



ΕΘΝΙΚΟ ΜΕΤΣΟΒΙΟ ΠΟΛΥΤΕΧΝΕΙΟ

ΔΙΕΠΙΣΤΗΜΟΝΙΚΟ – ΔΙΑΤΜΗΜΑΤΙΚΟ

ΠΡΟΓΡΑΜΜΑ ΜΕΤΑΠΤΥΧΙΑΚΩΝ ΣΠΟΥΔΩΝ

«ΕΠΙΣΤΗΜΗ & ΤΕΧΝΟΛΟΓΙΑ ΥΔΑΤΙΚΩΝ ΠΟΡΩΝ»

**ΚΥΜΑΤΙΚΗ ΑΝΑΡΡΙΧΗΣΗ ΣΤΗΝ
ΠΑΡΑΚΤΙΑ ΠΕΡΙΟΧΗ ΤΟΥ ΡΕΘΥΜΝΟΥ
ΥΠΟ ΑΚΡΑΙΕΣ ΚΥΜΑΤΙΚΕΣ ΣΥΝΘΗΚΕΣ**



Χρήστος Ι. Χριστοδούλου

**«ΕΠΙΣΤΗΜΗ &
ΤΕΧΝΟΛΟΓΙΑ
ΥΔΑΤΙΚΩΝ ΠΟΡΩΝ»**

Επιβλέπουσα: Β. Τσουκαλά, Επικ. Καθ. ΕΜΠ

Αθήνα, Ιούνιος 2015

Περιεχόμενα

| | |
|---|----|
| EXTENDED ABSTRACT..... | 5 |
| 1. Introduction | 5 |
| 2. Methodology applied | 7 |
| 2.1. Rethymno site description..... | 7 |
| 2.2. Description of methodology followed and numerical models chain | 9 |
| 2.3. Categorization of storm surge events..... | 10 |
| 3. Numerical simulation of wave and hydrodynamic field | 12 |
| 3.1. PMS | 13 |
| 3.2. HD..... | 13 |
| 4. Wave overtopping and run-up | 15 |
| 4.1. Bathymetric profiles and chosen section..... | 15 |
| 4.2. Wave run-up..... | 16 |
| 4.3. Wave overtopping | 17 |
| 5. Conclusions | 19 |
| 1. ΕΙΣΑΓΩΓΗ..... | 21 |
| 1.1. Αντικείμενο της εργασίας..... | 21 |
| 1.2. Πρωτότυπα σημεία | 23 |
| 1.3. Διάρθρωση εργασίας | 24 |
| 2. ΒΑΣΙΚΕΣ ΕΝΝΟΙΕΣ ΚΑΙ ΒΙΒΛΙΟΓΡΑΦΙΚΗ ΕΠΙΣΚΟΠΗΣΗ ΕΡΕΥΝΩΝ ΠΡΟΒΛΕΨΗΣ ΚΛΙΜΑΤΙΚΩΝ ΑΛΛΑΓΩΝ ΚΑΙ ΑΝΤΙΣΤΟΙΧΩΝ ΕΠΙΠΤΩΣΕΩΝ ΣΕ ΠΑΡΑΚΤΙΕΣ ΠΕΡΙΟΧΕΣ | 25 |
| 2.1. Εισαγωγή..... | 25 |
| 2.2. Βασικές έννοιες..... | 27 |
| 2.3. Διεθνείς έρευνες και προγράμματα..... | 35 |
| 2.4. Ερευνητικό πρόγραμμα PEARL..... | 38 |
| 3. ΠΡΟΤΕΙΝΟΜΕΝΗ ΜΕΘΟΔΟΛΟΓΙΑ ΚΑΙ ΕΠΙΣΤΗΜΟΝΙΚΟ ΥΠΟΒΑΘΡΟ ΑΡΙΘΜΗΤΙΚΩΝ ΜΟΝΤΕΛΩΝ | 43 |
| 3.1. Περιγραφή Μεθοδολογίας και Αλληλουχίας Αριθμητικών Μοντέλων | 43 |
| 3.2. Αριθμητικό Μοντέλο SWAN | 48 |
| 3.3. Αριθμητική Προσομοίωση με το Πρόγραμμα MIKE 21 | 50 |
| 3.3.1. Το Μοντέλο Parabolic Mild – Slope Equation Model (MIKE 21 PMS) | 50 |
| 3.3.1.1. Θεωρητικό υπόβαθρο – Βασικές εξισώσεις | 51 |
| 3.3.1.2. Οριακές συνθήκες | 54 |

| | |
|---|-----|
| 3.3.1.3. Στοιχεία υπολογισμών..... | 54 |
| 3.3.1.3.1. Απώλειες ενέργειας λόγω επίδρασης πυθμένα | 55 |
| 3.3.1.3.2. Απώλειες ενέργειας λόγω θραύσης κυματισμών..... | 56 |
| 3.3.2. Το Υδρολογικό Μοντέλο Flow Model (MIKE 21 HD)..... | 58 |
| 3.3.2.1. Θεωρητικό υπόβαθρο - Βασικές εξισώσεις..... | 59 |
| 3.3.3. Θεωρητικό υπόβαθρο υπολογιστικού προγράμματος MIKE 21 BW | 60 |
| 3.3.3.1. Γενική περιγραφή..... | 60 |
| 3.3.3.2. Βασικές εξισώσεις | 63 |
| 3.3.3.3. Θραύση κυματισμών (Madsen et al. 1997) | 65 |
| 3.3.3.4. Οριακές συνθήκες | 70 |
| 3.3.3.5. Αριθμητικό σχήμα επίλυσης | 70 |
| 4. ΠΕΡΙΟΧΗ ΜΕΛΕΤΗΣ | 73 |
| 4.1. Περιγραφή γεωγραφικής θέσης της περιοχής μελέτης | 73 |
| 4.2. Ανεμολογικά Δεδομένα | 75 |
| 4.3. Στοιχεία Κυματικών Συνθηκών | 78 |
| 4.4. Θαλάσσια Κυκλοφορία | 81 |
| 4.5. Θαλάσσια Ρεύματα – Παλίρροια | 84 |
| 4.6. Ιστορικό πλημμύρων | 85 |
| 5. ΑΠΟΤΕΛΕΣΜΑΤΑ | 89 |
| 5.1. Εισαγωγή | 89 |
| 5.2. Πρόβλεψη ανεμολογικού κλίματος – σενάριο κλιματικής αλλαγής..... | 90 |
| 5.3. «Hindcasting» και «Forecasting» του κυματικού κλίματος | 91 |
| 5.3.1. Περιοχή μελέτης, βαθυμετρία και υπολογιστικός | 91 |
| 5.3.2 Κατηγοριοποίηση των κυματισμών θύελλας | 93 |
| 5.3.3 Παρατηρούμενοι κυματισμοί θύελλας στο Ρέθυμνο και κατηγοριοποίηση αυτών. | 96 |
| 5.3.4 Αριθμητική προσομοίωση κυματικού και υδροδυναμικού πεδίου στα ρηχά νερά (MIKE21 PMS & HD) | 99 |
| 5.3.5 Κυματική αναρρίχηση και υπερπήδηση..... | 104 |
| 6. ΣΥΜΠΕΡΑΣΜΑΤΑ – ΠΡΟΤΑΣΕΙΣ | 111 |
| 7. ΒΙΒΛΙΟΓΡΑΦΙΑ – ΑΝΑΦΟΡΕΣ..... | 113 |

EXTENDED ABSTRACT

1. Introduction

The coastal regions are often highly urbanized with a large proportion of human dwellings and activities and they appear great natural wealth with important ecosystems. Nevertheless, these environments are vulnerable because of natural risks (e.g. erosion), and due to land use change (overexploitation of natural resources, pollution, etc.), the intense residential pressures, and mass tourism. While coastal erosion, severe floods, inundation of coastal low slope areas, wetlands destruction and salinization of the lagoons and coastal lakes keep striking the coastal areas, the prediction of long-term climate changes constitutes a crucial step. In order to achieve that, one should take into consideration a number of factors that makes the problem complex. Among others the following factors are included: bathymetry of sea bottom, existing port and coastal works, erosion, sea level rise, geometry of the urban environments (e.g. roads, buildings, drainage systems). Hence, numerous researchers have contributed to the development of useful tools to predict and calculate the causes of a coastal flooding event arising from i.e. storms and storm surges, sea level rise and tsunami. These phenomena result in wave overtopping and wave run-up on shore.

The present research has been accomplished in the framework of European Union Seventh Framework Programme (FP7/2007-2013) for the research project PEARL (Preparing for Extreme And Rare events in coastaL regions). The PEARL project seeks to fill in the lack of interaction between social aspects and technical measures – appearing to be a major hindrance for solving some of the greatest problems associated with floods and flood-related disasters. **The main goal of PEARL is to develop adaptive, sociotechnical risk management measures and strategies for coastal communities against extreme hydro-meteorological events minimising social, economic and environmental impacts and increasing the resilience of Coastal Regions in Europe.**

The present work is based on the study of Tsoukala et al. (2015), which is an integrated methodology for long-term prediction of climate changes and their respective impacts on coastal zones. Starting from the wind climate change and reaching the calculations of wave overtopping and run-up. This is achieved by the combination and

cooperation of various numerical models for predicting and simulating the natural phenomena. Finally, the proposed methodology is applied to the coastal region of Rethymno in Crete Island of Greece, resulting in the production and construction of useful data bases and information for potential upcoming storms and their respective impacts.

According to the above study, the offshore wave data used for hindcasting and forecasting, obtained through SWAN model which is a third-generation wave model that computes random, short-crested, wind generated waves in open sea, coastal regions and inland waters. With offshore wave data available, a definition and categorization of the storm events is accomplished in order to distinguish the severity of each event.

These valuable data of simulations are then used by the present work and fed, as boundary conditions, into a wave propagation model to simulate the wave characteristics and the hydrodynamic field nearshore (MIKE21 PMS, HD, (DHI, 2007)). Subsequently the characteristic wave height, as transformed through various physical processes (shoaling, refraction, breaking, etc), is used to simulate wave run-up with an improved Boussinesq-type model MIKE21BW, (DHI, 2007) and to estimate the wave overtopping (EurOtop, 2007) in selected sections along the coastal zone of Rethymno.

2. Methodology applied

2.1. Rethymno site description

The area of study (Figure 1) is located at the Prefecture of Rethymno, which is one of the four Prefectures of Crete in Greece. Rethymno city's population stands at 32,468 inhabitants which characterize it as the third most populous urban area in Crete. Rethymno city is the center of commercial, administrative and cultural activities of the homonymous Regional Unit where most of the human activities are been developed along the coastline of the harbour area. The area includes the Port of Rethymno, and the adjacent coastal area (a total area of about 14 km², Figure 2) with a coastline of almost 7 – 8 km length. The Port is located in the Northern end of Crete, within the homonymous bay.

Flooding has always been a serious problem for Rethymno area causing an ongoing threat to its residents, homes, business and public infrastructure. Major flood events have been encountered throughout the years, resulting in serious damages mainly in the Old Town of Rethymno and the east low-lying areas (Figure 3). Furthermore, changes in wind conditions – probably due to climate change – had resulted in causing storm events more frequently than in the past.



Figure 1. Position of Crete Island, Greece in Mediterranean sea

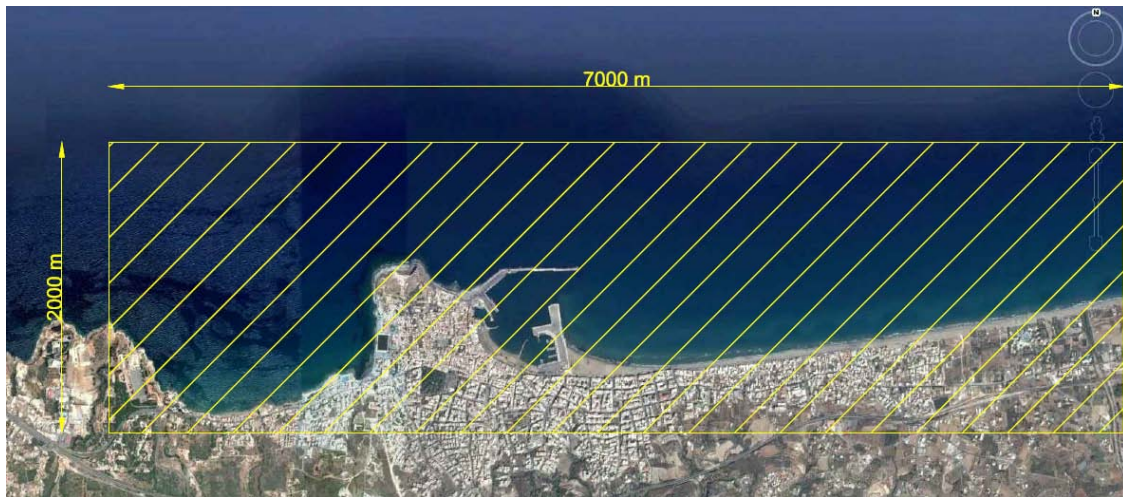


Figure 2: Rethymno, area of interest.

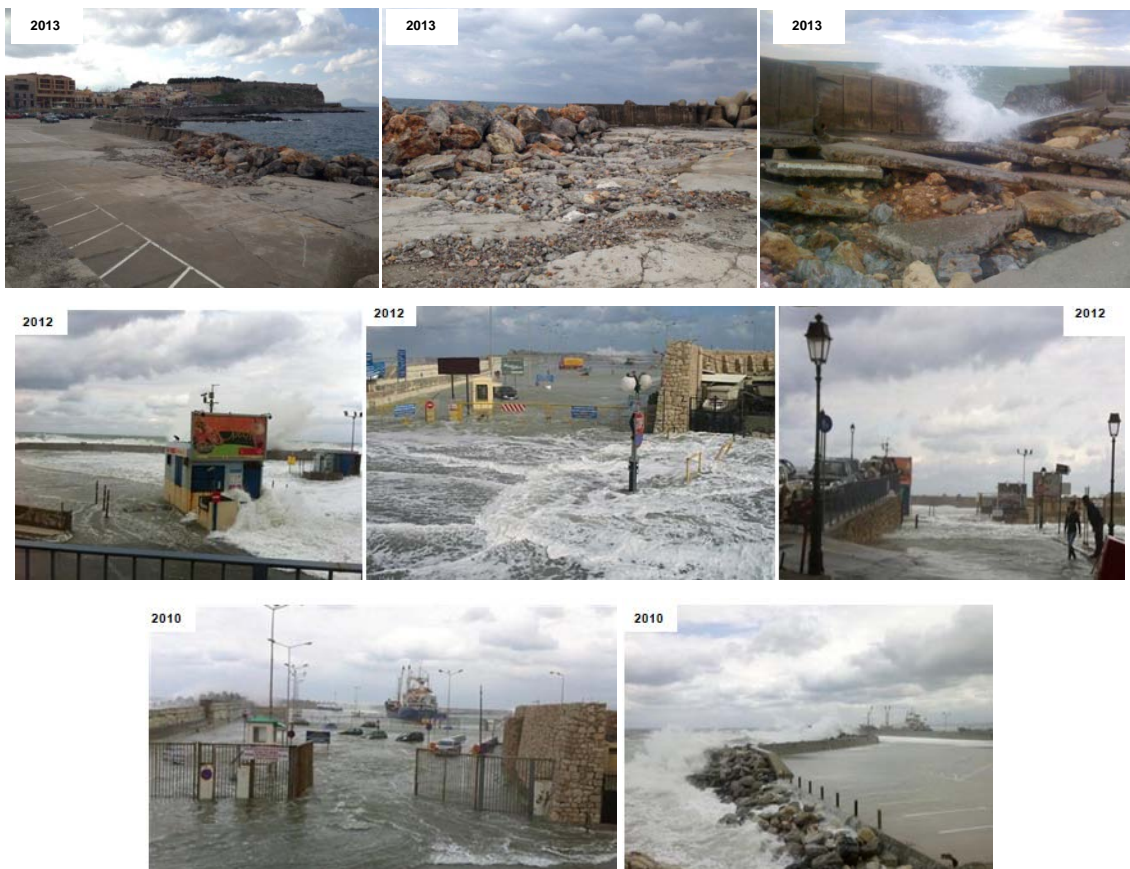


Figure 3: Recent floods at the harbour area of Rethymno (2010- 2013)

2.2. Description of methodology followed and numerical models chain

The SWAN model is used to simulate the offshore wave characteristics (directional spectrum) taking into account the changes of wind climate, and MIKE21 PMS model is then used for the transformation of the offshore information to shallower regions, up to the coast. Furthermore MIKE21 HD is used to simulate the hydrodynamic field of the area. Finally, a combination of MIKE21 BW, EurOtop and empirical formulas are used for the computation of wave overtopping and run-up. In order to obtain the wave condition at the offshore boundary of the local geographical area a downscaling approach is followed based on the transformation of global wind fields carrying the effect of climate change, and resulting into nearshore wave conditions. The latter are subsequently exploited for calculating the changes of wave overtopping and run-up causing the inland floods in the coastal region of the Rethymno area. This numerical chain is proposed in the present paper and the following chart (Figure 4) summarizes the above procedure in four discrete steps.

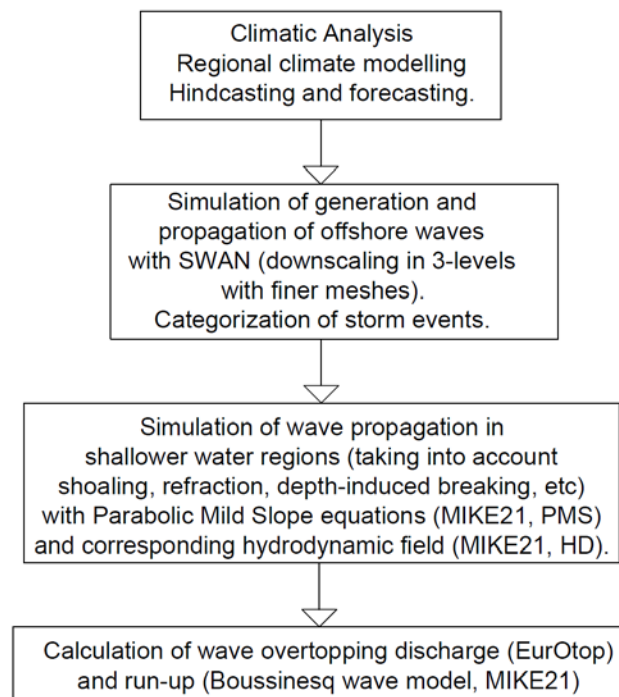


Figure 4: Flow chart depicting the proposed procedure (Tsoukala et al., 2015)

2.3. Categorization of storm surge events

With offshore wave data available, definition and categorization of storm events can be derived, in order to treat the storm surges in group and not individually and to link them with respective factors of coastal vulnerability in a future research. This is done by following the definition and identification of the storms through the energy content as proposed by Dolan and Davis (1992). The classification is accomplished into five groups: I-weak, II-moderate, III-significant, IV-severe and V-extreme. The first step before applying this approach is the characterization of the forcing. A storm is defined as the event exceeding a minimum significant wave height (e.g. $H_s > 2\text{m}$) and with a minimum duration of 6 hours. The energy content of each event is then calculated as follows:

$$E = \int_{t_1}^{t_2} H_s^2 dt \quad (1)$$

where $(t_1 - t_2)$ is the storm duration.

The above analysis has been divided in two periods: 1960-2000 (hind casting) and 2000-2100 (forecasting). The analysis is done for the North wind direction, since is the dominant one that generates incident waves to the Rethymno coast, and for NorthWest as well. The results of the average wave height, period and duration for each storm class are given in the following Tables 1 and 2 for the North direction.

Table 1. Storm events for the period 1960-2000 N direction.

| North Wind Direction 1960 - 2000 | | | | | | |
|---|--------------------|--------------------|----------------------|----------------------|-------------------------|-----------------|
| Storm class | H_s range (m) | T_p range (s) | Average H_s (m) | Average T_p (s) | Average Duration (h) | No of events |
| I Weak | 2-4.55 | 6.18-9.38 | 2.48 | 7.66 | 14.20 | 318 |
| II Moderate | 2-5.67 | 6.49-10 | 2.94 | 8.08 | 34.50 | 27 |
| III Significant | 2.19-4.63 | 7.50-9.59 | 3.56 | 8.69 | 44.25 | 4 |
| IV Severe | 2-5.61 | 6.71-10.72 | 3.27 | 8.31 | 72.50 | 6 |
| V Extreme | - | - | - | - | - | 0 |

Table 2. Storm events for the period 2000-2100 N direction.

| North Wind Direction 2000 - 2100 | | | | | | | |
|---|-------------|--------------------|--------------------|----------------------|----------------------|-------------------------|-----------------|
| Storm class | | H_s range (m) | T_p range (s) | Average H_s (m) | Average T_p (s) | Average Duration (h) | No of events |
| I | Weak | 2-5.25 | 6.35-10.11 | 2.50 | 7.68 | 14.13 | 823 |
| II | Moderate | 2-5.02 | 6.67-9.93 | 2.79 | 7.99 | 42.03 | 94 |
| III | Significant | 2-5.95 | 6.9-10.33 | 3.00 | 8.19 | 61.84 | 13 |
| IV | Severe | 2-5.36 | 6.38-10 | 3.24 | 8.24 | 81.38 | 8 |
| V | Extreme | 2.46-4.95 | 7.84-9.65 | 4.17 | 9.08 | 72.00 | 1 |

3. Numerical simulation of wave and hydrodynamic field

The bathymetry of Rethymno coastal area is constructed into a grid (Figure 5) with dimensions 3 km x 5.2 km in x- and y- axes respectively. The spatial step is chosen $dx=dy=5$ m. The bathymetry has been rotated counter clockwise at 90° due to requirements of MIKE21 PMS.

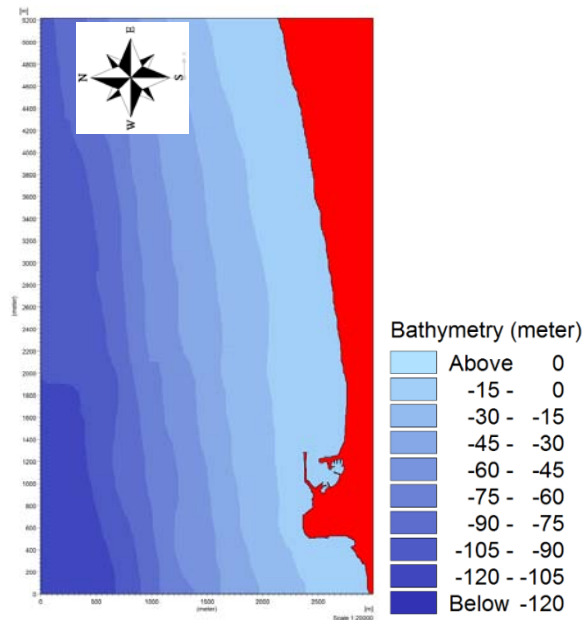


Figure 5: Numerical grid of Rethymno's bathymetry.

The average values of wave height and period of each storm class are adopted as input data and numerical simulations with MIKE21 PMS are carried out to estimate the spatial evolution of these quantities in the whole coastal area. Consequently, the resulting radiation stresses serve as input to the hydrodynamic module with MIKE21 HD to investigate the spatial evolution of the velocity. The results are depicted below (Figures 6 and 7) for the total of five storm categories (I-V) in case of North wind direction.

3.1. PMS

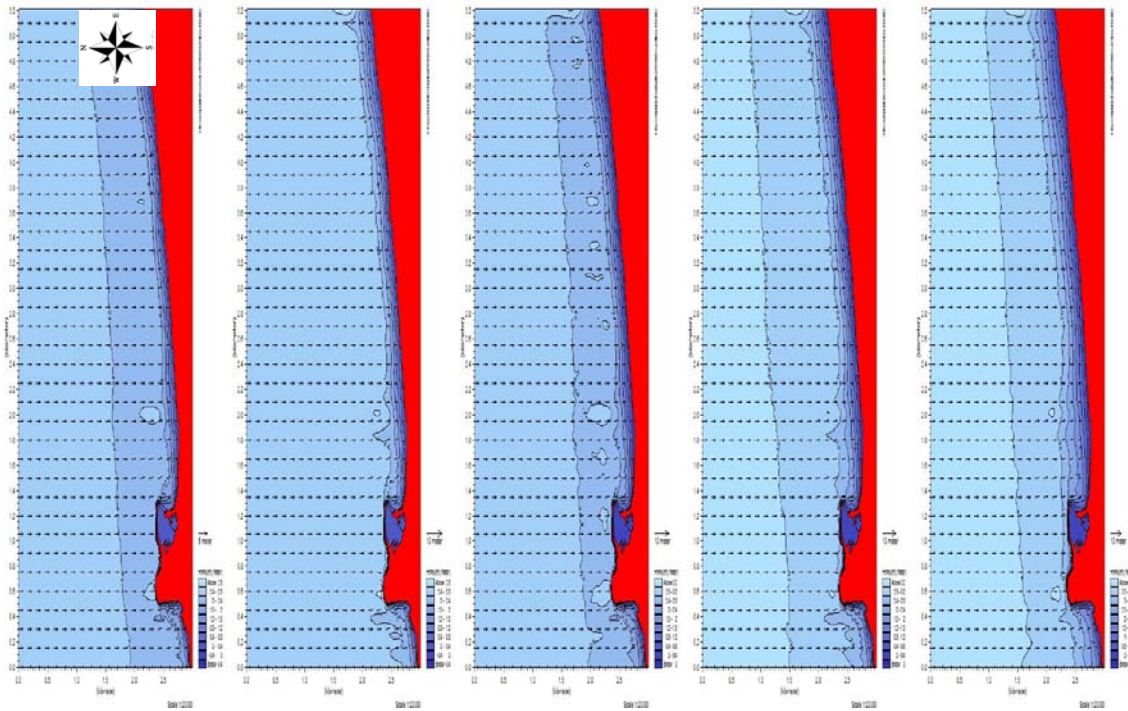


Figure 6. Spatial distribution of significant wave height for storm classes I to V (from left to right), arrows denote the mean wave direction (North direction).

3.2. HD

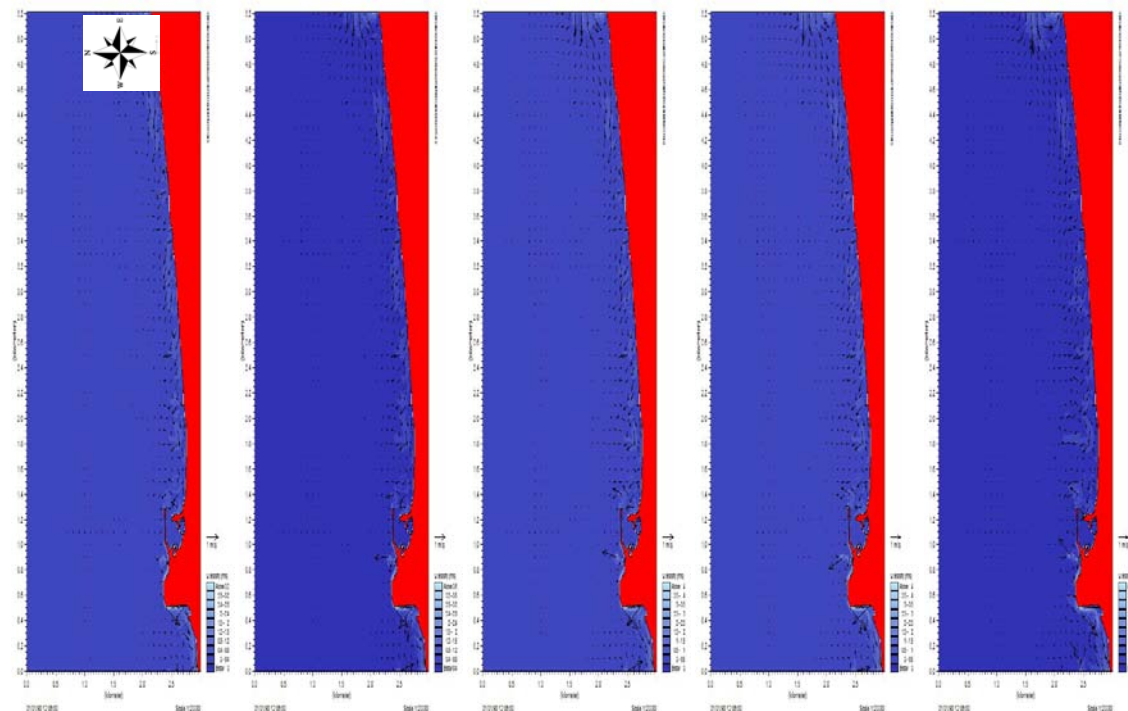


Figure 7. Hydrodynamic field for storm classes I to V (from left to right), arrows denote the current direction (North direction).

As the storm intensity increases, the wave heights increases in the whole domain, generating strongest currents. The basic conclusion of the above figures, depicting the hydrodynamic field, lays on the illustration of the most vulnerable sub areas where the velocity components increase. Thus in the sub area of the port and an area west of it depict strongest movement of the currents. This is in accordance with the physical observations where the most flood events are taking place in the respective locations of Rethymno as shown in Figure 3.

4. Wave overtopping and run-up

By taking advantage of the simulated wave propagation into shallower water regions and the corresponding nearshore wave characteristics, the wave overtopping and run-up can be estimated in any desired profile of the total field.

4.1. Bathymetric profiles and chosen section

The wave run-up is calculated in two bathymetric profiles, east and west of the port (Figure 8) with a mean bottom slope equals to 3%, while the overtopping is calculated in the upwind breakwater of the port (Figure 9).

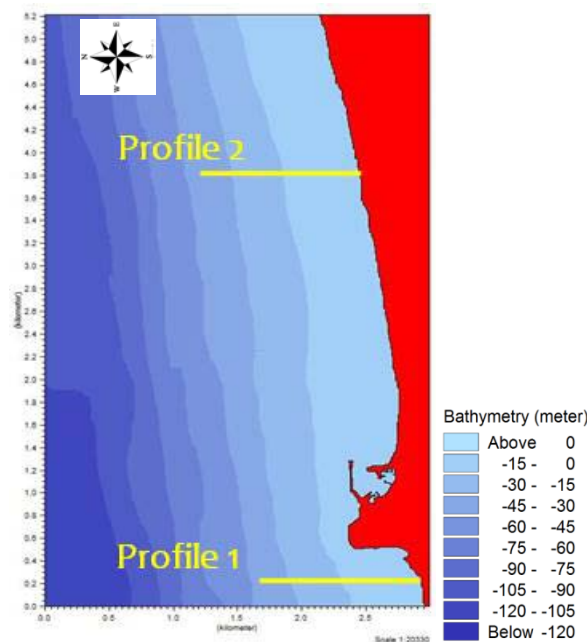


Figure 8: Selected bathymetric profiles for estimation of wave run-up.



Figure 9: Selected cross section of the breakwater for estimation of wave overtopping.

4.2. Wave run-up

Wave runup, Ru (m) is the extreme vertical height of the wave on a beach, and it is affected by the wave setup and swash. This quantity can be estimated through the following ways:

1. Empirical formula as derived by Stockdon et al. (2006)

$$Ru = 1.1 \left(0.35 \tan \beta (H_s L_o)^{1/2} + \left(H_s L_o \frac{(0.563 \tan \beta^2 + 0.004)^{1/2}}{2} \right) \right) \quad (2)$$

where $\tan \beta$ is the beach slope and L_o is the deep water wave length associated to the wave peak period T_p for each storm. For each value of the maximum H_s , a concurrent value of ξ is selected. The final Ru for each storm class is obtained by taking the average of the Ru calculated for all storms within the class.

2. Irregular wave run-up Equation of Coastal Engineering Manual (2008)

$$\frac{Ru}{H_s} = \begin{cases} 0.96\xi & \text{for } 1.0 < \xi < 1.5 \\ 1.17\xi^{0.46} & \text{for } 1.5 < \xi \end{cases} \quad (3)$$

where the Iribaren number defined as:

$$\xi = \frac{\tan \alpha}{\sqrt{\frac{H_s}{L_o}}}$$

3. By numerical simulation with the 1D version of a Boussinesq-type wave model (MIKE21 BW). The wave characteristics (H_o , T_p), as calculated by PMS in intermediate water are fed into the time-dependant model as irregular time series of surface elevation along with the bathymetric profile.

The results for the five different storm classes for the three different approaches are given in Table 3.

Table 3. Calculation of wave run up .

| | | Ru (m) | | | | | |
|-------------|-------------|------------------|-----------------|-------------------|------------------|-----------------|-------------------|
| | | Profile 1 | | | Profile 2 | | |
| | | <i>Emprical</i> | | <i>Emprical</i> | | | |
| | | <i>Stockdon</i> | | <i>Numerical</i> | <i>Stockdon</i> | | <i>Numerical</i> |
| | | <i>et al.</i> | <i>Emprical</i> | <i>Boussinesq</i> | <i>et al.</i> | <i>Emprical</i> | <i>Boussinesq</i> |
| Storm class | | (2006) | CEM(2006) | (MIKE21) | (2006) | CEM(2006) | (MIKE21) |
| I | Weak | 1.85 | 2.73 | 1.72 | 1.83 | 2.62 | 1.70 |
| II | Moderate | 1.91 | 2.74 | 1.88 | 1.90 | 2.63 | 1.90 |
| III | Significant | 2.37 | 3.09 | 2.00 | 2.35 | 2.98 | 1.98 |
| IV | Severe | 2.16 | 2.92 | 2.17 | 2.15 | 2.80 | 2.19 |
| V | Extreme | 2.42 | 2.99 | 2.25 | 2.41 | 2.88 | 2.22 |

4.3. Wave overtopping

Finally calculation of mean overtopping discharge rate is of great importance to further estimate the inland flood from the storm events. By inserting the wave (H_{m0} , height at the toe of the structure; T , period) and geometrical characteristics (R_c , the height of the crest of the wall above still water; G_c , width of the structure crest; γ , coefficient for reduction factors depending on the permeability) into the EurOtop tools (Figure 9), such as the parametric equations and the artificial neural networks one can calculate the overtopping. The section A-A' depicted in Figure 8 is similar to the one of Figure 10 and thus one can calculate the mean discharge rate Q (l/s/m) as shown in Table 4.

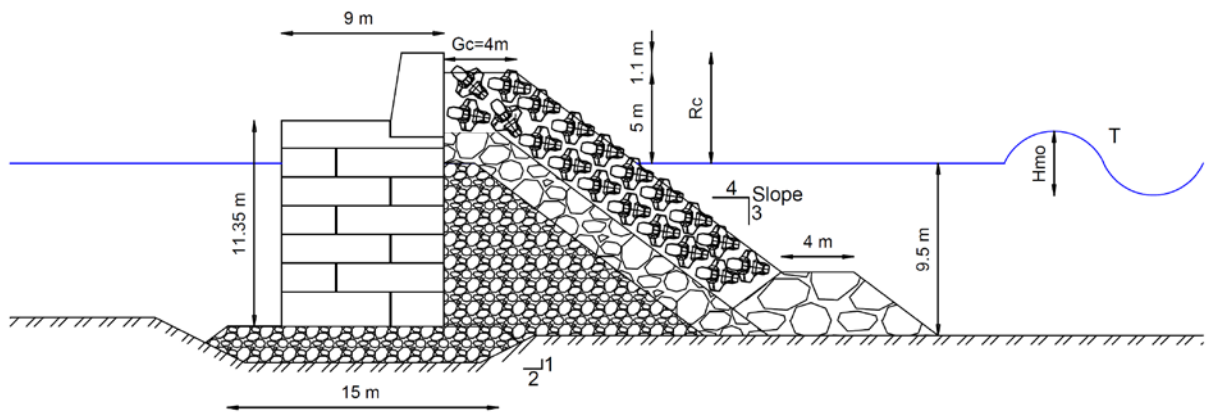


Figure 10. Definition sketch of breakwater cross section A-A'. Input parameters of EurOtop for calculation of wave overtopping (Eurotop Manual, 2007).

Table 4. Mean overtopping discharge rate Q (Section A-A')

| Input data | | | | | | Output data |
|-------------|--------------|-----------|-----------|-----------|----------|-------------|
| Storm class | H_{m0} (m) | T_p (s) | R_c (m) | G_c (m) | γ | Q (l/s/m) |
| I | 2.5 | 7.68 | 6.1 | 4 | 0.55 | 0.008 |
| II | 2.79 | 7.99 | 6.1 | 4 | 0.55 | 0.032 |
| III | 3 | 8.19 | 6.1 | 4 | 0.55 | 0.075 |
| IV | 3.24 | 8.24 | 6.1 | 4 | 0.55 | 0.147 |
| V | 4.17 | 9.08 | 6.1 | 4 | 0.55 | 2.075 |

As it was expected, wave run-up and overtopping discharge increase as the intensity of the phenomenon increases.

5. Conclusions

In the present paper, an integral approach is defined to calculate the wave overtopping and run-up through a chain of numerical tools focusing on the potential future flooding as presented by Tsoukala et al. (2015). This downscaling approach allows the prediction of the above quantities on nearshore, starting from the regional climate change. The first discrete step consists of hind casting and forecasting of wind forcing based on a potential emission scenario and afterwards the simulation of offshore wave generation and propagation. The framework of the implemented numerical models applied, in order to investigate the impacts of extreme sea states in the coastal area of Rethymno, demands the categorization of the storm events so as to avoid the individually handling of every event on the one hand, and to arrive at consolidated results on the other. Thus, the method used for this step, based on the energy concept, seems to behave satisfactorily.

The results of wave and hydrodynamic field simulations, by the means of a Parabolic Mild Slope model and a Hydrodynamic model are the main product of the present thesis, showing a good performance describing the spatial evolution of wave heights and velocity currents respectively. The resulted area, where wave breaking is more intense (on vertical fronts) and the generated currents become stronger, agrees fairly well with the observations from reality i.e. the port area of Rethymno, where the majority of coastal floods are reported. Finally, the implementation of Boussinesq model and EurOtop, provides an advantage on the accurate calculation of wave run up and overtopping respectively.

In the light of the integral approach, presented here, and the application of it in a site-specific case, it can be argued that this procedure has a broader application range and can be adopted in any coastal region. The discrete steps, mentioned in the description of methodology, can be adapted for any climate change scenario, bathymetry and topography of the potential coastal area of interest. By taking advantage of the products that the present approach provides, further research efforts should follow two main and interesting directions. The first one will simulate the flood areas by the means of a hydrodynamic model, based on the wave overtopping and run up, and by taking into account the urban geometry (buildings, drainage, topography, etc). The second one, by considering all the

above data, will draw the management lines of the flood risk based on the corresponding vulnerability of the coastal area.

1. ΕΙΣΑΓΩΓΗ

1.1. Αντικείμενο της εργασίας

Τα τελευταία χρόνια ένα μεγάλο μέρος των ερευνητικών προσπαθειών, σε διάφορους επιστημονικούς τομείς διεθνώς, έχει επικεντρωθεί στην μακροχρόνια πρόβλεψη της κλιματικής εξέλιξης. Μεγάλο ενδιαφέρον παρουσιάζει η πρόβλεψη των ανεμολογικών και κυματικών κλιμάτων, της έντασης και της συχνότητας των βροχοπτώσεων, της αλλαγής της θερμοκρασίας, της αύξησης της στάθμης της θάλασσας κ.ά. . Στόχος των ερευνών είναι η απόκτηση πολύτιμης γνώσης για τις πιθανές επιπτώσεις αυτών των αλλαγών και, μετέπειτα, η λήψη κατάλληλων μέτρων προστασίας.

Η παρούσα εργασία εστιάζει, κυρίως, στις επιπτώσεις των κλιματικών αλλαγών και στην εξέλιξη των χαρακτηριστικών των φυσικών φαινομένων, που λαμβάνουν χώρα στην παράκτια ζώνη. Η Ελλάδα διαθέτει μια ακτογραμμή άνω των 16.000 km, την μεγαλύτερη από οποιασδήποτε άλλης Μεσογειακής ή Ευρωπαϊκής χώρας. Το 27% αυτής της έκτασης αντιστοιχεί στο ηπειρωτικό τμήμα της χώρας, ενώ περισσότερο από το 50% ανήκει στα νησιωτικά συγκροτήματα. Οι ελληνικές ακτές αντιπροσωπεύουν το 25% της ακτογραμμής της Ευρωπαϊκής Ένωσης. Η παράκτια ζώνη της Ελλάδας αποτελεί φυσικό πλούτο της χώρας με σημαντικά οικοσυστήματα και μεγάλο αριθμό σπάνιων ειδών. Επιπρόσθετα, μεγάλο ποσοστό των ανθρωπίνων κατοικιών και δραστηριοτήτων αναπτύσσεται σε αυτές τις περιοχές, όπως, επίσης, και ο τουρισμός, που αποτελεί θεμέλιο της ελληνικής οικονομίας.

Από την άλλη πλευρά, όμως, τα παράκτια περιβάλλοντα είναι ευάλωτα εξαιτίας ορισμένων φυσικών κινδύνων (π.χ. διάβρωση), καθώς και λόγω των χρήσεων γης (υπερεκμετάλλευση των φυσικών πόρων, ρύπανση κ.ά.), των έντονων οικιστικών πιέσεων και του μαζικού τουρισμού. Καθώς τα τελευταία χρόνια έχουν παρατηρηθεί διαβρώσεις των ακτών, έντονες πλημμύρες, κατακλυσμός των παράκτιων περιοχών χαμηλών κλίσεων, καταστροφή υγροτόπων και υφαλμύρωση των λιμνοθαλασσών και των παράκτιων λιμνών, κρίνεται απαραίτητη η πρόβλεψη των μακροχρόνιων κλιματικών αλλαγών, που αποτελεί και αντικείμενο της παρούσας εργασίας. Η παρούσα μεταπτυχιακή εργασία εκπονήθηκε στο πλαίσιο του ερευνητικού προγράμματος PEARL, Preparing for Extreme And Rare

events in coastal regions, χρηματοδοτούμενο από την Ευρωπαϊκή Ένωση (Seventh Framework Programme, FP7/2007-2013).

1.2. Πρωτότυπα σημεία

Τα σημεία, που καθιστούν πρωτότυπη την παρούσα εργασία, είναι τα εξής:

- Προτείνεται μια ολοκληρωμένη μεθοδολογία μακροχρόνιας πρόβλεψης των κλιματικών αλλαγών και των επιπτώσεων στις παράκτιες ζώνες. Ξεκινώντας από την αλλαγή του ανεμολογικού κλίματος και φτάνοντας έως την κυματική υπερπήδηση και τις πλημμύρες, που προκαλούνται. Η μεθοδολογία αυτή μπορεί να εφαρμοστεί σε οποιαδήποτε παράκτια περιοχή.
- Το δεύτερο σημείο καινοτομίας αποτελεί ο συνδυασμός και η συνεργασία διάφορων αριθμητικών μοντέλων πρόβλεψης και προσομοίωσης των φυσικών φαινομένων.
- Τέλος, η μεθοδολογία, που προτείνεται, εφαρμόζεται στην παράκτια περιοχή του Ρεθύμνου της Κρήτης, με αποτέλεσμα την παραγωγή και κατάστρωση χρήσιμων δεδομένων και πληροφοριών για πιθανές μελλοντικές καταιγίδες και τις αντίστοιχες επιπτώσεις τους. Η πολύτιμη γνώση αυτών, μπορεί να χρησιμοποιηθεί από τις διοικητικές αρχές της περιοχής για την κατασκευή έργων προστασίας και τη λήψη κατάλληλων μέτρων για την ενημέρωση των κατοίκων, την προστασία του περιβάλλοντος και των ανθρώπινων δραστηριοτήτων.

1.3. Διάρθρωση εργασίας

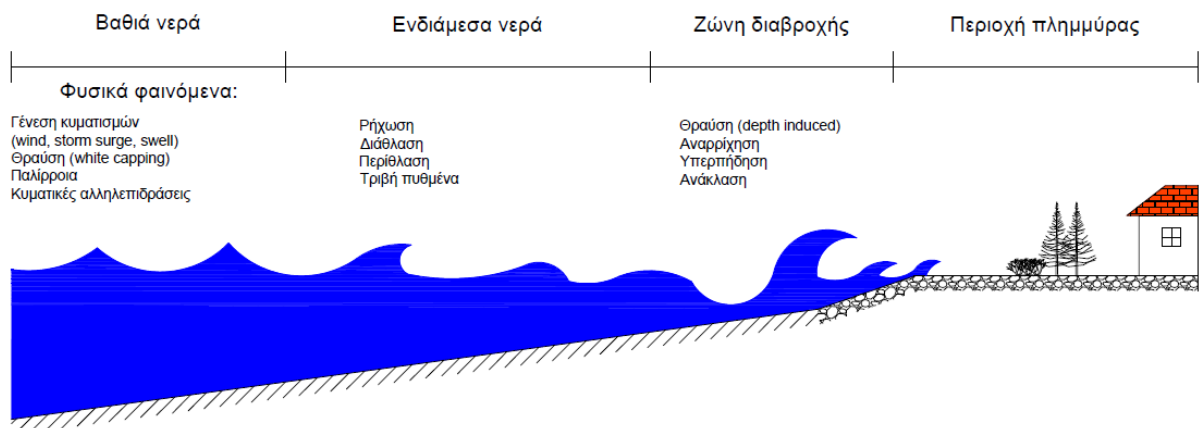
Η εργασία περιλαμβάνει, εκτός από την παρούσα εισαγωγή (Κεφάλαιο 1), πέντε Κεφάλαια:

- Στο Κεφάλαιο 2 δίνονται οι ορισμοί βασικών εννοιών και πραγματοποιείται μια βιβλιογραφική επισκόπηση των ερευνών, που έχουν δημοσιευθεί διεθνώς, για την πρόβλεψη των κλιματικών αλλαγών, εστιάζοντας στις παράκτιες περιοχές τις πιθανές επιπτώσεις αυτών. Τέλος, παρουσιάζεται το ερευνητικό πρόγραμμα PEARL, στα πλαίσια του οποίου εκπονήθηκε η παρούσα ερευνητική προσπάθεια.
- Στο Κεφάλαιο 3 παρουσιάζεται η μεθοδολογία προσέγγισης της παρούσας μελέτης και τα διαθέσιμα δεδομένα και αριθμητικά εργαλεία, στα οποία βασίστηκε.
- Στο Κεφάλαιο 4 παρουσιάζεται η περιοχή του Ρεθύμνου Κρήτης και οι καταγίδες, που έχουν καταγραφεί έως σήμερα.
- Στο Κεφάλαιο 5 εφαρμόζεται η μεθοδολογία στη συγκεκριμένη περιοχή, παρουσιάζοντας αποτελέσματα για την εξέλιξη του ανεμολογικού και κυματικού κλίματος, του θαλάσσιου υδροδυναμικού πεδίου, της κυματικής υπερπήδησης και αναρρίχησης.
- Στο Κεφάλαιο 6 συνοψίζονται τα κύρια συμπεράσματα της εργασίας και διατυπώνονται ορισμένες προτάσεις για μελλοντική έρευνα.

2. ΒΑΣΙΚΕΣ ΕΝΝΟΙΕΣ ΚΑΙ ΒΙΒΛΙΟΓΡΑΦΙΚΗ ΕΠΙΣΚΟΠΗΣΗ ΕΡΕΥΝΩΝ ΠΡΟΒΛΕΨΗΣ ΚΛΙΜΑΤΙΚΩΝ ΑΛΛΑΓΩΝ ΚΑΙ ΑΝΤΙΣΤΟΙΧΩΝ ΕΠΙΠΤΩΣΕΩΝ ΣΕ ΠΑΡΑΚΤΙΕΣ ΠΕΡΙΟΧΕΣ

2.1. Εισαγωγή

Τα τελευταία χρόνια ένα μεγάλο μέρος των ερευνών στον τομέα της ακτομηχανικής έχει επικεντρωθεί στην πρόγνωση πλημμυρών, που προκαλούνται από τη θάλασσα σε αστικοποιημένες περιοχές. Οι πλημμύρες αυτές προκαλούνται, κυρίως, από την δράση των κυματισμών θύελλας (storm surge) και εκδηλώνονται είτε με αναρρίχηση επί της ακτής, είτε με υπερπήδηση σε κατακόρυφα μέτωπα. Οι ανεμογενείς κυματισμοί γεννώνται στα βαθιά και, διαδιδόμενοι προς την ακτή, υφίστανται αλλαγές στο προφίλ τους, λόγω διάφορων φυσικών φαινομένων όπως: ρήγωση, διάθλαση, περίθλαση, τριβή πυθμένα, μη γραμμικές αλληλεπιδράσεις κ.ά. (βλ. Εικόνα 2-1).



Εικόνα 2-1: Φυσικά φαινόμενα επιρροής της κυματικής διάδοσης και περιοχή πλημμύρας

Η πρόβλεψη τέτοιων γεγονότων είναι υψίστης σημασίας για τους κατοίκους της περιοχής και εξαρτάται από ποικίλους παράγοντες όπως: η αύξηση της στάθμης της θάλασσας, η βαθυμετρία περιοχής, τα υφιστάμενα λιμενικά, ακτομηχανικά (π.χ. κυματοθραύστες, έργα επί της ακτής κ.ά.) και λοιπά ανθρωπογενή έργα, η διάβρωση της

ακτής, η γεωμετρία του αστικού περιβάλλοντος (π.χ. δρόμοι, κτίρια, αποχετευτικά συστήματα) κ.ά. .

Για τους παραπάνω λόγους, πολλοί ερευνητές έχουν συμβάλλει στην πρόγνωση μελλοντικών γεγονότων πλημμύρας και, πιο συγκεκριμένα, έχουν εξετάσει την επιρροή αυτών στις παράλιες οικιστικές περιοχές. Στη συνέχεια, γίνεται μια αναφορά στα πλαίσια και στα αποτελέσματα μερικών εξ αυτών, αφού διατυπωθούν μερικοί σημαντικοί ορισμοί αυτών των φαινομένων. Τέλος, παρουσιάζεται το ερευνητικό πρόγραμμα PEARL, στα πλαίσια του οποίου εκπονήθηκε η παρούσα ερευνητική προσπάθεια.

2.2. Βασικές έννοιες

Κυματισμοί θύελλας (storm surge):

Τα κύματα θύελλας ορίζονται ως η μεταβολή στο επίπεδο της θαλάσσιας επιφάνειας, που προκαλείται από κάποια καταιγίδα. Σύμφωνα με τον Pirazzoli (1999), ανταποκρίνεται στη διαφορά μεταξύ της παρατηρούμενης στάθμης της θαλάσσιας επιφάνειας και της αναμενόμενης αύξησης λόγω παλίρροιας την ίδια χρονική στιγμή. Οι κυματισμοί θύελλας συνδέονται, γενικά, με χαμηλά βαρομετρικά και υψηλές ταχύτητες ανέμων και απειλούν με φυσικές καταστροφές, κυρίως, σε περιοχές, όπου συμβαίνουν τροπικοί κυκλώνες. Ωστόσο, ακόμα και σε περιοχές, όπου οι ατμοσφαιρικές αλλαγές δεν είναι τόσο έντονες, οι γεννώμενοι κυματισμοί θύελλας μπορούν να προκαλέσουν πλημμύρες και αλλαγή στη βαθυμετρία της περιοχής (Neddham and Keim 2011).

Τα κύματα θύελλας μπορούν να συμβούν κατά μήκος της παράκτιας ζώνης των ωκεανών και των μεγάλων λιμνών. Αποτελούν έναν τύπο πλημμύρας με το υψηλότερο δυναμικό για καταστροφές και είχαν προκαλέσει το μεγαλύτερο αριθμό θυμάτων με το tsunami του 2004 που συνέβη στον Ινδικό Ωκεανό. Τα κύματα θύελλας στο Μπαγκλαντές το 1970 και το 1991 προκάλεσαν το θάνατο 300.000 και 139.000 ανθρώπων, αντίστοιχα. Τα περιστατικά κυμάτων θύελλας έχουν αφαιρέσει χιλιάδες ζωές στην Ευρώπη στο δεύτερο μισό του περασμένου αιώνα. Για παράδειγμα, υπήρξαν 2.150 θύματα στη Βόρεια Θάλασσα το 1953. Ωστόσο, οι πολύ βελτιωμένες παράκτιες προφυλάξεις και η εφαρμογή συστημάτων πρόγνωσης και προειδοποίησης έχουν διασφαλίσει τη μικρότερη συχνότητα των τεράστιων καταστροφών – τουλάχιστον στις αναπτυγμένες χώρες.

Παρ' όλα αυτά, τα κύματα θύελλας εξακολουθούν να αντιπροσωπεύουν ένα μεγάλο κίνδυνο για τις ακτές, όπως το αποτέλεσμα του τυφώνα Κατρίνα στο τέλος του Αυγούστου 2005. Η θύελλα, ταξινομήθηκε στην υψηλότερη κατηγορία τυφώνων λίγο πριν καταλήξει στη στεριά, και το κύμα θύελλας που προκλήθηκε από τον τυφώνα κατέστρεψε μια παράκτια ζώνη μήκους πάνω από 200 χιλιόμετρα, από τη Λουιζιάνα έως το Μισισιπί και την Αλαμπάμα και πλημμύρισε τη Νέα Ορλεάνη (Εικόνα 2-2).

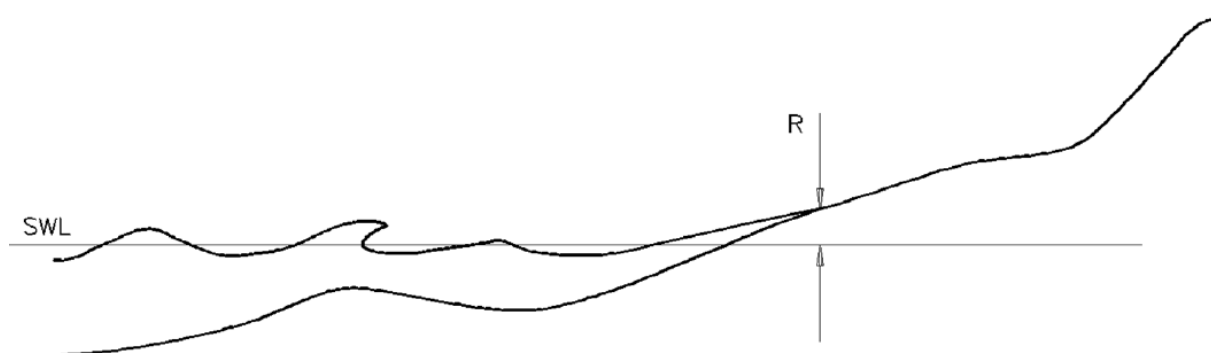


Εικόνα 2-2: Πλημμύρα Νέας Ορλεάνης μετά τον τυφώνα Κατρίνα.

Στο μέλλον, η πιθανή αύξηση της θαλάσσιας στάθμης θα αυξήσει τον κίνδυνο κυμάτων θύελλας και παράκτιας διάβρωσης. Αυτό αποτελεί μία από τις δραματικές συνέπειες της παγκόσμιας θέρμανσης.

Κυματική αναρρίχηση (wave run-up):

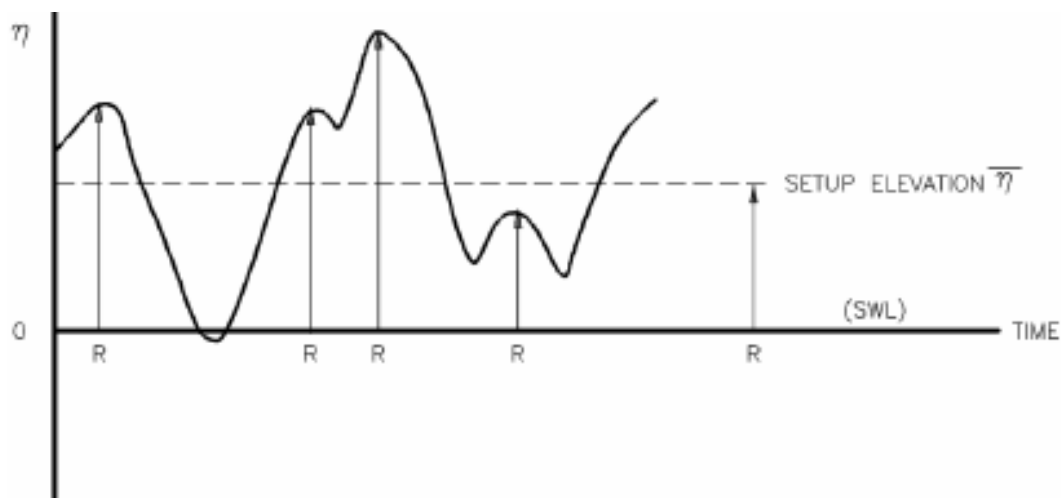
Κυματική αναρρίχηση (R) είναι η μέγιστη ανύψωση του κύματος πάνω από τη στάθμη ηρεμίας θάλασσας (Σ.Η.Θ) (Εικόνα 2-3).



Εικόνα 2-3: Σκαρίφημα κυματικής αναρρίχησης (CEM, 2008).

Αποτελείται από δύο συνιστώσες: την υπερύψωση της μέσης στάθμης του νερού λόγω της δράσης των κυμάτων (wave setup) και τις διακυμάνσεις γύρω από αυτό το μέσο

(swash). Η αναρρίχηση (R) ορίζεται στην Εικόνα 2-4 ως ένα τοπικό μέγιστο ή κορυφή στην στιγμιαία ανύψωση του νερού « η » στην ακτογραμμή.



Εικόνα 2-4: Ορισμός κυματικής αναρρίχησης ως τοπικό μέγιστο της ανύψωσης (CEM, 2008).

Για μονοχρωματικούς θραυόμενους κυματισμούς ο Hunt (1959) προσδιόρισε εμπειρικά την αναρρίχηση ως συνάρτηση της κλίσης του πυθμένα, του εισερχόμενου ύψους κύματος και της κλίσης του κυματισμού, βασιζόμενος σε εργαστηριακά δεδομένα. Η εξίσωση σε μία διάσταση γράφεται (Battjes, 1974):

$$\frac{R}{H_o} = \xi_o \text{ για } 0.1 < \xi_o < 2.3 \quad (2.1)$$

Για ομοιόμορφο, λείο, αδιαπέρατο πυθμένα ξ_o είναι η παράμετρος Irribaren και H_o το χαρακτηριστικό ύψος κύματος στα βαθιά νερά. Οι Walton et al. (1989) τροποποίησαν την παραπάνω εξίσωση, για να αυξήσουν το εύρος εφαρμογή της σε απότομες κλίσεις, αντικαθιστώντας την κλίση πυθμένα $\tan\beta$, που βρίσκεται στην παράμετρο ξ_o , με $\sin\beta$. Η τροποποιημένη σχέση επαληθεύτηκε με εργαστηριακές μετρήσεις από τους Saville (1956) και Savage (1958) για κλίσεις 1/10 έως τελείως κάθετες.

Το μη θραυόμενο ανώτερο όριο της αναρρίχησης σε μια ομοιόμορφη κλίση πυθμένα δίνεται από την παρακάτω εξίσωση, που βασίστηκε σε κριτήρια, που αναπτύχθηκαν από τους Miche (1951) και Keller (1961):

$$\frac{R}{H_o} = (2\pi)^{\frac{1}{2}} \left(\frac{\pi}{2\beta} \right)^{\frac{1}{4}} \quad (2.2).$$

Η αναρρίχηση για μη κανονικούς κυματισμούς (τυχαίους, όπως εμφανίζονται και στην πραγματικότητα) έχει αποδειχθεί, ότι, επίσης, είναι συνάρτηση της παραμέτρου Iribaren (Holman and Sallenger 1985, Mase 1989, Nielsen and Hanslow 1991), αλλά διαφέρει από αυτήν για τους μονοχρωματικούς λόγω των αλληλεπιδράσεων μεταξύ των κυμάτων. Ο λόγος του αριθμού των κορυφών αναρρίχησης με τον αριθμό των εισερχόμενων κυματισμών αυξάνει με την αυξανόμενη παράμετρο ξ . Ως εκ τούτου, η ενέργεια των χαμηλών συχνοτήτων κυριαρχεί στην αναρρίχηση για χαμηλές τιμές του ξ .

Ο Mase (1989) παρουσίασε εξισώσεις πρόβλεψης για αναρρίχηση τυχαίων κυματισμών σε επίπεδες, αδιαπέρατες ακτές (κλίσης 1/5 έως 1/30). Οι εκφράσεις αυτές για την μέγιστη αναρρίχηση R_{max} , την αναρίχηση, που υπερβαίνει το 2% των αναρριχόμενων κορυφών, $R_{2\%}$, τη μέση των υψηλότερων 1/10 $R_{1/10}$, τη μέση των υψηλότερων 1/3 $R_{1/3}$, και τη μέση \bar{R} , ορίζονται ως:

$$\frac{R_{max}}{H_o} = 2.32\xi_o^{0.77} \quad (2.3),$$

$$\frac{R_{2\%}}{H_o} = 1.86\xi_o^{0.71} \quad (2.4),$$

$$\frac{R_{1/10}}{H_o} = 1.70\xi_o^{0.71} \quad (2.5),$$

$$\frac{R_{1/3}}{H_o} = 1.38\xi_o^{0.70} \quad (2.6),$$

$$\frac{\bar{R}}{H_o} = 0.88\xi_o^{0.69} \quad (2.7),$$

για $1/30 \leq \tan\beta \leq 1/5$ και $H_o/L_o \geq 0.007$, όπου L_o είναι το μήκος κύματος στα βαθιά νερά.

Κυματική υπερπήδηση (wave overtopping):

Στην παρούσα παράγραφο περιγράφεται το φαινόμενο της κυματικής υπερπήδησης, οι παράμετροι, που το επηρεάζουν, και διάφορα βασικά στοιχεία, που λαμβάνονται υπόψη κατά το σχεδιασμό των κατασκευών έναντι της κυματικής υπερπήδησης. Το φαινόμενο της κυματικής υπερπήδησης (wave overtopping) ενός μετώπου ή μιας κατασκευής είναι ένα σύνθετο φαινόμενο, στο οποίο συμβάλλουν πολλές παράμετροι σχετικές με την μετάδοση του κυματισμού και την κυματική αναρρίχηση στις θαλάσσιες κατασκευές. Όταν τα κύματα προσπίπτουν σε ένα θαλάσσιο μέτωπο, υπερυψώνονται. Όταν η στάθμη στέψης του μετώπου είναι χαμηλότερα από την αναρρίχηση του κύματος επί του μετώπου, γίνεται υπερπήδηση του κυματισμού και μέρος της θαλάσσιας μάζας υπερχειλίζει προς την

εσωτερική παρειά του μετώπου. Γενικά, η υπερπήδηση θαλασσίου μετώπου από κυματισμούς συμβαίνει, όταν:

$$R > h_c = h - d_s \quad (2.8),$$

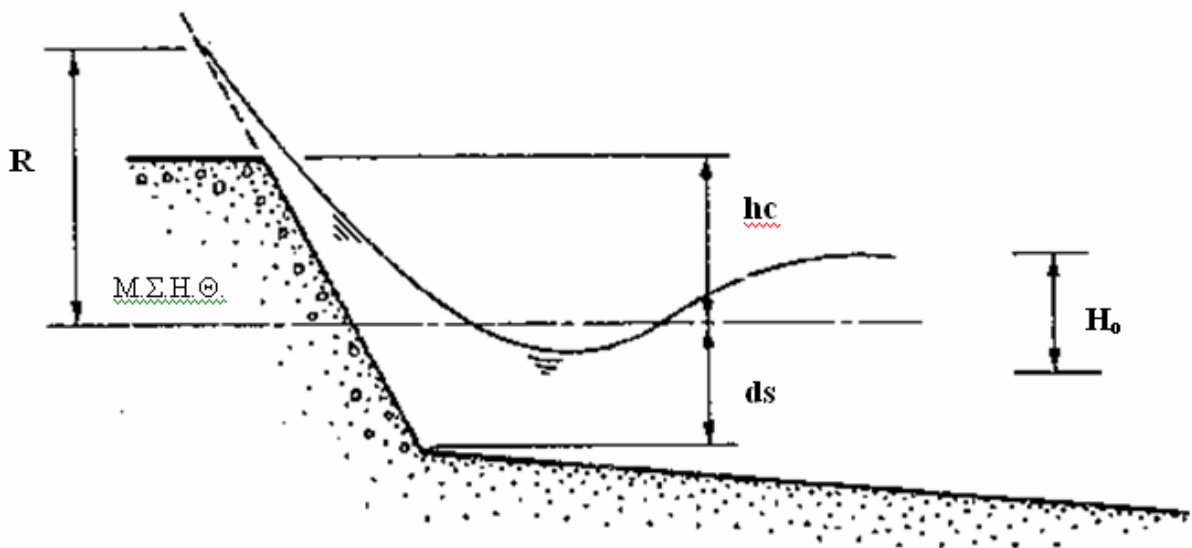
όπου:

h είναι το συνολικό ύψος του θαλασσίου μετώπου

d_s είναι το βάθος του νερού προ του μετώπου, σε κατάσταση ηρεμίας

h_c είναι η στάθμη στέψης του μετώπου πάνω από τη Μ.Σ.Η.Θ.

Στην Εικόνα 2-5 περιγράφεται σχηματικά η υπερπήδηση θαλασσίου μετώπου από προσπίπτοντες κυματισμούς. Η παροχή, που προκύπτει από την υπερπήδηση, συμβολίζεται διεθνώς με Q και εκφράζεται σε μονάδες παροχής ανά τρέχον μέτρο κατασκευής ($m^3/sec/m$).



Εικόνα 2-5: Υπερπήδηση μετώπου από θαλάσσιο κυματισμό, χαρακτηριστικά μεγέθη.

Αυτά τα αλληλοσυνδεδεμένα φαινόμενα, η αναρρίχηση του κύματος και η υπερπήδηση, επηρεάζουν άμεσα τον σχεδιασμό των έργων, καθώς σε αυτές τις περιπτώσεις οι κίνδυνοι ζημιών είναι σημαντικοί. Για αυτό το λόγο, απαιτείται να υπολογισθεί η ποσότητα του νερού, η οποία διαπερνά με υπερχειλίση τη στέψη του μετώπου και διαρρέει στον όπισθεν εσωτερικό χώρο κατά τη διάρκεια μιας περιόδου.

Το πλέον κρίσιμο στοιχείο κατά τον σχεδιασμό ενός θαλασσίου τοιχίου είναι η στάθμη στέψης, δεδομένου ότι από αυτή ελέγχεται η ποσότητα υπερπήδησης του έργου από τους προσπίπτοντες κυματισμούς. Η στάθμη στέψης ορίζεται βάσει της αναμενόμενης

αναρρίχησης, αλλά ο σχεδιασμός με βάση την κυματική υπερπήδηση θεωρείται πιο ουσιαστικός.

Θαλάσσια μέτωπα ασφαλή με υψηλή στάθμη στέψης κοστίζουν ακριβά και δεν είναι φιλικά προς το περιβάλλον. Χαμηλότερης στέψης μέτωπα εγκυμονούν κινδύνους σχετικά με την ασφάλεια των χρηστών τους, αλλά εναρμονίζονται περισσότερο στο περιβάλλον. Είναι, επομένως, απαραίτητο να διερευνηθεί η ισορροπία ικανοποίησης των κατασκευαστικών, λειτουργικών και οικονομικών απαιτήσεων του έργου, αποφεύγοντας ταυτόχρονα οποιαδήποτε ανεπιθύμητη επίπτωση στο παρακείμενο περιβάλλον.

Από τη συστηματική έρευνα του φαινομένου της κυματικής υπερπήδησης έχει τεκμηριωθεί, ότι η κλίση του μετώπου και η καμπυλότητα του προσπίπτοντος κύματος αποτελούν τους κύριους παράγοντες, οι οποίοι επιδρούν στην υπερύψωση της κορυφής του κύματος, κυρίως, για βάθη νερού (d_s), που αντιστοιχούν σε σχετικά μεγάλες τιμές του σχετικού ύψους H_o/d_s . Συγκεκριμένα, η αναρρίχηση του κύματος και η κυματική υπερπήδηση μειώνονται με:

- την αύξηση της καμπυλότητας του κύματος,
- την μείωση της κλίσης του κεκλιμένου μετώπου,
- Την αύξηση της τραχύτητας της επιφάνειας του μετώπου.

Κατά την πρόσπτωση του κύματος πάνω σε ένα μέτωπο, δύο συνθήκες κύματος μπορούν να εμφανισθούν: της θραύσης ή της μη θραύσης του. Στην πρώτη περίπτωση, της θραύσης διακρίνονται δύο υποπεριπτώσεις, της θραύσης του κύματος πριν την πρόσπτωση του στο μέτωπο και σε εκείνη, που το κύμα περνά τον πόδα του μετώπου και θραύεται στο μέτωπο της κατασκευής. Αυτή η περίπτωση είναι η δυσμενέστερη. Με την αύξηση της καμπυλότητας του κύματος στα βαθιά νερά ελαττώνεται η αναρρίχηση του κύματος, δεδομένου ότι η θραύση του κύματος συντελείται μακριά (στα ανοιχτά) της θαλάσσιας κατασκευής και, συνεπώς, το κύμα προσπίπτει στην κατασκευή με απομειωμένη εξαιτίας της θραύσης ενέργεια. Σημειώνεται, ότι τα μακρά κύματα μπορούν να υπερυψωθούν 2 έως και 3 φορές περισσότερο από τα βραχέα κύματα για το ίδιο ύψος κύματος και το ίδιο βάθος νερού. Για κυρτότερα κύματα χρειάζεται μεγαλύτερο βάθος στον πόδα του έργου για να αναπτυχθεί μέγιστη ανύψωση της κορυφής του κύματος. Ήπιες κλίσεις πυθμένα μπροστά από τη θαλάσσια κατασκευή μειώνουν το ύψος της αναρρίχησης του κύματος (Tomimaga et al., 1966), γεγονός το οποίο οφείλεται στην επαύξηση της τριβής λόγω της ύπαρξης ευρύτερης ζώνης θραύσης των κυμάτων. Έχει προκύψει από ορισμένες πειραματικές

μετρήσεις, ότι η αναρρίχηση κύματος (R) σε κεκλιμένο μέτωπο κλίσεως $1/2$ είναι μεγαλύτερη από ό,τι σε ένα κατακόρυφο μέτωπο, ενώ εν γένει η υπερπήδηση ενός κατακόρυφου τοιχίου είναι μεγαλύτερη από την υπερπήδηση ενός κεκλιμένου μετώπου με την ίδια στάθμη στέψεως, η μέγιστη αναρρίχηση προκύπτει για γωνία κλίσης 30° , επίσης, σύμφωνα με τα αποτελέσματα των Le Mehaute et al. (1968) και Grantham (1953).

Οι Juhl and Sloth (1995) και ο Hebsgaard (1998) ερεύνησαν την επίδραση του εύρους της στέψης στο φαινόμενο της κυματικής υπερπήδησης. Όπως ήταν αναμενόμενο, με την αύξηση του εύρους στέψης, μειώνεται η κυματική υπερπήδηση. Η δυνατότητα να διέρχεται το κύμα πάνω από τη θαλάσσια κατασκευή ($hc < R$) μειώνει την ανάκλαση και το μέγεθος των στάσιμων κυμάτων.

Η τραχύτητα και η διαπερατότητα του κεκλιμένου επιπέδου της κατασκευής μειώνουν την αναρρίχηση του κύματος. Οι Owen (1980) και οι Van der Meer and Janssen (1995) συστήνουν μειωτικούς συντελεστές, που ποσοτικοποιούν την επίδραση αυτή. Παραδείγματος χάριν, για τραχύ πρανές κλίσεως $1:1,5$ οι τιμές του λόγου R (αναρρίχησης)/ H_0 (ύψος στέψης) είναι μικρότερες κατά 25% από εκείνες λείου μετώπου, με την ίδια κλίση.

Επιπρόσθετα, η υπερπήδηση θαλάσσιας κατασκευής εξαρτάται και από άλλες παραμέτρους σχετικές με τα χαρακτηριστικά των κυμάτων, την μετάδοση του κυματισμού, την γωνία προσπτώσεως στο μέτωπο κ.α. . Συχνά η υπερπήδηση θαλασσιού μετώπου από κυματισμούς συνοδεύεται με εκτόξευση σταγονιδίων (spray), φαινόμενο το οποίο έχει αρνητικές συνέπειες σε κοντινές κατασκευές.

Η κυματική υπερπήδηση επιβαρύνεται από την πνοή ισχυρών ανέμων, ιδίως όταν είναι θαλάσσιοι και πνέουν εγκάρσια στο έργο. Το ύψος, η περίοδος και η διεύθυνση των κυμάτων εξαρτώνται από την ταχύτητα και την διεύθυνση του ανέμου. Σε τέτοιες περιπτώσεις, η κυματική υπερπήδηση μπορεί να αυξηθεί σημαντικά έως και σε διπλασιασμό και τριπλασιασμό της μέσης παροχής Q . Από μετρήσεις του Owen (1980) προέκυψε διορθωτικός συντελεστής της παροχής υπερπήδησης 1 έως $3,2$. Διαπιστώθηκε έως και τριπλασιασμός της παροχής υπερπήδησης υπό την πνοή ανέμου μεγάλης εντάσεως από τον εργαστηριακό έλεγχο της κυματικής υπερπήδησης έργων υπό την επίδραση ανέμου στην διώρυγα Scheldt του Delft Hydraulics.

Σύμφωνα με τον Besley (1999), λόγω του ανέμου υπάρχει αύξηση της κυματικής υπερπήδησης, ειδικά για τιμές Q μεγαλύτερες του $10^{-3} \text{ m}^3/\text{sec}/\text{m}$. Εξαιτίας της μεγάλης

επίδρασης του ανέμου στην πρόβλεψη της αναρρίχησης και της κυματικής υπερπήδησης, διεξήχθησαν εργαστηριακές μετρήσεις και στην διώρυγα του Texas A&M University (TAMU), Coastal Engineering Research Center (CERC), U.S Army of Engineers' Waterways Experiment Station με διάφορες κυματικές συνθήκες, κλίσεις μετώπου και διάφορες ταχύτητες ανέμου. Από την επεξεργασία των μετρήσεων επιβεβαιώθηκε, ότι με τη αύξηση της ταχύτητας του ανέμου αυξάνει η αναρρίχηση και ανάλογα η κυματική υπερπήδηση. Επίσης, μεγαλύτερη ένταση ανέμου έχει μεγαλύτερη επιρροή στην αύξηση της υπερπήδησης και ειδικότερα σε κεκλιμένα μέτωπα με απότομες κλίσεις (Ward et al., 1996). Η επίδραση της πνοής ανέμου μεγάλων ταχυτήτων ερευνήθηκε, επίσης, από τους Gonzalez – Escriva and De Rouck (2002), οι οποίοι διαπίστωσαν, ότι η υπερπήδηση σε λογαριθμική κλίμακα είναι ανάλογη του τετραγώνου της ταχύτητας του ανέμου.

2.3. Διεθνείς έρευνες και προγράμματα

Οι Chini and Stansby (2012) εξέτασαν τις οριακές τιμές της κυματικής υπερπήδησης, που θα εμφανιστούν για διάφορα σενάρια κλιματικής αλλαγής, καθώς και αύξησης της θαλάσσιας στάθμης. Συγκεκριμένα, παρουσίασαν ένα ολοκληρωμένο σύστημα μοντέλων για τον προσδιορισμό της κυματικής υπερπήδησης ενός κατακόρυφου μετώπου. Αυτό το σύστημα παρέχει την πληροφορία της από κοινού πιθανότητας για την παροχή υπερπήδησης με διαφορετικά κλιματικά σενάρια.

Τα παραπάνω τα πέτυχαν με την εφαρμογή διάφορων αριθμητικών μοντέλων για την προσομοίωση της κυματικής διάδοσης από τα βαθιά έως τα ρηχά νερά και τα εφάρμοσαν στην περιοχή Walcott, UK. Βασιζόμενοι σε κλιματικά μοντέλα και παίρνοντας υπόψη κάποια σενάρια αλλαγής (π.χ. A1B), χρησιμοποίησαν τα δεδομένα αυτά στο κυματικό μοντέλο WAM (WAMDI-Group, 1988), καθώς και στο μοντέλο CS3 (Williams and Flather, 2004) για την προσομοίωση των κυματισμών καταγίδας. Τα μοντέλα αυτά εφαρμόστηκαν στα βαθιά νερά σε ένα κানাβο χωρικής ανάλυσης περίπου 12 km. Στα ενδιάμεσα και ρηχά νερά για την προσομοίωση της ρήχωσης, διάθλασης και θραύσης εφάρμοσαν το κυματικό, φασματικό μοντέλο TOMAWAC που βασίζεται στη διατήρηση της κυματικής ενέργειας χρησιμοποιώντας τη μέθοδο των πεπερασμένων στοιχείων (Benoit et al., 1996). Τέλος, για τον υπολογισμό της κυματικής υπερπήδησης χρησιμοποίησαν την προσέγγιση των τεχνητών νευρωνικών δικτύων σύμφωνα με το EurOtop (Pullen et al., 2007).

Οι Gallien et al. (2014) μελέτησαν τις παράκτιες πλημμύρες σε περιοχές με έντονη οικιστική ανάπτυξη, προσπαθώντας να καταστρώσουν ένα ολοκληρωμένο μοντέλο κυματικής υπερπήδησης, αντιπλημμυρικών έργων και συστημάτων απορροής. Κατασκεύασαν δυο μοντέλα πρόγνωσης, το «στατικό», το οποίο απλά συγκρίνει τα επίπεδα της θαλάσσιας επιφάνειας με την ξηρά, και το «υδροδυναμικό», που προσομοιώνει την επίγεια ροή της εισερχόμενης ποσότητας νερού από τη μεριά της θάλασσας. Ο υπολογισμός των κυματικών χαρακτηριστικών από τα βαθιά έως την ακτή έγινε με το μοντέλο SWAN (Simulating Waves NearShore) και, έπειτα, τα αποτελέσματα αυτού χρησιμοποιήθηκαν ως δεδομένο εισόδου για την υδροδυναμική προσομοίωση. Τα αποτελέσματα έδειξαν καλές συγκρίσεις με παρατηρήσεις πεδίου, αντίθετα το «στατικό» μοντέλο υπερεκτίμησε τις περιοχές της πλημμύρας.

Τα τελευταία χρόνια, όπως έχει αναφερθεί παραπάνω, έχουν δημοσιευθεί πολλές έρευνες, οι οποίες συγκεντρώνουν το ενδιαφέρον τους στις παράκτιες πλημμύρες, στην ανάλυση ακραίων γεγονότων, στην πρόβλεψη και πρόγνωση αυτών, στην ολοκληρωμένη διαχείριση των παράκτιων ζωνών και των κινδύνων από τις επιπτώσεις των επερχόμενων κατακλίσεων, στην ανάπτυξη εργαλείων για την έγκαιρη ενημέρωση των κατοίκων, στην εφαρμογή όλων των παραπάνω σε συγκεκριμένες περιοχές μελέτης (Kortenhuis and Oumeraci, 2015)

Στα πλαίσια του ερευνητικού προγράμματος «CCSEAWAVS: Estimating the effects of climate change on sea level and wave climate of the Greek seas, coastal vulnerability and safety of coastal and marine structures» (<http://www.thalis-ccseawavs.web.auth.gr>), που έχει θέσει παρόμοιους στόχους με το πλαίσιο του προγράμματος (research project PEARL, *Preparing for Extreme And Rare events in coastaL regions*, founded by European Union Seventh Framework Programme, FP7/2007-2013), όπου εκπονήθηκε η παρούσα μεταπτυχιακή, έχει δημοσιευθεί ένας σημαντικός αριθμός ερευνών για την πρόβλεψη της κλιματικής αλλαγής (ΚΑ), καταγίδων και των αντίστοιχων γεννώμενων κυματισμών στην θαλάσσια περιοχή της Ελλάδας.

Πιο συγκεκριμένα, τα επιστημονικά πεδία αυτού του προγράμματος είναι τα ακόλουθα:

- α) Οι κλιματικές προβλέψεις, τα κλιματικά μοντέλα και η αλληλεπίδρασή τους με το θαλάσσιο περιβάλλον,
- β) Οι επιπτώσεις της ΚΑ στο θαλάσσιο κλίμα,
- γ) Τα ακραία γεγονότα μετεωρολογικών και θαλάσσιων μεταβλητών σε συνθήκες ΚΑ,
- δ) Η παράκτια τρωτότητα σε κατάκλιση και διάβρωση και
- ε) Η λειτουργικότητα και η ευστάθεια των κατασκευών σε συνθήκες ΚΑ.

Στόχος του είναι ανάλυση και εκτίμηση των μεταβολών στο κλίμα του Ελληνικού θαλάσσιου χώρου, με χρήση σύγχρονων μοντέλων περιοχικής και τοπικής κλίμακας έως το 2100. Οι κλιματικές μεταβολές (άνεμος, ατμοσφαιρική πίεση, θερμοκρασία, βροχόπτωση) αποτελούν το κύριο δεδομένο εισόδου για τη μελέτη των επιπτώσεων της ΚΑ στη μέση στάθμη της θάλασσας, στους κυματισμούς και στη μετεωρολογική παλίρροια, χρησιμοποιώντας διδιάστατα μοντέλα υδροδυναμικής κυκλοφορίας και διάδοσης των κυματισμών. Ανάλυση των ακραίων μετεωρολογικών και θαλάσσιων γεγονότων με τεχνικές της Θεωρίας Ακραίων Τιμών και εκτίμηση των επιπτώσεων της ΚΑ στην

παράκτια τρωτότητα σε κατάκλιση και διάβρωση. Το κύριο χαρακτηριστικό της έρευνας αυτής είναι, ότι παρέχει ένα ολοκληρωμένο πλαίσιο εκτίμησης των χαρακτηριστικών της ΚΑ και των επιπτώσεών της στις θαλάσσιες μεταβλητές, στην τρωτότητα των ακτών και στην ασφάλεια των θαλάσσιων και παράκτιων έργων

Έτσι, λοιπόν, στα πλαίσια αυτού του προγράμματος οι Kokkinos et al. (2014) εκτίμησαν την τρωτότητα των ακτών για παρούσες και μελλοντικές συνθήκες σε παράκτιες περιοχές του Αιγαίου. Αφού κατηγοριοποίησαν τις καταιγίδες, υπολόγισαν την κυματική αναρρίχηση και την αύξηση του επιπέδου της θαλάσσιας επιφάνειας και, αφού κατασκεύασαν δείκτες τρωτότητας ακτών σύμφωνα με τα παραπάνω, είδαν ποιες περιοχές πλήττονται εντονότερα και συχνότερα. Τα κυματικά δεδομένα προέκυψαν από προηγούμενες έρευνες (Krestenitis et al. 2013, 2014), οι οποίες βασίστηκαν σε μοντέλα πρόγνωσης των ανεμολογικών συνθηκών και πιθανών αλλαγών έως το 2100.

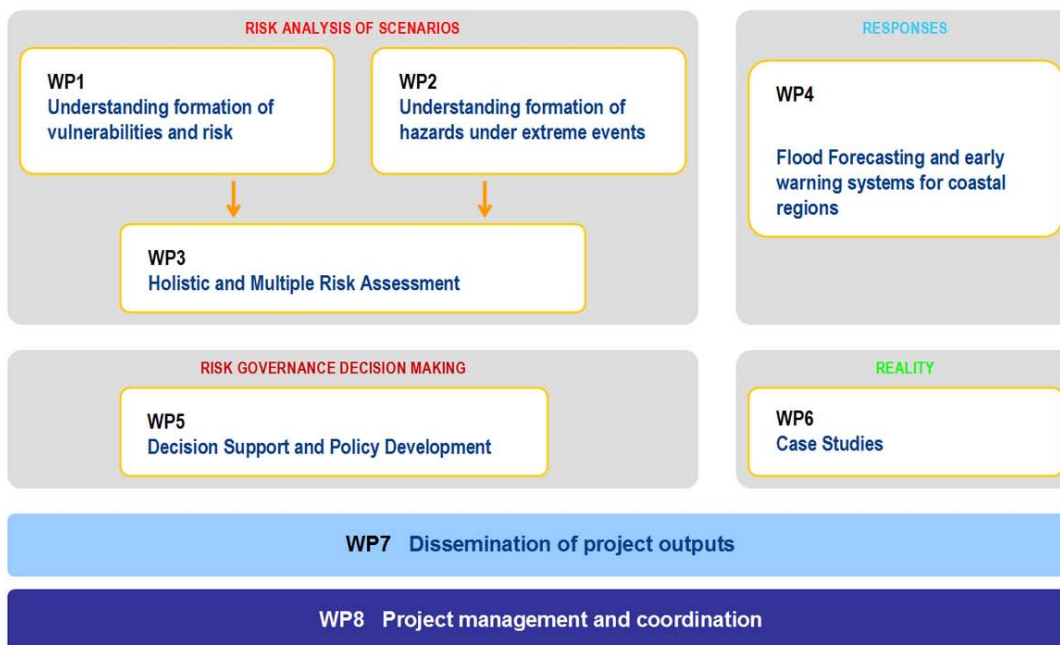
2.4. Ερευνητικό πρόγραμμα PEARL

Το πρόγραμμα PEARL (στα πλαίσια του οποίου εκπονήθηκε η παρούσα μελέτη) έθεσε ως στόχο την εκπλήρωση της ανάγκης για βελτίωση των προβλέψεων – προγνώσεων και των έγκαιρων δυνατοτήτων ενημέρωσης, χρησιμοποιώντας επιστημονικές μεθόδους και τεχνολογίες, ούτως ώστε να βοηθήσει τους φορείς πολιτικής χάραξης και τις υπηρεσίες έκτακτης ανάγκης για την ανάπτυξη ισχυρών στρατηγικών για τη μείωση των κινδύνων. Ωστόσο, η πρόγνωση – πρόβλεψη είναι μόνο ένα μέρος της απάντησης. Εξίσου σημαντική είναι η δυνατότητα να προειδοποιείται αποτελεσματικά ο πληθυσμός στις περιοχές, που θα επηρεαστούν, και ότι τα συστήματα προειδοποίησης για το ευρύ κοινό εντάσσονται σε ευρύτερες στρατηγικές διαχείρισης και υποστηρίζεται από τις κατάλληλες θεσμικές και οργανωτικές ρυθμίσεις. Η προετοιμασία, για την αποτελεσματική αντιμετώπιση ακραίων φαινομένων, προϋποθέτει όχι μόνο την τεχνολογία, αλλά εξίσου σημαντικά την κοινωνική, οικονομική, οργανωτική και πολιτική δομή. Το πρόγραμμα PEARL επιδιώκει να συμπληρώσει την έλλειψη αλληλεπίδρασης μεταξύ των κοινωνικών πτυχών και των τεχνικών μέτρων – που διαφαίνεται να είναι ένα σημαντικό εμπόδιο για την επίλυση ορισμένων από τα μεγαλύτερα προβλήματα που σχετίζονται με τις πλημμύρες και τις αντίστοιχες καταστροφές.

Για να επιτευχθεί ο κύριος στόχος της, το πρόγραμμα υιοθετεί μια ολιστική προσέγγιση της διαχείρισης των κινδύνων, με βάση τις ακόλουθες τρεις προϋποθέσεις:

- Η διαχείριση του κινδύνου είναι μια κοινωνικό-τεχνική διαδικασία, η οποία δεν μπορεί να μελετηθεί με το διαχωρισμό των κοινωνικών και τεχνικών διαδικασιών και το σχεδιασμό τους απομονωμένα.
- Οι σχέσεις μεταξύ των μερών είναι αμοιβαία, αναδυόμενες, δυναμικές και μη γραμμικές και καθοδηγούνται από τις αυτό-οργανώσεις των ικανοτήτων του κάθε μέρους και των (απρόβλεπτων) δυναμικών της συν-εξέλιξης τους.
- Η διαδικασία ενίσχυσης των κάθε είδους μέτρων αντιμετώπισης του κινδύνου πλημμύρας (όπως πρόβλεψης, πρόγνωσης και έγκαιρης προειδοποίησης) θα πρέπει να γίνει κατανοητή και να μελετηθεί στο πλαίσιο της ευρύτερης διαδικασίας διαχείρισης των πλημμυρών η οποία εξαρτάται από τις αλληλεπιδράσεις με άλλες υπο-διεργασίες σε διαφορετικά επίπεδα.

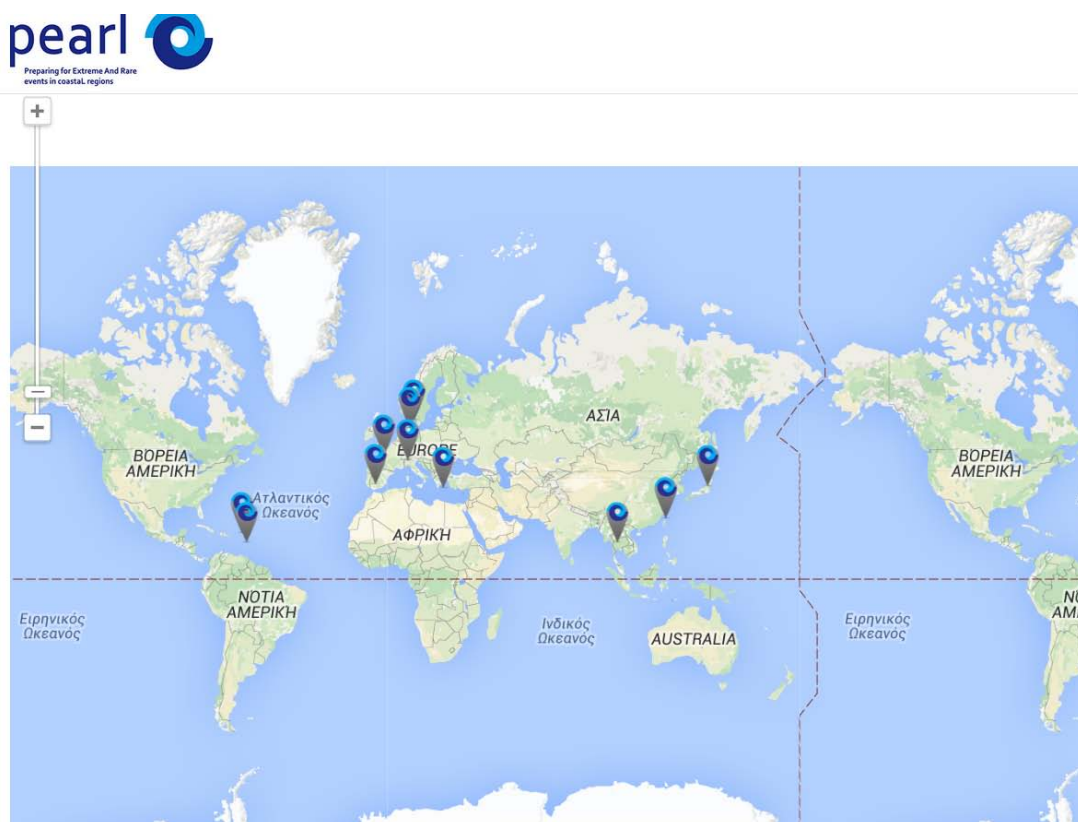
Τα στάδια εργασίας χωρίζονται σε 8 «πακέτα» (work packages) όπως παρουσιάζονται στην παρακάτω Εικόνα 2-6. Το πρώτο βήμα αποτελεί η κατανόηση των γενεσιουργών παραγόντων της τρωτότητας και των συνθηκών της επικινδυνότητας που αποτελεί βασική προϋπόθεση για την ετοιμότητα αντιμετώπισης καταστροφών και τη διαχείριση των επιπτώσεων. Στο δεύτερο πακέτο υπάρχει ο στόχος ανάπτυξης ενός πλαισίου χαρακτηρισμού των ακραίων γεγονότων, η ανάλυση της κλιματικής αλλαγής και της αύξησης του επιπέδου της θαλάσσιας επιφάνειας, η εκτίμηση των επιπτώσεων και των μελλοντικών καταστροφών και τέλος η εφαρμογή αυτών σε περιοχές μελέτης. Το τρίτο πακέτο ασχολείται με την ανάπτυξη ενός πλαισίου για την ολιστική και πολλαπλή αξιολόγηση των κινδύνων (στρατηγικών και επιχειρησιακών). Το τέταρτο πακέτο εργασιών είναι αφιερωμένο στην υπέρβαση των ορίων των μοντέλων στην πρόγνωση των πλημμυρών και έγκαιρης προειδοποίησης για τις παράκτιες περιοχές.



Εικόνα 2-6: Πακέτα εργασιών προγράμματος PEARL (<http://www.pearl-fp7.eu/about-pearl/wp/>).

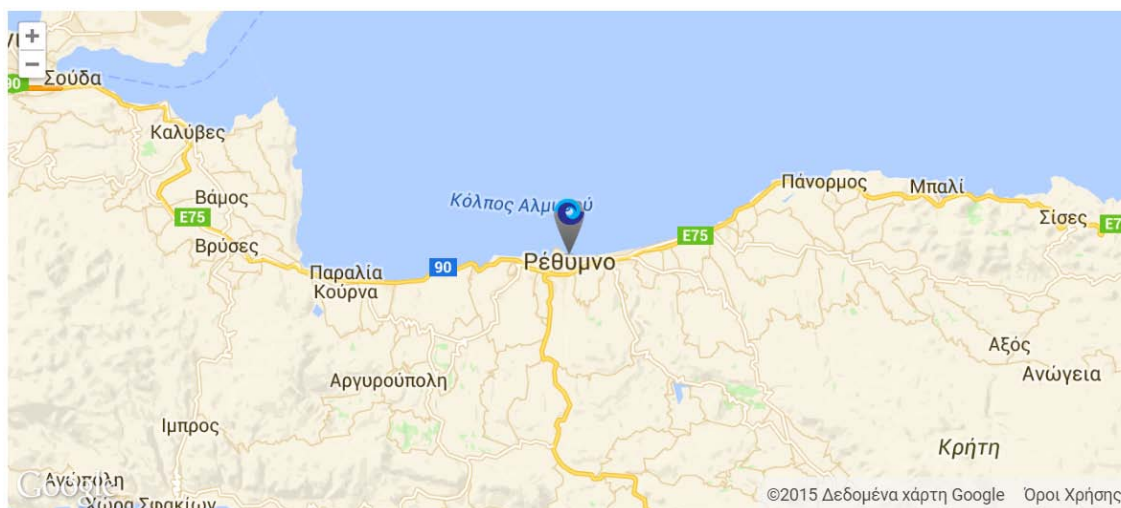
Ο στόχος του πακέτου εργασίας 5 είναι να αναπτύξει και να δοκιμάσει μια διαδραστική διαδικτυακή μάθηση και το σχεδιασμό μιας πλατφόρμας, μέσω της οποίας τα ενδιαφερόμενα μέρη θα αλληλεπιδρούν με τις βασικές διεργασίες του PEARL, εργαλείων,

μεθόδων και πλαισίων. Στη συνέχεια, θα επικεντρωθεί στην υποστήριξη λήψης αποφάσεων για τη χάραξη πολιτικής και στη συνεργασία της επιστήμης και της πολιτικής με έμφαση στη διαχείριση των κινδύνων. Το ΠΕ6 προσπαθεί να καταστήσει δυνατή την αποτελεσματική διαχείριση και διεξαγωγή των εργασιών, που θα διεξαχθούν στις περιοχές μελέτης. Επίσης, θα είναι αφιερωμένο στην αξιολόγηση της προτεινόμενης μεθοδολογίας του PEARL για την ολιστική διαχείριση του κινδύνου και της διακυβέρνησης στις παράκτιες περιοχές μελέτης. Τέλος, τα βήματα 7 και 8 βοηθούν στην παρουσίαση και οργάνωση όλων των προϊόντων που παρήχθησαν από το πρόγραμμα. Οι περιοχές μελέτης που θα εφαρμοστεί η προτεινόμενη μεθοδολογία από το πρόγραμμα είναι έξι (6) στον Ευρωπαϊκό χώρο και πέντε (5) στις περιοχές της Ασίας και της Καραϊβικής (Εικόνα 2-7). Μια από αυτές είναι στην περιοχή του Ρεθύμνου, στη νήσο Κρήτη, όπου αποτελεί και περιοχή μελέτης στην παρούσα μεταπτυχιακή εργασία.



Εικόνα 2-7: Περιοχές μελέτης προγράμματος PEARL (<http://www.pearl-fp7.eu/about-pearl/wp/>).

Οι πλημμύρες ήταν πάντα ένα σοβαρό πρόβλημα για το Ρέθυμνο (Εικόνα 2-8), προκαλώντας μια συνεχή απειλή για τους κατοίκους, τα σπίτια, τις επιχειρήσεις και τις δημόσιες υποδομές. Σημαντικά γεγονότα πλημμυρών έλαβαν χώρα όλα αυτά τα χρόνια, με αποτέλεσμα σοβαρές ζημιές, κυρίως στην παλιά πόλη του Ρεθύμνου και στις ανατολικές περιοχές. Το Ρέθυμνο βρίσκεται στην υδρολογική λεκάνη του βόρειου τμήματος του όρους Βρύσινα, κάνοντας αναπόφευκτη τη ροή όμβριων υδάτων μέσω του αστικού ιστού. Επιπλέον, η παράκτια ζώνη του Ρεθύμνου εκτίθεται όλα αυτά τα χρόνια σε ισχυρούς Β και ΒΔ ανέμους (7 – 9 BF), με αποτέλεσμα την ανάπτυξη των μεγάλων κυμάτων (βλ. Κεφάλαιο 4). Οι αλλαγές στις συνθήκες του ανέμου είχε ως αποτέλεσμα να προκληθούν γεγονότα καταιγίδας πιο συχνά από ό,τι στο παρελθόν. Για αυτό το λόγο, επιλέχθηκε να αποτελεί μια από τις περιοχές μελέτης και εφαρμογής των προϊόντων του προγράμματος.



Εικόνα 2-8: Περιοχή μελέτης Ρεθύμνου προγράμματος PEARL (<http://www.pearl-fp7.eu/about-pearl/wp/>).

3. ΠΡΟΤΕΙΝΟΜΕΝΗ ΜΕΘΟΔΟΛΟΓΙΑ ΚΑΙ ΕΠΙΣΤΗΜΟΝΙΚΟ ΥΠΟΒΑΘΡΟ ΑΡΙΘΜΗΤΙΚΩΝ ΜΟΝΤΕΛΩΝ

3.1. Περιγραφή Μεθοδολογίας και Αλληλουχίας Αριθμητικών Μοντέλων

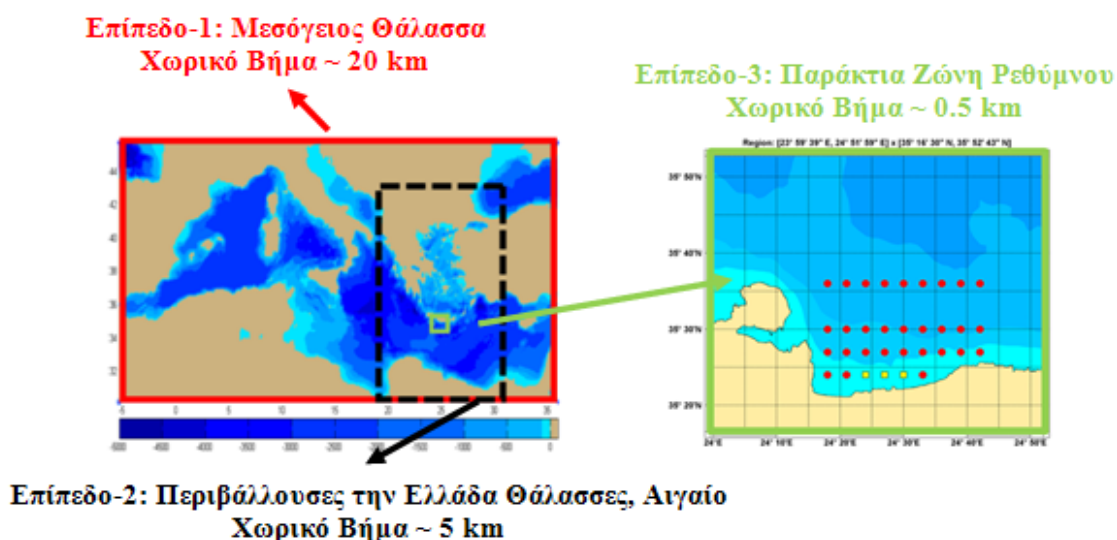
Η μεθοδολογία, που ακολουθείται, βασίζεται σε διακριτά βήματα, που στόχο έχουν να μεταφέρουν την πληροφορία για την εξέλιξη των μακροχρόνιων ατμοσφαιρικών αλλαγών έως τα ρηχά νερά, υπολογίζοντας την κυματική αναρρίχηση και υπερπήδηση στην ακτή κάτω από ακραία γεγονότα καταιγιδών. Αυτό θα βοηθήσει μελλοντικές έρευνες, που θα υπολογίζουν την επερχόμενη πλυμμήρα στην παράκτια ζώνη, οριοθετώντας τις περιοχές κατάκλυσης.

Ξεκινώντας από τα ανεμολογικά δεδομένα, που χρησιμοποιούνται ως κινητήριες δυνάμεις, αξιοποιούνται περιφερειακά ατμοσφαιρικά μοντέλα (REMO), που βασίζονται στο σύστημα μοντέλων Europanmodel/Deutschland model system (Majewski and Schrodin 1994), και προσφέρουν πληροφορίες την ατμοσφαιρική δράση στην ευρύτερη περιοχή της Ευρώπης. Έπειτα, μια κλιματική ανάλυση της Μεσογείου και της Ελληνικής Θάλασσας και των ατμοσφαιρικών μεταβλητών μπορεί να επιτευχθεί, χρησιμοποιώντας μοντέλα, όπως π.χ. RegCM regional model (RegCNET: regional climate network 2003). Το μοντέλο αυτό χρησιμοποιεί ένα σενάριο εκπομπής AR4-A1B ανάμεσα σε διάφορα, που έχουν καταστρωθεί. Τα αποτελέσματα του για την περίοδο hindcasting βασίζονται σε δεδομένα εισόδου από τις μετρούμενες εκπομπές διοξειδίου του άνθρακα.

Η προτεινόμενη μεθοδολογία, στη συνέχεια, περιλαμβάνει συνοπτικά τα εξής: έχοντας επιλέξει ένα σενάριο κλιματικής αλλαγής και εξέλιξης των ανεμολογικών συνθηκών στο μέλλον, το μοντέλο SWAN (Simulating WAVes Nearshore) χρησιμοποιείται για την προσομοίωση των κυματικών χαρακτηριστικών στα ανοιχτά (κατευθυντικό φάσμα), λαμβάνοντας υπόψη τις παραπάνω αλλαγές. Στη συνέχεια, χρησιμοποιείται το μοντέλο MIKE 21 PMS για τη μετατροπή των υπεράκτιων πληροφοριών σε πιο ρηχές περιοχές μέχρι την ακτή. Τέλος, ένας συνδυασμός των μοντέλων MIKE 21 BW,

EUROTOP και εμπειρικών τύπων χρησιμοποιείται για τον υπολογισμό των κυματικών υπερπηδήσεων και αναρριχήσεων.

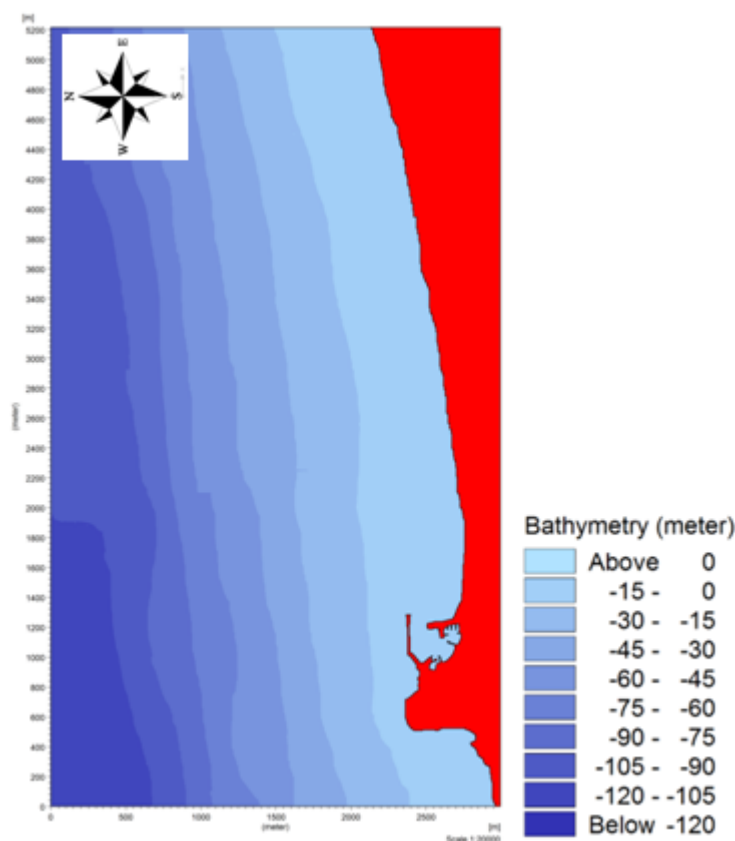
Πιο συγκεκριμένα, οι κυματικές προσομοιώσεις στα ανοικτά χρησιμοποιούν ένα σύστημα τριών επιπέδων SWAN, που αναπτύχθηκε στο πλαίσιο του προγράμματος «Thales CCSEAWAVS» για την εκτίμηση των επιπτώσεων της κλιματικής αλλαγής στη στάθμη της θάλασσας και το κυματικό κλίμα των ελληνικών θαλασσών, της τρωτότητας των παράκτιων περιοχών και την ασφάλεια των παράκτιων και των λιμενικών κατασκευών. Αυτό το σύστημα προσομοίωσης χρησιμοποιεί hindcast και forecast ανεμολογικά πεδία (επίσης ανεπτυγμένα στο πλαίσιο του CCSEAWAVS) για την εκτίμηση των κυματικών χαρακτηριστικών, με ανάλυση κανάβου 0.2 x 0.2 βαθμούς στη λεκάνη της Μεσογείου (Επίπεδο 1). Αυτά τα δεδομένα παρέχουν τις οριακές συνθήκες για την επανάληψη της προσομοίωσης με χρήση ενός πυκνότερου κανάβου 0.05 x 0.05 βαθμών στο εσωτερικό της περιοχής της Ανατολικής Μεσογείου (Επίπεδο 2 – βλέπε Εικόνα 3-1). Στη συνέχεια, χρησιμοποιείται ένας υψηλής ανάλυσης κανάβος 0.005 x 0.005 βαθμών στην επιλεγμένη παράκτια περιοχή (Επίπεδο-3). Λεπτομέρειες σχετικά με την μεθοδολογία περιγράφονται από τους Athanassoulis et al. (2015).



Εικόνα 3-1: Εκτίμηση των υπεράκτιων κυματικών χαρακτηριστικών, χρησιμοποιώντας μια συρρικνούμενη προσέγγιση τριών επιπέδων.

Έπειτα, τα αποτελέσματα του Επιπέδου-3 της CCSEAWAVS, δηλαδή ύψος κύματος στα ανοικτά, περίοδος και κατεύθυνση, χρησιμοποιούνται για να υπολογιστούν και να ταξινομηθούν οι κυματισμοί θύελλας (storm surge), που θα προσβάλλουν την περιοχή. Αυτό είναι ένα κρίσιμο βήμα της όλης διαδικασίας δεδομένου, ότι ο στόχος της παρούσας εργασίας είναι η πρόβλεψη των ακραίων τιμών των κυματικών χαρακτηριστικών. Η βασική ιδέα είναι να ομαδοποιηθούν οι καταιγίδες με παρόμοια κυματικά χαρακτηριστικά σε τάξεις (ανάλογα με την ένταση), προκειμένου να εφαρμοστούν οι επιθυμητές προσομοιώσεις σε κάθε μια από αυτές. Επιπλέον, αυτό θα αποτελέσει μια χρήσιμη πληροφορία για ενδεχόμενη μελλοντική έρευνα σχετικά με την εκτίμηση της παράκτιας τρωτότητας από κάθε τάξη καταιγίδας. Πολλοί επιστήμονες της παράκτιας έρευνας έχουν κάνει προσπάθειες στο παρελθόν προς αυτή την κατεύθυνση, όπως ο Halsey (1986), ο οποίος πρότεινε μία κατάταξη των υπερτροπικών καταιγίδων των ακτών του Ατλαντικού με βάση τον δείκτη των εν δυνάμει καταστροφών. Οι Mendoza and Jiménez (2005), παρείχαν μια ταξινόμηση των καταιγίδων με βάση την εν δυνάμει διάβρωση της παραλίας στην Καταλονική Ακτή. Η ταξινόμηση, που υιοθετήθηκε εδώ, είναι μία από τις πιο καλά τεκμηριωμένες και βασίζεται στην έννοια του ενεργειακού περιεχομένου (Dolan and Davis, 1992).

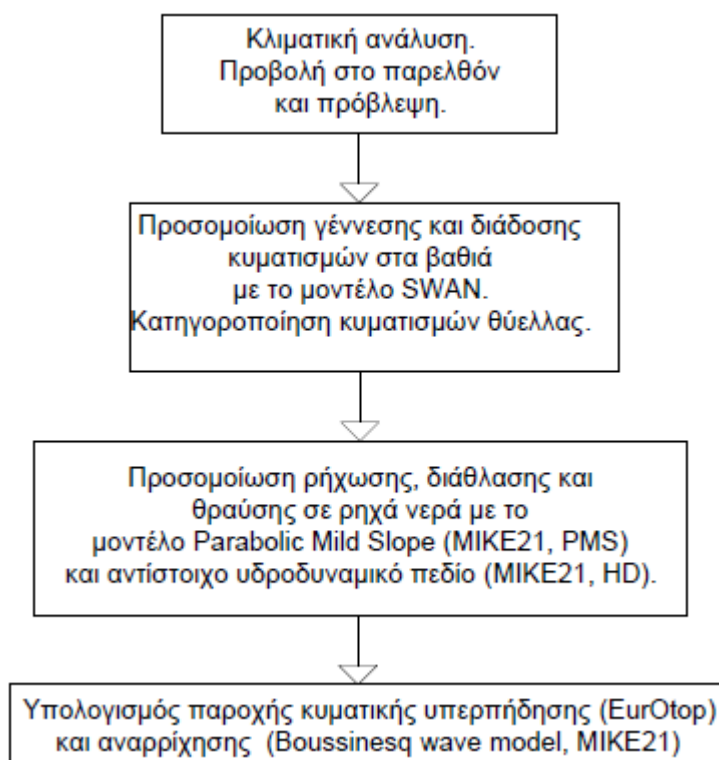
Τα παραπάνω αποτελέσματα αξιοποιούνται περαιτέρω ως οριακές συνθήκες για μια προσομοίωση της παράκτιας περιοχής επιλυμένη σε φάσεις, συμπεριλαμβανομένης και της περιοχής του Ρεθύμνου, με τη βοήθεια ενός αριθμητικού κυματικού μοντέλου, που βασίζεται στις Παραβολικές Εξισώσεις Ήπιας Κλίσης – Parabolic Mild Slope equations (PMS, MIKE21). Με τον τρόπο τα κυματικά χαρακτηριστικά προσομοιώνονται περαιτέρω στο Επίπεδο-4, λαμβάνοντας υπόψη επιπλέον τοπικά φαινόμενα, όπως τη ρήγωση, τη διάθλαση, την τριβή στον πυθμένα και την κυματική θραύση, που πραγματοποιούνται στις πιο ρηχές περιοχές, οι οποίες αντιπροσωπεύονται στον πυκνό χωρο-χρονικό κάναβο του Επίπεδου-4 (όπως φαίνεται στην Εικόνα 3-2). Τα αποτελέσματα του παραπάνω μοντέλου αποτελούν τα δεδομένα για το υδροδυναμικό μοντέλο για τον υπολογισμό των αναπτυσσόμενων κυματογενών ρευμάτων από τις τάσεις ακτινοβολίας.



Εικόνα 3-2: Αριθμητικός κάρναβος της βαθυμετρίας του Ρεθύμνου

Τέλος, οι εμπειρικοί τύποι και τα κυματικό μοντέλο MIKE 21 BW εφαρμόζονται για να προχωρήσουμε περαιτέρω κατά μήκος της ακτογραμμής και να υπολογίσουμε την κυματική υπερπήδηση και αναρρίχηση. Το ανωτέρω μοντέλο λύνει τις εξισώσεις τύπου Boussinesq (Madsen et al., 1991) στο πεδίο του χρόνου. Επιλύει τη διάδοση των κυμάτων λεπτομερώς και είναι πιο κατάλληλο για την προσομοίωση των μη γραμμικών κυματικών αλληλεπιδράσεων, ικανές να αναπαράγουν την κυματική μετατροπή κατά μήκος ενός αυθαίρετου προφίλ πυθμένα από τα ενδιάμεσα νερά έως την ακτή για τη μελέτη της κυματικής διάδοσης στην ζώνη διαβροχής. Έτσι, η μονοδιάστατη εκδοχή χρησιμοποιείται εδώ για να προσομοιωθεί η αναρρίχηση στην ακτή. Επιπλέον, διαθέσιμοι εμπειρικοί τύποι μπορούν να χρησιμοποιηθούν για σύγκριση. Από την αλή, το EurOtop είναι ένα ευρέως αποδεκτό εργαλείο για τη διερεύνηση του κινδύνου πλημμυρών, που περιλαμβάνει τεχνικές για την πρόβλεψη της κυματικής υπερπήδησης σε κυματοθραύστες, λιμενοβραχίονες και άλλες δομές στην ακτογραμμή.

Αυτή η αριθμητική αλληλουχία, που προτείνεται στην παρούσα εργασία, και το ακόλουθο διάγραμμα ροής (Εικόνα 3-3) συνοψίζει την παραπάνω διαδικασία σε τέσσερα διακριτά βήματα. Στη συνέχεια, γίνεται μια εκτενής παρουσίαση του επιστημονικού υπόβαθρου όλων των μοντέλων, που προτείνεται να χρησιμοποιηθούν



Εικόνα 3-3: Διάγραμμα Ροής, που απεικονίζει την ακολουθούμενη διαδικασία

3.2. Αριθμητικό Μοντέλο SWAN

Το αριθμητικό μοντέλο SWAN (Simulating WAVes Nearshore) χρησιμοποιείται για τον υπολογισμό των κυματικών συνθηκών στα βαθιά και ρηχά νερά. Το μοντέλο βασίζεται σε μια πλήρως φασματική αναπαράσταση της εξίσωσης ισοζυγίου της κυματικής δράσης, περιγράφοντας τις φυσικές διεργασίες που παίρνουν μέρος. Δεν επιβάλλονται περιορισμοί στην φασματική εξέλιξη και το γεγονός αυτό καθιστά το μοντέλο τρίτης γενιάς.

Τις τελευταίες δεκαετίες, τα παραδοσιακά μοντέλα κυματικών ακτινών, που αναπτύχθηκαν στον τομέα της ακτομηχανικής για τον υπολογισμό των παράκτιων συνθηκών, αντικαθίστανται από μοντέλα που διατυπώνουν την κυματική εξέλιξη σε όρους φασματικής ενέργειας σε ένα κάρναβο. Στις τρίτης γενιάς εκδόσεις αυτών των μοντέλων, το φάσμα αφήνεται να εξελιχθεί ελεύθερα από κάθε περιορισμό και όλες οι φυσικές διαδικασίες αναπαριστώνται ρητά σε μια διακριτή φασματική διατύπωση. Το μοντέλο SWAN έχει σχεδιαστεί για να είναι υπολογιστικά προσιτό για την προσομοίωση κυματικής διάδοσης στα ρηχά νερά (συμπεριλαμβανομένης της ζώνης διαβροχής). Το μοντέλο των Ris et al. (1994) παίρνει υπόψη του την αλληλεπίδραση μεταξύ των κυμάτων αλλά και των ρευμάτων μέσω των τάσεων (Phillips, 1977):

$$\frac{\partial N(\sigma, \theta)}{\partial t} + \nabla_{x,y} \cdot [c_{x,y} N(\sigma, \theta)] + \frac{\partial [c_{\sigma} N(\sigma, \theta)]}{\partial \sigma} + \frac{\partial [c_{\theta} N(\sigma, \theta)]}{\partial \theta} = \frac{S(\sigma, \theta)}{\sigma} \quad (3.1).$$

Ο πρώτος όρος, στο αριστερό μέρος της εξίσωσης, είναι ο λόγος αλλαγής της πυκνότητας ενέργειας στο χρόνο. Ο δεύτερος αναπαριστά την ευθύγραμμη διάδοση ενέργειας στο χώρο x-y. Ο τρίτος όρος περιγράφει τη μετατόπιση της σχετικής συχνότητας λόγω ρευμάτων και χρονικά μεταβαλλόμενων βαθών με τη διάδοση της ταχύτητας cσ στο χώρο σ. Ο τέταρτος όρος προσομοιώνει τη διάδοση στο χώρο θ (διάθλαση λόγω βάθους και ρεύματος) με ταχύτητα cθ. Τέλος, ο όρος S(σ,θ) στο δεξί μέλος της εξίσωσης κυματικού ισοζυγίου είναι ο όρος πηγής, που αναπαριστά την ανάπτυξη του ανέμου, τις κυματικές αλληλεπιδράσεις, τη διάχυση λόγω τριβής πυθμένα καθώς και τη θραύση στα βαθιά (whitecapping) και στα ρηχά νερά.

Στο μοντέλο SWAN εφαρμόζονται πλήρως πεπλεγμένα αριθμητικά σχήματα για την επίλυση της παραπάνω εξίσωσης στο γεωγραφικό και φασματικό χώρο (Ris et al.,

1994). Σε αντίθεση με τα ρητά σχήματα, το παραπάνω εμφανίζει σταθερότητα στα αποτελέσματά του χωρίς εξαιρέσεις και χωρίς την απαίτηση πολύ μικρών χρονικών βημάτων στα ρηγά νερά. Βασίζεται σε πεπερασμένες διαφορές, εκφρασμένες σε ένα ορθογωνικό κানাβο.

3.3. Αριθμητική Προσομοίωση με το Πρόγραμμα MIKE 21

Για τις απαιτήσεις της μεταπτυχιακής αυτής εργασίας χρησιμοποιήθηκε το πρόγραμμα MIKE 21 της DHI (Danish Hydraulic Institute), που είναι ένας διεθνής ερευνητικός οργανισμός. Με τη βοήθεια του προγράμματος MIKE 21 προσομοιώθηκαν στον ηλεκτρονικό υπολογιστή το υδροδυναμικό πεδίο, που αναπτύσσεται στην περιοχή του Ρεθύμνου. Συγκεκριμένα, χρησιμοποιήθηκαν το μοντέλο MIKE 21 PMS για τον υπολογισμό των κυματικών χαρακτηριστικών και των τάσεων ακτινοβολίας στην περιοχή μελέτης και το υδροδυναμικό μοντέλο HD για τον υπολογισμό του κυματογενούς ρεύματος. Η προσομοίωση πραγματοποιήθηκε για το σύνολο των διευθύνσεων ανέμου, για τις οποίες μπορεί να αναπτυχθεί κυματισμός στην περιοχή μελέτης (B, ΒΔ).

3.3.1. Το Μοντέλο Parabolic Mild – Slope Equation Model (MIKE 21 PMS)

Το MIKE 21 PMS είναι ένα αριθμητικό μοντέλο γραμμικής διάθλασης – περίθλασης. Το μοντέλο ακολουθεί την παραβολική προσέγγιση της ελλειπτικής εξίσωσης ήπιας κλίσης (parabolic approximation of elliptic mild-slope equation) και λαμβάνει υπόψη τα παρακάτω φαινόμενα:

- διάθλαση (refraction),
- ρήγωση λόγω της μεταβολής του βάθους (shoaling),
- περίθλαση κατά μήκος της κάθετης στην κύρια διεύθυνση του κύματος (diffraction),
- απώλειες ενέργειας από την τριβή στο στερεό όριο του πυθμένα (bottom dissipation),
- απώλειες ενέργειας από τη θραύση κυματισμών (wave breaking),
- διασπορά συχνοτήτων (frequency spreading) και
- κατευθυντική διασπορά (directional spreading), χρησιμοποιώντας γραμμική υπέρθεση (linear superposition).

Το μοντέλο εφαρμόζει διάφορες παραβολικές προσεγγίσεις, όπως την απλή για μικρές γωνίες, αλλά και πιο πολύπλοκες, κατάλληλες και για μεγάλες γωνίες κύματος. Η

εξίσωση παραβολικής μορφής επιλύεται από ένα σχήμα πεπερασμένων διαφορών Crank – Nicholson. Ωστόσο, δεν λαμβάνει υπόψη το φαινόμενο της μη γραμμικής αλληλεπίδρασης κυμάτων και κυμάτων – ρευμάτων. Το μοντέλο δίνει τη δυνατότητα επίλυσης σε δύο εκδοχές, σε μονοδιάστατο (1-D) και σε δισδιάστατο (2-D) πεδίο. Στην παρούσα εργασία επιλύθηκε σε δισδιάστατο πεδίο.

Τα βασικά αποτελέσματα, που προκύπτουν από την εφαρμογή του μοντέλου, είναι το τετραγωνικό μέσο ύψος κύματος (root mean square) H_{rms} , η περίοδος αιχμής φάσματος T_p , η μέση διεύθυνση του κυματισμού MWD και οι τάσεις ακτινοβολίας. Έτσι, μπορεί να χρησιμοποιηθεί για τον υπολογισμό του κυματικού πεδίου σε παράκτιες περιοχές, όπου η διασπορά λόγω ανάκλασης στους επερχόμενους κυματισμούς (back-scatter φαινόμενα) μπορεί να αγνοηθεί και η περίθλαση είναι κυρίαρχη στον κάθετο άξονα της κύριας διεύθυνσης διάδοσης κυματισμού. Ακόμα, η γνώση των χαρακτηριστικών του κύματος (H_{rms} , T_p , MWD) μπορεί να χρησιμοποιηθεί κατόπιν για την εκτίμηση της κίνησης των ιζημάτων, ενώ το αρχείο των τάσεων ακτινοβολίας μπορεί να χρησιμοποιηθεί από το υδροδυναμικό μοντέλο για τη μελέτη κυματογενών ρευμάτων. Τέλος, εφόσον η περίθλαση και η διάθλαση δεν περιγράφονται ολοκληρωμένα από το μοντέλο αυτό, δεν θα πρέπει να εφαρμόζεται σε περιπτώσεις λιμενολεκάνης, όπου κυριαρχούν τα φαινόμενα αυτά. (MIKE21 PMS User Guide, 2007).

3.3.1.1. Θεωρητικό υπόβαθρο – Βασικές εξισώσεις

Η ελλειπτική εξίσωση ήπιας κλίσης είναι η κύρια εξίσωση, που χρησιμοποιείται για την περιγραφή των φαινομένων της διάθλασης, περίθλασης και ανάκλασης, γραμμικών χρονικά, αρμονικών κυμάτων από πυθμένα ήπιας κλίσης, και έχει την παρακάτω μορφή:

$$\nabla \left(C C_g \nabla \varphi \right) + \left(k^2 C C_g + i \omega W \right) \varphi = 0 \quad (3.2), \quad \text{όπου:}$$

- $\nabla = \left(\frac{\partial}{\partial x}, \frac{\partial}{\partial y} \right)$ δισδιάστατος τελεστής κλίσης,
- $C(x,y)$: ταχύτητα φάσης κύματος (celerity),
- C_g : ταχύτητα ομάδας (group velocity),
- $\varphi(x,y)$: δυναμικό ταχύτητας μέσης ελεύθερης επιφάνειας (mean free surface velocity potential) και ισχύει η σχέση

$$\Phi(x, y, z) = \frac{g}{\omega} \varphi(x, y) \frac{\cosh k(z+d)}{\cosh kd} e^{-i\omega t}, \text{ που είναι το δυναμικό ταχύτητας.}$$

$$\text{Ακόμα ισχύει ότι } \varphi = A^*(x, y) e^{i\psi} \quad (3.3),$$

$$\text{όπου } \psi = \int^x k dx$$

Ακόμα:

- z: ανύψωση της θαλάσσιας στάθμης από τη ΜΣΗ,
- d: βάθος νερού,
- k: κυματαριθμός $k=2\pi/L$,
- W: όρος απωλειών $W = E_{\text{diss}}/E$,
- E_{diss} : μέσος ρυθμός απώλειας ενέργειας ανά μονάδα χρόνου και επιφάνειας,
- E: μέση ενέργεια ανά μονάδα επιφάνειας,
- ω : κυκλική συχνότητα $\omega=2\pi f$,
- L: μήκος κύματος,
- f: συχνότητα $f=1/T$

Μια παραβολική προσέγγιση της ελλειπτικής εξίσωσης ήπιας κλίσης προκύπτει αν υποθεθεί μία κύρια διεύθυνση κύματος, η x-διεύθυνση και αγνοηθεί η διασπορά λόγω ανάκλασης στους επερχόμενους κυματισμούς και η περίθλαση κατά μήκος αυτής της διεύθυνσης (*Berkhoff, 1972*). Μετά από επεξεργασία προκύπτει η παρακάτω εξίσωση:

$$A_x - i(k - \beta_1 k)A + \frac{A}{2C_g} C_{gx} + \frac{\sigma_1}{\omega C_g} (CC_g A_y)_y + \frac{\sigma_2}{\omega C_g} (CC_g A_y)_{yx} + A \frac{W}{2C_g} = 0, \quad (3.4)$$

όπου :

- $\sigma_1 = i \left(\beta_2 - \beta_3 \frac{k_0}{k} \right) + \beta_3 \left(\frac{k_x}{k^2} + \frac{C_{gx}}{2kC_g} \right), \quad \sigma_2 = -\frac{\beta_3}{k}, \quad (3.5) \text{ \& } (3.6)$
- $\beta_1, \beta_2, \beta_3$, συντελεστές για διάφορες παραβολικές εξισώσεις

Η παραπάνω εξίσωση είναι εκείνη που επιλύεται από το απλό μοντέλο MIKE 21 PMS (simple) για μικρές γωνίες. Για καλύτερα αποτελέσματα και ειδικότερα στην περίπτωση μεγαλύτερων γωνιών από την κύρια διεύθυνση μετάδοσης του κυματισμού έχουν γίνει οι μαθηματικές μετατροπές «Padé approximation» για γωνίες έως 45° και

«minimax approximation».έως και γωνία 60°. Στην παρούσα εφαρμογή επιλέχθηκε η απλή προσέγγιση, αν και έγιναν δοκιμές και με τις υπόλοιπες.

Η προσέγγιση Padé (1,0) δίνεται από τη σχέση:

$$\frac{1}{k} = \left[1 - \left(\frac{m}{k} \right)^2 \right]^{1/2}, \text{ όπου } m/k = \sin \theta \ll 1 \text{ και } \theta \text{ η διεύθυνση του κύματος. Η σχέση αυτή}$$

δίνει ικανοποιητικά αποτελέσματα, όταν $\sin \theta < 0.4$. Για μεγαλύτερη ακρίβεια υπολογίστηκε η προσέγγιση Padé (1,1), που δίνεται από τη σχέση:

$$2k(1-k) + m^2 - \frac{1}{2k}(1-k)m^2 = 0 \quad (3.7), \text{ και για}$$

$$A_x = i(l-k)A$$

$$A_y = imA$$

$$A_{yy} = -m^2 A$$

$$A_{xyy} = -i(l-k)m^2 A$$

Και, χρησιμοποιώντας τη μέθοδο της αντιστοίχισης τελεστών (operator correspondence), προκύπτει τελικά η σχέση:

$$2ikA_x + A_{yy} + \frac{i}{2k}A_{xyy} = 0 \quad (3.8)$$

Η «minimax approximation» επιλύει τη σχέση:

$$2ikA_x + 2k^2(\beta_1 - 1)A + 2(\beta_3 - \beta_2)A_{yy} - \frac{2i\beta_3}{k}A_{xyy} = 0 \quad (3.9)$$

Η μέθοδος minimax υπολογίζει τους συντελεστές $\beta_1, \beta_2, \beta_3$ έτσι, ώστε να ελαχιστοποιείται το σφάλμα $(1/k - \cos\theta)$ πάνω σε ένα καθορισμένο πεδίο τιμών ($0 \leq \theta \leq \theta_a$). Το όριο εφαρμογής είναι $\theta_a = 60^\circ$, (Kirby, 1986).

Ανακεφαλαιώνοντας, το απλό μοντέλο απαιτεί η γωνία απόκλισης από την θετική κατά x διεύθυνση να μην ξεπερνάει τις 10° . Το μοντέλο Padé επεκτείνει την ανάλυση έως $\pm 45^\circ$ και το μοντέλο minimax μέχρι 60° , δίνοντας την ευκαιρία στον χρήστη να επιλέγει και μικρότερες γωνίες, έτσι ώστε να ελαχιστοποιούνται τα λάθη.

3.3.1.2. Οριακές συνθήκες

Στο μοντέλο MIKE 21 PMS γίνεται η σύμβαση, ότι ο κυματισμός εισέρχεται στην περιοχή προσομοίωσης μόνο από το ανοιχτό όριο (offshore boundary), το οποίο είναι πάντα το δυτικό. Τα πλευρικά όρια (lateral boundaries), δηλαδή το βόρειο και το νότιο συμπληρώνουν τις οριακές συνθήκες του υπολογιστικού πεδίου. Συγκεκριμένα, η εισερχόμενη κυματική ενέργεια στην περιοχή προσομοίωσης δίνεται στα μοντέλο από τα χαρακτηριστικά του κύματος, δηλαδή το μέσο τετραγωνικό ύψος κύματος, τη περίοδο αιχμής φάσματος και τη μέση διεύθυνση της μετάδοσης (H_{rms} , T_p , MWD). Αναφορικά με τα πλευρικά όρια υπάρχουν τρεις επιλογές:

- να θεωρούνται συμμετρικά (symmetrical), δηλαδή η κλίση (gradient) των κυματικών συνθηκών κατά μήκος των ορίων είναι μηδενική, που πρακτικά σημαίνει ότι οι ισοβαθείς κοντά στα όρια θεωρούνται τοπικά ίσιες και παράλληλες,
- να θεωρούνται απορροφητικά (absorbing),
- να θεωρούνται ανακλαστικά (reflecting).

Γενικά, όταν οι κυματικές συνθήκες είναι άγνωστες από πριν στην περιοχή των πλευρικών ορίων, προτείνεται αυτά να θεωρούνται συμμετρικά. Στη συγκεκριμένη εφαρμογή τα όρια θωρήθηκαν συμμετρικά, αφού δεν είχαμε περαιτέρω πληροφορίες.

Τέλος, παρέχεται η δυνατότητα να συμπεριληφθεί η ανύψωση της ελεύθερης επιφάνειας λόγω παλίρροιας. Ωστόσο, στη συγκεκριμένη εφαρμογή η επίδραση της παλίρροιας αμελήθηκε λόγω της μικρής τιμής της.

3.3.1.3. Στοιχεία υπολογισμών

Το σημαντικό ύψος κύματος H_{mo} και το μέσο τετραγωνικό ύψος H_{rms} δίνονται από

$$\begin{aligned} H_{mo} &= 4\sqrt{m_0} \\ \text{τις σχέσεις: } H_{rms} &= 2\sqrt{2m_0}, \end{aligned} \quad (3.10),$$

$$\text{όπου } m_0 = E_1 = \int_{\theta_{\min}}^{\theta_{\max}} \int_{f_{\min}}^{f_{\max}} E(f, \theta) d\theta df \quad (3.11)$$

Η περίοδος αιχμής φάσματος T_p ορίζεται ως η περίοδος, που αντιστοιχεί στη μέγιστη ενέργεια, ενώ η μέση διεύθυνση κύματος δίνεται από τη σχέση $\theta_m = \arctan\left(\frac{b}{a}\right)$

(3.12), όπου

$$\begin{aligned} a &= \frac{1}{E_1} \int_0^{2\pi} \cos \theta \cdot E(\theta) d\theta \\ b &= \frac{1}{E_1} \int_0^{2\pi} \sin \theta \cdot E(\theta) d\theta \end{aligned} \quad (3.13)$$

Ακόμα, με τη χρήση του μοντέλου μπορεί να δημιουργηθεί ένα αρχείο αποτελεσμάτων, που περιέχει τις τάσεις ακτινοβολίας S_{xx} , S_{xy} , S_{yy} , που ορίζονται ως εξής:

$$\begin{aligned} S_{xx} &= \rho \frac{g}{2} (F_u + F_p) \\ S_{xy} &= \rho \frac{g}{2} F_{uv} \\ S_{yy} &= \rho \frac{g}{2} (F_v + F_p) \end{aligned} \quad (3.14) \text{ , όπου:}$$

$$\begin{aligned} F_u &= \int_0^{2\pi} \cos^2 \theta (1+G) E(\theta) d\theta \\ F_v &= \int_0^{2\pi} \sin^2 \theta (1+G) E(\theta) d\theta \\ F_{uv} &= \int_0^{2\pi} \cos \theta \sin \theta (1+G) E(\theta) d\theta \\ F_u &= \int_0^{2\pi} G \cdot E(\theta) d\theta \end{aligned} \quad , (3.15) \quad \text{και} \quad G = \frac{2kh}{\sinh(2kh)} \quad (3.16)$$

3.3.1.3.1. Απώλειες ενέργειας λόγω επίδρασης πυθμένα

Το φαινόμενο της τριβής στο σταθερό όριο του πυθμένα προκαλεί απώλειες ενέργειας. Η ποσότητα της κυματικής ενέργειας, που χάνεται, αυξάνει με την απόσταση, το ύψος κύματος, την περίοδο και το μειούμενο βάθος. Στο MIKE 21 PMS για μονοχρωματικά κύματα και για τυχαία κύματα μίας κατεύθυνσης (random unidirectional) με κατανομή υψών Rayleigh, ο ρυθμός της σκέδασης της κυματικής ενέργειας dE/dt δίνεται από τους παρακάτω τύπους, Putnam & Johnson (1949) και Dingemans (1983) αντίστοιχα

$$\frac{dE}{dt} = -\frac{1}{6\pi} \frac{c_{fw}}{g} \left(\frac{\omega H}{\sinh kd} \right)^3 \quad (3.17) \text{ , όπου}$$

$$\frac{dE}{dt} = -\frac{1}{8\sqrt{\pi}} \frac{c_{fw}}{g} \left(\frac{\omega H_{rms}}{\sinh kd} \right)^3$$

- $c_{fw}=f_w/2$, ένας συντελεστής κυματικής τριβής (Swart, 1974, Jobsson, 1966),
- $E = H_{rms}^2 / 8$,
- $f_w=0,24$ για $a_b/k_n < 2$ και

$$f_w = \exp \left\{ -5,977 + 5,213 \left(\frac{a_b}{k_n} \right)^{-0,194} \right\} \quad (3.18)$$

- a_b : το εύρος της κίνησης των μορίων του νερού στον πυθμένα
- $k_n=2,5 d_{50}$, ο συντελεστής τραχύτητας Nikuradse, και
- d_{50} : είναι η μέση διάμετρος κόκκου. (Nielsen, 1979; Roudkivi, 1988).

3.3.1.3.2. Απώλειες ενέργειας λόγω θραύσης κυματισμών

Κατά τη θραύση των κυματισμών, χάνεται ένα μέρος της κυματικής ενέργειας, είτε γιατί η κλίση του κύματος έχει ξεπεράσει την οριακή τιμή, είτε γιατί το ύψος κύματος έχει γίνει τόσο μεγάλο (έχει ξεπεράσει την τιμή H/d), ώστε να συγκρατείται το βάρος του. Η ορθή επιλογή του μηχανισμού θραύσης είναι, ίσως, η κυριότερη παράμετρος για τη ρύθμιση του μοντέλου. Υπάρχουν διαθέσιμοι 4 μέθοδοι θραύσης κυματισμών:

- Battjes & Janssen (1978)
- Battjes & Stive (1985)
- Nelson (1987)
- Johnson (2006).

Η προεπιλεγμένη μέθοδος από το μοντέλο είναι η πρώτη, που προσομοιώνει ποιοτικά τη διαδικασία της θραύσης, παρομοιάζοντας την με τη διάδοση παλιρροιακού κύματος τύπου «bore» και περιγράφεται με τον τύπο:

$$\frac{dE}{dt} = -\frac{a}{4} Q_b f_m H_{max}^2, \quad (3.19), \text{ όπου}$$

$$H_{max} = \gamma_1 k^{-1} \tanh(\gamma_2 kd / \gamma_1) \quad (3.20)$$

$$H_{rms} = (8E)^{1/2} \quad (3.21)$$

- $\frac{1-Q_b}{\ln Q_b} = -\left(\frac{H_{rms}}{H_{max}}\right)^2$ (3.22), για τυχαίους η παραμετρικά τυχαίους κυματισμούς

- f_m : η μέση κυματική συχνότητα, με $\omega=2\pi/f_m$
- k : ο κυματαριθμός, με $k=2\pi/L$
- d : το βάθος της θάλασσας
- E : η συνολική κυματική ενέργεια
- α : ελέγχει το ρυθμό της καταστροφής ενέργειας
- Q_b αποτελεί το ποσοστό των κυμάτων, που θραύονται σε μία ακολουθία κυμάτων με κατανομή Rayleigh
- H_{max} είναι η μέγιστη τιμή ύψους κύματος πριν τη θραύση
- γ_1 είναι ένας παράγοντας, που ρυθμίζει τη μέγιστη τιμή κλίσης, που μπορεί να έχει το κύμα πριν τη θραύση
- γ_2 είναι μία παράμετρος, που ρυθμίζει τη μέγιστη τιμή του επιτρεπόμενου λόγου H/d , που μπορεί να έχει το κύμα πριν τη θραύση.

Αυξάνοντας του όρους γ_1 , γ_2 μειώνεται το φαινόμενο της θραύσης και άρα αυξάνεται το μέγιστο κύμα που εμφανίζεται πριν τη θραύση. Για μονοχρωματικούς κυματισμούς ο λόγος Q_b είναι ίσος με 0 ή 1 για μη θραυόμενους και θραυόμενους αντίστοιχα. Οι μέθοδοι, που αναφέρθηκαν παραπάνω, αφορούν στη ρύθμιση των συντελεστών α , γ_1 , γ_2 . Σύμφωνα με τη μέθοδο Battjes & Janssen (1978), οι προτεινόμενες τιμές είναι $\alpha=0,1$, $\gamma_1=0,88$, $\gamma_2=0,8$.

Όπως αναφέρθηκε, στην παρούσα εργασία επιλέχθηκε η προτεινόμενη μέθοδος των Battjes & Janssen (1978). Ωστόσο, πριν την τελική επιλογή έγιναν διάφορες δοκιμές με όλες τις υπόλοιπες μεθόδους. Παρατηρήθηκε, ότι μόνο η προεπιλεγμένη μέθοδος έδινε σε όλες τις περιπτώσεις ικανοποιητικά αποτελέσματα. Οι άλλες περιέγραφαν, ίσως, καλύτερα κάποια σενάρια ανέμου, ενώ παράλληλα δεν έδιναν ικανοποιητικά αποτελέσματα σε άλλα. Ακόμα, παρατηρήθηκε, ότι οι υπόλοιπες μέθοδοι έδιναν ύψη κύματος ελαφρώς μικρότερα από τη μέθοδο Battjes & Janssen (1978). Έτσι, εφόσον μας ενδιαφέρει η ανάλυση του δυσμενέστερου σεναρίου, επιλέχθηκε αυτή η μέθοδος. Τέλος, αντί του συντελεστή $\gamma_1=0,88$, επιλέχθηκε να είναι ίσος με 1. Με την επιλογή αυτή μειώνεται η διαταραχή, που σχετίζεται με τη θραύση λόγω απότομης κλίσης. Αυτό προέκυψε ύστερα από δοκιμές, αφού φαινόταν να περιγράφεται έτσι καλύτερα το κυματικό πεδίο. Με την επιλογή αυτή τα

αποτελέσματα είναι ελαφρώς μεγαλύτερα, αναμενόμενο εφόσον καθορίζει τη μέγιστη τιμή κυματισμού πριν τη θραύση.

3.3.2. Το Υδρολογικό Μοντέλο Flow Model (MIKE 21 HD)

Το μοντέλο αυτό προσομοιώνει δισδιάστατες ροές με ελεύθερη επιφάνεια και περιγράφει τις υδραυλικές και περιβαλλοντικές διεργασίες, που συμβαίνουν σε παράκτιες περιοχές, στην ανοιχτή θάλασσα, σε λίμνες, σε κόλπους και εκβολές ποταμών. Παρέχει τη δυνατότητα προσομοίωσης πολλών φαινομένων, όπως τα ανεμογενή και κυματογενή ρεύματα, η παλίρροια κ.ά., αλλά δεν μπορεί να εφαρμοστεί σε περιπτώσεις, όπου υπάρχει στρωμάτωση των υδάτων.

Το υδροδυναμικό μοντέλο MIKE 21 HD χρησιμοποιεί πεπερασμένες διαφορές σε τετραγωνικό κανάβο σταθερών αποστάσεων ($\Delta x = \Delta y$) και περιγράφει τη δισδιάστατη μη μόνιμη ροή, προσομοιώνοντας την ανύψωση της ελεύθερης επιφάνειας για κάθε σημείο του κανάβου. Οι παράμετροι, που λαμβάνονται υπόψη στους υδροδυναμικούς υπολογισμούς, είναι:

- η διατμητική τάση στον πυθμένα,
- η διατμητική τάση στην ελεύθερη επιφάνεια που προκαλείται από τον άνεμο,
- η μεταβολή της βαρομετρικής πίεσης,
- η δύναμη Coriolis,
- η διασπορά της ορμής,
- η εξάτμιση,
- η παλίρροια και η άμπωτη,
- οι πηγές και οι καταβόθρες,
- οι τάσεις ακτινοβολίας.

Τα εξαγόμενα αποτελέσματα μπορούν να χρησιμοποιηθούν σαν δεδομένα σε άλλα μοντέλα του προγράμματος, όπως Advection – Dispersion (AD), Sediment Transport (ST, MT), Particle tracking (PA) και ECOLab.

3.3.2.1. Θεωρητικό υπόβαθρο - Βασικές εξισώσεις

Το υδροδυναμικό μοντέλο επιλύει τις εξισώσεις συνέχειας και ορμής κατά x και y, ολοκληρωμένες ως προς το βάθος z, για την εξαγωγή αποτελεσμάτων.

-Εξίσωση συνέχειας:

$$\frac{\partial \zeta}{\partial t} + \frac{\partial p}{\partial x} + \frac{\partial q}{\partial y} = \frac{\partial d}{\partial t} \quad (3.23)$$

- Εξίσωση ποσότητας κίνησης κατά x:

$$\frac{\partial p}{\partial t} + \frac{\partial}{\partial x} \left(\frac{p^2}{h} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left(\frac{pq}{h} \right) + gh \frac{\partial \zeta}{\partial x} + \frac{gp\sqrt{p^2+q^2}}{C^2h^2} - \frac{1}{\rho_w} \left[\frac{\partial}{\partial x} (h\tau_{xx}) + \frac{\partial}{\partial y} (h\tau_{xy}) \right] - \Omega q - fV V_x + \frac{h}{\rho_w} \frac{\partial}{\partial x} (p_a) = 0 \quad (3.24)$$

-Εξίσωση ποσότητας κίνησης κατά y:

$$\frac{\partial q}{\partial t} + \frac{\partial}{\partial y} \left(\frac{q^2}{h} \right) + \frac{\partial}{\partial x} \left(\frac{pq}{h} \right) + gh \frac{\partial \zeta}{\partial x} + \frac{gp\sqrt{p^2+q^2}}{C^2h^2} - \frac{1}{\rho_w} \left[\frac{\partial}{\partial y} (h\tau_{yy}) + \frac{\partial}{\partial x} (h\tau_{xy}) \right] - \Omega p - fV V_y + \frac{h}{\rho_w} \frac{\partial}{\partial y} (p_a) = 0 \quad (3.25)$$

όπου:

- h (x,y,t): βάθος νερού (m)
- d (x,y,t): συνολικό βάθος (m)
- ζ (x,y,t): ανύψωση ελεύθερης επιφάνειας (m)
- p (x,y,t): ποσότητα κίνησης κατά x (m³/m/sec)
- q (x,y,t): ποσότητα κίνησης κατά y (m³/m/sec)
- C (x,y): συντελεστής τριβής κατά Chezy (m^{0.5}/sec)
- g : επιτάχυνση βαρύτητας (=9,81m/sec²)
- f (V) : συντελεστής τριβής ανέμου
- V_x, V_y (x,y,t): συνιστώσες ταχύτητας ανέμου κατά x και y (m/sec)
- Ω(x, y) : συντελεστής Coriolis (sec⁻¹)
- p_a (x,y,t): ατμοσφαιρική πίεση (kg/m/sec²)
- ρ_w : πυκνότητα νερού (kg/m³)
- x, y : χωρικές συντεταγμένες (m)
- t : χρόνος (sec)
- τ_{xx}, τ_{xy}, τ_{yy} : συνιστώσες τάσεων ακτινοβολίας

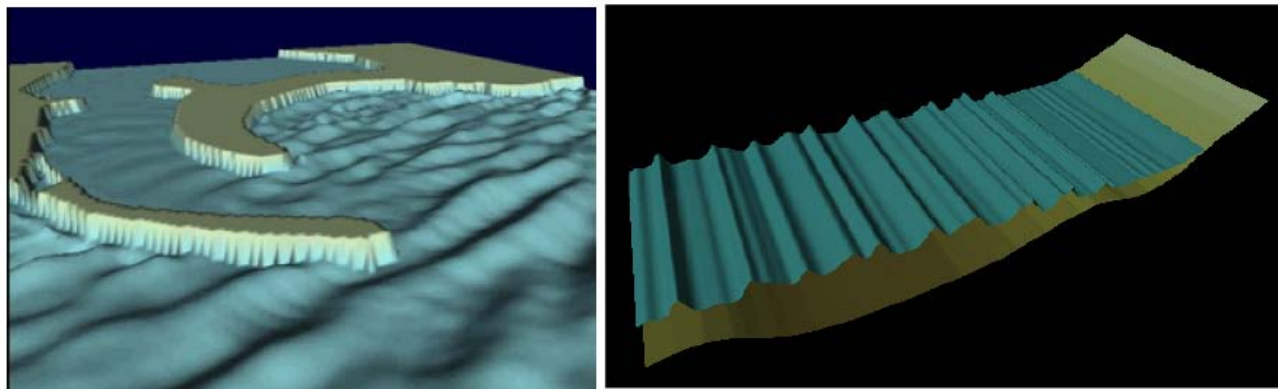
Για τη χρονική ολοκλήρωση των παραπάνω εξισώσεων χρησιμοποιείται από το υδροδυναμικό μοντέλο HD ο Αλγόριθμος Εναλλασσόμενης Κατεύθυνσης (Alternating Direction Implicit – ADI), ενώ τα μητρώα που προκύπτουν για κάθε κατεύθυνση και κάθε γραμμή του κανάβου επιλύονται από αλγόριθμο διπλών περασμάτων (Double Sweep – DS).

3.3.3. Θεωρητικό υπόβαθρο υπολογιστικού προγράμματος MIKE 21 BW

Το πρόγραμμα MIKE 21 BW (όπου το BW σημαίνει Boussinesq Waves) αποτελεί ένα προηγμένης τεχνολογίας πρότυπο αριθμητικό προσομοίωμα για τον υπολογισμό και την ανάλυση βραχέων και μακρών κυματισμών σε λιμενικές εγκαταστάσεις και παράκτιες ζώνες. Περιγράφονται οι εξισώσεις ορμής και συνέχειας, αναλυτικά το κριτήριο θραύσης (Madsen et al. 1997a), στο οποίο βασίζεται, καθώς και το αριθμητικό σχήμα επίλυσης του προγράμματος.

3.3.3.1. Γενική περιγραφή

Το MIKE21BW εμπεριέχει δυο modules, ένα μονοδιάστατο (1DH) και ένα δυσδιάστατο (2DH), τα οποία βασίζονται στην επίλυση των μετασχηματισμών της περιοχής του χρόνου των εξισώσεων τύπου Boussinesq (Εικόνα 3-4). Αυτές περιλαμβάνουν μη γραμμικά χαρακτηριστικά, καθώς και διασπορά συχνοτήτων. Ουσιαστικά, η διασπορά των συχνοτήτων εισάγεται στις εξισώσεις ποσότητας κίνησης (momentum equations), παίρνοντας υπόψη την επίδραση, που έχουν οι κατακόρυφες επιταχύνσεις στην κατανομή των πιέσεων.



Εικόνα 3-4: Το MIKE21BW περιέχει 2 modules. Αριστερά: (2DH) εφαρμόζεται συνήθως για τον υπολογισμό της κυματικής διαταραχής σε λιμάνια. Δεξιά: (1DH) χρησιμοποιείται συνήθως για την προσομοίωση της κυματικής διάδοσης από τα βαθιά στα ρηχά (πηγή: DHI).

Αμφότερα τα modules επιλύουν τις κλασσικές εξισώσεις τύπου Boussinesq χρησιμοποιώντας μια έκφραση ροής (flux-formulation) με βελτιστοποιημένα τα χαρακτηριστικά της γραμμικής διασποράς. Η νέα αναβαθμισμένη μορφή των εξισώσεων (Madsen et al., 1991; Madsen & Sørensen, 1992) κάνουν τα δυο modules ικανά για προσομοίωση της κατευθυντικής διάδοσης κυματοσειράς από τα βαθιά στα ρηχά νερά. Ο μέγιστος επιτρεπόμενος λόγος θαλάσσιου βάθους προς μήκος κύματος στα βαθιά: $d/L_0 \approx 0.5$ (ή $kd \approx 3.1$, όπου kd είναι ο σχετικός αριθμός κύματος και αποτελεί δείκτη όρων διασποράς). Για την κλασσική μορφή των εξισώσεων τύπου Boussinesq, ο μέγιστος επιτρεπόμενος λόγος θαλάσσιου βάθους προς μήκος κύματος στα βαθιά είναι: $d/L_0 \approx 0.22$ (ή $kd \approx 1.4$). Οι εξισώσεις του μοντέλου έχουν επεκταθεί (Madsen et al., 1997; Sørensen et al. 1998, 2004) για να υπολογίζουν μεταβολή της ακτογραμμής και θραύση κυματισμών.

Το 2DH BW module (δυο οριζόντιες διαστάσεις) επιλύει τις τροποποιημένες εξισώσεις τύπου Boussinesq μέσω ενός πεπλεγμένου αριθμητικού σχήματος πεπερασμένων διαφορών με τις μεταβλητές να ορίζονται πάνω σε έναν εναλλασσόμενο ορθογωνικό κάναβο. Το μοντέλο είναι ικανό να αναπαράγει τα περισσότερα συνδυαστικά φαινόμενα που λαμβάνουν χώρα σε λιμενικές εγκαταστάσεις και παράκτιες ζώνες. Αυτά είναι:

- Διάθλαση (refraction)
- Ρήχωση (shoaling)
- Περίθλαση (diffraction)
- Μερική ανάκλαση (partial reflection)

- Μερική μετάδοση (partial transmission)
- Τριβή στον πυθμένα (bottom dissipation)
- Θραύση κυματισμών (wave breaking)
- Μεταβολή της ακτογραμμής (moving shoreline)
- Μη γραμμική αλληλεπίδραση κυμάτων (non-linear wave-wave interaction)
- Διασπορά συχνοτήτων (frequency spreading)
- Κατευθυντική διασπορά (directional spreading)

Επιπρόσθετα, πρέπει να σημειωθεί, ότι η διασπορά συχνοτήτων και κατευθύνσεων γίνεται με γραμμική υπέρθεση (Linear superposition). Συνεπώς, προβλήματα όπως ομαδοποίηση κυμάτων (wave grouping), «surf beats», δημιουργία δεσμευμένων χαμηλών και υψηλών συχνοτήτων (generation of sub- and super- harmonics) και αλληλεπιδράσεις τριάδων συντονισμού (near-resonant triad interactions) μπορούν να εξεταστούν μέσω του MIKE21 BW. Ακόμα και λεπτομέρειες, όπως η γένεση και η απελευθέρωση ταλαντώσεων χαμηλών συχνοτήτων λόγω μετασχηματισμού του αρχικού κύματος, περιγράφονται αρκετά ικανοποιητικά από το μοντέλο.

Η θραύση των κυμάτων (τύπου κυλίσεως-spilling) εφαρμόζεται στη βάση της υπόθεσης «επιφανειακού κυλίνδρου» (surface roller concept), όπως αυτή περιγράφεται αναλυτικά σε επόμενη παράγραφο. Η κίνηση της ακτογραμμής (moving shoreline) βασίζεται στην παρακάτω προσέγγιση: η εξεταζόμενη περιοχή επεκτείνεται τεχνητά με την αντικατάσταση του στερεού ορίου της ακτής με μία διαπερατή ζώνη με πολύ μικρό πορώδες. Κοντά στην κινούμενη ακτογραμμή η θαλάσσια επιφάνεια εισχωρεί στον πορώδη πυθμένα. Συνακόλουθα η στιγμιαία θέση της ακτογραμμής καθορίζεται από αυτήν την αλληλεπίδραση.

Το 1DH BW module επιλύει τις αναβαθμισμένες εξισώσεις τύπου Boussinesq μέσω μίας κλασσικής μεθόδου πεπερασμένων στοιχείων Galerkin με πεπλεγμένη παρεμβολή των μεταβλητών σε εναλλασσόμενο ή μη εναλλασσόμενο πλέγμα υπολογισμού (κάναβο). Η δυναμική της ζώνης θραύσης και οι μεταβολές στη ζώνη απόπλυσης (ζώνη διαβροχής) για οποιοδήποτε παράκτιο προφίλ μπορούν να προσομοιωθούν μέσω αυτού του μοντέλου. Αναπαράγει εξάλλου τα περισσότερα συνδυαστικά φαινόμενα στην παράκτια ζώνη όπως και η 2-D έκδοση. Το πρόβλημα της εμφάνισης υψηλότερης τάξης χωρικών διαφορικών αντιμετωπίζεται με το να γράφουν οι εξισώσεις τύπου Boussinesq σε χαμηλότερη τάξη (γραμμικοποίηση) αφού εισαχθεί μια επιπρόσθετη μεταβλητή και μια

επιπρόσθετη αλγεβρική εξίσωση. Οι εξισώσεις στις οποίες καταλήγουμε εμπεριέχουν όρους μόνο με δεύτερης τάξης διαφορικά όσον αφορά τις χωρικές συντεταγμένες (Sørensen et al., 2004).

3.3.3.2. Βασικές εξισώσεις

Το MIKE21 BW επιλύει τις τροποποιημένες εξισώσεις τύπου Boussinesq σε μία ή δύο διαστάσεις σε όρους ανύψωσης της ελεύθερης επιφάνειας ζ , και κατά το βάθος ολοκληρωμένων συνιστωσών ταχύτητας, P και Q.

➤ Το σύστημα εξισώσεων για το 2DH BW module είναι:

Εξίσωση συνέχειας:

$$n \frac{\partial \zeta}{\partial t} + \frac{\partial P}{\partial x} + \frac{\partial Q}{\partial y} = 0 \quad (3.26)$$

Εξίσωση ποσότητας κίνησης κατά x:

$$n \frac{\partial P}{\partial t} + \frac{\partial \left(\frac{P^2}{h} \right)}{\partial x} + \frac{\partial \left(\frac{PQ}{h} \right)}{\partial y} + \frac{\partial R_{xx}}{\partial x} + \frac{\partial R_{xy}}{\partial x} + F_x n^2 gh \frac{\partial \zeta}{\partial x} +$$

$$+ n^2 P \left[\alpha + \beta \frac{\sqrt{P^2 + Q^2}}{h} \right] + \frac{gP\sqrt{P^2 + Q^2}}{h^2 C^2} + n\Psi_1 = 0 \quad (3.27)$$

Εξίσωση ποσότητας κίνησης κατά y:

$$n \frac{\partial Q}{\partial t} + \frac{\partial \left(\frac{Q^2}{h} \right)}{\partial y} + \frac{\partial \left(\frac{PQ}{h} \right)}{\partial x} + \frac{\partial R_{xx}}{\partial x} + \frac{\partial R_{xy}}{\partial x} + F_y n^2 gh \frac{\partial \zeta}{\partial y} +$$

$$+ n^2 P \left[\alpha + \beta \frac{\sqrt{P^2 + Q^2}}{h} \right] + \frac{gQ\sqrt{P^2 + Q^2}}{h^2 C^2} + n\Psi_2 = 0 \quad (3.28)$$

Όπου οι όροι διασποράς Ψ_1 και Ψ_2 δίνονται από τις ακόλουθες εκφράσεις:

$$\Psi_1 \equiv -\left(B + \frac{1}{3}\right)d^2(P_{xxt} + Q_{xyt}) - nBgd^3(\zeta_{xxx} + \zeta_{xyy}) -$$

$$- dd_x \left(\frac{1}{3}P_{xt} + \frac{1}{6}Q_{yt} + nBgd(2\zeta_{xx} + \zeta_{yy}) \right) - dd_y \left(\frac{1}{6}Q_{xt} + nBgd\zeta_{xy} \right) \quad (3.29)$$

$$\Psi_2 \equiv -\left(B + \frac{1}{3}\right)d^2(P_{xyt} + Q_{yyt}) - nBgd^3(\zeta_{yyy} + \zeta_{xxy}) -$$

$$- dd_y \left(\frac{1}{3}Q_{yt} + \frac{1}{6}P_{xt} + nBgd(2\zeta_{yy} + \zeta_{xx}) \right) - dd_x \left(\frac{1}{6}P_{yt} + nBgd\zeta_{xy} \right) \quad (3.30)$$

Οι δείκτες x,y και t υποδηλώνουν μερικά διαφορικά αναφορικά με το χώρο και το χρόνο αντίστοιχα.

Οι όροι, που εμφανίζονται στις εξισώσεις, ερμηνεύονται ως:

- P πυκνότητα ροής κατά x σε m³/(msec)
- Q πυκνότητα ροής κατά y σε m³/(msec)
- B Boussinesq όρος διασποράς
- F_x όρος οριζόντιας τάσης κατά x
- F_y όρος οριζόντιας τάσης κατά y
- x,y καρτεσιανές συντεταγμένες
- t χρόνος σε sec
- h συνολικό βάθος (h=d+ζ)
- d βάθος μέσης στάθμης ηρεμίας
- g επιτάχυνση βαρύτητας
- n πορώδες
- C αριθμός αντίστασης Chezy σε m^{1/2}/sec
- α συντελεστής αντίστασης για στρωτή ροή σε πορώδες μέσο
- β συντελεστής αντίστασης για τυρβώδη ροή σε πορώδες μέσο
- ζ ανύψωση θαλάσσιας επιφάνειας πάνω από σημείο αναφοράς σε m

Οι όροι R_{xx}, R_{xy}, και R_{yy} αναλύονται στην επόμενη υποενότητα.

Οι όροι οριζόντιας τάσης περιγράφονται με τη χρήση μιας σχέσης κλίσης της τάσης (gradient-stress) η οποία δίνει:

$$F_x = - \left[\frac{\partial}{\partial x} \left(v_t \frac{\partial P}{\partial x} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left(v_t \left(\frac{\partial P}{\partial y} + \frac{\partial Q}{\partial x} \right) \right) \right] \quad (3.31)$$

$$F_y = - \left[\frac{\partial}{\partial y} \left(v_t \frac{\partial Q}{\partial y} \right) + \frac{\partial}{\partial x} \left(v_t \left(\frac{\partial Q}{\partial x} + \frac{\partial P}{\partial y} \right) \right) \right] \quad (3.32)$$

Όπου το v_t είναι η οριζόντια τυρβώδης συνεκτικότητα.

➤ Αντίστοιχα το σύστημα εξισώσεων για το BW 1DH module είναι:

Εξίσωση συνέχειας:

$$n \frac{\partial \zeta}{\partial t} + \frac{\partial P}{\partial x} = 0 \quad (3.33)$$

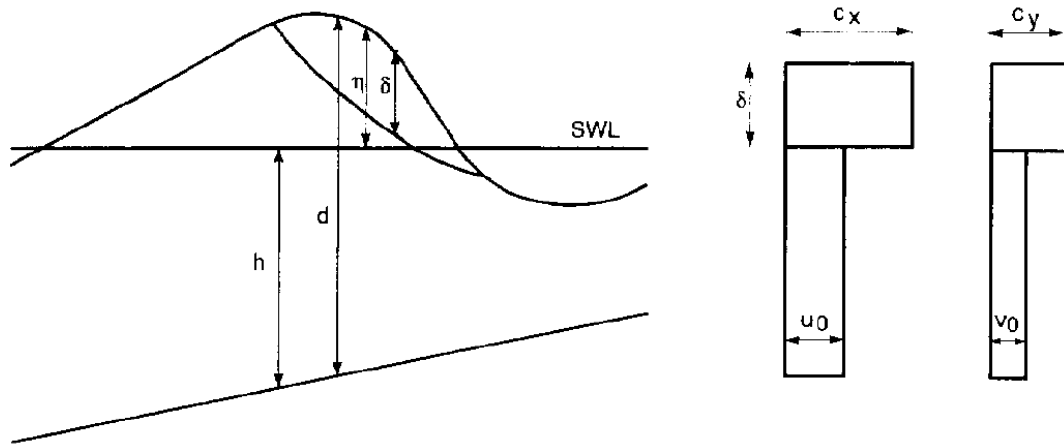
Εξίσωση ποσότητας κίνησης κατά x:

$$n \frac{\partial P}{\partial t} + \frac{\partial}{\partial x} \left(\frac{P^2}{h} \right) + \frac{\partial R_{xx}}{\partial x} + n^2 gh \frac{\partial \zeta}{\partial x} - n \left(B + \frac{1}{3} \right) d^2 \frac{\partial^3 P}{\partial x \partial x \partial x} - \frac{1}{3} d \frac{\partial d}{\partial x} \frac{\partial^2 P}{\partial x \partial t} - n^2 B g d^2 \frac{\partial w}{\partial x} + n^2 P \left(\alpha + \beta \frac{|P|}{h} \right) + \frac{g P |P|}{h^2 C^2} = 0 \quad (3.34)$$

$$w = \frac{\partial}{\partial x} \left(d \frac{\partial \zeta}{\partial x} \right) \quad (3.35)$$

3.3.3.3. Θραύση κυματισμών (Madsen et al. 1997)

Όπως περιγράφηκε, ένας μηχανισμός για την προσομοίωση της απώλειας ενέργειας λόγω θραύσης στα μοντέλα Boussinesq είναι ο «επιφανειακός κύλινδρος» (surface roller). Η ιδέα αυτή, της επιρροής του επιφανειακού κυλίνδρου στην κίνηση του κυματισμού, προτάθηκε από τον Svendsen (1984a). Οι Madsen et al. (1997), βασιζόμενοι στην αρχή, ότι ο επιφανειακός κύλινδρος παίρνεται υπόψη σαν ένας όγκος νερού, που «μεταφέρεται» από το κύμα με την ταχύτητα του κυματισμού, εξέλιξαν αυτό το κριτήριο. Η αρχή αυτή έχει σαν αποτέλεσμα την κάθετη διανομή της οριζόντιας συνιστώσας της ταχύτητας που απεικονίζεται στην Εικόνα 3-5. Θεωρώντας αυτό το προφίλ ταχύτητας να ισχύει κατά τη θραύση, εξήγαγαν τις εξισώσεις (3.26), (3.27) και (3.28).



Εικόνα 3-5: Κάθετο προφίλ οριζόντιας ταχύτητας θραυόμενου κυματισμού (Madsen et al. 1997).

Οι όροι R_{xx} , R_{xy} και R_{yy} αντιστοιχούν στην επιπρόσθετη ορμή, η οποία προκύπτει από την ανομοιόμορφη κατανομή της ταχύτητας λόγω της παρουσίας του επιφανειακού κυλίνδρου (surface roller) και ορίζονται ως:

$$R_{xx} = \frac{\delta}{1 - \delta/d} \left(c_x - \frac{P}{d} \right)^2 \quad (3.36)$$

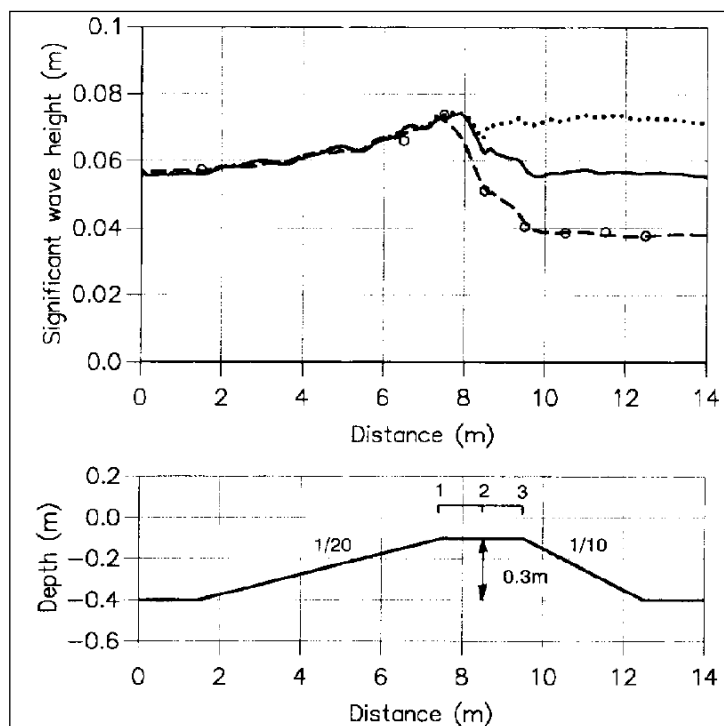
$$R_{xy} = \frac{\delta}{1 - \delta/d} \left(c_x - \frac{P}{d} \right) \left(c_y - \frac{Q}{d} \right) \quad (3.37)$$

$$R_{yy} = \frac{\delta}{1 - \delta/d} \left(c_y - \frac{Q}{d} \right)^2 \quad (3.38)$$

Εδώ $\delta = \delta(x, y, t)$ είναι το πάχος του επιφανειακού κυλίνδρου και c_x , c_y οι συνιστώσες της ταχύτητας φάσης του.

Η αρχή της θραύσεως επιτυγχάνεται, όταν η κλίση της ελεύθερης επιφάνειας υπερβεί μια αρχική κρίσιμη τιμή, $\tan \phi_B$, όπως πρότεινε ο Deigaard (1989). Οι Schäffer et al. (1993), ύστερα από πολλές δοκιμές θραύσεως κυλίσεως σε ακτές με επίπεδη κλίση πυθμένα, κατέληξαν, ότι προκύπτουν αποδεκτά αποτελέσματα χρησιμοποιώντας την τιμή $\phi_B = 20^\circ$. Οι Madsen et al. (1997) απέδειξαν, ότι αυτή η τιμή είναι κατάλληλη για θραύσεις αυτού του τύπου, αλλά όχι και για θραύσεις εκτινάξεως (plunging). Βασιζόμενοι στις μετρήσεις τους σημείωσαν, ότι ο τύπος θραύσης εκτινάξης απαιτεί μια ελαφρά αύξηση στις γωνίες θραύσης, ενώ η θραύση πάνω από ύφαλο τραπέζιο απαιτεί μείωση. Για παράδειγμα, στην Εικόνα 3-6 απεικονίζεται η χωρική μεταβολή του χαρακτηριστικού ύψους κύματος

για τρία διαφορετικά σεντ παραμέτρων του μοντέλου: α) θραυόμενος κυματισμός με $(\varphi_B, \varphi_0)=(14^\circ, 7^\circ)$ β) θραυόμενος κυματισμός με τις συνήθειες τιμές $(\varphi_B, \varphi_0)= (20^\circ, 10^\circ)$ και γ) τέλος προσομοίωση χωρίς θραύση. Από τη σύγκριση με τα πειραματικά δεδομένα είναι προφανές ότι η περίπτωση α) δίνει πολύ καλά αποτελέσματα ενώ οι τιμές της β) υποεκτιμούν τη διάχυση της ενέργειας.



Εικόνα 3-6: Χωρική μεταβολή του ύψους κύματος και βαθυμετρία του πειράματος Beji και Battjes (1993) (κύκλοι). α) μοντέλο Madsen et al. (1997) με αρχικές τιμές $(20^\circ, 10^\circ)$ παραμέτρων (συνεχής γραμμή) β) με μειωμένες τιμές $(14^\circ, 7^\circ)$ (διακεκομμένη γραμμή) γ) χωρίς θραύση (τελείες). (Madsen et al. 1997)

Η επιλογή της παραμέτρου φ_B , είναι προφανώς άμεσα συνδεδεμένη με την τελική ακρίβεια των υπολογισμών της ελεύθερης επιφάνειας πριν ξεκινήσει η θραύση και, όπως σημειώνουν οι Madsen et al. (1997), αυτό είναι ένα από τα αδύναμα σημεία στα συμβατικά μοντέλα Boussinesq: καθώς αυτά δίνουν πολύ καλά χαρακτηριστικά γραμμικής ρήγωσης για $kd=3$, η μεταφορά της ενέργειας στα super-harmonics γενικά υποεκτιμάται.

Ο χωρικός και χρονικός προσδιορισμός των κυλίνδρων βασίζεται σε μια γεωμετρική προσέγγιση που περιγράφηκε λεπτομερώς από τους Schäffer et al. (1993). Κατά τη μετάδοση από το αρχικό σημείο θραύσης σε μία κατάσταση «bore» (τύπος

παλιρροϊκού κύματος), η κρίσιμη γωνία φ , αλλάζει βαθμιαία από φ_B σε φ_0 ($\varphi_0 < \varphi_B$). Η στιγμιαία τιμή της φ εξαρτάται από την περίοδο του κυλίνδρου και ακολουθεί μια εκθετική χρονική μεταβολή:

$$\tan \varphi(t) = \tan \varphi_0 + (\tan \varphi_B - \tan \varphi_0) \exp \left[-\ln 2 \frac{t - t_B}{t_{1/2}} \right] \quad (3.39),$$

όπου το $t_{1/2}$ ρυθμίζει τη χρονική κλίμακα για την ανάπτυξη του κυλίνδρου και t_B είναι ο χρόνος έναρξης της θραύσης. Τοπικά, ο κύλινδρος ορίζεται σαν το νερό πάνω από την επαπτομένη της κλίσης $\tan \varphi$ και η θραύση τελειώνει όταν η μέγιστη από την τοπική κλίση γίνει μικρότερη της $\tan \varphi$. Μετά τον προσδιορισμό του κυλίνδρου σε κάθε χρονικό βήμα, το πάχος (roller thickness) δ του, πολλαπλασιάζεται με ένα συντελεστή σχήματος f_δ πριν τον υπολογισμό του στις βασικές εξισώσεις.

Ένα μειονέκτημα αυτού του προσδιορισμού των επιφανειακών κυλίνδρων είναι, ότι επιπλέον με το $\tan \varphi_B$ στηρίζεται σε τρεις παραμέτρους φ_0 , f_δ , και $t_{1/2}$. Οι Madsen et al. (1997) δοκιμάζοντας διαφορετικές τιμές για την κάθε παράμετρο κατέληξαν στα επόμενα:

1. Η τιμή του φ_0 δεν είναι κρίσιμη για εφαρμογές, όπου η θραύση συνεχίζεται προς την ακτή. Βασίζόμενος στην αναλογία με το υδραυλικό άλμα ο Deiggard (1989), εκτίμησε τη $\varphi_0=10\text{deg.}$, την οποία υιοθέτησαν, αν και σε ορισμένες περιπτώσεις, όπως είδαμε (π.χ. θραύση πάνω από το οριζόντιο μέρος ύφαλου τραπεζίου), η τιμή μειώνεται στις $7 - 8\text{deg.}$ με ανάλογη μείωση της φ_B .
2. Η παράμετρος $t_{1/2}$ καθορίζει το χρονικό διάστημα μεταφοράς μεταξύ των δυο γωνιών θραύσης και λαμβάνεται ίση με $T/5$, όπου T η χαρακτηριστική περίοδος του εισερχόμενου συρμού κυματισμών.
3. Το πάχος του «surface roller» δ , πολλαπλασιάζεται με 1,5 για θραύσεις τύπου κύλισης (spilling), ενώ για εκτινάξεως (plunging) οι Ozsanne et al. (2000) προτείνουν μια τιμή κοντά στο 2.0.

Η ταχύτητα κυματισμού c , η οποία θεωρείται ταυτόσημη με την ταχύτητα κυλίνδρου, είναι μια ουσιαστική παράμετρος της μεθόδου «επιφανειακού κυλίνδρου». Οι Schäffer et al. (1993) χρησιμοποίησαν τη σχέση:

$$c = 1.3 \sqrt{gh} \quad (3.40),$$

η οποία δίνει καλά αποτελέσματα για απλούς κυματισμούς (εντός της ζώνης θραύσης) όχι όμως και για σύνθετους. Γι' αυτό οι Madsen et al. (1997) χρησιμοποίησαν μια καινούρια

προσέγγιση προσδιορίζοντας την ταχύτητα c αμφίδρομα από το στιγμιαίο κυματικό πεδίο. Υποθέτοντας, ότι η ελεύθερη επιφάνεια μπορεί να εκφραστεί σαν $\zeta = \zeta(\omega t - k_x x - k_y y)$, που αντιστοιχεί σε διάδοση απλού κυματικού πεδίου. Με τον ορισμό:

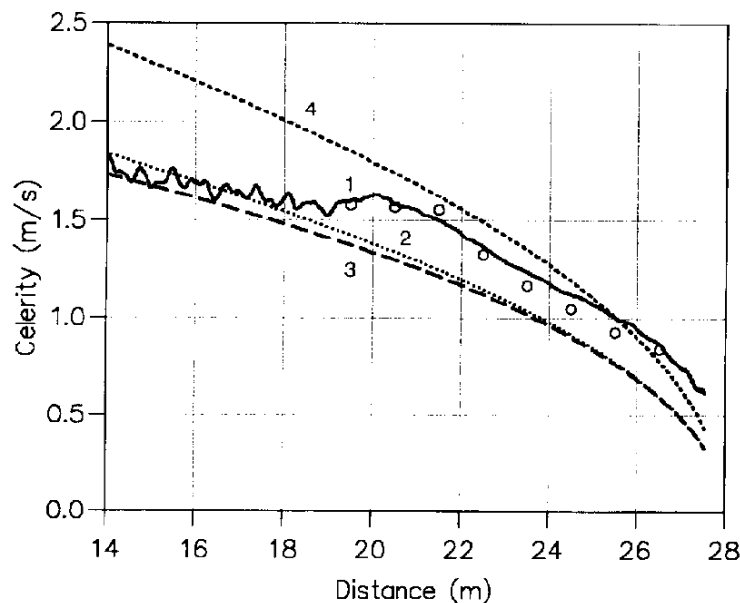
$$(c_x, c_y) = (k_x, k_y) \frac{\omega}{k^2} \quad (3.41),$$

όπου k ο αριθμός κύματος και ω η γωνιακή συχνότητα. Σε όρους της ελεύθερης επιφάνειας αυτό μπορεί να εκφραστεί ως:

$$\begin{pmatrix} c_x \\ c_y \end{pmatrix} = \begin{pmatrix} \partial\zeta/\partial x \\ \partial\zeta/\partial y \end{pmatrix} \frac{-\partial\zeta/\partial t}{(\partial\zeta/\partial x)^2 + (\partial\zeta/\partial y)^2} \quad (3.42),$$

το οποίο εφαρμόζεται στο υψηλότερο σημείο του μετώπου του κύματος.

Η μέθοδος αυτή κατάφερε να δώσει καλές τιμές για την ταχύτητα τόσο για τους απλούς, όσο και για τους σύνθετους κυματισμούς. Όμως, ένα γενικό πρόβλημα με κάθε αμφίδρομο προσδιορισμό της ταχύτητας είναι, ότι μπορεί να οδηγήσει σε αστάθειες και θορύβους κάνοντας απαραίτητη τη χρήση low-pass φίλτρων. Τέλος, στην Εικόνα 3-7, θεωρώντας απλούς κυματισμούς θραυόμενους σε ακτή με κλίση 1/40, παρουσιάζονται: η μετρούμενη ταχύτητα κύματος από το πείραμα του Stive (1984), η ταχύτητα σύμφωνα με τη γραμμική θεωρία και οι $c = 1.3\sqrt{gh}$, $c = \sqrt{gh}$.



Εικόνα 3-7: Χωρική μεταβολή της ταχύτητας κυματισμού για το πείραμα του Stive (1980)

(1) ταχύτητα προσδιορισμένη αμφίδρομα, (2) γραμμική θεωρία, (3) $c = \sqrt{gh}$, (4) $c = 1.3\sqrt{gh}$
(Ο) πειραματικά δεδομένα Stive. (Madsen et al. 1997).

3.3.3.4. Οριακές συνθήκες

Στο MIKE21 BW οι συνθήκες στο όριο προσομοιώνονται με τη μέθοδο των στρώσεων απορρόφησης ενέργειας ή sponge/absorbing layers, δηλαδή με το να ανατίθενται σε έναν αριθμό κελιών του ορίου τέτοιες συνθήκες ακτινοβολίας, οι οποίες απομειώνουν σταδιακά όλη την ενέργεια του κυματικού πεδίου, που διαδίδεται προς τις έξω περιοχές από το χώρο προσομοίωσης, ενώ ταυτόχρονα εξασφαλίζουν μηδενική ανάκλαση.

Η επόμενη σχέση δίνει την τιμή του συντελεστή απομείωσης (sponge layer coefficient):

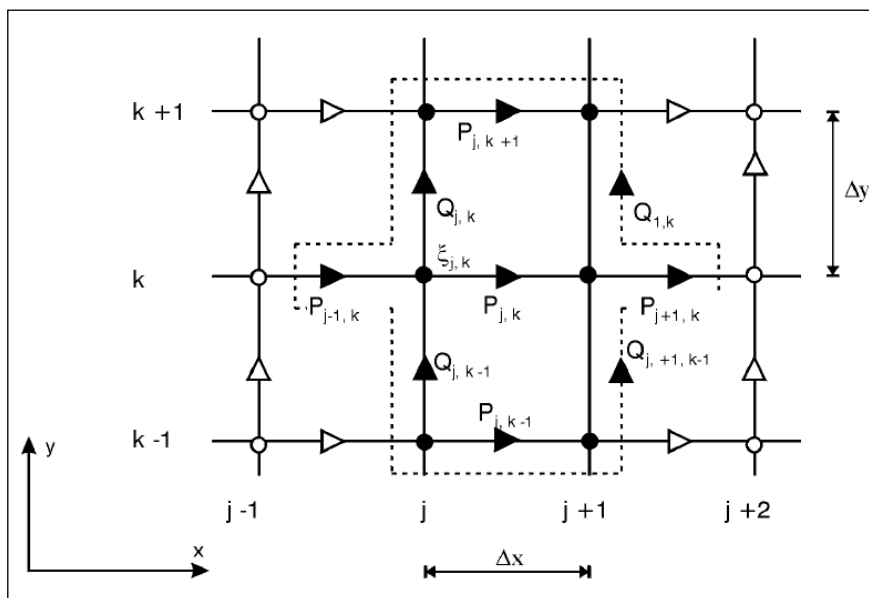
$$C_{\text{sponge}} = \alpha^{(i-1)}, i=1, N_{\text{sponge}},$$

όπου α, Γ είναι σταθερές προς προσδιορισμό και N_{sponge} ο αριθμός των γραμμών απορρόφησης (Larsen and Dancy, 1983).

Παραπλεύρως του απορροφητικού πεδίου 'sponge layer' τοποθετείται μια γραμμή γένεσης των κυμάτων σύνθετων ή και μονοχρωματικών (wave generation line) σε εκείνο το όριο από το οποίο θεωρούμε ότι εισάγεται το κυματικό πεδίο σε οποιαδήποτε κατεύθυνση ως προς το χώρο προσομοίωσης.

3.3.3.5. Αριθμητικό σχήμα επίλυσης

Η αριθμητική μέθοδος, που χρησιμοποιείται στο 2DH BW module, βασίζεται στο αποκαλούμενο SYSTEM21 σχήμα, το οποίο εφευρέθηκε από τους Abbott et al. (1973) και επεκτάθηκε για προσομοίωση βραχέων κυμάτων από τους Abbott et al. (1978). Από τότε το εύρωστο σχήμα έχει υποστεί συνεχή βελτίωση (Madsen et al., 1991; Madsen and Sørensen, 1992). Οι διαφορικές εξισώσεις διακριτοποιούνται χωρικά σε ορθογωνικό κανάβο σταθερού βήματος. Τα μονόμετρα (βαθμωτά) μεγέθη, όπως η ανύψωση της ελεύθερης επιφάνειας, ορίζονται στους κόμβους του κανάβου, ενώ οι συνιστώσες της ροής ορίζονται στο μέσο γειτονικών κόμβων (επί των πλευρών βρόχων) όπως παρουσιάζεται στην Εικόνα 3-8.



Εικόνα 3-8: Απεικόνιση κανάβου για το 2DH BW module

Η ολοκλήρωση στο χρόνο γίνεται χρησιμοποιώντας ένα πεπλεγμένο κεντρικό σχήμα. Ο αλγόριθμος είναι εναλλασσόμενης διεύθυνσης Alternating Direction Implicit (ADI), με «fractional step» τεχνική και «side-feeding» (semi-linearization of non-linear terms). Το τελικό τριδιαγώνιο σύστημα εξισώσεων λύνεται με τον «double-sweep» αλγόριθμο.

Στο 1DH BW module γίνεται χρήση μιας μεθόδου των πεπερασμένων στοιχείων για την επίλυση των 1-D εξισώσεων. Η επίλυση αυτή μπορεί να αποδώσει σοβαρά λάθη ειδικά, όταν εφαρμόζονται ίσης τάξης συναρτήσεις παρεμβολής για τον υπολογισμό των παροχών και της ανύψωσης. Για να πάρουμε σταθερές λύσεις χωρίς διακυμάνσεις χρησιμοποιείται μικτή παρεμβολή. Στοιχεία με τετραγωνικές παροχές και γραμμική ανύψωση της ελεύθερης επιφάνειας, καθώς και επιπρόσθετοι όροι, εφαρμόζονται σε αυτή την κατεύθυνση. Η χρονική ολοκλήρωση γίνεται μέσω ενός ρητού Taylor-Galerkin τριών βημάτων ή μέσω μιας τέταρτης τάξης μεθόδου πρόβλεψης-διόρθωσης Adams-Bashforth-Moulton. Ένα σετ τριών γραμμικών εξισώσεων πρέπει να επιλυθεί. Για μικρά προβλήματα αυτά τα συστήματα επιλύονται με απαλοιφή κατά Gauss. Για πιο μεγάλα συστήματα πρέπει να εφαρμόζονται πιο χρονοβόρες μέθοδοι, όπως η Krylov επαναληπτική μέθοδος (GMRES) σε συνδυασμό με μία επαρκή προϋπόθεση (π.χ. μια LU παραγοντοποίηση), όπως περιγράφεται αναλυτικά από τους Brensen et al. (2004). Το παρόν μοντέλο υποστηρίζει σταθερό και μεταβαλλόμενο πλέγμα (mesh) για μέγιστο βαθμό προσαρμοστικότητας.

4. ΠΕΡΙΟΧΗ ΜΕΛΕΤΗΣ

4.1. Περιγραφή γεωγραφικής θέσης της περιοχής μελέτης

Η περιοχή μελέτης (Εικόνα 4-1) βρίσκεται στην Περιφερειακή Ενότητα Ρεθύμνου, Η οποία είναι μία από τις τέσσερις (4) Περιφερειακές Ενότητες της Κρήτης, στην Ελλάδα. Ο πληθυσμός της πόλης του Ρεθύμνου ανέρχεται στους 32.468 κατοίκους, γεγονός το οποίο χαρακτηρίζει την περιοχή ως την τρίτη πιο πολυπληθή αστική περιοχή της Κρήτης. Η πόλη του Ρεθύμνου είναι το κέντρο των εμπορικών, διοικητικών και πολιτιστικών δραστηριοτήτων της ομώνυμης Περιφερειακής Ενότητας, όπου οι περισσότερες από τις ανθρώπινες δραστηριότητες έχουν αναπτυχθεί κατά μήκος των ακτών της περιοχής του λιμανιού.

Η περιοχή περιλαμβάνει το λιμάνι του Ρεθύμνου και την παρακείμενη παράκτια ζώνη (μια συνολική έκταση, περίπου, 14 km², Εικόνα 4-2). Το λιμάνι βρίσκεται στο βόρειο άκρο της Κρήτης, μέσα στον ομώνυμο κόλπο. Η παράκτια ζώνη περιλαμβάνει μία αμμώδη παραλία μήκους, περίπου, 7 – 8 km, τμήμα της οποίας βρίσκεται εντός του σχεδίου πόλεως, ενώ το υπόλοιπο αποτελεί το βόρειο όριο πλήθους οικισμών ανατολικά του Ρεθύμνου. Το πλάτος της παράκτιας ζώνης κυμαίνεται από 20 έως 90 m, ενώ στο μεγαλύτερο τμήμα του υπερβαίνει τα 60 m. Στα πρώτα δύο χιλιόμετρα, από τα ανατολικά και την πόλη του Ρεθύμνου, υπάρχει φωτιζόμενη περιπατητική διαδρομή με διαμορφωμένους χώρους, φυτεύσεις και καθοδικές προσβάσεις στην αμμουδιά. Ο αστικός ιστός εκτείνεται ακόμα για περίπου 5,5 km με ξενοδοχειακές μονάδες και καλλιεργημένες εκτάσεις, πάντα σε απόσταση λίγων δεκάδων μέτρων από την ακτή.



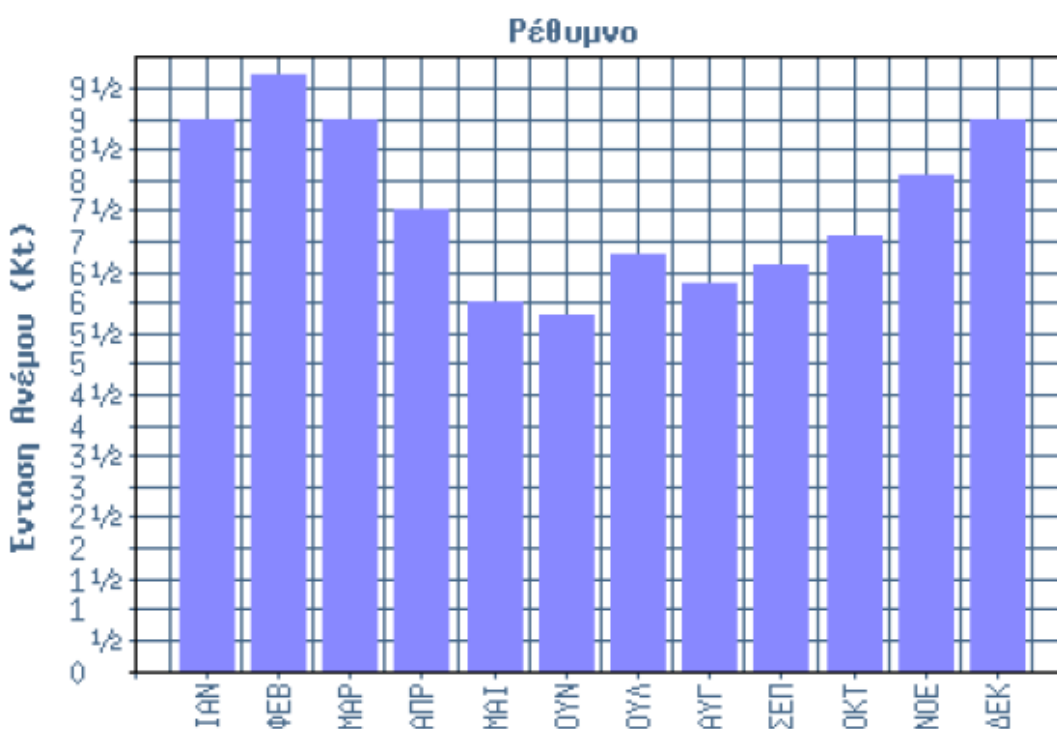
Εικόνα 4-1: Γεωγραφική Θέση της νήσου Κρητης (Ελλάδα) στην περιοχή της Μεσογείου.



Εικόνα 4-2: Ρέθυμνο, περιοχή ενδιαφέροντος.

4.2. Ανεμολογικά Δεδομένα

Οι παρατηρήσεις του μετεωρολογικού σταθμού Ρεθύμνου αφορούν καταγραφές των μέσων ετήσιων τιμών των ανέμων διαφόρων εντάσεων (σε κόμβους – Kt), προερχόμενων από διάφορες κατευθύνσεις. Οι καταγραφές αυτές διατίθενται από την Ε.Μ.Υ., αφορούν μετρήσεις για τη χρονική περίοδο 1959 – 1997 και δίνονται παρακάτω (Εικόνα 4-3, Πίνακας 4-1):



Εικόνα 4-3: Τιμές έντασης ανέμου (σε Kt) κατά τη διάρκεια του έτους για την πόλη του Ρεθύμνου.

Πίνακας 4-1: Μέση μηνιαία ταχύτητα και διεύθυνση του ανέμου για την πόλη του Ρεθύμνου κατά την διάρκεια του έτους.

| 1 ^ο Εξάμηνο | ΙΑΝ | ΦΕΒ | ΜΑΡ | ΑΠΡ | ΜΑΙ | ΙΟΥΝ |
|-------------------------------|------|-----|-----|-----|-----|------|
| Μέση Μηνιαία Διεύθυνση Ανέμων | B | B | B | B | B | B |
| Μέση Μηνιαία Ένταση Ανέμων | 9.0 | 9.7 | 9.0 | 7.5 | 6.0 | 5.8 |
| 2 ^ο Εξάμηνο | ΙΟΥΛ | ΑΥΓ | ΣΕΠ | ΟΚΤ | ΝΟΕ | ΔΕΚ |
| Μέση Μηνιαία Διεύθυνση Ανέμων | B | B | B | B | B | B |
| Μέση Μηνιαία Ένταση Ανέμων | 6.8 | 6.3 | 6.6 | 7.1 | 8.1 | 9.0 |

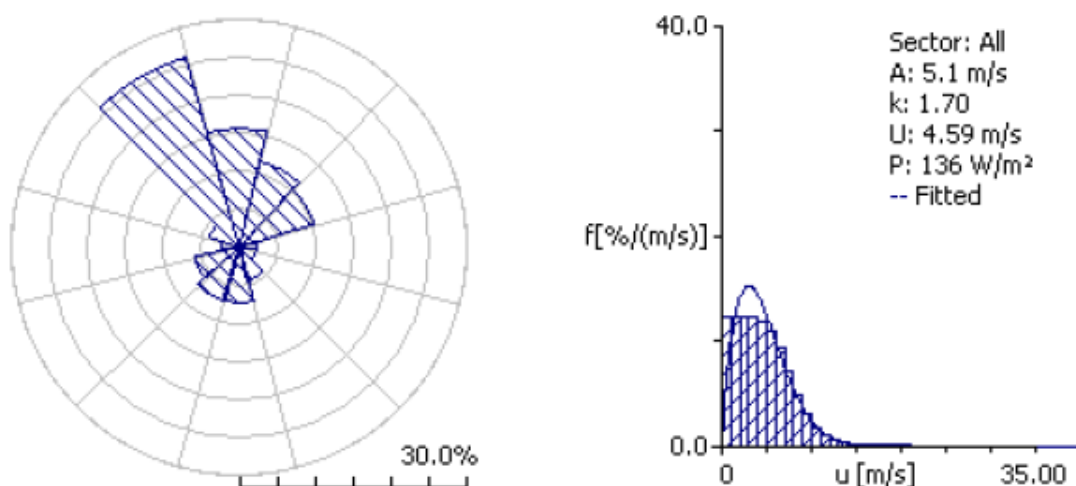
Για την περιοχή του Ρεθύμνου και για τις επικρατέστερες διευθύνσεις ανέμου (B, ΒΔ, ΒΑ) παρατίθενται αναλυτικά η ταχύτητα του ανέμου και η συχνότητα εμφάνισης (Πίνακας 4-2):

Πίνακας 4-2: Μέσες ετήσιες τιμές της ταχύτητας του ανέμου και η συχνότητα εμφάνισης, για τις επικρατέστερες διευθύνσεις ανέμου (B, ΒΔ, ΒΑ)

| ΒΔ Διευθύνσεις | | | B Διευθύνσεις | | | ΒΑ Διευθύνσεις | | |
|----------------|---------|-----------------------|---------------|---------|-----------------------|----------------|---------|-----------------------|
| BF | U (m/s) | Συχνότητα Εμφάνισης % | BF | U (m/s) | Συχνότητα Εμφάνισης % | BF | U (m/s) | Συχνότητα Εμφάνισης % |
| 4 | 7,0 | 1,878 | 4 | 7,0 | 3,535 | 4 | 7,0 | 1,127 |
| 5 | 9,8 | 1,016 | 5 | 9,8 | 1,491 | 5 | 9,8 | 0,552 |
| 6 | 12,7 | 0,784 | 6 | 12,7 | 1,248 | 6 | 12,7 | 0,508 |
| 7 | 15,7 | 0,376 | 7 | 15,7 | 0,696 | 7 | 15,7 | 0,309 |
| 8 | 19,0 | 0,077 | 8 | 19,0 | 0,221 | 8 | 19,0 | 0,044 |
| 9 | 22,5 | 0,000 | 9 | 22,5 | 0,000 | 9 | 22,5 | 0,000 |
| 10 | 26,0 | 0,000 | 10 | 26,0 | 0,000 | 10 | 26,0 | 0,000 |
| >11 | 31,0 | 0,000 | >11 | 31,0 | 0,000 | >11 | 31,0 | 0,000 |
| Σύνολο | | 4,131 | Σύνολο | | 7,191 | Σύνολο | | 2,54 |

Οι παραπάνω ταχύτητες του ανέμου είναι χαρακτηριστικές για παράκτια περιοχή με ήπιο Αιολικό Δυναμικό.

Παρόμοια είναι και τα αποτελέσματα από τον ανεμογράφο στον οικισμό Σκεπαστή, ανατολικά της πόλης του Ρεθύμνου (Τεχνική Έκθεση Πανεπιστημίου Κρήτης, Χ. Χαλδούπης, 1993). Στην ευρύτερη περιοχή οι επικρατέστερες διευθύνσεις είναι οι B και ΒΔ. Στο ακόλουθο γράφημα (Εικόνα 4-4) και τον πίνακα (Πίνακας 4-3) παρατίθενται τα αποτελέσματα από τον προαναφερθέντα ανεμογράφο υπό μορφή ροδογράμματος 12 τομέων (αριστερά) και κατανομής Weibull (δεξιά).



Εικόνα 4-4: Ροδόγραμμα 12 τομέων (αριστερά) και κατανομής Weibull (δεξιά) για τον ανεμογράφο στον οικισμό Σκεπαστή.

Πίνακας 4-3: Κατανομή τιμών ανά τομέα διεύθυνσης του ανέμου. (A, k: Συντελεστές κατανομής Weibull, U: μέση ετήσια τιμή ταχύτητας από την κατανομή Weibull, E: Πυκνότητα ισχύος ανέμου, f: συχνότητα εμφάνισης ανά τομέα διεύθυνσης).

| | 0 | 30 | 60 | 90 | 120 | 150 | 180 | 210 | 240 | 270 | 300 | 330 | All |
|----------|------|------|------|------|------|------|------|------|------|------|------|------|-------------|
| A | 5.7 | 5.5 | 4.5 | 3.4 | 3.2 | 2.9 | 2.8 | 3.3 | 3.0 | 2.5 | 4.8 | 6.6 | 5.1 |
| k | 2.15 | 1.53 | 1.39 | 1.18 | 1.17 | 1.18 | 1.01 | 1.05 | 1.00 | 1.00 | 1.89 | 2.88 | 1.70 |
| U | 5.02 | 4.95 | 4.09 | 3.25 | 3.05 | 2.73 | 2.78 | 3.23 | 2.97 | 2.46 | 4.30 | 5.89 | 4.59 |
| E | 139 | 197 | 128 | 87 | 73 | 51 | 78 | 109 | 95 | 55 | 99 | 180 | 136 |
| f | 15.7 | 11.8 | 10.5 | 2.4 | 2.3 | 4.6 | 7.1 | 7.2 | 6.1 | 2.3 | 4.1 | 25.9 | 100 |

4.3. Στοιχεία Κυματικών Συνθηκών

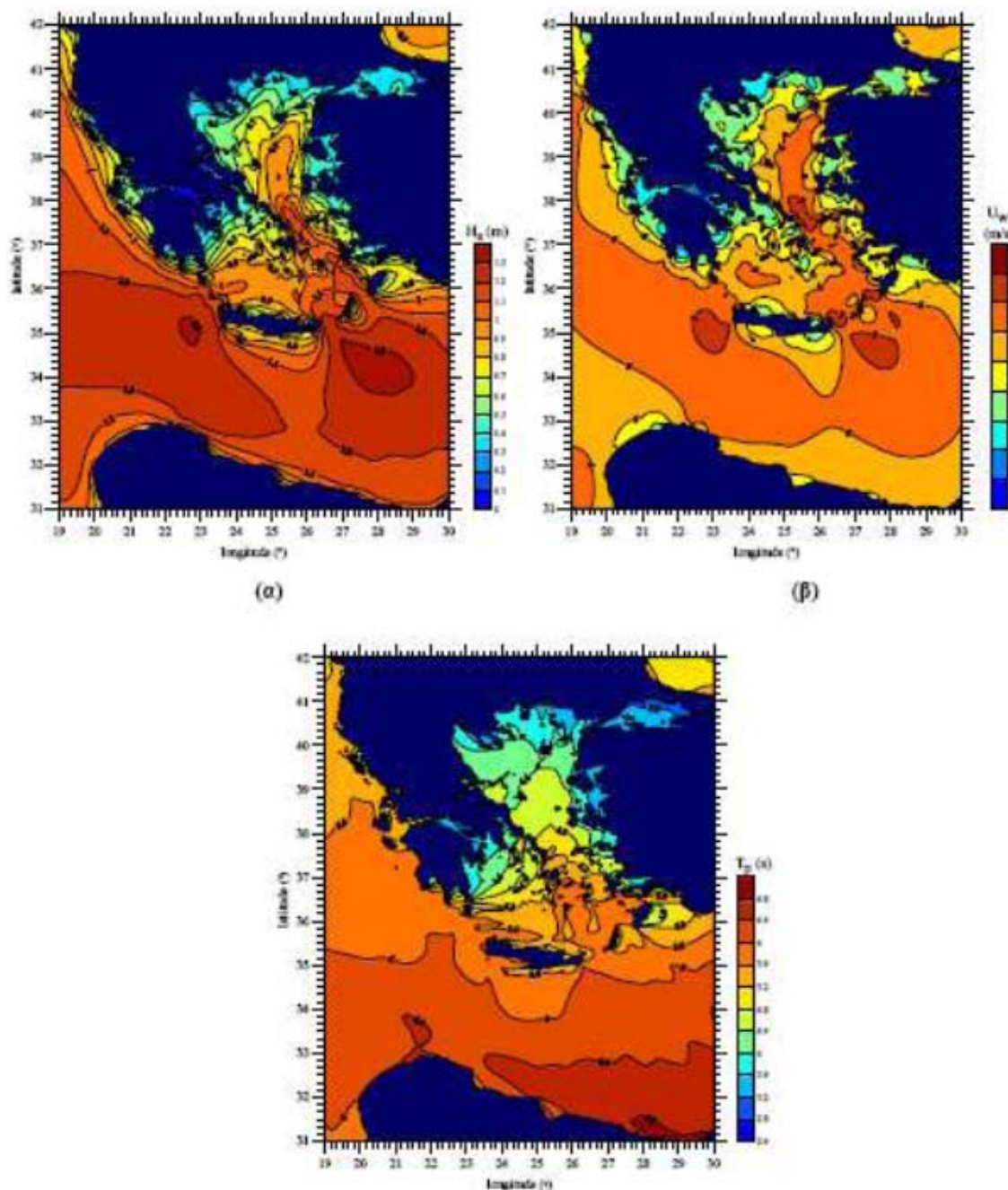
Τα ωκεανογραφικά δεδομένα ελήφθησαν από τον «Άτλαντα ανέμου και Κύματος των Ελληνικών Θαλασσών» του ΕΛΚΕΘΕ. (Σεπτέμβριος 2007).

Συγκεκριμένα για στην περιοχή, όπως φαίνεται στην Εικόνα 4-5, το ετήσιο μέσο σημαντικό ύψος κύματος (H_s) είναι 0,4 – 0,5 m (Εικόνα 4-5, α), η ετήσια μέση ταχύτητα ανέμου (U_w) είναι 3 – 4 m/sec (Εικόνα 4-5, β) και η ετήσια μέση περίοδος κύματος (T_p) είναι 4,8 – 5,2 sec (Εικόνα 4-5, γ). Σύμφωνα με τα δεδομένα του προγράμματος Ποσειδώνα του ΕΛΚΕΘΕ, για τα έτη 1999 – 2006, στο Κρητικό Πέλαγος, το μέγιστο ύψος κύματος, που έχει παρατηρηθεί, είναι 4 – 5 m, ενώ η μέγιστη ταχύτητα ανέμου 14 – 16 m/sec. Με βάση τα ανεμολογικά δεδομένα του Άτλαντα Ανέμου και Κύματος ΒΑ Μεσογείου θαλάσσης (Αθανασούλης & Σκαρσουλής, 1992), για την περίοδο 1949 – 1988, στην περιοχή έχουν παρατηρηθεί και κύματα έως ύψους 6 m και ταχύτητας έως 20 m/sec.

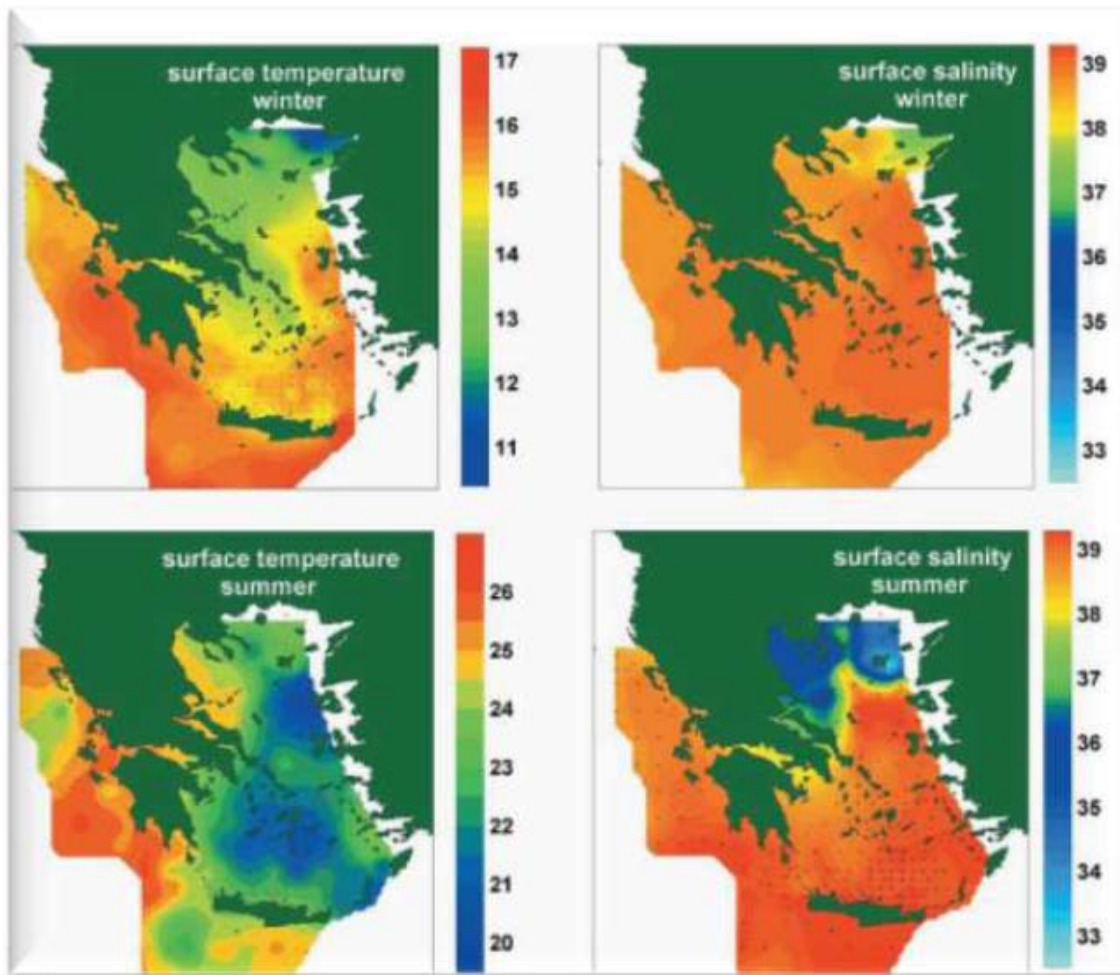
Σύμφωνα με τους Parathanassiou & Zenetos (2005), από το διεθνές πρόγραμμα POEM (Physical Oceanography of the Eastern Mediterranean), παρουσιάστηκε μέσω του γενικού χάρτη της Ελλάδας, ότι στην περιοχή μελέτης η επιφανειακή θερμοκρασία της θάλασσας για τους χειμερινούς μήνες είναι γύρω στους 15°C, ενώ τους καλοκαιρινούς περίπου 24°C. Οι τιμές της επιφανειακής αλατότητας παραμένουν σχετικά αμετάβλητες με την τιμή να κυμαίνεται γύρω στο 39 psu (Εικόνα 4-6).

Η κύρια θαλάσσια μάζα, που υπάρχει στην περιοχή μελέτης, είναι τα Τροποποιημένα Ατλαντικά Νερά (Modified Atlantic Water (MAW)). Το MAW είναι μάζα, η οποία δημιουργείται στον Ατλαντικό ως Atlantic Water (AW) και εισέρχεται στη Μεσόγειο μέσω του στενού του Γιβραλτάρ. Εισέρχεται μέσω των στενών της Σικελίας στην Ανατολική Μεσόγειο, ως MAW πλέον, σε ένα στρώμα, που περιορίζεται στα ανώτερα 200 m. Κατά τη διαδρομή του από τη Σικελία προς τη λεκάνη της Λεβαντίνης γίνεται προοδευτικά αλμυρότερο, αλλά παρουσιάζει χαμηλή εποχική διακύμανση (Perkins & Pistek, 1990). Καθώς εισέρχεται στο Ιόνιο πέλαγος, παραμένει χαμηλής αλατότητας και, έτσι, αναγνωρίζεται καθ' όλη τη διάρκεια του χρόνου. Κατά την είσοδό του στο Κρητικό πέλαγος, μέσω του Κρητικού Τόξου, το εκεί επιφανειακό νερό, το οποίο είναι υψηλότερης θερμοκρασίας και αλατότητας, το επικαλύπτει, αυξάνοντας εν μέρει την αλατότητά του (σε περίπου 38,7 psu) και, έτσι, το MAW μπορεί να εντοπιστεί σε αρκετές περιοχές ως ένα υπο-επιφανειακό (30 – 200 m) ελάχιστο αλατότητας. Προς το τέλος της καλοκαιρινής

περίοδου, ακολουθώντας το ρεύμα από τα ανατολικά, διαχέεται στις βόρειες ακτές της Κρήτης. Λόγω της μεγάλης παραμονής του σε αυτήν την περιοχή, αναμειγνύεται με το ανώτερο στρώμα και αυξάνεται ακόμα περισσότερο η αλατότητά του, φτάνοντας τα 39,2 psu.



Εικόνα 4-5: Μέσες ετήσιες τιμές των: α) ύψους κύματος H_s , β) ταχύτητας ανέμου U_w και γ) περιόδου κύματος T_p (ΕΛΚΕΘΕ, 2007).



Εικόνα 4-6: Μέση επιφανειακή θερμοκρασία και αλατότητα για τους χειμερινούς και τους θερινούς μήνες (κατά ΡΟΕΜ - Parathanassiou & Zenetos, 2005).

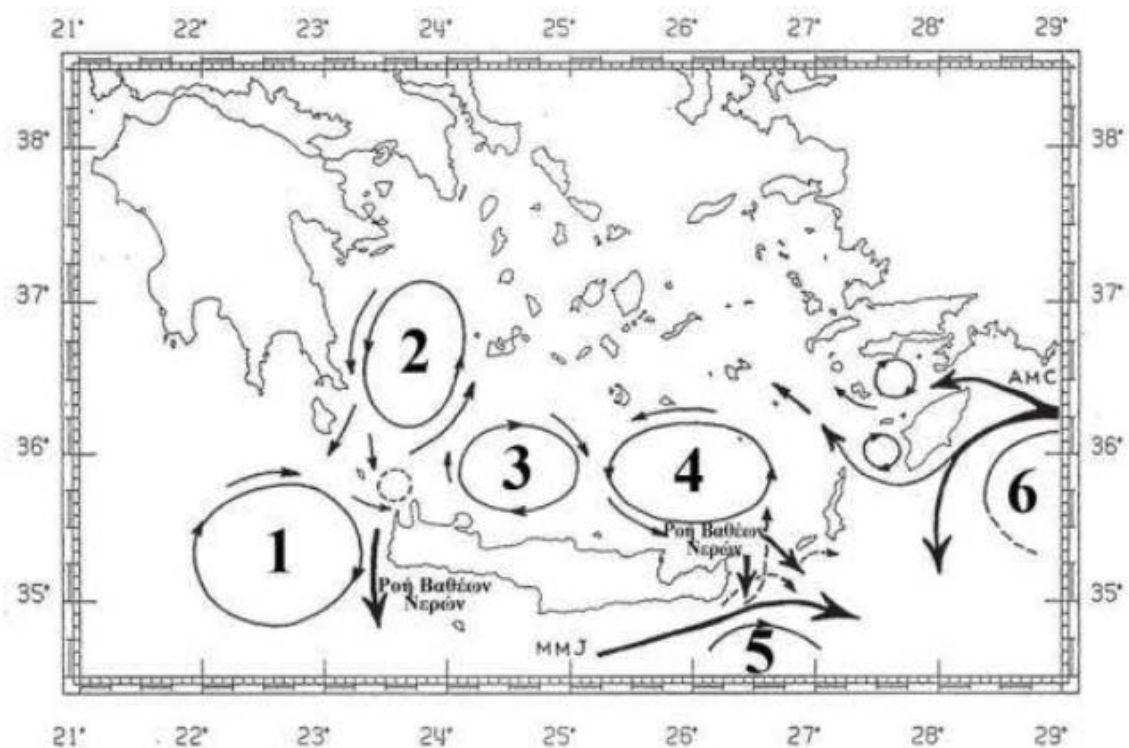
Οι τιμές θερμοκρασίας και αλατότητας για την περίοδο Μαρτίου 1994 – Ιανουαρίου 1995 στην περιοχή του Κόλπου του Αλμυρού κατά Triantafyllou et al. (2002), φαίνονται στον Πίνακα 4-4.

Πίνακας 4-4: Τιμές θερμοκρασίας και αλατότητας για την περίοδο Μαρτίου 1994 – Ιανουαρίου 1995 στον κόλπο του Αλμυρού

| Περίοδος | Θερμοκρασία (C°) | Αλατότητα (psu) στα 50dbar |
|-------------------------|------------------|----------------------------|
| Μάρτιος 1994 | 14,6-14,8 | 38,90-38,95 |
| Σεπτέμβριος 1994 | 22,4-22,6 | 39,10-39,15 |
| Φεβρουάριος 1995 | 14,9-15,1 | 39,15-39,20 |

4.4. Θαλάσσια Κυκλοφορία

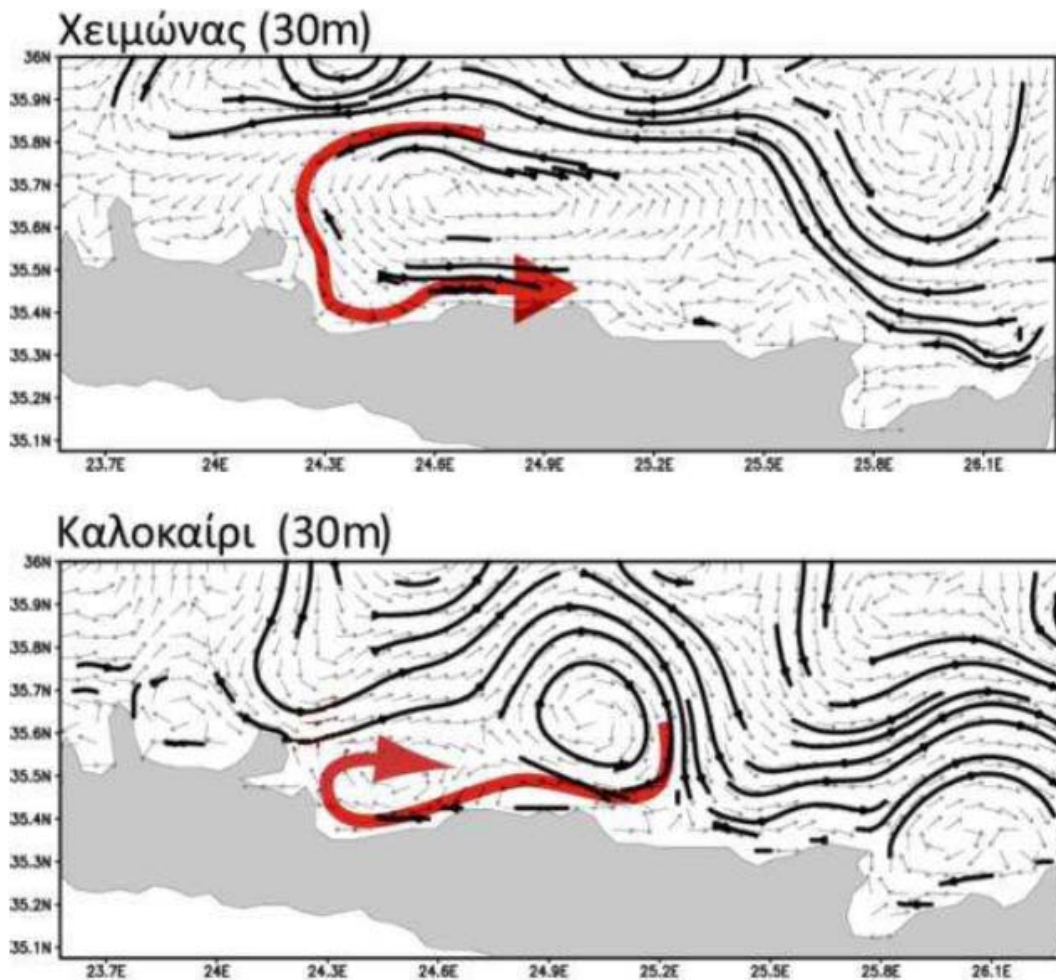
Μια γενική εικόνα της κυκλοφορίας του νερού στο Νότιο Αιγαίο φαίνεται στο Εικόνα 4-7. Στην Εικόνα φαίνεται η σύνθεση από τέσσερις πλόες, που έγιναν στο διάστημα μεταξύ Μαρτίου 1994 και Ιανουαρίου 1995, από την επιστημονική ομάδα του προγράμματος PELAGOS (Theocharis et al., 1999). Περιληπτικά, στο Νότιο Αιγαίο επικρατούν δύο κυκλώνες (gyres) (Εικόνα 4-7, 2 και 4), δύο αντικυκλωνικοί στρόβιλοι (eddies) (Εικόνα 4-7, 1 και 3), καθώς και άλλες, μικρότερης κλίμακας υδροδυναμικές δομές, οι οποίες αλληλεπιδρούν μέσω ρευμάτων και δεν είναι μόνιμες καθ' όλη τη διάρκεια του έτους. Το παρόν καθεστώς χαρακτηρίζεται ως μεταβατικό, καθώς έχουν σημειωθεί σημαντικές αλλαγές τα τελευταία χρόνια στην ευρύτερη περιοχή της Ανατολικής Μεσογείου, όσον αφορά την κατεύθυνση της ροής των βαθέων νερών, λόγω της μεταβολής της θερμοαλατότητάς τους.



Εικόνα 4-7: Σχηματική απεικόνιση των κύριων κυκλοφοριών και της ροής βαθέων νερών στην ευρύτερη περιοχή του Ν. Αιγαίου. 1: Αντικυκλώνας του Πέλοπα, 2: Κυκλώνας Μυρτώου - Δ. Κρήτης, 3: Αντικυκλώνας Δ. Κρήτης, 4: Κυκλώνας Κρήτης, 5: Αντικυκλώνας Ιεράπετρας, 6: Κυκλώνας Ρόδου (τροποποιημένο από Theocharis et al, 1999).

Συμπερασματικά, μπορούμε να πούμε, ότι η υδρολογική δομή της περιοχής είναι σύνθετη και χαρακτηρίζεται από χωρο-χρονική διακύμανση, η οποία δεν είναι απαραίτητα εποχιακή. Οι δύο μεγάλες δομές (Εικόνα 4-7, κυκλώνες 3 και 4) φαίνονται να είναι παρούσες καθ' όλη τη διάρκεια του έτους, όμως η ακριβής περιοχή δράσης, το σχήμα και η έντασή τους αλλάζουν εποχιακά.

Ειδικότερα, στην περιοχή μελέτης (Κόλπος Αλμυρού), οι Triantafyllou et al. (2002), έδειξαν ότι υπάρχει εποχιακή διαφοροποίηση στην κατεύθυνση των κύριων ροών. Αυτή η αντιστροφή ροής των ρευμάτων μεταξύ χειμώνα και καλοκαιριού, η οποία φαίνεται στην Εικόνα 4-8, είναι και κατά τους Theocharis et al. (1993) το πιο σημαντικό χαρακτηριστικό του Κρητικού Πελάγους.



Εικόνα 4-8: Πρότυπο κυκλοφορίας στη Βόρεια Κρήτη, α) Χειμερινή περίοδος (Φεβρουάριος) και β) Καλοκαιρινή περίοδος (Αύγουστος) για βάθος 30m (Triantafyllou et al., 2002, με παραλλαγές).

Κατά τη διάρκεια του χειμώνα (Εικόνα 4-8, α), παρατηρείται ένας εκτεταμένος κυκλώνας κοντά στις Βόρειες ακτές της Κρήτης, ως αποτέλεσμα του ρεύματος, που έρχεται από δυτικά, ο οποίος διαφοροποιείται εποχιακά, όσον αφορά τη δυναμική, το σχήμα και τη θέση του, σχηματίζοντας ανά περιπτώσεις δύο λοβούς, και παραμένοντας ο κύριος σχηματισμός της εποχής. Βόρεια του ρεύματος, άλλοι αντικυκλωνικοί στρόβιλοι μικρότερης έκτασης συνεισφέρουν στην πολυπλοκότητα του κυκλοφορικού συστήματος. Κατά τη διάρκεια αυτής της περιόδου, τα ρεύματα δεν έχουν τόση ένταση όση έχουν την καλοκαιρινή περίοδο, οπότε και η αντιστροφή της ροής είναι το πιο σημαντικό και έντονο χαρακτηριστικό (Εικόνα 4-8, β). Στις αρχές του καλοκαιριού φαίνεται ως ένα δυνατό ρεύμα, που ακολουθεί ένα μαιανδρικό μονοπάτι με ανατολική διεύθυνση και συνεισφέρει στην ανάπτυξη τριών αντικυκλώνων νότια του ρεύματος και δύο κυκλωνικών στροβίλων βόρεια αυτού.

4.5. Θαλάσσια Ρεύματα – Παλίρροια

Οι ελληνικές θάλασσες χαρακτηρίζονται σαν μικροπαλιρροιακές. Η αστρονομική παλίρροια των Ελληνικών υδάτων είναι γενικά χαμηλότερη από 10 cm (Tsimplis, 1994). Ωστόσο, η συνολική διακύμανση της στάθμης ξεπερνά τα 0,5 m εξαιτίας των μετεωρολογικών συνθηκών (διαφορές στη βαρομετρική πίεση, τον άνεμο και τη δράση των κυμάτων). Με βάση μετρήσεις της μέσης διακύμανσης της στάθμης (άθροισμα μετεωρολογικής και αστρονομικής παλίρροιας) από την Υδρογραφική Υπηρεσία του Πολεμικού Ναυτικού (ΥΥΠΝ, 2005), προκύπτει ότι η σχετική διακύμανση της στάθμης της θάλασσας στο νότιο Αιγαίο (Βόρεια ακτογραμμή της Κρήτης) έχει μεταβολές <0,5m. Στο πίνακα που ακολουθεί εμφανίζονται τα στατιστικά στοιχεία της παλίρροιας για τους δύο σταθμούς μέτρησης που βρίσκονται στην Κρήτη («Στοιχεία Παλίρροιας Ελληνικών Λιμένων», έκδοση: Υδρογραφική Υπηρεσία, 4η Έκδοση, 1991) και φαίνονται στον Πίνακα 4-5.

Πίνακας 4-5: Στατιστικά στοιχεία της παλίρροιας για τους δύο σταθμούς μέτρησης της Κρήτης

| ΣΤΑΘΜΟΣ | Σούδα | Ηράκλειο |
|------------------------|---------------|---------------|
| ΓΕΩΓΡΑΦΙΚΟ ΠΛΑΤΟΣ | 35° 29' 19.1" | 35° 20' 37.1" |
| ΓΕΩΓΡΑΦΙΚΟ ΜΗΚΟΣ | 24° 04' 59" | 25° 08' 09" |
| ΜΕΓΙΣΤΗ ΠΛΗΜΜΗ (m) | 0.80 | 1.05 |
| ΜΕΣΗ ΠΛΗΜΜΗ (m) | 0.47 | 0.50 |
| ΜΕΣΗ ΣΤΑΘΜΗ (m) | 0.44 | 0.45 |
| ΜΕΣΗ ΡΗΧΙΑ (m) | 0.41 | 0.42 |
| ΚΑΤΩΤΑΤΗ ΡΗΧΙΑ (m) | 0 | 0 |
| ΑΡΧΗ/ΤΕΛΟΣ ΛΕΙΤΟΥΡΓΙΑΣ | 1999-σήμερα | 1970-σήμερα |

4.6. Ιστορικό πλημμύρων

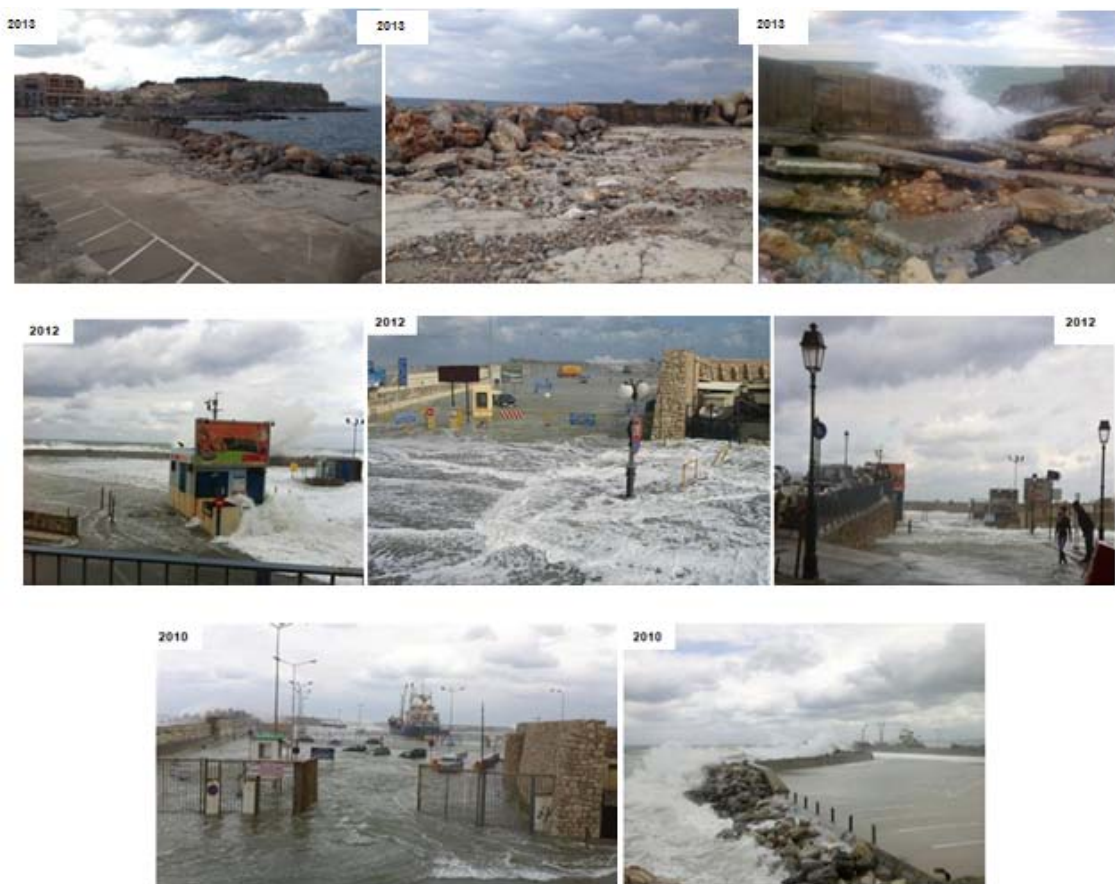
Οι πλημμύρες αποτελούσαν πάντα ένα σοβαρό πρόβλημα για την περιοχή του Ρεθύμνου, προκαλώντας μια συνεχή απειλή για τους κατοίκους της, τα σπίτια, τις επιχειρήσεις και τις δημόσιες υποδομές. Τα έντονα πλημμυρικά γεγονότα, που παρουσιάστηκαν όλα αυτά τα χρόνια, είχαν ως αποτέλεσμα σοβαρές ζημιές, κυρίως στην παλιά πόλη του Ρεθύμνου και τις πεδινές περιοχές στα ανατολικά (βλέπε Εικόνα 4-9 και Εικόνα 4-10). Επιπρόσθετα, οι αλλαγές στις συνθήκες του ανέμου – κατά πάσα πιθανότητα λόγω της κλιματικής αλλαγής – είχαν ως αποτέλεσμα την πρόκληση θυελλωδών φαινομένων συχνότερα σε σχέση με το παρελθόν. Πιο συγκεκριμένα, ακραία καιρικά φαινόμενα με ισχυρούς ανέμους προκάλεσαν τη δημιουργία κυμάτων καταιγίδας, τα οποία κάποιες φορές συνοδεύτηκαν με έντονες πλημμύρες από εφήμερα ρεύματα.

Ως αποτέλεσμα των ακραίων κυμάτων, παρατηρήθηκαν ακραίες κυματικές υπερπηδήσεις (όπως φαίνεται στο Εικόνα 4-11) κατά μήκος των προσήνεμων κυματοθραυστών του λιμανιού, οι οποίες απειλούν τη σταθερότητα των κυματοθραυστών, καθώς και την ασφάλεια του ανθρώπινου πληθυσμού. Οι κυματικές υπερπηδήσεις, επίσης, οδηγούν σε πλημμύρα της επιφάνειας του λιμανιού. Περαιτέρω μεγάλες ποσότητες θαλασσινού νερού (βλέπε Εικόνα 4-12) εισέρχονται από τα δυτικά (στη θέση του χώρου στάθμευσης), οι οποίες πλημμυρίζουν την επιφάνεια του λιμανιού, καθώς και την ευρύτερη παράκτια περιοχή, προκαλώντας διακοπή στις διαδικασίες φόρτωσης και εκφόρτωσης, καταστροφή στις λιμενικές εγκαταστάσεις και στο εμπορικό τμήμα του λιμένα, κυκλοφοριακά προβλήματα και καταστροφές στα παράκτια καταστήματα και εστιατόρια. Επιπλέον, οι παραλίες δίπλα στον λιμένα είναι εκτεθειμένες στη διάβρωση, γεγονός το οποίο καταστρέφει την ακτογραμμή και επηρεάζει αρνητικά τη συμβολή του τουρισμού της παράκτιας περιοχής στην τοπική οικονομία.

Η ταυτόχρονη εμφάνιση ακραίων υδρο-μετεωρολογικών γεγονότων αποτελεί πραγματική απειλή για την κοινότητα του Ρεθύμνου και κάνει όλο και πιο έντονη την ανάγκη για ειδικούς επιχειρησιακούς οδικούς χάρτες επέμβασης, οι οποίοι θα ενισχύσουν την υπάρχουσα υποδομή και τις επιχειρησιακές στρατηγικές για τον κίνδυνο πλημμυρών, βοηθώντας τους αρμοδίους φορείς να αναγνωρίσουν τις περιοχές, που είναι ευάλωτες στις πλημμύρες, και να καθορίσουν αποτελεσματική στρατηγική διαχείριση των πλημμυρών και μηχανικά, περιβαλλοντικά και κοινωνικο-οικονομικά μέτρα για το Ρέθυμνο.



Εικόνα 4-9: Ιστορική πλημμύρα στο Ρέθυμνο, 28η Οκτωβρίου 1991 (Archontakis D. 2013).



Εικόνα 4-10: Πρόσφατες πλημμύρες στην περιοχή του λιμένα του Ρεθύμνου (2010 – 2013).



(α)

(β)

Εικόνα 4-11: Ζημιές στην βάση του προσήνεμου κυματοθραύστη (α) προηγούμενες ζημιές, φωτογραφία από την 4η Ιανουαρίου 2014, (β) νέες ζημιές μετά τις δομικές κατασκευές, φωτογραφία από την 14η Ιανουαρίου 2014.



Εικόνα 4-12: Κατάκλυση θαλασσινού νερού λόγω κυματικής υπερπήδησης στην ευρύτερη περιοχή των λιμενικών εγκαταστάσεων και περιοχή αστοχίας του προσήνεμου μόλου.

5. ΑΠΟΤΕΛΕΣΜΑΤΑ

5.1. Εισαγωγή

Στο παρόν Κεφάλαιο εφαρμόζεται η μεθοδολογία, που παρουσιάστηκε στο Κεφάλαιο 3, στην περιοχή του Ρεθύμνου. Αρχικά γίνεται μια εκτενής περιγραφή στις παραδοχές της παραγωγής των μελλοντικών ανεμολογικών δεδομένων, καθώς και των κυματικών χαρακτηριστικών στα βαθιά (SWAN), όπως αυτά προέκυψαν από την έρευνα των Tsoukala et al. (2015). Με βάση τα δεδομένα, που προέκυψαν, έγιναν προσομοιώσεις στην παρούσα μεταπτυχιακή εργασία, για την μεταφορά αυτής της πληροφορίας στα ρηχά νερά. Συγκεκριμένα, προσομοιώθηκε η διάδοση των κυματισμών στην παράκτια περιοχή του Ρεθύμνου, παίρνοντας υπόψη φαινόμενα όπως ρήχωση, διάθλαση, θραύση, τριβή τυθμένα κ.ά., με το πρόγραμμα MIKE21 PMS (§ 3.3.1). Δεδομένο εξόδου αυτού αποτελεί η χωρική κατανομή του ύψους κύματος και της περιόδου κορυφής, καθώς και οι τάσεις ακτινοβολίας, που είναι αιτία δημιουργίας των κυματογενών ρευμάτων στην περιοχή, και προσομοιώνονται με το MIKE21 HD (§ 3.3.2). Έπειτα, κατέχοντας τα ύψη κύματος από τα βαθιά έως και τον πόδα των έργων (λιμενικών), αλλά και κοντά στην ακτή, προσομοιώνεται η υπερπήδηση αυτών και η αναρρίχηση, αντίστοιχα, με το εργαλείο EurOTop και το αριθμητικό μοντέλο MIKE21 BW (§ 3.3.3). Στη συνέχεια, παρουσιάζονται τα αποτελέσματα.

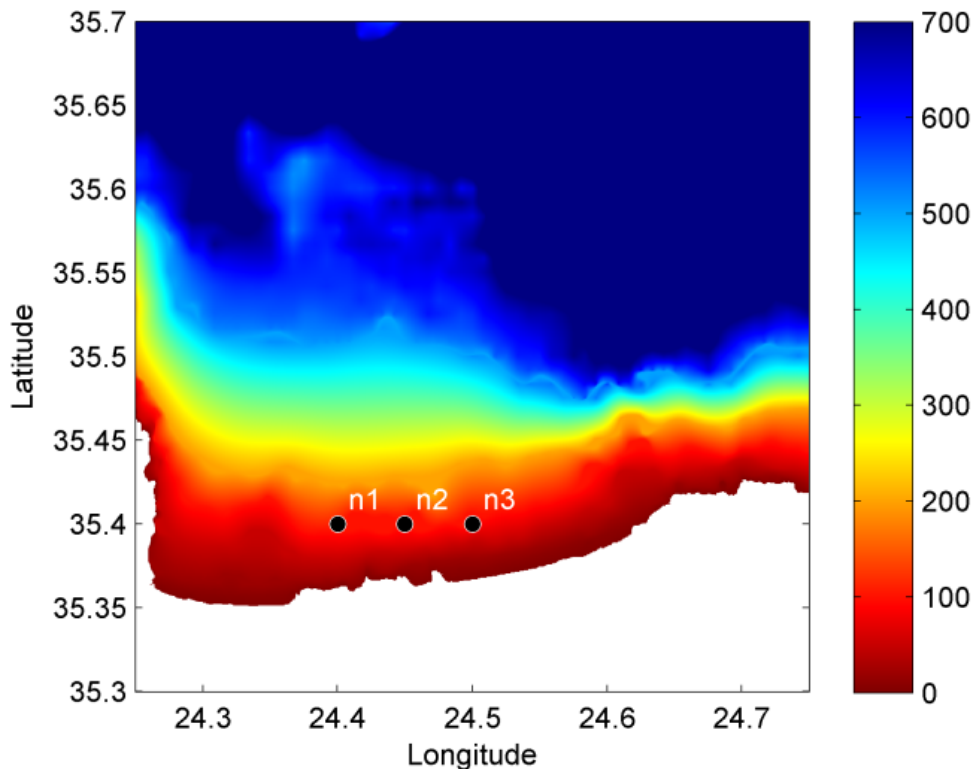
5.2. Πρόβλεψη ανεμολογικού κλίματος – σενάριο κλιματικής αλλαγής

Τα ανεμολογικά δεδομένα, που χρησιμοποιήθηκαν ως κινητήριες δυνάμεις στην προσομοίωση με το μοντέλο SWAN, στην περιοχή του Ρεθύμνου, ήταν αποτέλεσμα του ερευνητικού προγράμματος CCSEAWAVS (Velikou K. et al. 2014), όπως περιγράφηκε στο Κεφάλαιο 2. Το περιφερειακό ατμοσφαιρικό μοντέλο REMO, που βασίζεται στο σύστημα μοντέλων Europanmodel/Deutschland model system (Majewski and Schrodin 1994), χρησιμοποιήθηκε για να αποκτηθεί μεγαλύτερης ανάλυσης ατμοσφαιρική δράση στην ευρύτερη περιοχή της Ευρώπης. Κλιματική ανάλυση της Μεσογείου και της Ελληνικής Θάλασσας και των ατμοσφαιρικών μεταβλητών επετεύχθη, χρησιμοποιώντας το μοντέλο RegCM regional model (RegCNET: regional climate network 2003). Η χωρική του ανάλυση είναι 25x25 km και για τις μελλοντικές προβολές των ατμοσφαιρικών δεδομένων (10 m άνεμος, ατμοσφαιρική πίεση, θερμοκρασία αέρα) το μοντέλο χρησιμοποιεί το σενάριο εκπομπής AR4-A1B. Τα αποτελέσματα «Hindcast» για την περίοδο 1960-2000 βασίζονται στα δεδομένα εισόδου από τις μετρούμενες εκπομπές διοξειδίου του άνθρακα. Δεδομένα προσομοίωσης στην Ελληνική θάλασσα καταστρώθηκαν από την νέα έκδοση του μοντέλου RegCM3_10 regional model, με χωρική ανάλυση 10x10 km (Velikou K. et al. 2014). Το μοντέλο RegCM3_25 model χρησιμοποιεί 18 κάθετα επίπεδα σε ένα οριζόντιο κάναβο 192x108 και χρονικό βήμα 60 sec. Το μοντέλο RegCM3_10 model, είναι τοποθετημένο στο εσωτερικό του RegCM3_25 και χρησιμοποιεί 18 κάθετα επίπεδα σε ένα οριζόντιο κάναβο 128x60 και χρονικό βήμα 30 sec.

5.3. «Hindcasting» και «Forecasting» του κυματικού κλίματος

5.3.1. Περιοχή μελέτης, βαθυμετρία και υπολογιστικός κάνναβος

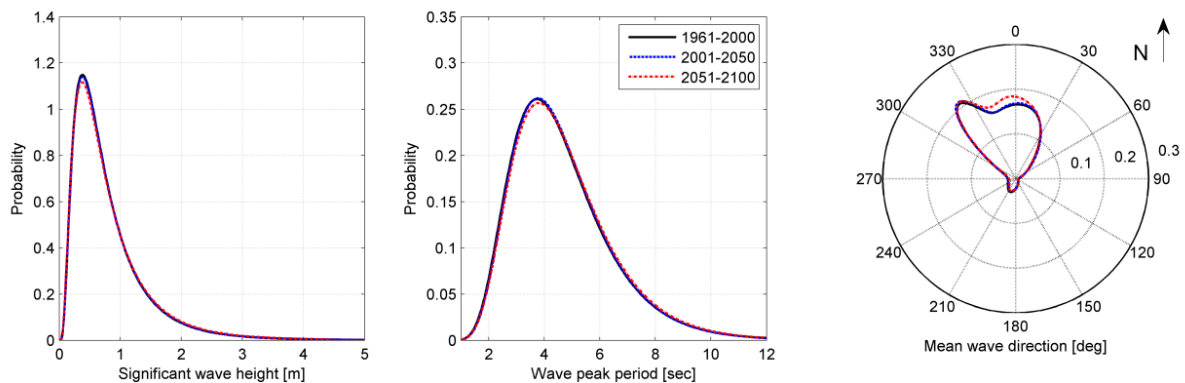
Η προσομοίωση σε 3 επίπεδα έγινε με το SWAN σε ένα ορθογώνιο πλαίσιο με όρια [35.3, 35.7]E πλάτος και [24.25, 24.75]N μήκος. Με μια κανονική ανάλυση 0.005x0.005 μοίρες για το επίπεδο 3, ο παραγόμενος υπολογιστικός κάνναβος αποτελείται από 8181 σημεία, όπου τα 6471 είναι νερό και τα υπόλοιπα ξηρά. Η βαθυμετρία βασίστηκε σε ένα συνδυασμό δεδομένων από General Bathymetric Chart of the Oceans database (GEBCO, 2009) και από την Ελληνική Υδρογραφική Υπηρεσία Ναυτικού. Συγκεκριμένα, η βάση δεδομένων GEBCO χρησιμοποιήθηκε για βάθη μεγαλύτερα από 500 m, και ψηφιοποιημένες ισοβαθείς από το ναυτικό χάρτη για βάθη μικρότερα ή ίσα με 500 m, μαζί με την ακτογραμμή (Εικόνα 5-1).



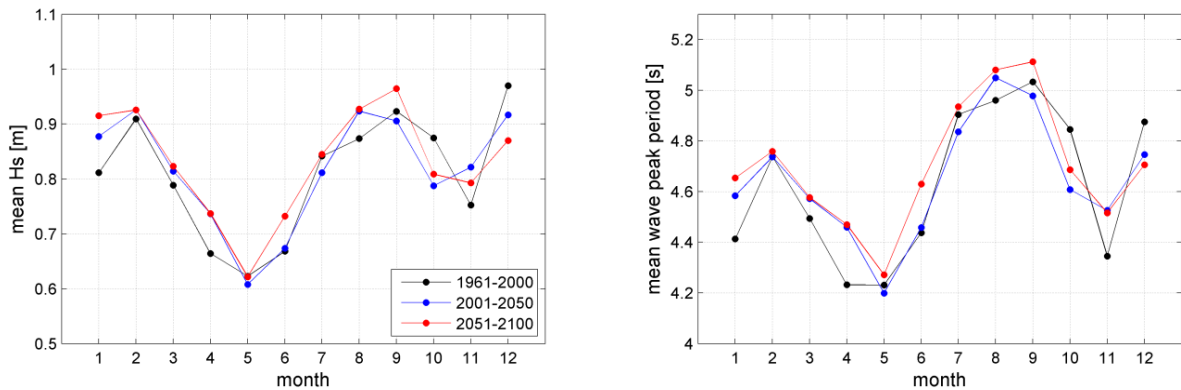
Εικόνα 5-1: Χάρτης βαθυμετρίας, που χρησιμοποιήθηκε για το επίπεδο 3 των προσομοιώσεων.

Η χωρική κατανομή του χαρακτηριστικού ύψους κύματος, της περιόδου κορυφής και της μέσης διεύθυνσης κυματισμών στα σημεία n (Εικόνα 5-1), για την περίοδο hindcast (1961-2000) και για τις δυο περιόδους forecast (2001-2050, 2051-2100), απεικονίζεται στην Εικόνα 5-2. Γενικά, τα αποτελέσματα των δυο περιόδων (hindcast και forecast) παραμένουν πολύ κοντά.

Το εποχιακό μοτίβο (μέση τιμή για κάθε μήνα) για τις ίδιες χρονικές περιόδους απεικονίζεται στην Εικόνα 5-3. Το εποχιακό μοτίβο είναι παρόμοιο για τις δύο παραμέτρους, το οποίο ήταν αναμενόμενο λόγω της υψηλής συσχέτισης μεταξύ του ύψους κύματος και της περιόδου κύματος. Οι μέσες τιμές για την περίοδο 2051-2100 είναι γενικά ίσες ή μεγαλύτερες με εκείνη των άλλων δύο περιόδων, με την εξαίρεση 3 μηνών (Οκτώβριος-Νοέμβριος). Η υψηλότερη μέση κατά τη διάρκεια της τελευταίας περιόδου είναι, επίσης, εμφανής στην Εικόνα 5-3, όπου μια μικρή μείωση της αιχμής διανομής παρατηρείται τόσο για το σημαντικό ύψος κύματος όσο και για τη μέγιστη περίοδο.



Εικόνα 5-2: Συναρτήσεις πυκνότητας πιθανότητας για το χαρακτηριστικό ύψος κύματος (αριστερά), για την περίοδο κορυφής (κέντρο) και για τη μέση διεύθυνση κυματισμού (δεξιά), για τρεις περιόδους (1961-2000, 2001-2050, 2051-2100) στα σημεία n_i ($i=1-3$) (Εικόνα 5-1).



Εικόνα 5-3: Εποχιακό μοτίβο για το μέσο σημαντικό ύψος κύματος και την μέση περίοδο κορυφής.

5.3.2 Κατηγοριοποίηση των κυματισμών θύελλας

Έχοντας υπόψη τα κυματικά δεδομένα, μπορεί να προσδιοριστεί και να κατηγοριοποιηθεί ένα ακραίο γεγονός, που θα δώσει έναν κυματισμό θύελλας. Αυτό το βήμα είναι εξαιρετικής σημασίας για όλη τη μεθοδολογία προσέγγισης αφενός, γιατί διαχειρίζεται όλα τα ακραία γεγονότα ομαδοποιημένα και όχι μεμονωμένα, και τα συνδέει, αφετέρου, με δείκτες τρωτότητας, κάτι το οποίο θα επιτευχθεί σε μελλοντικές έρευνες. Αυτό γίνεται ακολουθώντας τον ορισμό των κυματισμών καταιγίδας, που προτάθηκε από τους Dolan and Davis (1992). Σύμφωνα με αυτούς, η ταξινόμηση γίνεται σε πέντε ομάδες: I-weak, II-moderate, III-significant, IV-severe και V-extreme. Το πρώτο βήμα, πριν να εφαρμοστεί αυτή η μέθοδος, είναι ο χαρακτηρισμός της καταιγίδας, η οποία ορίζεται ως ένα γεγονός, που υπερβαίνει μια ελάχιστη τιμή σημαντικού ύψους κύματος (π.χ. $H_s > 2$ m στην παρούσα έρευνα) και διαρκεί κατ' ελάχιστον 6 hrs. Στη συνέχεια το ενεργειακό περιεχόμενο κάθε συμβάντος υπολογίζεται ως εξής:

$$E = \int_{t_1}^{t_2} H_s^2 dt \quad (5.1),$$

όπου $(t_1 - t_2)$ είναι η διάρκεια της καταιγίδας.

Η παραπάνω ανάλυση χωρίστηκε σε δύο περιόδους: 1960-2000 (hind casting) και 2000-2100 (forecasting). Πρέπει να σημειωθεί εδώ, ότι αυτή η τεχνική εφαρμόστηκε και από άλλους ερευνητές σε περιοχές κοντά στο Ρέθυμνο (π.χ. Χανιά, Κρήτη, Kokkinos et al., 2014). Η ανάλυση έγινε για Βόρεια κατεύθυνση ανέμου και για Βορειοδυτική, αφού είναι οι επικρατέστερες στην περιοχή. Τα αποτελέσματα για το μέσο ύψος κύματος, τη μέση

περίοδο κορυφής και τη διάρκεια της κάθε καταιγίδας, μαζί με την ομαδοποίηση, απεικονίζονται στους 4 παρακάτω Πίνακες. Τα αποτελέσματα του SWAN στο σημείο n2 (Εικόνα 5-1) χρησιμοποιήθηκαν για να εξαχθούν τα παρακάτω δεδομένα.

Πίνακας 5-1: Γεγονότα καταιγίδας για την περίοδο 1960-2000 και Β κατεύθυνση ανέμου.

| North Wind Direction 1960 - 2000 | | | | | | | |
|---|-------------|-----------------|-----------------|-------------------|-------------------|----------------------|--------------|
| Τάξη καταιγίδας | | H_s range (m) | T_p range (s) | Average H_s (m) | Average T_p (s) | Average Duration (h) | No of events |
| I | Weak | 2-4.55 | 6.18-9.38 | 2.48 | 7.66 | 14.20 | 318 |
| II | Moderate | 2-5.67 | 6.49-10 | 2.94 | 8.08 | 34.50 | 27 |
| III | Significant | 2.19-4.63 | 7.50-9.59 | 3.56 | 8.69 | 44.25 | 4 |
| IV | Severe | 2-5.61 | 6.71-10.72 | 3.27 | 8.31 | 72.50 | 6 |
| V | Extreme | - | - | - | - | - | 0 |

Πίνακας 5-2: Γεγονότα καταιγίδας για την περίοδο 2000-2100 και Β κατεύθυνση ανέμου.

| North Wind Direction 2000 - 2100 | | | | | | | |
|---|-------------|-----------------|-----------------|-------------------|-------------------|----------------------|--------------|
| Τάξη καταιγίδας | | H_s range (m) | T_p range (s) | Average H_s (m) | Average T_p (s) | Average Duration (h) | No of events |
| I | Weak | 2-5.25 | 6.35-10.11 | 2.50 | 7.68 | 14.13 | 823 |
| II | Moderate | 2-5.02 | 6.67-9.93 | 2.79 | 7.99 | 42.03 | 94 |
| III | Significant | 2-5.95 | 6.9-10.33 | 3.00 | 8.19 | 61.84 | 13 |
| IV | Severe | 2-5.36 | 6.38-10 | 3.24 | 8.24 | 81.38 | 8 |
| V | Extreme | 2.46-4.95 | 7.84-9.65 | 4.17 | 9.08 | 72.00 | 1 |

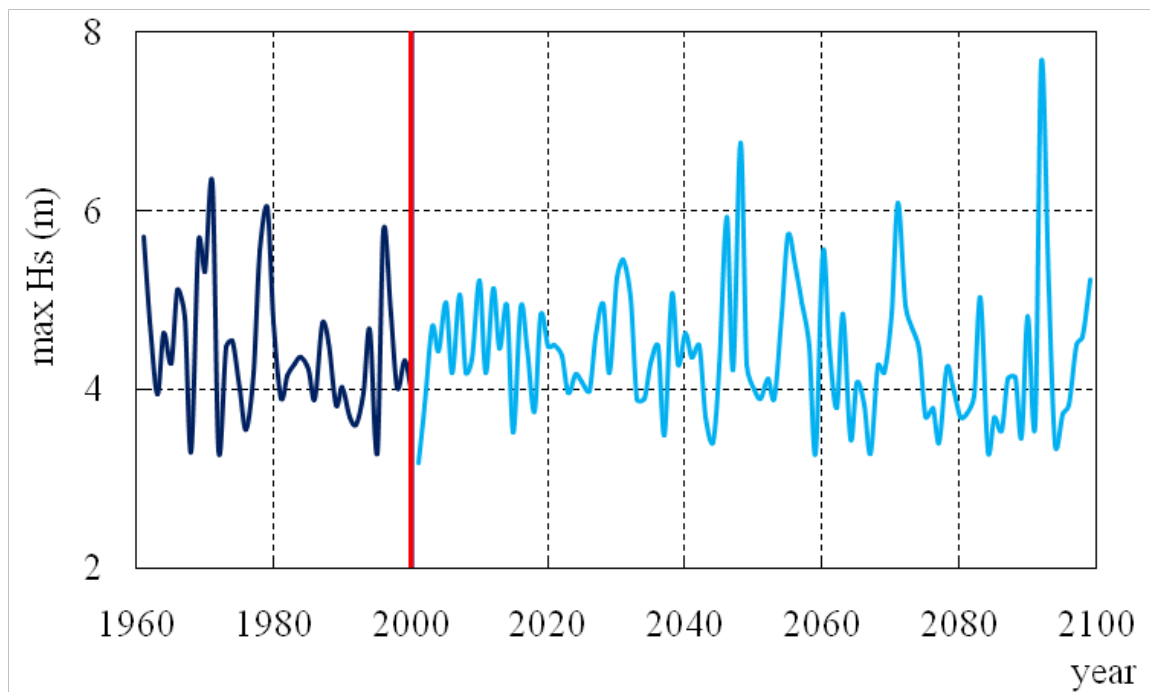
Πίνακας 5-3: Γεγονότα καταιγίδας για την περίοδο 1960-2000 και ΒΔ κατεύθυνση ανέμου.

| Northwest Wind Direction 1960 - 2000 | | | | | | | |
|---|------|-----------------|-----------------|-------------------|-------------------|----------------------|--------------|
| Τάξη καταιγίδας | | H_s range (m) | T_p range (s) | Average H_s (m) | Average T_p (s) | Average Duration (h) | No of events |
| I | Weak | 2.48-4.56 | 6.18-9.38 | 2.49 | 7.67 | 11.40 | 10 |

Πίνακας 5-4: Γεγονότα καταιγίδας για την περίοδο 2000-2100 και ΒΔ κατεύθυνση ανέμου.

| Northwest Wind Direction 2000 - 2100 | | | | | | |
|--------------------------------------|-----------------|-----------------|-------------------|-------------------|----------------------|--------------|
| Τάξη καταιγίδας | H_s range (m) | T_p range (s) | Average H_s (m) | Average T_p (s) | Average Duration (h) | No of events |
| I Weak | 2-4.55 | 6.18-9.38 | 2.47 | 7.65 | 10.55 | 33 |
| II Moderate | 2-5.67 | 6.49-10.03 | 2.99 | 8.13 | 39.00 | 1 |

Για να αποκτηθεί μια πιο ολοκληρωμένη άποψη για το μελλοντικό κυματικό κλίμα στην περιοχή του Ρεθύμνου, το μέγιστο ύψος κύματος ανά έτος για τις δύο περιόδους απεικονίζεται στην Εικόνα 5-4, όπως λαμβάνεται από τα κυματικά δεδομένα. Κάποιος μπορεί να παρατηρήσει, ότι το μέγιστο ύψος κύματος είναι κοντά στα 8 m. Ωστόσο, αυτή η τιμή εμφανίζεται σε διαφορετική κατεύθυνση του ανέμου από τη Βόρεια. Το μέγιστο ύψος κύματος που προέρχεται από Βόρεια υπολογίστηκε 5.95 m.



Εικόνα 5-4: Μέγιστο ύψος κύματος για κάθε έτος στις δυο περιόδους (1960-2000, μπλε γραμμή και 2000-2100 γαλάζια γραμμή).

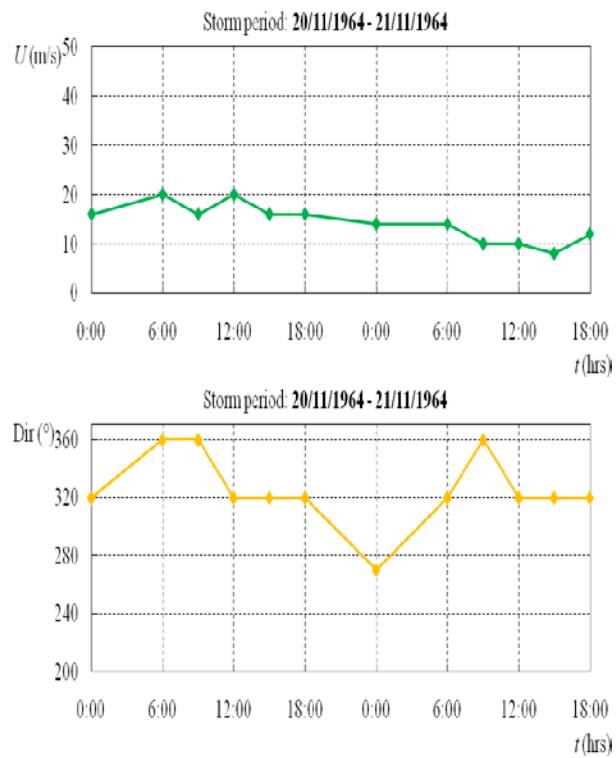
5.3.3 Παρατηρούμενοι κυματισμοί θύελλας στο Ρέθυμνο και κατηγοριοποίηση αυτών.

Σύμφωνα με καταγραφές τέτοιων γεγονότων (Γαλάνης, 2010), που αναπτύχθηκαν κυρίως στην περιοχή του λιμανιού, στον πίνακα, που ακολουθεί, δίνονται οι ημερομηνίες εμφάνισης.

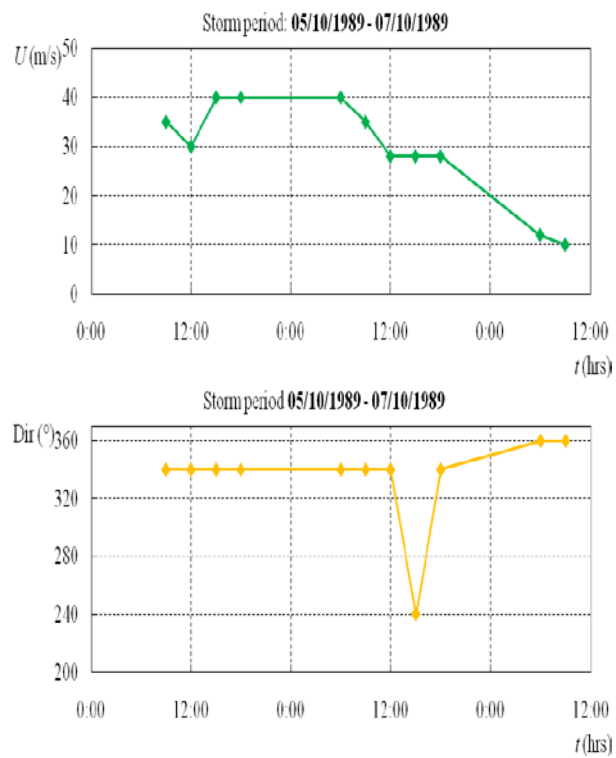
Πίνακας 5-5: Ημερομηνίες καταγεγραμμένων γεγονότων πλημμύρας στο λιμάνι Ρεθύμνου.

| α/α | Ημερομηνία | Έτος |
|-----|---------------|------|
| 1 | 20/11 – 21/11 | 1964 |
| 2 | 05/10 – 07/10 | 1989 |
| 3 | 28/11 – 29/11 | 2000 |
| 4 | 11/12 | 2010 |
| 5 | 28/02 | 2012 |
| 6 | 03/12 | 2013 |
| 7 | 11/12 | 2013 |

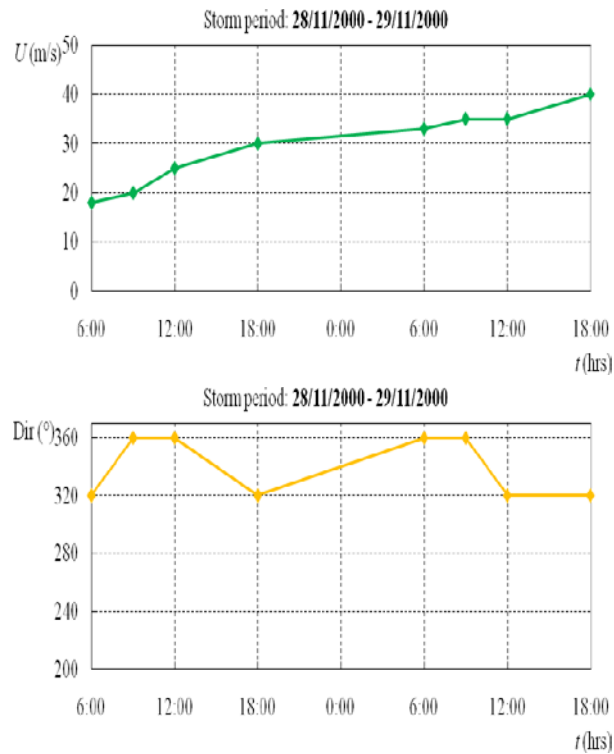
Προκειμένου να διευκρινιστεί η τάξη του καθενός από τα παραπάνω συμβάντα καταιγίδας, εφαρμόζεται η ακόλουθη διαδικασία. Πρώτον, υπολογίζεται μέσω της CEM (2008) το ενεργό ανάπτυγμα πελάγους F_{eff} , για τις δύο κυρίαρχες κατευθύνσεις του ανέμου, δηλαδή βόρειοι και βορειοδυτικοί, δίνοντας στις 281,8 και 224,5 χλμ αντίστοιχα. Το επόμενο βήμα εκμεταλλεύεται τις συνεχείς μετρήσεις της ταχύτητας του ανέμου και της κατεύθυνσης του ανέμου στην περιοχή του Ρεθύμνου κάθε 3 ώρες από την Εθνική Μετεωρολογική Υπηρεσία (EMY). Αυτές οι μετρήσεις πεδίου γίνονται από το 1958 μέχρι και σήμερα. Ωστόσο, τα διαθέσιμα δεδομένα σε διαχειρίσιμη μορφή περιορίζονται μέχρι το έτος 2008. Έτσι, μόνο οι τρεις πρώτες περιπτώσεις του Πίνακα 5-5 μπορούν να κατηγοριοποιηθούν. Τα παρακάτω διαγράμματα απεικονίζουν τα μετρούμενα χαρακτηριστικά του ανέμου από την EMY.



Εικόνα 5-6: α/α 1 του Πίνακα 5.5 Αριστερά: Ταχύτητα ανέμου και Δεξιά: Διεύθυνση ανέμου.



Εικόνα 5-7: α/α 2 του Πίνακα 5.5 Αριστερά: Ταχύτητα ανέμου και Δεξιά: Διεύθυνση ανέμου.



Εικόνα 5-8: α/α 3 του Πίνακα 5.5 Αριστερά: Ταχύτητα ανέμου και Δεξιά: Διεύθυνση ανέμου.

Οι μέσες τιμές των άνω γεγονότων συνοψίζονται στον ακόλουθο Πίνακα 5-6. Πρέπει να σημειωθεί ότι οι 360° αντιστοιχούν στη Βόρεια κατεύθυνση και ως εκ τούτου η πρώτη περίπτωση μόνο αναφέρεται σε ΒΔ κατεύθυνση.

Πίνακας 5-6: Μέσα χαρακτηριστικά γεγονότων καταιγίδας από μετρήσεις πεδίου.

| α/α | Έτος | Ταχ. Ανέμου (m/s) | Διευθ. Ανέμου (°) | Διάρκεια (hrs) |
|-----|------|-------------------|-------------------|----------------|
| 1 | 1964 | 7.4 | 326 | 42 |
| 2 | 1989 | 15.25 | 335 | 48 |
| 3 | 2000 | 15.18 | 340 | 36 |

Τέλος, έχοντας αποκτήσει το ανάπτυγμα πελάγους, την ταχύτητα του ανέμου, μαζί με την αντίστοιχη διάρκεια, μπορεί κανείς να υπολογίσει το χαρακτηριστικό ύψος κύματος H_s και την περίοδο T_p . Έτσι, κάθε γεγονός καταιγίδας μπορεί να ταξινομηθεί στη συνέχεια με την εφαρμογή της σχέσης (5.1). Τα αποτελέσματα δίνονται στον Πίνακα 5.7.

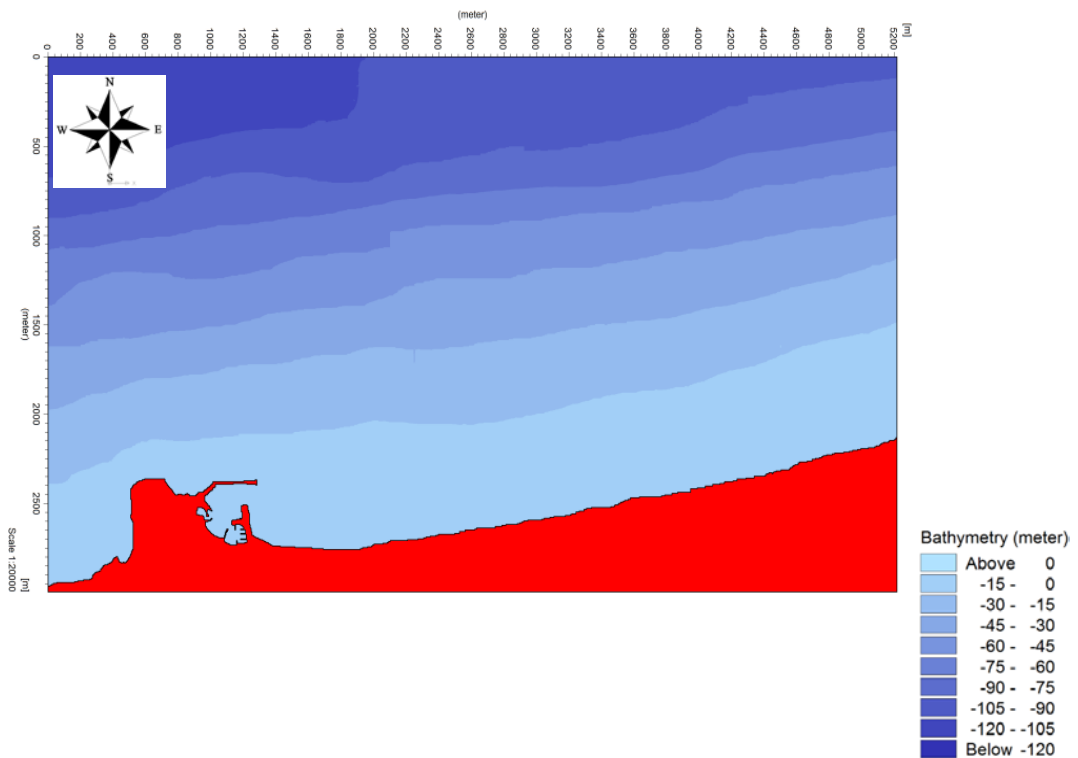
Πίνακας 5-7: Ταξινόμηση γεγονότων καταιγίδας

| No | Dir | Hs (m) | Tp (s) | Τάξη |
|----|-----|--------|--------|------|
| 1 | NW | 1.59 | 6.64 | I |
| 2 | N | 3.8 | 7.8 | III |
| 3 | N | 3.77 | 7.78 | II |

Όπως παρατηρείται, τα καταγεγραμμένα γεγονότα καταιγίδας φτάνουν μέχρι την τρίτη τάξη (III) για τη Βόρεια κατεύθυνση του ανέμου και την πρώτη (I) για την Βορειοδυτική, αποδεικνύοντας, ότι η παραπάνω κατηγοριοποίηση ανταποκρίνεται ικανοποιητικά στην πραγματικότητα. Ωστόσο, οι κατηγορίες, που προκύπτουν από την παρούσα προσέγγιση, είναι γενικά πέντε (εώς V τάξη), αλλά θα πρέπει να έχουμε κατά νου, ότι τα παραπάνω γεγονότα πλημμυρών, που αναφέρθηκαν από τους κατοίκους, είναι περιορισμένα σε αριθμό και αναμφισβήτητα δεν καλύπτουν όλα τα γεγονότα, που έλαβαν χώρα.

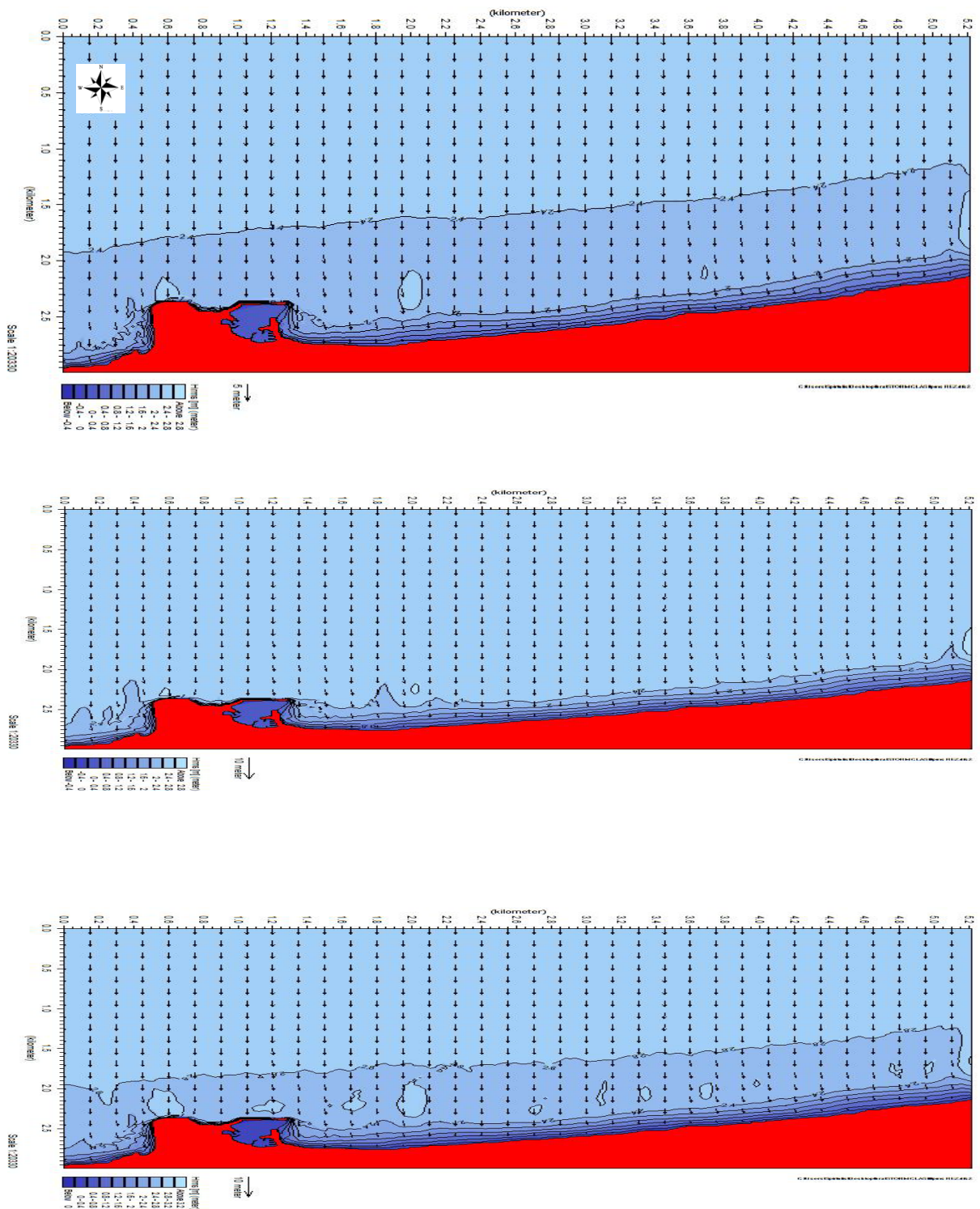
5.3.4 Αριθμητική προσομοίωση κυματικού και υδροδυναμικού πεδίου στα ρηχά νερά (MIKE21 PMS & HD)

Η βαθυμετρία της παράκτιας περιοχής του Ρεθύμνου κατασκευάστηκε στην παρούσα μεταπτυχιακή σε κάναβο διαστάσεων 3x5.2 km στους x- και y- άξονες αντίστοιχα (Εικόνα 5-9). Το χωρικό βήμα επιλέχθηκε $dx=dy=5$ m. Η βαθυμετρία έχει περιστραφεί αντί-ωρολογιακά κατά 90° , λόγω των απαιτήσεων του MIKE21 PMS.

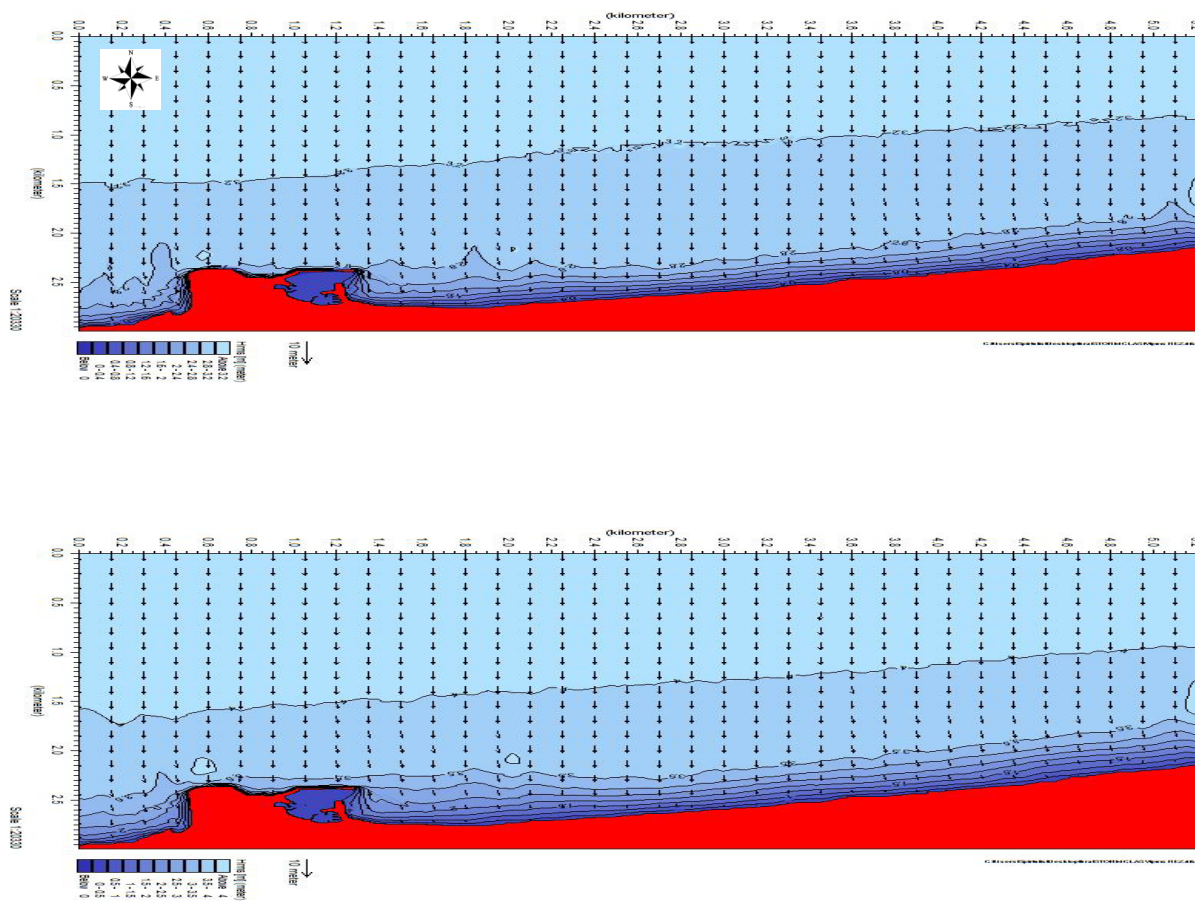


Εικόνα 5-9: Υπολογιστικός κάρναβος βαθυμετρίας περιοχής μελέτης Ρεθύμνου.

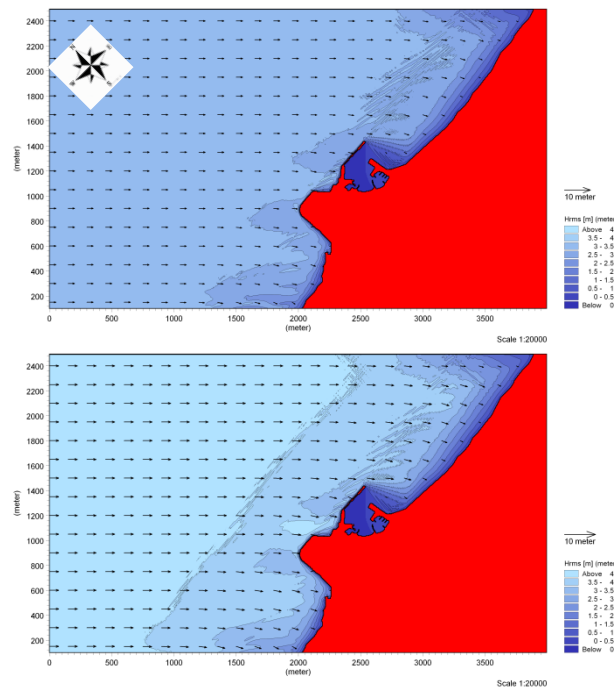
Οι μέσες τιμές του ύψους κύματος και της περιόδου χρησιμοποιήθηκαν για κάθε τάξη καταιγίδας ως δεδομένα εισόδου στις αριθμητικές προσομοιώσεις με το MIKE21 PMS, για τον υπολογισμό της χωρικής εξέλιξης αυτών των ποσοτήτων σε όλη την παράκτια περιοχή. Στη συνέχεια, οι εξαγόμενες τάσεις ακτινοβολίας λειτούργησαν ως δεδομένο εισόδου στο υδροδυναμικό μοντέλο MIKE21 HD, για να υπολογιστεί η χωρική κατανομή της ταχύτητας των αναπτυσσόμενων ρευμάτων. Τα αποτελέσματα παρουσιάζονται παρακάτω για όλες τις κατηγορίες καταιγίδων (I-V) όσον αφορά τη Β διεύθυνση ανέμου και για τις δυο κατηγορίες (I, II) για τη ΒΔ κατεύθυνση.



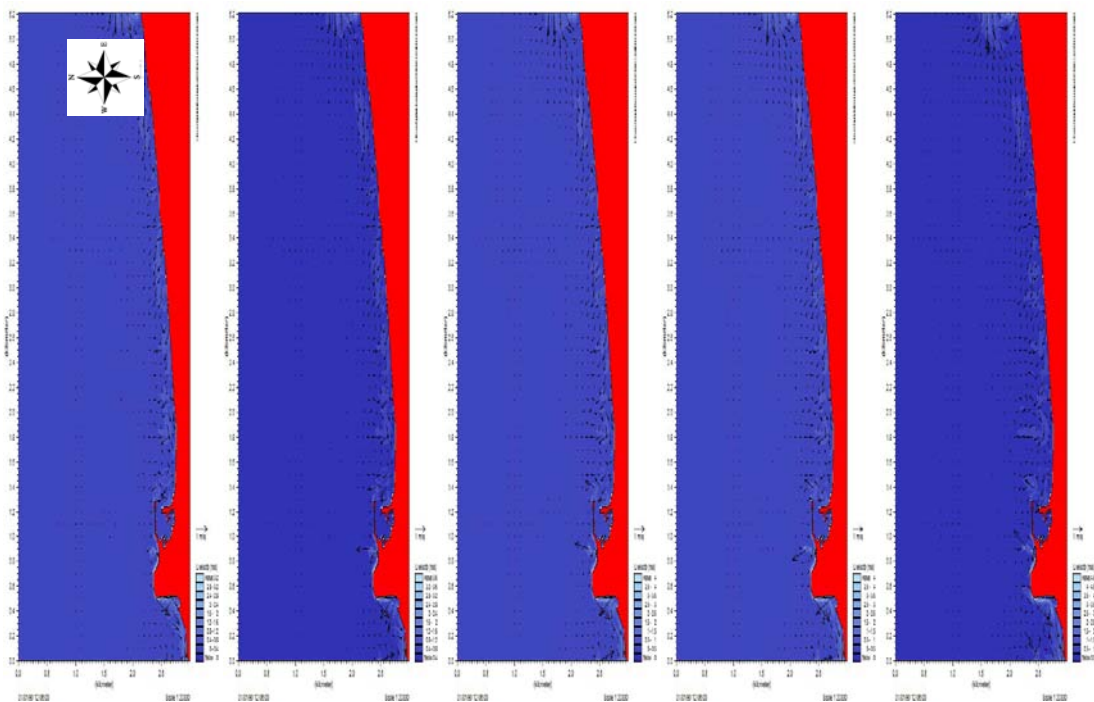
Εικόνα 5-10 (συνεχίζεται στην επόμενη σελίδα)



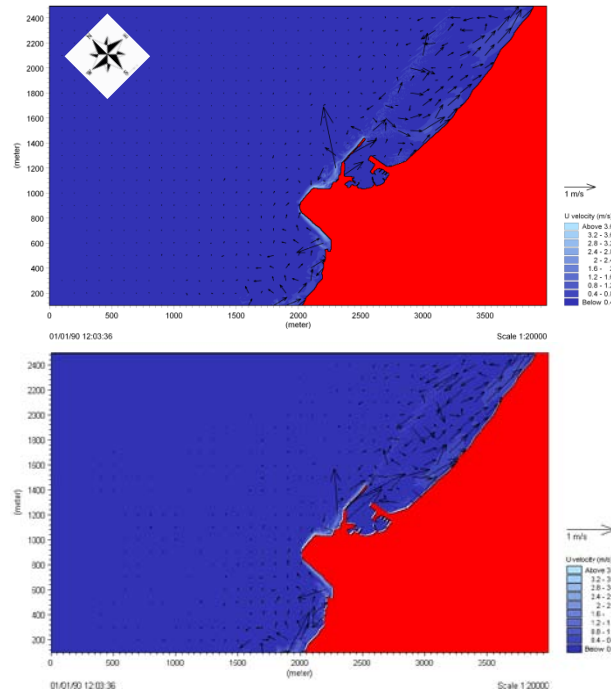
Εικόνα 5-10: Χωρική κατανομή του σημαντικού ύψους κύματος για τις τάξεις κατηγοριών I έως V, τα βέλη αποτυπώνουν την μέση διεύθυνση των κυματισμών (B πρόσπτωση εισερχόμενων κυματισμών).



Εικόνα 5-11: Χωρική κατανομή του σημαντικού ύψους κύματος για τις τάξεις κατηγοριών I έως II, τα βέλη αποτυπώνουν την μέση διεύθυνση των κυματισμών (ΒΔ πρόσπτωση εισερχόμενων κυματισμών).



Εικόνα 5-12: Υδροδυναμικό πεδίο για τις τάξεις κατηγοριών I έως V, τα βέλη αποτυπώνουν την διεύθυνση του ρεύματος (Β πρόσπτωση εισερχόμενων κυματισμών).



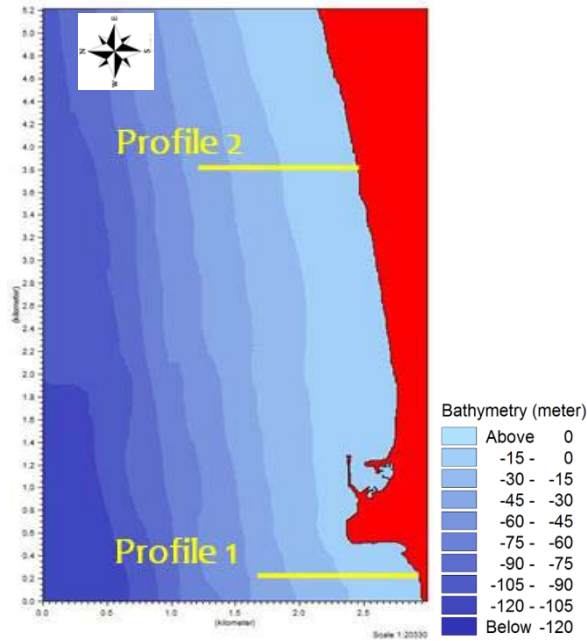
Εικόνα 5-13: Υδροδυναμικό πεδίο για τις τάξεις κατηγοριών I έως II, τα βέλη αποτυπώνουν την διεύθυνση του ρεύματος (ΒΔ πρόσπτωση εισερχόμενων κυματισμών).

Καθώς η ένταση της καταιγίδας αυξάνεται, τα ύψη κύματος, προφανώς, αυξάνονται σε ολόκληρο το πεδίο, δημιουργώντας ισχυρότερα ρεύματα. Το βασικό συμπέρασμα των ανωτέρω αριθμητικών προσομοιώσεων, που απεικονίζουν το υδροδυναμικό πεδίο, έγκειται στην απεικόνιση των πιο ευάλωτων υπό-περιοχών, όπου αυξάνουν οι ταχύτητες. Έτσι, στην περιοχή του λιμανιού και σε μια περιοχή δυτικά αυτού εμφανίζονται ισχυρότερες κινήσεις ρευμάτων. Αυτό είναι σύμφωνο με τις φυσικές παρατηρήσεις, όπου οι περισσότερες εκδηλώσεις των πλημμύρων λαμβάνουν χώρα στις αντίστοιχες θέσεις του Ρεθύμνου (§ 4).

5.3.5 Κυματική αναρρίχηση και υπερπήδηση

Αξιοποιώντας τα αποτελέσματα της προσομοίωσης των κυματισμών στα ρηχά νερά και τα αντίστοιχα κυματικά χαρακτηριστικά, μπορούμε να εκτιμήσουμε την κυματική υπερπήδηση και αναρρίχηση σε οποιαδήποτε θέση της περιοχής μελέτης. Αυτό συμπεριλαμβάνει είτε μια θέση στην ακτή, είτε σε κάποια διατομή των λιμενικών έργων.

Έτσι, λοιπόν, η αναρρίχηση υπολογίζεται σε 2 αυθαιρέτως επιλεγθέντα προφίλ βαθυμετρίας, ανατολικά και δυτικά του λιμένα (οι τομές profile 1,2, απεικονίζονται στην Εικόνα 5-14) και η μέση κλίση του πυθμένα είναι ίση με 3%. Ενώ η υπερπήδηση υπολογίζεται στον προσήνεμο μόλο του λιμένα (η τομή A-A' απεικονίζονται στην Εικόνα 5-15).



Εικόνα 5-14: Τομές βαθυμετρίας, όπου θα υπολογιστεί η κυματική αναρρίχηση στην ακτή.



Εικόνα 5-15: Τομή A-A' προσήνεμου μόλου λιμένα όπου θα υπολογιστεί η κυματική υπερπήδηση.

Η κυματική αναρρίχηση R_u (m) μπορεί να υπολογιστεί με τους ακόλουθους τρόπους:

- Εμπειρική σχέση, όπως κατασκευάστηκε από τους Stockdon et al. (2006):

$$R_u = 1.1 \left(0.35 \tan \beta (H_s L_o)^{1/2} + \left(H_s L_o \frac{(0.563 \tan \beta^2 + 0.004)^{1/2}}{2} \right) \right) \quad (5.2),$$

όπου $\tan \beta$ είναι η κλίση της ακτής και L_o είναι το μήκος κύματος στα βαθιά, που συνδέεται με την περίοδο κορυφής T_p για κάθε καταιγίδα. Για κάθε τιμή του μέγιστου ύψους H_s , επιλέγεται και μια αντίστοιχη τιμή Irribaren, ξ . Η τελική αναρρίχηση R_u , για κάθε τάξη καταιγίδας αποκτάται λαμβάνοντας το μέσο όρο των υπολογισθέντων R_u για κάθε γεγονός καταιγίδας μέσα στην ίδια τάξη.

- Αναρρίχηση των μη κανονικών κυματισμών σύμφωνα με το Coastal Engineering Manual (2008):

$$\frac{R_u}{H_s} = \begin{cases} 0.96\xi & \text{for } 1.0 < \xi < 1.5 \\ 1.17\xi^{0.46} & \text{for } 1.5 < \xi \end{cases} \quad (5.3),$$

- Με αριθμητική προσομοίωση μονοδιάστατης έκδοσης μοντέλου Boussinesq (MIKE21 BW). Τα κυματικά χαρακτηριστικά (H , T_p), όπως υπολογίστηκαν από το μοντέλο PMS στα ενδιάμεσα και ρηγά νερά, δίδονται στο χρονικά εξαρτώμενο μοντέλο ως χρονοσειρά ανύψωσης της ελεύθερης επιφάνειας μαζί με τα προφίλ βαθυμετρίας.

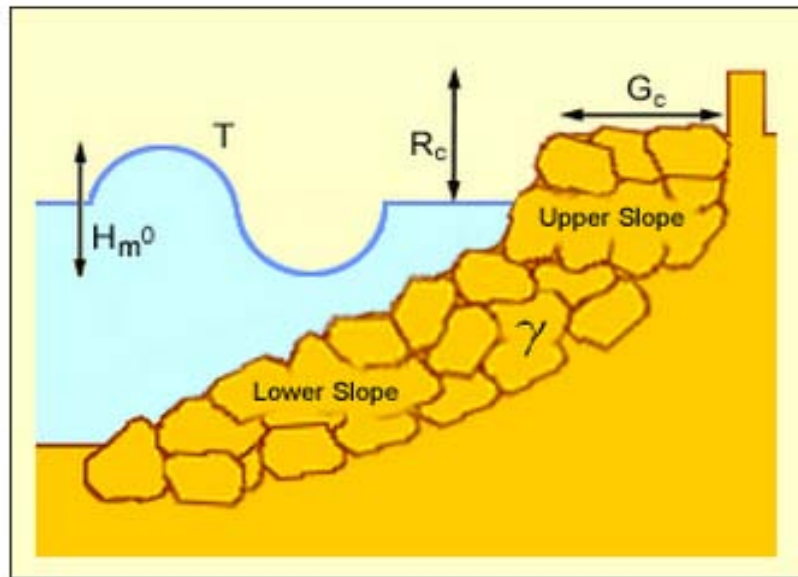
Τα αποτελέσματα για τις 5 κατηγορίες καταιγίδων, και από τις τρεις παραπάνω μεθόδους, δίνονται στον παρακάτω πίνακα.

Πίνακας 5.8: Υπολογισμός κυματικής αναρρίχησης.

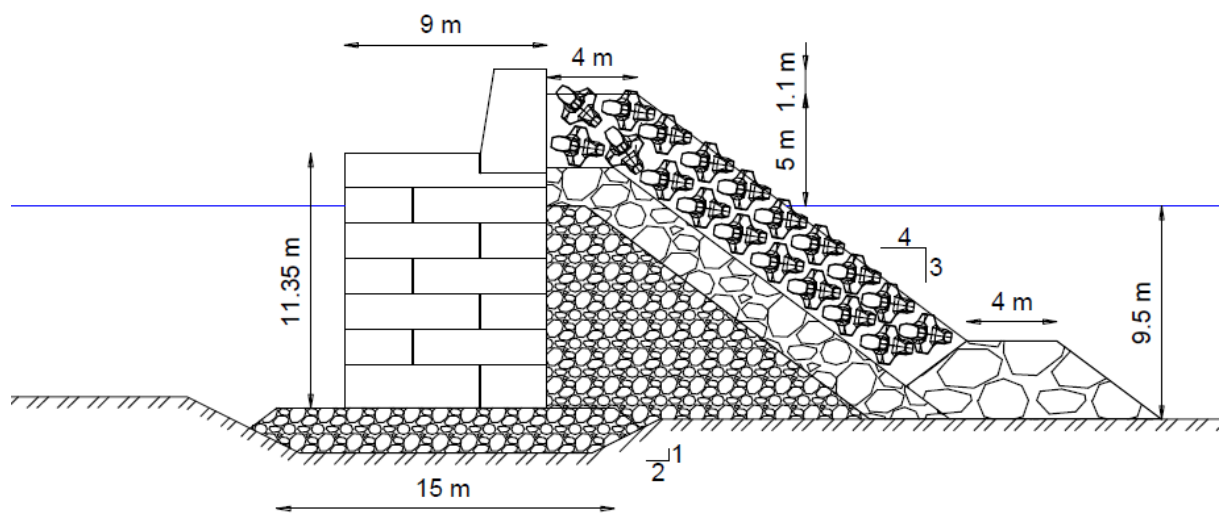
| | | Ru (m) | | | | | |
|-------------|-------------|--------------------------|--------------------------------------|---------------------------------------|--------------------------|--------------------------------------|---------------------------------------|
| | | Profile 1 | | | Profile 2 | | |
| | | <i>Emprical Stockdon</i> | | | <i>Emprical Stockdon</i> | | |
| Storm class | | <i>et al.</i> (2006) | <i>Emprical</i> <i>CEM</i> (2008) | <i>Boussinesq</i> <i>(MIIKE21)</i> | <i>et al.</i> (2006) | <i>Emprical</i> <i>CEM</i> (2008) | <i>Boussinesq</i> <i>(MIIKE21)</i> |
| I | Weak | 1.85 | 2.73 | 1.72 | 1.83 | 2.62 | 1.70 |
| II | Moderate | 1.91 | 2.74 | 1.88 | 1.90 | 2.63 | 1.90 |
| III | Significant | 2.37 | 3.09 | 2.00 | 2.35 | 2.98 | 1.98 |
| IV | Severe | 2.16 | 2.92 | 2.17 | 2.15 | 2.80 | 2.19 |
| V | Extreme | 2.42 | 2.99 | 2.25 | 2.41 | 2.88 | 2.22 |

Μια επισκόπηση των παραπάνω αποτελεσμάτων αποδεικνύει μια απόκλιση μεταξύ των μεθόδων υπολογισμού του Ru. Στην παρούσα ερευνητική προσπάθεια προτείνεται η τελευταία μέθοδος, παίρνοντας υπόψη, ότι βασίζεται σε ένα μοντέλο Boussinesq, που προσομοιώνει τη χρονικά-εξαρτώμενη διάδοση των κυματισμών, παίρνοντας υπόψη τις αλλαγές του πυθμένα και τις αλληλεπιδράσεις των κυματισμών και, ως εκ τούτου, είναι πιο κοντά στην πραγματικότητα.

Τέλος, ο υπολογισμός της μέσης παροχής από την κυματική υπερπήδηση είναι εξαιρετικά σημαντικός για την περαιτέρω εκτίμηση της πλημμύρας, που θα κατακλύσει την ξηρά. Εισάγοντας τα κυματικά χαρακτηριστικά (H_{m0} , T) και τα γεωμετρικά χαρακτηριστικά της κατασκευής (R_c , το ύψος στέψης της κατασκευής; G_c , το πλάτος της στέψης; γ , συντελεστής μείωσης ανάλογα με την διαπερατότητα της εξωτερικής προστασίας, Εικόνα 5-16) στα εργαλεία του EurOtop, όπως οι παραμετρικές εξισώσεις και τα τεχνητά νευρωνικά δίκτυα, μπορούμε να υπολογίσουμε την παροχή υπερπήδησης Q (l/s/m). Η τομή A-A', που απεικονίζεται στην Εικόνα 5-17 (και βρίσκεται στον προσήνεμο μόλο, Εικόνα 5-15), είναι παρόμοια με αυτή της 5-16. Τα αποτελέσματα παρουσιάζονται στον παρακάτω πίνακα. Όπως ήταν αναμενόμενο, αυξάνονται όσο αυξάνεται η κατηγορία της καταιγίδας. Παρ' όλα αυτά, η ταχεία αύξηση της υπερπήδησης για την ακραία κατηγορία της κατηγορίας (V) αξίζει να αναφερθεί.



Εικόνα 5-16: Δεδομένα εισόδου στο EuroTop για τον υπολογισμό της κυματικής υπερπήδησης (Eurotop Manual, 2007).



Εικόνα 5-17: Σκαρίφημα διατομής A-A' κυματοθραύστη προσήνεμου μόλου λιμένα Ρεθύμνου.

Πίνακας 5-9: Υπολογισμός παροχής κυματικής υπερπήδησης Q (Τομή A-A')

| | Input data | | | | | Output data |
|-------------|--------------|-----------|-----------|-----------|----------|-------------|
| Storm class | H_{m0} (m) | T_p (s) | R_c (m) | G_c (m) | γ | Q (l/s/m) |
| I | 2.5 | 7.68 | 6.1 | 4 | 0.55 | 0.008 |
| II | 2.79 | 7.99 | 6.1 | 4 | 0.55 | 0.032 |
| III | 3 | 8.19 | 6.1 | 4 | 0.55 | 0.075 |
| IV | 3.24 | 8.24 | 6.1 | 4 | 0.55 | 0.147 |
| V | 4.17 | 9.08 | 6.1 | 4 | 0.55 | 2.075 |

6. ΣΥΜΠΕΡΑΣΜΑΤΑ – ΠΡΟΤΑΣΕΙΣ

Κατά τη διάρκεια των πρόσφατων τελευταίων ετών παρατηρείται ένα αυξανόμενο ενδιαφέρον για την ανάπτυξη αξιόπιστων σεναρίων (μελλοντικών προβλέψεων) για την κλιματική αλλαγή. Αυτή εκφράζεται στην ανοικτή θάλασσα και στην παράκτια ζώνη μέσα από μια σειρά επιπτώσεων, μεταξύ άλλων: τη συχνή εμφάνιση των θυελλωδών κυματικών γεγονότων, τα μεγαλύτερα ύψη κυμάτων, τα ισχυρότερα ρεύματα και την άνοδο της στάθμης της θάλασσας. Τα παραπάνω φαινόμενα επηρεάζουν άμεσα τις παράκτιες περιοχές, για παράδειγμα μέσω της αύξησης του κινδύνου για εμφάνιση πλημμύρων και της πρόκλησης μορφοδυναμικών αλλαγών. Έτσι, είναι ευρέως επιθυμητή η πρόβλεψη αυτών των θυελλωδών γεγονότων, έτσι ώστε να σχεδιαστούν και να κατασκευαστούν έργα προστασίας με βελτιωμένη συμπεριφορά.

Στην παρούσα μεταπτυχιακή εργασία, ορίζεται μια ολοκληρωμένη προσέγγιση για τον υπολογισμό της κυματικής υπερπήδησης και την επεξεργασία των δεδομένων, μέσα από μια αλληλουχία ψηφιακών εργαλείων, οι οποίες εστιάζουν στις ενδεχόμενες μελλοντικές πλημμύρες. Αυτή η “downscaling” προσέγγιση επιτρέπει την πρόβλεψη των παραπάνω ποσοτήτων στα ρηχά, οι οποίες προκαλούνται από την τοπική κλιματική αλλαγή. Το πρώτο διακριτό βήμα αποτελείται από την πρόγνωση – πρόβλεψη του ανεμολογικών δεδομένων, που βασίζονται σε ένα ενδεχόμενο σενάριο εκπομπών (π.χ. A1B-AR4), και, στη συνέχεια, την προσομοίωση της κυματικής γένεσης και διάδοσης στα ανοικτά. Θα πρέπει να τονιστεί, ότι, προκειμένου να αποκτηθεί μια πιο ολοκληρωμένη εικόνα, θα πρέπει να επιλεγούν και να εφαρμοστούν περαιτέρω σενάρια εκπομπών σε μελλοντικά έργα.

Το πλαίσιο των εφαρμοζόμενων στην παρούσα εργασία αριθμητικών μοντέλων, προκειμένου να διερευνηθούν οι επιπτώσεις των ακραίων θαλάσσιων συνθηκών στην παράκτια περιοχή του Ρεθύμνου, απαιτήθηκε η κατηγοριοποίηση των γεγονότων καταιγίδας, έτσι ώστε να αποφευχθεί από την μία, ο μεμονωμένος χειρισμός του κάθε γεγονότος, και να καταλήξουμε σε ομαδοποιημένα αποτελέσματα από την άλλη τα οποία θα αντιστοιχούν σε κάθε κατηγορία καταιγίδας. Έτσι, η μέθοδος, που χρησιμοποιείται σε αυτό το βήμα, βασισμένη στην έννοια της ενέργειας, φαίνεται να συμπεριφέρεται ικανοποιητικά. Μετρήσεις πεδίου, ταχύτητας και κατεύθυνσης ανέμων μέχρι το έτος 2008,

χρησιμοποιούνται για την επιβεβαίωση των αποτελεσμάτων των μοντέλων, παρουσιάζοντας ικανοποιητική ανταπόκριση όσον αφορά την κατηγοριοποίηση των καταιγίδων. Ωστόσο, πρέπει να ληφθούν υπόψη περισσότερα γεγονότα καταιγίδας από το 2008 μέχρι σήμερα, όταν γίνουν διαχειρίσιμα και τα υπόλοιπα ανεμολογικά δεδομένα από την Εθνική Μετεωρολογική Υπηρεσία.

Τα αποτελέσματα των προσομοιώσεων των κυμάτων και του υδροδυναμικού πεδίου, μέσω του Παραβολικού μοντέλου Ήπιας κλίσης και του Υδροδυναμικού μοντέλου, παρουσίασαν μια καλή απόδοση στην περιγραφή της χωρικής εξέλιξης των υψών κύματος και των ταχυτήτων ρευμάτων αντίστοιχα. Η περιοχή, όπου η κυματική θραύση είναι πιο έντονη (σε κάθετα μέτωπα) και τα ρεύματα, που δημιουργούνται, γίνονται ισχυρότερα, συμφωνεί αρκετά με τις παρατηρήσεις από την πραγματικότητα, δηλαδή στην περιοχή του λιμένα Ρεθύμνου, όπου αναφέρεται και η πλειοψηφία των παράκτιων πλημμυρών από τους κατοίκους. Τέλος, η εφαρμογή του μοντέλου Boussinesq και του εργαλείου EurOtop, παρέχει ένα πλεονέκτημα για τον ακριβή υπολογισμό της κυματικής αναρρίχησης και υπερπήδησης αντίστοιχα.

Έχοντας υπόψη την ολοκληρωμένη προσέγγιση, που παρουσιάζεται εδώ, και την εφαρμογή της σε μία συγκεκριμένη περιοχή μελέτης, μπορεί να υποστηριχθεί, ότι η διαδικασία αυτή έχει ένα ευρύτερο φάσμα εφαρμογών και μπορεί να υιοθετηθεί σε κάθε παράκτια περιοχή. Τα διακριτά βήματα, που αναφέρονται στην περιγραφή της μεθοδολογίας, μπορούν να προσαρμοστούν για οποιοδήποτε σενάριο κλιματικής αλλαγής, βαθυμετρίας και τοπογραφίας της παράκτιας περιοχής ενδιαφέροντος. Αξιοποιώντας τα αποτελέσματα, που παράγονται από την παρούσα προσέγγιση, οι περαιτέρω ερευνητικές προσπάθειες θα πρέπει να ακολουθήσουν δύο κύριες και ενδιαφέρουσες κατευθύνσεις. Η πρώτη θα προσομοιώσει τις πλημμυρικές περιοχές μέσω του υδροδυναμικού μοντέλου, βασιζόμενο στην κυματική υπερπήδηση και την αναρρίχηση και λαμβάνοντας υπόψη την αστική γεωμετρία (κτίρια, δίκτυα αποχέτευσης, τοπογραφία κ.λπ.). Η δεύτερη, εξετάζοντας όλα τα παραπάνω στοιχεία, θα καθορίσει τις οδηγίες διαχείρισης των πλημμυρικών κινδύνων με βάση την τρωτότητα της αντίστοιχης παράκτιας έκτασης.

7. ΒΙΒΛΙΟΓΡΑΦΙΑ – ΑΝΑΦΟΡΕΣ

1. Abbott, M.B., Damsgaard, A., Rodenhuis, G.S., 1973. System 21, "Jupiter" (a design system for twodimensional nearly horizontal flows). *J. Hydraul. Res.*, 11 (1): 1-28.
2. Abbott, M.B., Petersen, H.M., Skovgaard, O., 1978. On the numerical modeling of short waves in shallow water. In: *J. Hydr. Res.* 16 (3), 173-203.
3. Athanasoulis, G.A., Skarsoulis, E.K., 1992. *Wind and Wave Atlas of the Mediterranean Sea*. Hellenic Navy General Staff. Athens, 210 p.
4. Battjes, J.A., 1974. Surf Similarity. In: *Proceedings of the 14th Coastal Engineering Conference*, American Society of Civil Engineers, pp 466-480.
5. Battjes, J.A., Janssen, J.P.F.M., 1978. Energy loss and set-up due to breaking in random waves. In: *Proc. 16th Int. Conf. Coastal Eng.*, Hamburg, pp. 569-587.
6. Battjes, J.A., Stive, M.J.F., 1985. Calibration and verification of a dissipation model for random breaking waves. *Journal of Geophysical Research*, Vol. 90, No. C5, pp 9159-9167.
7. Beji, S., Battjes, J.A., 1993. Experimental investigation of wave propagation over a bar. *J. Coastal Engineering* 19, 151–162.
8. Benoit, M., Marcos, F., Beck, F., 1996. Development of a third generation shallow-water wave model with unstructured spatial meshing. p. 465-478. In: *Proc. 25th Int. Conf. on Coastal Eng. (ASCE)*, Orlando (Florida, USA).
9. Berkhoff, J.C.W., 1972. Computation of combined refraction–diffraction. *Proceedings of 13th International Conference on Coastal Engineering*, ASCE, 1, 472–490.
10. Besley, P., 1999. *Wave overtopping of seawalls. Design and Assessment Manual*. R&D Technical Report W178. HR Wallingford. ISBN: 1 85705 069 X. .
11. Burzel, A., Dassanayake, D.R., Oumeraci, H., 2015. Spatial Modeling of Tangible and Intangible Losses in Integrated Coastal Flood Risk Analysis. *Coastal Engineering Journal* 57:01.
12. C.E.M., 2008. *Coastal Engineering Manual*. Coastal Engineering Research Centre, US Army Corps of Engineering, Vicksburg, Mississippi, USA.
13. Chini, N., Stansby, P., 2012. Extreme values of coastal wave overtopping accounting for climate change and sea level rise. *Coastal Engineering*, Vol. 65, pp. 27-37.

14. Deigaard, R., 1989. Mathematical modeling of waves in the surf zone. In: Prog. Rep. 69. ISVA, Technical University, Lyngby Ser A 377, 331-348.
15. D.H.I., 2007. MIKE 21 user manuals and scientific documentation. Danish Hydraulic Institute.
16. Dingemans, M.W., 1983. Verification of numerical wave propagation models with field measurements. CREDIZ verification Haringvliet, Delft Hydraulics Lab., Report W 488.
17. Dolan, R., Davis, R.E., 1992. An intensity scale for Atlantic coast northeast storms. *Journal of Coastal Research*, 7(1), 53-84.
18. EurOtop Manual. 2007. Overtopping Manual; Wave Overtopping of Sea Defences and Related Structures – Assessment Manual. UK: N.W.H. Allsop, T. Pullen, T. Bruce. NL: J.W. van der Meer. DE: H. Schüttrumpf, A. Kortenhaus. www.overtopping-manual.com.
19. Gallien et al., 2014. Urban coastal flood prediction: Integrating wave overtopping, flood defenses and drainage. *Coastal Engineering*, Vol. 91, pp. 18-28.
20. GEBCO, 2009. Gridded Global Bathymetry Data. British Oceanographic Data Centre, Liverpool, United Kingdom.
21. Gonzales-Escriva, J.A., Medina, J.R., Garrido, J., De Rouck, J., 2000. Wind effects on runup and overtopping influencing breakwater crest design. Proc. of 28th Int. Conf. on Coastal Eng., Cardiff, Wales.
22. Grantham, K.N., 1953. "Wave Run-Up on Sloping Structures", *Trans. A.G.U.*, Vol. 34, No. 5.
23. Haldoupis, C., Koehler, J.A., Sofko, G.J., Danskin, D.W., McKibbin, M.J., Andre, D., 1993. Preferential phase velocities for type 4 irregularities in the auroral E region plasma, *J. Geophys. Res.*, 98, 6173– 6179.
24. Halsey, S.D., 1986. Proposed classification scale for major Northeast storms: East Coast USA, based on extent of damage. Geological society of America, abstracts with programs (Northeastern section), 18 -21.
25. Hebsgaard, M., 1998. Scour protection of bridge piers. In: East Bridge. Ed. N.J. Gimsing. The Storebaelt Publications. A/S Storebaeltsforbindelsen. Copenhagen.
26. Holman, R.A., Sallenger, A.H., 1985. Setup and swash on a natural beach. *J. Geophys. Res.*, 90 (C1), 945-953.

27. Hunt, A., 1959. Design of seawalls and breakwaters. *Journal of the Waterways and Harbors Division*, pp 123-152.
28. Johnson, H.K., 2006. Wave modelling in the vicinity of submerged breakwaters. *Coastal Engineering* 53, 39-48.
29. Juhl, J., Sloth, P., 1995. Wave overtopping of breakwaters under oblique waves. *Proceedings of the Coastal Engineering Conference* 1, 1182-1196.
30. Kallos, G., Galanis, G., 2010. Offshore Deepwater Energy Prediction and Production from Wind, Wave, Tidal and Ocean Currents. 5th International Conference on Deregulated Electricity Market, DEMSEE 2010 Proceedings, Sitia, Greece.
31. Keller, J.B., 1961. Tsunamis – water waves produced by earthquakes. *Proceedings of the Tsunami Meetings Associated with the 10th Pacific Science Congress, International Union of Geodesy and Geophysics*, 154-166.
32. Kirby, J.T., 1986. A general wave equation for waves over rippled beds *J. Fluid Mech.* 162: 171-86.
33. Kokkinos, D., Prinos, P., Galiatsatou, P., 2014. Assessment of coastal vulnerability for present and future climate conditions in coastal areas of the Aegean Sea. Paper presented at the 11th International Conference on Hydroscience & Engineering: Hydro-Engineering for Environmental Challenges, Hamburg, Laudier et al., 2011;
34. Kortenhaus, A., Oumeraci, H., 2015. Editorial. *Coastal Engineering Journal* 57:01.
35. Krestenitis, Y.N., Athanassoulis, G., Belibasakis, K., Androulidakis, Y.S., Kobiadou, K., Makris, C., Baltikas, V., Gabriiliadis, P., Georgiou, G., Gerostathis, T., Kapelonis, Z., Tsantili, G., 2013. New Data Base: Time series for wave height, wave time period and direction of wave propagation, storm surge, and sea level. CCSEAWAVS, Report-Deliverable 2.1, THALES programme (In Greek).
36. Krestenitis, Y.N., Androulidakis, Y.S., Kombiadou, K., Makris, C., Baltikas, V., 2014. Modeling storm surges in the Mediterranean Sea under the A1B climate scenario, COMECAP, Heraklion, Crete, Greece.
37. Larsen, J., Dancy, H., 1983. Open boundaries in short wave simulations - a new approach. *Coastal Eng.*, 7: 285--297.
38. Le Mehaute, B., Koh, R.C.Y., Hwang, L., 1968. A synthesis of wave Run-Up. *Journal of the waterways and coastal engineering division. ASCE* Vol. 94 (No. WW1 proc. Paper 5807), pp 77-92.

39. Madsen, P.A., Murray, R., Sorensen, O.R., 1991. A new form of the Boussinesq equations with improved linear dispersion characteristics. Part 1. *J. Coastal Engineering* 15, 371–388.
40. Madsen, P.A., Schäffer, H.A., Sørensen, O.R., 1997a. Surf zone dynamics simulated by a Boussinesq type model: part 1. Model description and cross–shore motion of regular waves. *J. Coastal Engineering* 32, 255– 287.
41. Madsen, P.A., Sørensen, O.R., 1992. A new form of the Boussinesq equations with improved linear dispersion characteristics. Part 2. A slowly–varying bathymetry. *J. Coastal Engineering* 18, 183–204.
42. Madsen, P.A., Sørensen, O.R., Schäffer, H.A., 1997b. Surf zone dynamics simulated by a Boussinesq type model: part 2. Surf beat and swash oscillations for wave groups and irregular waves. *J. Coastal Engineering* 32 (4), 289–320.
43. Majewski, D., Schrodin, R., 1994. Short description of the Europa-Modell (EM) and Deutschland-Modell (DM) of the DWD Quaterly Bulletin, April, 1-31.
44. Mase, H., 1989. Groupiness factor and wave height distribution. *J. Wtrwy., Port, Coast. and Oc. Div. ASCE* 115 (1), 105–121.
45. Mendoza, E.T., Jiménez, J.A., 2005. A storm classification based on the beach erosion potential in the Catalonian coast. *Coastal Dynamics*, 3:1-11.
46. Miche, M., 1951. Le Pouvoir Réfléchissant des Ouvrages Maritimes Exposés à l'Action de la Houle. In: *Annals des Ponts et Chaussées*, 121e Année, pp 285-319 (translated by Lincoln and Chevron, University of California, Berkeley, Wave Research Laboratory, Series 3, Issue 363, June 1954).
47. Needham, H.F., Keim, B.D., 2011. Storm Surge: Physical Processes and an Impact Scale. Chapter 20 within publication *Recent Hurricane Research- Climate, Dynamics, and Societal Impacts*, ISBN: 978-953-307-238-8. Pages 385-406.
48. Nelson, R.C., 1987. Design wave heights on very mild slopes: An experimental study, *Civil. Eng. Trans.* 29, pp. 157–161, Inst. of Eng. Aust., Barton.
49. Nielsen, P., 1979. Some basic concepts of wave sediment transport. Series Paper 20, Institute of Hydrodynamics and Hydraulic Engineering (ISVA), Technical University of Denmark.
50. Nielsen, P., Hanslow, D.J., 1991. Wave Run-up Distributions on Natural Beaches, *Journal of Coastal Research*, 7(4), pp. 1139-1152.

51. Owen, M.W., 1980. Design of seawalls allowing for wave overtopping. HR Wallingford, Report EX 924.
52. Ozsanne, F., Chadwick, A.J., Huntley, D.A., Simmonds, D.J., Lawrence, J. 2000. Velocity predictions for shoaling waves with a Boussinesq-type model. *Coastal Eng.* 41(4), 361-397.
53. Papathanassiou, E., Zenetos, A., 2005. State of the Hellenic Marine Environment. Athens: ACCESS S.A. .
54. Perkins, H., Pistek, P., 1990. Circulation in the Algerian Basin during June 1986. *J. Geophys. Res.* 95, 1577–1585.
55. Phillips, O.M., 1977. The dynamics of the upper ocean (2nd ed.). Cambridge University Press., 336.
56. Pirazzoli, P.A., Tomasin, A., 1999. L'evoluzione recente delle cause meteorologiche dell'acqua alta. *Atti Istituto Veneto di Scienze, Lettere ed Arti*, CLVII, 317-344.
57. Pullen, T., Allsop, W., Bruce, T., Kortenhuis, A., Schuttrumpf, H., van der Meer, J., 2007. Wave overtopping of sea defenses and related structure: assessment manual. www.overtopping-manual.com.
58. Putnam, J.A., Johnson, J.W., 1949. The dissipation of wave energy by bottom friction, *Transactions Am. Geophys. Union*, 30, 67 – 74.
59. Ris, R.C., Houlthuijsen, L.H., Booij, N., 1994. A spectral model for waves in the near shore zone. B.L. Edge (Ed.), Proc. 24th International Coastal Engineering Conference, American Society of Civil Engineers, New York , pp. 68–78.
60. Roudkivi, A.J., 1988. The Roughness Heights under Waves. *Journal of Hydraulic Research*, Vol. 26, No. 5.
61. Savage, R.P., 1958. Wave runup on roughened and permeable slopes. *Journal of Waterways and Harbors Division, ASCE*, 84, WW3, May, 1-38.
62. Saville, T.Jr., 1956. "Wave Run-Up on Shore Structures", ASCE, JWWH, WW2.
63. Schäffer, H.A., Madsen, P.A., Deigaard, R.A., 1993. A Boussinesq model for waves breaking in shallow water. *J. Coastal Engineering* 20 (3–4), 185–202.
64. Sørensen, O.R, Schäffer, H.A., Madsen P.A., 1998. Surf zone dynamics simulated by a Boussinesq type model. Part III: Wave-induced horizontal nearshore circulations. In: *Coastal Eng.*, 33, 155-176.

65. Sørensen, O.R., Schäffer, H.A., Sørensen, L.S., 2004. Boussinesq type modelling using an unstructured finite element technique. In: *Coastal Eng.*, 50, 181-198.
66. Stockdon, H. F., Holman, R.A., Howd, P.A., and Sallenger, A.H., 2006. Empirical parameterization of setup, swash, and runup, *Coastal Engineering* 53, 573-588.
67. Stive, M.J.F., 1980. Velocity and pressure field of spilling breakers. *Proc. of 17th Conf. on Coastal Eng.*, ASCE, pp. 547-566.
68. Svendsen, I.A., 1984. Wave heights and setup in a surf zone. *J. Coastal Engineering* 8 (4), 303–329.
69. Svendsen, I.A., 1984. Wave heights and setup in a surf zone. *J. Coastal Engineering* 44, 1–12.
70. Theocharis, A., Georgopoulos, D., Lascaratos, A., Nittis, K., 1993. Water masses and circulation in the central region of the Eastern Mediterranean: Eastern Ionian, South Aegean and North West Levantine, 1986-1987. *Deep-Sea Research II*, 40(6): 1121-1142.
71. Theocharis, A., Nittis, K., Kontoyiannis, H., Papageorgiou, E., Balopoulos, E., 1999. Climatic changes in the Aegean Sea influence the thermohaline circulation of the Eastern Mediterranean (1986-1997). *Geoph. Res. Lett.*, 26 (11): 1617-1620.
72. Tominaga, Y., Hashimoto, H., Sakuma, N., 1966. Wave Run-up and Overtopping on Coastal Dikes - Proceedings of Tenth Conference on Coastal Engineering, September, Tokio, Japan.
73. Triantafyllou, M.S., Techet, A.H., Zhu, Q., Beal, D.N., Hover, F.S., Yue, D.K.P., 2002. Vorticity control in fish-like propulsion and maneuvering. *Integrative and Comparative Biology*, vol. 42, pp. 1026-1031.
74. Tsimplis, M.N., 1994. Tidal oscillations in the Aegean and Ionian Seas. *Estuarine, Coastal & Shelf Science*, 39: 201-208.
75. Tsoukala, V., Belibassakis, K., Chondros, M., Kapelonis, Z., Makropoulos, C., 2015. Wave overtopping and run-up accounting for climate change in the coastal areas. The case of Rethymno, Crete (to be submitted).
76. Van der Meer, J.W., Janssen, P.F.M., 1995. Wave Run-up and Wave Overtopping at Dikes. ASCE book on “Wave forces on inclined and vertical wall structures”, Ed. Z. Demirbilek.

77. Velikou, K., Tolika, K., Anagnostopoulou, C., Tegoulas, I., Vagenas, C., 2014. High Resolution Climate over Greece: Assessment and Future Projections. In: 12th International Conference on Meteorology, Climatology and Atmospheric Physics (COMECAP 2014), Heraklion.
78. Wahl, T., Mudersbach, C., Jensen, J., 2015. Statistical Assessment of Storm Surge Scenarios Within Integrated Risk Analyses. Coastal Engineering Journal 57:01.
79. Walton, T.L., Jr., Ahrens, J.P., Truitt, C.L., Dean, R.G., 1989. Criteria for evaluating coastal flood-protection structures. Technical Report CERC-89-15, U.S. Army Engineer Waterways Experiment Station, Coastal Engineering Research Center, Vicksburg, MS.
80. Ward, D. Zhang, J., Wibner, C., Cinotto, C., 1996. Wind effects on Runup and Overtopping of Coastal Structures. Proc. 25th Int. Conf. on Coastal Engng. Orlando. Pp 2206-2215.
81. WAMDI Group, 1988. The WAM model – A third generation ocean wave prediction model, J. Phys. Oceanogr., 18, 1775-1810.
82. Williams, J.A., Flather, R.A., 2004. The Operational Storm Surge Model: Maintenance, performance and development, January 2003 - March 2004. Proudman Oceanographic Laboratory, Internal Document, No 164, 65 pp.
83. Ελληνικό Κέντρο Θαλάσσιων Ερευνών (ΕΛ.ΚΕ.Θ.Ε.), 2007. Άτλαντας ανέμου και Κύματος των Ελληνικών Θαλασσών.
84. Υδρογραφική Υπηρεσία Πολεμικού Ναυτικού (Υ.Υ.Π.Ν.), 1991. Στοιχεία παλίρροιας Ελληνικών Λιμένων. Αθήνα. 4η Έκδοση.
85. Υδρογραφική Υπηρεσία Πολεμικού Ναυτικού (Υ.Υ.Π.Ν.), 2005. Στοιχεία παλίρροιας Ελληνικών Λιμένων. Αθήνα.
86. <http://www.pearl-fp7.eu/about-pearl/wp/>
87. <http://www.thalis-ccseawavs.web.auth.gr>