

# **DATAGEDREVEN STUDIE VAN METEOTSUNAMI'S IN HET BELGISCHE DEEL VAN DE NOORDZEE**

**Flo Fias**

Studentennummer: 01704099

Promotor: Prof. dr. Stijn Luca

Tutoren: Bastiaan Aelbrecht en Dr. ir. Gert Everaert

Masterproef voorgelegd voor het behalen van de graad master in de  
Bio-ingenieurswetenschappen: land, water en klimaat.

Academiejaar: 2022 - 2023

De auteur en promotor geven de toelating deze scriptie voor consultatie beschikbaar te stellen en delen ervan te kopiëren voor persoonlijk gebruik. Elk ander gebruik valt onder de beperkingen van het auteursrecht, in het bijzonder met betrekking tot de verplichting uitdrukkelijk de bron te vermelden bij het aanhalen van resultaten uit deze scriptie.

The author and promoter give the permission to use this thesis for consultation and to copy parts of it for personal use. Every other use is subject to the copyright laws, more specifically the source must be extensively specified when using results from this thesis.

Gent, 1 juni 2023

The promotor,

The author,

Prof. dr. Stijn Luca

Flo Fias

## DANKWOORD

Deze masterproef vormde de laatste en tevens grootste uitdaging van mijn opleiding tot bio-ingenieur. Het was bovendien de uitdaging waaraan ik met de meeste toewijding werkte, waarbij ik de meest waardevolle kennis vergaarde en waaruit ik het meeste voldoening haalde. Mede dankzij mijn grote interesse in het onderwerp is mijn motivatie gedurende het volledige jaar hoog gebleven. Graag wil ik mijn oprechte dank en waardering betuigen aan enkele personen die het realiseren van deze masterproef mee mogelijk gemaakt hebben.

Eerst en vooral wil ik mijn promotor professor Stijn Luca en tutores Bastiaan Aelbrecht en Gert Everaert bedanken voor de tijd die ze genomen hebben om mij te begeleiden. Bij de tweewekelijkse bijeenkomsten bespraken we samen de vorderingen, resultaten, problemen en verdere stappen. Hierbij gaven ze niet enkel waardevolle input vanuit hun expertises, maar luisterden ze ook steeds naar mijn ideeën. Dankzij deze tijdige feedback en bijstellingen verliep het proces zonder noemenswaardige problemen. Ook naast de bijeenkomsten kon ik steeds bij hen terecht met mijn vragen. Professor Luca en Bastiaan hebben me bijgestaan bij alle aspecten die te maken hadden met statistiek. Ook met fysica-gerelateerde problemen kon Bastiaan me steeds helpen. Bij Gert kon ik bovendien terecht met vragen over meteo-tsunami's zelf. Dankzij hen kijk ik met een heel positieve blik terug naar het gehele proces van mijn masterproef.

Vervolgens wil ik enkele mensen bedanken die niet rechtstreeks hebben bijgedragen aan het onderzoek, maar mij wel voortdurend ondersteund hebben. Bedankt aan mijn zus Mona om mij op zoveel manieren te helpen en om veel masterproefdagen een stuk aangenamer te maken. Bedankt aan mijn mama voor de taaltips en voor de vele motiverende woorden. Bedankt aan mijn papa voor het doorgeven van zijn academische expertise en voor de inspirerende gesprekken. Bedankt aan mijn vriend Karel voor de immense steun, bij elke piek en dal in het proces. Bedankt aan mijn kleine broer en zus om me af en toe eens af te leiden van al het serieuze. Tot slot: bedankt aan mijn fantastische vrienden die altijd klaarstonden voor de nodige afleiding.

## SAMENVATTING

Meteotsunami's zijn lange oceaangolven met een hoge frequentie die ontstaan door een combinatie van luchtdrukstoringen en resonantiefenomenen. Ze komen wereldwijd voor en hebben reeds schade aangericht aan kusten, schepen en mensen. Vanwege hun potentieel verwoestende kracht, plotse onverwachte voorkomen en hoge snelheid, is het noodzakelijk om vroegtijdige waarschuwingssystemen te ontwikkelen.

Voordat vroegtijdige waarschuwingssystemen kunnen uitgebouwd worden, is het essentieel methodes te ontwikkelen om meteotsunami's te detecteren via historische data. De eigenschappen van meteotsunami's zijn afhankelijk van lokale eigenschappen en daarom is het cruciaal de detectiemethodes specifiek voor een bepaalde regio te ontwikkelen. In dit onderzoek wordt een mogelijke detectiemethode uitgewerkt voor het Belgische deel van de Noordzee (BNZ), waar momenteel slechts twee meteotsunami's gerapporteerd zijn. De methode combineert datagedreven technieken en kennisgebaseerde principes tot een hybride detectiemethode. De gebruikte data is afkomstig van het Meetnet Vlaamse Banken. De detectiemethode identificeert twee nieuwe potentiële meteotsunami's. Hoewel het BNZ niet vermeld wordt als hotspot, blijft de regio niet gespaard van deze fenomenen.

De stijgende zeespiegel en de toename van extreme fenomenen door klimaatverandering maken kustverdediging steeds belangrijker. Daarvoor is het noodzakelijk een idee te hebben van de toekomstige frequentie en intensiteit van meteotsunami's. In dit onderzoek wordt een extreme waarde analyse uitgevoerd van luchtdrukstoringen in het BNZ. Er blijkt geen significant ( $\alpha = 0.05$ ) stijgende trend te zijn. Gemiddeld komt elke 7.3 maanden een luchtdrukstoring voor die sterk genoeg blijkt voor het ontwikkelen van meteotsunami's. Dit is echter een noodzakelijke, maar geen voldoende voorwaarde voor het ontstaan van meteotsunami's.

## SUMMARY

Meteotsunamis are long ocean waves with a high frequency that result from a combination of air pressure disturbances and resonance phenomena. They occur worldwide and have already caused damage to coastlines, ships and people. Due to their potentially devastating power, sudden unexpected occurrence and high speed, it is necessary to develop early warning systems.

Before early warning systems can be established, it is essential to develop methods for detecting meteotsunamis using historical data. The characteristics of meteotsunamis depend on local properties, making it crucial to develop region-specific detection methods. This research focuses on developing a possible detection method for the Belgian part of the North Sea (BNZ), where currently only two meteotsunamis have been reported. The method combines data-driven techniques and knowledge-based principles into a hybrid detection method. The data used is derived from the Flemish Banks Monitoring Network. The detection method identifies two new potential meteotsunamis. Although the BNZ is not mentioned as a hotspot, the region is not spared from these phenomena.

The rising sea level and the increase in extreme phenomena due to climate change make coastal defense increasingly important. Consequently, it is necessary to have an idea of the future frequency and intensity of meteotsunamis. This research conducts an extreme value analysis of air pressure disturbances in the BNZ, revealing no significant ( $\alpha = 0.05$ ) increasing trend. On average, an air pressure disturbance capable of generating meteotsunamis occurs every 7.3 months. However, this is a necessary but not a sufficient condition for the formation of meteotsunamis.

# INHOUDSOPGAVE

<b>Dankwoord</b>	<b>i</b>
<b>Samenvatting</b>	<b>ii</b>
<b>Summary</b>	<b>iii</b>
<b>Inhoudsopgave</b>	<b>vi</b>
<b>1 Inleiding</b>	<b>1</b>
<b>I Literatuurstudie</b>	<b>3</b>
<b>2 Beschrijving meteotsunami's</b>	<b>4</b>
2.1 Definitie meteotsunami's en vergelijking met gelijkaardige fenomenen . . . . .	4
2.1.1 Onderscheid meteotsunami's en seismische tsunami's . . . . .	4
2.1.2 Onderscheid meteotsunami's en <i>seiches</i> . . . . .	7
2.1.3 Onderscheid meteotsunami's en stormvloed/monstergolven . . . . .	7
2.2 Gevolgen meteotsunami's . . . . .	8
2.2.1 Overstromingen en schade aan de kust . . . . .	8
2.2.2 Schade aan schepen . . . . .	8
2.3 Fysische beschrijving meteotsunami's . . . . .	9
2.3.1 Modelleren van meteotsunami's . . . . .	9
2.3.2 Atmosferische storingen . . . . .	9
2.3.3 Resonantie . . . . .	10
<b>3 Voorkomen meteotsunami's</b>	<b>14</b>
3.1 Ruimtelijke spreiding . . . . .	14
3.2 Temporele spreiding . . . . .	16
3.3 Toekomstperspectief . . . . .	16
<b>4 Vereiste data en dataverwerking</b>	<b>18</b>
4.1 Observatienetwerken . . . . .	18
4.2 Dataverwerking . . . . .	18
<b>5 Detectie</b>	<b>20</b>
5.1 Standaardmethodes voor detectie . . . . .	20
5.1.1 Extremen in het zeeniveau . . . . .	20
5.1.2 Extremen in luchtdrukverschillen . . . . .	21
5.2 Detectie via spectrale analyse . . . . .	22
5.2.1 Signaal-analyse . . . . .	22
5.2.2 Interpretatie spectra en rol bij detectie . . . . .	23
5.3 Moeilijkheden bij detectie . . . . .	23
5.4 Databanken meteotsunami's . . . . .	24
<b>6 Vroegtijdige waarschuwingssystemen</b>	<b>25</b>
6.1 Doel en moeilijkheden . . . . .	25
6.2 Ontwikkeling . . . . .	25
6.2.1 Bestuderen synoptische condities . . . . .	25
6.2.2 Klassieke meetinstrumenten . . . . .	26
6.2.3 Satellieten en radars . . . . .	26
6.2.4 Numerieke simulaties . . . . .	26

<b>II Methode</b>	<b>27</b>
<b>7 Studiegebied</b>	<b>28</b>
7.1 Motivatie schaal studie(gebied)	28
7.2 Ligging en karakteristieken studiegebied	28
7.3 Gerapporteerde meteotsunami's studiegebied	30
<b>8 Data en dataverwerking</b>	<b>32</b>
8.1 Meetnet Vlaamse Banken	32
8.2 Dataverwerking	32
8.2.1 Interpoleren ontbrekende data	32
8.2.2 Verwijderen lage frequenties GH	34
8.2.3 Omgaan met verschillende resoluties	35
8.2.4 Berekenen verschillen in variabelen	35
<b>9 Detectiemethode</b>	<b>36</b>
9.1 Outlierdetectie	36
9.1.1 Multivariate aanpak	36
9.1.2 Hotelling $T^2$ controlekaart	37
9.2 Kennisgebaseerd systeem	38
9.2.1 Detecteren buienfronten	38
9.2.2 Inschatten Proudman resonantie via Fr	40
9.2.3 Nagaan energetische frequenties via spectrale analyse	41
9.3 Combineren tot hybride detectiemethode	42
<b>10 Evolutie met klimaatverandering</b>	<b>44</b>
10.1 Modelleren extreme waarden	44
10.1.1 Selecteren extreme waarden	44
10.1.2 <i>Generalized Extreme Value</i> verdeling	44
10.1.3 Parameterschatting	45
10.2 Modelcontrole	47
10.3 Retourperiodes	47
<b>III Resultaten, discussie en conclusie</b>	<b>48</b>
<b>11 Resultaten en discussie</b>	<b>49</b>
11.1 Dataverwerking	49
11.1.1 Interpoleren ontbrekende data	49
11.1.2 <i>High pass filter</i> GH	49
11.2 Detectiemethode	51
11.2.1 Outlierdetectie	51
11.2.2 Detecteren buienfronten	53
11.2.3 Inschatten Proudman resonantie via Fr	54
11.2.4 Spectrale analyse luchtdrukstoringen	57
11.2.5 Tijdreeksanalyse	60
11.3 Evolutie met klimaatverandering	66
11.3.1 Trends in extrema van de luchtdrukstoringen	66
11.3.2 Modelcontrole	68
11.3.3 Retourperiodes	69
<b>12 Conclusie</b>	<b>71</b>
12.1 Detectiemethode (onderzoeksvraag 1)	71
12.2 Evolutie met klimaatverandering (onderzoeksvraag 2)	72

<b>Bibliografie</b>	<b>73</b>
<b>Bijlage A Overzichten bijzondere dagen detectiemethode</b>	<b>78</b>
<b>Bijlage B Tijdreeksen stormen</b>	<b>80</b>
<b>Bijlage C Tijdreeksen nieuwe potentiële meteotsunami's</b>	<b>85</b>



## LIJST VAN AFKORTINGEN

BNZ	Belgische deel van de Noordzee
DFT	Discrete Fouriertransformatie
FFT	<i>Fast Fourier Transform</i>
Fr	Froude-getal
GH	Golfhoogte (variabele detectiemethode)
LAT	<i>Lowest Astronomical Tide</i>
$\Delta$ GH	Golfhoogteverschil (variabele detectiemethode)
LD	Luchtdruk (variabele detectiemethode)
$\Delta$ LD	Luchtdrukverschil (variabele detectiemethode)
LR	<i>Likelihood Ratio</i>
MVB	Meetnet Vlaamse Banken
MS1	Gerapporteerde meteotsunami BNZ één (03/01/2012)
MS2	Gerapporteerde meteotsunami BNZ twee (29/05/2017)
PSD	<i>Power spectral density</i>
RFFT	<i>Real Fast Fourier Transform</i>
SR	Spectrale ratio
TAW	Tweede Algemene Waterpassing
WR	Windrichting (variabele detectiemethode)
$\Delta$ WR	Windrichtingsverschil (variabele detectiemethode)
WS	Windsnelheid (variabele detectiemethode)
$\Delta$ WS	Windsnelheidsverschil (variabele detectiemethode)

# 1. INLEIDING

Als men spreekt over klimaatverandering, is zeespiegelstijging een belangrijk fenomeen dat kan leiden tot overstromingen. Dit proces gaat over lange tijdschalen; van decennia tot eeuwen (Woodworth et al., 2009). Daardoor hebben kustgemeenschappen meestal voldoende tijd om zich voor te bereiden. Modellen kunnen een inschatting geven van toekomstige gemiddelde zeespiegels en de kustinfrastructuur kan daaraan aangepast worden. Bij 'plotse' extreme veranderingen in het zeeniveau (op veel kortere tijdschalen; van minuten tot uren) is dat niet het geval. Deze hebben een directe impact op de kust waardoor er veel minder tijd is om de kustzones en -gemeenschappen te beschermen (Menéndez & Woodworth, 2010). Het is dan ook zeer belangrijk deze processen goed te begrijpen en voldoende op voorhand te kunnen voorspellen. Het belang van onderzoek naar dergelijke kortetermijnfenomenen is de laatste jaren toegenomen. De vraag of klimaatverandering, al dan niet via een stijging in de gemiddelde zeespiegel, zal zorgen voor een toename in de intensiteit en frequentie van deze processen, wordt belangrijker. Omdat er bovendien een toenemende bevolking is aan de kust, zijn deze fenomenen risicovoller en het onderzoek ernaar urgenter. Zo voorspellen Vilibić et al. (2021b) dat extreme zeeniveaus tegen 2100 een directe impact zullen hebben op 630 miljoen mensen.

Voorbeelden van extreme golfphenomenen die leiden tot een plotse stijging in het zeeniveau zijn orkanen, stormvloed en tsunami's. In deze masterproef wordt gefocust op bepaalde tsunami's, namelijk meteotsunami's. Deze ontstaan door plotse veranderingen in de luchtdruk die vaak gepaard gaan met onweersbuien, rukwinden of stormfronten. Hierdoor ontstaan golven met een lange golflengte en een hoge frequentie. Als deze golven de kust naderen en er resonantie optreedt, worden de golven versterkt waardoor ze schadelijk kunnen zijn. Beïnvloedende factoren op de sterkte van een meteotsunami zijn de snelheid van de golven (die gelijk moet zijn aan de snelheid van de luchtdrukstoring) en een gunstige vorm van de haven of baai. In tegenstelling tot seismische tsunami's, die voorkomen op zeer grote schaal en golfhoogtes kunnen bereiken van enkele tientallen meters (Gusiakov, 2021), zijn meteotsunami's eerder lokale fenomenen waarbij de hoogst waargenomen golfhoogte slechts zes meter was (Vučetić et al., 2009). Op basis van observaties in het verleden is echter gebleken dat ze toch een aanzienlijke schade kunnen veroorzaken aan de kust, aan schepen en aan de mens (Gusiakov, 2021).

Na 30 jaren intensief onderzoek en meer dan 300 gepubliceerde papers, blijven meteotsunami's niet volledig doorgrond. In het verleden zijn veel meteotsunami's over het hoofd gezien aangezien ze sterke gelijkenissen vertonen met andere fenomenen die leiden tot anomalieën in het zeeniveau zoals seismische tsunami's, *seiches*, stormvloed en monstergolven. Door hun moeilijke detectie bevindt de globale catalogisering van meteotsunami's zich nog steeds op een onaanvaardbaar laag niveau. Een uitgebreide catalogisering van recente meteotsunami's en het herevalueren van historische gebeurtenissen is van cruciaal belang, aangezien het meer inzicht kan geven in de spatiale en temporele verspreiding (Gusiakov, 2021). Het finale doel van meteotsunami-onderzoek is het ontwikkelen van vroegtijdige waar-

schuwingsystemen waardoor schade aan kustgemeenschappen en -infrastructuur vermeden of beperkt kan worden. Voornamelijk vanwege de potentieel verwoestende kracht aan de kust, het plotse onverwachte voorkomen en de hoge snelheid waarmee meteotsunami's zich voortbewegen, zijn dergelijke waarschuwingssystemen cruciaal om tijdig (evacuatie)maatregelen te kunnen nemen (Verleye et al., 2022).

Destructieve meteotsunami's komen wereldwijd voor. In de laatste twee decennia zijn ze waargenomen langs kusten van elk continent, behalve Antarctica (Vilibić et al., 2016). Het is echter vooral in meteotsunami hotspots dat ze voor een groot risico zorgen. Voorbeelden van dergelijke hotspots zijn de Adriatische Zee, de Middellandse Zee en de Gele Zee. In deze masterproef wordt gefocust op het Belgische deel van de Noordzee (BNZ), wat (nog) niet gezien wordt als een hotspot. In het BNZ zijn voorlopig slechts twee meteotsunami's gerapporteerd, maar er zijn vermoedens dat er meer zijn voorgekomen de voorbije jaren. Om dit te onderzoeken, moeten meteotsunami's gedetecteerd kunnen worden uit beschikbare historische data.

### Onderzoeksvragen

#### 1. *Is het mogelijk een detectiemethode te ontwikkelen voor meteotsunami's in het BNZ?*

In deze masterproef wordt een methode ontwikkeld om, naast de twee gekende, mogelijke bijkomende historische meteotsunami's in het BNZ te identificeren. De methode zal voornamelijk gebaseerd zijn op data-analyse, maar zal ook gecombineerd worden met fysische kennis van het fenomeen zelf. Daarom kan het gezien worden als een hybride methode. Binnen deze onderzoeksvraag worden nog twee deelvragen onderzocht:

- (a) *Is het mogelijk via een detectiemethode meteotsunami's te onderscheiden van stormen?*
- (b) *Is het mogelijk via een detectiemethode een onderscheid te maken tussen verschillende types meteotsunami's?*

Veel van de gebruikte principes bij detectiesystemen van historische meteotsunami's zijn analoog aan de principes uit vroegtijdige waarschuwingssystemen. Hoewel het ontwikkelen van een waarschuwingssysteem niet expliciet zal uitgevoerd worden in deze masterproef, kan het ontwikkelen van een detectiesysteem worden beschouwd als een eerste stap in deze richting.

#### 2. *Zal de intensiteit en de frequentie van meteotsunami's in het BNZ toenemen ten gevolge van klimaatverandering?*

In deze masterproef wordt een extreme waarde analyse uitgevoerd van luchtdrukstoringen, aangezien dat één van de belangrijkste factoren is voor het ontstaan van meteotsunami's. Er zal gezocht worden naar trends in de historische data, met als doel toekomstvoorspellingen te maken met betrekking tot meteotsunami's.

**Deel I**

# **Literatuurstudie**

## 2. BESCHRIJVING METEOTSUNAMI'S

### 2.1 Definitie meteotsunami's en vergelijking met gelijkaardige fenomenen

Meteotsunami's zijn destructieve oceaangolven met lange golflengtes in de tsunami frequentieband die veroorzaakt worden door atmosferische processen (Vilibić et al., 2021a). De drie belangrijkste elementen uit deze definitie zijn: de frequentieband die overeenkomt met die van andere types tsunami's (met periodes van twee minuten tot drie uren), het potentieel voor schade en de atmosferische oorsprong. Een vierde belangrijk aspect is het resonante karakter van het ontstaansproces waarbij atmosferische trillingsenergie wordt overgedragen op de oceaan (Proudman, 1929). Dit onderscheidt meteotsunami's van andere types tsunami's. Meteotsunami's vormen een unieke bedreiging en leiden vaak tot schade aan de kust, aan schepen en aan de mens (Gusiakov, 2021). Ze worden vaak verkeerdelijk gezien als tektonische tsunami's (onder andere seismische en *landslide* tsunami's), *seiches* (staande golven), stormvloed en monstergolven. Een overzicht van enkele gelijkenissen en verschillen is weergegeven in Tabel 2.1. De eigenschappen van meteotsunami's worden in volgende secties besproken door de gelijkenissen en verschillen met gelijkaardige fenomenen te duiden.

Tabel 2.1: Vergelijkende karakteristieken van tektonische tsunami's, meteotsunami's, stormvloed en *seiches* (overgenomen van Gusiakov (2021)).

	<b>Tektonische tsunami's</b>	<b>Meteotsunami's</b>	<b>Stormvloed</b>	<b>Seiches</b>
<b>Bron</b>	Onderzeese aardbevingen, vulkanen, aardverschuivingen	Atmosferische storingen	(Extra) tropische cyclonen	Atmosferische en seismische drijfkracht
<b>Typische periode</b>	Van 2 minuten tot 3 uren	Van 2 minuten tot 3 uren	Aperiodiek	Van tientallen seconden tot meerdere dagen
<b>Typische duur</b>	Van 1 uur tot meerdere dagen	Van enkele minuten tot meerdere dagen	Van enkele uren tot meerdere dagen	Van enkele uren tot meerdere dagen
<b>Max. geobserveerde hoogte</b>	Tientallen meters	6 meter	7 - 8 meter	~ 1 meter
<b>Max. landinwaardse overstroming</b>	Tot 5 - 10 kilometer	Van enkele meters tot meerdere honderden meters	Tot 50 kilometer	Een paar meter
<b>Spatiale manifestatie</b>	Van 1 - 25000 kilometer	Van 1 - 1000 kilometer	Honderden kilometers	Van enkele tientallen meters tot meerdere honderden kilometers
<b>Geïmpacteerd gebied</b>	Kustgebieden	Kustgebieden	Kustgebieden	(Semi-)gesloten waterbekkens

#### 2.1.1 Onderscheid meteotsunami's en seismische tsunami's

In deze sectie wordt gekeken naar seismische tsunami's, die samen met *landslide* tsunami's worden beschouwd als tektonische tsunami's. Op *landslide* tsunami's wordt niet apart ingegaan, aangezien aardverschuivingen vaak een secundair effect zijn van een aardbeving (Monserrat et al., 2006). Hoewel nog weinig gevallen gekend zijn, wordt verwacht dat 4.1%

## 2. Beschrijving meteotsunami's

---

van alle gecatalogiseerde tsunami's een atmosferische oorsprong hebben (Gusiakov, 2021). Dat is slechts een inschatting aangezien meteotsunami's voor 1980 enkel gecatalogiseerd werden indien een tsunami niet geassocieerd kon worden met een seismische bron. Slechts in enkele regio's, onder andere de Balearen en de Adriatische Zee, zijn meteotsunami's het dominante type van tsunami's. Door hun gelijkenissen worden ze vaak verkeerdelijk gezien als seismische tsunami's. Šepić et al. (2009) geven het voorbeeld van 'The Great Flood of Vela Luka' op 21/06/1978. Dit was de op één na krachtigste gecatalogiseerde seismische tsunami in de Adriatische zee. Het bleek echter dat deze niet veroorzaakt werd door seismische activiteit maar door atmosferische processen, waardoor het eigenlijk een meteotsunami was. Deze meteotsunami wordt nu gezien als de sterkste meteotsunami ter wereld. De gelijkenissen en verschillen tussen meteotsunami's en seismische tsunami's zullen voornamelijk besproken worden op basis van de drie belangrijkste fasen van het overkoepelende tsunami-proces: ontwikkeling, propagatie en haven resonantie.

### **Ontwikkeling**

Meteotsunami's en seismische tsunami's hebben gelijkaardige fysische eigenschappen (zoals golflengte en frequentie) waardoor ze beide worden geclassificeerd als tsunami's. Hun ontstaansproces is echter sterk verschillend. In tegenstelling tot seismische tsunami's, worden meteotsunami's niet veroorzaakt door aardbevingen. Ze hebben een atmosferische storing als oorzaak die gepaard gaat met een plotse verandering in de luchtdruk. Dit leidt tot een verandering in het waterpeil waardoor een golf ontstaat.

De noodzaak aan resonantie binnen het ontstaansproces verschilt tussen meteotsunami's en seismische tsunami's. Ondanks het feit dat atmosferische storingen vaker voorkomen dan aardbevingen, is resonantie essentieel om significante oscillaties, en dus schade, te veroorzaken. Een plotse verandering in de luchtdruk heeft geen aanzienlijk effect als niet voldaan is aan bepaalde resonantiefactoren zoals een juiste snelheid van de luchtdrukstoring en een gunstige vorm van de haven of baai<sup>1</sup>. Seismische tsunami's daarentegen kunnen, ondanks hun zeldzamer voorkomen, ook zonder resonantie sterk genoeg zijn om schade aan de kust te veroorzaken (Monserrat et al., 2006). Op het ontstaansproces van meteotsunami's wordt verder ingegaan in Sectie 2.3.

### **Propagatie**

Seismische tsunami's bevatten veel energie en hun spatiaal effect kan groot zijn (tot 25000 km, zie Tabel 2.1). Meteotsunami's daarentegen bevatten veel minder energie waardoor ze altijd lokaal voorkomen; enkel in specifieke (of in enkele naburige) havens. In tegenstelling tot seismische tsunami's (zoals in Sumatra in 2004) hebben ze geen invloed op de volledige oceaan (Rabinovich, 2019). Ze zullen dus nooit propageren ver buiten het gebied waar ze ontstaan zijn (Gusiakov, 2021). Deze bevindingen komen overeen met Tabel 2.1.

Het propagatiefenomeen van de golven is vrij analoog tussen beide types tsunami's. Een impuls van een seismische bron veroorzaakt vrije oceaangolven met een lange golflengte die

---

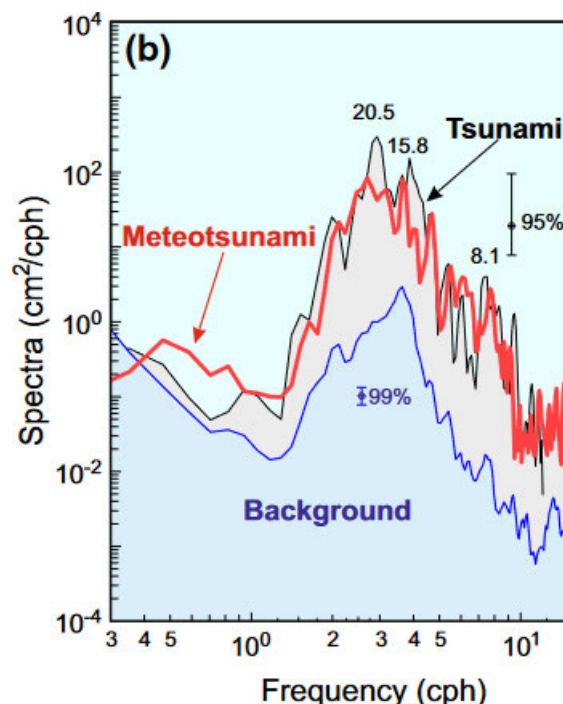
<sup>1</sup>In verdere tekst wordt enkel gesproken over havens, maar dezelfde principes gelden voor baaien.

## 2. Beschrijving meteotsunami's

in ondiep water propageren met een snelheid  $c = \sqrt{gh}$ . Hierbij stelt  $h$  de waterdiepte voor en  $g$  de valversnelling. Het blijkt dat het gedrag van deze vrije oceaangolven onafhankelijk is van de bron van de golven. Dat wil zeggen dat zowel golven van meteotsunami's als golven van seismische tsunami's, met dezelfde frequentie, op dezelfde manier propageren. Vrije oceaangolven zijn echter zelden een bron van meteotsunami's. Dit komt doordat vrije golven de energie kunnen herverdelen door interactie met topografie en ze bovendien na de eerste impuls geen extra energie meer krijgen. Daarom worden meteotsunami's eerder gezien als 'gedwongen oceaangolven'; ze absorberen atmosferische energie tijdens het propageren (Monserrat et al., 2006).

### Haven resonantie

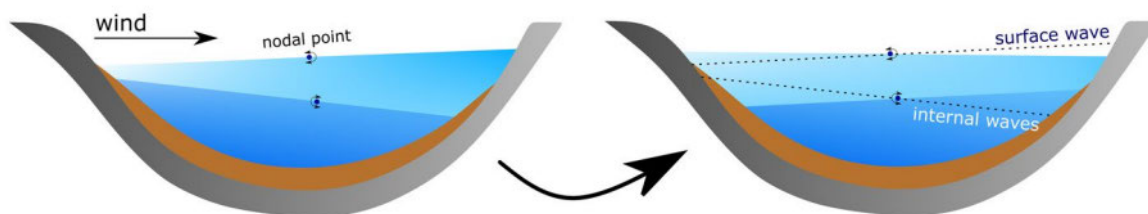
Seismische tsunami's en meteotsunami's hebben voornamelijk effect op kustgebieden. Beide kunnen catastrofale gevolgen hebben als ze een haven bereiken en er haven resonantie optreedt (zie Sectie 2.3.3). In de open oceaan zullen beide types tsunami's nauwelijks schade aanrichten. Daarentegen zullen lange golven die de kust bereiken leiden tot specifieke spectrale pieken geassocieerd met de lokale topografie. Hierdoor zijn *power spectral density* (PSD) plots nabij de kust vrij gelijkaardig voor zowel meteotsunami's als seismische tsunami's, zoals te zien op Figuur 2.1. Door het bestuderen van enkel zeespiegelgegevens zonder informatie over de bron, is het moeilijk om te bepalen of een gebeurtenis over een meteotsunami of een seismische tsunami gaat (Monserrat et al., 2006). Hoe deze spectra toch kunnen gebruikt worden bij detectie van meteotsunami's wordt verder besproken in Sectie 5.2.2.



Figuur 2.1: PSD plot van een seismische tsunami (zwart) en een meteotsunami (rood) op dezelfde locatie. Ook het *background spectrum* (blauw) is weergegeven (overgenomen van Rabinovich (2019)).

### 2.1.2 Onderscheid meteotsunami's en seiches

Meteotsunami's zijn progressieve golven met periodes van twee minuten tot drie uren. *Seiches* daarentegen zijn staande golven met langere periodes, vaak meer dan drie uren. Ondanks beide fenomenen gelijktijdig kunnen optreden, zijn ze toch verschillend. Ten eerste is hun voorkomen verschillend. Meteotsunami's hebben vooral effect op kustgebieden, terwijl *seiches* enkel voorkomen in (semi-)gesloten waterbekkens (zie Tabel 2.1). Een tweede belangrijk verschil is de drijfkracht. Wind is meestal belangrijker voor *seiches*, atmosferische drukverschillen zijn belangrijker bij meteotsunami's (National Ocean Service, s.d.). Op Figuur 2.2 wordt getoond hoe *seiches* ontstaan en ontwikkelen. Ze worden typisch veroorzaakt in (semi-)gesloten waterbekkens als sterke wind en snelle veranderingen in de luchtdruk het water van de ene kant van het waterlichaam naar het andere forceren (figuur links). Als de wind stopt, blijft het water nog uren of zelfs dagen heen en weer slingeren (figuur rechts) (Verleye et al., 2022).



Figuur 2.2: Ontstaan en ontwikkeling van *seiches* (overgenomen van de Carvalho Bueno et al. (2021)).

### 2.1.3 Onderscheid meteotsunami's en stormvloed/monstergolven

Een stormvloed ontstaat als een cycloon (een lagedrukgebied met grote windsnelheden) passeert waardoor de luchtdruk daalt over grote gebieden. Hierdoor zal het zeeniveau stijgen volgens het invers barometrisch effect. Dat wil zeggen dat bij elke luchtdruktoename (of afname) van één hectopascal (hPa) het zeeniveau zal dalen (of stijgen) met één cm (Sluiter et al., 2017). In combinatie met sterke wind kan de cycloon leiden tot overstromingen van kustgebieden (Monserrat et al., 2006). Rabinovich (2019) stelt dat wind de belangrijkste drijfkracht is, terwijl dat bij meteotsunami's eerder directe druksverschillen zijn.

Monstergolven (*rogue waves*) zijn extreem hoge en steile golven die vaak uit het niets lijken te ontstaan en snel terug te verdwijnen. In tegenstelling tot meteotsunami's hebben ze eerder een destructieve werking op de open zee dan aan de kust, waarbij schepen in gevaar kunnen komen door de plotse stijging van het zeeniveau. Tussen 1981 en 2000 worden deze monstergolven verantwoordelijk geacht voor het verlies van ongeveer 200 grote vrachtschepen en meer dan 500 mensenlevens (Verleye et al., 2022). Monstergolven ontstaan door een willekeurige superpositie van intensieve windgolven en/of deinig en deze hebben nog een hogere frequentie dan meteotsunami's (Rabinovich, 2019). Ze hebben periodes tot 30 seconden, wat minder is dan bij meteotsunami's.



### 2.2 Gevolgen meteotsunami's

Over het algemeen zijn meteotsunami's niet zo catastrofaal als seismische tsunami's, maar ze kunnen toch aanzienlijke schade aanrichten. Hun plotse voorkomen zorgt ervoor dat er niet veel tijd is om kustzones en -gemeenschappen te beschermen (Menéndez & Woodworth, 2010). Dit maakt onderzoek naar meteotsunami's, en vooral naar het voorspellen ervan, uitermate belangrijk. Enkele gevolgen van meteotsunami's worden in deze sectie besproken.

#### 2.2.1 Overstromingen en schade aan de kust

Overstromingen door meteotsunami's kunnen tot honderden meters landinwaards schade aanrichten (Tabel 2.1). Voorbeelden tonen aan dat deze schade enorm kan zijn. De meest ernstige gekende meteotsunami ter wereld, *The Great Vela Luka Flood* op 21/06/1978, zorgde voor grote schade aan de oostkust van de Adriatische Zee. Deze meteotsunami bereikte een maximale golfhoogte van zes meter. Dit wordt gezien als een grote natuurramp, met kosten door schade tot wel zeven miljoen US dollar (Vučetić et al., 2009). Ook de meteotsunami op 15/06/2006 in de Ciutadella Haven, gelegen in de Balearen (een eilandgroep in het westen van de Middellandse Zee), had ernstige gevolgen. Golven bereikten een hoogte tot vijf meter (Vilibić & Šepić, 2009) en ook hierbij liep de schade op tot tientallen miljoenen euro's (Montserrat et al., 2006). Ook buiten Europa zijn er voorbeelden te vinden van meteotsunami's met ernstige gevolgen, zelfs met menselijke slachtoffers. Kim et al. (2021) geven het voorbeeld van de meteotsunami op 04/05/2008 in de Gele Zee. Op dat moment waren er 24 mensen aan het vissen in de buurt van een golfbreker. Door het plotse optreden van de meteotsunami werden deze mensen weggespoeld en negen van hen zijn overleden.

#### 2.2.2 Schade aan schepen

Meteotsunami's veroorzaken geen schade aan schepen in de open zee, omdat golven daar een beperkte amplitude hebben. Daarentegen kunnen nabij de kust zelfs meteotsunami's met een kleine amplitude gevaarlijk zijn (Gusiakov, 2021). Een voorbeeld is de meteotsunami die voorkwam in juli 2003 in Nieuw-Zeeland. Een volgeladen olietank die op weg was naar zijn ligplaats bij een olieraffinaderij liep schade op door een onverwachte meteotsunami met golven van slechts 0.3 m hoog (Goring, 2009). Rabinovich (2019) concludeert dat zelfs gematigde meteotsunami's golven kunnen produceren die gevaarlijk kunnen zijn voor de mens, maar ook voor schepen en havens. Vanzelfsprekend zullen de grotere meteotsunami's nog een grotere schade aanrichten aan schepen. De grote meteotsunami in 2006 die de Ciutadella Haven trof, had tot gevolg dat meer dan 40 boten zonken of ernstig beschadigd werden (Montserrat et al., 2006). Dit kwam onder andere doordat ze tegen elkaar botsten (Irwin, 2021). De economische kost gelinkt aan deze meteotsunami was enorm. Meteotsunami's kunnen dus een verraderlijke bedreiging vormen voor de scheepvaart, aangezien ze vaak onverwacht voorkomen bij omstandigheden met weinig deining (Gusiakov, 2021).

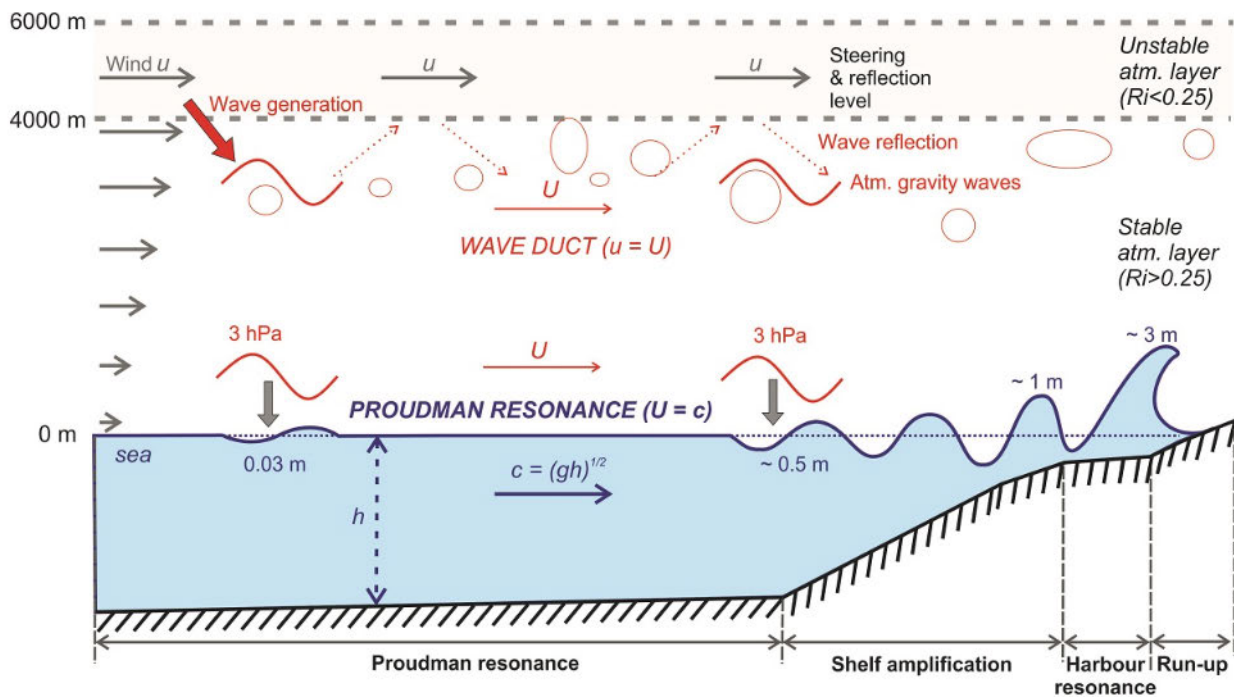
## 2.3 Fysische beschrijving meteotsunami's

### 2.3.1 Modelleren van meteotsunami's

Sectie 2.3 beschrijft de processen die betrokken zijn bij het ontstaan en ontwikkelen van meteotsunami's. Deze processen worden gebruikt in fysische modellen. Ondanks het feit dat het mechanisme van meteotsunami's binnen deze modellen vrij duidelijk is, zijn ze zeer moeilijk te reproduceren en te voorspellen. Hiervoor zijn enkele redenen. Ten eerste is de temporele en spatiale schaal van het ontstaansproces van meteotsunami's zeer variabel. Een tweede moeilijkheid is dat de bathymetrie van de getroffen haven met een zeer hoge resolutie aanwezig moet zijn in de modellen (tot 10 m) (Vilibić & Šepić, 2009). Bovendien komen meteotsunami's op een kleine schaal voor, wat het zeer uitdagend maakt om de atmosferische stringen en bijhorende lange oceaangolven volledig numeriek te reproduceren (Vilibić et al., 2016). Aangezien in deze masterproef een datagedreven onderzoek wordt uitgevoerd, en modelleren dus niet de focus is, wordt op het modelleerproces zelf niet ingegaan.

### 2.3.2 Atmosferische stringen

Het ontstaansproces van meteotsunami's wordt weergegeven op Figuur 2.3. Deze illustreert de twee belangrijkste processen die het ontstaan van een meteotsunami bepalen, zijnde atmosferische stringen en resonantie.



Figuur 2.3: Ontstaan en ontwikkeling van meteotsunami's (overgenomen van Šepić et al. (2015)).

Meteotsunami's ontstaan ten gevolge van atmosferische stringen die vaak geassocieerd zijn met snel passerende weerfenomenen zoals onweersbuien, rukwinden of stormfronten (National Ocean Service, s.d.). De stringen zorgen voor oscillaties in het zeeniveau met periodes

van twee minuten tot drie uren. De energetische inhoud van een snel passerende storing bij deze periodes is vrij laag en de oscillaties vormen een deel van de achtergrondruis. Op bepaalde momenten komen er bij deze frequenties echter sterke drukveranderingen voor (Montserrat et al., 2006). Dit kan gaan over geïsoleerde druksprongen of over een opeenvolging van atmosferische zwaartekrachtgolven (weergegeven op Figuur 2.3). Atmosferische zwaartekrachtgolven ontstaan onder meer door de opwaartse luchtbeweging in onweersbuien. Lucht wordt verticaal gedwongen in een stabiele atmosferische laag, waarna de lucht afkoelt, kouder wordt dan de omgeving en daardoor terug zal dalen. Hierdoor ontstaat een golfpatroon van zwaartekrachtgolven (National Weather Service, s.d.).

Atmosferische storingen kunnen variabel zijn in tijd en ruimte. Ze dissiperen over vrij korte afstanden (in de grootteorde van hun golflengte) mede doordat wrijving tussen luchtmoleculen zorgt voor een energie-afname (Medvedev & Yiğit, 2019). Bij sommige atmosferische condities is dit echter niet het geval. Tijdens een meteotsunami kunnen zwaartekrachtgolven behouden worden over een veel grotere afstand doordat ze hun energie behouden via het golfgeleidings- of golf-CISK mechanisme. Het eerste heeft te maken met de aanwezigheid van stabiele en instabiele luchtlagen, het tweede is gelinkt aan convectie. Indien één van deze mechanismen aanwezig is, kan een storing in stand blijven over een paar honderden kilometers (Vilibić & Šepić, 2009). De atmosferische storingen leiden dus tot luchtdrukveranderingen.

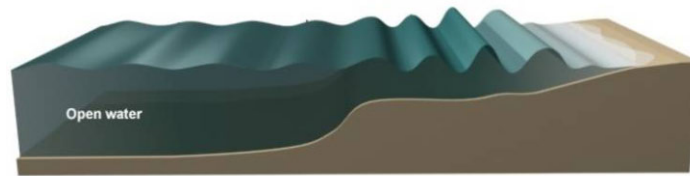
### 2.3.3 Resonantie

Luchtdrukveranderingen in de open oceaan zorgen voor lange oceaangolven volgens het invers barometrisch effect (zie Sectie 2.1.3 en Figuur 2.3). Zelfs de sterkste atmosferische storingen bereiken maar een drukverschil van een paar hPa, wat het zeeniveau slechts enkele centimeters zal veranderen. Deze storingen kunnen dus enkel een significant effect hebben op het zeeniveau (groter dan enkel het invers barometrisch effect) als er resonantie optreedt tussen de oceaan en de atmosfeer (Montserrat et al., 2006).

De propagerende lange oceaangolven worden gekoppeld aan de luchtdrukstoring indien beide voorkomen met dezelfde snelheid. Daardoor worden de golven versterkt (Proudman en Greenspan resonantie). Als de versterkte lange oceaangolven de kust naderen, zal de amplitude automatisch stijgen omdat het water minder diep wordt en de snelheid dus afneemt<sup>2</sup>. Dit wordt weergegeven op Figuur 2.3 als *shelf amplification* en wordt nog eens duidelijker voorgesteld op Figuur 2.4. Bij het bereiken van een haven, kan bovendien interne resonantie optreden tussen de dominante periode van de oceaangolven en de eigenperiode (natuurlijke trillingsperiode of fundamentele periode) van de haven (haven resonantie) (Kim et al., 2021). Op deze manieren kunnen inkomende oceaangolven tot meer dan honderdmaal versterkt worden (tot een paar meters) voor ze de kust bereiken (Šepić et al., 2015).

---

<sup>2</sup>Getijden hebben invloed op de waterdiepte en dus ook op dit proces.



Figuur 2.4: Toename van de golfamplitude door *shelf amplification* (overgenomen van Sluiter et al. (2017)).

Destructieve meteotsunami's zijn altijd het resultaat van een combinatie van verschillende resonantiefactoren. Aangezien de kans op het voorkomen van dergelijke combinatie klein is, zijn meteotsunami's eerder zeldzaam en worden ze enkel waargenomen op specifieke locaties met gunstige eigenschappen voor resonantie. Een overzicht van de vijf noodzakelijke factoren voor het ontwikkelen van een meteotsunami wordt gegeven door Monserrat et al. (2006):

1. Sterke atmosferische storing op kleine schaal; een geïsoleerde druksprong of een opeenvolging van zwaartekrachtgolven.
2. Propagatie van een atmosferische storing richting de ingang van een haven.
3. Externe resonantie (Proudman, Greenspan) tussen de atmosferische storing en de oceaangolven. Irwin (2021) vermeldt bovendien dat er aan de kust een ondiep plateau moet zijn tot 100 m diepte dat minstens enkele tientallen kilometers in zee loopt zodat de lange oceaangolven genoeg vertragen voor dit type resonantie.
4. Haven met resonante eigenschappen en een hoge kwaliteitsfactor (Q-factor). Dit is de capaciteit van een haven om inkomende golven te versterken.
5. Interne resonantie tussen de dominante periode van de toekomstige oceaangolven en de eigenperiode van de haven.

### Types resonantie

Proudman resonantie Een meteotsunami kan ontstaan wanneer een atmosferische storing loodrecht propageert naar de kust met een snelheid gelijk aan die van de lange oceaangolven. Hierbij is de snelheid  $U$  (van de atmosferische storing) dus gelijk aan de snelheid  $c$  (van de lange oceaangolven). De snelheid  $c$  is voor lange golven in ondiep water bij benadering gelijk aan  $\sqrt{gh}$  (Monserrat et al., 2006). In dat geval draagt de atmosferische storing resonant energie over aan de lange oceaangolven (Proudman, 1929). Dit fenomeen heet Proudman resonantie en kan mathematisch beschreven worden met volgende relatie (Pattiaratchi & Wijeratne, 2015):

$$\eta = \frac{\eta_s}{1 - Fr^2}. \quad (2.1)$$

met

$$\eta_s \approx \frac{-\Delta P}{g\rho}. \quad (2.2)$$

Hierbij stelt  $\eta$  de verplaatsing van het wateroppervlak voor,  $Fr$  het Froude-getal ( $\frac{U}{c}$ ),  $-\Delta P$  het luchtdrukverschil,  $g$  de valversnelling en  $\rho$  de dichtheid van het zeewater. Als  $Fr$  gelijk is aan één, zou het zeeniveau onbegrensd stijgen. Door onder andere wrijving en effecten van de lokale topografie is dit niet het geval en zal het zeeniveau slechts met een maximale factor van vijf toenemen. Hierdoor resulteert Proudman resonantie slecht in een toename van het zeeniveau van enkele centimeters.

Greenspan resonantie Greenspan (1956) observeerde dat weerfenomenen die evenwijdig met de kust bewegen ook een 'heroplevende' golfbeweging kunnen veroorzaken. Deze golven propageren langs de kustlijn en worden *edge waves* genoemd. Greenspan resonantie komt voor wanneer de snelheidscomponent langs de kust van de atmosferische storing ( $U_l$ ) gelijk is aan de fasesnelheid ( $c_j$ ) van de  $j^e$  modus van de *edge waves* (Monserrat et al., 2006).

Resonantie continentale plaat Dit type resonantie treedt op als de periode van de golven van een meteotsunami gelijk is aan de eigenperiode van de continentale plaat waarover deze beweegt. De eigenperiode van een continentale plaat wordt beschreven als volgt (Pattiaratchi & Wijeratne, 2015):

$$T_n = \frac{1}{n} \frac{4L}{\sqrt{gh}}. \quad (2.3)$$

Hierbij is  $L$  de breedte van de continentale plaat,  $h$  de gemiddelde waterdiepte en  $n$  het modenummer (één voor de fundamentele mode).

Haven resonantie Dit fenomeen treedt op wanneer de dominante periode van de inkomende lange oceaangolven gelijk is aan de eigenperiode van een bepaalde haven (Kim et al., 2021).

### **Rol van de de vorm van de haven op resonantie**

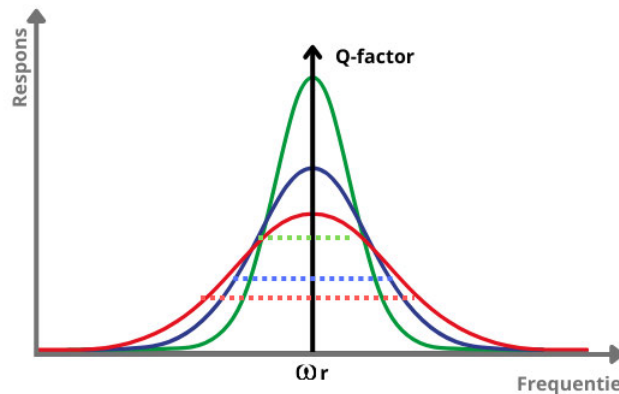
Resonantie zorgt voor energetische golven. De aanwezigheid van energetische golven is een noodzakelijke, maar geen voldoende voorwaarde voor de vorming van meteotsunami's in havens. De haven moet ook bepaalde eigenschappen en een hoge Q-factor hebben (Monserrat et al., 2006). Over het algemeen wordt de Q-factor van een oscillator beschreven als volgt (Green, 1955):

$$Q = \frac{\omega_r}{FWHM}. \quad (2.4)$$

In deze vergelijking stelt  $\omega_r$  de resonante frequentie voor en FWHM de '*Full-width at half-maximum*'. Hoe groter  $\omega_r$ , hoe groter de Q-factor. Bovendien leidt een kleine FWHM, en dus een smalle resonantiepiek, ook tot een grote Q-factor. Dit principe wordt getoond op Figuur 2.5. Toegepast op meteotsunami's kwantificeert Q, zoals eerder vermeld, de capaciteit van

## 2. Beschrijving meteotsunami's

een haven om inkomende golven te versterken. Deze is gerelateerd aan de geomorfologie (bathymetrie en vorm) van de haven. Hoe hoger de Q-factor, hoe lager de demping van de energie en dus hoe groter de amplificatie van de inkomende golven zal zijn (Denamiel et al., 2018). De Q-factor is slechts één voorwaarde voor een hoge amplificatie van de golven. Daarom wordt vaak de amplificatiefactor (H-factor) gebruikt. Deze houdt ook rekening met de frequentie van de inkomende lange oceaangolven ( $f$ ) en met de eigenfrequentie van de haven ( $f_0$ ).



Figuur 2.5: Algemeen principe van de Q-factor van een oscillator. De stippellijnen geven de FWHM aan.

De H-factor voor lange oceaangolven die vanuit de open oceaan in de haven toekomen, wordt benaderd als (Montserrat et al., 2006):

$$H^2(f) = \frac{1}{((1 - \frac{f}{f_0})^2 + Q^{-2}(\frac{f}{f_0})^2)}. \quad (2.5)$$

Hoe dicht  $f$  bij  $f_0$  komt, hoe groter  $H$ . Bij resonantie ( $f = f_0$ ) nadert de H-factor de Q-factor. Als de ingang van de haven smaller wordt zal de Q-factor, en dus de amplificatie van de golven, stijgen. Vilibić et al. (2016) vermelden dat ook V-vormige havens met een opening richting de inkomende golven een hoge Q-factor hebben. Een voorbeeld wordt gegeven op Figuur 3.1, waar de V-vormige haven van Vela Luka getoond wordt. Dit is de plaats waar *The Great Flood of Vela Luka* (1978) heeft plaatsgevonden. Het feit dat de vorm van de haven een belangrijke rol speelt, toont nogmaals aan dat meteotsunami's lokale fenomenen zijn. Er kan dus geconcludeerd worden uit de vergelijking dat een grote Q-factor noodzakelijk is maar dat intense oscillaties in de haven enkel kunnen geproduceerd worden als de dominante frequentie van de inkomende golven overeenkomt met de eigenfrequentie van de haven (haven resonantie).

## 3. VOORKOMEN METEOTSUNAMI'S

### 3.1 Ruimtelijke spreiding

In het verleden werd gedacht dat meteotsunami's enkel voorkomen in zogenaamde hotspots. Echter, recent onderzoek (onder andere beschreven door Gusiakov (2021)) suggereert dat ze kunnen voorkomen bij elke kust met een gunstige geomorfologie. Meteotsunami's komen dus wereldwijd voor. In de laatste twee decennia zijn ze waargenomen langs kusten van elk continent, behalve Antarctica (Vilibić et al., 2016).

In wat volgt wordt een beknopt overzicht gegeven van enkele meteotsunami hotspots en worden voorbeelden van gekende meteotsunami's aangehaald. De besproken locaties worden weergegeven op Figuur 3.1. In deze hotspots kunnen meteotsunami's erg destructieve gevolgen hebben doordat een gunstige combinatie optreedt van de vijf factoren beschreven in Sectie 2.3.3. Er kan dus zowel interne als externe resonantie optreden. Als de atmosferische storingen dan voldoende sterk zijn, kunnen meteotsunami's heel destructief zijn (Monserrat et al., 2006).

De Adriatische Zee De oostkust van de Adriatische Zee is een voorbeeld van een meteotsunami hotspot. De historische meteotsunami met de grootste golfhoogte, *The Great Flood of Vela Luka* in 1978, is daar dan ook waargenomen. De ernstige gevolgen ervan zijn eerder besproken in Sectie 2.2. Vilibić en Šepić (2009) bevestigen dat de Adriatische Zee dergelijk groot risico vormt aangezien het voldoet aan de vijf noodzakelijke condities beschreven in Sectie 2.3.3.

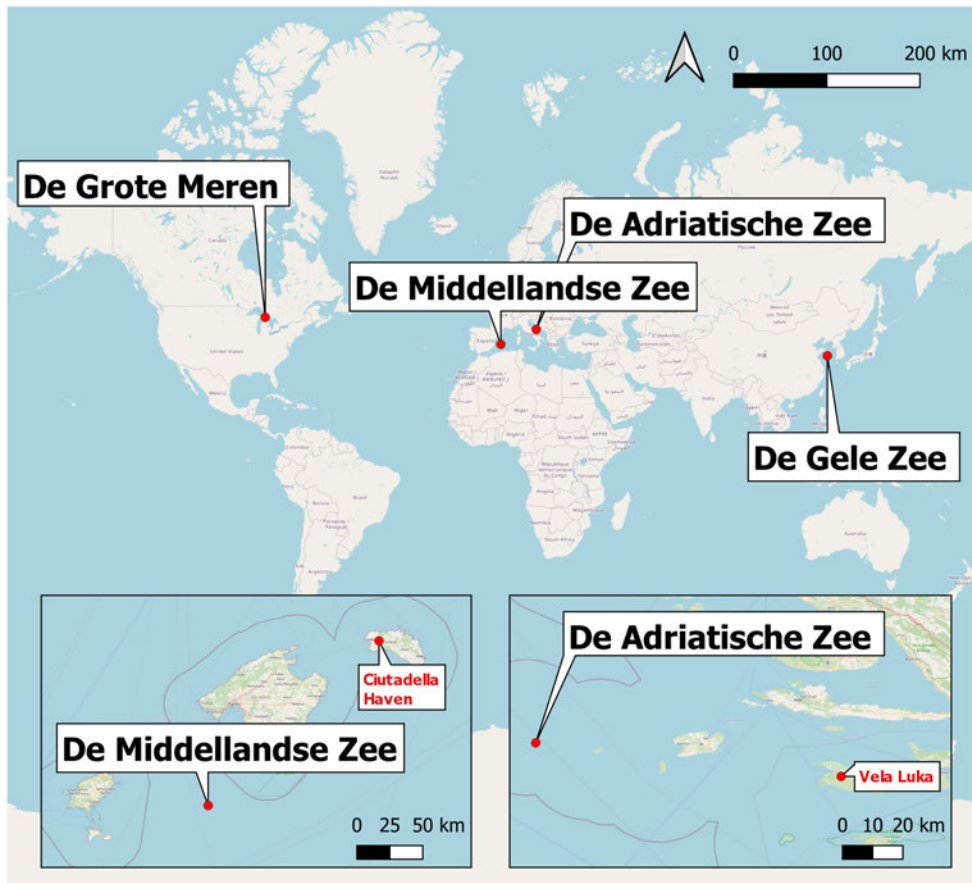
De Middellandse Zee Ook de Middellandse Zee is een zeer gevoelige regio. De meteotsunami die de Ciutadella Haven trof in de regio van de Balearen in 2006 (zie Sectie 2.2) is daar een voorbeeld van. Op Figuur 3.1 is te zien dat deze haven een V-vorm heeft, wat kan verklaren waarom destructieve meteotsunami's daar voorkomen.

De Gele Zee Hotspots komen niet enkel voor in Europa. Zo hebben meteotsunami's in de Gele Zee (aan de westkust van Zuid- en Noord-Korea) onverwacht slachtoffers en schade veroorzaakt in de jaren 2007 en 2008. De gevolgen ervan zijn aangehaald in Sectie 2.2. De regio wordt verondersteld zo gevoelig te zijn doordat de Gele Zee het hoogste getij en de krachtigste getijdenstromen in de wereld kent. Meteotsunami's kunnen schadelijker zijn als ze voorkomen tijdens hoogtij of in een fase met sterke getijdenstromen (Heo et al., 2019).

De Grote Meren Opmerkelijk is dat niet enkel zeeën en oceanen getroffen worden door meteotsunami's, maar dat ook meren gevoelig kunnen zijn. Een voorbeeld daarvan zijn de Grote Meren in Amerika. Meteotsunami's met een amplitude van meer dan 0.3 m komen er gemiddeld 106 keer per jaar voor (Bechle et al., 2016).

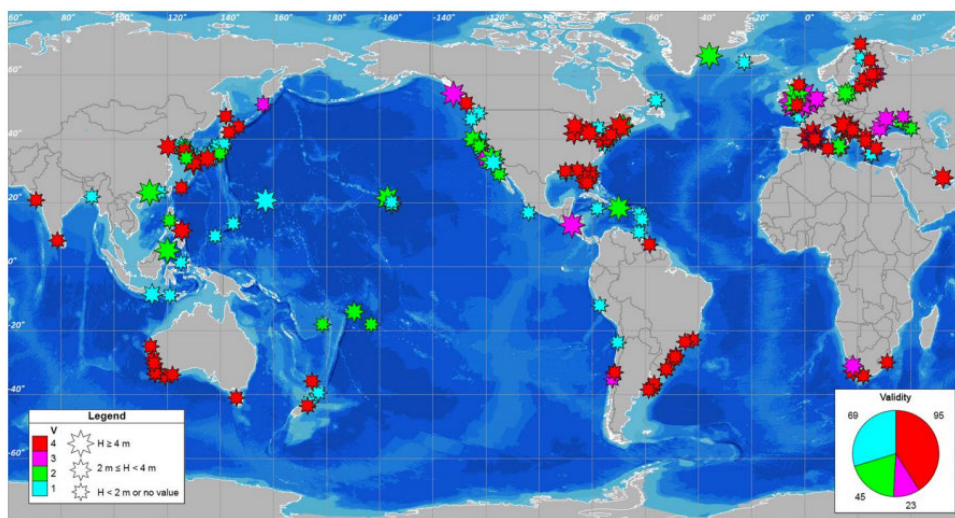


### 3. Voorkomen meteotsunami's



Figuur 3.1: Kaart met de situering van enkele meteotsunami hotspots (zwart) en twee sterk getroffen havens (rood).

Dit was slechts een beknopt overzicht van enkele meteotsunami hotspots. Op Figuur 3.2 zijn de 235 gecatalogiseerde meteotsunami's uit de NTL ICMMG-databank (zie Sectie 5.4) weergegeven. Op de kaart komen de hotspots duidelijk naar voor.



Figuur 3.2: Kaart van de 235 gecatalogiseerde meteotsunami's uit de NTL ICMMG-databank. De kleur representeert de geldigheid (hoe zeker men is dat het om een meteotsunami gaat), de grootte representeert de golfhoogte (overgenomen van Gusiakov (2021)).



Het valt op dat veel meer (82%) meteotsunami's voorkomen in het noordelijk dan in het zuidelijk halfrond. Dat kan waarschijnlijk verklaard worden door de beperkte en slechts vrij recente rapportering in het zuidelijk halfrond (Gusiakov, 2021). Op de kaart wordt bovendien een indicatie gegeven van de golfhoogte. Daaruit kan geconcludeerd worden dat de meteotsunami's met de hoogste golven voorkomen op plaatsen waar meteotsunami's het meest frequent zijn (Dusek et al., 2019). Dat heeft waarschijnlijk te maken met de gunstige omstandigheden van die locaties om meteotsunami's te versterken.

## 3.2 Temporele spreiding

Niet enkel het spatiale, maar ook het temporele (seizoensgebonden) voorkomen van meteotsunami's kan interessant zijn. Hierover is echter geen eenduidigheid in de literatuur. Dit komt waarschijnlijk doordat het seizoensgebonden effect sterk afhangt van de regio. Zo vermelden Verleye et al. (2022) dat meteotsunami's in de Noordzee vooral voorkomen van mei tot oktober (en dus in de zomer). Dit wordt gelinkt aan het feit dat in deze maanden de frequentie van convectieve systemen (geassocieerd met extreem weer zoals sterke wind en veel neerslag) het grootste is (Gray & Marshall, 1998). Volgens Williams et al. (2021) daarentegen, komen meteotsunami's in noordwest Europa het vaakste voor op koude winterdagen. Ze verklaren het feit dat meteotsunami's in het verleden meestal geobserveerd zijn in de zomer, doordat dan gemiddeld meer mensen aan de kust zijn die deze fenomenen waarnemen. Ook Zemunik et al. (2022a) zijn sceptisch over uitspraken betreffende het seizoensgebonden voorkomen van meteotsunami's. Ze stellen dat onderzoek naar meteotsunami's meestal gebeurt op basis van *case studies* (met een grotere aandacht tijdens de zomer dan tijdens de winter) en niet gebaseerd is op continue data. Zoals ook Williams et al. (2021) vermelden, zijn *case studies* niet altijd representatief voor de seizoenaliteit van meteotsunami's. Er kan geconcludeerd worden dat het niet met zekerheid gesteld kan worden dat meteotsunami's globaal het meeste voorkomen in een bepaald seizoen.

## 3.3 Toekomstperspectief

Een belangrijke vraag die gesteld moet worden, is hoe meteotsunami's zullen evolueren in de toekomst en in functie van klimaatverandering. Ten eerste wordt verwacht dat meteotsunami's gevaarlijker zullen worden aangezien ze zullen starten bij een hoger zeeniveau (Irwin, 2021). Huang et al. (2022) geven het voorbeeld van De Grote Meren; het hogere waterniveau en de meer intense stormen, hebben de gevaren voor overstromingen vergroot. Ten tweede kan verwacht worden dat atmosferische storingen die kunnen leiden tot meteotsunami's meer zullen voorkomen in de toekomst. Extreem weer zal frequenter voorkomen (Ebi et al., 2021) en Lin en Liang (2017) verwachten dat dit de ontwikkeling van meteotsunami's met een grote amplitude zal bevorderen. Vilibić et al. (2021b) hebben aangetoond dat het percentage van meteotsunami's sterk is gestegen de laatste jaren. Er zijn veel simulaties gedaan over hoe de atmosfeer zal veranderen onder toekomstige klimaatscenario's. Voor de Balearen toont het ergste scenario aan dat er 30% meer dagen zullen zijn met gunstige omstandigheden voor de ontwikkeling van meteotsunami's.

### 3. Voorkomen meteotsunami's

---

Er zijn veel simulaties nodig alvorens betrouwbare uitspraken te kunnen maken (Irwin, 2021). Bovendien vermelden Verleye et al. (2022) dat de geobserveerde toenemende frequentie aan gedocumenteerde meteotsunami's de laatste jaren mogelijks het gevolg is van een verhoogde bewustwording of van betere observatietechnieken. Vilibić en Šepić (2009) zijn ook kritisch en vermelden dat er geen conclusies getrokken kunnen worden zonder continue monitoring op lange termijn.

In deze masterproef wordt een mogelijke detectiemethode ontwikkeld voor meteotsunami's in het BNZ. Bovendien wordt onderzocht of luchtdrukstoringen die kunnen leiden tot meteotsunami's in de toekomst meer (intens) zullen voorkomen. Het is namelijk belangrijk om meteotsunami's in rekening te brengen in de context van klimaatverandering, waarin zowel de zeespiegel stijgt en de frequentie van extreem weer toeneemt. Dit is van cruciaal belang bij het ontwerpen van betrouwbare kustbescherming (Verleye et al., 2022).

## 4. VEREISTE DATA EN DATAVERWERKING

Voor onderzoek naar meteotsunami's, is specifieke data nodig. Het is bovendien aan te raden deze data te verwerken om de interpretatie ervan te vereenvoudigen. Er kan in situ of *remote sensing* data gebruikt worden (Vilibić et al., 2016). In deze sectie wordt enkel ingegaan op de in situ data aangezien dat ook verder in de masterproef gebruikt wordt.

### 4.1 Observatienetwerken

Bij meteotsunami's zijn de oscillaties in het zeeniveau meestal klein vergeleken met de getijden. Er zijn dus toestellen nodig die met voldoende detail kunnen meten. Deze toestellen bestaan nog niet heel lang. Bovendien waren de lokale getijdenmeters oorspronkelijk niet ontworpen om hoogfrequente oscillaties in het zeeniveau te meten. Dit zijn de voornaamste redenen waarom historische meteotsunami's weinig gedocumenteerd zijn (Thomson et al., 2009). De laatste twee decennia, sinds de grote tsunami in Sumatra (2004), zijn nieuwe digitale instrumenten met hogere resolutie geïnstalleerd in oceanen over de hele wereld. Daardoor werd het bestuderen van meteotsunamigolven, zowel lokaal als globaal, mogelijk (Vilibić et al., 2021b). Zoals eerder aangetoond op Figuur 2.1 is het moeilijk om enkel met zeespiegelgegevens te bepalen of een gebeurtenis wel degelijk gaat over een meteotsunami. Er zijn ook meteorologische metingen nodig van variabelen, waaronder luchtdruk en windsnelheid.

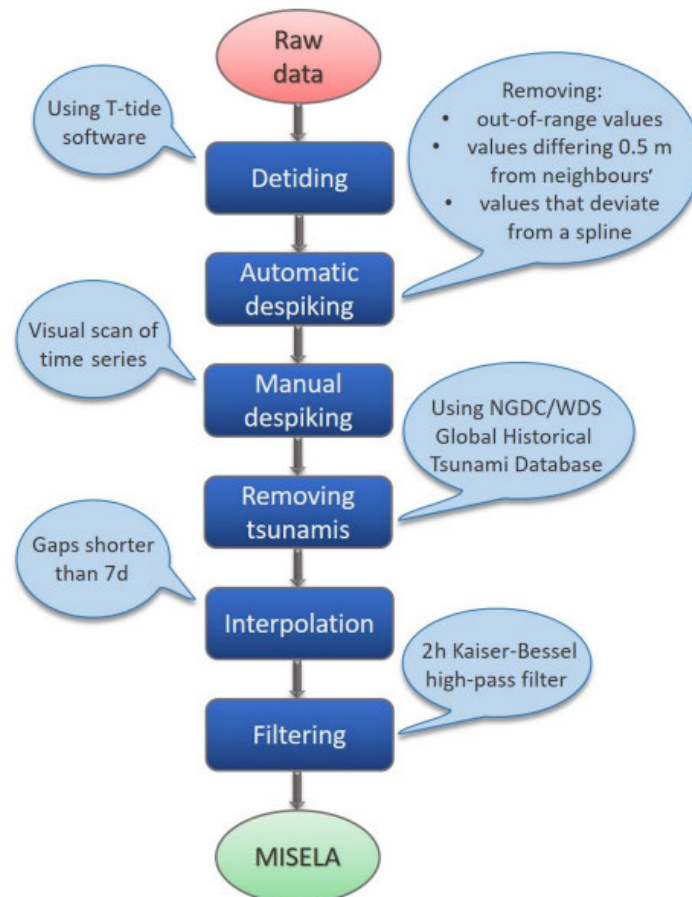
Vilibić et al. (2016) vermelden dat observatienetwerken bestaan voor zowel atmosferische als oceanische metingen. Echter, er zijn nog geen standaarden ontwikkeld voor directe observaties van meteotsunami's, waardoor nog geen netwerken bestaan die meteotsunami's naar behoren detecteren. Veel van deze netwerken hebben bovendien nog steeds een te kleine accuraatheid en temporele resolutie om de hoogfrequente processen correct te meten. Hierin is stilaan verbetering aan het komen. Zo zijn vrij recent observaties van het zeeniveau met een één-minuut resolutie beschikbaar gemaakt door de *IOC SLSMF (Intergovernmental Oceanographic Commission Sea Level Station Monitoring Facility)*. Dit is één van de bronnen waarmee de bekende globale MISELA (*Minute Sea-Level Analysis*) dataset is opgesteld (Zemunik et al., 2021). Dergelijke datasets maken het mogelijk fenomenen met een hoge frequentie in het zeeniveau, zoals meteotsunami's, beter te onderzoeken (Vilibić et al., 2016).

### 4.2 Dataverwerking

Na het verzamelen van data van het zeeniveau op een bepaalde locatie, kunnen nog enkele stappen genomen worden om de data te verwerken en klaar te maken voor gebruik in een detectieproces. De ruwe data kan nog enkele tekorten en fouten bevatten waaronder ontbrekende datapunten en uitschieters door meetfouten of het falen van meetinstrumenten. Bovendien worden bij het meten van het zeeniveau ook getijden gemeten, maar daar is bij meteotsunami-onderzoek geen interesse in. Door het verwijderen van deze getijdcomponenten van de datareeks blijft een residuele signaal over waardoor het eenvoudiger is de data te interpreteren. Naast getijden worden ook andere laagfrequente fenomenen gemeten.

#### 4. Vereiste data en dataverwerking

Meteotsunami's zijn hoogfrequente fenomenen, waardoor de keuze gemaakt kan worden om naast getijden, ook alle andere laagfrequente signalen te verwijderen. Daarom wordt vaak een *high pass filter* gebruikt om dit hoogfrequente signaal te extraheren. Figuur 4.1 geeft een voorbeeld weer van een procedure om de data te verwerken, opgesteld door Zemunik et al. (2021). De dataverwerkingsmethode gebruikt in deze masterproef is hierop gebaseerd (zie Sectie 8.2).



Figuur 4.1: Schematisch verloop van enkele mogelijke stappen voor de dataverwerking, gebruikt bij het construeren van de MISELA dataset (overgenomen van Zemunik et al. (2021)).

## 5. DETECTIE

Wanneer de data verzameld en verwerkt is, kan de detectie van meteotsunami's starten. Dit is een onderdeel van het uiteindelijke doel van deze masterproef; een datagedreven methode ontwikkelen voor het identificeren van historische meteotsunami's in het BNZ. Detectie is een eerste stap naar het vroegtijdig kunnen voorspellen van meteotsunami's. De doelstelling van dit hoofdstuk is een idee geven van reeds bestaande methodes voor het detecteren van meteotsunami's.

### 5.1 **Standaardmethodes voor detectie**

#### 5.1.1 **Extremen in het zeeniveau**

Meteotsunami's worden beschouwd als extreme gebeurtenissen. Dat wil zeggen dat ze voorkomen in de staarten van verdelingsfuncties van het zeeniveau. Een principe dat vaak wordt toegepast, is dat een drempelwaarde wordt bepaald waarboven alle gebeurtenissen als meteotsunami beschouwd worden. Hiervoor bestaan verschillende benaderingen. Zo kunnen drempelwaarden gebaseerd zijn op de golfhoogte, op de energie van de hoogfrequente golven (Kim et al., 2021) en/of op de luchtdruk. Het bepalen van een drempelwaarde lijkt eenvoudig, maar wordt op veel plaatsen gehinderd door een gebrek aan data met een voldoende hoge resolutie (Vilibić & Šepić, 2009).

#### **Een absolute drempelwaarde**

Bij een absolute drempelwaarde wordt een vaste golfhoogte gekozen waarboven gebeurtenissen als meteotsunami worden beschouwd. Aangezien verdelingsfuncties van het zeeniveau regio-afhankelijk zijn, moet zo een drempelwaarde per locatie bepaald worden. Rabinovich (2019) geeft enkele voorbeelden van absolute drempelwaarden. In de Ciutadella haven wordt een drempelwaarde gebruikt van 40 cm, terwijl in de Grote Meren voor 30 cm is gekozen. Beide zijn gebaseerd op het verschil tussen het hoogste en het laagste punt van de golfcyclus (het dubbele van de golfamplitude). Het voordeel van absolute drempelwaarden is dat het een eenvoudig en duidelijk principe is. Het nadeel is dat het niet flexibel is naar veranderende omstandigheden.

#### **Een relatieve drempelwaarde**

Bij een relatieve drempelwaarde wordt niet zomaar een vaste waarde gekozen. Er wordt een vergelijking gemaakt met beschikbare historische data waardoor de drempelwaarde wel flexibel is. Deze zal veranderen als bijvoorbeeld de zeespiegel verandert op korte of lange termijn. Ook deze zijn locatie-afhankelijk. Voor een relatieve drempelwaarde kunnen percentielen gebruikt worden (Vilibić & Šepić, 2009). Er kan ook gekozen worden om een factor te nemen van de standaardafwijking van een tijdreeks. Hierdoor worden enkel extreme gebeurtenissen gedetecteerd die voldoende afwijken van de achtergrondruis (Rabinovich, 2019). Meestal wordt gekozen voor drie of vier keer de standaardafwijking (Montserrat et al., 2006). Hoe groter

de keuze van de factor, hoe minder gebeurtenissen als meteotsunami geïdentificeerd zullen worden. Een voordeel van relatieve drempelwaarden is dat zelfs kleine gebeurtenissen als meteotsunami kunnen gezien worden (Kim et al., 2021).

### **Aanvullende mogelijkheden en opmerkingen**

Vaak wordt een gecombineerde drempelwaarde gebruikt. Deze kan bijvoorbeeld gebaseerd zijn op een relatieve drempelwaarde van een aantal keer de standaardafwijking en op een absolute drempelwaarde, specifiek voor een bepaald gebied (Monserrat et al., 2006). Een gebeurtenis wordt dan enkel als meteotsunami gezien als beide drempelwaarden overschreden worden. Detectie van meteotsunami's op basis van het zeeniveau hoeft zich ook niet te beperken tot data van één station. Sterke oscillaties in het zeeniveau worden namelijk sequentieel gedetecteerd door meerdere getijdemeters in de richting van de propagerende luchtdrukstoring (Kim & Woo, 2021). In de Gele Zee bijvoorbeeld is ontdekt dat alle destructieve meteotsunami's door minstens drie getijdenmeters werden geobserveerd (Kim et al., 2021). Bij het gebruik van de besproken drempelwaarden worden events gedetecteerd met een extreme golfhoogte. Echter, dit zijn waarschijnlijk niet allemaal meteotsunami's. Bij meteotsunami's moet ook een plotse verandering voorkomen in de luchtdruk.

### **5.1.2 Extremen in luchtdrukverschillen**

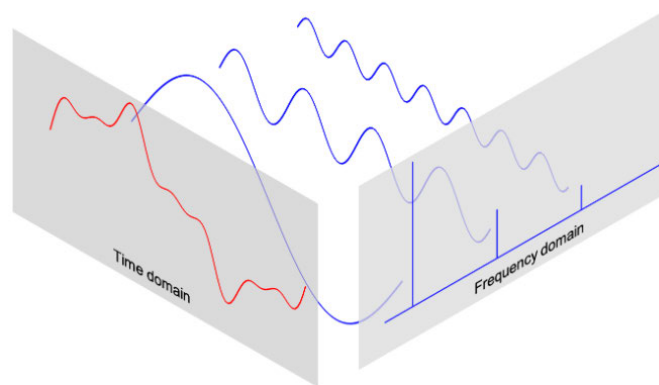
Bij het detecteren van meteotsunami's worden oscillaties in het zeeniveau gelinkt aan atmosferische processen (Zemunik et al., 2022b). Meteotsunami's hebben namelijk een vergelijkbare timing in het optreden van luchtdruksprongen en hoogfrequente oscillaties in het zeeniveau (Kim et al., 2021). Het belang hiervan wordt nogmaals aangetoond door Lin en Liang (2017). Zij berekenden seizoenale correlatiecoëfficiënten tussen hoogfrequente oscillaties in luchtdruk en golfamplitudes in Taiwan. Deze bereikten waarden tot 0,8, wat wijst op een vrij hoge correlatie. Deze correlatie is niet perfect aangezien andere eigenschappen ook nog van belang zijn. Door de vrij hoge correlatie, kunnen meteotsunami's wel vroegtijdig gedetecteerd worden op basis van luchtdrukverschillen. Dit is een zeer belangrijk principe voor vroegtijdige waarschuwingssystemen.

Het is belangrijk een drempelwaarde te bepalen voor luchtdrukverschillen. Deze zijn ook verschillend per regio. Zo gebruiken Kim et al. (2021) een drempelwaarde van 1,5 hPa/10 minuten voor de Gele Zee. Šepić en Vilibić (2011) daarentegen vermelden dat drie van de vier sterkst geobserveerde meteotsunami's in de Adriatische Zee ontstonden bij luchtdrukverschillen van meer dan 1,5 hPa/5 minuten. Voor andere regio's gelden nog andere drempelwaarden. Luchtdrukstoringen kunnen voorkomen op tijdschalen van één minuut (Vilibić & Šepić, 2009). Aangezien de meeste meteorologische data een lagere resolutie heeft, is onderzocht of het zinvol is deze data te gebruiken. Uit resultaten blijkt dat meteotsunami's niet enkel door intense en plotse luchtdrukstoringen kunnen worden veroorzaakt, maar ook door aanhoudende hoogfrequente oscillaties in de luchtdruk (Lin & Liang, 2017). Aangezien dit niet via gewone drempelwaarden bestudeerd kan worden, wordt vaak overgegaan tot een spectrale analyse.

## 5.2 Detectie via spectrale analyse

### 5.2.1 Signaal-analyse

De Fouriertheorie stelt dat bijna elke functie (al dan niet periodiek) kan ontbonden worden in een lineaire combinatie van harmonische functies; sinus- en cosinusfuncties met een bepaalde amplitude en frequentie (Casas Prat, 2008). Op Figuur 5.1 wordt dit principe getoond. De rode curve stelt een complex signaal voor van bijvoorbeeld het zeeniveau of de luchtdruk. De blauwe curves erachter zijn de ontbonden sinus- en cosinusfuncties waaruit het complexe signaal bestaat.



Figuur 5.1: Het principe van een Fouriertransformatie (overgenomen van Kong et al. (2020)).

De omzetting van een signaal in het tijdsdomein ( $x(t)$ , Figuur 5.1 links) naar het frequentiedomein ( $X(\omega)$ , Figuur 5.1 rechts) staat gekend als een Fouriertransformatie. De algemene formule hiervoor is als volgt (Smith, 2008):

$$X(\omega) = \int_{-\infty}^{\infty} x(t)e^{-i\omega t} dt, \quad \omega \in (-\infty, \infty). \quad (5.1)$$

Aangezien het zeeniveau en de luchtdruk ( $x$ ) op discrete momenten gemeten zijn, wordt gebruik gemaakt van de Discrete Fouriertransformatie (DFT). Deze wordt als volgt berekend (Smith, 2008):

$$X(\omega_k) = \sum_{n=0}^{N-1} x(t_n)e^{-i\omega_k t_n}, \quad k = 0, 1, 2, \dots, N-1. \quad (5.2)$$

In de vergelijking wordt een som gemaakt over de  $N$  observaties. Bij elke term in de som wordt de waarde van het signaal op dat tijdstip ( $t_n$ ) vermenigvuldigd met een exponent. De exponent bevat de frequentie ( $\omega_k$ ),  $i$  ( $\sqrt{-1}$ ) en  $t_n$ . Het resultaat  $X(\omega_k)$  is dan de amplitude van een bepaalde Fouriercomponent bij frequentie  $\omega_k$ . De exponent kan geschreven worden in termen van sinus- en cosinusfuncties, via de Formule van Euler (Smith, 2008):

$$e^{i\theta} = \cos(\theta) + i \sin(\theta). \quad (5.3)$$

Om het resultaat van een DFT te visualiseren, worden PSD plots geconstrueerd. Theoretisch worden deze berekend via Vgl. 5.4, met  $X(\omega_k)^*$  het complex toegevoegde van  $X(\omega_k)$  (Tipton, 2022).

$$P_k = X(\omega_k)^* X(\omega_k) = ||X(\omega_k)||^2. \quad (5.4)$$

### 5.2.2 Interpretatie spectra en rol bij detectie

PSD plots kunnen gebruikt worden bij het detecteren van meteotsunami's. Ze tonen namelijk aan wat de dominantste frequenties zijn in een signaal. De redenering die gemaakt wordt (onder andere door André et al. (2013)) is dat meteotsunami's hoogfrequente fenomenen zijn waardoor hun PSD plots zullen verschuiven naar hoge frequenties.

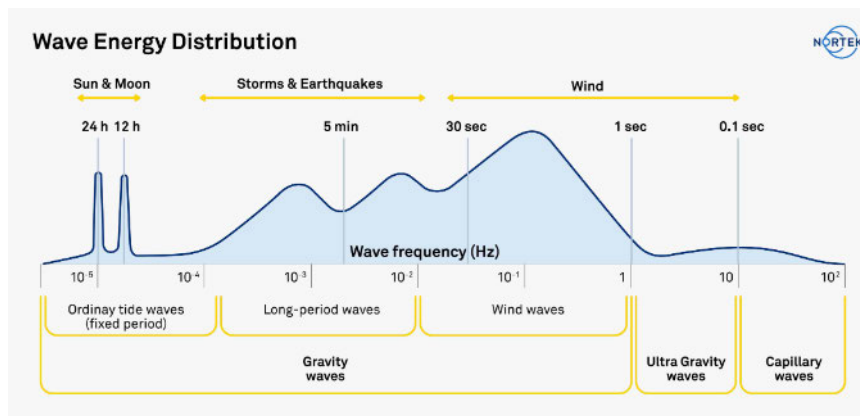
Figuur 2.1 toont een voorbeeld van PSD plots van het zeeniveau. De y-as geeft de amplitude (of energie) weer van een bepaalde Fouriercomponent in het kwadraat. De eenheid is dan ook een gekwadraterde afstand per frequentie. In dit geval is de frequentie weergegeven in cph (*cycles per hour*), waarbij één cph overeenkomt met 0.0003 Hz. Zowel de PSD plots van een seismische tsunami als van een meteotsunami zijn weergegeven, op dezelfde locatie maar op een ander moment. Deze spectra zijn zeer gelijkaardig. De periodes met de hoogste amplitude zijn voor beide events 15.8 en 20.5 minuten. Het is dus moeilijk om enkel via deze gegevens het type tsunami te achterhalen. Het *background spectrum* is ook weergegeven en ondanks de gelijkaardige vorm, is deze twee grootte-orde zwakker (Rabinovich, 2019). Daaruit blijkt dat deze spectra wel gebruikt kunnen worden voor het detecteren van tsunami-achtige fenomenen. Opmerkelijk is dat de betrouwbaarheid van het *background spectrum* hoger (99%) is dan dat van de tsunami's (95%). Dit is waarschijnlijk te wijten aan het aantal beschikbare data. Belangrijk is dat deze spectra locatie-afhankelijk zijn. De belangrijkste spectrale pieken voor verschillende meteotsunami's op eenzelfde locatie zijn bijna identiek, maar pieken van eenzelfde meteotsunami op verschillende locaties kunnen sterk verschillen. Dit toont de dominante invloed aan van de lokale topografie (Monserrat et al., 1998).

Figuur 5.2 toont aan hoe PSD plots gebruikt kunnen worden voor het onderscheiden van (me-teo)tsunami's van andere golfphenomenen. Verschillende fenomenen hebben namelijk een amplitudepiek bij andere frequenties. Hierbij kan ook gekozen worden om te werken met drempelwaarden, waarbij enkel hogere frequenties worden beschouwd (*high pass filter*). Er kan geconcludeerd worden dat een spectrale analyse nuttig is voor het onderscheiden van tsunami's van andere oppervlaktegolven, maar minder bruikbaar is voor het bepalen van het type tsunami.

### 5.3 Moeilijkheden bij detectie

Het detecteren van meteotsunami's blijkt een grote uitdaging. De oorzaken van de moeilijke detectie zijn gerelateerd aan drie factoren, beschreven door Gusiakov (2021). Ten eerste zijn meteotsunami's, ondanks hun verschillende oorzaak, moeilijk te onderscheiden van seismische tsunami's. Ook de gelijkenissen met andere extreme kortetermijnfenomenen zoals *seiches*, stormvloed en monstergolven bemoeilijken de detectie (zie Sectie 2.1). Een





Figuur 5.2: Relatieve energie van elke golffrequentie (blauw). Verschillende types oppervlaktegolven zijn aangeduid (onderaan) samen met hun oorzaak (bovenaan) (overgenomen van Nortek (s.d.)).

tweede moeilijkheid bij het identificeren van meteotsunami's is de schaarste aan informatie en het gebrek aan details bij de beschrijvingen van historische gebeurtenissen. Een derde probleem is dat een meteotsunami kan geobserveerd worden over een groot stuk kustlijn. De identificatie wordt gecompliceerder wanneer deze ontstaat door een atmosferische storing die propageert over grote gebieden, terwijl de manifestatie lokaal is door de afhankelijkheid van de lokale topografie. In het verleden, in afwezigheid van instrumentele meteorologische data, werden deze dan ook als onafhankelijke fenomenen gezien, wat een juiste interpretatie hindert. Gusiakov (2021) voorspelt wel dat in de toekomst meer meteotsunami's, met een grotere zekerheid, zullen geïdentificeerd worden door een toenemende beschikbaarheid van data met een hoge resolutie.

## 5.4 Databanken meteotsunami's

Informatie over gedetecteerde meteotsunami's wordt verzameld in databanken. Er bestaan momenteel twee globale historische databanken van tsunami's en deze worden beschreven door Gusiakov (2021). De NCEI/WDS-databank wordt onderhouden door de *NOAA National Centers for Environmental Information (NCEI)* en de NTL ICMMG-databank door de *Novosibirsk Tsunami Laboratory (NTL) of the Institute of Computational Mathematics and Mathematical Geophysics of the Siberian Division of the Russian Academy of Sciences (ICMMG)*. Het verschil tussen beide zit voornamelijk in de classificatie volgens onder andere de tsunamibron en de geldigheid. Gezien de moeilijkheden bij het identificeren van meteotsunami's, kennen beide databanken een geldigheidsindex toe aan de meteotsunami's. Geldigheidsindices gaan van één (twijfelachtig) naar een twee (dubieus). Indien meer informatie beschikbaar komt, kan de index stijgen naar drie (waarschijnlijk) of vier (zeker). Een index van nul of min één wordt toegekend aan events die toch geen meteotsunami blijken te zijn. De NCEI/WDS-databank bevat slechts 49 gebeurtenissen (meteorologische oorsprong) met een geldigheid van één tot vier. De NTL ICMMG-databank bevat er 235 (Figuur 3.2). Het is belangrijk dat de catalogisering van meteotsunami's binnen de databanken verder gezet wordt door zowel het toevoegen van nieuwe meteotsunami's als door het herbeschouwen van reeds opgenomen gebeurtenissen met een lage geldigheidsindex.

## 6. VROEGTIJDIGE WAARSCHUWINGSSYSTEMEN

Ondanks het ontwikkelen van een vroegtijdig waarschuwingssysteem niet expliciet zal uitgevoerd worden in deze masterproef, wordt in dit hoofdstuk een overzicht gegeven van enkele belangrijke aspecten. Het vroegtijdig kunnen voorspellen van meteotsunami's is cruciaal voor het ondersteunen van een beleid rond kustbescherming.

### 6.1 Doel en moeilijkheden

Door hun relatie met atmosferische processen, vermoeden Šepić en Vilibić (2011) dat meteotsunami's gemakkelijker en goedkoper voorspeld kunnen worden dan seismische tsunami's. Daarom wordt sterk ingezet op de ontwikkeling van vroegtijdige waarschuwingssystemen. Het belangrijkste doel is de lokale bevolking beter voor te bereiden op destructieve meteotsunami's (Vilibić et al., 2021a). Het probleem is echter dat zelfs in de hotspots destructieve meteotsunami's niet heel vaak voorkomen. Daardoor is het moeilijk om een robuust en betrouwbaar operationeel systeem te ontwikkelen. Ook de bestaande *Tsunami Warning Systems* (voor het voorspellen van seismische tsunami's) kunnen geen tijdige en betrouwbare waarschuwing geven van meteotsunami's (Gusiakov, 2021). Daarom is het belangrijk vroegtijdige waarschuwingssystemen specifiek voor meteotsunami's te ontwikkelen. Vilibić et al. (2016) benadrukken ook dat dergelijke systemen specifiek moeten ontwikkeld worden per regio, aangezien de eigenschappen van meteotsunami's regio-afhankelijk zijn.

### 6.2 Ontwikkeling

In deze sectie wordt een opsomming gemaakt van enkele potentiële opties om een vroegtijdig waarschuwingssysteem te ontwikkelen. Er zijn enkele analogieën met de methodes voor het detecteren van meteotsunami's.

#### 6.2.1 Bestuderen synoptische condities

Een voorspelling kan een paar dagen op voorhand gebeuren door het bestuderen van weersvoorspellingen en door na te gaan of deze overeenkomen met gunstige synoptische condities voor het ontstaan van meteotsunami's (Vilibić & Šepić, 2009). Verschillende benaderingen zijn hiervoor mogelijk. Zemunik et al. (2022b) bijvoorbeeld correleren een synoptische index met oscillaties in het zeeniveau. Deze index is een lineaire combinatie van synoptische variabelen. Voor de Middellandse Zee blijkt dat sterke wind in hogere lagen, instroom van warme en droge lucht in de lage troposfeer, instabiliteit in het midden van de troposfeer en een zwakke cycloon aan het oppervlak cruciale synoptische condities zijn voor het ontstaan van meteotsunami's. Echter, deze zijn afhankelijk van de regio, dus op andere locaties kunnen er andere synoptische condities cruciaal zijn. Lin en Liang (2017) gebruiken een correlatiecoëfficiënt tussen de luchtdruk en het zeeniveau om de kans op voorkomen van meteotsunami's te voorspellen en te kwantificeren. Er moeten meer studies en analyses van gebeurtenissen gedaan worden voordat dit principe in operationele voorspellingen kan gebruikt worden.

Bovendien is het moeilijk om hiermee de sterkte van een meteotsunami te voorspellen aangezien deze niet enkel sterk afhankelijk is van de synoptische condities, maar ook van de specifieke atmosferische storing zelf (Vilibić & Šepić, 2009).

### 6.2.2 Klassieke meetinstrumenten

Naast het bestuderen van algemene synoptische condities moeten ook metingen van de luchtdrukstoringen gebeuren. Deze moeten uitgevoerd worden met een hoge resolutie en in de buurt van gevoelige gebieden (Vilibić & Šepić, 2009). Meer specifiek vermelden Šepić et al. (2009) dat er minstens drie meetstations in een driehoekige configuratie geplaatst moeten worden voor de haven om een goede inschatting te kunnen maken van de richting en de snelheid van de atmosferische storingen. Staan ze in één lijn, dan is dat niet mogelijk, ook al zijn de afstanden tussen de meetstations en de reistijden van de golven gekend (Šepić & Vilibić, 2011).

Finaal is het belangrijk een inschatting te maken van het zeeniveau. Echter, de klassieke instrumenten voor het meten van het zeeniveau zijn niet de ideale oplossing omdat het te duur is om een dichts netwerk van getijdenmeters op te stellen in gevoelige regio's (Vilibić et al., 2016). Het is dus de bedoeling om oscillaties in het zeeniveau (met een bepaalde amplitude) te associëren met een bereik van luchtdrukstoringen om een tijdige en betrouwbare waarschuwing te kunnen geven (Šepić et al., 2009). Daarvoor worden atmosferische parameters (zoals de intensiteit en de richting of snelheid van de storing) automatisch berekend en vergeleken met voorgeschreven waarden in een meteotsunami waarschuwingmatrix. De matrix is geschat op basis van historische meteotsunami's en geeft een idee van de golfhoogte en dus de ernst van de verwachte meteotsunami (Šepić & Vilibić, 2011). Deze benadering vermijdt dat een dichts netwerk van getijdenmeters nodig is en maakt het mogelijk voorspellingen te doen ongeveer een uur op voorhand.

### 6.2.3 Satellieten en radars

Satellieten en radars kunnen de spatiale en temporele eigenschappen van atmosferische storingen in kaart brengen. Deze systemen zijn echter zeer duur en hun mogelijkheid voor het detecteren van meteotsunami's is nog niet gekwantificeerd (Vilibić et al., 2016).

### 6.2.4 Numerieke simulaties

Numerieke modellen van de atmosfeer en de oceaan kunnen gebruikt worden in onderzoek, waarschuwingssystemen en adviseringen (Vilibić & Šepić, 2009). Gekoppelde atmosfeer-oceaan modellen kunnen kwalitatief golven van meteotsunami's reproduceren. Ze gaan echter de amplitude en de potentiële schade steeds onderschatten (Renault et al., 2011), omdat de modellen niet in staat zijn de evolutie van storingen nabij het land goed te beschrijven (Vilibić et al., 2016). Huang et al. (2022) vermelden dat voor het ontwikkelen van modellen met een voldoende hoge resolutie en met alle nodige hydrodynamische modelcomponenten, zeer veel rekenkracht nodig is. Dit is wellicht niet haalbaar bij de modelontwikkelingen op korte termijn waardoor numerieke simulaties (nog) niet ideaal zijn voor het ontwikkelen van vroegtijdige waarschuwingssystemen.

**Deel II**

**Methode**

## 7. STUDIEGEBIED

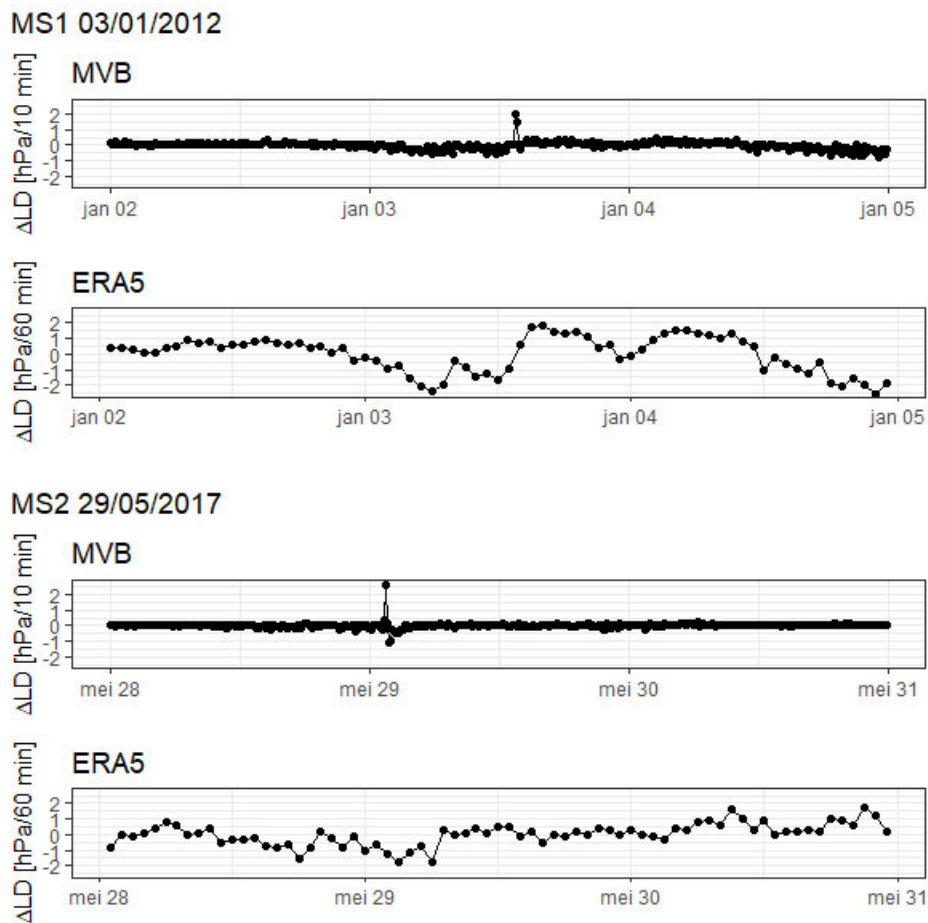
### 7.1 Motivatie schaal studie(gebied)

Een eerste keuze die gemaakt moet worden binnen deze masterproef is de spatiale schaal van het onderzoek. Deze keuze blijkt sterk afhankelijk te zijn van de beschikbare data. De ERA5 reanalyse dataset (ERA5) is de meest recente klimaatreanalyse van de ECMWF (*European Centre for Medium-Range Weather Forecasts*) voor het globale klimaat en weer van de afgelopen acht decennia. Reanalyse combineert modelgegevens met observaties om tot een globale en consistente dataset te komen (Hersbach et al., 2018). De ERA5 voorziet uurlijkse inschattingen van variabelen betreffende de atmosfeer, de oceaan en het land over heel de wereld. Op het eerste zicht lijkt dit de ideale databron om meteotsunami's op globale schaal te onderzoeken. Echter, uit een exploratief dataonderzoek blijkt de resolutie (metingen elk uur) van de ERA5 onvoldoende te zijn. Op Figuur 7.1 zijn de luchtdrukverschillen ( $\Delta LD$ ) gedurende de twee gekende meteotsunami's in het BNZ (zie Sectie 7.3) weergegeven door gebruik te maken van de ERA5. Ter vergelijking zijn hierbij ook metingen met een hogere resolutie (elke 10 minuten) getoond. Deze zijn afkomstig van het Meetnet Vlaamse Banken (MVB), waarop meer in detail wordt ingegaan in Sectie 8.1. De figuur toont aan dat de  $\Delta LD$  bij uurlijkse metingen teveel worden uitgemiddeld waardoor de karakteristieke uitschieters bij meteotsunami's veel minder duidelijk, of zelfs helemaal niet, te detecteren zijn. Hieruit kan besloten worden dat de ERA5 niet bruikbaar is voor het detecteren van meteotsunami's. Een andere optie kan zijn om lokale weerinstituten over de hele wereld te contacteren met de vraag naar luchtdrukdata met een hogere resolutie. Dat zou inefficiënt zijn en daarom wordt gekozen in dit onderzoek enkel gebruik te maken van het MVB en daarom de spatiale schaal te beperken tot het BNZ.

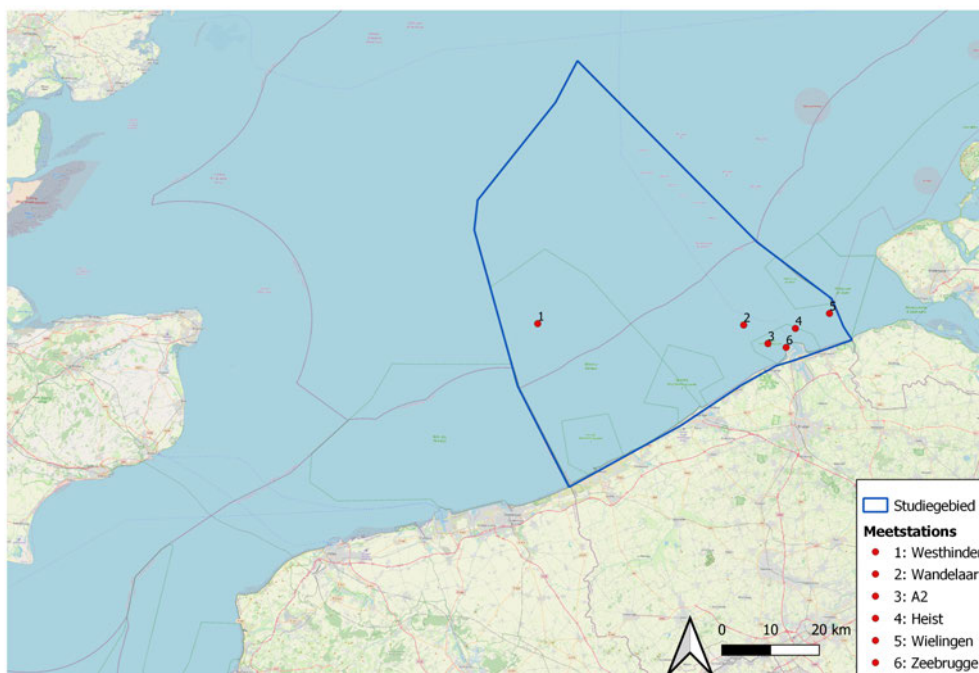
Een tweede belangrijke keuze is de temporele schaal waarbinnen het onderzoek gevoerd wordt. In deze studie wordt gekozen om de jaren 2010 tot en met 2022 te beschouwen. Deze keuze is uitsluitend gemaakt op basis van de databeschikbaarheid van het MVB.

### 7.2 Ligging en karakteristieken studiegebied

In deze masterproef wordt enkel gefocust op het BNZ. Het studiegebied wordt weergegeven op Figuur 7.2. Verleye et al. (2022) beschrijven enkele karakteristieken van het studiegebied gelinkt aan extreme golfffenomenen. Het BNZ lijkt op het eerste zicht vrij geïsoleerd te zijn. Het is afgeschermd van de Atlantische Oceaan door het Verenigd Koninkrijk. Bovendien is het Nauw van Calais vrij smal (slechts 32 km) waardoor de golfenergie komende uit het zuidwesten gereduceerd wordt. De kans dat een seismische tsunami grote golven veroorzaakt in het BNZ is zeer klein. Ook tsunami's veroorzaakt door aardverschuivingen of vulkaanuitbarstingen en monstergolven blijken er geen significante impact te hebben.



Figuur 7.1: Vergelijking van de resolutie van  $\Delta LD$  tussen het MVB en de ERA5 voor de twee gekende meteotsunami's in het BNZ.



Figuur 7.2: Situering van het studiegebied BNZ (blauw) en de gebruikte meetstations (rood).

Toch blijft de regio niet gespaard van extreme golfffenomenen. Het heeft de grootste kans geïmpacteerd te worden door meteotsunami's. Deze blijven echter meestal onopgemerkt door hun beperkte golfhoogte. Het is wel belangrijk ze beter te onderzoeken, omdat de golfhoogte ter hoogte van de kustzone lokaal kan oplopen tot meer dan één meter.

### 7.3 Gerapporteerde meteotsunami's studiegebied

In het BNZ zijn er momenteel slechts twee meteotsunami's effectief gerapporteerd. Dat is wellicht het gevolg van een gebrek aan kennis en uitgevoerde studies in het studiegebied. De twee gekende events worden hier kort ingeleid en worden als referentie gebruikt bij het ontwikkelen van de detectiemethode.

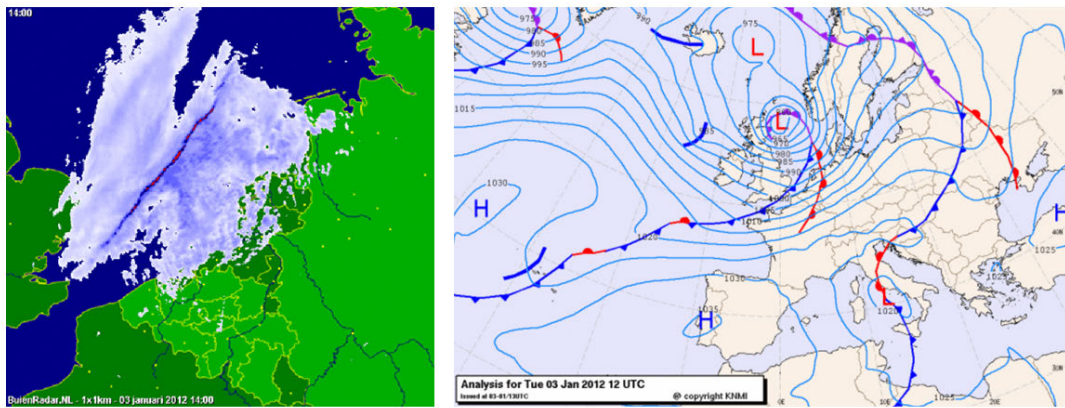
#### **Meteotsunami 03/01/2012 (MS1)**

Op 03/01/2012 in de namiddag trok een actief koufront over de Noordzee dat zich bijna loodrecht verplaatste richting de Belgische kust. Door de plotse drukverandering werd het ondiepe water aan de voorzijde van de binnendringende koude en zware lucht opgestuwd. Er ontstond een brede golf waarbij het zeeniveau (bij eb) in 30 minuten tot meer dan één meter steeg en vervolgens terug daalde (Verhagen et al., 2014). Een beeld van de Buienradar (waarop het buienfront komende van het noordwesten duidelijk te zien is) en de weerkaart van die dag, zijn weergegeven op Figuur 7.3a. Uit de weerkaart kan afgeleid worden dat er zeer onrustig weer heerste, met hoge windsnelheden (grote dichtheid isobaren). De Jong et al. (2021) classificeren dit soort meteotsunami in de Noordzee als 'type twee'. Deze komen meestal voor in de winter. In Sectie 11.2.5 worden de specifieke eigenschappen van dit type meteotsunami verder geanalyseerd.

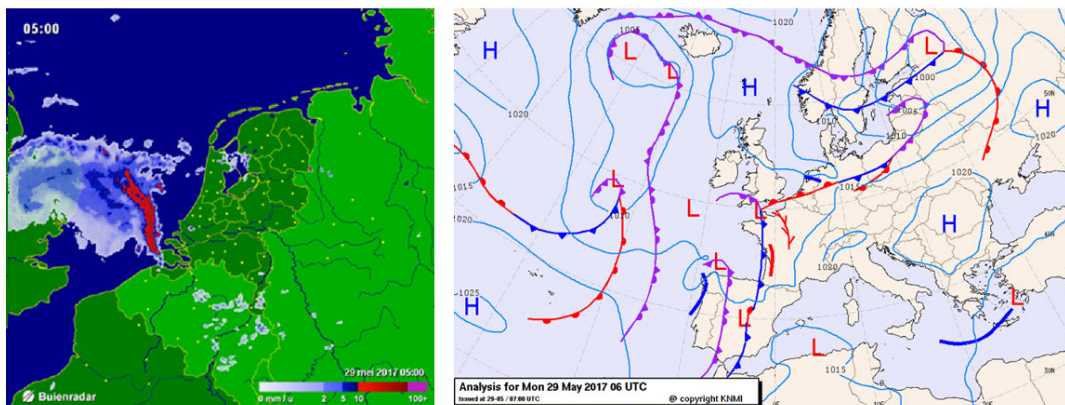
#### **Meteotsunami 29/05/2017 (MS2)**

De meteotsunami op 29/05/2017 vond plaats in de vroege ochtend. Deze werd veroorzaakt door een luchtdrukstoring van een paar hPa gelinkt aan een snel bewegend koufront met een scherpe buienlijn dat richting de kust bewoog (Assink et al., 2018). De buienlijn bewoog met een vrij hoge snelheid parallel aan de Belgische kust naar het noorden (Sluijter et al., 2017), zoals te zien op Figuur 7.3b. De weerkaart wijst over het algemeen op rustigere weersomstandigheden dan bij MS1, met lagere windsnelheden (lage dichtheid isobaren). De meteotsunami leidde tot golven met een amplitude van 44 cm in Oostende (Verleye et al., 2022) en in Nederland zelfs tot twee meter (Assink et al., 2018). Enkele beelden zijn te zien op Figuur 7.4. Dit type meteotsunami wordt door De Jong et al. (2021) geclassificeerd als 'type één' en komt voornamelijk voor in de zomer. De specifieke eigenschappen worden ook verder onderzocht in Sectie 11.2.5.





(a) MS1 03/01/2012



(b) MS2 29/05/2017

Figuur 7.3: Beelden van de Buienradar en de weerkaart op het moment van (a) MS1 en (b) MS2 (overgenomen van Buienradar (s.d.) en KNMI (s.d.)).



Figuur 7.4: Foto's getrokken langs de Nederlandse kust tijdens MS2. Linksonder: het naderende buienfront. Rechtsonder: de lange meteotsunamigolf propagerend richting het noorden. Bovenaan: meegesleurde strandstoelen (overgenomen van De Jong et al. (2021)).



## 8. DATA EN DATAVERWERKING

### 8.1 Meetnet Vlaamse Banken

De data die gebruikt wordt binnen dit onderzoek is afkomstig van het MVB. Het MVB wordt gesteund door de Vlaamse Overheid en is ontwikkeld door de Afdeling Kust (van het Agentschap Maritieme Dienstverlening en Kust) voor het *real-time* verzamelen van oceanografische en meteorologische gegevens langs de Belgische kust en in het BNZ (VLIZ, s.d.). De opbouw startte in 1976 bij het bouwen van de haven in Zeebrugge. Het Meetnet is genoemd naar de vele onregelmatige zandbanken in het westelijke deel van de Belgische kust. Het bestaat momenteel uit zes meetpalen, 16 golfmeetboeien, vijf getijdestations, drie meteoparken, vier windmeetlocaties aan de kust en drie stroommeetlocaties in de havens (Agentschap Maritieme Dienstverlening en Kust, s.d.b). In deze masterproef wordt gebruik gemaakt van de meetstations op zes locaties: Westhinder, Wandelaar, A2, Heist, Wielingen en Zeebrugge. Deze worden weergegeven op Figuur 7.2. De selectie is gemaakt op basis van de gemeten variabelen die nodig zijn voor de verdere data-analyse: golfhoogte (GH), luchtdruk (LD), windsnelheid (WS) en windrichting (WR).

Een overzicht van de gebruikte variabelen, samen met de resoluties waarmee ze gemeten worden, is weergegeven in Tabel 8.1. De eerste variabele die gebruikt wordt, is de GH. Het Agentschap Maritieme Dienstverlening en Kust (s.d.c) definieert dit als de verticale afstand tussen het hoogste en laagste niveau van het wateroppervlak. In het MVB wordt deze variabele op sommige locaties om de 15 minuten gemeten en op andere om de 30 minuten. Opmerkelijk is dat de resolutie waarmee een bepaald station meet niet altijd constant blijft in de tijd. Zo zal bijvoorbeeld het meetstation in Wielingen de GH om de 15 minuten meten tot het jaar 2018, waarna slechts metingen beschikbaar zijn om de 30 minuten. De tweede variabele die gebruikt wordt, is de LD. De betekenis ervan spreekt voor zich; het is de LD gemeten boven het wateroppervlak. Deze variabele wordt steeds gemeten om de 10 minuten. Tot slot worden nog twee variabelen gebruikt die de karakteristieken van de wind weergeven. De variabele WS is de gemiddelde snelheid van de wind gedurende 10 minuten, gemeten op 10 meter hoogte. De WR is ook een gemiddelde gemeten om de 10 minuten.

### 8.2 Dataverwerking

De nodige data van het MVB wordt ingeladen. Voordat de data gebruikt kan worden in de ontwikkeling van een detectiemethode voor meteotsunami's, moeten nog enkele stappen genomen worden om de data te verwerken.

#### 8.2.1 Interpoleren ontbrekende data

Voor verdere analyses is data nodig van elke variabele op elk tijdstip in de tijdreeks (2010-2022). Daarom bestaat de eerste stap in de dataverwerking uit het interpoleren van ontbrekende datapunten. In een eerste fase worden alle ontbrekende waarden ingevuld als NA-waarden. Daarna wordt de functie *na.approx* van het *R-package zoo* (Zeileis et al., 2023)

## 8. Data en dataverwerking

Tabel 8.1: Overzicht van de gebruikte variabelen (inclusief de resolutie tussen haakjes) per locatie in het BNZ, over de periode van 2010 tot en met 2022. De variabelen worden getoond waarvan meer dan 20% van de data in een bepaald jaar beschikbaar is. De rest wordt aangeduid met '/'.

	<b>Westhinder</b>	<b>Wandelaar</b>	<b>A2</b>	<b>Heist</b>	<b>Wielingen</b>	<b>Zeebrugge</b>
<b>2010</b>	GH (30) WS (10) LD (10) WR (10)	GH (15) / / /	GH (15) / / /	GH (30) / / /	GH (15) WS (10) / /	/ WS (10) LD (10) /
<b>2011</b>	GH (30) WS (10) LD (10) WR (10)	GH (15) / LD (10) /	GH (15) / LD (10) /	GH (30) / LD (10) /	GH (15) WS (10) LD (10) /	/ WS (10) LD (10) /
<b>2012</b>	GH (30) WS (10) LD (10) WR (10)	GH (15) / LD (10) /	GH (15) / LD (10) /	GH (30) / LD (10) /	GH (15) WS (10) LD (10) /	GH (15) WS (10) LD (10) /
<b>2013</b>	GH (30) WS (10) LD (10) WR (10)	GH (15) WS (10) LD (10) /	GH (15) / LD (10) /	GH (30) / LD (10) /	GH (15) WS (10) LD (10) /	GH (15) WS (10) LD (10) /
<b>2014</b>	GH (30) WS (10) LD (10) WR (10)	GH (15) WS (10) LD (10) /	GH (15) / LD (10) /	GH (30) / LD (10) /	GH (15) WS (10) LD (10) /	GH (15) WS (10) LD (10) /
<b>2015</b>	GH (30) WS (10) LD (10) WR (10)	GH (15) WS (10) LD (10) /	GH (15) / LD (10) /	GH (30) / LD (10) /	GH (15) WS (10) LD (10) /	GH (15) WS (10) LD (10) /
<b>2016</b>	GH (30) WS (10) LD (10) WR (10)	GH (15) WS (10) LD (10) /	GH (30) / LD (10) /	GH (30) / LD (10) /	GH (15) WS (10) LD (10) /	GH (15) WS (10) LD (10) /
<b>2017</b>	GH (30) WS (10) LD (10) WR (10)	GH (15) WS (10) LD (10) /	GH (30) / LD (10) /	GH (30) / LD (10) /	GH (15) WS (10) LD (10) /	GH (15/30) WS (10) LD (10) /
<b>2018</b>	GH (30) WS (10) LD (10) WR (10)	GH (30) WS (10) LD (10) /	GH (30) / LD (10) /	GH (30) / LD (10) /	GH (15/30) WS (10) LD (10) /	GH (30) WS (10) LD (10) /
<b>2019</b>	GH (30) WS (10) LD (10) WR (10)	GH (30) WS (10) LD (10) /	GH (30) / LD (10) /	GH (30) / LD (10) /	GH (30) WS (10) LD (10) /	GH (30) WS (10) LD (10) /
<b>2020</b>	GH (30) WS (10) LD (10) WR (10)	GH (30) WS (10) LD (10) /	GH (30) / LD (10) /	GH (30) / LD (10) /	GH (30) WS (10) LD (10) /	GH (30) WS (10) LD (10) /
<b>2021</b>	GH (30) WS (10) LD (10) WR (10)	GH (30) WS (10) LD (10) /	GH (30) / LD (10) /	GH (30) / LD (10) /	GH (30) WS (10) LD (10) /	GH (30) WS (10) LD (10) /
<b>2022</b>	GH (30) WS (10) LD (10) WR (10)	GH (30) WS (10) LD (10) /	GH (30) / LD (10) /	GH (30) / LD (10) /	GH (30) / LD (10) /	GH (30) WS (10) LD (10) /

gebruikt. Deze functie vervangt NA-waarden binnen een tijdreeks door lineaire interpolaties. De algemene formule voor een lineaire interpolatie tussen tijdstippen  $t_1$  en  $t_2$  is als volgt:

$$x = x_1 + (t - t_1) \frac{(x_2 - x_1)}{(t_2 - t_1)}. \quad (8.1)$$

Hierbij stelt  $x$  de variabele voor,  $t$  de tijd en wordt de notatie  $x(t_1) = x_1$  en  $x(t_2) = x_2$  gehanteerd.

Het nadeel van de functie *na.approx* is dat het niet kan omgaan met een ontbrekende waarde aan het begin of op het einde van een tijdreeks, omdat dan niet alle termen in bovenstaande formule gekend zijn. Aangezien de data van het MVB per jaar moet ingeladen worden, doet dit probleem zich soms voor. In deze gevallen wordt gekozen om de eerste en/of de laatste ontbrekende waarde van dat jaar te vervangen door het gemiddelde van alle gemeten waarden binnen het beschouwde jaar. Aangezien de variabelen GH, LD, WS en WR een oscillerend gedrag vertonen doorheen de tijdreeks, is het uitmiddelen gerechtvaardigd. Door de gemiddelde waarde te nemen, zullen ze namelijk geen extreem gedrag vertonen en dus niet geselecteerd worden bij de outlierdetectie (Sectie 9.1). De lineaire interpolatie wordt toegepast voor elke variabele beschouwd in dit onderzoek. In Sectie 11.1.1 volgt de bespreking van de resultaten van dergelijke lineaire interpolatie.

## 8.2.2 Verwijderen lage frequenties GH

### ***Detiden***

Aangezien bij onderzoek naar meteotsunami's geen interesse is in de laagfrequente getij-componenten, wordt vaak gekozen om de golfddata te *detiden*. Hierbij wordt een getijmodel opgesteld op basis van een tijdreeks van het zeeniveau op een bepaalde locatie. Dit getijmodel bestaat uit een samenstelling van sinusoidale getijcomponenten met een bepaalde frequentie en amplitude (Parker, 2007). Indien voorspelde getijden (op basis van het getijmodel) worden afgetrokken van het geobserveerde zeeniveau, blijft een residueel signaal over. In dit onderzoek wordt golfddata gebruikt die de verticale afstand weergeeft tussen het hoogste en laagste niveau van het wateroppervlak. Deze waarden zijn steeds positief. Echter, om een getijmodel op te stellen, is data van het zeeniveau nodig die periodiek fluctueert rond een bepaalde referentiewaarde. Dergelijke data is niet beschikbaar in dit onderzoek waardoor het niet mogelijk is de data te *detiden* met getijmodellen. Daarom wordt gekozen een *high pass filter* toe te passen om toch de laagfrequente signalen te verwijderen.

### ***High pass filter***

Zoals beschreven in Sectie 5.2.1 kan een signaal in het tijdsdomein omgezet worden naar het frequentiedomein via een Fouriertransformatie. In dit onderzoek is het signaal in het tijdsdomein een tijdreeks van GH. Aangezien de GH op discrete tijdstippen gemeten is, wordt een DFT toegepast; zie Vgl. 5.2. De *Fast Fourier Transform* (FFT) is het meest gebruikte algoritme om een DFT uit te voeren (Casas Prat, 2008). Een algemeen FFT-algoritme kan zowel werken met reële als met complexe inputs. In dit geval zijn enkel reële gegevens beschikbaar, waardoor een *Real Fast Fourier Transform* (RFFT) wordt toegepast. Dit gebeurt via de functie *rfft* van het *R-package wavethresh* (Nason, 2022).

De berekende RFFT-coëfficiënten stellen de amplitudes voor van de Fouriercomponenten bij bepaalde frequenties. De beschouwde frequenties hangen af van de sampling frequentie, volgens het Nyquist theorema. Dit theorema stelt dat de hoogste frequentie in een signaal kleiner is dan de helft van de sampling frequentie (Tipton, 2022). De implicaties van dit theorema worden uitgelegd in Sectie 11.1.2.

Aangezien meteotsunami's hoogfrequente fenomenen zijn met periodes van twee minuten tot drie uren, wordt gewerkt met een *high pass filter*. Deze houdt de lage frequenties tegen en behoudt enkel de hoge frequenties. De *cutoff* frequentie wordt gekozen op  $9.26 * 10^{-5}$  Hz, wat overeenkomt met een periode van drie uren. Alle lagere frequenties worden verwijderd uit het frequentiedomein.

In een volgende stap wordt een inverse RFFT toegepast op de overgebleven Fouriercomponenten om terug te keren naar het tijdsdomein. De vergelijking die hiervoor gebruikt wordt, met dezelfde symboliek als Vgl. 5.2, is als volgt (Smith, 2008):

$$x(t_n) = \frac{1}{N} \sum_{k=0}^{N-1} X(\omega_k) e^{i\omega_k t_n}, \quad n = 0, 1, 2, \dots, N-1. \quad (8.2)$$

Deze vergelijking wordt toegepast via de *rfftnv* functie van het *R-package wavethresh*. In Sectie 11.1.2 worden de resultaten hiervan besproken. Vanaf nu wordt verder gewerkt met deze tijdreeks. Indien verwezen wordt naar de variabele GH, gaat het dus over dit *high passed* signaal.

### 8.2.3 Omgaan met verschillende resoluties

Het uitvoeren van de stappen beschreven in Secties 8.2.1 en 8.2.2 resulteert per locatie in een tijdreeks van alle beschikbare variabelen (*high passed* GH, LD, WS en/of WR). De tijdreeksen bevatten metingen om de 10, 15 of 30 minuten. Afhankelijk van de toepassing is nog een derde stap nodig om de data te verwerken. De noodzaak van deze stap volgt uit Tabel 8.1. Indien meerdere variabelen tegelijk beschouwd worden op een bepaald tijdstip, moeten de resoluties van de tijdreeksen overeenkomen. Het is namelijk niet mogelijk een tijdreeks van LD/WS/WR (met metingen elke 10 minuten) paarsgewijs te vergelijken met een tijdreeks van GH waarbij meestal slechts metingen om de 30 minuten beschikbaar zijn.

Het probleem met de verschillende resoluties wordt verholpen door aan te nemen dat de GH constant blijft binnen de volledige periode van 30 minuten. Daarom wordt een stuksgewijze constante interpolatie uitgevoerd. Deze methode wordt gekozen omdat het een heel eenvoudige interpolatietechniek is. Bovendien is er geen kennis over het gedrag van de GH gedurende die 30 minuten, waardoor een constante interpolatie een 'veilige' optie is. Door deze interpolatie toe te passen, komt het tijdstip van de LD/WS of WR om de drie metingen overeen met dat van de gemeten GH. Op deze tijdstippen is dus een exacte vergelijking van de variabelen mogelijk. De geïnterpoleerde GH's tussenin zijn eerder aannames. In het vervolg van dit onderzoek worden deze wel als gelijkwaardige 'observaties' beschouwd. In sommige gevallen moet de GH met een resolutie van 15 minuten vergeleken worden met variabelen met een resolutie van 10 minuten. Dezelfde redenering wordt hierbij gevolgd. Vanaf nu is het mogelijk de tijdreeksen van de verschillende variabelen paarsgewijs te vergelijken.

### 8.2.4 Berekenen verschillen in variabelen

Bij onderzoek naar meteotsunami's is er voornamelijk interesse in plotse veranderingen in de variabelen. Daarom worden de verschillen in waarden tussen twee opeenvolgende tijdstippen berekend en als afzonderlijke variabelen beschouwd. Er wordt naar deze variabelen verwezen als  $\Delta GH$ ,  $\Delta LD$ ,  $\Delta WS$  en  $\Delta WR$ . Na deze stap kunnen alle positieve verschillen gezien worden als temporele stijgingen van de originele variabele en alle negatieve als dalingen. De bekomen datasets bevatten dus elk acht variabelen en een tijdscomponent. De data is nu klaar om gebruikt te worden bij het ontwikkelen van een detectiemethode.

## 9. DETECTIEMETHODE

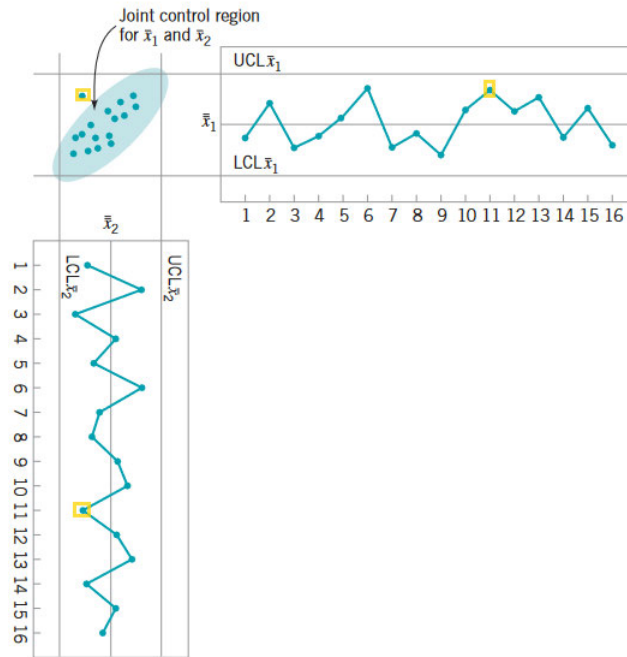
De eerste grote onderzoeksvraag in deze masterproef is of het mogelijk is een detectiemethode te ontwikkelen voor meteotsunami's in het BNZ. In dit hoofdstuk wordt de ontwikkeling van een (mogelijke) detectiemethode stapsgewijs toegelicht. Deze methode bestaat uit drie grote delen. Het eerste deel (Sectie 9.1) is een datagedreven statistische analyse om de meest extreme multivariate outliers uit de datasets te extraheren. In een tweede stap (Sectie 9.2) wordt fysieke kennis van meteotsunami's gebruikt om de detectiemethode uit te breiden naar een kennisgebaseerd systeem. Tot slot worden beide gecombineerd, in Sectie 9.3, tot een finale hybride detectiemethode. Een overzicht wordt gegeven op Figuur 11.12. Aangezien er momenteel twee gerapporteerde meteotsunami's zijn in het BNZ, is de volledige methode gebaseerd op slechts twee referenties. Dit is een grote beperking waardoor het een uitdaging is om steeds gegronde uitspraken en keuzes te maken.

### 9.1 Outlierdetectie

Als eerste stap wordt gezocht naar outliers die een buitengewoon gedrag vertonen in enkele interessante variabelen. Dit vormt de eerste fase van het detecteren van dagen waarop iets opmerkelijks heeft plaatsgevonden in het BNZ. De analyse is gebaseerd op Montgomery (2009).

#### 9.1.1 Multivariate aanpak

Er zijn verschillende variabelen die simultaan een rol spelen bij het ontstaan van meteotsunami's, zoals  $\Delta GH$ ,  $\Delta LD$ ,  $\Delta WS$  en  $\Delta WR$ . Daarom wordt gekozen voor een multivariate aanpak bij het detecteren van outliers. De multivariate aanpak geeft een samenvattende statistiek over de verschillende variabelen die bovendien op één kaart kan weergegeven worden. Dit is veel efficiënter dan een univariate aanpak waarbij meerdere statistieken en kaarten moeten bekeken worden. Bovendien kan het univariaat beschouwen van variabelen zorgen voor foute conclusies. Dit wordt aangetoond via Figuur 9.1. De figuur toont de univariate controlekaarten van twee variabelen. Controlekaarten tonen aan of een fenomeen zich onder een 'statistische controle' bevindt. Er wordt ook een multivariate controle-ellips getoond. Volgens deze figuur ligt het aangeduide punt binnen de controlegrenzen van beide univariate controlekaarten, waardoor het punt niet als een outlier gedetecteerd zou worden bij een univariate outlierdetectie. Toch ligt het punt buiten de controle-ellips, waardoor het simultane gedrag wel als extreem beschouwd wordt en dat is exact waarin men geïnteresseerd is bij het detecteren van meteotsunami's. Er moet namelijk een plotse LD-verandering plaatsvinden, die aanleiding geeft tot een plotse verandering in de GH. Aangezien er veranderingen in de LD optreden, wordt bovendien verwacht dat de WS en de WR plotse verschillen zullen vertonen. Het nadeel van dergelijke controle-ellipsen is dat de tijdscomponent volledig buiten beschouwing wordt gelaten. Bovendien is het niet mogelijk om meer dan twee variabelen visueel voor te stellen.



Figuur 9.1: Univariate controlekaarten en een multivariate controle-ellips van twee variabelen  $x_1$  en  $x_2$  (overgenomen van Montgomery (2009)).

In dit onderzoek is het ook mogelijk een univariate aanpak te gebruiken. Dit blijkt uit Tabel 9.1 waarin de Pearson correlatiecoëfficiënten tussen de variabelen worden weergegeven. De waarden zijn over het algemeen zeer laag en de variabelen zijn dus niet sterk gecorreleerd. Bijgevolg kan gewerkt worden met een univariate outlierdetectie waarbij voor elke variabele apart een drempelwaarde wordt gekozen die bepaalt of een datapunt al dan niet extreem is. Aangezien de resultaten dezelfde zullen zijn, wordt toch gewerkt met de efficiëntere multivariate aanpak.

Tabel 9.1: Correlatiematrix die de Pearson correlatiecoëfficiënten weergeeft tussen de variabelen  $\Delta GH$ ,  $\Delta LD$ ,  $\Delta WS$  en  $\Delta WR$  gemeten in Westhinder.

	$\Delta GH$	$\Delta LD$	$\Delta WS$	$\Delta WR$
$\Delta GH$	1.000	0.001	0.001	0.000
$\Delta LD$	0.001	1.000	-0.096	0.009
$\Delta WS$	0.001	-0.096	1.000	0.045
$\Delta WR$	0.000	0.009	0.045	1.000

### 9.1.2 Hotelling $T^2$ controlekaart

Om de tekortkomingen van de controle-ellipsen te vermijden, wordt een andere multivariate controleprocedure toegepast. De meest gebruikte is de Hotelling  $T^2$  controlekaart, waarbij verschuivingen in het gemiddelde gedetecteerd worden als meerdere variabelen simultaan geanalyseerd worden. De kaart kan zowel worden opgesteld voor data die onderverdeeld is in subgroepen als voor individuele observaties. In dit geval wordt gewerkt met  $m$  'samples' van individuele observaties van de vier variabelen. De Hotelling  $T^2$  teststatistiek wordt berekend met volgende vergelijking:

$$T^2 = (\mathbf{x} - \bar{\mathbf{x}})^T \mathbf{S}^{-1} (\mathbf{x} - \bar{\mathbf{x}}). \quad (9.1)$$

Hierbij stelt  $\bar{\mathbf{x}}$  een vector voor van de gemiddelden van elke variabele over alle beschouwde samples en  $\mathbf{S}$  de covariantiematrix. Deze teststatistiek geeft de Mahalanobis afstand weer. Dat is een maat voor de afstand tussen een bepaald punt en het centrum (de gemiddelde waarde van elke beschouwde variabele) (De Maesschalck et al., 2000).

Om te bepalen of een sample een extreem multivariaat gedrag vertoont, worden controlelimieten berekend. Deze dienen als drempelwaarden voor de outlierdetectie. Er worden fase I controlelimieten gebruikt, omdat deze samples kunnen detecteren die 'uit statistische controle' zijn en dus als outliers gezien worden. Aangezien de  $T^2$  statistiek een afstand weergeeft, is de *Lower Control Limit* (LCL) steeds nul. De *Upper Control Limit* (UCL) wordt berekend door:

$$UCL = \frac{(m-1)^2}{m} \beta_{\alpha, p/2, (m-p-1)/2}. \quad (9.2)$$

De  $\beta$ -factor in de vergelijking staat voor het bovenste  $\alpha$ -kwantiel van de  $\beta$ -distributie met parameters  $p/2$  en  $(m-p-1)/2$  waarbij  $p$  het aantal variabelen is (in dit geval vier). De UCL kan berekend worden via de *qbeta* functie in R. Deze functie zoekt het kwantiel van de  $\beta$ -distributie dat overeenkomt met het significantieniveau  $\alpha$ . Het significantieniveau wordt berekend via  $\alpha = 1 - (1 - 0.0027)^p$  wat met een  $p$  van vier gelijk is aan 0.0108.

In een laatste stap wordt de  $T^2$  statistiek berekend voor elk sample en vergeleken met de LCL en UCL. Indien de teststatistiek buiten de controlelimieten valt, wordt dit sample als een outlier gedetecteerd. De volledige procedure voor het opstellen van een Hotelling  $T^2$  controlekaart wordt uitgevoerd via de functie *mqqc* van het R-package *qcc* (Scrucca, 2017). Deze berekent in het geval van individuele observaties: de teststatistiek voor elk sample, de type I controlelimieten en het aantal samples dat buiten deze limieten valt. De controlekaart wordt bovendien visueel weergegeven. De resultaten worden getoond in Sectie 11.2.1.

Indien alle samples beschouwd worden waarvan de  $T^2$  teststatistiek de controlelimieten overschrijdt, zouden nog steeds duizenden samples overblijven. Daarom wordt gekozen enkel de 0.05% extreemste te behouden.

## 9.2 Kennisgebaseerd systeem

In deze sectie wordt specifieke kennis van meteotsunami's gebruikt om de detectiemethode verder uit te breiden. Niet elke multivariate outlier van de beschouwde variabelen is namelijk een meteotsunami.

### 9.2.1 Detecteren buienfronten

Meteotsunami's ontstaan door atmosferische storingen gelinkt aan weerfenomenen zoals onweersbuien, rukwinden of stormfronten (zie Sectie 2.3.2). In dit deel wordt via een datage-dreven algoritme nagegaan of er op de dagen met een extreme multivariate outlier, ook een

potentieel gevaarlijke luchtdrukstoring passeerde over het BNZ. De gevaarlijke luchtdrukstoringen worden verondersteld geassocieerd te zijn met buienfronten. Alle geselecteerde outliers zouden handmatig kunnen gecontroleerd worden via de historische Buienradar, maar een datagedreven algoritme is veel efficiënter. De historische Buienradar wordt wel geraadpleegd om de methode te valideren.

Het idee achter het toegepaste algoritme is gebaseerd op een detectiemethode ontwikkeld door Šepić et al. (2009). Deze methode steunt op *real-time* luchtdrukmetingen en wordt gebruikt in een vroegtijdig waarschuwingssysteem. De methode bestaat uit drie modules. De eerste module detecteert potentieel gevaarlijke luchtdrukstoringen die een bepaalde drempelwaarde overschrijden. Indien de drempelwaarde overschreden wordt in minimum drie meetstations in een driehoekige configuratie, wordt de luchtdrukstoring als potentieel gevaarlijk gezien. De tweede module detecteert de snelheid en de richting van deze storingen. Tot slot gebruikt de derde module een meteotsunami waarschuwingmatrix om het gevaar in te schatten. In de detectiemethode voor het BNZ wordt voornamelijk de eerste module uitgewerkt.

Een eerste stap bestaat uit het bepalen van een geschikte drempelwaarde voor de variabele  $\Delta LD$ . Hiervoor wordt data gebruikt van alle zes de locaties uit Tabel 8.1. De tijdreeksen van  $\Delta LD$  worden beschouwd over periodes van drie dagen waarvan de middelste dag steeds de gerapporteerde dag is van de gekende meteotsunami (03/01/2012 of 29/05/2017). Via een iteratieproces wordt de grootste waarde van  $\Delta LD$  gekozen waarbij zowel tijdens MS1 als MS2 een overschrijding was op minstens drie locaties. Via Figuur 7.2 wordt bovendien een selectie gemaakt van combinaties van locaties die ongeveer op een rechte lijn liggen. Indien de potentiële drempelwaarde enkel op deze locaties wordt overschreden, gaat de iteratie verder. De vier combinaties die worden uitgesloten zijn:

1. Westhinder - Wandelaar - Heist
2. Westhinder - Wandelaar - Wielingen
3. Wandelaar - A2- Zeebrugge
4. A2 - Heist - Wielingen

Nadat de drempelwaarde bepaald is, kan de effectieve detectie starten. De luchtdrukdata van alle zes de locaties, over de jaren 2011 tot en met 2022, wordt gebruikt. Het jaar 2010 wordt niet beschouwd, omdat de variabele  $\Delta LD$  slechts beschikbaar is op twee locaties. Vanaf nu wordt het jaar 2010 buiten beschouwing gelaten in de detectiemethode. De detectie van de buienfronten gebeurt door een tijdvenster van drie dagen steeds een dag op te schuiven over de zes tijdreeksen van  $\Delta LD$ . Dezelfde redenering wordt gevolgd als bij het bepalen van de drempelwaarde; een venster wordt slechts geselecteerd als de drempelwaarde van  $\Delta LD$  wordt overschreden op drie locaties die niet op één lijn liggen. Indien aan deze voorwaarde voldaan is, wordt aangenomen dat een potentieel gevaarlijk buienfront aanwezig was binnen

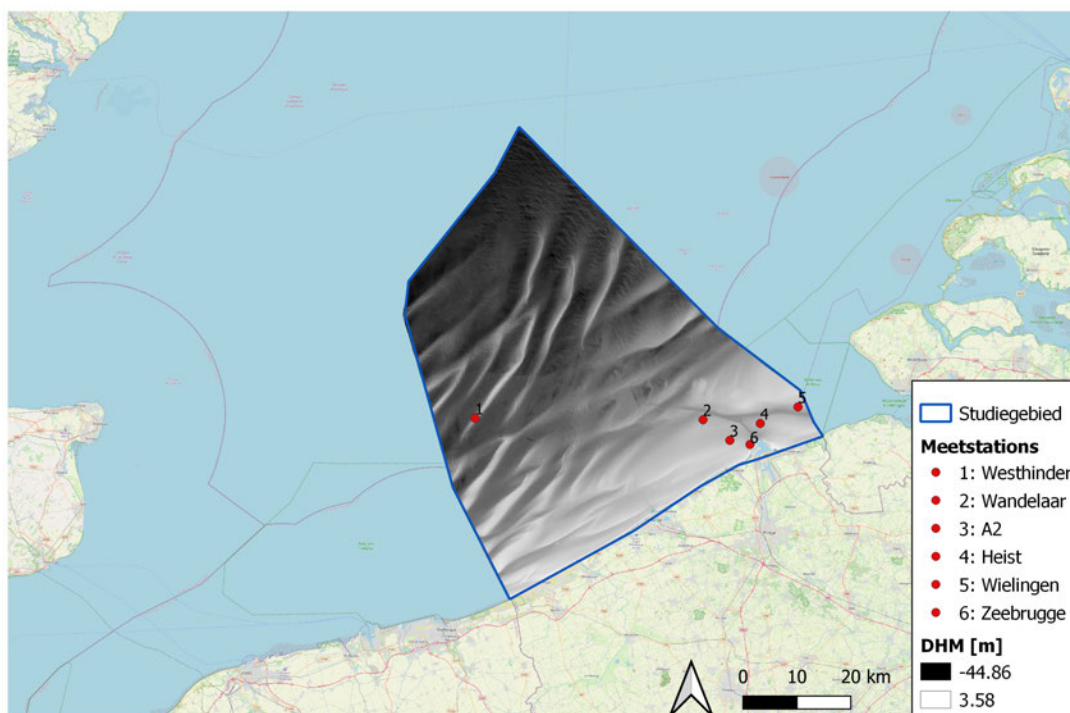


het geselecteerde tijdvenster. Šepić et al. (2009) toonden de toepasbaarheid van deze methode aan in de Middellandse Zee en de Adriatische Zee. Of deze methode ook toepasbaar is met de beschikbare data in het BNZ, wordt besproken in Sectie 11.2.2.

### 9.2.2 Inschatten Proudman resonantie via Fr

In deze sectie wordt een methode opgesteld om na te gaan of Proudman resonantie (zie Sectie 2.3.3) kan gedetecteerd worden. Als de snelheid van de atmosferische storing gelijk is aan de snelheid van de lange oceaangolven, is Fr gelijk aan één en kunnen de golven in resonantie treden. De snelheid van de atmosferische storingen wordt aangenomen gelijk te zijn aan de WS. De snelheid van de lange oceaangolven in ondiep water is bij benadering gelijk aan  $\sqrt{gh}$  waarbij h de waterdiepte is en g de valversnelling. Om tot deze snelheid te komen, zijn extra berekeningen nodig.

De waterdiepte wordt bekomen via een bathymetrische kaart die beschikbaar gesteld is door het Agentschap Maritieme Dienstverlening en Kust (s.d.a). Meer specifiek wordt het digitaal hoogtemodel (DHM) met pixelgroottes van 10 m<sup>2</sup> ingeladen in GIS (zie Figuur 9.2). Hieruit kan de diepte van de zeebodem op de locaties van de meetstations geëxtraheerd worden, door gebruik te maken van de QGIS-tool *Sample Raster Values* met als inputlagen het DHM en de vectorlaag van de zes meetstations.



Figuur 9.2: Bathymetrie (DHM) van het BNZ met een pixelgrootte van 10 m<sup>2</sup> (overgenomen van het Agentschap Maritieme Dienstverlening en Kust (s.d.a)).

In België worden hoogtemetingen uitgedrukt ten opzichte van de Tweede Algemene Waterpassing (TAW). De nulwaarde komt hierbij overeen met het gemiddeld laagwaterpeil in Oostende tussen 1834 en 1853 (Natuurpunt, s.d.). Om een correcte inschatting te maken van de waterdiepte is ook data nodig van het gemiddeld zeeniveau op de locaties van de meetstations.

Deze data wordt verkregen via het European Marine Observation and Data Network (s.d.), dat in situ *near real-time* data (om de vijf minuten)<sup>1</sup> van het zeeniveau ter beschikking stelt. Voor het bepalen van het zeeniveau wordt het gemiddelde genomen van alle beschikbare observaties in de jaren 2021 en 2022. Echter, deze data is gemeten ten opzichte van een ander referentievlak; het *Lowest Astronomical Tide* (LAT), dat wordt bepaald aan de hand van astronomische voorspellingen. De moeilijkheid hierbij is dat het verschil tussen de TAW en het LAT geen constante is in het BNZ. Dat komt doordat het verschil tussen de amplitudes van de getijden verschilt per locatie. Aangezien het LAT niet op elke locatie binnen het studiegebied gekend is, wordt een vereenvoudiging toegepast. Er wordt aangenomen dat het LAT overal binnen het BNZ gelijk is aan dat van Zeebrugge, dewelke wel gekend is. Het LAT van Zeebrugge ligt 0.23 m onder het referentievlak TAW (Natuurpunt, s.d.). Op deze manier worden de gemiddelde zeeniveaus in LAT omgezet naar TAW. Om tenslotte tot de waterdiepte te komen, wordt het gemiddeld zeeniveau opgeteld bij de diepte van de zeebodem (beide in TAW). Deze waterdiepte wordt ingevuld in  $\sqrt{gh}$ , waardoor voor elk van de zes stations een benaderende golfsnelheid verkregen wordt.

In een volgende stap wordt  $Fr$  berekend. Hiervoor wordt enkel gekeken naar de stations Westhinder en Wielingen omdat deze data leveren van de WS over een voldoende lange periode. Bij Zeebrugge is dat ook het geval, maar het blijkt dat de golfsnelheid daar zeer sterk afwijkt van de andere stations. Daarom wordt deze locatie buiten beschouwing gelaten.  $Fr$  wordt berekend door de WS in Westhinder en Wielingen te delen door de golfsnelheden berekend voor beide locaties. Indien dit getal ongeveer gelijk is aan één, wordt verwacht dat de golven in resonantie zullen treden volgens het fenomeen Proudman resonantie en dat daardoor een meteotsunami zal ontstaan. De toepasbaarheid van deze methode voor het detecteren van meteotsunami's wordt toegelicht in Sectie 11.2.3.

### 9.2.3 Nagaan energetische frequenties via spectrale analyse

Een tweede manier om resonantie na te gaan, is via een spectrale analyse. De theorie achter dit principe is reeds uitgelegd in Sectie 5.2. Om na te gaan welke frequenties dominant zijn in een signaal, worden PSD plots geconstrueerd. Via deze plots van de GH kan resonantie nagegaan worden; indien de PSD plot van de GH ver boven het *background spectrum* uitsteekt, is er een aanwijzing van resonantie. Op deze manier kan zelfs een onderscheid gemaakt worden tussen Proudman- en haven resonantie (Lin & Liang, 2017). Zoals aangetoond op Figuur 2.1 zijn de PSD plots van meteotusnami's en seismische tsunami's moeilijk te onderscheiden, wat de detectie kan belemmeren. Echter, zoals beschreven door Verleye et al. (2022), is de kans dat een seismische tsunami voorkomt in het BNZ zeer klein, waardoor deze moeilijkheid nauwelijks van toepassing is. Er wordt toch besloten de spectrale analyse van de GH achterwege te laten in dit onderzoek. De reden hiervoor is de te lage resolutie van de data zoals aange-toond zal worden in Sectie 11.1.2. Daarom wordt gekozen enkel een spectrale analyse uit te voeren op de variabele  $\Delta LD$ . Hierbij is het niet meer mogelijk om resonantie na te gaan, maar de variabele  $\Delta LD$  kan wel gebruikt worden om dominante frequenties van luchtdrukstoringen bij meteotsunami's te bestuderen.

---

<sup>1</sup>Deze resolutie is groter dan de resolutie van het MVB, maar aangezien de data veel minder ver terug gaat in de tijd, wordt de dataset enkel in deze fase gebruikt.

De functie die gebruikt wordt om PSD plots op te stellen is *MakePowerSpectralDensity* van het *R-package psdr* (Cheng, 2021). Deze functie berekent een PSD plot op basis van een tijdreeks en een bepaalde *sampling frequency*. In het geval van de variabele  $\Delta LD$  is de *sampling frequency* gelijk aan 0.00167 Hz ( $1/(10*60)$ ). De functie geeft als output een vector met frequenties (tot de Nyquist frequentie) en een vector met PSD waarden per frequentie.

Om de PSD plots van de twee gekende meteotsunami's te kunnen onderzoeken, moet een bepaald tijdvenster gekozen worden. In dit geval wordt gekozen om enkel te werken met de dag van de meteotsunami zelf. De keuze voor een klein tijdvenster resulteert in een hogere temporele resolutie van de PSD plots (Nisar et al., 2016) waardoor de interpretatie eenvoudiger wordt. Voor het *background spectrum* wordt ook een tijdvenster van één dag gekozen. Dit venster wordt verschoven over de volledige tijdreeks en daarbij worden steeds PSD waarden per frequentie berekend. Vervolgens worden de PSD waarden per frequentie uitgemiddeld over elk venster om tot een finaal *background spectrum* te komen. Dit principe wordt in veel studies toegepast, waaronder deze van André et al. (2013).

In een laatste stap wordt de spectrale ratio (SR) berekend. Dit is de verhouding van de PSD waarden ten opzichte van het *background spectrum*. Indien waarden hoger zijn dan één, zijn de frequenties meer energetisch dan gemiddeld op die locatie. Via de SR's van de twee gekende meteotsunami's kan een drempelwaarde bepaald worden. Deze kan gebruikt worden bij het bepalen of andere potentiële events al dan niet om meteotsunami's gaan. PSD plots zijn zeer locatie-afhankelijk. Daarom moet de analyse per locatie apart uitgevoerd worden. De resultaten van deze methode en de toepasbaarheid ervan als extra controle, worden in Sectie 11.2.4 beschreven.

### 9.3 Combineren tot hybride detectiemethode

In deze sectie wordt beschreven hoe de datagedreven en kennisgebaseerde methodes worden gecombineerd tot een finale hybride detectiemethode. Deze wordt samengevat in een beslissingsschema (Figuur 11.12). Een eerste grote stap bestaat uit een multivariate outlier-detectie op de tijdreeks van Westhinder. Enkel de dagen waarop de meest extreme outliers voorkomen, worden behouden. Een tweede grote stap is het detecteren van potentieel gevaarlijke luchtdrukstoringen. De dagen waarop de parameter  $\Delta LD$  de drempelwaarde overschrijdt in minstens drie niet-lineaire stations, worden geselecteerd. Vervolgens worden enkel de dagen behouden die zowel via stap één als via stap twee geselecteerd zijn. Deze worden gedetecteerd als 'potentiële meteotsunami's'.

Een derde en laatste grote stap in de hybride detectiemethode bestaat uit het analyseren van tijdreeksen. Ook dit is een combinatie van datagedreven en kennisgebaseerde technieken. Het beslissingsschema van deze stap wordt opgesteld aan de hand van data van Westhinder, aangezien enkel daar metingen beschikbaar zijn van elke variabele. Bovendien is Westhinder de eerste locatie die een gevaarlijke luchtdrukstoring zal passeren, zowel voor fronten die recht naar de kust propageren als voor degene die parallel met de kust propageren richting het oosten. Dit kan voordelig zijn indien de detectiemethode geïmplementeerd zou worden in een vroegtijdig waarschuwingssysteem.

Bij de tijdreeksanalyse wordt voor de meeste stappen in het beslissingsschema een drempelwaarde gekozen die het mogelijk maakt meteotsunami's te onderscheiden van stormen. Stormen hebben enkele gelijkaardige eigenschappen als meteotsunami's, maar kunnen verschillende effecten hebben. Daarom is het belangrijk ze te kunnen onderscheiden. Er wordt dus getracht de drempelwaarden zo te kiezen dat ze overschreden worden door de twee gekende meteotsunami's, maar niet door stormen. Om de eigenschappen van stormen te achterhalen, worden zes historische stormen geanalyseerd. Er wordt gekozen om voornamelijk (vijf) stormen te analyseren die een naam hebben, omdat dit meestal gaat over zeer ernstige stormen. Aangezien het systeem van de naamgeving in België pas in 2019 geïntroduceerd is (KMI, 2019), zijn dit vrij recente stormen. Het is eventueel mogelijk dat de eigenschappen van stormen doorheen de jaren gewijzigd zijn (ten gevolge van klimaatverandering) en daarom wordt ook een extra storm bestudeerd van voor deze periode. De uiteindelijke gekozen stormen zijn:

1. Storm op 21/10/2014
2. Storm Ciara - 09/02/2020
3. Storm Bella - 27/12/2020
4. Storm Christoph - 21/01/2021
5. Storm Aurore - 21/10/2021
6. Storm Eunice - 18/02/2022

Het beslissingsschema wordt uitgebreid om het type meteotsunami te kunnen bepalen. Indien een meteotsunami wordt gedetecteerd, kan op die manier bepaald worden of het om een type één of type twee meteotsunami gaat (zie Sectie 7.3). Ook hiervoor worden drempelwaarden gekozen die dit onderscheid mogelijk maken.

De tijdreeksen die bestudeerd worden, bevatten steeds drie dagen waarvan de dag van de storm of meteotsunami de centrale dag is. De stappen in het beslissingsschema gaan wel enkel over de centrale dag, maar de dagen er rond tonen een breder beeld van de situatie. Aangezien niet enkel de intensiteit van een variabele belangrijk is, maar ook de variabiliteit, worden sommige tijdreeksen voorzien van een aanduiding van het  $6\sigma$ -bereik. Indien een normale verdeling verondersteld wordt, omvat dit bereik 99.7% van de observaties. De resultaten van de tijdreeksanalyse worden besproken in Sectie 11.2.5.

## 10. EVOLUTIE MET KLIMAATVERANDERING

De tweede grote onderzoeksvraag in deze masterproef is of de intensiteit en de frequentie van meteotsunami's verwacht wordt toe te nemen met klimaatverandering. Het belangrijkste element voor het ontstaan van meteotsunami's zijn luchtdrukstoringen. Daarom wordt een extreme waarde analyse uitgevoerd van de variabele  $\Delta LD$ , over de tijdreeks van 2010 tot en met 2022. De theorie en de volledige analyse zijn gebaseerd op Coles et al. (2001).

### 10.1 Modelleren extreme waarden

#### 10.1.1 Selecteren extreme waarden

De eerste stap in de extreme waarde analyse bestaat uit het selecteren van extrema uit de tijdreeks. Daarvoor bestaan twee technieken. De eerste is de *peaks over threshold* methode waarbij enkel observaties geselecteerd worden die een bepaalde drempelwaarde overschrijden. Dit kan zorgen voor gecorreleerde waarden. Echter, de modellen van een extreme waarde analyse veronderstellen onafhankelijke data. Daarom wordt gekozen voor de tweede techniek, namelijk de blokmaxima methode. Bij deze techniek is autocorrelatie minder hinderlijk omdat een bepaald tijdsinterval tussen opeenvolgende blokmaxima ligt. De maxima worden namelijk geselecteerd over een bepaald tijdvenster (blok). De keuze van het tijdvenster hangt af van de afweging tussen variantie en bias. Meestal wordt gekozen voor een tijdvenster van één jaar. In dit geval zijn er 13 jaren aan data beschikbaar, waardoor slechts 13 extrema geselecteerd zouden worden. Dit zou een grote variantie tot gevolg hebben. Om dat te vermijden, wordt voor een tijdvenster van een maand gekozen. Bij het gebruik van nog kleinere tijdvensters, bijvoorbeeld dagelijkse maxima, neemt de autocorrelatie toe zodat bias kan optreden. Mogelijks is daardoor het Fisher-Tippett theorema (zie Sectie 10.1.2) niet meer geldig.

#### 10.1.2 Generalized Extreme Value verdeling

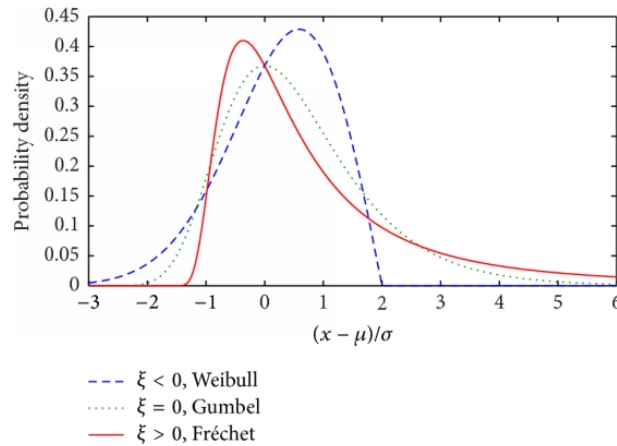
Volgens het Fisher-Tippett theorema zal, voor onafhankelijke data waarbij het aantal observaties binnen een tijdvenster naar oneindig gaat, de waarschijnlijkheidsverdeling van maxima convergeren naar de *Generalized Extreme Value* (GEV) verdeling:

$$G(z) = \exp\left\{-\left[1 + \xi\left(\frac{z - \mu}{\sigma}\right)\right]^{-1/\xi}\right\}. \quad (10.1)$$

De GEV verdeling is een combinatie van, en kan teruggebracht worden tot, drie families van verdelingen met elk een specifiek gedrag van de staart: de Gumbel, Fréchet en Weibull familie. De verdeling wordt beschreven door de drie parameters  $\mu$ ,  $\sigma$  en  $\xi$ . Dit zijn respectievelijk de locatie-, schaal- en staartparameter van de verdeling. De staartparameter bepaalt hoe de staart van de verdeling eruit ziet, waarbij volgende drie gevallen zich kunnen voordoen (zie Figuur 10.1):

## 10. Evolutie met klimaatverandering

1.  $\xi < 0$ : Er is een eindig eindpunt voor de maxima dat bepaald wordt door  $x < \mu + \frac{\sigma}{\xi}$ . In dit geval wordt gesproken van een Weibull-verdeling.
2.  $\xi > 0$ : Er is een linker eindpunt voor de maxima dat bepaald wordt door  $x > \mu - \frac{\sigma}{\xi}$ . Dit is de Fréchet-verdeling.
3.  $\xi = 0$ : De verdeling is over het volledige domein gedefinieerd. Er wordt gesproken van de Gumbel-verdeling. Deze verdeling beschrijft de staart van verdelingen uit de exponentiële familie, waaronder de normale verdeling.



Figuur 10.1: PDF's van de Weibull-, Fréchet- en Gumbel-verdeling (overgenomen van Wang et al. (2016)).

### 10.1.3 Parameterschatting

#### **Maximum Likelihood Estimation**

Bij de tweede stap in de extreme waarde analyse worden de drie parameters van de GEV verdeling geschat. Hiervoor bestaan verschillende technieken, maar er wordt gekozen voor de *Maximum Likelihood Estimation* (MLE) door zijn groot aanpassingsvermogen aan veranderingen in de modelstructuur. Aangezien er een vermoeden is van een trend in  $\Delta LD$ , worden de drie parameters verondersteld niet-stationair te zijn en dus afhankelijk te zijn van de tijd. De *likelihood* wordt in dat geval gegeven door:

$$L(\mu(t), \sigma(t), \xi(t)) = \prod_{t=1}^m g(z_t; \mu(t), \sigma(t), \xi(t)). \quad (10.2)$$

Hierbij stelt  $g$  de PDF voor van de GEV verdeling die geëvalueerd wordt in  $z_t$  (een maandelijks maximum). De *log-likelihood* is bijgevolg gelijk aan:

$$l(\mu(t), \sigma(t), \xi(t)) = \sum_{t=1}^m \log g(z_t; \mu(t), \sigma(t), \xi(t)). \quad (10.3)$$

Deze functie wordt op een numerieke manier geoptimaliseerd, met als resultaat de meest geschikte parameterset. De *log-likelihood* wordt berekend voor zowel het stationaire geval als voor de niet-stationaire gevallen. Voor de niet-stationaire gevallen worden lineaire trends in de parameters ( $\theta$ ) verondersteld:  $\theta = \beta_0 + \beta_1 t$ . Andere trends zijn ook mogelijk, maar in deze masterproef wordt er beperkt tot het lineaire geval. De rico  $\beta_1$  kan geïnterpreteerd worden als de maandelijkse verandering in de parameter. Er worden dus in totaal vier geoptimaliseerde parametersets berekend. De betrouwbaarheidsintervallen rond de geschatte parameters ( $\hat{\theta}$ ) worden als volgt bepaald:

$$[\hat{\theta} - z_{\alpha/2} \sqrt{\sigma_{\theta}}, \hat{\theta} + z_{\alpha/2} \sqrt{\sigma_{\theta}}]. \quad (10.4)$$

Hierbij is  $z_{\alpha/2}$  het  $(1 - \frac{\alpha}{2})$  kwantiel van de normale verdeling en  $\sigma_{\theta}$  de variantie van de beschouwde parameter.

### **Likelihood ratio test**

Om na te gaan of de veronderstelde lineaire trends significant zijn, worden *likelihood ratio* (LR) tests uitgevoerd. Dit komt neer op hypothesetesten op  $\beta_1$ , namelijk:

$$H_0: \beta_1 = 0,$$

$$H_1: \beta_1 \neq 0.$$

Toegepast op dit onderzoek gaat deze test na of een niet-stationair model  $M_t$  (met vier parameters, inclusief de tijd) significant meer variatie verklaart dan een stationair model  $M_0$  (met drie parameters, zonder de tijd). Hierbij is het belangrijk dat de twee modellen genest zijn. De teststatistiek voor het vergelijken van twee *log-likelihoods* is de deviatie en wordt als volgt berekend:

$$D = -2[l_0(M_0) - l_t(M_t)]. \quad (10.5)$$

In deze vergelijking zijn  $l_t(M_t)$  en  $l_0(M_0)$  respectievelijk de geoptimaliseerde *log-likelihood* waarden voor de modellen  $M_t$  en  $M_0$ . De teststatistiek zal steeds positief zijn, omdat  $M_t$  een 'groter' model is dan  $M_0$ . Van de deviatie kan aangetoond worden dat het een  $\chi_k^2$  verdeling volgt. Hierbij is  $k$  het verschil in het aantal parameters, in dit geval één. De nulhypothese, en dus het model  $M_0$ , wordt verworpen in het voordeel van het model  $M_t$  indien  $D$  groter is dan het  $(1 - \alpha)$  kwantiel van de  $\chi_k^2$  verdeling. Hierbij is  $\alpha$  het gekozen significantieniveau. Een kleine  $p$ -waarde komt dus overeen met een groot verschil in de *log-likelihoods* waardoor  $D$  ver in de staart van de  $\chi_k^2$  verdeling komt te liggen. Een grote waarde van  $D$  wijst er dus op dat het model  $M_t$  veel aannemelijker is dan het model  $M_0$ , gegeven de data. Indien dat het geval is, kan aangenomen worden dat de veronderstelde trend in de historische data significant is en kan iets zinvol gezegd worden over de toekomstige trend in de variabele  $\Delta LD$ .

## 10.2 Modelcontrole

De geschiktheid van het gekozen GEV model uit de LR test wordt in dit onderzoek visueel beoordeeld op twee manieren. Bij de eerste methode wordt een vergelijking gemaakt tussen de kansdichtheidsfunctie van het gefitte model (op basis van de optimale parameters) en het genormaliseerd histogram van de geobserveerde data. Indien de kansdichtheidsfunctie het verloop van het histogram voldoende nauwkeurig benadert, is het model aanvaardbaar. De moeilijkheid bij deze methode is dat de vorm van het histogram sterk kan variëren door de keuze van de bingrootte. Daarom gaat de voorkeur uit naar de tweede modelcontrole: een kwantielplot. Indien de maxima geordend worden ( $z_{(1)} \leq z_{(2)} \leq \dots \leq z_{(m)}$ ), bestaat een kwantielplot uit de punten:

$$\{(\hat{G}^{-1}(\frac{i}{m+1}), z_{(i)}) : i = 1, \dots, m\}. \quad (10.6)$$

Hierbij geven de kwantielen  $z_{(i)}$  en de theoretische kwantielen  $\hat{G}^{-1}(\frac{i}{m+1})$  inschattingen van het  $(\frac{i}{m+1})$  kwantiel van de distributie  $G$ . Als  $\hat{G}$  een geschikte inschatting is van  $G$  (de werkelijke verdeling), dan zullen de punten dichtbij de eenheidsdiagonaal liggen.

## 10.3 Retourperiodes

Voor het ontwerp van kustinfrastructuur is het belangrijk een idee te hebben van retourperiodes van luchtdrukstoringen, die eventueel meteotsunami's tot gevolg kunnen hebben. De retourperiodes geven een indicatie van om de hoeveel tijd een event met een bepaalde intensiteit verwacht wordt. Daarvoor wordt een retourplot opgesteld. Deze geeft het retourniveau (variabele  $\Delta LD$ ) weer ten opzichte van de retourperiode. De retourperiode komt overeen met  $1/p$  waarbij  $p$  de kans op het voorkomen voorstelt van minstens een bepaald retourniveau. Het retourniveau wordt berekend via de drie geschatte parameters (indien  $\xi \neq 0$ ) als volgt:

$$z_p = \mu - \frac{\sigma}{\xi} [1 - \{-\log(1-p)\}^{-\xi}] = \mu - \frac{\sigma}{\xi} [1 - y_p^{-\xi}]. \quad (10.7)$$

De onzekerheid rond de retourniveaus wordt berekend via de delta methode:

$$\text{Var}(\hat{z}_p) \approx \nabla z_p^T \hat{V} \nabla z_p. \quad (10.8)$$

Daarbij is  $\hat{V}$  de covariantiematrix van de geschatte parameters, dewelke wordt geschat via de Fisher informatie matrix (de matrix van alle tweede afgeleiden van de *log-likelihood*). De gradiëntvector  $\nabla z_p^T$  wordt berekend via Vgl. 10.9 en wordt geëvalueerd in  $(\hat{\mu}, \hat{\sigma}, \hat{\xi})$ .

$$\nabla z_p^T = \left[ \frac{\partial z_p}{\partial \mu}, \frac{\partial z_p}{\partial \sigma}, \frac{\partial z_p}{\partial \xi} \right] = [1, -\xi^{-1}(1 - y_p^{-\xi}), \sigma \xi^{-2}(1 - y_p^{-\xi}) - \sigma \xi^{-1} y_p^{-\xi} \log y_p]. \quad (10.9)$$



## **Deel III**

# **Resultaten, discussie en conclusie**

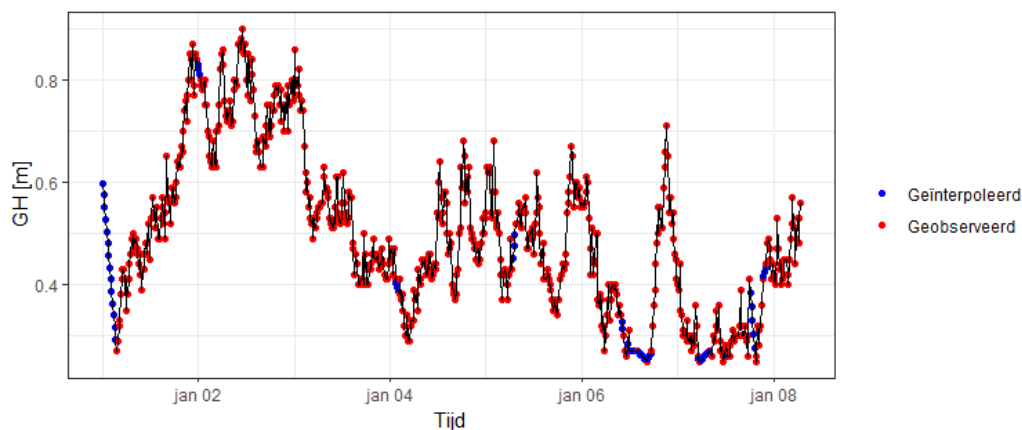
# 11. RESULTATEN EN DISCUSSIE

## 11.1 Dataverwerking

### 11.1.1 Interpoleren ontbrekende data

De eerste stap van de dataverwerking is het interpoleren van ontbrekende data. In Sectie 8.2.1 is uitgelegd hoe de lineaire interpolatie wordt uitgevoerd. Het belang van deze stap heeft twee redenen. Ten eerste worden tijdreeksen van verschillende variabelen simultaan geanalyseerd. Ontbrekende waarden zorgen voor verschuivingen binnen de tijdreeksen waardoor de tijdstippen van verschillende variabelen niet exact overeenkomen. Dit kan zorgen voor sterke complicaties bij de interpretatie. Ten tweede wordt bij de detectiemethode vaak gefocust op verschillen in waarden tussen twee opeenvolgende tijdstippen. Indien waarden ontbreken, bestaat de kans dat grotere verschillen berekend worden dan in de realiteit aanwezig waren. Ook dit wordt verhinderd door een lineaire interpolatie.

Het resultaat van de lineaire interpolatie wordt getoond op Figuur 11.1. Deze toont een deel van de tijdreeks van de GH in Wielingen gedurende het jaar 2011. Er ontbreken zowel waarden in het begin als middenin de tijdreeks (blauw). Aangezien de eerste waarde ontbreekt, wordt deze vervangen door het gemiddelde van de geobserveerde waarden gedurende het volledige jaar 2011. De figuur bewijst het oscillerende gedrag van de GH waardoor, zoals eerder vermeld, het uitmiddelen gerechtvaardigd is. De ontbrekende waarden middenin de tijdreeks worden ook geïnterpoleerd. Het resultaat toont aan dat de lineaire interpolatie voorkomt dat er abrupte uitschieters zouden optreden in de temporele verschillen, die enkel het gevolg zouden zijn van ontbrekende data.

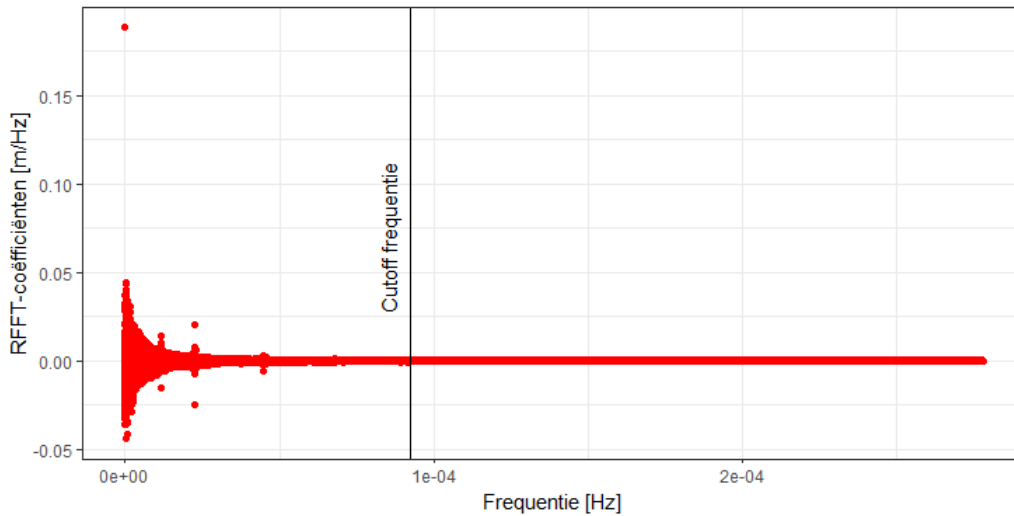


Figuur 11.1: Lineair geïnterpoleerde waarden (blauw) van de GH in Wielingen in januari 2011, op basis van geobserveerde waarden (rood).

### 11.1.2 High pass filter GH

De tweede stap van de dataverwerking is het verwijderen van lage frequenties uit het golfsignaal. In Sectie 8.2.2 is uitgelegd waarom en op welke manier deze *high pass filtering* wordt

uitgevoerd. Op Figuur 11.2 wordt het signaal in het frequentiedomein weergegeven. Het toont de berekende RFFT-coëfficiënten ten opzichte van de beschouwde frequenties. De zwarte lijn is de gekozen *cutoff* frequentie waarvan de periode overeenkomt met drie uren.



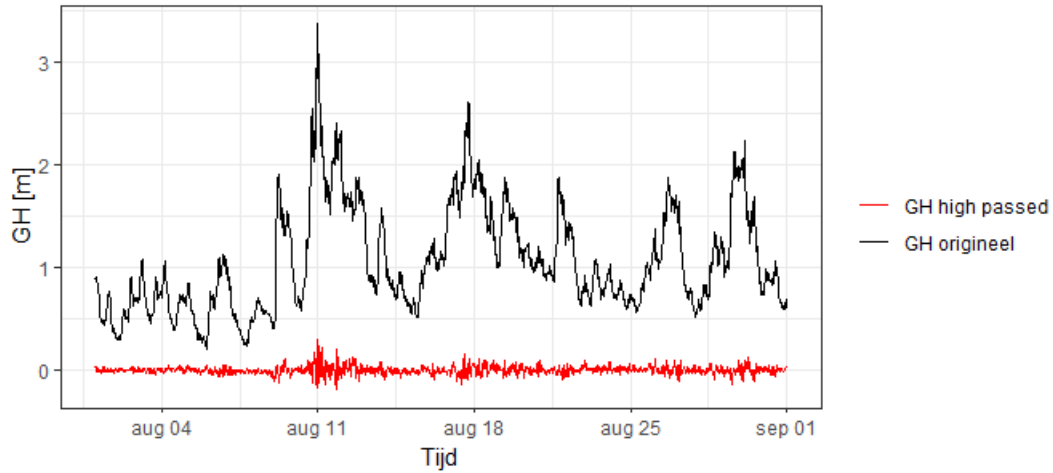
Figuur 11.2: Resultaat van de RFFT van de golfddata in Westhinder. De zwarte lijn is de *cutoff* frequentie.

Zoals eerder aangehaald, is de hoogste frequentie van het signaal de helft van de sampling frequentie. Dit principe heet het Nyquist theorema. In Westhinder zijn metingen om de 30 minuten beschikbaar, wat overeenkomt met een sampling frequentie van  $5.56 \times 10^{-4}$  Hz ( $1/(30 \times 60)$ ). De hoogste frequentie is bijgevolg  $2.78 \times 10^{-4}$  Hz, wat overeenkomt met een periode van 60 minuten. Aangezien meteotsunami's kunnen voorkomen met periodes vanaf twee minuten, kan deze lage sampling frequentie ervoor zorgen dat events gemist worden. In onder andere Wielingen is de sampling frequentie hoger. Tot 2018 zijn er metingen om de 15 minuten beschikbaar, waardoor meteotsunami's met periodes vanaf 30 minuten gedetecteerd kunnen worden. Ook hierbij kunnen meteotsunami's gemist worden. De lage sampling frequenties van de variabele GH in het MVB is een beperkende factor voor meteotsunami-onderzoek. Aangezien meteotsunami's periodes kunnen hebben vanaf twee minuten, zouden er in een ideale situatie elke minuut metingen moeten zijn om alle hoogfrequente oscillaties te kunnen detecteren.

Op Figuur 11.2 is te zien dat de grootste amplitudes van de Fouriercomponenten voorkomen bij lage frequenties. Dit komt overeen met de verwachtingen; in een golfsignaal spelen laag-frequente fenomenen (zoals getijden) een zeer belangrijke rol. Dit is ook aangetoond door Mao et al. (2004). Zij concluderen dat het grootste deel van de variantie in het zeeniveau verklaard wordt door fenomenen met lagere frequenties dan meteotsunami's.

Bij de *high pass filter* worden de frequenties lager dan de *cutoff* frequentie verwijderd uit het signaal. Enkel de hogere frequenties blijven over en daarop wordt een inverse RFFT toegepast. Het resultaat is opnieuw een signaal in het tijdsdomein, zie Figuur 11.3. De rode grafiek toont de *high passed* GH. Het is duidelijk dat de lage frequenties uit het oorspronkelijke signaal (zwart) verwijderd zijn en dat enkel de hoogfrequente oscillaties overblijven.

Deze methode zorgt onrechtstreeks voor het *detiden* van de golfdata. Zo is bijvoorbeeld de getijcomponent S2 (*principal solar tide*) uit het signaal verwijderd. Dit is een getijcomponent die tweemaal per 24 u een piek vertoont, omdat de aarde in 24 u rond zijn as roteert, wat de gravitationele kracht van de zon op de getijden bepaalt (Parker, 2007). Ook de andere getijcomponenten met periodes groter dan drie uren zijn geëxtraheerd uit het golfsignaal. Dit maakt de interpretatie, in een context van meteotsunami-onderzoek, eenvoudiger.



Figuur 11.3: Deel van de tijdreeks van GH in Westhinder (augustus 2014) in het zwart en het *high passed* signaal in het rood.

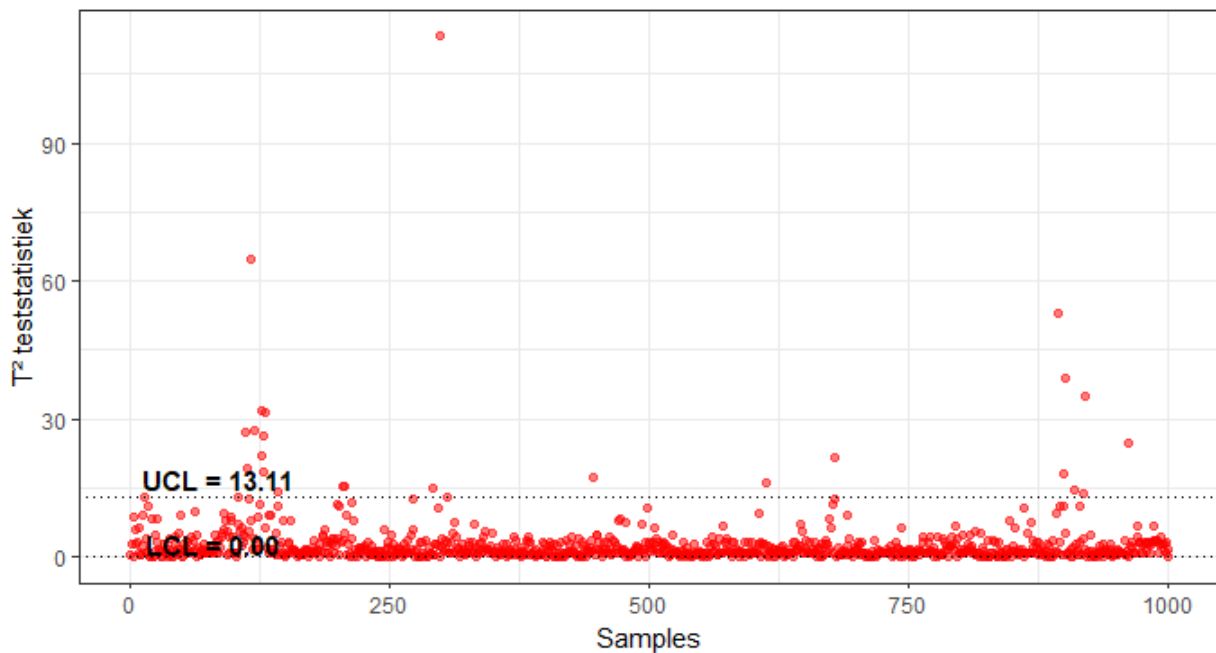
## 11.2 Detectiemethode

### 11.2.1 Outlierdetectie

De eerste stap van de detectiemethode bestaat uit het detecteren van multivariate outliers. Zoals beschreven in Sectie 9.1, gebeurt dit via een Hotelling  $T^2$  controlekaart. Deze methode wordt toegepast op de tijdreeks van Westhinder, aangezien enkel die observaties bevat van de vier variabelen  $\Delta GH$ ,  $\Delta LD$ ,  $\Delta WS$  en  $\Delta WR$ . Over de periode van 2010 tot en met 2022 zijn in totaal 681 853 samples van de vier variabelen beschikbaar. Op basis van alle samples berekent de functie *mqcc* de vectoren  $\bar{\mathbf{x}}$  en  $\mathbf{S}$ , met als resultaat:

$$\bar{\mathbf{x}} = \begin{bmatrix} 1.4 * 10^{-7} \\ 3.9 * 10^{-5} \\ -1.1 * 10^{-4} \\ -1.2 * 10^{-4} \end{bmatrix}, \mathbf{S} = \begin{bmatrix} 5.8 * 10^{-4} & 1.8 * 10^{-6} & 2.8 * 10^{-5} & -2.2 * 10^{-5} \\ 1.8 * 10^{-6} & 1.4 * 10^{-2} & -2.2 * 10^{-2} & 3.4 * 10^{-2} \\ 2.8 * 10^{-5} & -2.2 * 10^{-2} & 3.8 & 3.0 \\ -2.2 * 10^{-5} & 3.4 * 10^{-2} & 3.0 & 1.2 * 10^3 \end{bmatrix}$$

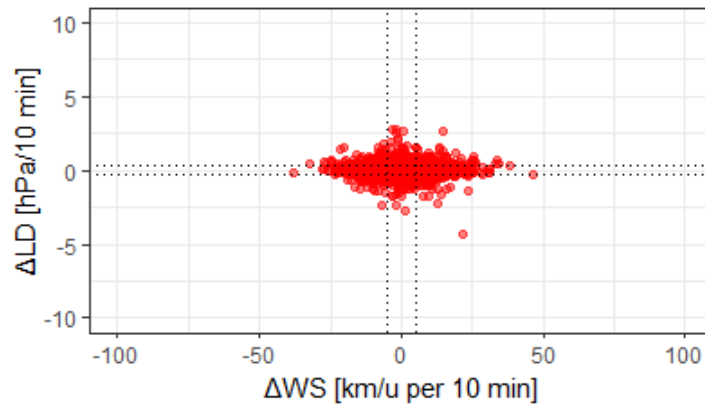
De vectoren  $\bar{\mathbf{x}}$  en  $\mathbf{S}$  worden gebruikt in de berekening van de  $T^2$  teststatistiek (Vgl. 9.1) voor elk sample. Deze worden samengevoegd in een Hotelling  $T^2$  controlekaart. Het resultaat wordt weergegeven op Figuur 11.4. Voor de overzichtelijkheid van de figuur, worden enkel de eerste 1000 samples getoond. De samplegrootte is één omdat er gewerkt wordt met individuele observaties en niet met data dat onderverdeeld is in subgroepen. De LCL is nul en de UCL is 13.11. De functie *mqcc* berekent de UCL automatisch door Vgl. 9.2 toe te passen met  $m$  gelijk aan 681 853 en  $p$  gelijk aan vier.



Figuur 11.4: Hotelling  $T^2$  controlekaart voor de eerste 1000 samples van de tijdreeks van Westhinder.

In totaal overschrijden 31 475 van de 681 853 samples de controlelimieten. Aangezien er enkel interesse is in de meest extreme gevallen en het bovendien niet praktisch is om verder te werken met zoveel samples, worden enkel de 0.05% extreemste samples behouden. Dit komt neer op de 341 samples met de grootste Mahalanobis afstand. Het blijkt dat deze samples verspreid zijn over 196 verschillende dagen in de tijdreeks. Een overzicht van deze dagen wordt weergegeven op Figuur A.1 in de bijlage A. Opmerkelijk is dat de twee gekende meteotsunami's binnen deze selectie vallen en dat ze zelfs vrij hoog staan in de rangschikking. MS2 heeft de vierde grootste Mahalanobis afstand van alle 681 853 samples en MS1 staat op de 26<sup>e</sup> plaats. Er kan besloten worden dat dit een eerste goede stap is in de richting van een detectiesysteem.

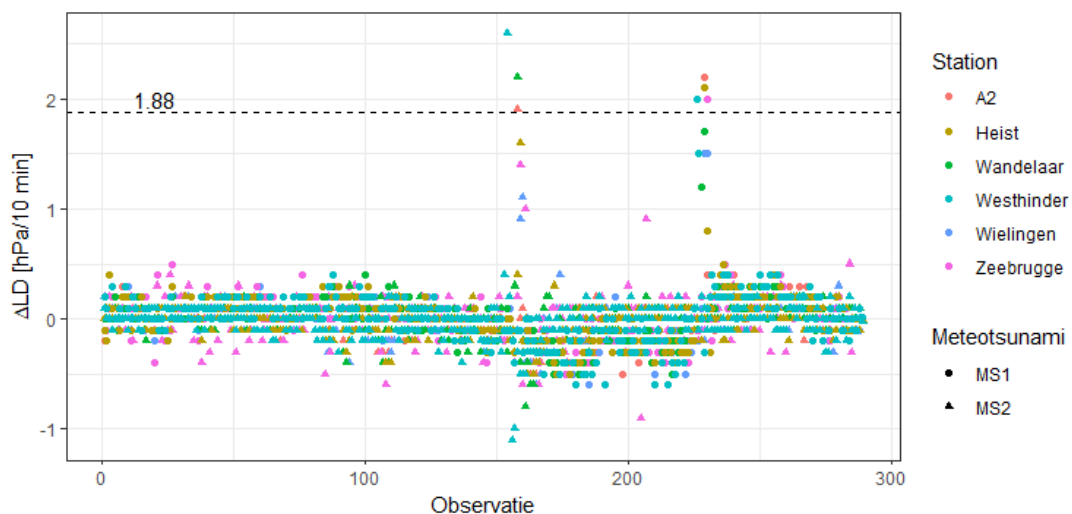
Zoals aangehaald in Sectie 9.1.1, is het ook mogelijk de outlierdetectie univariaat uit te voeren. Tabel 9.1 geeft aan dat de variabelen niet sterk gecorreleerd zijn. Dat gaat tegen de verwachtingen in. Over het algemeen kan dit verklaard worden door het gebruik van de temporele verschillen. Indien de variabelen GH, LD, WS en WR zelf beschouwd worden, blijken de correlaties hoger. Bovendien zijn vooral de correlaties met de variabele  $\Delta GH$  zeer laag. Dat kan verklaard worden door het toepassen van de *high pass filter* waardoor de interpretatie van de GH niet meer eenvoudig is. De grootste correlatiecoëfficiënt wordt verkregen tussen de variabelen  $\Delta LD$  en  $\Delta WS$ . Dat is ook logisch aangezien WS voornamelijk bepaald wordt door  $\Delta LD$ . Indien de variabelen per twee bekeken worden, kan dus verwacht worden dat de controle-ellipsen vrij cirkelvormig zullen zijn. Op Figuur 11.5 wordt een voorbeeld getoond van de variabelen  $\Delta LD$  en  $\Delta WS$  waarbij dit vermoeden bevestigd wordt. Er kan dus geopteerd worden om de variabelen en hun controlelimieten (zoals op de figuur aangeduid) univariaat te beschouwen, maar zoals eerder beargumenteerd, gaat de voorkeur toch uit naar de multivariate aanpak.



Figuur 11.5: Controle-ellips en univariate controlelimieten (98.92% kwantielen) voor de variabelen  $\Delta LD$  en  $\Delta WS$  uit de tijdreeks van Westhinder.

### 11.2.2 Detecteren buienfronten

In de tweede stap van de detectiemethode worden potentieel gevaarlijke luchtdrukstoringen gedetecteerd die gelinkt zijn aan buienfronten. Daarvoor wordt een iteratief proces uitgevoerd, zoals beschreven in Sectie 9.2.1. In de eerste fase wordt een drempelwaarde bepaald voor de variabele  $\Delta LD$ . Op Figuur 11.6 wordt het resultaat getoond. De figuur geeft de variabele  $\Delta LD$  weer op de zes locaties op het moment van MS1 en MS2. Voor beide gevallen wordt een periode van drie dagen getoond. De iteratiemethode resulteert in een drempelwaarde van 1.88 hPa/10 min. Tijdens MS1 werd de drempelwaarde overschreden op vier locaties (Westhinder, A2, Heist en Zeebrugge) en tijdens MS2 op drie locaties (Westhinder, Wandelaar en A2). Voor beide gevallen wordt voldaan aan de vereiste dat de drempelwaarde in minstens drie niet-lineaire stations wordt overschreden. De geassocieerde luchtdrukstoringen worden dus beschouwd als zijnde 'potentieel gevaarlijk'. Voor beide meteotsunami's wordt de drempelwaarde eerst overschreden in Westhinder, wat ook verwacht wordt uit de Buienradarbeelden (Figuur 7.3).



Figuur 11.6:  $\Delta LD$  gemeten op zes locaties over de periodes 02/01/2012-04/01/2012 (MS1) en 28/05/2017-30/05/2017 (MS2). De stippellijn toont de drempelwaarde.

In de tweede fase worden potentieel gevaarlijke luchtdrukstoringen gezocht in de rest van de tijdreeksen. De volledige tijdreeksen bevatten elk 4 383 dagen (van 2011 tot en met 2022). Er worden tijdvensters genomen van drie dagen die steeds één dag opschuiven. Dit zorgt voor een totaal van 4 381 vensters. Er wordt gekozen voor een venstergrootte van drie dagen, omdat meteotsunami's eventueel kunnen voorkomen vroeg in de ochtend of laat op de avond, waarbij sterke luchtdrukstoringen over meerdere dagen gedetecteerd kunnen worden. De vensters worden bovendien met één dag opgeschoven zodat er voldoende overlap is tussen opeenvolgende vensters. Er worden in totaal 25 vensters, overeenkomstig met 43 verschillende dagen, gedetecteerd. Een overzicht is weergegeven op Figuur A.2 in de bijlage A. Binnen deze vensters wordt de drempelwaarde van 1.88 hPa/10 min overschreden in minstens drie niet-lineaire station. Aangezien de drempelwaarde gekozen is op basis van de twee gekende meteotsunami's, is het vanzelfsprekend dat ook deze binnen de selectie vallen.

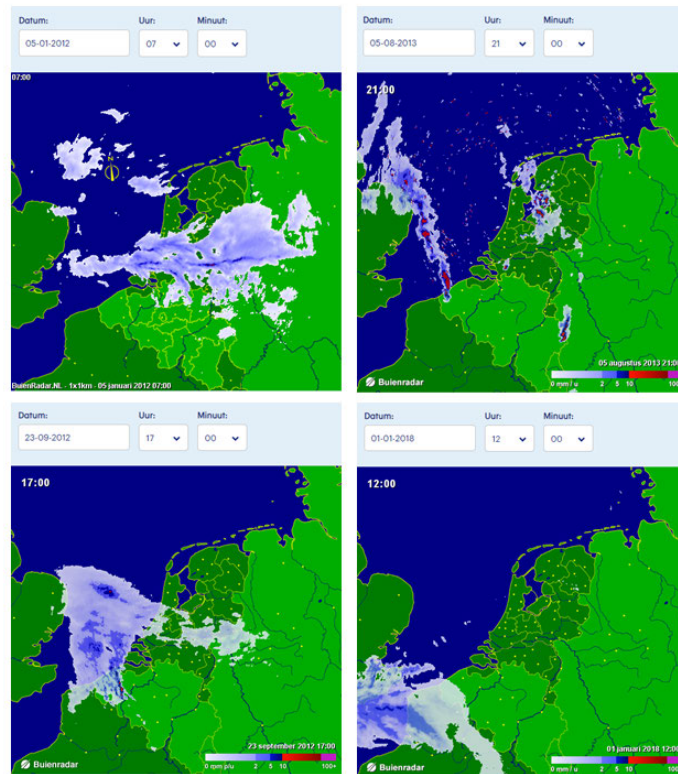
De methode wordt gevalideerd door na te gaan of er effectief een buienfront passeerde over het BNZ op de geselecteerde dagen. In de verdere methode worden enkel de dagen bestudeerd waarbij zowel een multivariate outlier als een potentieel gevaarlijke luchtdrukstoring gedetecteerd is. Deze dagen worden gezien als 'potentiële meteotsunami's' en worden gevonden door Figuur A.1 en Figuur A.2 te vergelijken. Het resultaat wordt getoond in Tabel 11.1. Bovenop de twee gekende meteotsunami's, komen vier nieuwe events naar voren. Voor deze dagen wordt nagegaan of er een buienfront passeerde. Op Figuur 11.7 worden de historische Buienradarbeelden getoond. Deze bevestigen het slagen van de methode om buienfronten te detecteren.

Tabel 11.1: Overzicht van de dagen waarbij zowel een multivariate outlier als een potentieel gevaarlijke luchtdrukstoring gedetecteerd is.

Datum	
03-01-2012	05-08-2013
05-01-2012	29-05-2017
23-09-2012	01-01-2018

### 11.2.3 Inschatten Proudman resonantie via Fr

Via de methode beschreven in Sectie 9.2.2 wordt nagegaan of het mogelijk is Proudman resonantie te detecteren door Fr te berekenen en te analyseren. In de eerste fase wordt de snelheid bepaald waarmee de luchtdrukstoringen zich verplaatsen. Aangezien enkel data van de WS beschikbaar is, wordt aangenomen dat deze gelijk is aan de snelheid van de luchtdrukstoringen. Het is echter belangrijk op te merken dat dit een overschatting zal zijn. Buienfronten zijn vaak geassocieerd aan koufronten, zoals schematisch weergegeven op Figuur 11.8. De koude lucht is zwaarder dan de warme lucht en zal onder de warme lucht dringen. Daardoor wordt de warme lucht omhoog geduwd als het koufront passeert. Dit heeft wolkenvorming tot gevolg. De snelheid waarmee het buienfront passeert, zal gereduceerd worden doordat de koude lucht niet vrij kan bewegen. Dit in tegenstelling tot de wind die onbelemmerd kan blazen. De resultaten moeten dus voorzichtig geïnterpreteerd worden.



Figuur 11.7: Buienradarbeelden van de vier dagen waarop een potentiële meteotsunami verwacht wordt (overgenomen van Buienradar (s.d.)).



Figuur 11.8: Schematische weergave van een koufront.

In de tweede fase wordt de golfsnelheid ter hoogte van elk meetstation bepaald. Via het DHM (Figuur 9.2) wordt de diepte van de zeebodem bepaald op de locaties van de meetstations. Het resultaat wordt weergegeven in Tabel 11.2, kolom twee. Dit resultaat komt overeen met de verwachting; hoe dichter een station bij de kust ligt, hoe minder diep de zeebodem is. Het gemiddeld zeeniveau in mLAT en de omzetting naar mTAW worden respectievelijk getoond in kolom drie en vier. De omzettingfactor is niet op elke locatie gekend en daarom wordt aangenomen dat het LAT-referentieniveau overall 0.23 m lager ligt dan de TAW, zoals in Zeebrugge. Dat is een sterke benadering. De waterdiepte wordt berekend door de absolute waarde van kolom twee op te tellen bij kolom vier en wordt getoond in kolom vijf. Voor Zeebrugge is de situatie anders. Het gemiddeld zeeniveau is er 0.361 mTAW, terwijl het meetstation 4.430 m boven de TAW ligt. Hier wordt dus aangenomen dat de waterdiepte gelijk is aan het gemiddeld zeeniveau. In de laatste kolom wordt het eindresultaat getoond; de golfsnelheid ter hoogte van de meetstations. Zoals uitgelegd in Sectie 2.3.3, wordt de zeebodem minder diep naarmate dichter bij de kust, waardoor de snelheid van de golven daalt (en de amplitude



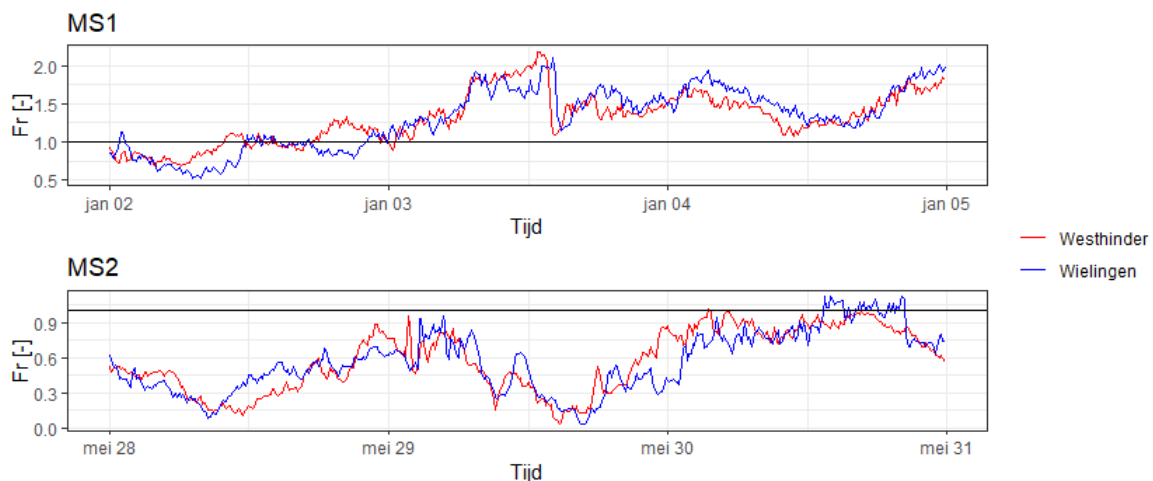
## 11. Resultaten en discussie

stijgt). Dit fenomeen staat bekend als *shelf amplification* en volgt ook uit deze resultaten. De golfsnelheid is het hoogste in Westhinder omdat de zeebodem daar het diepste is. Zeebrugge ligt het dichtste bij de kust en daar is de golfsnelheid het laagste.

Tabel 11.2: Resultaten van de berekeningen voor elk station om tot de golfsnelheid (kolom zes) te komen.

Station	Diepte zeebodem [mTAW]	Gemiddeld zeeniveau [mLAT] (2021-2022)	Gemiddeld zeeniveau [mTAW] (2021-2022)	Waterdiepte h [m]	Golfsnelheid c [km/u]
Westhinder	-13.950	0.079	0.309	14.259	42.578
Wandelaar	-10.680	0.033	0.263	10.943	37.300
A2	-5.710	0.082	0.312	6.022	27.670
Heist	-9.350	0.040	0.270	9.620	34.972
Wielingen	-10.260	0.049	0.279	10.539	36.605
Zeebrugge	4.430	0.131	0.361	0.361	6.775

In de laatste fase wordt eventuele Proudman resonantie bestudeerd tijdens de twee gekende meteotsunami's. Het doel is een kwalitatieve link vinden tussen  $Fr$  en het optreden van meteotsunami's in het BNZ. Zowel voor MS1 als voor MS2 wordt  $Fr$  bestudeerd over een periode van drie dagen. Daarvoor wordt de  $WS$  op elk moment gedeeld door de golfsnelheid uit Tabel 11.2. Het resultaat wordt getoond op Figuur 11.9.



Figuur 11.9:  $Fr$  op de dagen van en rond MS1 en MS2, in Westhinder en Wielingen. De horizontale lijn is een  $Fr$  van één.

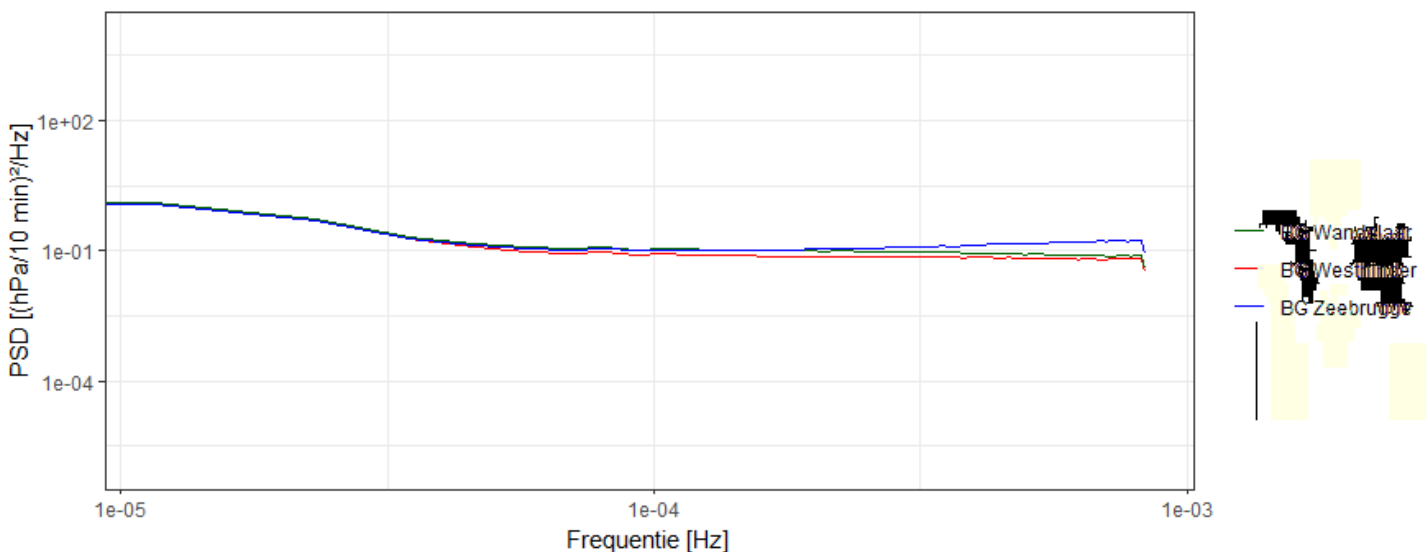
Proudman resonantie wordt enkel verwacht te ontstaan wanneer de luchtdrukstoring loodrecht op de kust propageert, zoals het geval is bij MS1. Op 03/01/2012 wordt een  $Fr$  van één bereikt in Westhinder. Indien een reductiefactor zou toegepast worden op de  $WS$ , zou dit veel vaker voorkomen op die dag en waarschijnlijk ook in Wielingen. Echter, als  $Fr$  over de volledige tijdreeks (2011-2022) bekeken wordt, kan opgemerkt worden dat dit geen unieke situatie is. Een  $Fr$  van één is dus niet altijd gelinkt aan een meteotsunami. Dit kan verklaard worden doordat aan meerdere voorwaarden voldaan moet zijn voor het ontstaan van een meteotsunami. Er moet onder andere ook een plotse verandering in de variabelen (zoals LD) voorkomen en een potentieel gevaarlijk buienfront passeren. Veel events kunnen bijgevolg uitgesloten worden. Er kan geconcludeerd worden dat deze methode eventueel kan dienen

als extra controle in de detectiemethode, maar niet aan te raden is als een eerste detectie-stap. Bij MS2 propageert het buienfront niet loodrecht op de kust, waardoor geen Proudman resonantie verwacht wordt. De lage Fr bevestigt dit vermoeden.

De analyse van Fr resulteert niet in de gewenste resultaten. Dat kan het gevolg zijn van de vele vereenvoudigingen. Ten eerste is de snelheid van de luchtdrukstoringen aangenomen gelijk te zijn aan de WS, wat voor overschattingen zorgt. Ten tweede is aangenomen dat het verschil tussen de referentievlakken TAW en LAT overal gelijk is binnen het BNZ. Daardoor zijn de inschattingen van de waterdiepte, en dus ook van de golfsnelheid, sterke vereenvoudigingen. Een derde vereenvoudiging is gelinkt aan het DHM. De pixels hebben een werkelijke oppervlakte van 10 m<sup>2</sup>. De zeebodem kan binnen dergelijk oppervlak vrij grote variaties vertonen, zeker door de aanwezigheid van de vele zandbanken in de regio. Ook op deze manier wordt de golfsnelheid (gelinkt aan de bathymetrie) deels vereenvoudigd. Er kan geconcludeerd worden dat het gebruik van Fr op deze manier niet ideaal is voor het detecteren van meteotsunami's. Het kan wel een hulp bieden bij het bepalen van het type meteotsunami. Fr blijkt sterk te verschillen tussen events waarbij luchtdrukstoringen loodrecht (MS1) of parallel (MS2) met de kust bewegen. Fr is over het algemeen groter dan één in het eerste geval. Hierbij is de snelheid van de luchtdrukstoring groter dan die van de golven. Bij het tweede geval blijft Fr voornamelijk kleiner dan één. Dit wordt in Sectie 11.2.5 gebruikt bij het opstellen van het finale beslissingsschema.

### 11.2.4 Spectrale analyse luchtdrukstoringen

In deze stap wordt een spectrale analyse uitgevoerd van de variabele  $\Delta LD$ , zoals beschreven in Sectie 9.2.3. De karakteristieke energie-inhoud van hoogfrequente luchtdrukstoringen bij meteotsunami's wordt onderzocht door PSD plots. Deze hangen sterk af van de lokale topografie. Daarom wordt gekozen ze te bestuderen op drie locaties met een verschillende afstand tot de kust: Westhinder, Wandelaar en Zeebrugge. Voor elk van de drie locaties wordt het *background spectrum* opgesteld. Het resultaat wordt getoond op Figuur 11.10.



Figuur 11.10: *Background* (BG) PSD plots op de locaties Westhinder, Wandelaar en Zeebrugge.

De *background spectra* kunnen geïnterpreteerd worden als de gemiddelde spectra over al de beschouwde jaren. Bij de lage frequenties zijn deze zeer gelijkaardig op de drie verschillende locaties. Bij hogere frequenties beginnen de spectra te divergeren met de hoogste energie in Zeebrugge en de laagste in Westhinder. Deze figuur illustreert de noodzaak om de spectra per locatie afzonderlijk te analyseren, aangezien de focus bij meteotsunami-onderzoek voornamelijk ligt op de hoge frequenties.

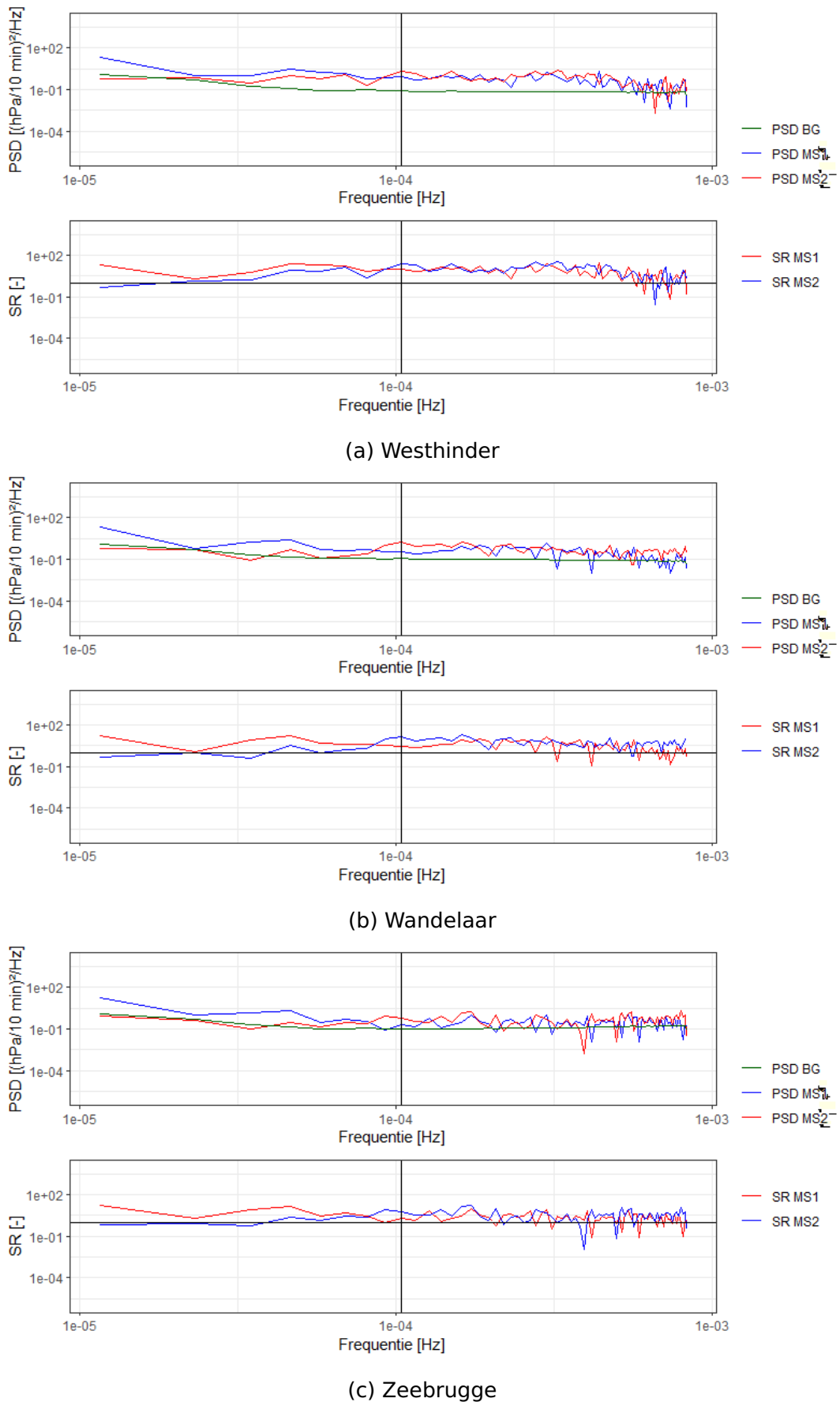
Om inzicht te krijgen in de dominante frequenties van luchtdrukstoringen geassocieerd met meteotsunami's, worden de PSD plots van de twee gekende meteotsunami's berekend en vergeleken met de *background spectra* via de SR. De resultaten worden getoond op Figuur 11.11. Twee opvallende aspecten komen naar voren. Ten eerste zijn de PSD plots van MS1 en MS2 zeer gelijkaardig op elk van de locaties, maar wel sterk verschillend tussen de locaties. Dat komt overeen met de verwachtingen zoals beschreven in Sectie 5.2.2. Ten tweede zijn de SR's bij de hoge frequenties voornamelijk groter dan één. Hieruit kan besloten worden dat de energie van de hoogfrequente luchtdrukstoringen bij meteotsunami's over het algemeen groter is dan gemiddeld. De mate van energietoename gedurende meteotsunami's verschilt wel sterk tussen de locaties. Tabel 11.3 toont het gemiddelde en de standaardafwijking van de SR bij MS1 en MS2 per locatie. Voor MS1 in Westhinder is de gemiddelde energie over de beschouwde frequenties ongeveer een factor zeven groter dan gemiddeld. Deze factor daalt naarmate dichter bij de kust. Dat kan verklaard worden doordat het *background spectrum* hoger komt te liggen. Hetzelfde geldt voor MS2, waarbij de gemiddelde SR's zelfs nog groter zijn. Echter, de standaardafwijkingen op de SR's zijn vrij groot, waarbij ook een daling optreedt naarmate dichter bij de kust.

Tabel 11.3: Gemiddelde ( $\bar{SR}$ ) en standaardafwijking ( $\sigma_{SR}$ ) van de SR bij MS1 en MS2 in Westhinder, Wandelaar en Zeebrugge.

	$\bar{SR}$ MS1	$\sigma_{SR}$ MS1	$\bar{SR}$ MS2	$\sigma_{SR}$ MS2
<b>Westhinder</b>	7.39	6.45	9.17	8.09
<b>Wandelaar</b>	3.98	3.76	5.23	3.60
<b>Zeebrugge</b>	3.04	2.94	3.90	3.42

De spectrale analyse kan gebruikt worden als extra controle bij de detectiemethode indien een drempelwaarde bepaald wordt. Bij meteotsunami's is er voornamelijk interesse in de hoogfrequente luchtdrukstoringen. Daarom wordt gekozen om de laagste frequenties (tot  $10.41667 * 10^{-5}$  Hz) niet meer te beschouwen. Voor de hogere frequenties wordt het 85% kwantiel van de SR's gebruikt als drempelwaarde. De resultaten per locatie worden getoond in Tabel 11.4. Zoals verwacht wordt, daalt de drempelwaarde naarmate de afstand tot de kust afneemt. De keuze van het kwantiel is gemaakt op basis van twee argumenten. Ten eerste wordt de drempelwaarde zo gekozen dat er een overschrijding is bij de gekende meteotsunami's en zo weinig mogelijk bij de geanalyseerde stormen, zoals beschreven in Sectie 9.3. Ten tweede is de kans van dit kwantiel vrij laag gekozen door de grote onzekerheid van de methode.

## 11. Resultaten en discussie



Figuur 11.11: PSD plots van het *background* signaal (BG) en van MS1 en MS2, samen met de SR's, voor (a) Weshtinder, (b) Wandelaar en (c) Zeebrugge. De horizontale lijn is een SR van één. De verticale lijn toont een frequentie van  $10.41667 \cdot 10^{-5}$  Hz.

Tabel 11.4: Drempelwaarden per locatie berekend via het 85% kwantiel van de SR's (voor frequenties vanaf  $10.41667 * 10^{-5}$  Hz).

	<b>Drempelwaarde SR (85% kwantiel)</b>
<b>Westhinder</b>	11.78
<b>Wandelaar</b>	6.77
<b>Zeebrugge</b>	4.78

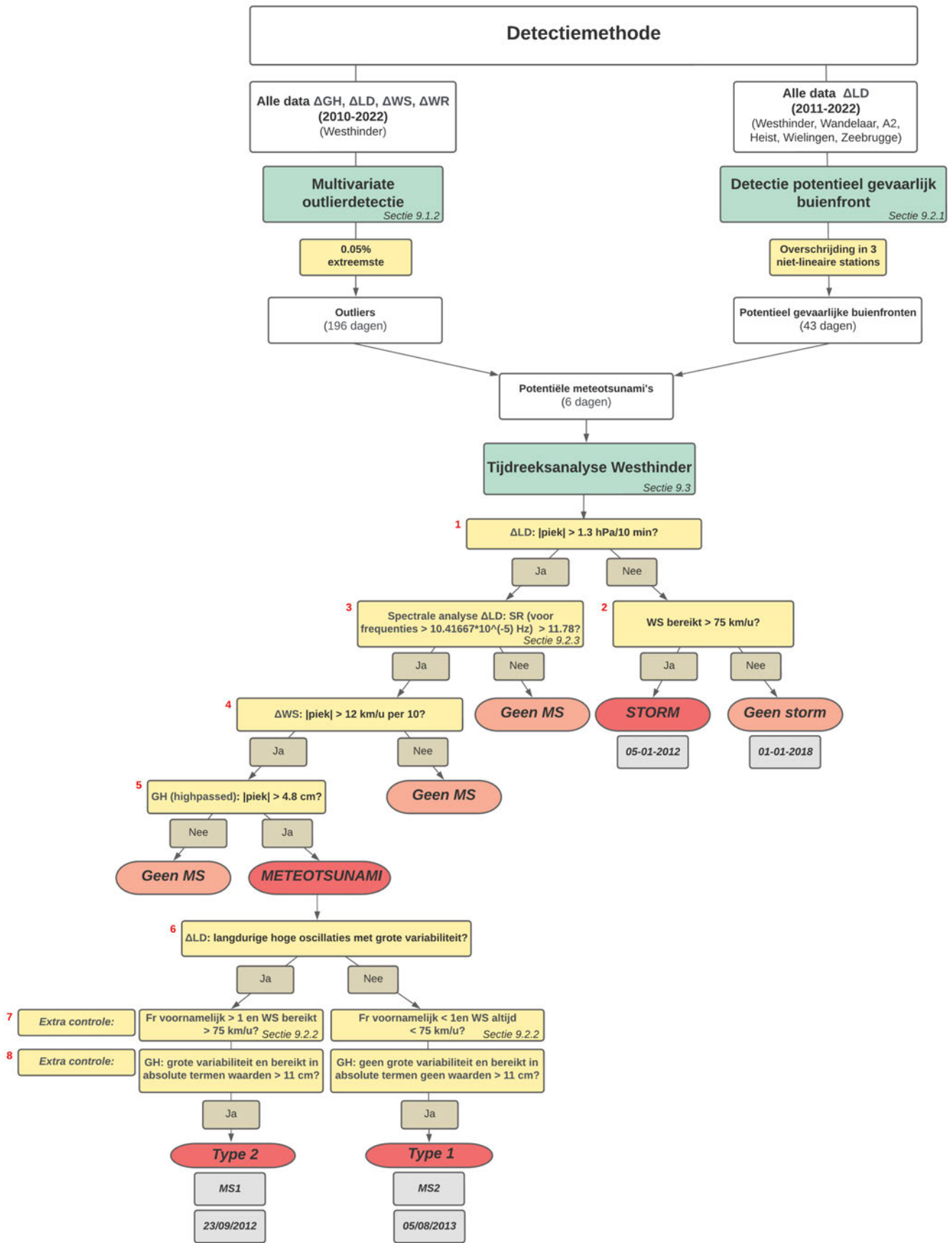
Een laatste stap om inzicht te krijgen in de luchtdrukstoringen, is het bekijken van de periodes (frequenties) met de grootste relatieve energie. Tabel 11.5 geeft een overzicht per locatie en per meteotsunami van de periodes die overeenkomen met de grootste SR. De tabel bewijst dat de luchtdrukstoringen hoogfrequent zijn. De periodes komen bovendien goed overeen met die van de golven van meteotsunami's, namelijk twee minuten tot drie uren. Enkel bij MS1 zijn er enkele afwijkingen waarbij grotere periodes, en dus lagere frequenties, dominant zijn. Ook hieruit kan dus geen eenduidig besluit getrokken worden. Er kan geconcludeerd worden dat de spectrale analyse niet geschikt is voor een initiële detectie, maar wel kan dienen als een extra controlestap.

Tabel 11.5: Periodes (minuten) met de vijf hoogste SR's per locatie voor de twee gekende meteotsunami's.

	<b>Periodes met hoogste SR MS1</b>	<b>Periodes met hoogste SR MS2</b>
<b>Westhinder</b>	38	51
	360	60
	55	50
	288	111
	45	160
<b>Wandelaar</b>	360	103
	1440	160
	55	35
	76	72
	90	120
<b>Zeebrugge</b>	1440	96
	360	103
	96	21
	55	32
	480	30

### 11.2.5 Tijdreeksanalyse

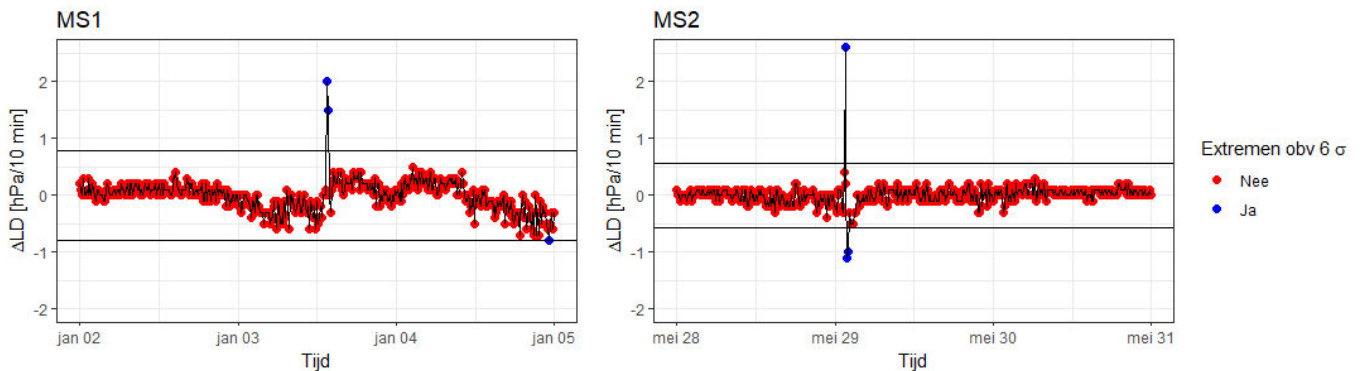
De besproken technieken worden tot slot gecombineerd in een finale hybride detectiemethode. In deze sectie wordt voornamelijk gefocust op de derde stap. Zoals beschreven in Sectie 9.3, omvat dit een tijdreeksanalyse van de data in Westhinder. Het finale beslissingschema wordt getoond op Figuur 11.12. De nummers van de volgende stappen verwijzen naar de nummers in het schema.



Figuur 11.12: Schematisch overzicht van de finale hybride detectiemethode voor meteotsunami's in het BNZ.

### Stap 1 tijdreeksanalyse: $\Delta LD$ voor onderscheid stormen en meteotsunami's

Het verloop van de variabele  $\Delta LD$  gedurende de twee gekende meteotsunami's wordt getoond op Figuur 11.13 en gedurende de zes stormen op Figuur B.1 in de bijlage B. Bij MS1 en MS2 komt een plotse grote luchtdrukverandering voor, terwijl dit bij de stormen niet het geval is. Via deze figuren wordt een drempelwaarde gekozen van 1.3 hPa/10 min waaraan  $\Delta LD$  moet voldoen om als een meteotsunami geclassificeerd te worden. Aangezien er zowel luchtdrukstijgingen als -dalingen kunnen voorkomen, wordt de absolute waarde van  $\Delta LD$  beschouwd. Deze drempel is zo gekozen dat ze wordt overschreden bij MS1 en MS2, maar nooit bij de stormen. Het is dus een eerste stap in het onderscheiden van meteotsunami's van stormen. De verschillen tussen MS1 en MS2 worden in deel zes verder besproken.



Figuur 11.13:  $\Delta LD$  gedurende MS1 en MS2. De horizontale lijnen geven het  $6\sigma$ -bereik weer.

### Stap 2 tijdreeksanalyse: WS ter controle stormen

Een event dat niet als meteotsunami geclassificeerd wordt, is niet altijd een storm. Volgens de definitie van een storm, moet deze gemiddeld over 10 minuten en op een hoogte van 10 m boven het meetstation een snelheid bereiken van minstens 75 km/u (KMI, s.d.). Aangezien dat exact de omstandigheden zijn waarmee de variabele WS gemeten wordt bij het MVB, is deze voorwaarde eenvoudig na te gaan. Op Figuur B.2 in de bijlage B worden tijdreeksen van de WS gedurende de zes stormen getoond. Bij elke storm wordt aan de definitie voldaan. Bovendien valt op dat het temporele patroon bij alle stormen gelijkaardig is; een bijna lineaire stijging in de WS tot boven 75 km/u, gevolgd door een snelle daling. Een verdere analyse van de eigenschappen van stormen valt buiten de focus van deze masterproef.

### Stap 3 tijdreeksanalyse: Spectrale analyse $\Delta LD$ ter controle meteotsunami

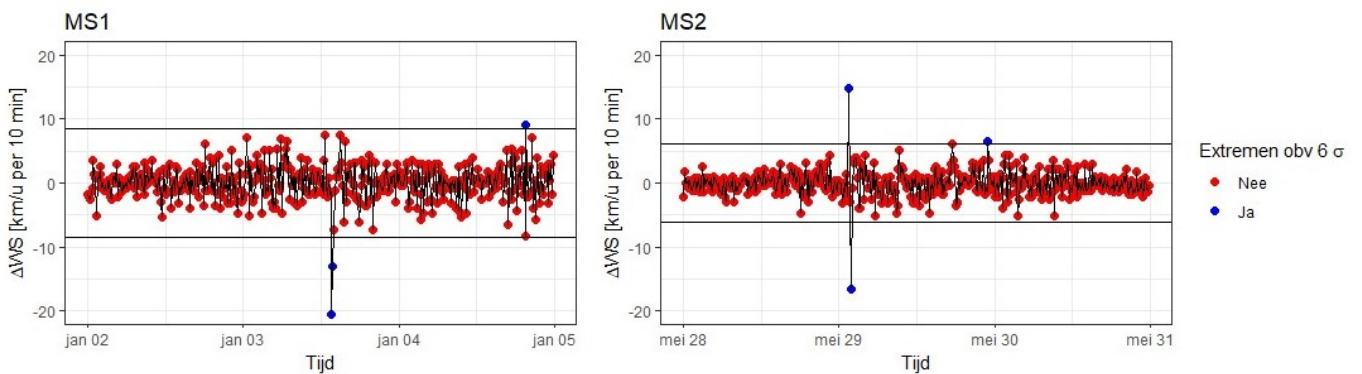
In stap drie, vier en vijf worden extra controles uitgevoerd om te bepalen of een gedetecteerd event effectief om een meteotsunami gaat. Een eerste stap is een spectrale analyse van de variabele  $\Delta LD$ . Het is namelijk belangrijk dat de hoogfrequente luchtdrukstoringen voldoende energie bevatten ten opzichte van een gemiddelde situatie. Daarvoor wordt de drempelwaarde van de SR (het 85% kwantiel) gebruikt die bepaald is in Sectie 11.2.4, namelijk 11.78. Indien de SR op de dag van een event (bij frequenties hoger dan  $10.41667 \cdot 10^{-5}$  Hz) deze drempelwaarde niet overschrijdt, wordt besloten dat het niet om een meteotsunami gaat. In dat geval zal de luchtdrukstoring waarschijnlijk onvoldoende energie bevatten om

een meteotsunami te veroorzaken. In het geval dat de drempelwaarde wel minstens één keer wordt overschreden, wordt overgegaan naar een verdere controlestap.

Aangezien PSD plots van verschillende meteotsunami's op eenzelfde locatie zeer gelijkaardig zijn, is het niet mogelijk deze methode te gebruiken om een onderscheid te maken tussen beide types meteotsunami's. Op Figuur B.3 in de bijlage B worden de SR's van de zes beschouwde stormen getoond. Daaruit kan geconcludeerd worden dat de drempelwaarde voor meteotsunami's niet altijd wordt overschreden bij stormen. Bij de stormen Bella en Aurore is de energie bij hoge frequenties lager dan de drempelwaarde.

**Stap 4 tijdreeksanalyse:  $\Delta WS$  ter controle meteotsunami**

De tweede controlestap gebeurt op basis van de variabele  $\Delta WS$ . Tijdens meteotsunami's komen plotse luchtdrukveranderingen voor, waardoor verwacht wordt dat ook de WS plots zal veranderen. Dit wordt bevestigd op Figuur 11.14. Zowel MS1 als MS2 vertonen een plotse en duidelijke piek in de variabele  $\Delta WS$ . Op Figuur B.4 in de bijlage B worden de tijdreeksen getoond van de stormen. De pieken zijn over het algemeen veel minder uitgesproken. Op basis van de figuren wordt een drempelwaarde bepaald. De absolute waarde van de variabele  $\Delta WS$  moet groter zijn dan 12 km/u per 10 minuten. Op die manier is het mogelijk een onderscheid te maken met enkele stormen. Behalve de storm op 21/10/2014 en storm Eunice, overschrijden de stormen deze drempelwaarde niet. De variabele  $\Delta WS$  kan dus gebruikt worden als extra controle om meteotsunami's te detecteren en eventueel te onderscheiden van stormen. Echter, het temporele patroon van MS1 en MS2 is gelijkaardig waardoor het moeilijk is deze variabele te gebruiken om het type meteotsunami te bepalen.



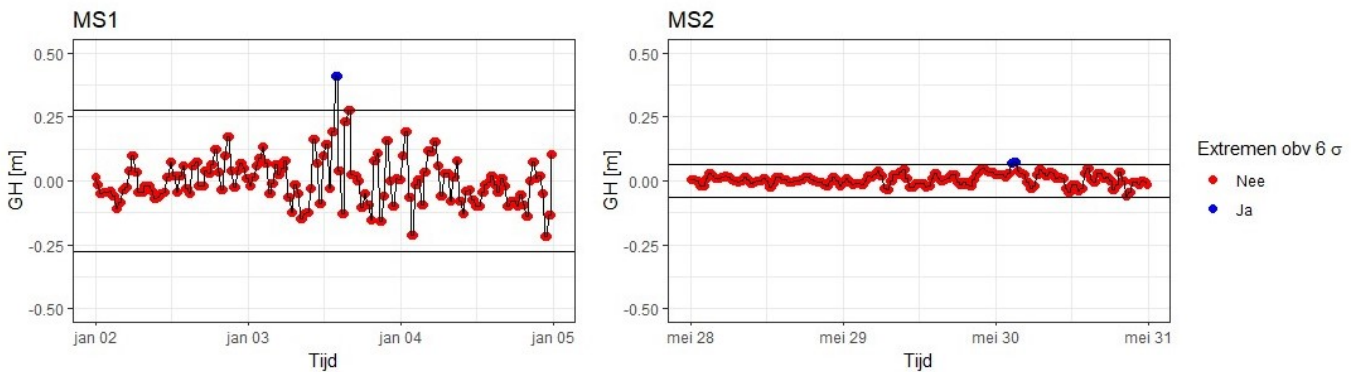
Figuur 11.14:  $\Delta WS$  gedurende MS1 en MS2. De horizontale lijnen geven het  $6\sigma$ -bereik weer.

**Stap 5 tijdreeksanalyse: GH ter controle meteotsunami**

Bij meteotsunami-onderzoek is er uiteindelijk voornamelijk interesse in de GH. Daarom wordt deze toegevoegd als derde controlestap. Zoals reeds aangehaald, is de resolutie van de metingen vrij laag, waardoor belangrijke informatie verloren kan gaan. Zoals bijvoorbeeld beschreven in Sectie 7.3, vond de volledige stijging en daling in de GH gedurende MS1 plaats binnen de 30 minuten. Daardoor kan een belangrijke piek in de GH gemist worden. Daarom wordt deze controlestap pas als laatste toegepast. Als een event voldoet aan alle voorgaande voorwaarden, maar niet aan deze, kan beargumenteerd worden dat het eventueel toch om



een meteotsunami gaat. Op Figuur 11.15 wordt de variabele GH (*highpassed*) getoond gedurende MS1 en MS2. Ondanks het totaal verschillende gedrag tussen beide types meteotsunami's (zie deel acht), wordt toch een drempelwaarde bepaald. Indien de absolute waarde van de GH op de dag van het event meer dan 4.8 cm bereikt, wordt finaal besloten dat het om een meteotsunami gaat. Deze drempelwaarde is zeer laag gekozen zodat ze ook wordt overschreden tijdens MS2.



Figuur 11.15: GH gedurende MS1 en MS2. De horizontale lijnen geven het  $6\sigma$ -bereik weer.

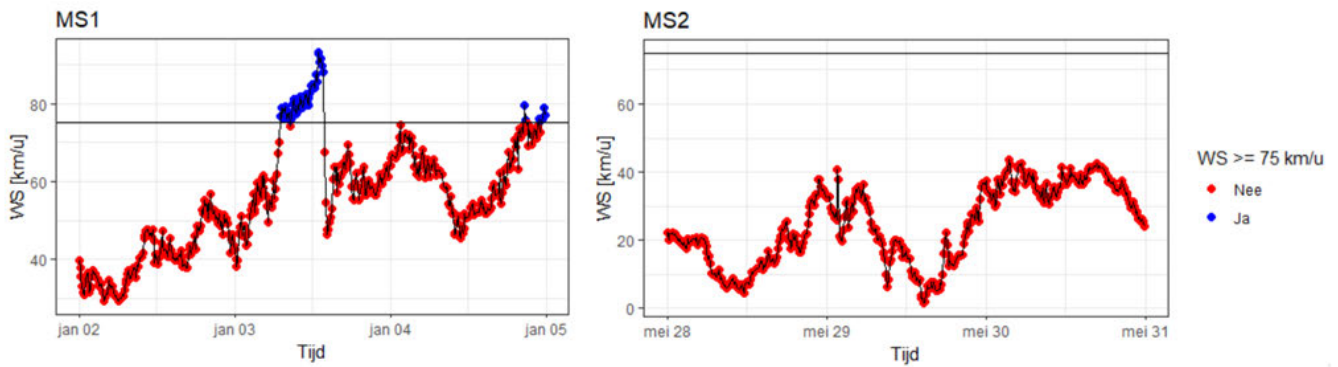
Het is interessant een vergelijking te maken met stormen, weergegeven op Figuur B.5 in de bijlage B. Bij stormen bereikt de GH over het algemeen hogere waarden dan bij meteotsunami's (en in het bijzonder dan MS2). De GH uit het MVB blijkt dus niet ideaal om meteotsunami's van stormen te onderscheiden.

### Stap 6 tijdreeksanalyse: $\Delta LD$ voor bepaling type meteotsunami

In stap zes, zeven en acht wordt getracht een onderscheid te maken tussen de twee types meteotsunami's. Deze worden beschreven door De Jong et al. (2021) en zijn reeds ingeleid in Sectie 7.3. Een eerste onderscheid wordt gemaakt via de variabele  $\Delta LD$ . Bij het analyseren van Figuur 11.13 valt op dat de variabele  $\Delta LD$  bij MS1 (en dus type twee meteotsunami's) voor een langere tijd vrij hoog is, terwijl er bij MS2 slechts één keer een sterke toename is. Bovendien liggen de  $6\sigma$ -grenzen bij MS1 verder uit elkaar waaruit besloten kan worden dat de variabiliteit groter is. Dat komt overeen met de bevindingen van De Jong et al. (2021). Dit is de eerste, en tevens ook de duidelijkste, manier om type één en twee meteotsunami's te onderscheiden.

### Stap 7 tijdreeksanalyse: Fr en WS voor bepaling type meteotsunami

Een tweede onderscheid in het type meteotsunami is gebaseerd op de bevindingen uit Sectie 11.2.3. Zoals Figuur 11.9 doet vermoeden, is Fr bij type twee meteotsunami's (MS1) voornamelijk groter en bij type één meteotsunami's (MS2) kleiner dan één. Dit komt door de hoge WS bij MS1 in vergelijking met MS2 (zie Figuur 11.16). De wind bereikt zelfs snelheden van meer dan 75 km/u, waardoor besloten kan worden dat MS1 voorkwam tijdens een storm. Bij MS2 is dat niet het geval. Deze bevindingen komen overeen met de weerkaarten op Figuur 7.3.



Figuur 11.16: WS gedurende MS1 en MS2. De horizontale lijn geeft een WS van 75 km/u aan.

### Stap 8 tijdreeksanalyse: GH voor bepaling type meteotsunami

Een derde onderscheid in het type meteotsunami wordt gemaakt op basis van de GH. Gezien de grote verschillen in de GH tussen MS1 en MS2 (Figuur 11.15), lijkt deze variabele zeer geschikt voor het maken van een onderscheid. De GH bij type één meteotsunami's (MS2) is zeer laag. Absolute waarden zijn steeds kleiner dan 11 cm en vertonen weinig variabiliteit. Bij type twee meteotsunami's (MS1) is de variabiliteit veel groter en bereikt de absolute waarde van de GH hogere waarden. Het gedrag van MS2 komt niet overeen met de bevindingen van De Jong et al. (2021). Dat kan verklaard worden door de lage resolutie van de metingen, waardoor pieken gemist kunnen worden. Deze tijdreeksen moeten dus voorzichtig geïnterpreteerd worden.

### Detectie nieuwe events

Het beslissingsschema wordt toegepast op de volledige tijdreeksen. Zoals getoond in Tabel 11.1, komen uit stap één (multivariate outlierdetectie) en stap twee (detectie potentieel gevaarlijk buienfront) vier nieuwe 'potentiële meteotsunami's' naar voren. Voor deze events wordt het verdere schema (tijdreeksanalyse Westhinder) doorlopen. Het eindresultaat wordt getoond in het grijs in het beslissingsschema.

De events op 05/01/2012 en op 01/01/2018 voldoen niet aan de drempelwaarde van de variabele  $\Delta LD$  en worden dus niet als meteotsunami's gedetecteerd. Het eerste event, in tegenstelling tot het tweede, bereikt wel een WS van meer dan 75 km/u en wordt dus geclassificeerd als een storm. De andere twee potentiële meteotsunami's, op 23/09/2012 en op 05/08/2013, overschrijden wel de drempelwaarde van 1.3 hPa/10 min. Voor deze events worden stap drie, vier en vijf doorlopen om te controleren of het effectief meteotsunami's zijn. De tijdreeksen worden getoond op Figuur C.1 in de bijlage C. In beide gevallen wordt de drempelwaarde voor de SR van 11.78 overschreden bij de hoge frequenties. Bovendien bereikt de variabele  $\Delta WS$  waarden van meer dan 12 km/u per 10 minuten en heeft de absolute waarde van de variabele GH waarden die groter zijn dan 4.8 cm. Er wordt geconcludeerd dat dit waarschijnlijk twee nieuwe meteotsunami's zijn.

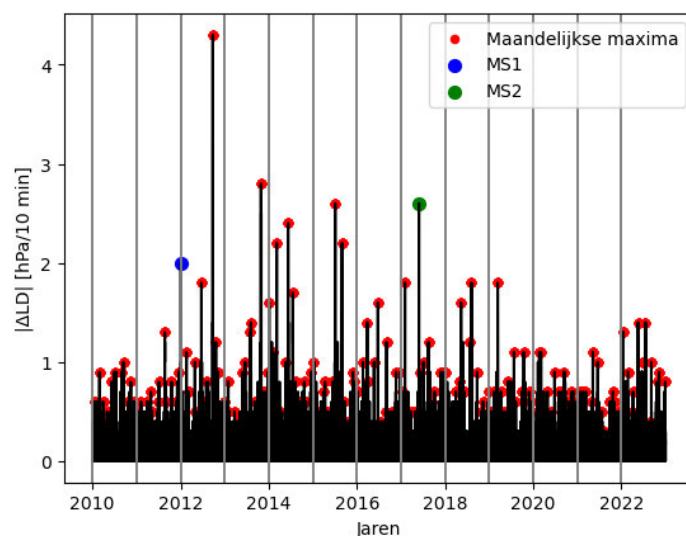
Voor beide nieuwe meteotsunami's wordt in stap zes, zeven en acht nagegaan om welke specifieke types het gaat. Het gedrag van de variabele  $\Delta LD$  is bij het event op 05/08/2013 zeer

gelijkaardig aan dat van MS2. Bovendien kwamen beide events voor in (of dichtbij) de zomer. Dit doet vermoeden dat het event op 05/08/2013 ook een type één meteotsunami is. Bovendien blijft Fr voornamelijk kleiner dan één, wat typisch is voor een type één meteotsunami. Daarbij blijft de WS ook steeds lager dan 75 km/u. Ook de derde controlestep bevestigt het vermoeden; de GH heeft een zeer kleine variabiliteit en bereikt geen waarden van 11 cm. Het event op 05/08/2013 is dus hoogstwaarschijnlijk een type één meteotsunami. De classificatie van de meteotsunami op 23/09/2012 is niet zo eenduidig. Deze kwam dichterbij de zomer dan bij de winter, waardoor initieel wordt verwacht dat het opnieuw om een type één meteotsunami gaat. Echter, de tijdreeks van de variabele  $\Delta LD$  neigt meer naar een type twee meteotsunami, door de grote variabiliteit in de oscillaties. Ook de GH vertoont een vrij grote variabiliteit en bereikt absolute waarden groter dan 11 cm. Uit de waarde van Fr kan in dit geval geen nuttige informatie gehaald worden, aangezien deze kleiner is dan één voor ongeveer een halve dag en nadien groter dan één wordt voor de rest van de dag. Uit stappen zes en acht wordt toch geconcludeerd dat de meteotsunami op 23/09/2012 van het type twee was. Een laatste argument waarom deze types toegekend zijn aan de nieuwe meteotsunami's, is dat de Buienradarbeelden (Figuur 11.7) sterk overeenkomen met die van MS1 en MS2 (Figuur 7.3). Op 23/09/2012 propageerde een buienfront ongeveer loodrecht op de kust (zoals bij MS1) en op 05/08/2013 parallel met de kust (zoals bij MS2).

## 11.3 Evolutie met klimaatverandering

### 11.3.1 Trends in extrema van de luchtdrukstoringen

In Sectie 11.3 worden de resultaten van de extreme waarde analyse van de luchtdrukstoringen besproken, zoals beschreven in Hoofdstuk 10. De absolute waarde van de variabele  $\Delta LD$  wordt beschouwd, omdat zowel luchtdruk-stijgingen als -dalingen kunnen voorkomen. De analyse wordt enkel uitgevoerd op de tijdreeks van Westhinder, want deze bevat de meeste observaties. De 156 *block maxima* (maandelijks) worden weergegeven op Figuur 11.17.



Figuur 11.17: Maandelijkse maxima (rood) van de variabele  $|\Delta LD|$  geselecteerd uit de observaties (zwart) in Westhinder.

Er wordt slechts één extrema per maand geselecteerd, waardoor kan aangenomen worden dat ze onafhankelijk zijn. Uit de figuur blijkt dat de luchtdrukstoringen bij MS1 (blauw) en MS2 (groen) horen bij de meest extreme gevallen in de tijdreeks. Dit bevestigt het vermoeden dat een extreme waarde van de variabele  $|\Delta LD|$  bepalend kan zijn voor het ontstaan van meteotsunami's. Bovendien valt op dat één observatie ver boven de andere uitsteekt (met een  $|\Delta LD|$  van meer dan 4 hPa/10 min). Dit is het event op 23/09/2012, waarvan blijkt uit de detectiemethode dat het potentieel om een meteotsunami gaat. Doorheen de jaren lijkt geen duidelijke stijgende trend aanwezig. De intensiteit van de meest extreme gevallen lijkt zelfs te dalen. Om statistisch na te gaan of er al dan niet een trend is in de extrema, worden vier GEV modellen opgesteld. De geoptimaliseerde parametersets verkregen via de MLE zijn weergegeven in Tabel 11.6. Voor de drie niet-stationaire modellen wordt nagegaan of deze significant meer variatie verklaren dan het stationaire model. De resultaten van de LR test worden ook getoond in de tabel.

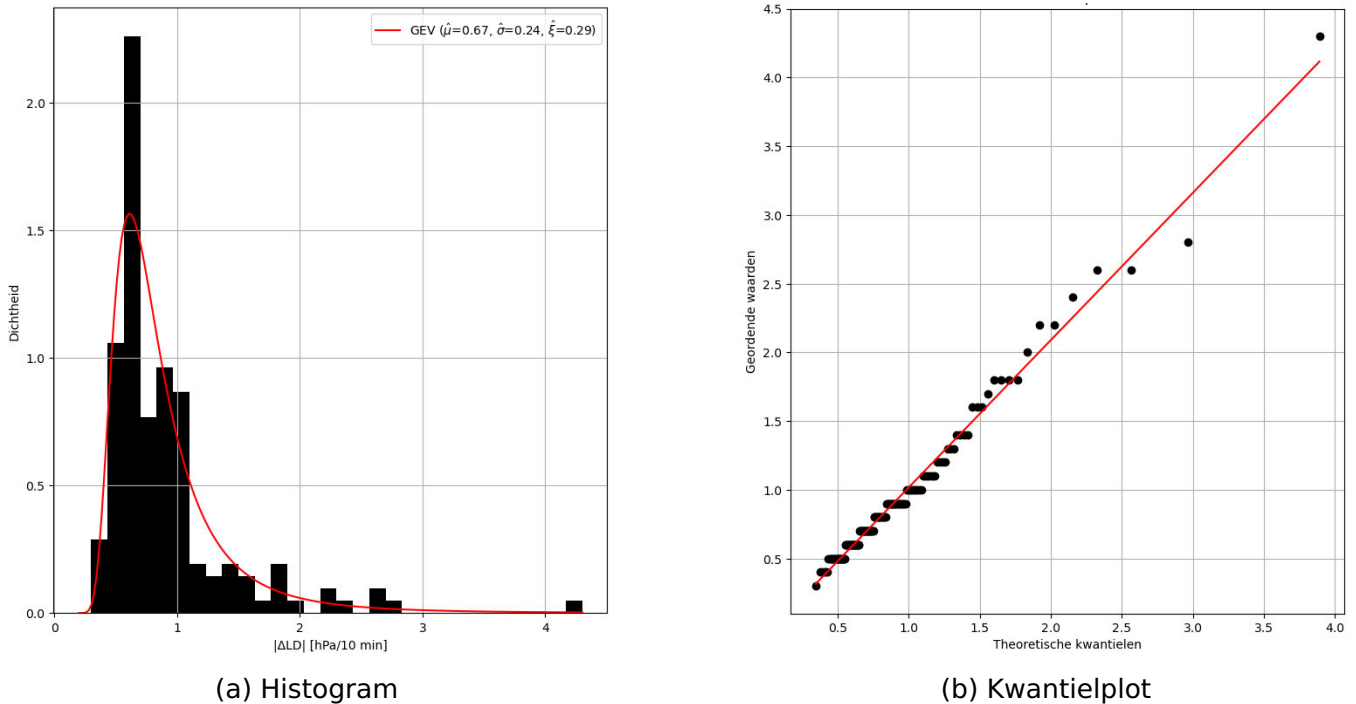
Tabel 11.6: Overzicht van de geoptimaliseerde parameters inclusief de 95% betrouwbaarheidsintervallen ( $\theta = \beta_0^{(+)} + \beta_1^{(+)} * t$ ). Ook de deviatie (D) ten opzichte van het stationaire model en de p-waarde worden weergegeven.

	Stationair model	Niet-stationair model met lineaire trend in $\mu$	Niet-stationair model met lineaire trend in $\sigma$	Niet-stationair model met lineaire trend in $\xi$
$\mu$	$\mu = 0.674_{(0.613)}^{(0.717)}$	$\mu = 0.688_{(0.626)}^{(0.749)} - 0.000187_{(-0.000815)}^{(0.000441)} * t$	$\mu = 0.673_{(0.630)}^{(0.716)}$	$\mu = 0.671_{(0.629)}^{(0.713)}$
$\sigma$	$\sigma = 0.244_{(0.208)}^{(0.280)}$	$\sigma = 0.243_{(0.207)}^{(0.280)}$	$\sigma = 0.228_{(0.169)}^{(0.287)} + 0.000184_{(-0.000385)}^{(0.000754)} * t$	$\sigma = 0.240_{(0.204)}^{(0.275)}$
$\xi$	$\xi = 0.291_{(0.167)}^{(0.415)}$	$\xi = 0.298_{(0.168)}^{(0.427)}$	$\xi = 0.304_{(0.171)}^{(0.438)}$	$\xi = 0.544_{(0.304)}^{(0.785)} - 0.00336_{(-0.00620)}^{(-0.000511)} * t$
D	/	0.316	0.392	5.29
p	/	0.574	0.531	0.0215

Voor de niet-stationaire modellen met een lineaire trend in de parameters  $\mu$  en  $\sigma$  is de p-waarde groter dan het significantieniveau (0.05). In de data is er onvoldoende bewijs om de nulhypothese te verwerpen. Er is dus geen significante lineaire trend op het vijf procent significantieniveau voor de parameters  $\mu$  en  $\sigma$ . Voor het niet-stationaire model met een lineaire trend in de staartparameter  $\xi$  wordt wel een significant resultaat bekomen. De nulhypothese wordt verworpen en er is dus een significante lineaire trend aanwezig. Opmerkelijk hierbij is dat de rico  $\beta_1$  een negatief getal is. Dat betekent dat de parameter  $\xi$  elke maand met een waarde 0.00336 afneemt. Dit kan geïnterpreteerd worden als een staart die minder zwaar wordt waarbij de kans op grote kwantilen dus afneemt. Dit gaat tegen de verwachtingen in. In functie van klimaatverandering wordt namelijk verwacht dat extreme weerfenomenen meer frequent zullen voorkomen en een sterkere intensiteit zullen hebben (Ebi et al., 2021). Extreem weer wordt verondersteld meer extreme luchtdrukstoringen met zich mee te brengen. Echter, er zijn enkele redenen waarom het resultaat voorzichtig geïnterpreteerd moet worden. Ten eerste blijkt uit Tabel 11.6 dat de onzekerheid van de parameter  $\xi$  vrij groot is. Ten tweede is dit een heel lokaal resultaat, aangezien enkel metingen in Westhinder beschouwd worden. Ten derde bevat de tijdreeks slechts 13 jaren, terwijl voor klimaatonderzoek gestreefd wordt naar een samplegrootte van minstens 30 jaren om betrouwbare schattingen te kunnen maken (Arguez & Vose, 2011). Het resultaat kan dus gaan om een tijdelijke dalende trend.

### 11.3.2 Modelcontrole

Volgens het Fisher-Tippett theorema (Sectie 10.1.2) zijn voldoende metingen per tijdvenster nodig om een GEV-distributie te kunnen rechtvaardigen. In dit geval zijn er observaties om de 10 minuten en worden tijdvensters gebruikt van een maand. Daardoor zijn er in totaal ongeveer 4320 ( $6 \cdot 24 \cdot 30$ ) metingen per tijdvenster. Bijgevolg kan een GEV-distributie gebruikt worden. Uit Sectie 11.3.1 blijkt dat het stationaire model over het algemeen verkozen wordt boven de niet-stationaire modellen. In deze sectie wordt dit model beoordeeld aan de hand van de observaties. Het resultaat is weergegeven op Figuur 11.18.



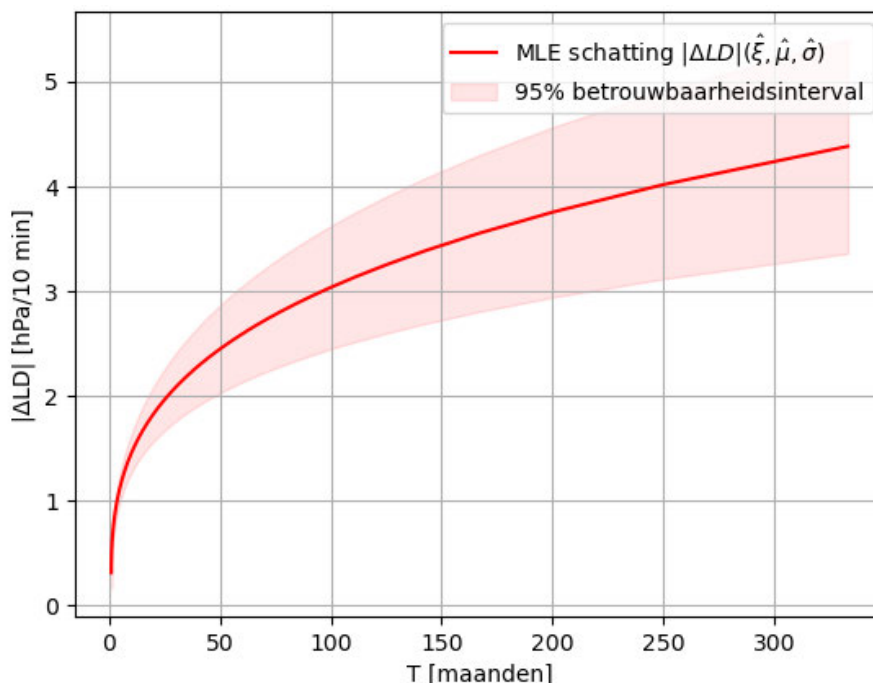
Figuur 11.18: Twee visuele modelcontroles: (a) histogram van de observaties (zwart) en kansdichtheidsfunctie van het gefitte model (rood) en (b) kwantielplot.

Het histogram van de observaties wordt getoond op Figuur 11.18a. Deze volgen duidelijk een rechts-scheve verdeling. Ook hierbij is de outlier van meer dan vier hPa/10 min duidelijk zichtbaar. De geoptimaliseerde parameters voor het stationaire model worden ook weergegeven. Er kan opgemerkt worden dat de staartparameter  $\xi$  groter is dan nul wat overeenkomt met de Fréchet-verdeling. Er is dus een linker eindpunt, zoals te zien op de figuur. Over het algemeen benadert de kansdichtheidsfunctie het histogram vrij goed met uitzondering van de meest voorkomende  $|\Delta LD|$  en de meest extreme gevallen, dewelke worden onderschat. Bovendien zijn er in het centrum van de verdeling enkele overschattingen. Deze modelcontrole wordt echter beschouwd als zijnde minder informatief dan de kwantielplot; Figuur 11.18b. Op de kwantielplot liggen de punten ongeveer op een lijn. Er kan opgemerkt worden dat voornamelijk de minst extreme waarden goed worden benaderd. De meer extreme waarden worden soms over- of onderschat. Over het algemeen kan uit deze kwantielplot wel bevestigd worden dat het model op basis van de geschatte parameters een vrij goede inschatting is van de werkelijke verdeling.

### 11.3.3 Retourperiodes

De retourplot wordt getoond op Figuur 11.19. Deze geeft het retourniveau ( $|\Delta LD|$ ) weer in functie van de retourperiode ( $T$ ). De curve vertoont een stijgend verloop;  $T$  stijgt naarmate  $|\Delta LD|$  toeneemt. De verwachte gemiddelde periode tussen twee opeenvolgende extreme luchtdrukstoringen neemt toe met de intensiteit van de storing. Anders gezegd, daalt de kans op voorkomen van een extreme luchtdrukstoring als deze toeneemt in intensiteit.

Op basis van deze curve is het mogelijk een inschatting te maken van de verwachte frequentie van luchtdrukstoringen met een bepaalde intensiteit. De meest extreme luchtdrukstoring gedurende de geobserveerde periode is 4.3 hPa/10 min. Dergelijke luchtdrukstoring wordt verwacht gemiddeld één keer om de 315 maanden (26 jaren) overschreden te worden. Echter, het betrouwbaarheidsinterval wijst op een grote onzekerheid bij hoge  $|\Delta LD|$ -waarden. Zo ligt de retourperiode van een luchtdrukstoring van 4.3 hPa/10 min met 95% zekerheid ruwweg tussen 150 en 325 maanden.



Figuur 11.19: Retourplot van de variabele  $|\Delta LD|$  gebaseerd op de tijdreeks in Westhinder.

Belangrijker in dit onderzoek is de verwachte frequentie van luchtdrukstoringen die kunnen leiden tot meteotsunami's. Bij de detectiemethode voor het BNZ is een drempelwaarde voor de variabele  $|\Delta LD|$  bepaald. Indien een luchtdrukstoring een druksprong vertoont van meer dan 1.3 hPa/10 min, bestaat de kans dat het om een meteotsunami gaat. Via deze retourplot kan voorspeld worden dat dergelijk luchtdrukverschil gemiddeld één keer om de 7.3 maanden overschreden wordt of dat de kans op overschrijding binnen een bepaalde maand 13.7% bedraagt. Het smalle betrouwbaarheidsinterval wijst op een vrij kleine onzekerheid. Deze informatie kan gebruikt worden bij het ontwerpen van kustinfrastructuur. Echter, er kan niet zomaar geconcludeerd worden dat meteotsunami's gemiddeld één keer zullen voorkomen per 7.3 maanden in het BNZ. Uit het beslissingsschema (Figuur 11.12) blijkt dat het over-

schrijden van de  $|\Delta LD|$ -drempelwaarde een noodzakelijke, maar geen voldoende voorwaarde is voor het ontstaan van een meteotsunami. De kans op het voorkomen van een gunstige combinatie van alle noodzakelijke factoren is kleiner dan de kans op het voorkomen van enkel een sterke luchtdrukstoring. Daarom kan met vrij veel zekerheid geconcludeerd worden dat meteotsunami's gemiddeld minder dan één keer per 7.3 maanden zullen voorkomen. Echter, T's moeten voorzichtig geïnterpreteerd worden. Ze geven slechts een gemiddelde situatie weer. Het kan zijn dat er toch meerdere meteotsunami's voorkomen binnen de 7.3 maanden. Dat is het geval indien een luchtdrukstoring met een grotere T (en dus een grotere intensiteit) dan 7.3 maanden toevallig ook voorkomt in dezelfde periode.

## 12. CONCLUSIE

### 12.1 Detectiemethode (onderzoeksvraag 1)

Het is mogelijk een detectiemethode te ontwikkelen voor meteotsunami's in het BNZ. De ontwikkelde methode is vrij eenvoudig toe te passen, waarbij enkel tijdreeksen van de variabelen GH, LD, WS en WR en voldoende kennis van het fenomeen nodig zijn. Het geeft een eerste aanzet tot het detecteren van (mogelijke) meteotsunami's. De detectiemethode identificeert twee nieuwe potentiële meteotsunami's in het BNZ, op 23/09/2012 en op 05/08/2013. Het opmerkelijke gedrag van meteotsunami's met betrekking tot de bestudeerde variabelen is aangetoond. Daarbij is het mogelijk een onderscheid te maken tussen type één en twee meteotsunami's. Bovendien slaagt de methode erin een eerste onderscheid te maken tussen meteosunami's en stormen. Dat is van belang indien de detectiemethode gebruikt zou worden in functie van kustverdediging. Stormen en meteotsunami's hebben andere eigenschappen, gevolgen, en retourperiodes.

Enkele belangrijke beperkingen kunnen de detectiemethode minder betrouwbaar maken. Ten eerste zijn er slechts twee gekende meteotsunami's waarop de volledige methode gebaseerd is. Elke uitspraak en keuze die gemaakt is, moet dus voorzichtig beschouwd worden. Zo is elke drempelwaarde slechts gebaseerd op twee events, waardoor de betrouwbaarheid ervan sterk gereduceerd wordt. De drempelwaarden worden beter als ruwe richtlijnen gebruikt en niet als bepalende factoren. Een tweede grote beperking is de databeschikbaarheid. Het MVB is een handige en gebruiksvriendelijke databron; er is veel data beschikbaar en deze is eenvoudig te raadplegen. Echter, de resolutie waarmee golfddata gemeten wordt, is laag waardoor belangrijke informatie verloren kan gaan. In een ideale situatie zouden er elke minuut metingen moeten zijn om alle hoogfrequente oscillaties van meteotsunami's te kunnen detecteren. Een derde beperking van de detectiemethode is dat geen rekening gehouden wordt met de eigenschappen van de havens en met haven resonantie. De keuze om dit weg te laten uit de detectiemethode kan beargumenteerd worden doordat slechts één van de zes meetstations (Zeebrugge) zich effectief in een haven bevindt. Er is dus onvoldoende data beschikbaar om deze factoren te bestuderen. Tot slot zijn er heel wat vereenvoudigingen gebeurd, zowel in de dataverwerkingsfase als bij het ontwikkelen van de detectiemethode. Dergelijke vereenvoudigingen zijn nodig om een methode te kunnen opbouwen op basis van de beschikbare data, maar zijn een bron van onzekerheid.

De methode heeft nog ruimte voor verbeteringen en uitbreidingen. Als de metingen gebeuren met een hogere resolutie, zouden waarschijnlijk meer events, met een grotere zekerheid, kunnen gedetecteerd worden. Ook het aantal bestudeerde stormen kan nog toenemen. Met meer events om te analyseren, kan de detectiemethode verder geoptimaliseerd worden. Minder sterke aannames en een grotere betrouwbaarheid van de drempelwaarden, zouden al een grote verbetering zijn. Om het spatiale en temporele gedrag van meteotsunami's beter te doorgronden, zouden er bovendien metingen moeten gebeuren op meer locaties in het BNZ. Nadat de detectiemethode verder geoptimaliseerd is, kan ze geïmplementeerd worden



in een vroegtijdig waarschuwingssysteem. Als de link tussen de variabelen meer in detail gekend is, kan een waarschuwingmatrix opgesteld worden. Indien luchtdrukstoringen, WS en WR voldoende op voorhand voorspeld worden, kan de matrix een idee geven van de GH en het gevaar dat ermee gepaard gaat. Op die manier kunnen tijdig maatregelen getroffen worden om de kust en de bevolking te beschermen. Het vroegtijdig voorspellen van meteotsunami's is een cruciaal element voor het ondersteunen van een beleid rond kustbescherming. De detectiemethode kan bovendien toegepast worden in andere regio's, mits aanpassing van de drempelwaarden.

### **12.2 Evolutie met klimaatverandering (onderzoeksvraag 2)**

Er kan niet geconcludeerd worden dat de intensiteit en de frequentie van meteotsunami's in het BNZ zal toenemen ten gevolge van klimaatverandering. Een significant ( $\alpha = 0.05$ ) stijgende trend in de variabele  $|\Delta LD|$  kan niet aangetoond worden op basis van de tijdreeks in Westhinder. Er kunnen wel vrij betrouwbare conclusies getrokken worden over de frequentie waarmee luchtdrukstoringen voorkomen die mogelijk aanleiding kunnen geven tot meteotsunami's. Uit de extreme waarde analyse blijkt dat dergelijke luchtdrukstoringen gemiddeld één keer voorkomen om de 7.3 maanden. Aangezien dit een noodzakelijke, maar geen voldoende voorwaarde is voor het ontstaan van meteotsunami's, wordt verwacht dat meteotsunami's gemiddeld minder dan één keer per 7.3 maanden zullen voorkomen in het BNZ.

De extreme waarde analyse is onderhevig aan enkele beperkingen. Ten eerste is enkel de variabele  $|\Delta LD|$  in rekening gebracht. Ten tweede omvat de onderzochte tijdreeks slechts 13 jaren aan data, wat weinig is om inschattingen te maken over een veranderend klimaat. Een derde beperking is dat het onderzoek slechts gebeurd is voor één locatie, waardoor geen betrouwbare uitspraken kunnen gemaakt worden over het volledige studiegebied.

Er kunnen enkele aanwijzingen gegeven worden voor mogelijk vervolgonderzoek. Ten eerste worden gecorreleerde waarden buiten beschouwing gelaten door het selecteren van maandelijkse maxima. Bij meteotsunami's kan het eventueel zijn dat opeenvolgende hoge luchtdrukstoringen de kans beïnvloeden op resonante fenomenen. Daarom kan een interessante piste zijn om autocorrelatie toch in rekening te brengen. In dit onderzoek is enkel een lineaire trend onderzocht in de parameters van de GEV-distributie. Een tweede mogelijkheid tot toekomstig onderzoek is om meer complexe trends na te gaan. Deze zijn namelijk niet zomaar uit te sluiten. Een derde en meer praktijkgerichte uitbreiding is om de resultaten te gebruiken in functie van kustverdediging. Daarvoor moet de link tussen luchtdrukstoringen en de GH bij meteotsunami's meer in detail uitgeklaard worden. Bij het ontwerpen van kustinfrastructuur is het cruciaal om informatie te hebben over de frequentie waarmee golven met een bepaalde hoogte verwacht worden. Hierbij zijn niet enkel meteotsunami's van belang; informatie rond meteotsunami's en andere extreme kortetermijnfenomenen moet geïntegreerd worden in een finaal ontwerp voor kustverdediging. Enkel dan is het mogelijk de verwoestende impact te beperken en zo schade aan de mens en economische catastrofes te vermijden.

## BIBLIOGRAFIE

- Agentschap Maritieme Dienstverlening en Kust. (s.d.a). Hydrografische data. [Online] Beschikbaar: <https://www.agentschapmdk.be/nl/hydrografische-data>. [Geraadpleegd op 08/04/2023]
- Agentschap Maritieme Dienstverlening en Kust. (s.d.b). Wat is het Meetnet Vlaamse Banken? [Online] Beschikbaar: <https://meetnetvlaamsebanken.be/assets/static/nl/overons.html#watIs>. [Geraadpleegd op 19/03/2023]
- Agentschap Maritieme Dienstverlening en Kust. (s.d.c). Hydro Meteo Atlas. [Online] Beschikbaar: <https://hydrometeoatlas.meetnetvlaamsebanken.be/>. [Geraadpleegd op 18/05/2023]
- André, G., Marcos, M., & Daubord, C. (2013). Detection method of meteotsunami events and characterization of harbour oscillations in western Mediterranean. *Coastal Dynamics 2013 conference proceedings*, pp. 83-92.
- Arguez, A., & Vose, R. S. (2011). The definition of the standard WMO climate normal: the key to deriving alternative climate normals. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 92(6), pp. 699-704.
- Assink, J., Evers, L., Smink, M., & Apituley, A. (2018). High-resolution observations of a meteo-tsunami. *EGU General Assembly Conference Abstracts*, pp. 11848.
- Bechle, A. J., Wu, C. H., Kristovich, D. A., Anderson, E. J., Schwab, D. J., & Rabinovich, A. B. (2016). Meteotsunamis in the Laurentian Great Lakes. *Scientific reports*, 6(1), pp. 1-8.
- Buienradar. (s.d.). Buienradar terugkijken. [Online] Beschikbaar: <https://www.buienradar.be/belgie/neerslag/buienradar-terugkijken>. [Geraadpleegd op 19/02/2023]
- Casas Prat, M. (2008). *Overview of ocean wave statistics* [Bachelor thesis, Universitat Politècnica de Catalunya]. UCommons. <https://upcommons.upc.edu/handle/2099.1/6034>
- Cheng, Y.-H. H. (2021). Psdr: use time series to generate and compare power spectral density. R package versie 1.0.1. <https://CRAN.R-project.org/package=psdr>
- Coles, S. (2001). *An introduction to statistical modeling of extreme values*. Springer.
- de Carvalho Bueno, R., Bleninger, T., Yao, H., & Rusak, J. A. (2021). An empirical parametrization of internal seiche amplitude including secondary effects. *Environmental Fluid Mechanics*, 21, pp. 209-237.
- De Jong, M., Reijmerink, S., & Beckers, J. (2021). Meteorologically generated longperiod waves and their impact on the Dutch primary national flooding protection system. *Natural Hazards*, 106, pp. 1421-1443.
- De Maesschalck, R., Jouan-Rimbaud, D., & Massart, D. L. (2000). The Mahalanobis distance. *Chemometrics and intelligent laboratory systems*, 50(1), pp. 1-18.

- Denamiel, C., Šepić, J., & Vilibić, I. (2018). Impact of geomorphological changes to harbor resonance during meteotsunamis: the Vela Luka Bay test case. *Pure & Applied Geophysics*, 175(11), pp. 3839-3859.
- Dusek, G., DiVeglio, C., Licate, L., Heilman, L., Kirk, K., Paternostro, C., & Miller, A. (2019). A meteotsunami climatology along the U.S. East Coast. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 100(7), pp. 1329-1345.
- Ebi, K. L., Vanos, J., Baldwin, J. W., Bell, J. E., Hondula, D. M., Errett, N. A., Hayes, K., Reid, C.E., Saha, S., Spector, J., & Berry, P. (2021). Extreme weather and climate change: population health and health system implications. *Annual review of public health*, 42, pp. 293-315.
- European Marine Observation and Data Network. (s.d.). EMODnet Map Viewer. [Online] Beschikbaar: <https://emodnet.ec.europa.eu/geoviewer/>. [Geraadpleegd op 08/04/2023]
- Goring, D. G. (2009). Meteotsunami resulting from the propagation of synoptic-scale weather systems. *Physics and Chemistry of the Earth, Parts A/B/C*, 34(17-18), pp. 1009-1015.
- Gray, M. E. B., & Marshall, C. (1998). Mesoscale convective systems over the UK, 1981-97. *Weather*, 53(11), pp. 388-396.
- Green, E. I. (1955). The story of Q. *American Scientist*, 43(4), pp. 584-594.
- Greenspan, H. P. (1956). The generation of edge waves by moving pressure distributions. *Journal of Fluid Mechanics*, 1(6), pp. 574-592.
- Gusiakov, V. K. (2021). Meteotsunamis at global scale: problems of event identification, parameterization and cataloguing. *Natural Hazards*, 106(2), pp. 1105-1123.
- Heo, K.-Y., Yoon, J.-S., Bae, J.-S., & Ha, T. (2019). Numerical modeling of meteotsunami–tide interaction in the Eastern Yellow Sea. *Atmosphere*, 10(7), nr. 369.
- Hersbach, H., Bell, B., Berrisford, P., Biavati, G., Horányi, A., Muñoz Sabater, J., Nicolas, J., Peubey, C., Radu, R., Rozum, I., Schepers, D., Simmons, A., Soci, C., Dee, D., & Thépaut, J.-N. (2023). ERA5 hourly data on single levels from 1940 to present. [Online] Beschikbaar: <https://cds.climate.copernicus.eu/cdsapp#!/dataset/reanalysis-era5-single-levels?tab=overview>. [Geraadpleegd op 16/12/2022]
- Huang, C., Anderson, E., Liu, Y., Ma, G., Mann, G., & Xue, P. (2022). Evaluating essential processes and forecast requirements for meteotsunami-induced coastal flooding. *Natural Hazards*, 110(3), pp. 1693-1718.
- Irwin, A. (2021). Why climate change could make Mediterranean atmospheric ‘meteotsunamis’ more common. [Online] Beschikbaar: <https://ec.europa.eu/research-and-innovation/en/horizon-magazine/why-climate-change-could-make-mediterranean-atmospheric-meteotsunamis-more-common>. [Geraadpleegd op 06/09/2022]
- Kim, M.-S., & Woo, S.-B. (2021). Propagation and amplification of meteotsunamis in multiple harbors along the eastern Yellow Sea Coast. *Continental Shelf Research*, 225, nr. 104474.

- Kim, M.-S., Woo, S.-B., Eom, H., & You, S. H. (2021). Occurrence of pressure-forced meteotsunami events in the eastern Yellow Sea during 2010–2019. *Natural Hazards and Earth System Sciences*, 21(11), pp. 3323-3337.
- KMI. (2019). Stormen krijgen nu ook in ons land een naam. [Online] Beschikbaar: <https://www.meteo.be/nl/info/nieuwsbrief/artikels-2019/stormen-krijgen-nu-ook-in-ons-land-een-naam>. [Geraadpleegd op 14/04/2023]
- KMI. (s.d.). Storm. [Online] Beschikbaar: <https://www.meteo.be/nl/info/weerwoorden/storm>. [Geraadpleegd op 14/04/2023]
- KNMI. (s.d.). Weerkaarten archief Europa. [Online] Beschikbaar: <https://www.knmi.nl/nederland-nu/klimatologie/daggegevens/weerkaarten>. [Geraadpleegd op 18/04/2023]
- Kong, Q., Siau, T., & Bayen, A. (2020). *Python programming and numerical methods: a guide for engineers and scientists*. Academic Press.
- Lin, L.-C., & Liang, M.-C. (2017). Meteotsunamis produced by high frequency atmospheric pressure forcing. *Terrestrial, Atmospheric and Oceanic Sciences*, 28, nr. 6, pp. 1033-1040.
- Mao, Q., Shi, P., Yin, K., Gan, J., & Qi, Y. (2004). Tides and tidal currents in the Pearl River Estuary. *Continental Shelf Research*, 24(16), pp. 1797-1808.
- Medvedev, A. S., & Yigit, E. (2019). Gravity waves in planetary atmospheres: their effects and parameterization in global circulation models. *Atmosphere*, 10(9), nr. 531.
- Menéndez, M., & Woodworth, P. L. (2010). Changes in extreme high water levels based on a quasi-global tide-gauge data set. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 115(C10).
- Monserrat, S., Rabinovich, A. B., & Casas, B. (1998). On the reconstruction of the transfer function for atmospherically generated seiches. *Geophysical Research Letters*, 25(12), pp. 2197-2200.
- Monserrat, S., Vilibic, I., & Rabinovich, A. B. (2006). Meteotsunamis: atmospherically induced destructive ocean waves in the tsunami frequency band. *Natural hazards and earth system sciences*, 6(6), pp. 1035-1051.
- Montgomery, D. C. (2009). *Statistical quality control* (6<sup>e</sup> editie). John Wiley & Sons.
- Nason, G. (2022). Wavethresh: wavelets statistics and transforms. R package versie 4.7.2. <https://CRAN.R-project.org/package=wavethresh>
- National Ocean Service (s.d.). What is a meteotsunami? [Online] Beschikbaar: <https://oceanservice.noaa.gov/facts/meteotsunami.html>. [Geraadpleegd op 25/07/2022]
- National Weather Service. (s.d.). Gravity Wave Defined. [Online] Beschikbaar: [https://www.weather.gov/source/zhu/ZHU\\_Training\\_Page/Miscellaneous/gravity\\_wave/gravity\\_wave.html](https://www.weather.gov/source/zhu/ZHU_Training_Page/Miscellaneous/gravity_wave/gravity_wave.html). [Geraadpleegd op 02/03/2023]
- Natuurpunt. (s.d.). Getijtafels. [Online] Beschikbaar: <https://scheldeschorren.be/land-enwater/water/getijtafels/>. [Geraadpleegd op 08/04/2023]

- Nisar, S., Khan, O. U., & Tariq, M. (2016). An efficient adaptive window size selection method for improving spectrogram visualization. *Computational intelligence and neuroscience*, 2016, nr. 6172453.
- Nortek. (s.d.). Your guide to understanding and measuring ocean waves. [Online] Beschikbaar: <https://www.nortekgroup.com/knowledge-center/wiki/new-to-waves>. [Geraadpleegd op 02/04/2023]
- Parker, B. B. (2007). *Tidal analysis and prediction*. National Oceanic and Atmospheric Administration. <https://repository.oceanbestpractices.org/handle/11329/632>
- Pattiaratchi, C. B., & Wijeratne, E. (2015). Are meteotsunamis an underrated hazard? *Philosophical Transactions of the Royal Society A: Mathematical, Physical and Engineering Sciences*, 373(2053), nr. 20140377.
- Proudman, J. (1929). The effects on the sea of changes in atmospheric pressure. *Geophysical Supplements to the Monthly Notices of the Royal Astronomical Society*, 2(4), pp. 197-209.
- Rabinovich, A. B. (2019). Twenty-seven years of progress in the science of meteorological tsunamis following the 1992 Daytona Beach event. *Pure and Applied Geophysics*, 177(3), pp. 1193-1230.
- Renault, L., Vizoso, G., Jansá, A., Wilkin, J., & Tintoré, J. (2011). Toward the predictability of meteotsunamis in the Balearic Sea using regional nested atmosphere and ocean models. *Geophysical Research Letters*, 38(10).
- Scrucca, L. (2017). Qcc: quality control charts. R package versie 2.7. <https://CRAN.R-project.org/package=qcc>
- Šepić, J., Denis, L., & Vilibić, I. (2009). Real-time procedure for detection of a meteotsunami within an early tsunami warning system. *Physics and Chemistry of the Earth, Parts A/B/C*, 34(17-18), pp. 1023-1031.
- Šepić, J., & Vilibić, I. (2011). The development and implementation of a real-time meteotsunami warning network for the Adriatic Sea. *Natural Hazards and Earth System Sciences*, 11(1), pp. 83-91.
- Šepić, J., Vilibić, I., Rabinovich, A. B., & Monserrat, S. (2015). Widespread tsunami-like waves of 23-27 June in the Mediterranean and Black Seas generated by high-altitude atmospheric forcing. *Scientific reports*, 5(1), pp. 1-8.
- Sluijter, R., van der Schrier, G., Assink, J., van 't Veen, B., Evers, L., Apituley, A., & Tijm., S. (2017). Meteo-tsunami treft Nederlandse kust. [Online] Beschikbaar: <https://www.knmi.nl/kennis-en-datacentrum/achtergrond/meteo-tsunami-treft-nederlandse-kust>. [Geraadpleegd op 05/12/2022]
- Smith, J. O. (2008). *Mathematics of the discrete Fourier transform (DFT): with audio applications* (2<sup>e</sup> editie). Julius O. Smith III.
- Thomson, R., Rabinovich, A., Fine, I., Sinnott, D., McCarthy, A., Sutherland, N., & Neil, L. (2009). Meteorological tsunamis on the coasts of British Columbia and Washington. *Physics and Chemistry of the Earth, Parts A/B/C*, 34(17-18), pp. 971-988.
- Tipton, C. (2022). Basics of Fourier analysis of time series data: a practical guide to use of the Fourier transform in an industrial setting. *Johnson Matthey Technology Review*, 66(2), pp. 169-176.

- Verhagen, H. J., & Klein-Breteler, M. (2014). *Tsunami's langs de Nederlandse Noordzeekust*. TUDelft. <https://repository.tudelft.nl/islandora/object/uuid:baf75641-3b3e-4ffd-93f7-8e5c76f71032>
- Verleye, T., Dauwe, S., Pepi, Y., Hernandez, F., Everaert, G., Troch, P., Monbaliu, J., & Pirlet, H. (2022). Het voorkomen van tsunami's, rogue waves en infragravitaire golven in de zuidelijke Noordzee - Een wetenschappelijke synthese. VLIZ Beleidsinformerende nota's BIN 2022\_003. Oostende, 30 pp.
- Vilibic, I., Denamiel, C., Zemunik, P., & Monserrat, S. (2021a). The Mediterranean and Black Sea meteotsunamis: an overview. *Natural Hazards*, 106(2), pp. 1223-1267.
- Vilibić, I., Rabinovich, A. B., & Anderson, E. J. (2021b). Special issue on the global perspective on meteotsunami science. *Natural Hazards*, 106(2), pp. 1087-1104.
- Vilibić, I., & Šepić, J. (2009). Destructive meteotsunamis along the eastern Adriatic coast: overview. *Physics and Chemistry of the Earth, Parts A/B/C*, 34(17-18), pp. 904-917.
- Vilibić, I., Šepić, J., Rabinovich, A. B., & Monserrat, S. (2016). Modern approaches in meteotsunami research and early warning. *Frontiers in Marine Science*, 3, nr. 57.
- VLIZ. (s.d.). Meetnet Vlaamse Banken. [Online] Beschikbaar: <https://www.vliz.be/nl/meetnet-vlaamse-banken>. [Geraadpleegd op 19/03/2023]
- Vučetić, T., Vilibić, I., Tinti, S., & Maramai, A. (2009). The Great Adriatic flood of 21 June 1978 revisited: an overview of the reports. *Physics and Chemistry of the Earth, Parts A/B/C*, 34(17-18), pp. 894-903.
- Wang, J., You, S., Wu, Y., Zhang, Y., & Bin, S. (2016). A method of selecting the block size of BMM for estimating extreme loads in engineering vehicles. *Mathematical Problems in Engineering*, 2016, nr. 6372197.
- Williams, D. A., Schultz, D. M., Horsburgh, K. J., & Hughes, C. W. (2021). An 8-yr meteotsunami climatology across Northwest Europe: 2010–17. *Journal of Physical Oceanography*, 51(4), pp. 1145-1161.
- Woodworth, P. L., White, N. J., Jevrejeva, S., Holgate, S. J., Church, J. A., & Gehrels, W. R. (2009). Evidence for the accelerations of sea level on multi-decade and century timescales. *International Journal of Climatology*, 29(6), pp. 777-789.
- Zeileis, A., Grothendieck, G., & Ryan, J. A. (2023). Zoo: S3 Infrastructure for regular and irregular time series (Z's ordered observations). R package versie 1.8-12. <https://CRAN.R-project.org/package=zoo>
- Zemunik, P., Denamiel, C., Šepić, J., & Vilibić, I. (2022a). High-frequency sea-level analysis: global distributions. *Global and Planetary Change*, 210, nr. 103775.
- Zemunik, P., Denamiel, C., Williams, J., & Vilibić, I. (2022b). High-frequency sea-level extremes: global correlations to synoptic atmospheric patterns. *Weather and Climate Extremes*, 38, nr. 100516.
- Zemunik, P., Šepić, J., Pellikka, H., Čatipović, L., & Vilibić, I. (2021). Minute Sea-Level Analysis (MISELA): a high-frequency sea-level analysis global dataset. *Earth System Science Data*, 13(8), pp. 4121-4132.

## A. OVERZICHTEN BIJZONDERE DAGEN DETECTIEMETHODE

Datum outlier			
10/02/2010	9/02/2014	21/08/2016	13/03/2019
11/02/2010	7/03/2014	20/10/2016	16/03/2019
31/03/2010	26/03/2014	9/11/2016	17/03/2019
16/08/2010	21/05/2014	13/11/2016	13/04/2019
15/09/2010	9/06/2014	20/11/2016	4/05/2019
24/09/2010	10/06/2014	24/11/2016	27/05/2019
20/10/2010	18/07/2014	27/11/2016	8/06/2019
23/10/2010	19/07/2014	1/01/2017	19/06/2019
24/10/2010	20/08/2014	5/01/2017	25/07/2019
6/11/2010	22/08/2014	12/01/2017	7/09/2019
10/11/2010	21/09/2014	13/01/2017	14/10/2019
12/11/2010	21/10/2014	27/01/2017	10/02/2020
23/11/2010	22/10/2014	2/02/2017	17/02/2020
25/11/2010	23/11/2014	18/03/2017	23/02/2020
15/12/2010	20/12/2014	26/04/2017	29/02/2020
8/01/2011	27/12/2014	29/05/2017	11/05/2020
20/01/2011	28/12/2014	12/07/2017	25/08/2020
26/08/2011	10/01/2015	28/07/2017	26/08/2020
3/09/2011	14/01/2015	15/08/2017	25/09/2020
7/09/2011	1/02/2015	13/09/2017	26/09/2020
5/12/2011	4/02/2015	18/09/2017	27/09/2020
3/01/2012	24/02/2015	29/10/2017	23/10/2020
5/01/2012	31/03/2015	12/11/2017	1/12/2020
18/02/2012	5/07/2015	29/11/2017	24/12/2020
5/03/2012	25/07/2015	30/11/2017	25/12/2020
4/06/2012	29/07/2015	1/12/2017	27/12/2020
8/06/2012	30/08/2015	10/12/2017	4/03/2021
21/06/2012	31/08/2015	11/12/2017	11/03/2021
13/09/2012	14/10/2015	14/12/2017	17/03/2021
23/09/2012	21/11/2015	15/12/2017	4/05/2021
27/10/2012	22/11/2015	27/12/2017	26/08/2021
28/10/2012	23/11/2015	1/01/2018	27/11/2021
4/11/2012	28/11/2015	17/01/2018	28/11/2021
28/11/2012	29/11/2015	18/01/2018	29/11/2021
29/11/2012	21/12/2015	30/04/2018	10/12/2021
10/12/2012	22/12/2015	12/05/2018	16/02/2022
11/12/2012	7/01/2016	29/05/2018	18/02/2022
15/01/2013	14/01/2016	27/07/2018	20/02/2022
13/03/2013	15/01/2016	28/07/2018	21/02/2022
19/06/2013	14/02/2016	7/08/2018	31/03/2022
27/07/2013	15/02/2016	30/10/2018	2/04/2022
5/08/2013	22/02/2016	7/12/2018	3/04/2022
28/10/2013	3/03/2016	1/01/2019	19/05/2022
30/10/2013	7/03/2016	2/01/2019	19/06/2022
5/12/2013	26/03/2016	9/01/2019	6/09/2022
28/12/2013	31/05/2016	30/01/2019	1/11/2022
3/01/2014	2/06/2016	4/03/2019	4/11/2022
7/01/2014	23/06/2016	7/03/2019	16/12/2022
6/02/2014	8/08/2016	12/03/2019	23/12/2022

Figuur A.1: Dagen waarbinnen een extreme multivariate outlier is gedetecteerd. De twee gekende meteotsunami's MS1 en MS2 zijn in het geel aangeduid.



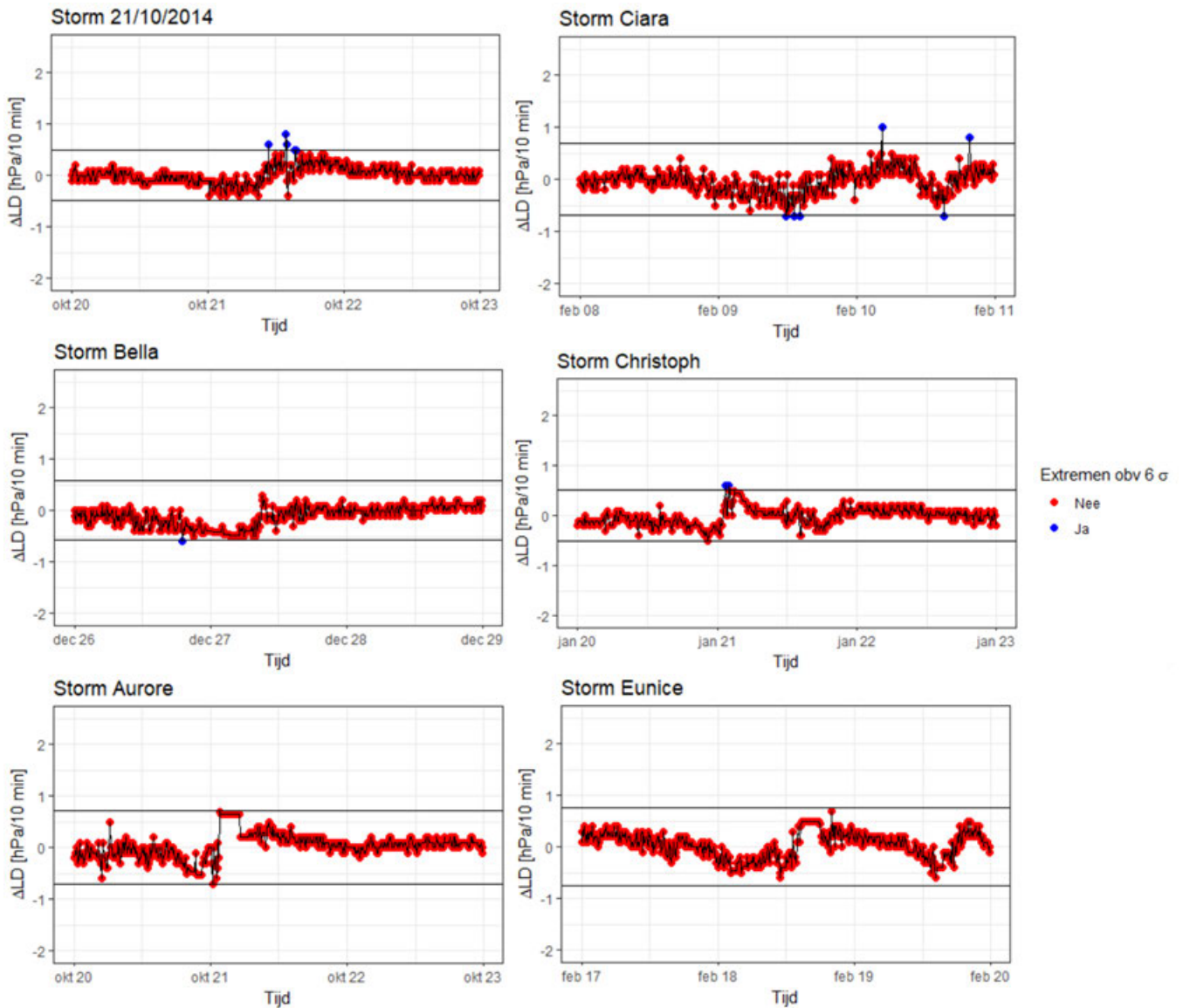
## A. Overzichten bijzondere dagen detectiemethode

Datum buienfront				
1/01/2012	21/09/2012	29/12/2012	3/08/2013	29/12/2013
2/01/2012	22/09/2012	30/12/2012	4/08/2013	30/12/2013
3/01/2012	23/09/2012	31/12/2012	5/08/2013	31/12/2013
4/01/2012	24/09/2012	1/01/2013	6/08/2013	1/01/2014
5/01/2012	25/09/2012	2/01/2013	7/08/2013	2/01/2014
29/12/2013	27/05/2017	29/12/2017	29/12/2020	29/12/2022
30/12/2013	28/05/2017	30/12/2017	30/12/2020	30/12/2022
31/12/2013	29/05/2017	31/12/2017	31/12/2020	31/12/2022
1/01/2014	30/05/2017	1/01/2018	1/01/2021	
2/01/2014	31/05/2017	2/01/2018	2/01/2021	

Figuur A.2: Dagen binnen de vensters waarbij een potentieel gevaarlijk buienfront is gedetecteerd. De twee gekende meteotsunami's MS1 en MS2 zijn in het geel aangeduid.

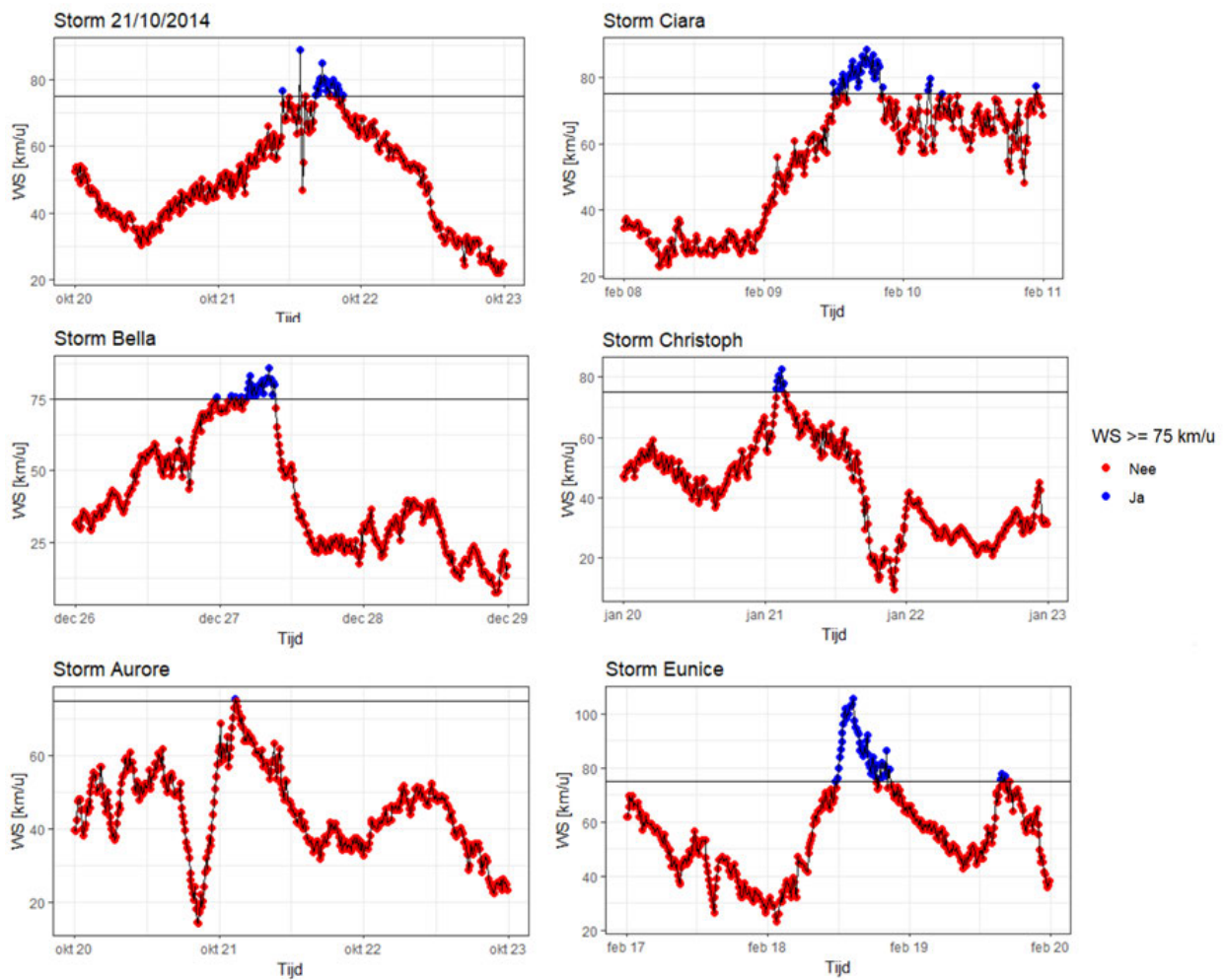


## B. TIJDREEKSEN STORMEN



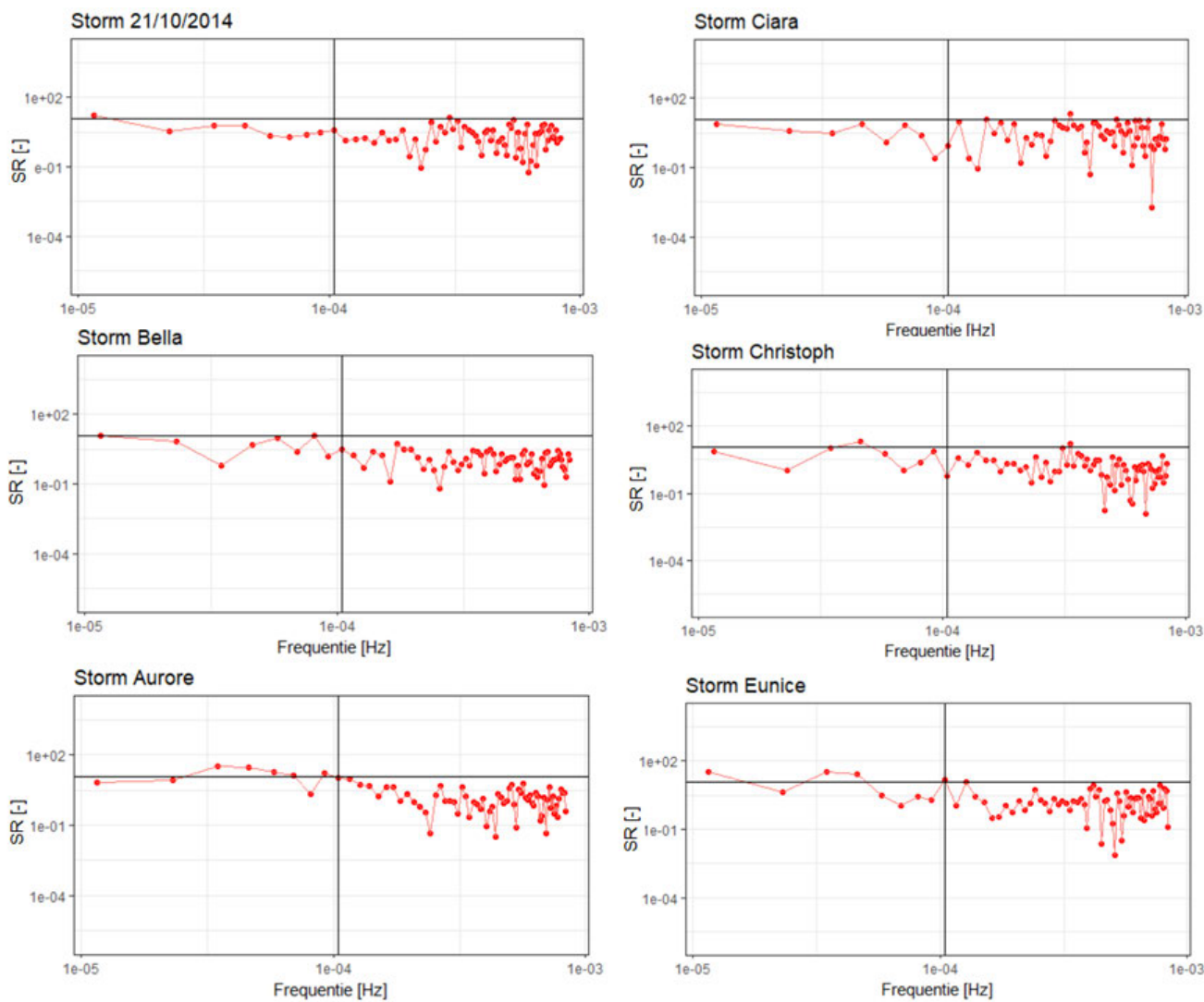
Figuur B.1: Tijdreeksen van de variabele  $\Delta LD$  gedurende zes stormen. De horizontale lijnen geven het  $6\sigma$ -bereik weer.

## B. Tijdreeksen stormen



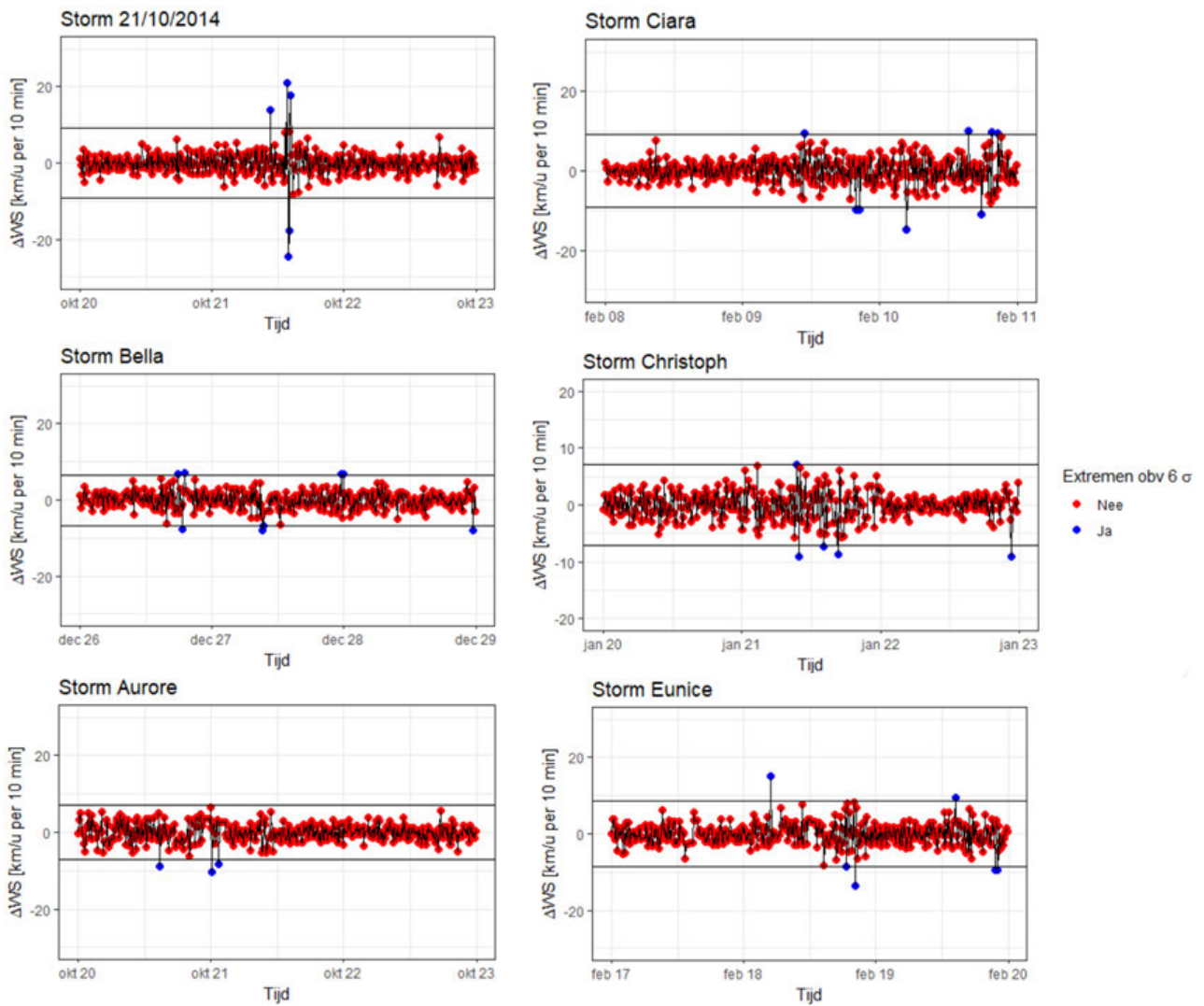
Figuur B.2: Tijdreeksen van de variabele WS gedurende zes stormen. De horizontale lijnen geven een WS van 75 km/u aan.

## B. Tijdreeksen stormen



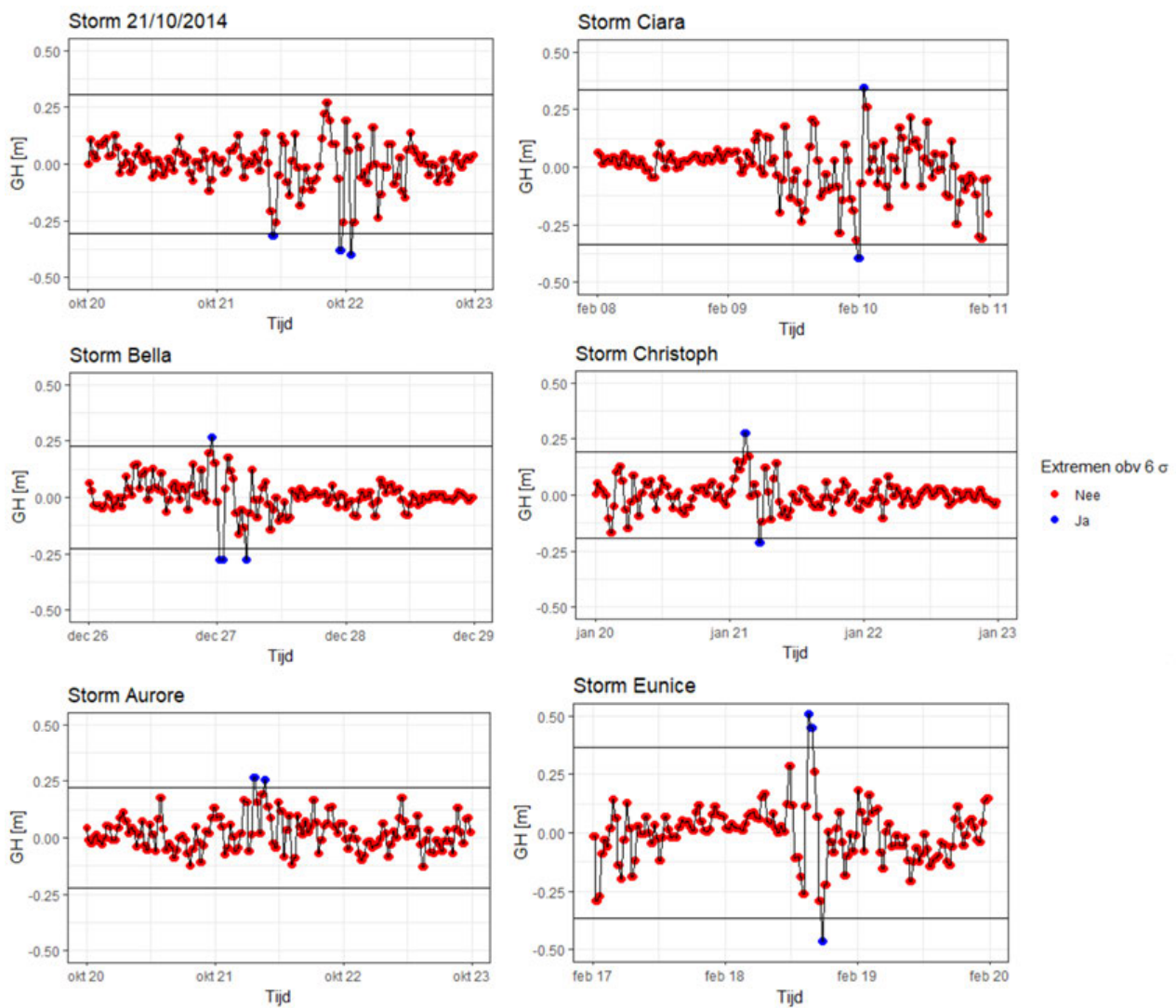
Figuur B.3: Tijdreeksen van de SR gedurende zes stormen. De horizontale lijn toont de drempelwaarde voor meteotsunami's. De verticale lijn toont de grens vanaf waar de frequenties beschouwd worden.

## B. Tijdreeksen stormen



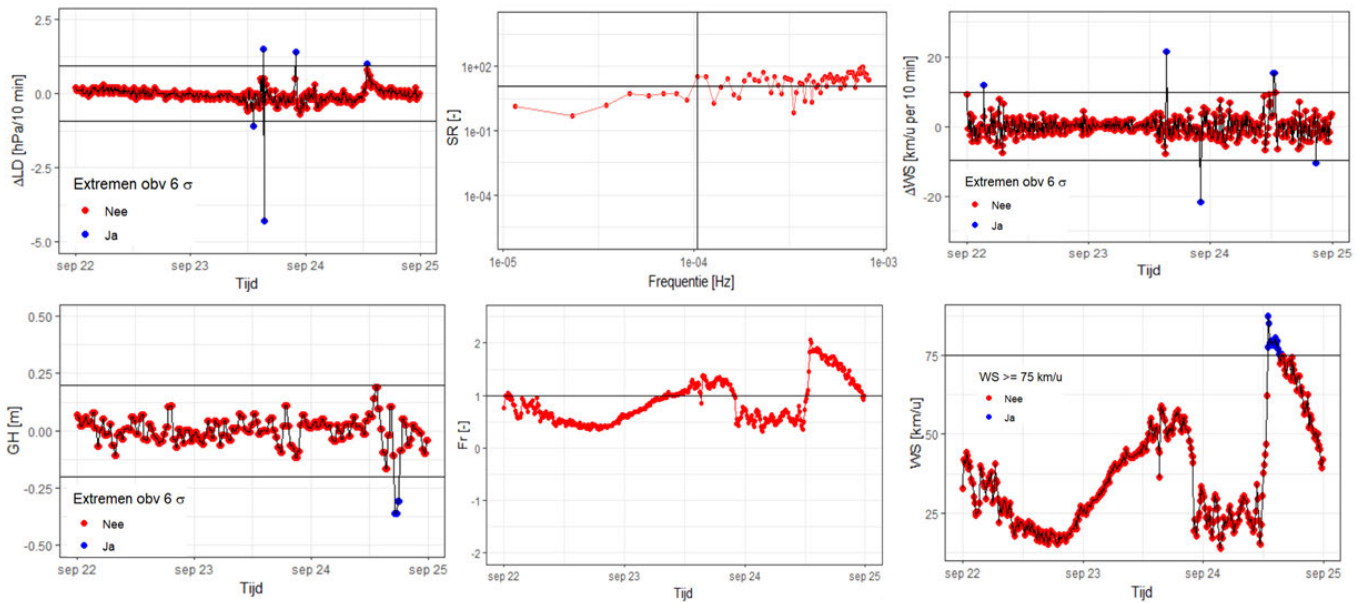
Figuur B.4: Tijdreeksen van de variabele  $\Delta WS$  gedurende zes stormen. De horizontale lijnen geven het  $6\sigma$ -bereik weer.

## B. Tijdreeksen stormen

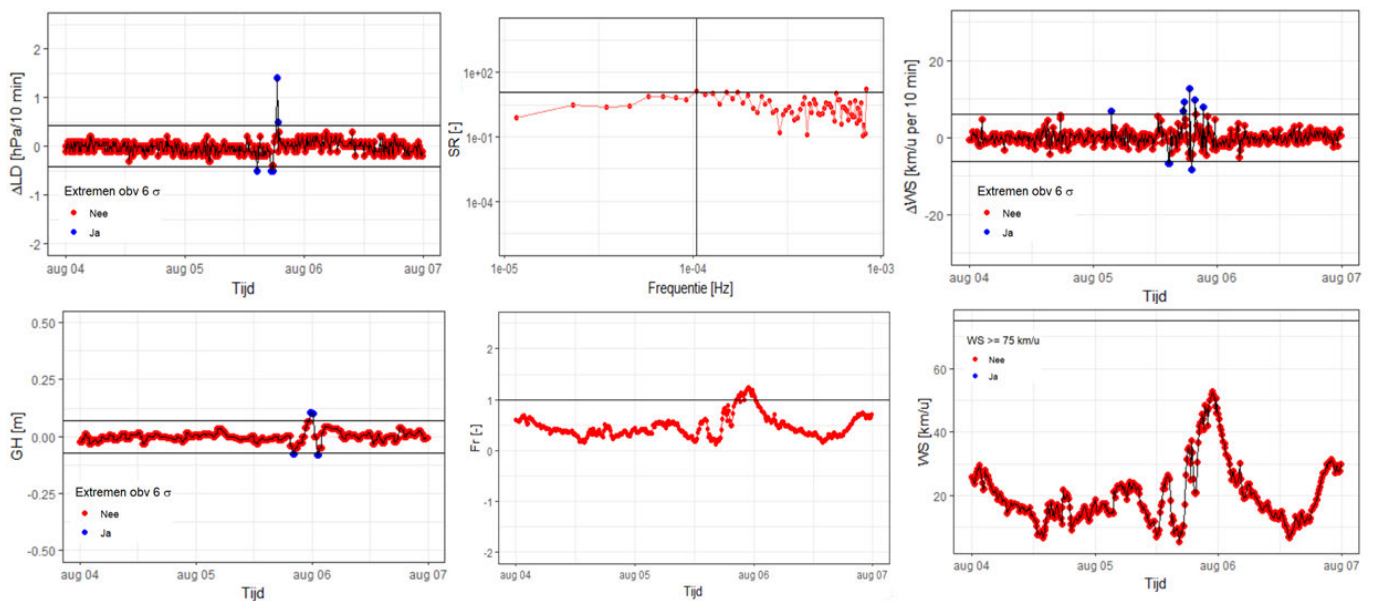


Figuur B.5: Tijdreeksen van de variabele GH gedurende zes stormen. De horizontale lijnen geven het  $6\sigma$ -bereik weer.

## C. TIJDREEKSEN NIEUWE POTENTIËLE METEOTSUNAMI'S



(a) 23/09/2012



(b) 05/08/2013

Figuur C.1: Tijdreeksen van de nieuwe potentiële meteotsunami op (a) 23/09/2012 en op (b) 05/08/2013.