



Beoordeling  
**Tsunami Gevaar**  
voor het  
Eilandgebied Curaçao



*Deel I: Tsunami Hazard Assessment*

---

# Beoordeling Tsunami Gevaar voor het Eilandgebied Curaçao

Deel I: "Tsunami Hazard Assessment"

---



Meteorologische Dienst van  
de Nederlandse Antillen &  
Aruba



Aquaelectra



United  
Telecommunication  
Services

© Commissie Tsunami Risk Management, Eilandelijk Rampenstaf Curaçao (2010)

Tekst en fotografie: F. Capello (Meteorologische Dienst Nederlandse Antillen en Aruba)  
Ing. S. Emerenciana (United Telecommunication Services)  
P. Girigori MSc. (Meteorologische Dienst Nederlandse Antillen en Aruba)  
Ir. N. Joubert (Aqualectra)  
Ing. A. Martina (Aqualectra)  
Dr. A. Martis (Meteorologische Dienst Nederlandse Antillen en Aruba)

Ontwerp omslag: Drukkerij "De Curaçaosche Courant" N.V.  
Grafisch ontwerp: Drukkerij "De Curaçaosche Courant" N.V.  
Drukkerij: Drukkerij "De Curaçaosche Courant" N.V.

Opgedragen aan:  
Ing. Herbert Djaoen  
1958 – 2010

Herbert Djaoen was er altijd.  
Herbert was er constant.  
En altijd betrokken en altijd positief  
met een glimlach.  
Bij elk rampgebeuren, ging het om  
een simulatie of een near miss, hij  
was nadrukkelijk aanwezig en  
toverde treffend en weloverwogen  
een discussiepunt tevoorschijn.  
Nu is hij er niet meer.....  
Wat een onvoorstelbaar verlies voor de  
rampenbestrijding op Curaçao.  
Hij had nog zo ontzettend veel kunnen  
betekenen voor ons eiland.  
Wij missen hem erg!



## Voorwoord

Op 12 september 2009 jl. ontstond er een grote bezorgdheid op het eiland Curaçao door een zeebeving die op het eiland gevoeld werd. Het epicentrum van de zeebeving bevond zich op de plaats San Sebastian breuklijn, ten noorden van Puerto Cabello. Naar aanleiding van dit voorval en met het oog op de mogelijke implicaties van een Tsunami werd een memo (MD 3.20.2/09.1646, stuk 1) vanuit de Meteorologische Dienst van de Nederlandse Antillen en Aruba (MDNA&A) naar de voorzitter van de Rampenstaf Curaçao verzonden met het verzoek een commissie in te stellen belast met het uitvoeren van een risicoanalyse aangaande de Tsunami dreigingen voor het Eilandgebied Curaçao. De Gezaghebber heeft dit verzoek gehonoreerd en aan de directeur van de MDNA&A het mandaat verleend om een commissie samen te stellen. Op 12 november 2009, werd deze commissie opgericht onder de naam *Commissie: Tsunami Risk Management (CoTsuRiMa)* tevens bekend als de *Tsunami Taskforce*.

De commissie bestaat uit leden van de ESF-groepen met als vertegenwoordiger van UTS (ESF-groep 2) de heer Ing. S. Emerenciana, als vertegenwoordigers van Aqualectra (ESF-groep 1) de heer Ing. A. Martina en mevrouw Ir. N. Joubert en als vertegenwoordigers van de MDNA&A de heer Dr. A. Martis, de heer F. Capello en mevrouw P. Girigori MSc. De commissieleden van Aqualectra zijn aangesteld vanwege hun expertise op het gebied van risicomangement, het commissielid van UTS vanwege zijn uitgebreide kennis van communicatiesystemen en mogelijke toepassing daarvan bij calamiteiten en de leden van de MDNA&A zijn aangesteld vanwege hun expertise in de fysische aspecten van een Tsunami en de rol van MDNA&A als officiële waarschuwingsinstantie voor de overheid.



Voor u ligt Deel I van het rapport “Beoordeling Tsunami Gevaar voor het Eilandgebied Curaçao”. Het rapport bestaat uit drie delen en is geschreven door en onder verantwoordelijkheid van de leden van CoTsuRiMa. Het is het resultaat van een uitgebreid onderzoek. Deel I behandelt de verschillende mechanismen die een Tsunami dreiging voor Curaçao tot gevolg zouden kunnen hebben.

Willemstad, 1 oktober 2010

Dr. A. Martis  
Directeur MDNA&A  
Voorzitter CoTsuRiMa



## Samenvatting voor Beleidsbepalers

Tsunami's kunnen gegenereerd worden door zeebevingen, vulkaanuitbarstingen (subareaal en areaal), aardverschuivingen (subareaal and areaal) en inslagen vanuit de ruimte (zie Hoofdstuk 3). Deze mechanismen kunnen in een korte tijd een grote hoeveelheid water in verticale richting verplaatsen, die zich verder uitdijt.

In het Caribisch gebied kunnen al deze vier fenomenen voorkomen. Voor het Eilandgebied Curaçao wordt een onderverdeling gemaakt van Tsunami's die hun oorsprong vinden langs de Caribische plaat (regionale Tsunami's) en de Tsunami's die geen verband houden met de Caribische plaat (extraregionale Tsunami's). Voor zowel de regionale als de extraregionale activiteiten kunnen een aantal broedplaatsen onderkend worden. Deze worden in Tabel 1 samengevat, waarbij gebruik wordt gemaakt van een kleurencodering die de waarschijnlijkheid aangeeft dat een dergelijke activiteit plaatsvindt (zie Hoofdstuk 4). Rood komt overeen met een hoge waarschijnlijkheid, groen met een gemiddelde waarschijnlijkheid, magenta met een lage waarschijnlijkheid, terwijl zwart komt overeen met een onbekende waarschijnlijkheid.

Deze tabel toont dat de activiteiten met de hoogste waarschijnlijkheid zich ten noorden/noordoosten van het eiland bevinden. De Tsunami zal initieel de noordkust aandoen en door refractie langs de oost- en westpunt van het eiland en aan de kusten van Venezuela ook schade aan de zuidkust teweegbrengen.



**Tabel 1:** Samenvatting Regionale(R) en Extraregionale(ER) Tsunami activiteit en aspect

Activiteit		Aspect				
Soot	Locatie	Type (R, ER)	Reistijd	Karakteristieken (M, VEI, L, W)	Kritische golfhoogte [m]	Richting
Beving (Magnitude, M)	Zuid Caribische deformatie zone	R	< 30min	7 7.5 8.0	1 2 4	Noord
Beving (Magnitude, M)	Muertos trog	R	1½-2 uur	7.5 7.5-8.0 8.0	1 2 4	Noord
Beving (Magnitude, M)	Puerto Rico trog	R	1½-2 uur	7.5 7.5-8.0 8.0	1 2 4	Noord
Beving (Magnitude, M)	Lesser Antilles trog	R	1½-2 uur	7.5 8.0 8.0-8.5	1 2 4	Noordoost/ Oost
Vulkaanuitbarsting (Vulkanische ExplosiviteitsIndex, VEI)	Kick'em Jenny	R	1½-2 uur	3 6	2 12	Zuidoost
Vulkaanuitbarsting/ Aardverschuiving	Vulkanische eilandenboog	R	1½-2 uur			Zuidoost/ Oost
Aardverschuiving	Onderzeese breuklijnen tussen CP en ZAP <sup>1</sup>	R	< 30 min 1-1½uur			Zuid Zuidoost
Aardverschuiving	Onderzeese breuklijnen tussen CP en NAP <sup>1</sup>	R	1½-3 uur			Noord Noordwest
Beving (Magnitude, M)	Azoren-Gibraltar translatie breuklijn	ER	> 3 uur	> 9	2	Noordoost
Aardverschuiving/ Vulkaanuitbarsting (Lenght L, Width W)	Cumbe Vieja La Palma	ER	> 3 uur	25 km, 15 km		Noordoost
Aardverschuiving	Mid-Atlantische rug	ER	> 3 uur		2	Noordoost- Zuidoost

<sup>1</sup> CP: Caribische plaat, ZAP: Zuid-Amerikaanse plaat, NAP: Noord-Amerikaanse plaat







# Inhoudsopgave

<b>Hoofdstuk 1: Inleiding</b>	<b>10</b>
2.1 Fysische beschrijving	12
2.2 Tsunami reistijd	14
2.3 Tsunami magnitude schaal	14
<b>Hoofdstuk 3: Activiteiten</b>	<b>16</b>
3.1 Bevingen	16
3.2 Vulkaanuitbarsting	18
3.3 Aardverschuivingen en inslagen	20
3.4 Maximale Tsunami amplitude	21
<b>Hoofdstuk 4: Situatie Curaçao</b>	<b>27</b>
4.1 Potentiële Activiteiten en Aspect	30
4.2 Samenvattend	33
<b>Bijlage A: Gravitatiegolven</b>	<b>36</b>
<b>Bijlage B: Vulkanisme</b>	<b>38</b>
<b>Bijlage C: Tsunami reistijd</b>	<b>40</b>
<b>Bijlage D: Tsunami Warning Center</b>	<b>43</b>



## Hoofdstuk 1: Inleiding

In het kader van het opstellen van een adequaat risicobeheerplan (“risk management plan”) voor de effecten van een Tsunami op het Eilandgebied Curaçao, is het noodzakelijk de verschillende mechanismen die een Tsunami tot gevolg kunnen hebben te onderkennen. Daarbij zal de nadruk moeten liggen op de mechanismen die voor het eiland van belang zijn en zal voor elk mechanisme het voortvloeiende aspect moeten worden uiteengezet.

Een mechanisme dat een Tsunami tot gevolg kan hebben wordt in dit rapport een activiteit genoemd. Een dergelijke activiteit heeft een voortvloeiend aspect, namelijk het genereren van, voor dit geval van belang, een vloedgolf oftewel een Tsunami. De andere aspecten, die het resultaat kunnen zijn van een activiteit, zijn in dit rapport niet van belang, mits deze ook een Tsunami teweegbrengen. Hierdoor zal het aspect in dit geval altijd een vloedgolf zijn. De nadruk ligt daarom niet op het wel of niet ontstaan van een vloedgolf, maar op de locatie waar de vloedgolf ontstaat en de tijd die deze nodig heeft om ons eiland te bereiken. De gevolgen, i.e. effecten, van een dergelijk aspect zullen een impact op verschillende sectoren, oftewel dimensies, in de samenleving hebben.

In dit rapport wordt een technische beschrijving van de gevaarbeoordeling gegeven, beginnend met een algemene beschrijving van het fenomeen Tsunami (Hoofdstuk 2) en mogelijke activiteiten die een Tsunami tot gevolg kunnen hebben (Hoofdstuk 3). Vervolgens wordt de Situatie voor Curaçao beschreven (Hoofdstuk 4).



## Hoofdstuk 2: Algemene karakteristieken

In de oceanografie kan men naar gelang de periode van een golf onderscheid maken tussen korte en lange golven, waarbij er voor zowel korte als lange golven verschillende benamingen zijn. Voorbeelden hiervan zijn onder andere getijdengolven, door wind gegenereerde golven, deininggolven en ook Tsunami's. Een Tsunami ook wel vloedgolf genaamd, is een reeks oceaangolven waarvan de golflengte ( $l$ ) vele malen groter is dan de waterdiepte ( $h$ ). Deze golven onderscheiden zich van de normale getijdengolven en de door wind gegenereerde golven door hun grote afstand tussen opeenvolgende toppen (in de orde van honderden kilometers) en de daarmee samenhangende periode ( $T$ )<sup>2</sup>. De periodes van deze golven liggen in de orde van een aantal minuten zelfs tot uren. In de literatuur wordt ook wel verkeerd de term getijdengolven voor Tsunami's gebruikt. Deze verkeerde benaming is te wijten aan de manier waarop deze golven zich soms manifesteren. In de wetenschappelijke gemeenschap wordt de term Tsunami gebruikt voor gravitatiegolven met een lange periode, welke door een plotselinge verplaatsing van een hoeveelheid oppervlakte water gegenereerd worden. Gravitatiegolven zijn golven die hun oorsprong vinden in het herstellende vermogen van de zwaartekracht. Door een kleine perturbatie in een medium (of de grens tussen twee verschillende media aan te brengen), zal dit medium uit zijn evenwicht schieten. Aangezien de natuur altijd naar een evenwicht streeft, zal de zwaartekracht proberen deze perturbatie ongedaan te maken en naar zijn evenwicht terug te keren. Echter het medium zal weer door zijn evenwicht schieten door toedoen van de drijfkracht. Zo blijft deze perturbatie gehandhaafd en zal hij zich als een golf verder propageren.

Fig. 2.1 geeft de golflengtes geassocieerd met elke golfperiode voor oceanen van verschillende dieptes ( $h = 1, 2, 4$  en  $6$  km). Over het algemeen zullen Tsunami's die veroorzaakt worden door verstoringen van de zeebodem een golflengte hebben groter dan  $3h$ . De periodes behorende bij Tsunami's zullen tussen de 100 en 1000 s liggen.

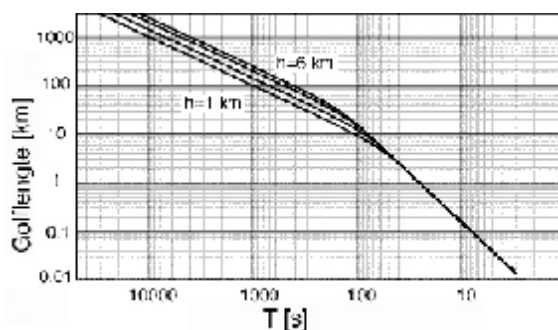
---

<sup>2</sup> Een periode is de duur van een cyclus in een zich herhalende gebeurtenis. In dit geval heeft de cyclus betrekking op het weer verschijnen van een golftop op een bepaald punt. De periode is dan de tijdsduur tussen opeenvolgende toppen.



## 2.1 Fysische beschrijving

Om het gedrag van een Tsunami nader te verklaren is het van belang enkele karakteristieken van deze golven te beschrijven. Hierbij wordt niet naar de individuele golven gekeken, maar naar een golfpakket op een locatie  $x$ , in de oceaan.



**Figuur 2.1:** Golflengtes behorende bij een periode  $T$  voor verschillende waterdieptes. Een Tsunami met een periode van 200 s zal bijvoorbeeld een golflengte van 20 km hebben in wateren met een diepte van 1 km.

De groepssnelheid waarmee deze golfpakketten zich voortplanten is afhankelijk van de waterdiepte, i.e.

$$u(x) = \sqrt{gh(x)}, \quad (2.1)$$

waarbij  $g$  de gravitatieconstante is en  $h(x)$  de waterdiepte<sup>3</sup>. De energieflux  $F_{E_{golf}}(x)$ , van een golfpakket, is evenredig met de energiedichtheid  $r_{E_{golf}}(x)$  in de waterkolom en de groepssnelheid ( $u(x)$ ), i.e.

$$F_{E_{golf}}(x) \propto r_{E_{golf}}(x)u(x), \quad (2.2)$$

en is een behouden grootheid. Dit houdt in dat de flux van een golfpakket in diepe wateren gelijk is aan de flux in ondiepere. De energie van het golfpakket kan berekend worden met behulp van de energiedichtheid op een bepaalde locatie en het volume van de waterkolom corresponderende aan het golfpakket,

$$E_{golf}(x) = \int_V r_{E_{golf}}(x) dV, \quad (2.3)$$

<sup>3</sup> Nadere uitleg hierover volgt in appendix A.



met  $dV$  een volume element van het volume van de waterkolom  $V$ . De energie van het golfpakket is ook gerelateerd aan de golfhoogte, namelijk

$$E_{golf}(x) \propto H^2, \quad (2.4)$$

waarbij  $H$  de golfhoogte van het golfpakket is.

In de oceanen kunnen deze golven, zoals uit vergelijking (2.1) blijkt, grote snelheden bereiken, gezien de grote diepte van deze wateren. Als deze golven zich dichterbij de kust bevinden zal hun groepssnelheid afnemen (zie vergelijking (2.1)) door een afname van de waterdiepte.

Gezien de flux van het golfpakket een behouden grootte is, zal volgens vergelijking (2.2) de energiedichtheid en dus ook de energie van het golfpakket moeten toenemen<sup>4</sup>. De golfhoogte van de aankomende golf zal dus groter worden (vergelijking (2.3) en (2.4)). Dit effect wordt ook wel *shoaling* genoemd. De mate van versterking door het ondieper worden van het water is afhankelijk van de voortplantingssnelheid in het gebied waar de Tsunami ontstaat,  $u(h(x))$ , en de snelheid  $u(h_s)$ <sup>5</sup> van de Tsunami in wateren nabij de kust met een diepte  $h_s$ , namelijk

$$S_L(h_s) = \sqrt{\frac{u(h(x))}{u(h_s)}}, \quad (2.5)$$

Golven met een periode  $T > 250$  s zullen zich nabij de kust nog steeds als lange golven gedragen waardoor de snelheid nabij de kust ook door formule 2.1 berekend kan worden. De shoaling factor krijgt dan de vorm  $S_L = (h/h_s)^{\frac{1}{4}}$ . Tsunami's hebben dus geringe golfhoogtes, in de orde van centimeters, als ze zich nog in diepe wateren bevinden. Naarmate ze de kust naderen zullen ze in hoogte toenemen en kunnen ze zelfs hoogtes van boven de 3 m bereiken. De waarnemer aan de kust ziet deze golven als een "muur water" op zich afkomen. In het geval dat de golven door de ingang van een baai of haven moeten zullen ze als gevolg van interferentie en refractie versterkt worden. Dit zal vooral het geval zijn als de dimensies van de golf gelijk zijn aan die van de monding van de baai of haven ( $B_{mondig} \approx l$ ). Tsunami's kunnen zeer destructieve gevolgen hebben, vooral in gebieden waar de kusten extensief gebruikt worden, welke ook het geval is voor vooral de zuidelijke kusten van Curaçao. Echter, niet alle Tsunami's zullen zich als een "muur water" manifesteren. Afhankelijk van de bathymetrie van de kust kunnen deze golven zich ook als een snel stijgend en dalend getijde gedragen, vandaar de

<sup>4</sup> In deze beschouwing gaan we uit van een waterkolom van  $1 \text{ m}^3$ ;

<sup>5</sup> De groepssnelheid nabij de kust kan bepaald worden aan de hand van formule A.1 in appendix A.



verkeerde benaming die vroeger gebruikt werd voor deze golven.

Samenvattend, de hoogte van de vloedgolf<sup>6</sup> aan de kust is sterk afhankelijk van:

- De bathymetrie van de kust (de diepte van de kustwateren en dimensie van de baaien voor eventuele refractie en reflectie);
- De dimensies van de voortplantende golf (golflengte  $l$ ).

## 2.2 Tsunami reistijd

De aankomsttijd van een Tsunami is afhankelijk van de afstand ( $s$ ) die deze moet overbruggen, en de snelheid waarmee deze zich voortplant. Gezien de voortplantingssnelheid van deze golven afhankelijk is van de diepte van de wateren waarin deze golven zich bevinden zal de aankomsttijd dus ook afhankelijk zijn van de waterdiepte. Om een nauwkeurige aankomsttijd te bepalen is het noodzakelijk een modelvoorstelling van de voortplantende golf te maken vanuit het punt van oorsprong tot de locatie die van belang is. Dergelijke modellen voor het Caribisch gebied, echter niet specifiek ontworpen voor Curaçao, kunnen gevonden worden op de website van NOAA. Deze aankomsttijden worden berekend met behulp een grid met roosterpunten die op gelijke afstanden van elkaar liggen. Ook de oorsprong van de Tsunami is hierbij van belang. Bij het gebruiken van deze software is het noodzakelijk te op te merken dat de aankomsttijden die hieruit voortvloeien, niet altijd de aankomsttijd van de eerste binnentredende golf is. Het betreft hier vaak de aankomsttijd van de daaropvolgende golven<sup>7</sup>.

## 2.3 Tsunami magnitude schaal

Om de destructieve kracht van een Tsunami te bepalen wordt de magnitude schaal  $m$ , van Imamura-Iida gebruikt. Hoewel de oorspronkelijke definitie een kwalitatieve benadering aangaf, kan deze schaal toch kwantitatief beschreven worden door

$$mH = \log 2, \quad (2.6)$$

---

<sup>6</sup> Voor het geval van een Tsunami veroorzaakt door een aardbeving, raadpleeg § 2.3

<sup>7</sup> Zoals reeds vermeld maakt de simulatiemodel voor de Tsunami aankomsttijden van de NOAA gebruik van een grid. Dit houdt in dat op een geografische kaart roosterpunten die op gelijke afstanden van elkaar liggen worden aangebracht. Het model lost de verschillende vergelijkingen op die van toepassing zijn voor dit model voor de verschillende roosterpunten en maakt een interpolatie tussen de roosterpunten om zo tot de aankomsttijden te komen. Het oplossingsvermogen van het model is afhankelijk van de afstand tussen de roosterpunten, waarbij de kleinste golflengte die opgelost kan worden gelijk is aan twee maal de afstand tussen onderlinge roosterpunten. Dit brengt met zich mee dat het model bepaalde golflengtes niet goed op kan lossen, met als gevolg dat de eerste golf vaak door het model over het hoofd wordt gezien.



waarbij  $H$  de maximale hoogte van de golf of wel de “run-up” aan de kust is. De Imamura-Ida schaal kan vergeleken worden met de magnitude schaal voor een aardbeving en wordt vooral gebruikt om historische Tsunami’s, waarvan geen instrumentele metingen aanwezig zijn, te classificeren. Een andere schaal die ook wel wordt gebruikt is de Soloviev intensiteit schaal. Deze maakt onderscheid tussen een maximale golfhoogte en een gemiddelde golfhoogte aan de kust. In tabel 2.1 wordt een beschrijving gegeven van de Imamura-Ida schaal.

Tabel 2.1: Imamura-Ida schaal

Magnitude, $m$	Runup, $H$ [ $m$ ]	Schadevermogen
-2	< 0.3	
-1.5	0.3-0.5	
-1	0.5- 0.75	Geen
-0.5	0.75-1.0	
0	1.0-1.5	Erg weinig schade
0.5	1.5-2.0	
1	2-3	Schade aan kust en schepen
1.5	3-4	
2	4-6	Enige schade landinwaarts en doden
2.5	6-8	
3	8-12	Zware schade over 400 km landinwaarts
3.5	12-16	
4	16-24	Zware schade over 500 km landinwaarts
4.5	24-32	
5	> 32	





## Hoofdstuk 3: Activiteiten

Bij het genereren van een Tsunami is een mechanisme nodig dat in korte tijd een groot hoeveelheid water in de verticale richting verplaatst, welke onder de invloed van de gravitatiekracht weer naar zijn evenwicht terugkeert. Dergelijke verplaatsingen van de oppervlaktewateren houden meestal een verticale verschuiving van de oceaانبodem in en kunnen veroorzaakt worden door

1. Bevingen ( 3.1), i.e. zeebevingen,
2. Vulkaanuitbarstingen ( 3.2), i.e. vulkaanuitbarstingen onder water,
3. Aardverschuivingen ( 3.3), i.e. sedimenten verschuiving onder water en aardverschuiving aan de flanken van eilanden in de oceaan en
4. Inslagen ( 3.3) zoals komeet inslagen in de oceanen.

In dit hoofdstuk worden deze verschillende Tsunami mechanismen nader uitgelegd. Opmerkelijk is dat de hieronder beschreven mechanismen ook een van de andere activiteiten kunnen ontlokken, die op hun beurt een Tsunami tot gevolg kunnen hebben. De intensiteit van de optredende Tsunami is afhankelijk van de grootte van de verticale/ horizontale<sup>8</sup> verplaatsing tijdens een beving, de grootte van het gebied waarin het mechanisme optreedt en de efficiëntie waarmee de energieoverdracht van de zeebodem aan de bovenliggende waterkolom of van de aardmassa aan het aangrenzend water, plaatsvindt.

### **3.1 Bevingen**

Aardbevingen kunnen zowel antropogene als natuurlijke oorzaken hebben. De meeste bevingen zijn een gevolg van relatieve verschuivingen en vervorming van de lithosferische platen. Ook vulkaanuitbarstingen en het instorten van kalksteenformaties of mijnen kunnen een beving veroorzaken. Deze zullen echter minder krachtig van aard zijn. Onder de antropogene oorzaken van een beving valt onder meer bodemineenstorting als gevolg van aardgas- en oliewinning. De hevigheid van een aardbeving wordt op de schaal van Richter gemeten. Deze geeft de sterkte in magnitude en is een logaritmische schaal van de hoeveelheid energie die vrijkomt. Een beving van magnitude 5 of hoger wordt als een sterke aardbeving beschouwd.

---

<sup>8</sup> De richting van de verplaatsing wordt bepaald door het type Tsunami veroorzakende activiteit.



De epicentra<sup>9</sup> van bevingen bevinden zich langs breuklijnen. Afhankelijk van de aard van de relatieve verschuiving tussen de platen kunnen er drie soorten breuklijnen onderscheiden worden, namelijk:

#### **Normale breuklijnen.**

Deze bevinden zich langs divergerende lithosferische platen. Ze worden gekenmerkt door verticale bewegingen waarbij lava naar boven stroomt;

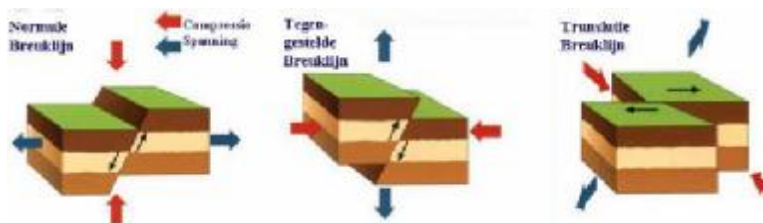
#### **Tegengestelde breuklijnen.**

Deze breuklijnen komen voor bij convergerende platen, waarbij een plaat onder een andere schuift. Ook hier is er sprake van een verticale beweging van de platen. Gebieden waar een plaat onder een andere schuift worden subducerende zones genoemd en deze zijn de belangrijkste bron van Tsunami veroorzakende bevingen;

#### **Translatie breuklijnen.**

Waar twee platen in horizontale richting langs elkaar schuiven is er sprake van een translatie breuklijn.

In Fig. 3.1 wordt een schematische weergave van de drie soorten breuklijnen gegeven.



Figuur 3.1: Schematische weergave van de normale, tegengestelde en translatie breuklijn. De blauwe (rode) pijlen geven de richting van de spanning (compressie) aan zoals beschreven in de legenda.

Twee platen die ten opzichte van elkaar bewegen, zullen elkaar meetrekken als gevolg van de schuifweerstand tussen de aangrenzende platen. Hierdoor zal de spanning tussen deze platen toenemen totdat deze een drempelwaarde overschrijdt en de platen losschieten. Als dit losschieten en eventuele verplaatsing in de verticale richting plaatsvindt en zich voornamelijk op de zeebodem bevindt, zorgt dit voor een verticale verplaatsing van de bovenliggende waterkolom. Uit onderzoek blijkt dat er een zeebeving met een minimale magnitude van 6.5 op de schaal van Richter nodig is, om een

<sup>9</sup> Het epicentrum van een beving is het punt loodrecht aan het aardoppervlak ten opzichte van het centrum waar de beving zijn oorsprong vindt.



Tsunami te veroorzaken. De Pacific **Tsunami Warning Center (PTWC)**<sup>10</sup> hanteert echter een grens van  $m > 6.0$  op de schaal van Richter voor het Caribisch gebied.

Het is niet noodzakelijk dat de Tsunami veroorzakende zeebeving op een nabij liggende breuklijn plaatsvindt, opdat er een Tsunami ontlokt wordt. Als er een beving plaatsvindt welke voor een trage verschuiving binnen de sedimenten elders op de zeebodem zorgt, kan deze aardverschuiving ook tot een Tsunami leiden. Tsunami's die op deze manier gegenereerd worden, kunnen grote afstanden afleggen zonder al te veel energie te verliezen.

### **3.2 Vulkaanuitbarsting**

De aardbol bestaat uit verschillende lagen, waaronder een laag vloeibare gesteente in de asthenosfeer. Als dit vloeibare gesteente door welk mechanisme dan ook uit de aardkorst naar boven komt, is er sprake van een vulkaanuitbarsting. De classificatie van vulkanen wordt zowel gedaan aan de hand van hun vorm als aan de hand van de manier waarop de uitbarsting van een vulkaan, i.e. rustig of explosief, verloopt<sup>11</sup>.

Vulkanische activiteiten kunnen op verschillende manieren een Tsunami veroorzaken. Een uitbarsting die zich onder de zeespiegel manifesteert en zeer rustig verloopt, zal een Tsunami kunnen doen ontstaan, die op grote afstanden nog waarneembaar is. Ook explosieve uitbarstingen kunnen een Tsunami genereren, maar zullen alleen van invloed zijn op korte afstanden van het vulkaan, doordat de golven die tijdens deze activiteiten ontstaan zeer snel zullen uitdoven. De hoeveelheid massa die tijdens een dergelijke uitbarsting vrijkomt in de vorm van snel voortplantende wolken van heet gas en gesteente (pyroclastica), of in de vorm van vloeibare lava, zal de aard van de Tsunami bepalen. Hierbij geldt dat een toenemende hoeveelheid massa een grotere verstoring van het wateroppervlak teweeg brengt. De impuls die aan het water wordt overgedragen is een fractie van de kinetische energie van de materie. Hoe groter de hoeveelheid massa, hoe hoger de kinetische energie van deze materie en dus hoe groter de impuls en corresponderende golfhoogtes.

Andere activiteiten die tijdens uitbarstingen voor Tsunami's kunnen zorgen zijn het ineensinken van de onstabiele vulkaanhellingen, bevingen en drukgolven. Voor een vulkaan die zich reeds boven de zeespiegel bevindt, zullen de laatstgenoemde activiteiten sterk van belang zijn opdat er Tsunami's ontstaan. Indien ze onder de zeespiegel plaatsvinden, zullen ze de amplitude van de Tsunami vergroten.

---

<sup>10</sup> Voor meer informatie hierover zie appendix D.

<sup>11</sup> In bijlage B. worden nadere toelichting omtrent de classificatie van vulkaanuitbarstingen gegeven.



### 3.2.1 Ontstaansgebieden

Voor het identificeren van mogelijke gevaarzones voor het ontstaan van Tsunami's als gevolg van vulkaanuitbarstingen, is het van belang de ontstaansgebieden van deze vulkanen te onderkennen. Dit doordat de ontstaansgebieden van vulkanen de aard van de uitbarsting bepalen. Vulkanen kunnen op drie manieren tot stand komen. Deze zijn:

#### **Vulkanische eilandenboog**

Een vulkanische eilandenboog ontstaat in gebieden waar twee oceanische platen convergeren. Hierbij zal de ene plaat onder de andere plaat schuiven en ontstaat er een oceanische trog op de zeebodem. De plaat die onder de andere plaat schuift zal gedeeltelijk gaan smelten waardoor er vluchtige stoffen, waarvan water een van de belangrijkste componenten is, uit de poreuze oceaankorst vrijkomen. Naarmate deze vluchtige stoffen door de mantel heen stijgen, zullen ze het smeltpunt van het omliggende gesteente verlagen, met als gevolg het ontstaan van grote gebieden met magma en gassen. Deze kunnen dan naar het oppervlak stijgen en voor uitbarstingen op de zeebodem zorgen<sup>12</sup>. Het vulkanisch materiaal gezamenlijk met de sedimenten op de zeebodem zullen na verloop van tijd boven de zeespiegel stijgen en zo de eilanden vormen. Deze eilandenbogen duiden de locatie van actieve vulkanen aan. Vulkanen die op deze manier gevormd worden, kennen vooral explosieve uitbarstingen. Rustige uitbarstingen zijn echter niet uitgesloten, maar zijn toch minder frequent.

#### **Oceaanruggen**

Waar twee lithosferische platen divergeren, zal nieuwe korstmateriaal gemaakt worden als gevolg van het blootstellen van het magma.

#### **Hotspots**

Hotspots zijn gebieden waar hete magma uit de lithosfeer naar boven komt. Deze hotspots komen tot stand doordat de convectiecellen in bepaalde gedeeltes van de asthenosfeer zoveel kinetische energie bezitten dat ze de aardmantel doen smelten en zich in de magmakamer<sup>13</sup> in de aardkorst verzamelen. In de magmakamer zal de druk toenemen, door de aanwezigheid van vloeibaar magma. Uiteindelijk zal de druk een drempelwaarde overschrijden en zal het magma door de aardkorst breken, i.e. een vulkaan komt tot stand. De uitbarstingen die bij deze hotspots plaatsvinden, zijn zeer rustig van aard, ook in het geval van onderzeese vulkanen.

Oceaan ruggen en hotspots zullen in eerste instantie niet voor de nodige plotse-linge verticale verplaatsing van het bovenliggende waterkolom zorgen gezien het

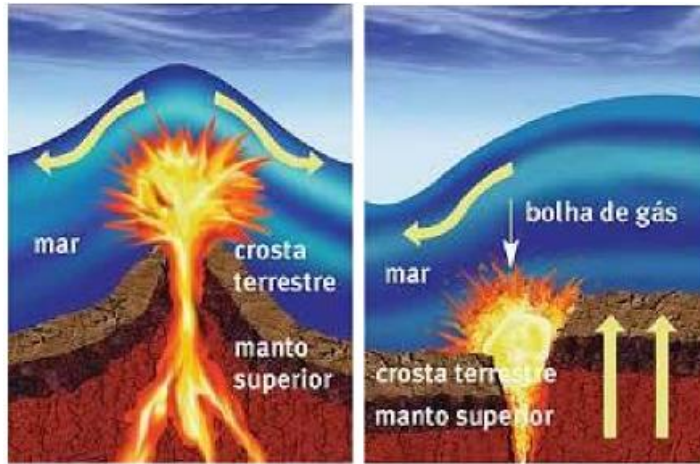
---

<sup>12</sup> Zoals de naam het al duidt zullen de eilanden die op deze manier gevormd worden in een boogvorm georiënteerd zijn. Dit komt door de kromming van de aarde.

<sup>13</sup> De magmakamer is een ondergrondse ruimte in de asthenosfeer, gevuld met gesmolten gesteente, die aan weerszijde begrensd wordt door vast gesteente. De druk in een dergelijke ruimte is erg groot en kan elk moment door het vast gesteente breken.



rustige tempo waarmee deze uitbarstingen gepaard gaan. Echter dit rustige tempo zorgt er wel voor dat in het geval er veel massa vrijkomt een Tsunami kan ontstaan die op grote afstanden nog significante golfhoogtes kan hebben.



**Figuur 3.2:** Schematische weergave van een Tsunami veroorzaakt door een onderzeese vulkaanuitbarsting en subducerende platen resp.

Indien er tijdens deze uitbarstingen kratervorming plaatsvindt of het ineensinken van een gedeelte van de vulkaan kunnen ze de nodige verticale verplaatsing leveren. Voor oceaandruggen geldt ook nog dat in gebieden waar de divergentie van de twee platen niet in dezelfde tempo verloopt er translatie breuklijnen ontstaan parallel aan de uitdijingsrichting van de platen. Tijdens bevingen in deze translatie breuklijnen kunnen de sedimenten op de zeebodem instorten en een Tsunami veroorzaken. Fig. 3.2 geeft een schematische weergave van een Tsunami veroorzaakt door een onderzeese vulkaanuitbarsting en subducerende platen respectievelijk.

### **3.3 Aardverschuivingen en inslagen**

Ook aardverschuivingen en komeet inslagen kunnen een plotselinge verticale verplaatsing van het water veroorzaken. Analoog aan een steen die in een bak met water valt, zal een aardverschuiving waarvan de massa in de zee terechtkomt als een puntbron functioneren. De impuls van de massa wordt overgedragen aan het water, waardoor het water naar beneden wordt gezogen. Gezien de natuur altijd naar een evenwicht streeft, zal het water om zijn ruststand gaan oscilleren, waardoor er een golf ontstaat. Dit zal eveneens het geval zijn als een komeet in een van de wereld oceanen terecht komt. Aardverschuivingen die op de zeebodem plaatsvinden, zullen juist voor een opwaartse verstoring van de zeeoppervlakte zorgen. Tsunami's die door aardverschuivingen en komeet



inslagen tot stand komen, hebben in tegenstelling tot Tsunami's die door bevingen of vulkanen veroorzaakt worden, een grotere beginamplitude en dus golfhoogte. Potentiële gebieden waar aardverschuivingen kunnen optreden zijn onstabiele zeebodem, i.e. in gebieden waar de helling van de zeebodem relatief steil is, onstabiele vulkaanhellingen en sedimenten langs translatie breuklijnen.

### **3.4 Maximale Tsunami amplitude**

Bij het beoordelen van de impact van een Tsunami is de maximale golfhoogte veroorzaakt door een aardbeving van magnitude  $M$  op een afstand  $s$  zeer van belang. Dit vraagstuk is moeilijk te beantwoorden gezien de maximale golfhoogte afhankelijk is van verschillende factoren, zoals hoe efficiënt de energieoverdracht van de bodem aan de bovenliggende waterkolom verloopt. Hierdoor is het noodzakelijk in een modelvoorstelling een dergelijke activiteit te simuleren.

#### **3.4.1 Aardbeving**

In *Tsunamis* geeft Ward een beschrijving van de resultaten van een dergelijk model. Dit model beschrijft de golfhoogte van een Tsunami op open zee gegenereerd door een aardbeving. De karakteristieken van de beving gesimuleerd in dit model is een aardbeving waar het hypocentrum<sup>14</sup> op de zeebodem in een subducerende zone ligt, met een helling van  $45^\circ$ , deze bevingen worden als normaal beschouwd<sup>15</sup>. De oceaandiepte bedraagt hier 4000 m. Dit is de meest efficiënte manier om een Tsunami als gevolg van een beving te genereren en beschrijft dus een "worst case" scenario. Fig. 3.3 geeft de resultaten weer van de maximale amplitude in diepe wateren, veroorzaakt door een normale beving van magnitude,  $6.5 < M < 9.5$ . De grijs gearceerde gebieden geven een factor twee marge en beslaan de bevingen die niet als normaal worden geacht. Op de x-as wordt de afstand tussen de locatie van belang en het epicentrum weergegeven. Zoals verwacht zal de hoogte van de golf afnemen, door onder andere wrijving, naarmate de golf een bepaalde afstand aflegt.

---

<sup>14</sup> Het hypocentrum van een aardbeving is het zwaartepunt van de energiedichtheid, het punt waar de beving ontstaat.

<sup>15</sup> voor een nader uitleg over het verschil tussen normale en niet-normale bevingen wordt verwezen naar *Tsunamis* van Ward.



Deze resultaten zijn erg belangrijk omdat ze ons in staat stellen een schatting te geven van het Tsunami gevaar. Om de minimale magnitude van de beving te bepalen gaan we uit van een kritische amplitude  $A_{krit}$ , nabij de kust met een diepte van  $h_{kust}$ . Voor een locatie  $r_{kust}$ , aan de kust zal een beving van magnitude  $M_{beving}$ , die plaatsvindt op een locatie  $r_0$ , met een diepte  $h_0$ , een golf met amplitude  $A_{max}^{ocean}$ , veroorzaken. Gebruikmakend van de shoaling factor (vergelijking 2.5) moet men de vergelijking

$$A_{krit} = A_{max}^{ocean} (M_{beving} |r_{kust} - r_0|) (h_0 / A_{krit})^{\frac{1}{4}}, \quad (3.1)$$

oplossen om de minimale magnitude,  $M_{beving}$ , te vinden, opdat de Tsunami amplitude,  $A_{krit}$ , bereikt of overschreden wordt.

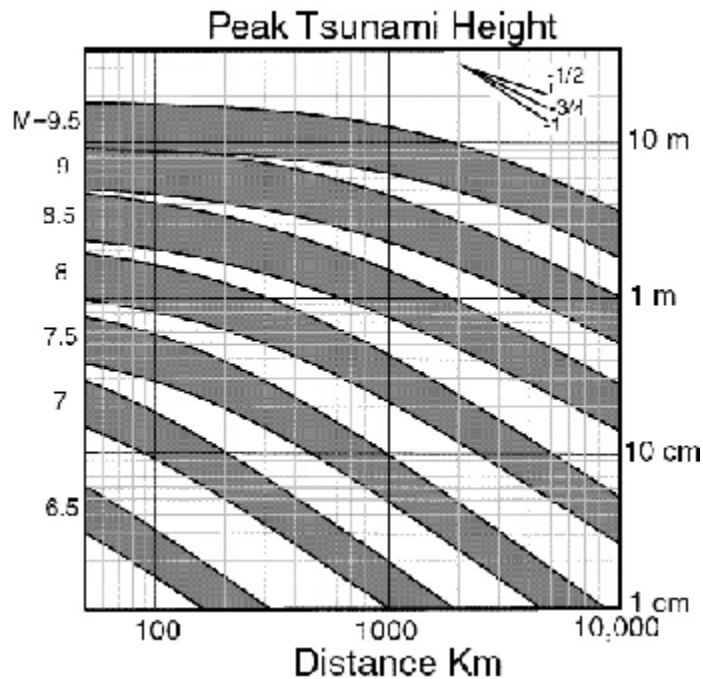
### Concreet voorbeeld: Zeebeving in de Muertos trog

We gaan uit van een kritische amplitude<sup>16</sup>  $A_{krit} = 2$  m. De afstand van het epicentrum tot aan de noordkust van Curaçao  $|r_{kust} - r_0| = 600$  km. Met een diepte van de Muertos trog  $h_0 = 5000$  m, zal de shoaling factor  $(5000/2)^{\frac{1}{4}} = 7.1$  bedragen. Met andere woorden, een Tsunami met een amplitude van  $200/7.1 = 28$  cm zal aan de kust een amplitude van 2 m krijgen. Uit Fig. 3.3 volgt dat om een golfhoogte van 28 cm te genereren op een afstand van ongeveer 600 km, een zeebeving met een magnitude van  $M_{beving} = 8$  minimaal nodig is.

---

<sup>16</sup>De hier gekozen waarde voor de kritische amplitude is gebaseerd op de Soloviev schaal voor Tsunami. Volgens deze schaal zal een amplitude van 2 m en dus golfhoogte van 4 m behoorlijk veel schade aan kusten met een vlakke helling kunnen veroorzaken. Ook kan een dergelijke golf zowel kleine boten als schepen landinwaarts worden getild.





**Figuur 3.3:** Gesimuleerde maximale amplitudes voor Tsunami's in diepe wateren, ten opzichte van de afstand waar de Tsunami gegenereerd wordt en de magnitude van de Tsunami. De grijsgegarceerde gebieden nemen ook bevingen die niet als normaal worden beschouwen in acht.

### 3.4.2 Vulkaanuitbarsting

De situatie bij een vulkaanuitbarsting is van zeer complexe aard. Een numerieke beschrijving van dit mechanisme vereist een beschrijving van de dynamica, geometrie en geschiedenis van de uitbarsting maar ook de verplaatsing van de waterkolom, veroorzaakt door zowel drukgolven als de massa betrokken bij de uitbarsting. Egorov geeft een beschrijving van de golfhoogte van de Tsunami in de krater zone, veroorzaakt door een langzaam en rustig onderzeese uitbarstingsproces. Hierbij maakt hij gebruik van een hydrodynamisch model<sup>17</sup> en een cilindrische beschrijving van de vulkaan.

<sup>17</sup> Door gebruik te maken van een hydrodynamisch model beschrijft Egorov Tsunami golven veroorzaakt door een langzaam proces van uitbarstingen. Deze vorm van uitbarsting zal op lange afstanden van de bron nog een aanzienlijke verstoring van het wateroppervlak hebben. Explosieve uitbarstingen kunnen aan de hand van een akoestisch model benaderd worden.



De amplitude boven de krater zone kan bepaald worden door

$$A_0 = \frac{\rho W}{gT^2} \frac{h}{|z_0|(|z_0| + 2h)}, [mm]^{18} \quad (3.2)$$

met  $A_0$  de amplitude boven de krater zone,  $W$  de totale massa betrokken bij de uitbarsting,  $T$  de tijdsduur van de uitbarsting,  $h$  de diepte van de omringende zee en  $z_0$  de diepte van de top van de vulkaan<sup>19</sup>. De golfhoogte zal met  $\sqrt{r}$  afnemen op een afstand  $r$  van de bron. Vergelijking 3.2 is geldig mits de snelheid van de uitbarsting  $V$ , langzaam genoeg is en de uitbarsting lang genoeg duurt, i.e.

$$\begin{aligned} V &\ll \sqrt{2gz_0} \\ T^2 &\gg \frac{W^2}{V\sqrt{2gz_0}} \end{aligned} \quad (3.3)$$

### 3.4.3 Aardverschuiving

De maximale amplitude in het geval van een Tsunami, veroorzaakt door een aardverschuiving op de zeebodem, is sterk afhankelijk van de snelheid waarmee de verschuiving plaatsvindt ( $v_r$ ), de dimensies van de verschuiving, zijnde de lengte en de breedte van de verschuiving ( $L, W$ ), en de diepte ( $h$ ) van het water waar de verschuiving plaatsvindt. Afhankelijk van de aspectratio  $L/W$ , van de aardverschuiving en de verhouding tussen de verschuivingsnelheid en de fasesnelheid van de Tsunami, kunnen de golven behoorlijk versterkt worden.

<sup>18</sup> In dit rapport wordt de volgende conventie gehanteerd: [eenheid].

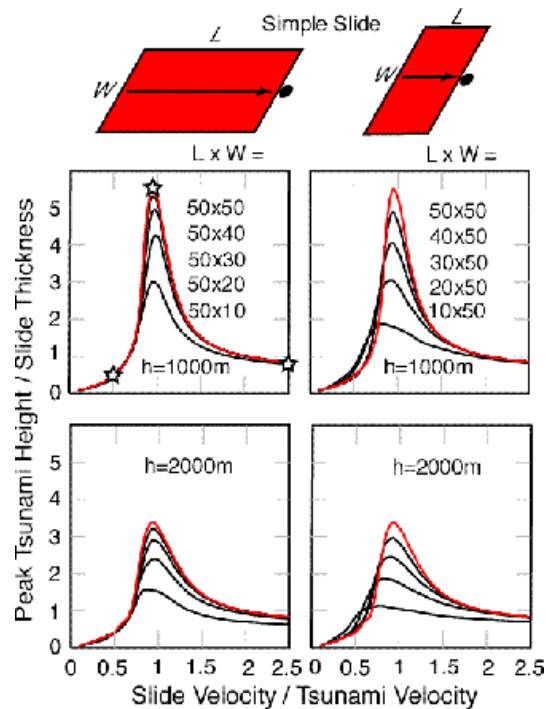
<sup>19</sup> De conventie van  $z_0$  is positief als de top van de vulkaan zich onder de wateroppervlakte bevindt en negatief voor een top boven het zeewaterniveau.



Dit zal vooral het geval zijn als de verschuivingsnelheid de groepssnelheid nadert. Fig. 3.4 geeft een inzicht van de effecten van de dimensies en snelheden van de aardverschuiving, en diepte van het water. Zowel verschuivingen die met hoge snelheden ( $\frac{v_r}{u(x)} \gg 1$ ) als die met lage

snelheden ( $\frac{v_r}{u(x)} \ll 1$ ) zijn erg inefficiënt in het genereren van Tsunami's.

Verder zal de maximale amplitude ook afnemen met toenemende diepte. Ook de volume van de massa betrokken bij de verschuiving is van invloed op de amplitude, waarbij geldt dat een toenemend volume een toenemende maximale amplitude tot gevolg zal hebben.



**Figuur 3.4:** Effecten van de dimensie en verschuivingsnelheid van een aardverschuiving op de maximale golfhoogte. Geplot worden de verhouding tussen maximale golfhoogte en de dikte van de aardverschuiving versus de verhouding tussen de verschuivingsnelheid en de Tsunami snelheid. De rode lijn geeft de simulatie van een 50x50 km oppervlakte betrokken bij de verschuiving.

Zoals reeds vermeld, zal de maximale amplitude van een Tsunami van verschillende factoren afhankelijk zijn. Om tot een maximale amplitude te komen zal ook in dit geval een modelbeschrijving van pas moeten komen. Echter door rekening te houden met de hellingen van de zeebodem kan men een referentie amplitude bepalen aan de hand van



$$A = 0.244D\left(\frac{L}{H}\right)^{1.25} \left[ (\sin q)^{1.29} - 0.75(\sin q)^{2.29} + 0.17(\sin q)^{3.29} \right] \quad (3.4)$$

met  $A[m]$  de begin amplitude van de Tsunami,  $D[m]$  de dikte van de verschuiving,  $L[m]$  de lengte van de verschuiving aan het begin,  $h[m]$  de gemiddelde diepte van de verschuiving en  $q [^\circ]$  de gemiddelde helling van de zee<sup>20</sup>. Vergelijking (3.4) stelt ons in staat om potentiële gevaarzones te identificeren aan de hand van de helling van de zeebodem. Door verschillende goed gefundeerde aannames te maken voor de andere parameters kunnen dan kritische amplitudes bepaald worden.

---

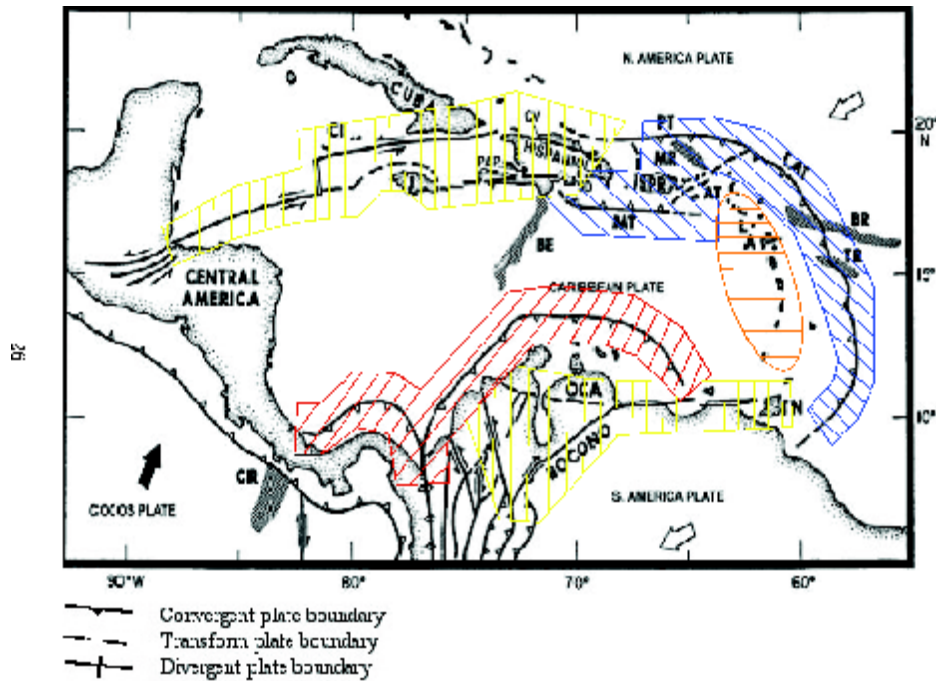
<sup>20</sup>Dit referentie amplitude werd door Watts en Grilli geformuleerd in *Tsunami generation by submarine failure*.




## Hoofdstuk 4: Situatie Curaçao

Het Caribisch gebied is seismisch zeer actief. Deze seismische activiteiten vinden vooral plaats langs de landgrenzen en de overgang van de Caribische zee naar de Golf van Mexico, oftewel de Caribische omtrek. Het Caribisch gebied vormt hierdoor een mogelijke “broedplaats” voor Tsunami’s. In dit hoofdstuk worden de activiteiten ( § 4.1) die voor Curaçao van belang zijn toegelicht. Verder zal ook enige woorden worden besteed aan het aspect ( § 4.1) van deze activiteiten, in dit geval het ontstaan van een Tsunami.

Alvorens deze activiteiten te beschrijven, is het noodzakelijk de tektonische en vulkanische situatie van de regio te beschrijven. Een schematische voorstelling van de tektonische en vulkanische situatie wordt in Fig 4.1 gegeven. De lithosferische platen die van belang zijn voor de Caribische regio zijn de Noord-Amerikaanse plaat (NAP), de Caribische plaat (CP), de Zuid-Amerikaanse plaat (ZAP) en de Atlantische plaat (AP). De Caribische plaat beweegt relatief gezien tot de Zuid-Amerikaanse plaat in zuidoostelijke richting en relatief gezien tot de Noord-Amerikaanse plaat in oostelijke tot noordoostelijke richting. De totale verschuiving van de Caribische plaat ten opzichte van deze twee platen is ongeveer **20 mm** per jaar. In het noorden van het Caribisch gebied, ten zuiden van Cuba tot aan de Dominicaanse Republiek, wordt de grenszone gekenmerkt door translatie breuklijnen tussen de Noord-Amerikaanse en Caribische plaat. Dit komt tot stand doordat deze platen al botsend langs elkaar schuiven. Ten zuiden van het Dominicaanse Republiek tot aan de Maagden eilanden bevindt zich een subductiezone. De eilandenboog ten oosten van de Dominicaanse Republiek tot aan het eiland Trinidad in het zuiden wordt gekenmerkt door vulkanische activiteit en tekent de grenszone waar de Atlantische plaat onder de Caribische plaat schuift. Deze subducerende zone ten oosten van de eilandenboog is goed gedefinieerd in het noorden door de Bovenwindse eilanden trog (*Lesser Antilles Trench*) en kent regelmatig seismische activiteiten.



**Figuur 4.1:** Tektonische map van het Caribisch gebied. Rood en blauw gearceerde gebieden geven de subducerende zones weer. Het oranje gearceerde gebied duidt de plek van actieve vulkanen en onderzeese vulkanen aan. Geel gearceerde gebieden geven de translatie breuklijnen weer waar landverschuivingen op de zeebodem mogelijk zijn. De legenda beschrijft de soorten breuklijnen.



In het zuiden kan deze subducerende zone nauwelijks herkend worden, door een groot oppervlak sedimenten langs de noordelijke grenzen van de Zuid-Amerikaanse plaat. Dit zuidelijke gedeelte van de oostelijke subducerende zone heeft in de laatste 500 jaar amper seismische activiteiten gekend. Curaçao bevindt zich op de grenszone van de Zuid Amerikaanse en de Caribische plaat. Deze grenszone wordt beschouwd als een schuine convergentie, waarbij de Caribische plaat onder de Zuid-Amerikaanse plaat schuift. Dit houdt in dat de Benedenwindse eilanden, waar Curaçao ook deel van uitmaakt, sinds de Mioceen tegen het oostelijke deel van Venezuela aanbotsten. Hierdoor vormt het continentale grensgebied van Venezuela een complex gebied waar zowel translatie als tegengestelde breuklijnen voorkomen. De Oca-Cuiza-San Sebastian-Pilar breuklijnen in het noordelijke gedeelte van Venezuela vormen de meest uitgestrekte translatie breuklijnen in dit gebied. De subductie zone corresponderende met de convergentie van de Caribische plaat en de Zuid-Amerikaanse plaat bevindt zich ten noorden/noordwesten van Curaçao en wordt de Zuid Caribische deformatie zone genoemd. Ook tussen de eilanden van de Benedenwindse eilandenketting bevinden zich breuklijnen die parallel aan de lengte van de eilanden lopen.

De vulkanen in de vulkanische eilandenboog in het oosten van het Caribisch gebied zijn een resultaat van de tektonische activiteiten van de Caribische plaat en de Atlantische plaat. Waar de Atlantische plaat onder de Caribische plaat duikt, zorgt het smelten van de onderduikende Atlantische plaat voor vulkanische activiteit en eilandenvorming. Hierdoor zijn deze vulkanen van het stratovulkanisch type en kennen zij zowel explosieve als rustige uitbarstingen. De vulkanen in het Caribisch gebied die momenteel nog zeer actief zijn, zijn de **Soufriere Hills, Mt. Pelée, La Soufrière en de onderzeese vulkaan Kick'em Jenny.**

In het noorden van de Caribische eilandenboog bevindt zich de **Soufriere Hills** vulkaan in het zuiden van het eiland Montserrat. Deze vulkaan heeft onstabiele hellingen en is zeer actief. De onstabiele hellingen zijn een resultaat van de samenstelling van het magma. Deze is erg stroperig en heeft een hoog gehalte opgelost water. Uitbarstingen van deze vulkaan lijken een verband te hebben met regenbuien en hooggetijden. De Soufriere Hills vulkaan kent twee soorten uitbarstingen, namelijk een explosie van de vulkaan, waarbij gesmolten gesteente de lucht in wordt geschoten en dichte aswolken gevormd worden en een uitbarsting waarbij de lichtere gesmolten gesteente door de zwakkere lagen stijgt en lava koepels vormt. Als een dergelijke lava koepel te stijl wordt, of de druk in deze een drempelwaarde overschrijdt, zal de koepel instorten en lava en hete as uitpuwen.

Door de ineensstorting van de lava koepel zal de druk in de vulkaan gaan afnemen waardoor er meestal zwaardere uitbarstingen volgen, die meestal vergezeld gaan van puin lawines en mogelijke aardverschuivingen. Op het eiland Martinique bevindt zich de **Mt. Pelée**. Ook deze is zeer actief en wordt gekenmerkt door onstabiele hellingen. Mt. Pelée kent zeer hevige





uitbarstingen van  $VEI^{21}=3$  welke gemiddeld jaarlijks voorkomen, tot  $VEI=4$  die eens in de 10 jaren plaatsvinden. Deze uitbarstingen gaan gepaard met grote stromen hete as, gaswolken en gesteentes.

Verder naar het zuiden bevindt zich **La Soufrière** op St. Vincent. Deze vulkaan kent zeer explosieve uitbarstingen die af en toe afgewisseld worden door rustige uitbarstingen, waarbij koepelvorming plaatsvindt. De explosieve uitbarstingen gaan meestal gepaard met drukgolven en het uitspuwen van gefragmenteerde gesteente.

Ongeveer 8 km ten noorden van het eiland Grenada bevindt zich de onderzeese vulkaan **Kick'em Jenny**. Kick'em Jenny heeft een cirkelvormige basis met een diameter van 5000m en reikt ongeveer 1300m boven de zeebodem, met zijn top ongeveer 185m onder de zeespiegel. De uitbarstingen van deze vulkaan zijn zowel explosief als rustig van aard.

## **4.1 Potentiële Activiteiten en Aspect**

De activiteiten die een potentiële Tsunami dreiging vormen kunnen onderverdeeld worden in regionale en extraregionale activiteiten. De regionale activiteiten omvatten alle activiteiten die verband houden met de Caribische plaat, terwijl de benaming extraregionaal gebruikt wordt voor activiteiten welke geen verband houden met de Caribische plaat<sup>22</sup>.

### **4.1.1 Regionale activiteiten**

#### ***Aardbevingen in subducerende zones***

De dichtstbijzijnde subducerende zone die van belang is voor ons, is de Zuid-Caribische deformatie zone ten noorden van Curaçao (gebied rood, Fig. 4.1). Als er in deze zone een beving plaatsvindt, zal de Tsunami die hierbij ontstaat binnen een half uur ons eiland bereiken. Een kritische amplitude van 2 m vergt een beving van een minimale magnitude van 7.5. De andere twee subducerende zones (gebied blauw, Fig. 4.1) die ook een rol spelen bevinden zich ten zuiden van Puerto Rico en ten oosten van de eilandenboog. Een Tsunami die in deze zones gegenereerd wordt zal anderhalf tot twee uur nodig hebben om het eiland te bereiken. Als we weer uitgaan van een kritische amplitude van 2 m, moet een beving van een minimale magnitude van 7.5 – 8 plaatsvinden.

Echter niet alle gebieden vormen een even grote dreiging met betrekking tot het

---

<sup>21</sup> Zie Bijlage B voor een uitleg van VEI.

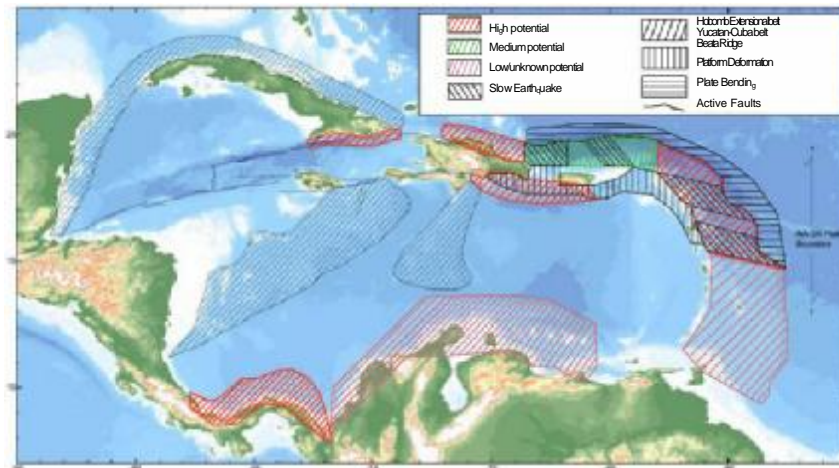
<sup>22</sup> Let op, hier gegeven Tsunami reistijden zijn een schatting en kunnen afwijken van waargenomen Tsunami reistijden.



genereren van een Tsunami. Fig. 4.2 geeft de waarschijnlijkheid dat een beving in een bepaald gebied een Tsunami kan veroorzaken. Deze kansen zijn gebaseerd op historische gegevens, de mate en richting van de convergentie<sup>23</sup>. De Zuid-Caribische deformatie zone heeft op basis van deze criteria een lage waarschijnlijkheid. Echter gezien de relatieve verschuiving tussen de Caribische plaat en de Zuid-Amerikaanse plaat in zuidoostelijke richting is, zal dit betekenen dat de spanning in deze subducerende zone aan het toenemen is. Echter dit zal alleen het geval zijn mits de microplaat tussen de Oca-Cuiza-San Sebastian-Pilar breuklijnen en de Caribische plaat niet mee schuift met de Caribische plaat in zuidoostelijke richting.

---

<sup>23</sup>Hierbij geldt dat een loodrechte convergentie een hogere waarschijnlijkheid heeft dan een toenemende schuine convergentie.



**Figuur 4.2:** Kans dat een aardbeving in en bepaald gebied een Tsunami kan veroorzaken. Ook gebieden waar “langzame” bevingen kunnen plaatsvinden worden hier gegeven. Deze worden aan de hand van de ruwheid van de zeebodem bepaald. Langzame bevingen kunnen zeer grote Tsunami’s veroorzaken. Zie de legenda voor de betekenis van de verschillende kleuren.

### ***Vulkaanuitbarstingen***

De vulkanen vormen de enige dreiging met betrekking tot vulkanische activiteiten. Soufriere Hills, La Soufrière en Mt. Pelée hebben allemaal in het verleden lokale Tsunami’s veroorzaakt en vormen op basis hiervan vooral een gevaar voor de eilanden in de nabije omgeving. Dit doordat deze golven meestal een zeer korte periode hebben en ook door relatief kleine verstoringen veroorzaakt worden. Echter La Soufrière kent uitbarstingen gepaard met sterke drukgolven, welke wel in staat zijn om Tsunami’s te veroorzaken die op grote afstanden nog significante amplitudes kunnen hebben. Ook de onstabiele hellingen van deze vulkanen vormen een aandachtspunt met betrekking tot het ontstaan van Tsunami’s. Verder zijn er verschillende onderzoeken gedaan naar het potentiële Tsunami gevaar van Kick’em Jenny. Hieruit blijkt dat Kick’em Jenny momenteel vooral een gevaar vormt voor de nabij gelegen eilanden. De eilanden gelegen langs diepe wateren lopen het meeste gevaar, aangezien deze golven zich efficiënter en sneller voortplanten in deze wateren. Een Tsunami die in dit gebied ontstaat zal ruim anderhalf uur (1.5-2uur) moeten reizen eer het Curaçao bereikt.

### ***Aardverschuivingen***

Het Caribisch gebied bevat talrijke locaties waar een aardverschuiving plaats kan vinden. Deze omvatten zowel aardverschuivingen langs onderzeese breuklijnen (gebied geel, Fig. 4.1), waar de sedimenten op de zeebodem kunnen instorten als gevolg van een beving, als aardverschuivingen langs onstabiele hellingen van de zeebodem. Deze bevinden vulkanische eilandenboog (oranje gebied, Fig.



4.1) met zijn nog steeds actieve zich onder andere dicht bij de eilanden, maar ook langs de breuklijnen in het noorden van het Caribisch gebied. De reistijd van Tsunami's gegenereerd in het zuidelijke geel gearceerde gebied zal minder dan 30 minuten zijn, met toenemende reistijden (0.5-1.5 uur) naarmate de aardverschuiving zich in zuidoostelijke richting van het eiland verwijderend, plaatsvindt. Voor het geel gearceerde gebied in het noorden van het Caribisch gebied geldt een reistijd van tussen de 1.5-2 uur.

#### **4.1.2 Extraregionale activiteiten**

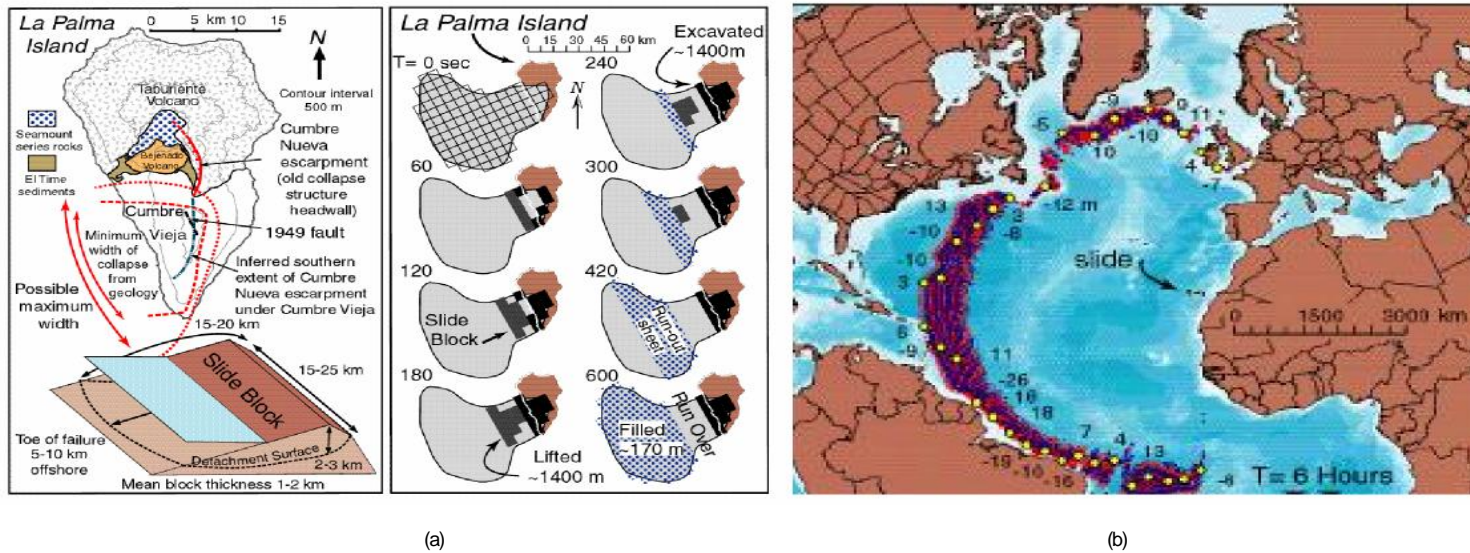
Bevingen, uitbarstingen en aardverschuivingen elders buiten de regio kunnen ook Teletsunami's veroorzaken die na lange tijd reizen (>3 uur) het eiland bereiken. Dit soort activiteiten valt onder de extraregionale activiteiten. Potentiële gevaarzones zijn onder andere de Mid-Atlantische rug, waar zich aardverschuivingen langs translatie breuklijnen kunnen plaatsvinden en de onstabiele hellingen van het Cumbre Vieja vulkaan op La Palma (Canarische eilanden). Volgens een onderzoek gedaan naar de waarschijnlijkheid dat een toekomstige uitbarsting van de Cumbre Vieja gepaard gaat met het instorten van zijn hellingen, bestaat er een reële kans hiervoor. Om inzicht te krijgen in de omvang van een dergelijke aardverschuiving, werd gekeken naar geofysische littekens van vroegere verschuivingen. Hieruit blijkt dat de westelijke hellingen van deze vulkaan de hoogste waarschijnlijkheid van ineenstorting hebben tijdens een uitbarsting. Een simulatie van een aardverschuiving wijst dat een verschuiving van dergelijke proporties een golfhoogte variërend tussen de  $9 < H < 25$  m ten oosten van de Caribische eilandenboog<sup>24</sup> kan veroorzaken (Fig. 4.3 (b)).

## **4.2 Samenvattend**

Gezien de potentiële activiteiten met de hoogste waarschijnlijkheid voor het veroorzaken van een Tsunami, vooral ten noorden/noordoosten van Curaçao liggen, zijn de noordelijke kustgebieden het meest kwetsbaar. Door refractie langs de noord- en oostpunt van het eiland en aan de kusten van Venezuela kunnen ook gedeeltes van de zuidkust schade oplopen tijdens een Tsunami. Tabel 4.1 geeft een samenvatting van de hierboven besproken regionale en extraregionale activiteiten. De kleurencodering van de richting (rood, groen, magenta, zwart) geeft de waarschijnlijkheid (hoog, gemiddeld, laag, onbekend) aan dat een dergelijke activiteit plaatsvindt.

---

<sup>24</sup> Waardes van de golfhoogte voor Curaçao dienen in een vervolgstudie te worden bepaald.



**Figuur 4.3:** Kaart van het eiland La Palma met een weergave van de belangrijkste geologische littekens, een schematische weergave van de potentiële aardverschuiving en een weergave van de verschuiving in ruimte en tijd (a). (b) Geeft een weergave van de Tsunami veroorzaakt door deze aardverschuiving 6 uren na de gebeurtenis.

**Tabel 4.1:** Samenvatting Regionale (R) en Extra regionale (ER) Tsunami activiteit en aspect

Activiteit		Aspect				
Soort	Locatie	Type (R, ER)	Reistijd	Karakteristieken (M, VEI, L, W)	Kritische golfhoogte [m]	Richting
Beving (M)	Zuid Caribische deformatie zone	R	< 30 min	7 7.5 8.0	1 2 4	Noord
Beving (M)	Muertos trog	R	1 ½ - 2 uur	7.5 7.5-8.0 8.0	1 2 4	Noord
Beving (M)	Puerto Rico trog	R	1 ½ - 2 uur	7.5 7.5-8.0 8.0	1 2 4	Noord
Beving (M)	Lesser Antilles trog	R	1 ½ - 2 uur	7.5 8.0 8.0-8.5	1 2 4	Noordoost/ Oost
Vulkaanuitbarsting (VEI)	Kick'em Jenny	R	1 ½ - 2 uur	3 6	2 12	Zuidoost
Vulkaanuitbarsting/ Aardverschuiving	Vulkanische eilandenboog	R	1 ½ - 2 uur			Zuidoost/ Oost
Aardverschuiving	Onderzeese breuklijnen tussen CP en ZAP	R	< 30 min 1 - 1 ½ uur			Zuid Zuidoost
Aardverschuiving	Onderzeese breuklijnen tussen CP en NAP	R	1 ½ - 3 uur			Noord Noordwest
Beving (M)	Azoren-Gibraltar translatie breuklijn	ER	> 3 uur	> 9	2	Noordoost
Aardverschuiving/ Vulkaanuitbarsting (L,W)	Cumbe Vieja La Palma	ER	> 3 uur	25 km, 15 km		Noordoost
Aardverschuiving	Mid-Atlantische rug	ER	> 3 uur		2	Noordoost-Zuidoost



## Bibliografie

- Y. Egorov; *Tsunami wave generation by the eruption of underwater volcano*; Natural hazard and earth system sciences, 7, 65-69, 2007
- A. Dawson, I. Stewart; *Tsunami geoscience*; Progress in Physical Geography 31(6), 2007 pp 575-590
- G. Gisler; *Two-dimensional simulations of explosive eruptions of Kick-Em Jenny and other submarine volcanos*; Science of Tsunami Hazards, Vol 25 no1, 2006, pp 36-46
- A. Scheffers; *Paleotsunamis in the Caribbean, field evidence and datings from Aruba, Curacao and Bonaire*; Essener Geografische Arbeiten 33, August 2002
- W. McCann; *Estimating the threat of tsunamigenic earthquakes and earthquake induced-landslide tsunami in the Caribbean*
- G. Pararas-Carayannis, *Volcanic tsunami generation source mechanisms in the eastern caribbean region*; Science Tsunami Hazards, Vol 22, no. 2, 2004, pp 74-114
- M. Smith, J. Shepherd; *Explosive submarine eruptions of Kick-'Em-'Jenny volcano: Preliminary investigations of the potential Tsunami hazard in the eastern Caribbean region.*
- D. Turcotte, G. Schubert; *Geodynamics*; New York, John Wiley & Sons, 2002
- S. Ward, S.Day; *Cumbre Vieja Volcano, Potential collapse and Tsunami at La Palma, Canary Islands*
- S. Ward; *Landslide Tsunami*; Journal of Geophysical Research
- S. Ward; *Tsunamis*; Encyclopedia of Physical Science and Technology, Academic Press
- Guidelines on integrating severe weather warnings into disaster risk management*, WMO/TD No.1292 (PWS-14)



## Bijlage A: Gravitatiegolven

De groepssnelheid van gravitatiegolven in een ideaal, onsamendrukbare oceaan met een vlakke bodem wordt gegeven door

$$u(\omega) = \sqrt{\frac{gh \tanh k(\omega)h}{k(\omega)h} \left[ \frac{1}{2} \frac{k(\omega)h}{\sinh 2k(\omega)h} \right]}, \quad (\text{A.1})$$

met  $k(\omega)$  de golfgetallen van een golf met frequentie  $\omega$  ( $\omega = \frac{1}{T}$ ),  $g$  de gravitatieconstante en  $h$  de waterdiepte. De groepssnelheid van een golf is dus afhankelijk van zijn frequentie  $\omega$ .

Voor de discussie van golven met een golflengte  $I$  in oceanen met een bepaalde waterdiepte worden twee benaderingen gehanteerd, namelijk:

### Lange golven

Voor lange golven geldt dat de golflengte  $I$  vele malen groter is dan de waterdiepte  $h$ , i.e.  $I \gg h$  en dat de reciproque van de golfgetal,  $1/k$ , veel groter is dan de waterdiepte ( $1/k \gg h$ ). Hierdoor zal  $kh \rightarrow 0$  en zal de groepssnelheid gereduceerd worden tot

$$u(\omega) = \sqrt{gh}, \quad (\text{A.2})$$

### Korte golven

Korte golven worden gekarakteriseerd door golflengtes die veel kleiner dan de waterdiepte ( $I \ll h$ ) zijn en reciproque van golfgetallen veel kleiner dan de diepte ( $1/k \ll h$ ). Onder deze condities zal de waarde  $kh$  oneindig groot worden waardoor de groepssnelheid gereduceerd wordt tot

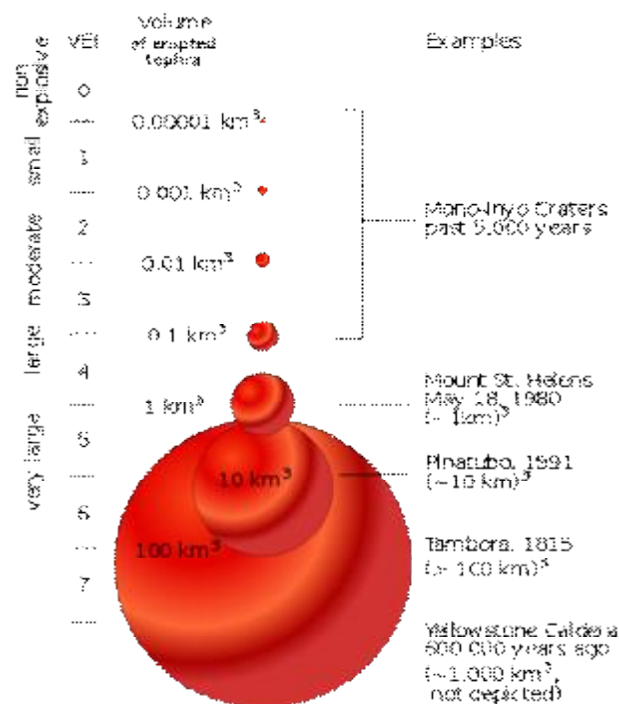
$$u(\omega) = \sqrt{\frac{gI(\omega)}{2p}}, \quad (\text{A.3})$$

Tsunami's hebben met betrekking tot hun gedrag in de oceaan een dual karakter. Afhankelijk van hun periode kunnen ze zowel als korte (Tsunami's met een kortere periode) of als lange golven (Tsunami's met een lange periode) beschouwd worden.

## Bijlage B: Vulkanisme

Het verloop van een vulkaanuitbarsting wordt bepaald door de samenstelling van het magma. In het geval dat het magma voornamelijk uit vloeibare gesteente wordt opgesteld en een lage concentratie aan opgeloste gassen bevat, zal de uitbarsting vrij rustig verlopen. Magma met een hoge concentratie vaste gesteente en opgeloste gassen zal echter voor een explosieve uitbarsting zorgen, waarbij het vulkanisch gesteente de lucht in wordt geslingerd.

Om de explosiviteit van een vulkaan aan te geven wordt de Vulkanische ExplosiviteitsIndex (VEI) gebruikt. Deze schaal werd geconstrueerd door C. Newhall van de U.S. Geological Survey (USGS) en S. Self van de University of Hawaai in 1982. De schaal is logaritmisch en loopt van 0 tot oneindig (met een huidig maximum van 8). VEI=0 komt overeen met een niet explosief verlopen vulkaanuitbarsting en VEI= 8 met de actueel meest kolossale explosieve uitbarsting te Yellowstone Caldera (Fig. B.1).



Figuur B.1: VEI<sup>25</sup>

<sup>25</sup> Bron: [http://en.wikipedia.org/wiki/Volcanic\\_Explosivity\\_Index](http://en.wikipedia.org/wiki/Volcanic_Explosivity_Index)



Er bestaan vijf soorten vulkaanuitbarstingen, genaamd naar bekende vulkanen die een dergelijke uitbarsting hebben gekend. Een vulkaanuitbarsting die in ondiep water plaatsvindt, zal meestal zeer explosief van aard zijn. Tijdens een dergelijke uitbarsting zal het water de kraterpijp instromen, waardoor deze in waterdamp overgaat en tevens voor afkoeling van het magma zorgt. Het magma zal hierdoor een hogere concentratie gassen bevatten en kan zelfs tot kleine scherven versplinteren<sup>26</sup>. De classificatie van vulkanen aan de hand van de manier waarop de uitbarsting verloopt, is als volgt:

### **Hawaïaans**

Het Hawaïaanse type wordt gekenmerkt door uitbarstingen waarbij zeer vloeibare magma uit de krater stroomt. Gezien het magma zeer vloeibaar is zal deze met grote snelheden uit de kratermond stromen en zich over een groot oppervlak verspreiden.

### **Stromboli**

Uitbarstingen van dit type zijn zeer onregelmatig en explosief van aard. Het magma in dit soort uitbarsting is erg stroperig en bevat een hoge concentratie gassen. Deze gassen zullen uit het magma ontsnappen, naarmate het magma naar boven stroomt en voor explosies in de kraterpijp zorgen. Tijdens een dergelijke explosie zal de druk in de kraterpijp afnemen, waardoor deze regelmatig ontlast wordt en dus het uitgestoten magma geen grote hoogtes bereikt.

### **Vulcano**

Vulcano uitbarstingen kennen dezelfde uitbarsting mechanisme als het Stromboli type. Deze uitbarstingen zijn echter heftiger en zullen gepaard gaan met lavastromen, gefragmenteerde stenen en as. De as zal in dit geval grote hoogtes bereiken.

### **Peleaaans**

Dit type uitbarsting kent veel overeenkomsten met het Vulcano type. Zeer stroperige magma wordt hierbij uitgestoten. De kenmerken van het Peleaanse type zijn vooral een wolkenstroom van gloeiend vulkanisch as, hete gas en vulkanisch gesteente.

### **Pliniaans**

Tijdens deze uitbarstingen worden grote hoeveelheden lava, vulkanisch gesteente, as en gas de stratosfeer (soms tot wel 50 km) ingestoten. Dit soort uitbarsting is de meest krachtige en explosieve type uitbarsting.

---

<sup>26</sup> De gesteentes die hierbij gevormd worden, worden ook wel phreatomagmatisch gesteente genoemd.



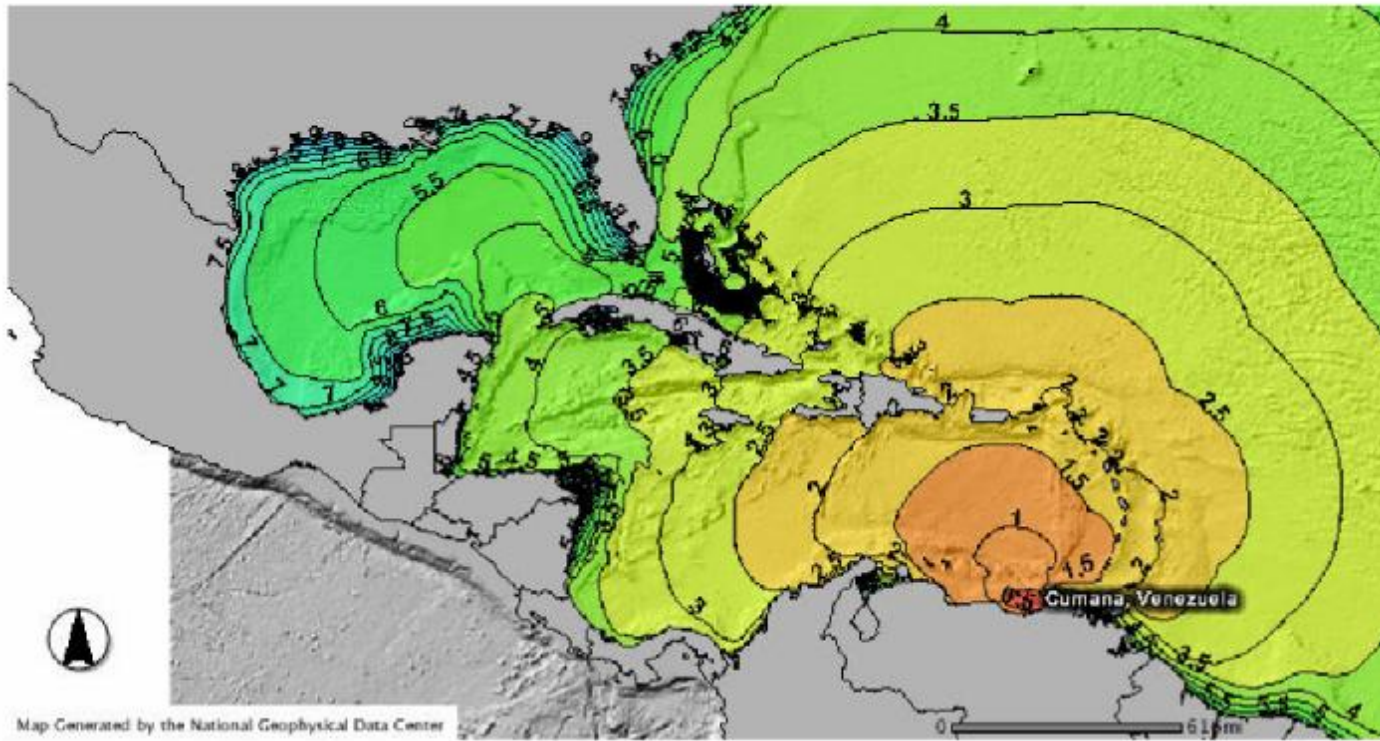
## Bijlage C: Tsunami reistijd

De Nationale Geografische Data Centrum van de Verenigde Staten, NGDC, heeft in een project samen met de Intergovernmental Oceanographic Commission, Tsunami reistijdkaarten voor verschillende steden over de wereld gemaakt. Deze kaarten werden gemaakt met behulp van het Tsunami Travel Times software. De software maakt gebruik van het principe van Huygens. Dit houdt in dat alle punten op een golffront als een puntbron fungeren voor een volgende golffront. De minimale reistijd wordt dan berekend door gebruik te maken van de golffronten met een minimale reistijd naar een bepaald punt op de grid. Dit punt zal dan weer fungeren als een puntbron voor de bepaling van de reistijd naar een volgende grid<sup>27</sup>.

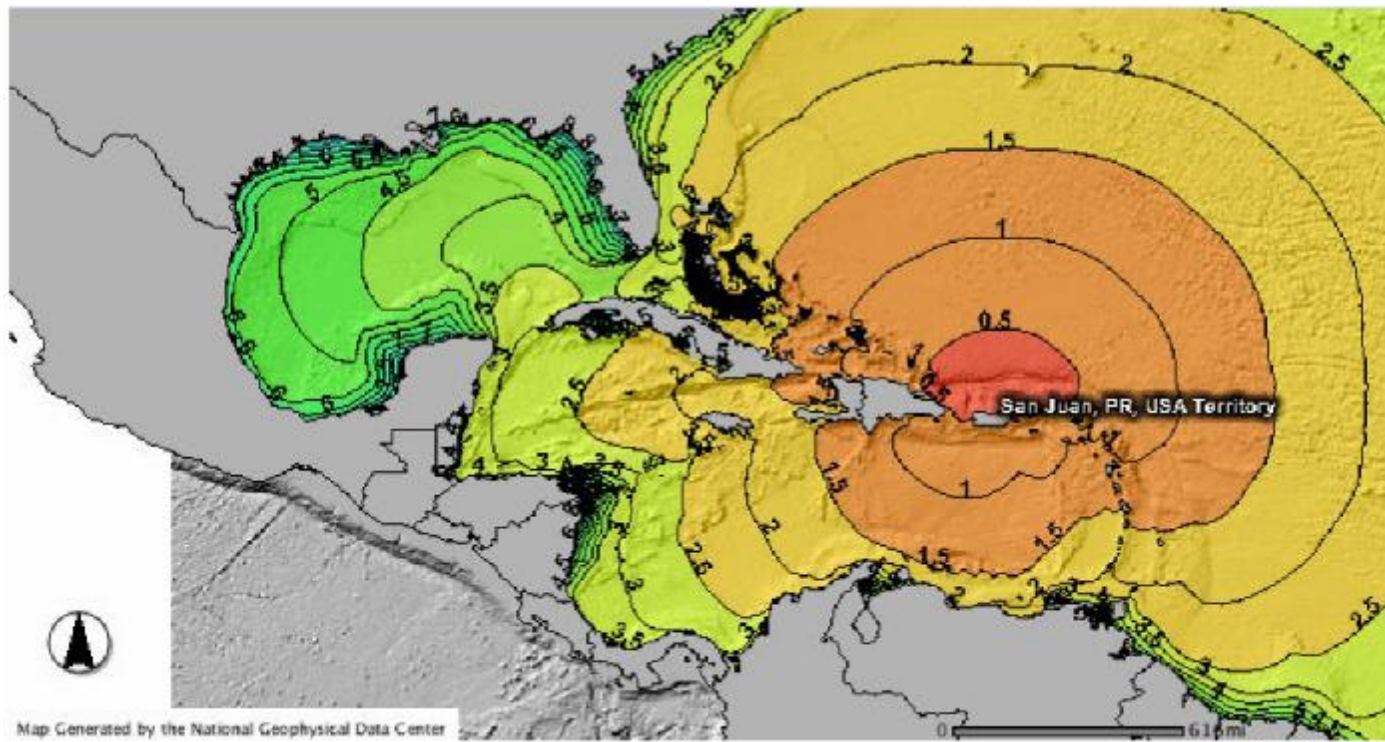
In Fig.C.1 en Fig.C.2 worden voorbeelden van dergelijke reistijdkaarten voor verschillende steden in het Caribisch gebied gegeven. Deze geven de reistijd van een Tsunami welke ergens in het Caribisch gebied veroorzaakt is tot die specifieke stad.

---

<sup>27</sup> Een beschrijving van deze techniek wordt gegeven in Shokin, Y.I., L.B. Chuborav, V.A. Novikov, and A.N. Sudakov, *Calculations of tsunami travel time charts in the Pacific Ocean - models algorithms, techniques, results*, Science of Tsunami Hazards, Vol. 5, p. 85-113



**Figuur C.1:** Tsunami reistijd voor Cumana,



**Figuur C.2:** Tsunami reistijd voor San Juan, Puerto





## Bijlage D: Tsunami Warning Center

Het bewaken en waarschuwen voor potentiële Tsunami's ligt in handen van de Tsunami WaarschuwingsCentrum (TWC), oftewel **Tsunami Warning Center**. Elke TWC verzorgt de waarschuwing voor een bepaald gebied. Dato 2010 beschikt het Caribisch gebied nog niet over een eigen TWC. De taak ligt momenteel bij de Pacific Tsunami Warning Center (PTWC) in Hawaï. Voorbereidingen worden thans getroffen om een TWC voor het Caribisch gebied in Puerto Rico op te richten.

Om zijn producten te vervaardigen maakt de PTWC gebruik van waarnemingsboeien op strategische plekken over de hele wereld. Deze waarnemingsboeien worden ook wel DART<sup>28</sup> genoemd en meten de druk van de bovenliggende waterkolom. Via een akoestisch signaal zendt de druksensor een signaal naar een oppervlakte boei, welke het signaal weer door stuurt naar een iridium satelliet en weer verder naar de PTWC. De PTWC beschikt dus over realtime data en kan continu verifiëren of er een Tsunami voorbij is gekomen. DART's zijn instaat om een Tsunami met een golfhoogte van 1 cm in open zee te detecteren<sup>29</sup>. Ten aanzien van het opstellen van berichten voor het Caribisch gebied hanteert PTWC de criteria aangegeven in tabel D.1

De PTWC hanteert twee soorten berichten voor de berichtgeving over Tsunami's in het Caribisch gebied. Het eerste niveau van waarschuwing is de Informatie bulletin. Deze bevat een beschrijving van de beving die plaats heeft gevonden en verdere informatie met betrekking tot de mogelijke generatie van een Tsunami. In de meeste gevallen betekent deze informatie bulletin dat er geen Tsunami-dreiging is en heeft het tot doel onnodige evacuaties te vermijden, aangezien de beving mogelijk in de kustgebieden werd gevoeld. Indien er extra informatie beschikbaar wordt uit bijvoorbeeld DART, kan de status van het bericht in een hoger niveau van waarschuwing worden omgezet, namelijk een watch.

---

<sup>28</sup> DART is een afkorting voor Deep-ocean Assessment and Reporting of Tsunami's.

<sup>29</sup> Meer informatie hierover is te vinden op de NDBC website.





<b>Magnitude beving</b>	<b>Soort bericht</b>
≥ 7.9	Tsunami Watch (Geheel Caribische zee)
7.6 - 7.8	Tsunami Watch (Regionaal)
7.1 - 7.5	Tsunami Watch (Lokaal)
6.0 - 7.0	Tsunami informatie Bulletin
Atlantic 6.5 - 7.8	Tsunami Informatie Bulletin

**Tabel D.1:** Criteria voor berichten met betrekking tot Tsunami's.

Een **Watch** is het tweede niveau van alertheid met betrekking tot de Tsunami berichtgeving. Deze berichten worden uitgegeven als er sprake is van een zware beving waarvan men nog niet zeker is of deze überhaupt een Tsunami heeft veroorzaakt. Dit bericht is bedoeld als een eerste waarschuwing dat een Tsunami mogelijk naderend is. Het watch-bericht wordt elk uur opnieuw uitgegeven en uitgebreid.

Voor Curaçao geldt dat de PTWC deze berichten naar de Meteorologische Dienst Nederlandse Antillen en Aruba stuurt. Deze laatste zal dan met input van de kennis van de lokale omstandigheden deze berichten verder verspreiden op het eiland.