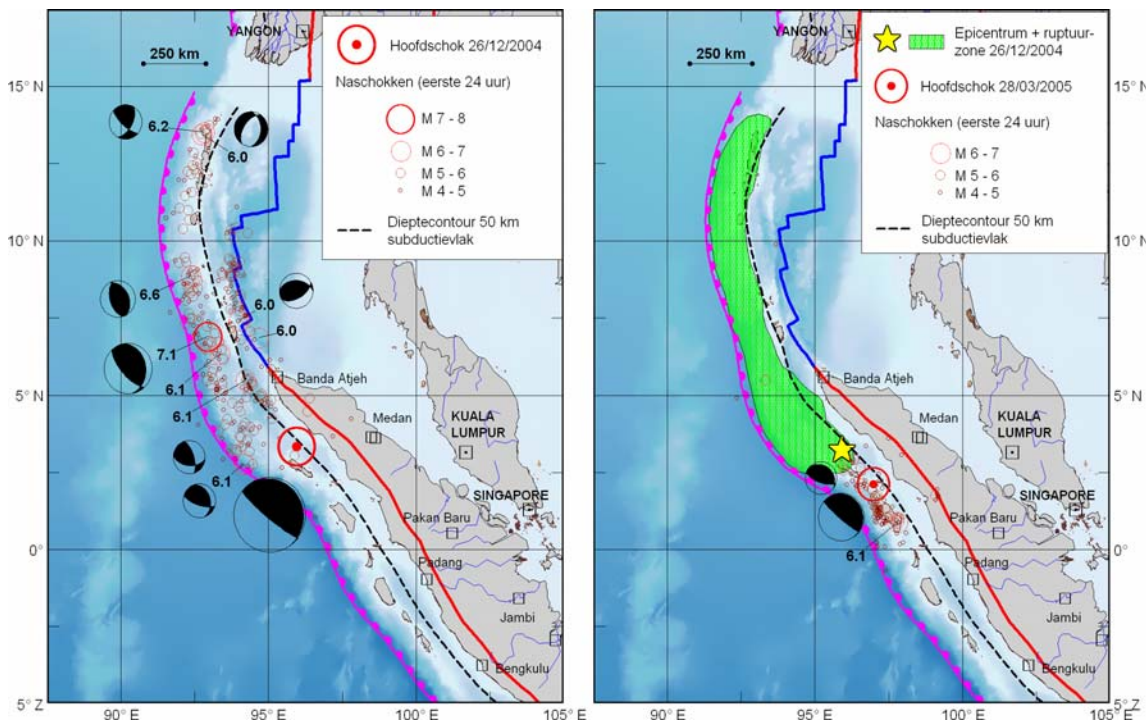
ongeveer 22 000 aardbevingen sinds 1977 van magnitude groter dan 5 heeft men dit kunnen meten. De effecten zijn meestal kleiner dan de meetfouten en bovendien zitten ze “verborgen” onder andere signalen van astronomische, geofysische en klimatologische oorsprong die meerdere grootteordes groter zijn. Stromingen in de atmosfeer en de oceanen veroorzaken bijvoorbeeld fluctuaties in de daglengte van de orde van een milliseconde. En de getijdenwerking van de Maan remt continu de aardrotatie af, de dagen worden daardoor ongeveer 2 ms per eeuw langer. De snellere rotatie veroorzaakt door de aardbeving moet dus enkele maanden later al teniet gedaan zijn door dit getijdeneffect. Ondanks de grote vooruitgang in waarnemingstechnieken, is het nog niet duidelijk of de effecten van een aardbeving op de vorm en de rotatie van de Aarde voor het eerst gemeten kunnen worden. De snellere aardrotatie is niet gemeten omdat de nauwkeurigheid waarmee de daglengte bepaald kan worden ongeveer $20 \mu\text{s}$ is, een orde groter dan het te bepalen signaal. De verandering van de afplatting ligt op het niveau van de huidige detectiegrens en zal dus ook moeilijk aan te tonen zijn. De verplaatsing van de gemiddelde pool van 2.5 cm zal misschien wél in de waarnemingsgegevens gevonden kunnen worden, de nauwkeurigheid van dit soort metingen is beter dan een centimeter. Maar om het signaal van

de Indonesische aardbeving te identificeren, zullen eerst alle andere excitaties van de poolbeweging in kaart gebracht moeten worden.

Naschokken

Grote aardbevingen worden bijna altijd gevolgd door naschokken. Deze zijn het resultaat van de ontlading van residuele spanningen op het breukvlak dat bij de hoofdschok in beweging kwam. Naschokken zijn per definitie kleiner dan de hoofdschok en kunnen weken, maanden, tot zelfs jaren nadien optreden. Over het algemeen geldt dat hoe groter de hoofdschok is, hoe groter en talrijker de naschokken zijn, en hoe langer ze aanhouden. De naschokken van de aardbeving van 26 december 2004 zijn nog steeds aan de gang. De initiële naschokzone was ongeveer 1300 km lang en 200 km breed, en geeft zoals eerder vermeld de oppervlakte van de ruptuurzone op het subductievlak aan (figuur 15). Daarnaast vinden ook naschokken plaats op breuken in de overschuivende Birmaanse microplaat, en ook op grotere diepte binnen de onderduikende plaat. De krachtigste naschok had een magnitude van 7.1 en gebeurde iets meer dan 3 uur na de hoofdschok (zie figuur 6). Acht andere naschokken dezelfde dag haalden een magnitude van 6.0 tot 6.6. Het aantal naschokken neemt exponentieel af met de tijd. Op 26 januari 2005 viel er echter een duidelijke verhoging van de activiteit waar te nemen die ongeveer één week duurde (figuur 16). Dit was te wijten aan een seismische zwerm (een snel opeenvolgende reeks aardbevingen in een klein gebied waarin de zwaarste aardbeving niet substantieel groter is dan de andere) op de transforme ostrand van de Birmaanse microplaat ten oosten van de Nicobareilanden.

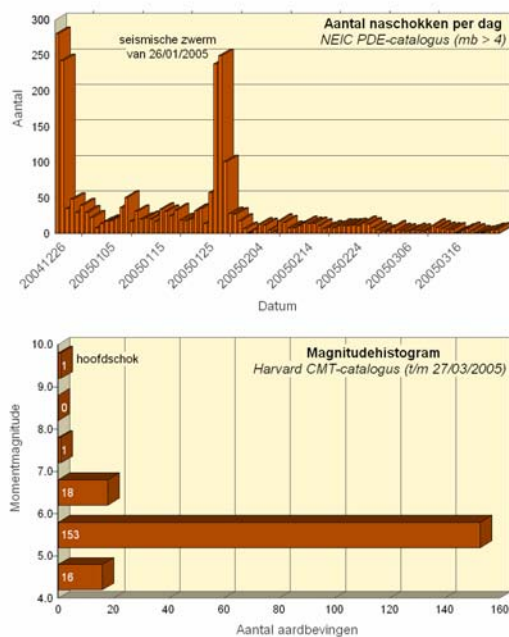
Op 28 maart 2005, drie maanden na de eerste aardbeving, vond een nieuwe krachtige aardbeving plaats met een momentmagnitude van 8.7. Het epicentrum lag slechts 180 km ten zuidoosten van dat van 26 december, midden tussen de eilanden Simeulue en Nias (figuur 15). Deze aardbeving was geen naschok, maar een nieuwe mega-



Figuur 15. Initiële naschokken na de aardbevingen van 26 december 2004 (links) en 28 maart 2005 (rechts). De plaatranden zijn weergegeven in dezelfde kleuren als in figuur 1. De 50 km dieptecontour van het subductievlak geeft ongeveer de basis van de geklemde zone aan. De “strandballen” zijn stereografische projecties van het haardmechanisme, waarbij de lijnen die zwarte (compressie) van transparante (extensie) kwadranten scheiden de mogelijke breukvlakken weergegeven. Bron: PDE-catalogus van het *National Earthquake Information Center*; *Harvard CMT-catalogus*.

subductieaardbeving op het aanpalende segment van de Soenda-subductiezone, dat niet betrokken was in de eerste ruptuur en waar tot dan toe nauwelijks naschokken

Figuur 16. Statistieken voor de naschokken van 26 december 2004. Boven: aantal naschokken per dag met magnitude groter dan 4. Bron: PDE-catalogus van het *National Earthquake Information Center*. Onder: magnitudehistogram. Bron: *Harvard CMT-catalogus*.



waren voorgekomen. Ook deze aardbeving behoort tot de grootste aardbevingen wereldwijd van de laatste 40 jaar (figuur 8). Ze heeft op haar beurt naschokken opgewekt in een 350 km lange zone tussen het zuidelijke uiteinde van de ruptuurzone van 26 december en de evenaar. Dit komt overeen met de ruptuurzone van de laatste grote aardbeving (M 8.5) langs dit deel van de plaatrand in 1861 (figuur 5). Opvallend is wel dat de initiële naschokken beperkt waren tot de onderste helft van het subductievlak (figuur 15). Het haardmechanisme was identiek aan dat van 26 december, terwijl het voorlopig ruptuurmodel een breukverschuiving van gemiddeld 6 m en maximaal 12 m aangeeft. De totale vrijgekomen energie was ongeveer 3 maal kleiner dan bij de aardbeving van 26 december 2004.

De korte opeenvolging van twee krachtige aardbevingen op nabijgelegen breuklijnen doet sterk denken aan de sequentie van aardbevingen langs de Noord-Anatolische breuk in Turkije in 1999. Hier werd de aardbeving van Izmit (M 7.6) op 17 augustus gevolgd door de bijna even verwoestende aardbeving van Düzce (M 7.2) op 12 november. De opvatting dat krachtige aardbevingen ook op

breuklijnen op grotere afstand aardbevingen kunnen induceren door transfer van spanning wint meer en meer terrein bij seismologen. Berekningen na de aardbeving van 26 december op basis van de gemodelleerde breukverschuivingen hadden reeds spanningsverhogingen aangetoond op de Sumatrabreuk en op de Soenda-subductiezone onmiddellijk ten zuiden van de ruptuurzone van december. Afhankelijk van de vooraf opgebouwde spanning op deze breuklijnen kan dit aanleiding geven tot een verhoogde kans op aardbevingen in de eerstvolgende jaren. Het lijkt dan ook waarschijnlijk dat de spanningsverhoging op dit segment van de subductiezone, waar sinds 1861 geen belangrijke aardbeving meer was voorgevallen, het laatste zetje heeft gegeven voor de nieuwe aardbeving op 28 maart 2005.

De tsoenami van 26 december 2004

Kris Vanneste, Tim Van Hoolst en de afdeling seismologie
 (Koninklijke Sterrenwacht van België)

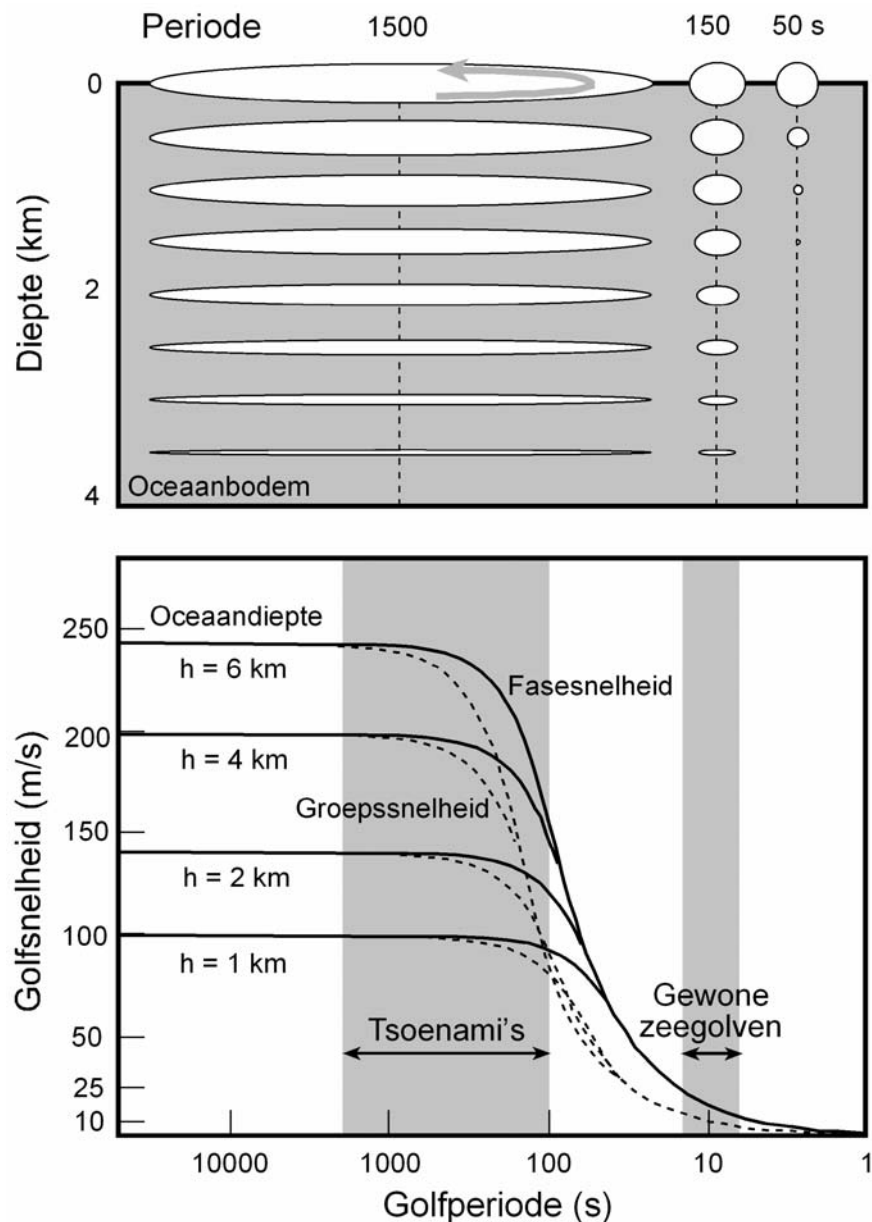
DE AARDBEVING VAN 26 december 2004 voor de westkust van Sumatra veroorzaakte een transoceanische tsoenami die de kusten van de landen rond de Indische Oceaan overspoelde. Naast de ontelbare slachtoffers in Sumatra eiste deze tsoenami tienduizenden slachtoffers in Thailand, Maleisië, Myanmar, Bangladesh, India, Sri Lanka, de Malediven, de Seychellen, tot zelfs in Somalië, Tanzania en Kenia in Oost-Afrika. Het was de meest rampzalige tsoenami in de gekende geschiedenis. De aardbeving van 28 maart 2005 werd gevolgd door een veel kleinere tsoenami die enkel lokaal schade veroorzaakte.

Tsoenami's

Tsoenami's zijn lange oceaangolven. Hun fysisch mechanisme is eigenlijk hetzelfde als dat voor alledaagse golven op water. Als een waterkolom stijgt of daalt,

bijvoorbeeld door een steen in water te gooien, zal de druk in die kolom ook stijgen of dalen ten opzichte van de druk in naburige waterkolommen. Deze drukverschillen geven

aanleiding tot een golfbeweging in horizontale richting die zich aan het wateroppervlak voortplant, een zogeheten oppervlaktegraviteitsgolf. Tsoenami's verschillen van gewone



Figuur 17. Boven: golfbewegingen van oppervlaktegraviteitsgolven met een periode van 1500, 150 en 50 seconden in een oceaan van 4 km diep. De bewegingen zijn telkens genormaliseerd tot de eenheidswaarde aan het zeeoppervlak. Bij golven met een lange periode reiken de bewegingen tot aan de zeebodem. Merk op dat voor dergelijke tsoenami de horizontale beweging constant blijft doorheen de waterkolom, en meer dan tienmaal groter kan zijn dan de verticale beweging. Onder: fase- en groepsnelheid voor oppervlaktegraviteitsgolven in functie van hun periode en de waterdiepte. Voor tsoenami's met de langste perioden is de snelheid enkel afhankelijk van de waterdiepte en niet van de periode (geen dispersie). De snelheid van windgolven daarentegen is onafhankelijk van de waterdiepte. Bron: Ward (2002).

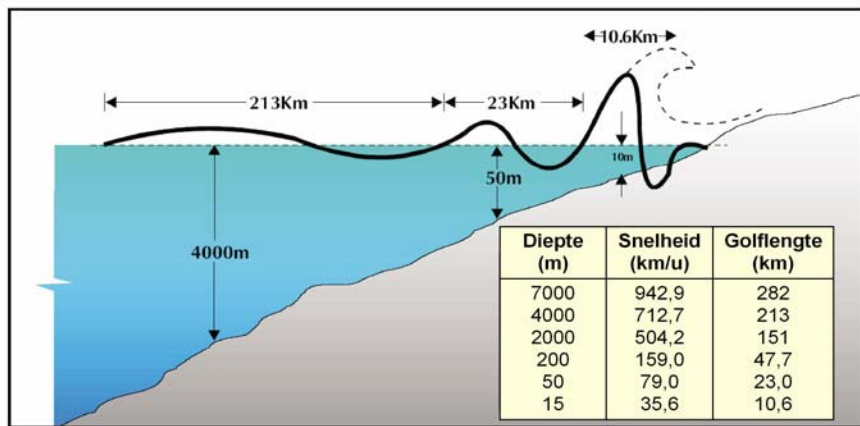
zeegolven door hun ontstaanswijze en door hun karakteristieke periode en golflengte. Typische zeegolven worden vooral door de wind aangedreven en hebben een golflengte van een honderdtal meter en een periode rond 10 seconden. Tsoenami's daarentegen worden opgewekt door abrupte verplaatsingen van de oceaانبodem en worden gekenmerkt door een erg lange golflengte (tien tot honderden kilometer) en periode (100 seconden tot ongeveer 1 uur). Terwijl gewone golven enkel de bovenste waterlaag verstoren, zetten golven met een langere golflengte een veel diepere laag water in beweging (figuur 17). Wanneer de golflengte langer is dan driemaal de waterdiepte reikt de golfbeweging tot aan de oceaانبodem. Dit betekent dat in een doorsnee oceaan verplaatsingen van de bodem enkel aanleiding kunnen geven tot oppervlaktegraviteitsgolven met een golflengte langer dan ongeveer 10 km.

Door hun lange golflengte planten tsoenami's zich anders voort dan gewone zeegolven. De voortplantingssnelheid wordt voornamelijk bepaald door de waterdiepte (figuur 17). Tsoenamigolven waarvan de golflengte veel groter is dan de waterdiepte, planten zich voort met een snelheid gelijk aan de vierkantswortel uit het product van de valversnelling en de waterdiepte. In volle oceaan kan de snelheid oplopen tot 160-250 m/s of 600-900 km/h, ongeveer even snel als een passagiersvliegtuig. Het reliëf van de oceaانبodem doet de golven versnellen of vertragen, en tegelijkertijd ook afbuigen (refractie). De hoogte van tsoenami's neemt af met de afstand van de bron, enerzijds omdat ze een steeds groter gebied in beweging zetten (geometrische spreiding), en anderzijds omdat golven met verschillende perioden zich niet even snel voortplanten (dispersie). Golven met verschillende perioden die op een bepaalde plaats ontstaan, zullen dan ook uiteen gaan. Langgolvige tsoenami's die minder onderhevig zijn aan dispersie kunnen grote afstanden afleggen en zelfs een volledige oceaan oversteken zonder al te groot

energieverlies. De uitzonderlijke energie van tsoenami's komt pas tot uiting wanneer ze aan land komen. In ondiep water in de nabijheid van de kust loopt de snelheid terug tot slechts een paar tientallen km/h. Bij constante energieflux zal de golfhoogte echter toenemen (figuur 18). Tsoenami's die in volle oceaan typisch slechts 1 meter hoog zijn en onopgemerkt blijven, kunnen hierdoor opgestuwd worden tot een hoogte van 10 tot zelfs 30 meter aan de kust. De betekenis van het Japanse woord tsoenami ("haven-golf") illustreert dit fenomeen perfect. Langs eenzelfde kustlijn kan de hoogte sterk variëren naargelang de vorm van de kust en het reliëf van de zeebodem. Tsoenami's kunnen de kust bereiken in de vorm van een snel stijgend zeeniveau, een reeks van overslaande golven, of minder vaak als een muur van water. Hun verwoestende kracht is vooral een gevolg van hun lange golflengte en

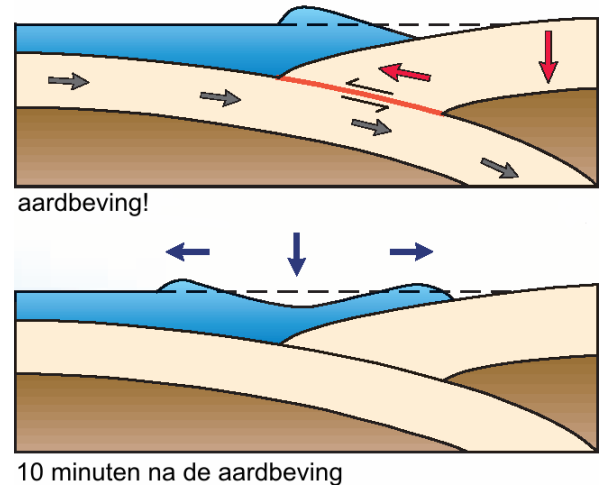
hoge snelheid, die respectievelijk verantwoordelijk zijn voor grootschalige overstroming (tot honderden meter landinwaarts), en voor impact van snelstromend water en bodemerrosie.

Verschillende processen kunnen een abrupte verstoring van de zeebodem veroorzaken met dimensies die voldoende groot zijn om een tsoenami op te wekken. Verreweg de meeste tsoenami's zijn het gevolg van onderzeese aardbevingen (in de populaire media dikwijls aangeduid als "zeebevingen", hoewel er geen enkel fysisch verschil is met aardbevingen waarvan het epicentrum zich op het land bevindt). Niet elke aardbeving met epicentrum in zee kan een tsoenami veroorzaken. De breukdimensies moeten voldoende groot zijn (wat neerkomt op een magnitude van minimaal 7.0 tot 7.5), het breukvlak moet tot dicht bij de zeebodem reiken (het hypocentrum



Figuur 18 (boven). Bij nadering van de kust neemt de snelheid van tsoenami's af, waardoor hun golflengte gecomprimeerd wordt en hun golfhoogte toeneemt. De amplificatie- of opstuwingsfactor is gelijk aan de vierkantswortel van de verhouding tussen de (groeps)snelheden van de tsoenami op de plaats van ontstaan en op de plaats van aankomst. Bron: *International Tsunami Information Center*.

Figuur 19 (rechts). Schematische voorstelling van de opwekking van een tsoenami ten gevolge van de abrupte verticale deformatie van de zeebodem bij een mega-subductie-aardbeving. Bron: *AUSGEO News* (2004).



mag bijgevolg niet dieper zijn dan een paar tientallen km), en het breukmechanisme moet resulteren in een verticale deformatie (opheffing of daling) van de zeebodem. Vooral mega-subductieaardbevingen voldoen aan deze criteria. Hun verticale bewegingscomponent is weliswaar kleiner dan de horizontale component, maar de breukdimensies, en dus het brongebied voor een tsoenami, kunnen meer dan tienmaal groter zijn dan bij andere breuktypes. De vier grootste subductieaardbevingen van de vorige eeuw hebben allemaal tsoenami's veroorzaakt in de Stille Oceaan, al lag hun dodentol aanzienlijk lager dan bij de aardbeving van 26 december 2004. De tsoenami die volgde na de aardbeving van Chili in 1960 (M 9.5) was verwoestend in de hele Stille Oceaan tot zelfs in Japan, meer dan 17 000 km verderop aan de overkant van de oceaan. De subductiezones die de Stille Oceaan omringen, behoren samen met de Soenda-subductiezone in Indonesië tot de meest actieve ter wereld, maar ook in de Atlantische Oceaan en in de Middellandse Zee komen subductiezones voor.

Naast aardbevingen kunnen ook andere processen tsoenami's genereren, zoals onderzeese aardverschuivingen (die mogelijk op hun beurt weer veroorzaakt worden door aardbevingen), de explosie en instorting van vulkaaneilanden, en ook impact door neerstortende rotsmassa's of meteorieten. In sommige gevallen kunnen tsoenami's die op deze manier ontstaan een grotere initiële golfhoogte hebben dan tsoenami's veroorzaakt door aardbevingen, waardoor ze soms als "megatsoenami's" worden bestempeld. Hun brongebied, en bijgevolg ook hun golfenlengte, is echter veel kleiner (tot een paar tientallen km), waardoor ze veel meer aan dispersie onderhevig zijn en ze zelden kusten op grote afstand van het brongebied treffen. Een beroemd voorbeeld is de tsoenami van 1958 in de Lityyabaai, Alaska. Door de impact van een enorme lawine ontstond een golf van ongeveer 180 meter hoog, die aan de overkant van de baai werd

opgestuwd tot de ongelooflijke hoogte van 520 meter! Dit was de hoogste tsoenamigolf die ooit werd waargenomen, maar buiten de baai werd de tsoenami snel gedempt en in volle oceaan viel er nauwelijks nog iets van te merken.

Historische tsoenami's

Indonesië en de Golf van Bengalen werden in het verleden meermaals getroffen door tsoenami's, meestal veroorzaakt door aardbevingen. De Tsunami Database van het National Geophysical Data Center vermeldt niet minder dan 50 tsoenami's in Indonesië tijdens de voorbije honderd jaar, waarvan 15 destructief. In tegenstelling tot in de Stille Oceaan echter, heeft in de Indische Oceaan nog nooit eerder in de ons bekende geschiedenis een tsoenami transoceanische proporties aangenomen zoals de tsoenami van 26 december 2004. Drie tsoenami's hebben de voorbije 15 jaar slachtoffers geëist: in de Flores-zee in 1992 (maximum opstuwhoogte 26 meter, 1000 doden), bij het eiland Java in 1994 (maximum opstuwhoogte 13 meter, 238 doden), en bij Nieuw-Guinea in 1996 (maximum opstuwhoogte 8 meter, 127 doden). Telkens ging het om lokale tsoenami's, opgewekt door aardbevingen met een magnitude tussen 7.5 en 8.1, waarbij de schade beperkt bleef tot een afstand van ongeveer 300 km van het epicentrum. In 1907 veroorzaakte een aardbeving met M 7.6 in de buurt van het epicentrum van de aardbeving van 26 december een tsoenami van 3 meter hoog waarbij 400 mensen langs de noordwestkust van Sumatra om het leven kwamen. Ook de grote subductieaardbevingen van 1833 (M \approx 8.7) en 1861 (M \approx 8.5) langs de centrale westkust van Sumatra gingen gepaard met tsoenami's. De aardbevingen in 1881 (M 7.9) en in 1941 (M 7.7) in het noordelijk deel van de ruptuurzone van 26 december hebben tsoenami's doen ontstaan die de Golf van Bengalen zijn overgestoken en schade veroorzaakt hebben op de Indische oostkust. In 1941 kwamen meer dan 5000 mensen om het leven, maar de golfhoogte is niet bekend. De meest

desastreuze tsoenami tot nog toe in het gebied werd echter niet veroorzaakt door een aardbeving, maar door de explosie en instorting van de Krakatau-vulkaan in 1883. De golven bereikten toen een hoogte van meer dan 35 meter, verschillende kuststeden op de eilanden Java en Sumatra werden van de kaart geveegd, en ongeveer 36 500 mensen kwamen om. Zelfs deze tsoenami had echter niet de omvang van de tsoenami van 26 december 2004. Aan de oostkust van India bedroeg de golfhoogte nog slechts 2 meter en bleef de schade beperkt.

De tsoenami van 26 december 2004

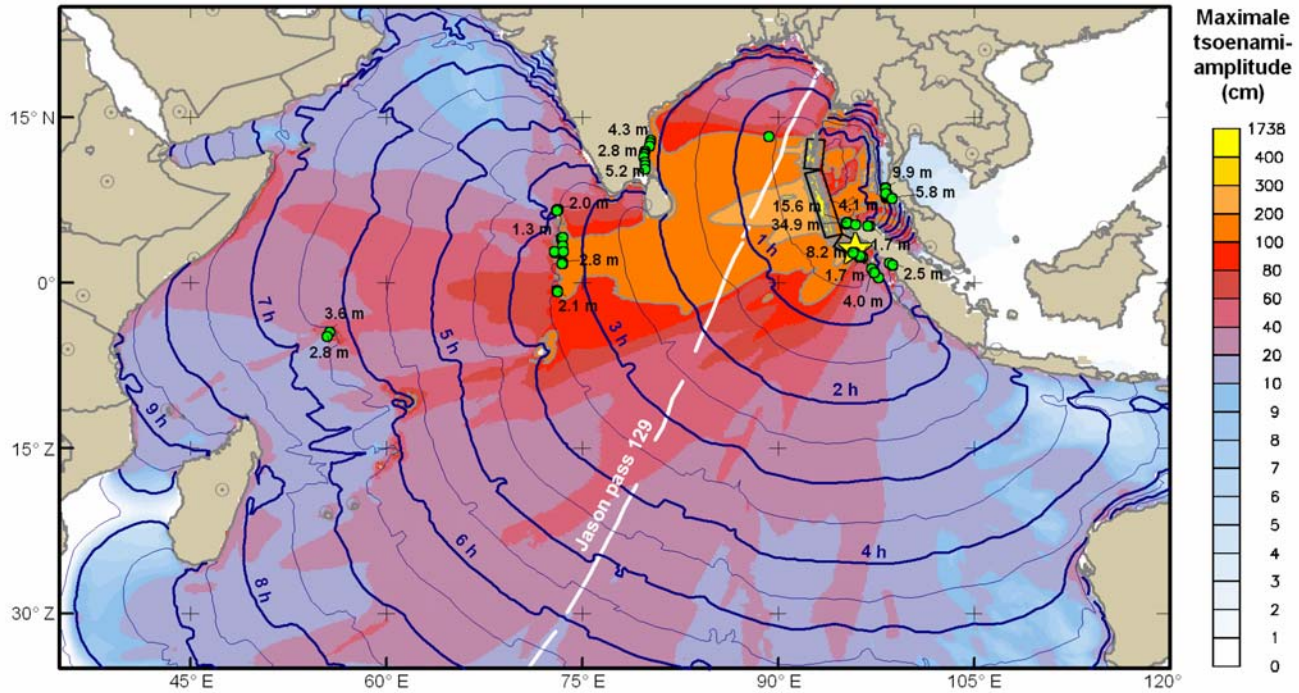
We hebben gezien dat de aardbeving van 26 december 2004 de zeebodem over een groot gebied abrupt verticaal verplaatst heeft (figuur 13, zie *Heelal* juli 2005, blz.225). De opheffing was bovendien maximaal (2 tot 5 meter) boven de bovenste helft van het subductievlak, net ten oosten van de Soendatrog, in waterdieptes van 2500 tot 4000 meter. Het kolossale watervolume dat hierdoor uit evenwicht werd getild, zette de tsoenami in gang. Het is belangrijk zich te realiseren dat de tsoenamigolven niet in één punt ontstonden, maar over een lengte van verschillende honderden kilometer. Het is momenteel nog niet duidelijk of ook de noordelijke helft van de ruptuurzone, waar de breukbewegingen veel trager waren, heeft bijgedragen tot het opwekken van de tsoenami. Hoe dan ook vertegenwoordigt dit een reusachtig brongebied (minimaal 450 bij 200 km, of 90 000 km²), veel groter dan bij vulkanische erupties en aardverschuivingen mogelijk is. Een belangrijk gevolg is ook dat de energie-uitstraling niet radiaal-symmetrisch was. De golfamplitudes waren het grootst in de richting loodrecht op de breuklijn, in dit geval naar het oosten en westen. Dit verklaart bijvoorbeeld waarom Bangladesh in het noorden van de Golf van Bengalen ondanks zijn lage ligging minder hard getroffen werd dan Somalië op meer dan 4500 km van het epicentrum. Door het typi-

sche verplaatsingspatroon bij een subductie-aardbeving – opheffing boven het subductievlak in de oceaan en subsidie landwaarts daarvan (figuur 14, zie Heelal juli 2005, blz.226) – heeft de tsunami een positief golffront naar de open oceaan toe, en een negatief golffront in landwaartse zin (figuur 19). Om deze reden werden de eerste golven

aan de kusten ten oosten van het epicentrum voorafgegaan door een ongewoon verre terugtrekking van de zee, terwijl naar het westen toe de tsunami met een overstroming begon. Hoewel vooral de kustlijnen in het directe pad van de tsunami het hardst getroffen worden, kunnen tsunamigolven door refractie om landmassa's heen buigen en op die

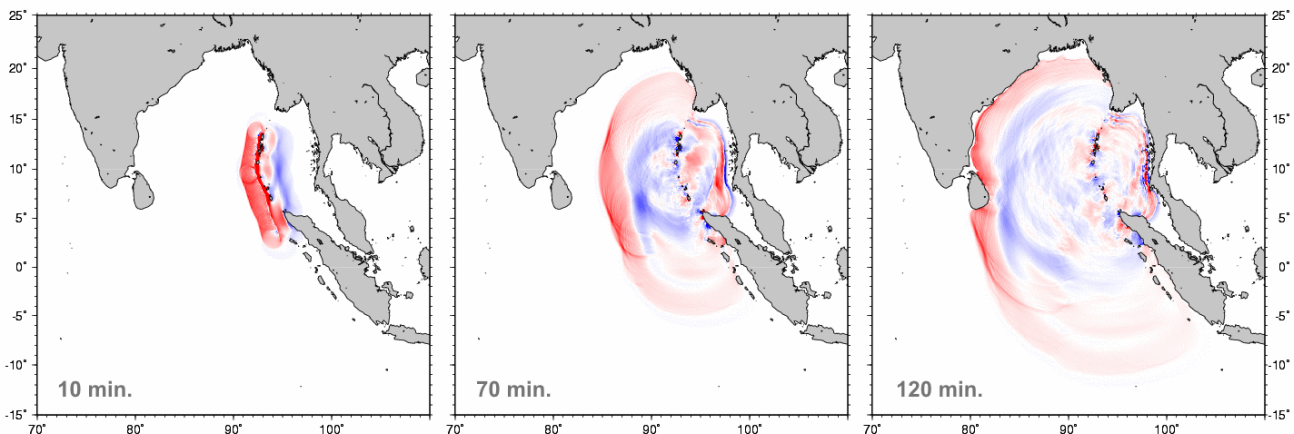
manier ook kustlijnen aan de schaduwwzijde van een landmassa overspoelen. Dit was bijvoorbeeld het geval voor de oostkust van Sumatra en de westkusten van India en Sri Lanka.

De tsunami van 26 december 2004 zaide dood en vernieling in elf landen rondom de Indische Oceaan, en werd ook geregistreerd



Figuur 20 (boven). Gemodelleerde maximale amplitude en reistijd van de tsunami van 26 december 2004 in de Indische Oceaan. Daarnaast zijn ook waargenomen oploophoogtes (runup) aangegeven, evenals de baan van de radaraltimetriesatelliet Jason-1. Bron: NOAA Pacific Marine Environmental Laboratory, Earthquake Engineering Research Institute.

Figuur 21 (onder). Gemodelleerde propagatie van de tsunami in de Indische Oceaan 10, 70 en 120 minuten na de aardbeving. Bij de modellering werd een ruptuurlengte van 1000 km aangenomen. Rode kleuren geven een hoger zeeniveau aan dan normaal, blauwe kleuren een lager niveau. Merk op dat het golffront negatief is naar het oosten toe (Thailand, Sumatra) en positief naar het westen toe (India, Sri Lanka). Bron: Kenji Satake, National Institute of Advanced Industrial Science and Technology, Japan.



in de Stille Oceaan en in de Atlantische Oceaan. De aankomsttijden en golfhoogten van de tsunami op verschillende kustlocaties werden geregistreerd door getijdenmeters, en in volle oceaan door radarsatellieten. In de weken die volgden op de ramp werden internationale surveyteams uitgestuurd naar onder andere Sumatra, Sri Lanka en India om er ooggetuigenverslagen op te schrijven en er belangrijke parameters op te meten, zoals het horizontale bereik (verste afstand van overstroming ten opzichte van de kustlijn) en de runup of oploophoogte (maximale landinwaartse hoogte van het water boven zeeniveau, dit is niet gelijk aan de golfhoogte) van de tsunami. Vergelijking van al deze gegevens met rekenmodellen (figuren 20 en 21) zal meer inzicht verschaffen in het ontstaan en de propagatie van de tsunami.

De noordwestelijke tip van Sumatra werd het eerst en het hardst getroffen door de tsunami. De ergste effecten werden waargenomen ten westen van Banda Atjeh, langs de kustlijn die gericht is naar het epicentrum. Waarnemingen

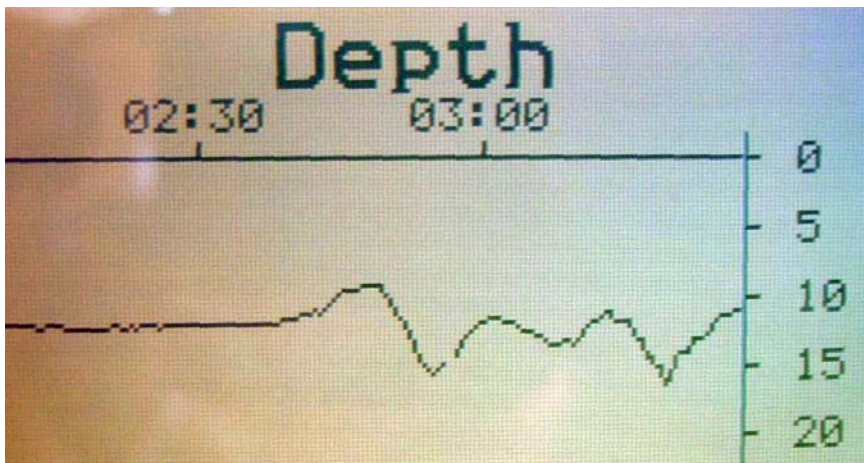
van een internationaal surveyteam te Lhoknga duiden op een golfhoogte van 12 tot 15 meter aan het strand, en oploophoogtes tot meer dan 25 meter (figuur 22). Een vrachtschip werd meer dan 150 meter landinwaarts meegesleurd, terwijl een ander kapseisde. Het centrum van de stad Banda Atjeh, dat van de zee wordt gescheiden door een 2 km brede laagvlakte, werd 25 minuten na de aardbeving overstromd door 9 meter hoge golven. Het deel van de stad dat aan de laagvlakte grenst, werd zo goed als weggeveegd. Ten gevolge van de ondiepe zee langs de oostkust van Sumatra arriveerde de tsunami er stelselmatig later en nam de impact ervan af. In Medan, 430 km ten zuidoosten van Banda Atjeh, bedroeg de oploophoogte nog 2.5 meter. Op het eiland Nias voor de westkust van Sumatra werd de eerste terugtrekking van de zee anderhalf uur na de aardbeving gevolgd door verschillende oscillaties de hele dag lang. De grootste golf had een oploophoogte van 4 meter en werd eigenaardig genoeg pas in de namiddag waargenomen, meer dan 5 uur na de aardbeving. Vermoedelijk was dit een gereflecteerde golf.

Figuur 22. Op een steile heuvel vlakbij de kust te Lhoknga, Noordwest-Sumatra, werd alle begroeiing tot een hoogte van zowat 25 meter weggeschoren door de tsunami. Bemerkt de verschillende oploophoogtes aan de zeewaartse en aan de landwaartse zijde van de heuvel. Bron: *Tsunami Laboratory, Novosibirsk*.



De tsunami bereikte de westkust van Thailand ongeveer 90 minuten na de aardbeving, iets eerder dan de oostkust van Sri Lanka. Thailand ligt nochtans veel dichterbij het epicentrum, maar de snelheid van de tsunami in de minder diepe Andamanzee ten westen van Thailand lag veel lager dan in de Indische Oceaan. Op de dieptemeter van het Belgische jacht Mercator dat 1 mijl voor de kust van Phuket voor anker lag, zijn golven van 4 tot 5 meter hoog te zien met een periode van 12 tot 14 minuten (figuur 23). De tsunami vernielde alle strandhotels in populaire vakantieoordens als Phuket, Phi Phi en Khao Lak. De maximale oploophoogte bedroeg meer dan 9 meter.

Aan de overkant van de Golf van Bengalen bereikten de eerste tsunamigolven de oostkust van Sri Lanka ongeveer 110 minuten na de aardbeving. De hoofdstad Colombo aan de schaduwzijde van het eiland en de oostkust van India waren 30 minuten later aan de beurt. Hier was er geen voorafgaande terugtrekking van de zee. Een gedetailleerd ooggetuigenverslag beschrijft hoe aan de westkust van Sri Lanka de zeespiegel eerst geleidelijk een paar meter steeg, waarna de zee zich 20 minuten lang terugtrok tot een niveau ongeveer 7 meter lager dan normaal. Nog eens 20 minuten later kwam een golf van wel 7 meter hoog aanrollen die grote verwoestingen aanrichtte aan de vele strandhotels en een trein meesleurde. De zeespiegel bleef daarna nog verschillende uren lang op en neer schommelen, de pieken telkens ongeveer 40 minuten uiteen. Surveyteams stelden twee weken na de ramp oploophoogtes van 3 tot 12 meter vast in Sri Lanka, en 3 tot 5 meter langs de zuidoostkust van India. Het horizontale bereik van de tsunami lag tussen 50 meter en meer dan 1 km. Omdat veel mensen, vooral vissers, op laaggelegen grond zeer dicht bij de kust leven, vielen er lokaal veel slachtoffers. Bijna alle houten woningen en de meeste huizen uit baksteen werden totaal verwoest, terwijl constructies uit gewapend beton de kracht van het water doorstonden. Door



Figuur 23. Registratie van de tsunami door de dieptemeter aan boord van het Belgische jacht “Mercator” dat 1 mijl voor de kust van Phuket voor anker lag. Horizontale as is tijd in uren, verticale as diepte in meter. De waterdiepte neemt eerst af, wat overeenkomt met een initiële terugtrekking van de zee. Dit werd gevolgd door drie golven van 4 tot 5 meter hoog met een periode van 12 tot 14 minuten. Merk op dat de eerste golf niet de hoogste was. Bron: *Thomas Siffer*.

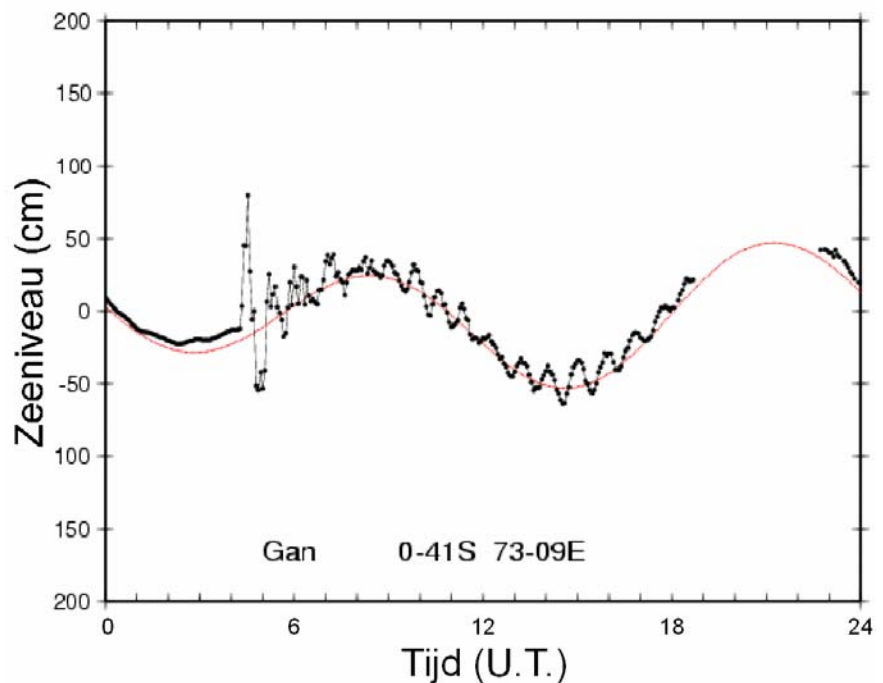
golfrefractie kon de tsunami ook grote delen van de Indische westkust bereiken, maar de golfhoogtes namen snel af naar het noorden toe.

Ten zuidwesten van India bereikte de tsunami de Malediven ongeveer 3.5 uur na de aardbeving. De gevolgen bleven hier al bij al beperkt. De golven liepen op tot een hoogte van slechts 1 tot 3 meter (figuur 24). Mogelijk is dit te wijten aan de dempende werking van koraalriffen voor de kust. De tsunami zette verder koers naar het westen en had nog voldoende energie om de Indische Oceaan over te steken en meer dan zeven uur en een kwartier na de aardbeving nog verschillende slachtoffers te maken in Oost-Afrika. In Somalië, de Seychellen en Mauritius, die in de richting van maximale energie-uitstraling lagen, bereikten de golven nog een oploophoogte van 4 meter en werd grote schade aangericht. Via Zuid-Afrika en Australië, waar op twee plaatsen langs de westkust lichte schade werd aangericht door golven van 1 meter hoog, sijpelde de energie van de tsunami door naar respectievelijk de Atlantische Oceaan en de Stille Oceaan. In deze laatste werden daags na de aardbeving nog steeds kleine variaties van het zeeniveau gemeten. Voor de kust van Mexico bedroeg de amplitude door een focusering-

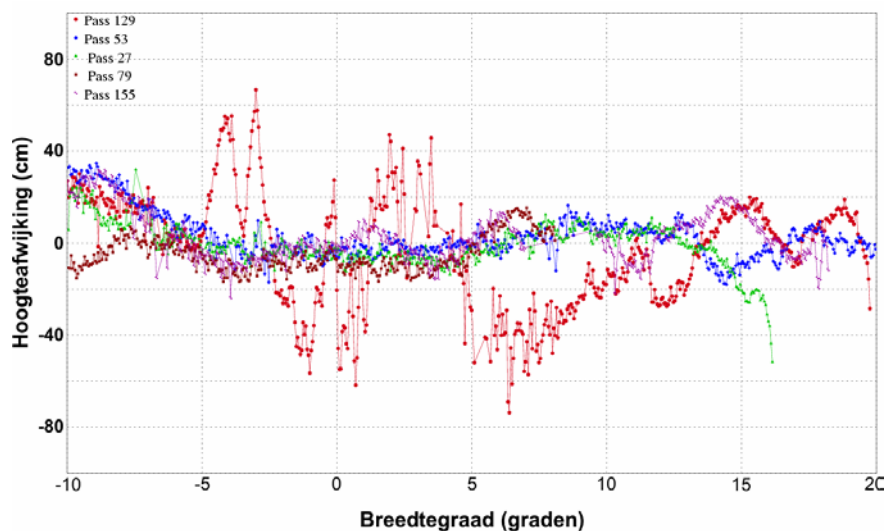
seffect nog meer dan 1 meter.

De tsunami werd ook gedetecteerd, en dit voor het eerst, door vier radarsatellieten die toevallig een baan over de Indische Oceaan beschreven terwijl de tsunami onderweg was. Deze satellieten hebben radaraltimeters aan boord die de hoogte van de zeespiegel langs hun baan kunnen

Figuur 24. Registratie van de tsunami door een getijdenmeter op de Malediven. De rode lijn geeft het voorspelde getij aan. Bron: *University of Hawaii Sea Level Center*.



meten met een precisie van enkele centimeter. Door vergelijking met de hoogte gemeten bij vorige passages is de tsunami duidelijk te zien. Dit zijn de enige gegevens over de tsunami in volle oceaan, alle overige gegevens zijn immers afkomstig van getijdenmeters die in ondiepe kustwateren zijn opgesteld en daarom geen juist beeld geven van de werkelijke tsunamihoogte (en dus energie) in de oceaan. Jason-1 passeerde 2 uur na de aardbeving over het tsunami-front op 5° zuiderbreedte (figuur 25). De tsunami had dan al een afstand van 1500 km afgelegd, wat dus overeenkomt met een gemiddelde snelheid van 750 km/h. Het front was 60 tot 70 cm hoog, en werd gevolgd door een golfdal van 30 tot 40 cm; de golflengte bedroeg 430 km, en de periode 37 minuten. Dit laatste stemt goed overeen met de ooggetuigenverslagen in Sri Lanka. Bij de passage van ENVISAT, drie uur en 15 minuten na de aardbeving, bedroeg de hoogte van het tsunami-front nog 40 cm. Acht uur en 50 minuten na de aardbeving had de tsunami zich over bijna de hele Indische Oceaan verspreid en waren de golven nog slechts 5 tot 10 cm



Figuur 25. Registratie van de tsunami in de Indische Oceaan door de radaraltimetriesatelliet Jason-1 bij toevallige passage (pass 129) twee uur na de aardbeving, vergeleken met de afwijkingen van de zeespiegelhoogte gemeten bij eerdere passages. De baan van de satelliet is aangegeven in figuur 20. Bron: Gower (2005), AVISO.

hoog, behalve in de Golf van Bengalen waar er nog steeds golven heen en weer gingen met een hoogte van 25 cm. De satellietgegevens konden helaas niet worden gebruikt om de bevolking te alarmeren. Op het moment van de eerste passage overspoelden de eerste tsunami-golven reeds de oostkust van Sri Lanka en bovendien konden de gegevens pas verschillende dagen later geanalyseerd worden. Aangezien de kans klein is dat een satelliet zich op het goede moment op de juiste plaats bevindt om een tsunami in een vroeg stadium te detecteren, is het onwaarschijnlijk dat dit soort gegevens in de nabije toekomst kan gebruikt worden voor een waarschuwingssysteem voor tsunami's.

De tsunami na de aardbeving van 28 maart 2005

Na de aardbeving van 28 maart 2005 werd gevreesd voor een nieuwe tsunami in de Indische Oceaan. Er ontstond wel degelijk een tsunami, maar deze bleef veel kleiner dan op 26 december 2004. Op het eiland Simeulue werden de haven en de luchthaven beschadigd door golven van 3 meter hoog, terwijl het water tot 2 meter hoog werd opgestuwd langs de westkust van het eiland Nias en tot 1 meter langs delen van

de westkust van Sumatra. Ook op grotere afstand werden zeespiegelschommelingen van 5 tot 20 cm geregistreerd door getijdenmeters, onder andere op de Malediven, Sri Lanka en Cocoseiland ten noordwesten van Australië. Waarom de tsunami zo beperkt bleef, terwijl de tsunami van 1861 in dezelfde zone wel een desastreuze tsunami veroorzaakte, heeft vooral te maken met de ruimtelijke verdeling van de breukverplaatsing. Volgens de initiële naschokken (figuur 15, zie Heelal juli 2005, blz.227) en eerste modelberekeningen concentreerde de ruptuur zich hoofdzakelijk op de onderste helft van het subductievlak en reikte ze vermoedelijk niet tot aan de zeebodem. Samen met de kleinere magnitude van de aardbeving resulteerde dit in een verticale verplaatsing van de zeebodem die minder groot was dan in december. Een ander gevolg is dat de maximale opheffing van de zeebodem zich situeerde ter hoogte van de eilanden voor de westkust van Sumatra, waar de oceaan gemiddeld slechts 200 meter diep is. Dit is veel minder diep dan bij de aardbeving van 26 december, waar de verticale bewegingen van de zeebodem gebeurden in delen van de oceaan die meer dan 1000 tot 1500

meter diep zijn. De geringe waterdiepte in het brongebied zorgt voor een veel kleinere amplificatie van de tsunami bij het naderen van de kust (zie uitleg bij figuur 18). Dit is wellicht de belangrijkste reden waarom de tsunami zo beperkt bleef.

Besluit

De Sumatra-Andamanaardbeving van 26 december 2004 was de eerste mega-subductieaardbeving sinds de intrede van het digitale tijdperk in de seismologie, en zal wellicht nog jaren stof tot onderzoek opleveren. Gedetailleerde seismologische en geodetische analyses zullen niet alleen leiden tot een betere kennis van de Soenda-subductiezone, maar dergelijke grote aardbevingen zijn ook belangrijk om een beter beeld te bekomen van de fijnere structuur van het inwendige van de Aarde, tot en met de kern. De aardbeving zal ook letterlijk nog een tijdje blijven natrillen. De naschokken kunnen nog verschillende maanden blijven duren. Daarnaast blijft er de komende (tientallen) jaren een verhoogde kans bestaan op nieuwe krachtige aardbevingen in de regio, onder meer op de Sumatrabreuk en op meer zuidelijke segmenten van de Soenda-subductiezone. Dit laatste onderstreept het belang om het alarmsysteem voor tsunami's dat momenteel bestaat in de Stille Oceaan uit te breiden naar de Indische Oceaan. Dit wordt gecoördineerd door de Intergovernmental Oceanographic Commission van de UNESCO en zou op langere termijn moeten resulteren in een globaal systeem. Naast het alarmsysteem dienen er zich ook preventieve maatregelen aan om de risico's beter in te schatten en/of te verminderen. Voor de nabije omgeving van potentiële brongebieden van tsunami's kan geen enkel alarmsysteem tijdig waarschuwen. Hier moet de bevolking opgeleid worden om natuurlijke waarschuwingssignalen die wijzen op een naderende tsunami, zoals krachtige aardbevingen die verschillende minuten blijven duren en een uitzonderlijke terugtrekking van de zee, te leren herkennen. De lessen die men getrokken heeft uit

de problemen bij de bepaling van de magnitude van de aardbeving van 26 december zullen ongetwijfeld ook leiden tot een bijsturing van de routine-analyses om sneller tot een betrouwbare schatting van de magnitude bij dergelijke uitzonderlijke aardbevingen te komen. De grote verschillen die men geconstateerd heeft tussen de tsoenami's van 26 december 2004 en 28 maart 2005 noodzakende de ontwikkeling van preciezere rekenmodellen voor het ontstaan en de propagatie van tsoenami's na een aardbeving, waarmee de oploophoogtes, en dus de risico's, beter voorspeld kunnen worden. Tenslotte wordt ook verder gewerkt aan systemen die autonoom tsoenami's kunnen detecteren zonder de voorafgaande detectie van potentieel tsoenamigene aardbevingen, zodat er minder snel loos alarm wordt geslagen.

De vraag dringt zich op of ook bij ons tsoenami's kunnen voorkomen. Voor West-Europa ligt het grootste gevaar in de Middellandse Zee en in de Atlantische Oceaan. De Middellandse Zee is een complex tektonisch gebied waar de Afrikaanse en de Europese plaat met elkaar botsen. Tussen Griekenland, Kreta en het zuidwesten van Turkije loopt er een subductiezone die weliswaar minder lang is dan de subductiezones in de Indische of de Stille Oceaan, maar die in het verleden al verschillende lokale tsoenami's heeft veroorzaakt. In hetzelfde gebied zou de explosie en instorting van het vulkanisch eiland Santorini in 1490 voor onze tijdrekening een tsoenami veroorzaakt hebben die het einde betekende van de Minoïsche beschaving op Kreta. Ook andere delen van de plaatrand kunnen echter gevaarlijk zijn, zoals in 2003 nog werd geïllustreerd door een aardbeving met epicentrum voor de kust van Algerije (M 6.8). Er ontstond toen een kleine tsoenami met een maximale oploophoogte van 2 meter die lichte schade veroorzaakte op de Balearen, maar gelukkig geen slachtoffers maakte. In de Atlantische Oceaan gaat de grootste dreiging uit van de breukzone tussen de Straat van Gibraltar en de Azoren die verantwoordelijk is voor de aardbeving en

tsoenami van Lissabon in 1755 waarbij meer dan 50 000 mensen om het leven kwamen. De subductiezone rond de Caraïben aan de overkant van de oceaan is eveneens een gekende bron van tsoenami's die mogelijk ook de West-Europese kusten kunnen bereiken. Een ander gevaar wordt gevormd door onderzeese afglijdingen langs de continentale helling, dit is de relatief steile helling tussen het continentaal plat en de diepe oceaan waar veelal losse sedimenten liggen. De grootste gekende onderzeese aardverschuiving is die van Storegga ongeveer 8000 jaar geleden in de Noorse Zee. Langs de kust van Schotland en de Shetlandeilanden zijn zandlagen teruggevonden die worden toegeschreven aan de tsoenami die hierdoor veroorzaakt werd. Ook op heel wat andere plaatsen komen instabiliteiten voor langs de continentale helling. Daarnaast kunnen er ook tsoenami's ontstaan door destabilisatie bij de uitbarsting van vulkanische eilanden zoals de Canarische eilanden. De kans dat een volledige vulkaanflank in zee stort, is echter lang niet zo groot.

Tsoenami's die ontstaan in de Atlantische Oceaan kunnen eventueel ook de Noordzee bereiken, maar vormen slechts weinig gevaar voor de Belgische kust. Het is onwaarschijnlijk dat tsoenami's afkomstig uit de hierboven vermelde brongebieden een golfhoogte van meer dan een vijftal meter kunnen hebben bij het binnenkomen van de Noordzee. Door de geringe diepte van de Noordzee en door dispersie zouden deze golven vervolgens sterk gedempt worden vooraleer ze de Belgische kust bereiken. Tenslotte is de dreiging van een tsoenami veroorzaakt door een aardbeving met epicentrum in de Noordzee zelf eerder gering. Historische bronnen maken gewag van overstromingen in de omgeving van Boulogne en Calais na de aardbeving van 6 april 1580 met een geschatte magnitude van 6.0 in de zuidelijke Noordzee. Het is echter zeer onwaarschijnlijk dat deze overstromingen te wijten waren aan een tsoenami. De magnitude van de aardbeving was daarvoor te klein. Bovendien vielen de overstromingen samen met een

hoogtij en traden ze de dag nadien (bij het volgend hoogtij) opnieuw op, wat eerder wijst op een extreem hoogtij, zakking van het land of de vernieling van een zeedijk. Daarnaast is er ook sprake van golven tot 15 meter hoog die een dertigtal schepen in het Kanaal hebben doen vergaan, maar dit berust waarschijnlijk op verwarring met een grote storm een jaar later. De geringe diepte van de Noordzee (maximaal 40 meter) vormt wellicht de belangrijkste reden waarom tsoenami's die er eventueel ontstaan weinig gevaar opleveren. Dit betekent namelijk dat er weinig diepteverschil is tussen de plaats van ontstaan en de kustwateren, en bijgevolg dat de tsoenamigolven nauwelijks opgestuwd worden wanneer ze de kust bereiken (amplificatiefactor ≈ 1). We gaan ervan uit dat aardbevingen in de Noordzee een magnitude van maximaal 6.5 kunnen halen en de zeebodem niet veel meer dan 1 meter kunnen opheffen of doen dalen. Golven van 15 meter hoog zijn daarom uitgesloten. We moeten dan ook besluiten dat het risico op een tsoenami ten gevolge van een aardbeving in de Noordzee vele malen kleiner is dan het risico op extreme stormen of het seismisch risico op zich.

Bronnen Internet

- AUSGEO News September 2004 Issue No.75 (http://www.ga.gov.au/urban/geohazardupdates/tsunami/tsunami_augeo.jsp);
- AVISO: satellietwaarnemingen van de tsoenami van 26 december 2004 (http://www.avisio.oceanobs.com/html/applications/geophysique/tsunami_uk.html);
- Chen Ji, Caltech: ruptuurmodel van de aardbeving van 26 december 2004 (<http://www.gps.caltech.edu/~jichen/Earthquake/2004/aceh/aceh.html>); ruptuurmodel voor de aardbeving van 28 maart 2005 (<http://www.gps.caltech.edu/~jichen/Earthquake/2005/sumatra/sumatra.html>);
- Earthquake Engineering Research Institute: tsoenami-survey Sumatra en India (http://www.eeri.org/lfe/clearinghouse/sumatra_tsunami/ov

- erview.html*);
- Geological Survey of India: rapport over de effecten van de Sumatra-Andamanaardbeving in de Andamaneilanden (http://cires.colorado.edu/~bilham/IndonesiAndaman2004_files/GSIreprt12%20Jan.pdf);
 - Harvard Seismology Centroid-Moment Tensor Project (<http://www.seismology.harvard.edu/projects/CMT/>);
 - International Tsunami Information Center, UNESCO: algemene informatie over tsoenami's (<http://www.prh.noaa.gov/itic/index.html>);
 - IRIS Consortium: speciale pagina over de Sumatra-Andamanaardbeving (<http://www.iris.edu/sumatra/>);
 - Kenji Satake, National Institute of Advanced Industrial Science and Technology, Japan: tsoenami-modelleringen (<http://staff.aist.go.jp/kenji.satake/Sumatra-E.html>);
 - Kerry Sieh, Sumatran Plate Boundary Project, CalTech: verticale bewegingen van de aardkorst na de aardbeving van 26 december 2004, en paleogeodetisch onderzoek op basis van korallen (<http://www.tectonics.caltech.edu/sumatra/>);
 - National Earthquake Information Center (<http://wwwneic.cr.usgs.gov>): pagina over de aardbeving van 26 december 2004 (<http://earthquake.usgs.gov/eqinthenews/2004/usslav/>); pagina over de aardbeving van 28 maart 2005 (<http://earthquake.usgs.gov/eqinthenews/2005/usweax/>); Preliminary Determination of Epicenters catalogus;
 - National Geophysical Data Center: tsunami database en significant earthquake database (<http://www.ngdc.noaa.gov/seg/hazard/hazards.shtml>);
 - Tsunami Laboratory, Novosibirsk: tsoenami-survey Sumatra, Thailand, India en Malediven (<http://tsun.sssc.ru/tsulab/20041226.htm>);
 - NOAA Pacific Marine Environmental Laboratory: tsoenami-modelleringen en satellietwaarnemingen (http://www.pmel.noaa.gov/tsunami/indo_1204.html); Pacific Tsunami Warning Center (<http://www.prh.noaa.gov/ptwc/>);
 - Roger Bilham, University of Colorado: verticale bewegingen van de aardkorst na de aardbeving van 26 december 2004 op de Nicobar- en Andamaneilanden (http://cires.colorado.edu/~bilham/IndonesiAndaman2004_files/IndiraPointSubsidence.htm);
 - Seth Stein & Emile Okal, Northwestern University: bepaling seismisch moment op basis van vrije trillingen (<http://www.earth.northwestern.edu/people/seth/research/sumatra.html>);
 - Thomas Siffer: ooggetuigenverslag tsoenami te Phuket, Thailand (http://www.zeilen.com/publish/printer_1659.shtml);
 - University of Hawaii Sea Level Center: registraties van de tsoenami in de Indische Oceaan door getijdenmeters (<http://ilikai.soest.hawaii.edu/uhs/c/iotd/>).
- Wetenschappelijke publicaties**
- Bilham R., Engdahl E.R., Feldl N., Satyabala S.P. (2005), *Partial and Complete Rupture of the Indo-Andaman plate boundary 1847-2004*, Seismological Research Letters;
 - Chapman C. (2005), *The Asian tsunami in Sri Lanka: a personal experience*, EOS Transactions, AGU, 86(2), p. 13-14;
 - Gower J. (2005), *Jason 1 Detects the 26 December 2004 Tsunami*, EOS Transactions, AGU, 86(4), p. 37-38;
 - McCloskey J., Nalbant S.S. & Steacy S. (2005), *Earthquake risk from co-seismic stress*, Nature, 434 (17 maart 2005), p. 291;
 - Melville C.P., Levret A., Alexandre P., Lambert J. & Vogt J. (1996), *Historical seismicity of the Strait of Dover – Pas de Calais*, Terra Motae, 8, p. 626-647;
 - Natawidjaja D.H., Sieh K., Ward S.N., Cheng H., Edwards R.L., Galetzka J. & Suwargadi W. (2004), *Paleogeodetic records of seismic and aseismic subduction from central Sumatran microatolls*, Indonesia, Journal of Geophysical Research, 109 (B04306), doi:10.1029/2003JB002398;
 - Park J., Buttler R., Anderson K., Berger J., Benz H., Davis P., Hutt C.R., McCreery C.S., Ahern T., Ekstrom G. & Aster R. (2005), *Performance review of the Global Seismographic Network for the Sumatra-Andaman megathrust earthquake*, Seismological Research Letters;
 - Park J., Song T.A., Tromp J., Okal E., Stein S., Roult G., Laske G., Kanamori H., Davis P., Berger J., Braitenberg C., Van Camp M., Lei X., Sun H. & Xu H. (2005), *Long-period behavior of the 26 December 2004 Sumatra-Andaman earthquake from its excitation of Earth's free oscillations*, Science, 308(5725), p. 1139-1144;
 - Sieh Kerry (2005), *Sumatran Plate Boundary Project*, Caltech;
 - Sieh K. (2005), *Aceh-Andaman earthquake: What happened and what's next?*, Nature, 434 (31 maart 2005), p. 573-574;
 - Sieh K., Ward S.N., Natawidjaja D., Suwargadi B.W. (1999), *Crustal deformation at the Sumatran subduction zone revealed by coral rings*, Geophysical Research Letters, 26(20), p. 3141-3144;
 - Stein S. & Okal E. (2005), *Speed and size of the Sumatra earthquake*, Nature, 434 (31 maart 2005), p. 581-582;
 - Ward, S. N. (2002), *Tsunamis*, in: The Encyclopedia of Physical Science and Technology, ed. R. A. Meyers, Academic Press, Vol. 17, p. 175-191.