

Κατάκλυση Ακτής λόγω Θαλάσσιου Σεισμικού Κύματος στο ΝΑ Αιγαίο

Β. Χ. ΖΙΩΓΑΣ

Πολιτικός Μηχανικός ΕΜΠ

Κ. ΜΕΜΟΣ

Καθηγητής, Σχολή Πολιτικών Μηχανικών ΕΜΠ

Περίληψη

Η παρούσα δημοσίευση αφορά σε μια απλή εφαρμογή αριθμητικής προσομοίωσης θαλάσσιων σεισμικών κυμάτων στην περιοχή μεταξύ Ανατολικής Ρόδου και Νοτιοδυτικής Τουρκίας. Παρόμοια κύματα εμφανίστηκαν τουλάχιστον τρεις φορές στην περιοχή αυτή τα τελευταία 540 χρόνια περίπου με βάση ιστορικές και άλλες πηγές. Είναι σαφές ότι τα εν λόγω γεγονότα συνιστούν μερικά από τα πιο ισχυρά φυσικά φαινόμενα, που έχουν γίνει αντιληπτά στον ευρύτερο ελλαδικό χώρο. Η ανάλυση βασίστηκε σ' ένα απλοποιημένο σεισμικό σενάριο για τις αρχικές συνθήκες, ένα πρόγραμμα H/Y για την αριθμητική προσομοίωση της διάδοσης του κύματος, και, τέλος, μια μεθοδολογία προσδιορισμού της μέγιστης αναρρίχησης στις ανατολικές ακτές της νήσου Ρόδου. Έτσι, με τη βοήθεια λογικών παραδοχών, η εργασία κατέληξε σ' έναν ενδεικτικό-προσεγγιστικό χάρτη παράκτιας κατάκλυσης, ο οποίος συμφωνεί σε σημαντικό βαθμό και με τις υπάρχουσες από το παρελθόν περιγραφές παρόμοιων γεγονότων. Πέραν του αδιαμφισβήτητου επιστημονικού ενδιαφέροντος που παρουσιάζει η γένεση, διάδοση και πρόσπτωση τσουνάμι σε ακτή, προκύπτει η ανάγκη περαιτέρω μελέτης και λήψης ενδεχομένως μέτρων για μετριασμό των καταστροφικών συνεπειών τέτοιων φυσικών φαινομένων.

1 ΕΙΣΑΓΩΓΗ

Τα τσουνάμι είναι μακρά κύματα ύδατος μικρής κλίσης που παράγονται από ωστικά γεωφυσικά γεγονότα στον ωκεάνιο πυθμένα ή την ακτή.

Παρότι παρουσιάζουν αυξημένο ενδιαφέρον κυρίως για τον Ειρηνικό Ωκεανό (με 76% του συνόλου των καταγεγραμμένων εμφανίσεων τσουνάμι ανά τον κόσμο κατά τη διάρκεια του 20^{ου} αιώνα με βάση στοιχεία της NOAA), δεν είναι σπάνια και στη Μεσόγειο Θάλασσα (το αντίστοιχο ποσοστό φτάνει το 10%).

Πιθανές γενεσιουργές αιτίες ενός τσουνάμι μπορεί να είναι: υποθαλάσσιοι σεισμοί, υποθαλάσσιες ή παράκτιες κατολισθήσεις, ηφαιστειακές εκρήξεις, υποθαλάσσιες ισχυρές εκρήξεις εν γένει, εκπυροσκόρπηση πυρηνικών συσκευών στη θάλασσα και ακόμη και πτώση κοσμικών σωμάτων, όπως μετεωριτών. Επιπλέον, όσον αφορά στον κλάδο του Πολιτικού Μηχανικού, μερικά περιορισμένης κλίμακας φαινόμενα που προσομοιάζουν τσουνάμι και έχουν παρου-

σιάσει υψηλά και βίαια κύματα άκρως τοπικού χαρακτήρα, έχουν δημιουργηθεί ορισμένες φορές στο παρελθόν και από αστοχίες έργων, όπως υποχωρήσεις τεχνητών πρανών σε μεγάλα έργα οδοποιίας που γειτνιάζουν με λίμνες ή ακτές, καθώς και αστοχίες φραγμάτων.

Τα τσουνάμι, θεωρούμενα ως κυματικά φαινόμενα, χαρακτηρίζονται από τις εξής διαδοχικές φάσεις: γένεση, διάδοση, ρήχωση και αναρρίχηση. Σε θεωρητικό επίπεδο αντιμετωπίζονται ως μακρά κύματα ύδατος [7, 13, 14] λόγω των μεγάλων τιμών περιόδου (T) και μήκους κύματος (L) θεωρώντας τα είτε ως μη γραμμικούς κυματισμούς ως προς την ταχύτητα, με αμελητέες κάθετες συνιστώσες της ταχύτητας [17], είτε απλοποιητικά ως γραμμικούς μακρούς κυματισμούς χαμηλής τάξης [2]. Από μαθηματικής άποψης για τα μακρά κύματα χαμηλής τάξης (κύματα ρηχών υδάτων) ισχύει $kh < \pi/10$ ή ισοδύναμα $h < L/20$, ενώ η μετάδοσή τους περιγράφεται από τις ολοκληρωθείσες ως προς το βάθος εξισώσεις διατήρησης της μάζας και της ορμής. Η πίεση θεωρείται υδροστατική και η οριζόντια συνιστώσα της ταχύτητας σταθερή σ' όλο το βάθος της υδάτινης στήλης, ενώ η κατακόρυφη συνιστώσα της ταχύτητας προκύπτει αμελητέα για τον ίδιο βαθμό ακρίβειας. Επίσης, έχει δειχθεί ότι τα κύματα ρηχών υδάτων κινούνται με ταχύτητα ίση με την τετραγωνική ρίζα του γινομένου της επιτάχυνσης της βαρύτητας ($g=9,81\text{m/s}^2$) και του βάθους του νερού (h) σε κάθε σημείο, δηλαδή:

$$c = \sqrt{gh} \quad (1.1)$$

Ως εκ τούτου ακόμα και σε πολύ μεγάλα ωκεάνια βάθη της τάξης των 5-6km, ένα μακρύ κύμα όπως το τσουνάμι ταξιδεύει με τεράστιες ταχύτητες (περίπου 230m/s) ακόμα και σε υπερωκεάνιες αποστάσεις με ελάχιστες ενεργειακές απώλειες. Επιπλέον, λόγω του ιδιαίτερα μεγάλου μήκους κύματος, χαρακτηρίζεται από μεγάλες τιμές κυματικής ισχύς.

Κατά τη φάση της ρήχωσης και θεωρώντας ότι δεν υπάρχουν σημαντικές ενεργειακές απώλειες προκύπτει ότι η μεταβολή του ύψους κύματος από τη θέση 1 στη θέση 2 μπορεί να εκτιμηθεί από τη σχ. (1.2):

$$H_2 = H_1 \left(\frac{h_1}{h_2} \right)^{1/4} \cdot \left(\frac{b_1}{b_2} \right)^{1/2} \quad (1.2)$$

όπου b_1, b_2 αντίστοιχες αποστάσεις μεταξύ ακτίνων. Για αμελητέα επίδραση της διάθλασης ($b_1=b_2$) η σχ. (1.2) μεταπίπτει στον γνωστό νόμο του Green για μακρούς κυματισμούς [1].

Ιδιαίτερο ενδιαφέρον τόσο σε θεωρητικό όσο κυρίως και σε πρακτικό επίπεδο έχει η αλληλεπίδραση των τσουνάμι με βυθομετρικές αλλαγές κατά τη φάση της διάδοσης αλλά και της ρήχωσης, όπου σχηματισμοί όπως οι αναβαθμοί, οι υφαλορράχες, οι τάφροι και οι ύφαλοι μπορούν να προκαλέσουν φαινόμενα όπως ανακλάσεις, σκεδάσεις και συντονισμούς αλλοιώνοντας σημαντικά τόσο τις ιδιότητες των διερχόμενων κυμάτων, όσο και την κατεύθυνση διάδοσης της κυματικής ενέργειας.

Το τελευταίο και ίσως σημαντικότερο στάδιο εξέλιξης ενός τσουνάμι αφορά στην αναρρίχηση στις ακτές. Μια από τις πλέον αποδεκτές και καθιερωμένες μεθοδολογίες μονοδιάστατης ανάλυσης είναι αυτή του Synolakis [15] ή ισοδύναμα η εξέλιξη αυτής από τους Kanoglu and Synolakis [5], οι οποίες ουσιαστικά καταλήγουν ασυμπτωτικά στην ίδια έκφραση για την αναρρίχηση, που δίδεται από τη σχ. (1.3) θεωρώντας ένα «ιδεατό» προφίλ πυθμένα παρόμοιο με αυτό του σχήματος 1:

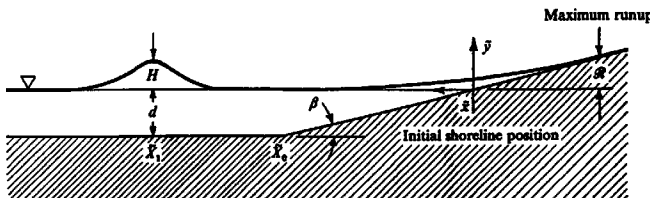
$$\frac{R}{d} = 2.831 \cdot (\cot \beta)^{\frac{1}{2}} \cdot \left(\frac{H}{d} \right)^{\frac{5}{4}} \quad (1.3)$$

όπου

R: μέγιστη αναρρίχηση μοναχικού κύματος

β : γωνία κλίσης της ακτής

H: ύψος μοναχικού κύματος σε σταθερό βάθος d



Σχήμα 1: Προφίλ πυθμένα

Figure 1: Beach profile (Synolakis, 1987)

Στην εργασία του Synolakis [15] αναφέρεται επίσης ότι η σχ. (1.3) ισχύει όταν ικανοποιείται ο περιορισμός που περιγράφεται από την ακόλουθη σχ. (1.4):

$$\left(\frac{H}{d} \right)^{1/2} \gg 0.288 \tan \beta \quad (1.4)$$

Παράλληλα, το κριτήριο θραύσης που γίνεται δεκτό στην ίδια εργασία είναι:

$$\frac{H}{d} > 0.8183 \cdot (\cot \beta)^{-10/9} \quad (1.5)$$

Στο κεφάλαιο 5 της παρούσας εργασίας και συγκεκριμένα στους τελικούς υπολογισμούς της κατάκλυσης κατά μήκος των ανατολικών ακτών της Ρόδου γίνεται η παραδοχή της θεώρησης του τσουνάμι ως ακολουθίας μοναχικών κυμάτων. Έτσι, χρησιμοποιούνται υπό καθεστώς μονοδιάστατης ανάλυσης οι σχ. (1.3) έως και (1.5) θεωρώντας το προφίλ του θαλάσσιου πυθμένα στις εξεταζόμενες τομές παρόμοιο με αυτό του σχήματος 1.

2 ΣΥΜΒΟΛΙΣΜΟΙ

AVD:	μέση κατακόρυφη μετατόπιση
b:	απόσταση μεταξύ κυματικών ακτίνων
c:	ταχύτητα φάσεως μακρού κύματος
C:	συντελεστής τριβής κατά Chezy
d:	βάθος ηρεμίας
g:	επιτάχυνση της βαρύτητας
h:	βάθος ύδατος (=ζ-d)
H:	ύψος κύματος
L:	μήκος κύματος
M:	συντελεστής τριβής κατά Manning
p:	ποσότητα κίνησης στη διεύθυνση x
q:	ποσότητα κίνησης στη διεύθυνση y
R:	μέγιστη αναρρίχηση μοναχικού κύματος
SRL:	μήκος επιφανειακής διάρρηξης
t:	χρόνος
x, y:	οριζόντιοι ορθογώνιοι άξονες
β :	γωνία κλίσης της ακτής
ζ:	ανύψωση ελεύθερης επιφάνειας

3 ΔΕΔΟΜΕΝΑ ΚΑΙ ΑΡΧΙΚΕΣ ΣΥΝΘΗΚΕΣ

3.1. Διαθέσιμα στοιχεία

Τα κυριότερα σημεία των περιγραφών που υπάρχουν για τα τσουνάμι της Ρόδου του 1481 μ.Χ., 1609 μ.Χ. και 1741 μ.Χ., έχουν ως εξής (Papadopoulos, 2000):

- 1481 μ.Χ., «.....Η δε θάλασσα ογκωθείσα έξω του δέοντος εισήλθε εντός της πόλεως... ένα πλοίο πετάχτηκε στην ξηρά από παλίρροια και έσπασε...»
 - 1609 μ.Χ., «.... over 10,000 people were reported drowned by a sea-wave...». Ίσως πρόκειται για υπερβολή αλλά είναι ενδεικτικό της βιαιότητας του κύματος.
 - 1741 μ.Χ., «...the sea in Rhodes retreated and then flooded the coast 12 times with great violence, submerging the coast opposite the island and destroying five or six villages located a km inland...».
- Από τα στοιχεία αυτά είναι προφανές ότι το ύψος του κύ-

ματος δεν μπορεί να καθοριστεί ακριβώς, αλλά δεν υπάρχει αμφιβολία ότι επρόκειτο για ισχυρά κύματα.

Εκτός από τις παραπάνω ιστορικές καταγραφές με βάση πλέον πρόσφατες έρευνες [11] όπου εξετάζονται στρωματογραφικές τομές σε συγκεκριμένες ακτές της ΝΔ Τουρκίας απέναντι από τη Ρόδο, φαίνεται πως υπάρχουν αποθέσεις στρωμάτων άμμου, που χρονολογούνται και αποδίδονται στα θαλάσσια σεισμικά κύματα που συνέβησαν τα έτη 1741 μ.Χ., 1609 μ.Χ. και 1481 μ.Χ., αν και ορισμένες από αυτές ίσως να μπορούν να συσχετισθούν και με το τσουνάμι του 1303 μ.Χ., που συνέβη στη ΝΑ Κρήτη και φέρεται να προκάλεσε σημαντικές καταστροφές σε αρκετές περιοχές της Ανατολικής Μεσογείου. Ενδεικτικά αναφέρεται ότι οι έρευνες αυτές στις νότιες ακτές της επαρχίας Dalaman της ΝΔ Τουρκίας (βλ. σχήμα 3) εντόπισαν τις προαναφερθείσες αποθέσεις άμμου σε απόσταση 180m από την ακτογραμμή.

Έτσι, οι παραπάνω διαπιστώσεις τείνουν ουσιαστικά να παγιώσουν τη βεβαιότητα για την ύπαρξη των τριών συγκεκριμένων θαλάσσιων σεισμικών κυμάτων. Μάλιστα, η αριθμητική προσομοίωση στον H/Y, που εκτελέστηκε στο πλαίσιο της εργασίας αυτής, επιβεβαιώνει ότι αρκετά τμήματα των ακτών της ΝΔ Τουρκίας απέναντι από τη Ρόδο μπορούν να δεχθούν σχετικά ισχυρά σεισμικά θαλάσσια κύματα (βλ. σχήμα 3).

3.2. Αποτύπωση βυθομετρίας – Αρχικές συνθήκες

Η βυθομετρία της περιοχής γένεσης και διάδοσης των υπό εξέταση τσουνάμι (σε ηλεκτρονικά ψηφιοποιημένη μορφή με βάση χάρτες της YYN) δίδεται στο σχήμα 2.

Για τον προσδιορισμό των αρχικών συνθηκών και άλλων σχετικών στοιχείων διερευνώνται καταρχήν τα τρία τσουνάμι που αναφέρονται παραπάνω, τα οποία συνέβησαν αρκετές εκατονταετίες πριν. Άρα η ανάλυση δεν μπορεί να βασιστεί σε ενόργανες καταγραφές και άλλα ακριβή δεδομένα σύγχρονα των συμβάντων αυτών. Παρόλα αυτά, υπάρχει ένα πιο πρόσφατο σεισμικό γεγονός, το οποίο συνέβη στην ίδια περιοχή γένεσης, καταγράφηκε και μπορεί να χρησιμοποιηθεί για τη λήψη κάποιων αξιόπιστων στοιχείων. Πρόκειται για τον σεισμό της 25ης Απριλίου 1957μ.Χ., που συνέβη στα ανατολικά της Ρόδου με συντεταγμένες επικέντρου: γεωγραφικό πλάτος 36.50° Β, γεωγραφικό μήκος 28.6° Α (βλ. σχήμα 3) και μέγεθος 7.2. Τονίζεται, όμως, ότι κατά το συγκεκριμένο σεισμικό γεγονός δεν αναφέρθηκε τσουνάμι στη Ρόδο.

Το σχετιζόμενο με τους σεισμούς της περιοχής ρήγμα είναι ανάστροφο με διεύθυνση διάρρηξης B-BA προς N-ΝΔ και με το τέμαχος από την πλευρά της Ρόδου να ανυψώνεται. Είναι, επομένως, θεμιτό να ληφθεί ο ίδιος άξονας ως ο άξονας της υποθετικής διάρρηξης του πυθμένα που θα προκαλούσε το υπό εξέταση τσουνάμι. Ο άξονας αυτός έχει διεύθυνση περίπου παράλληλη προς τις ΒΑ ακτές της Ρόδου. Το μήκος της επιφανειακής διάρρηξης (SRL) για το παραπάνω σεισμικό γεγονός μπορεί να υπολογιστεί με

αρκετά καλή ακρίβεια για τα ελληνικά δεδομένα με βάση πρόσφατες μελέτες. Σύμφωνα με ανάλυση στοιχείων από 36 σεισμικά επεισόδια που συνέβησαν στο Αιγαίο Πέλαγος [12], προκύπτει $SRL = 81.5\text{km}$, ενώ αντίστοιχη εργασία [6] δίδει $SRL=68\text{km}$, τιμή που υιοθετούμε στη συνέχεια δεδομένου ότι κατά τη μελέτη αυτή, σύμφωνα με τους συγγραφείς, χρησιμοποιήθηκε ευρύτερο στατιστικό δείγμα συμπεριλαμβανοντας μεταξύ άλλων και τα αποτελέσματα της προηγούμενης έρευνας. Επίσης η τιμή που έγινε δεκτή στην παρούσα εφαρμογή ευρίσκεται πλησιέστερα στην τιμή των 53km περίπου, που προκύπτει από την ανάλυση των Wells and Coppersmith [19], η οποία βασίστηκε σε στοιχεία από 244 σεισμικά γεγονότα σε παγκόσμιο επίπεδο.

Για την εκτίμηση της μετατόπισης του θαλάσσιου πυθμένα λόγω σεισμικής δράσης έχουν διατυπωθεί μοντέλα είτε στατικής παραμόρφωσης του πυθμένα [9] είτε ελαστικής συμπεριφοράς [8]. Επειδή το παρόν άρθρο δεν φιλοδοξεί να εμβαθύνει σε ζητήματα σεισμοτεκτονικής, επελέγη ο καθορισμός μιας αντιπροσωπευτικής μέσης τιμής κατακόρυφης ανύψωσης του πυθμένα να γίνει με βάση επεξεργασμένα στοιχεία [19]. Συνδυασμός των εν λόγω στοιχείων με πίνακες χαρακτηριστικών μεγεθών ρηγμάτων για τσουναμιγενείς σεισμούς [18] δίδει ότι η μέση κατακόρυφη μετατόπιση (AVD) του πυθμένα κυμαίνεται περίπου στο 1m για σεισμούς μεγέθους 7 που ουσιαστικά είναι η τάξη μεγέθους που φαίνεται να παράγουν τα ρήγματα στα ανατολικά της Ρόδου. Για σεισμούς μεγέθους 7.2 (όπως ήταν αυτός του 1957) η ανύψωση μπορεί να φτάσει μέχρι ή λίγο χαμηλότερα από το 1.5m ανάλογα με τη μεθοδολογία υπολογισμού που χρησιμοποιείται. Επειδή, όμως, στην παρούσα ανάλυση δεν είναι επιθυμητό να υιοθετηθούν ιδιαίτερα ακραία δεδομένα, ενώ παράλληλα είναι γνωστό ότι στον ευρύτερο ελλαδικό χώρο τα κινηματικά χαρακτηριστικά των ρηγμάτων είναι συνήθως μικρότερα απ' ό,τι σε πολλές άλλες σεισμογενείς περιοχές [12], είναι λογικό να υιοθετηθεί μια μέση κατακόρυφη μετατόπιση του πυθμένα ίση με 1m.

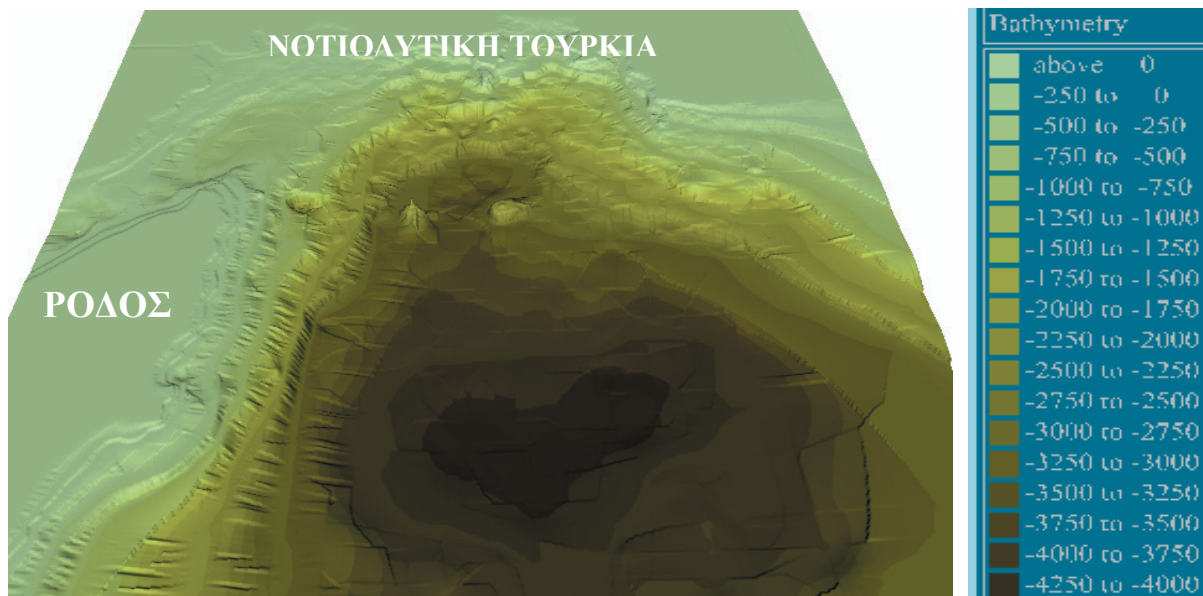
Από τη στατιστική επεξεργασία δεδομένων σεισμικών γεγονότων [6, 19] προκύπτει ότι για τυπικές περιπτώσεις ρηγμάτων με μήκος $L=68\text{km}$, το πλάτος W πρέπει να κυμαίνεται γύρω στα 25km. Για να υπάρξει μια καλή προσέγγιση του εμβαδού της περιοχής που ανυψώνεται και έχοντας ως δεδομένο ότι το ρήγμα είναι ανάστροφο με κλίση 45°, που δείχνει να αποτελεί και θεωρητικά τη δυσμενέστερη περίπτωση δημιουργίας τσουνάμι, προκύπτει ότι ένα ανάστροφο ρήγμα μήκους $L=68\text{km}$ και πλάτους $W=25\text{km}$ με γωνία βύθισης 45° κατά τη μετακίνησή του ανυψώνει μια επιφάνεια του θαλάσσιου πυθμένα με τη μία πλευρά της να είναι ίση με $W' = W \cos 45^\circ \approx 20\text{km}$ και την άλλη πλευρά της ίση με 68km. Άρα ως αρχική συνθήκη λαμβάνεται μια επιφάνεια $68\text{km} \times 20\text{km} = 1360\text{km}^2$, η οποία ανυψώνεται κατά 1m (βλ. σχήμα 3).

Η εκτίμηση της αρχικής ανύψωσης της επιφάνειας της θάλασσας γίνεται με βάση την απλουστευτική παραδοχή της ισόποσης μετακίνησης της τελευταίας με αυτήν του θαλάσ-

σιου πυθμένα. Η εν λόγω παραδοχή ακολουθείται ευρέως με παραλλαγές ακόμη και σε εξειδικευμένες μελέτες [2, 13, 16, 17]. Σε ορισμένες από αυτές βέβαια λαμβάνεται υπόψη η διάρκεια της διάρρηξης και αντίστοιχα παράγονται "πακέτα" κυματισμών σε κάθε χρονικό βήμα της ή εφαρμόζονται πιο εκλεπτυσμένες μέθοδοι καθορισμού των αρχικών συνθηκών με χωροχρονική μεταβολή των σεισμικών παραμέτρων [4]. Στην υπό εξέταση περίπτωση, λόγω της εκτιμώμενης διάρκειας διάρρηξης ως προς επεισόδια που έχουν καταγραφεί στη διεθνή βιβλιογραφία με αντίστοιχα μεγέθη 2-3min, όπως αυτό του Ινδικού Ωκεανού το 2004, επελέγη να εφαρ-

μοστεί ταυτόχρονη ανύψωση της θαλάσσιας επιφάνειας που επηρεάζεται με αντίστοιχη μείωση του συνολικού όγκου των υδάτων που ανυψώνονται κατά το ήμισυ περίπου (δες αρχικό προφίλ, σχήμα 4). Η μείωση αυτή γίνεται ώστε να προσεγγισθεί καλύτερα η φυσική πραγματικότητα και να μη παραχθούν υπερβολικές τιμές κατάκλυσης των ακτών, ζήτημα που αφορά κυρίως στην παρούσα εργασία.

Πέραν των παραμέτρων της αρχικής πηγής που αναφέρθηκαν, έχει βρεθεί ότι άλλες σχετικές παράμετροι δεν παίζουν ουσιαστικό ρόλο στη διαμόρφωση των υδροδυναμικών χαρακτηριστικών του σεισμογενούς κύματος [3].



Σχήμα 2: Ψηφιακή αποτύπωση πυθμένα
Figure 2: Digital plot of the seabed

4 ΠΡΟΣΟΜΟΙΩΣΗ ΔΙΑΔΟΣΗΣ ΣΟΥΝΑΜΙ

Το υδροδυναμικό μοντέλο που χρησιμοποιήθηκε για την προσομοίωση της μετάδοσης του κύματος βασίζεται στο Hydrodynamic Module του MIKE 21 (version 2001) της DHI Software, το οποίο επιλύει δίκτυα πεπερασμένων ορθογωνικών στοιχείων.

Οι βασικές εξισώσεις του εν λόγω module μπορούν να περιγράψουν τη μετάδοση μακρού κυματισμού που δημιουργείται από ανύψωση της ελεύθερης στάθμης του ύδατος, όπως στο υπό εξέταση πρόβλημα. Η επίλυσή τους γίνεται με αριθμητικό προσομοίωμα πεπερασμένων διαφορών με σταθερές ισαποστάσεις καννάβου στους οριζόντιους άξονες x και y, ενώ κατά την κατακόρυφο πραγματοποιείται ολοκλήρωση των χαρακτηριστικών της ροής. Στην παρούσα εργασία εφαρμόστηκε το σύστημα μη γραμμικών εξισώσεων όπου περιλαμβάνεται η μεταβλητότητα του βάθους της θάλασσας και η τριβή πυθμένα,

Εξίσωση συνέχειας:

$$\frac{\partial \zeta}{\partial t} + \frac{\partial p}{\partial x} + \frac{\partial q}{\partial y} = \frac{\partial d}{\partial t} \quad (4.1)$$

Εξίσωση ποσότητας κίνησης κατά x:

$$\frac{\partial p}{\partial t} + \frac{\partial}{\partial x} \left(\frac{p^2}{h} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left(\frac{pq}{h} \right) + gh \frac{\partial \zeta}{\partial x} + \frac{gp(p^2 + q^2)^{1/2}}{C^2 h^2} = 0 \quad (4.2)$$

Εξίσωση ποσότητας κίνησης κατά y:

$$\frac{\partial q}{\partial t} + \frac{\partial}{\partial y} \left(\frac{q^2}{h} \right) + \frac{\partial}{\partial x} \left(\frac{pq}{h} \right) + gh \frac{\partial \zeta}{\partial y} + \frac{gp(p^2 + q^2)^{1/2}}{C^2 h^2} = 0 \quad (4.3)$$

Το μοντέλο χρησιμοποιεί για την επίλυση πεπλεγμένο σχήμα εναλλασσόμενης κατεύθυνσης για τη χρονική ολοκλήρωση των εξισώσεων. Το σύστημα εξισώσεων που προκύπτει για κάθε κατεύθυνση και κάθε μεμονωμένη γραμμή πλέγματος επιλύεται από αλγόριθμο διπλών περασμάτων

(double sweep). Το μοντέλο αυτό μη γραμμικών μακρών κυματισμών είναι κατάλληλο για την περιγραφή του υπόψη φαινομένου, με ιδιαίτερα έντονα χαρακτηριστικά στην οριζόντια σε σχέση με την κατακόρυφη διεύθυνση και εφαρμόζεται ευρύτατα, όπως ήδη αναφέρθηκε στο Κεφάλαιο 1.

Στο πλαίσιο της ανάλυσης που εκτελέστηκε καταστρώθηκε ένα δισδιάστατο δίκτυο πεπερασμένων στοιχείων αποτελούμενο συνολικά από 625 x 675 τετραγωνικά στοιχεία διαστάσεων 200m x 200m έκαστο. Έτσι, το δίκτυο αυτό είχε διαστάσεις 125km επί 135km, αποτελούμενο από 421875 τετραγωνικά στοιχεία. Επιπλέον ορίστηκαν 150 χρονικά βήματα υπολογισμού ανά 4 sec έκαστο, δηλαδή συνολικός χρόνος εξέλιξης του φαινομένου ίσος με 10 min. Θεωρήθηκε, επίσης, μια τυπική τιμή συντελεστή Manning ίση με $n=0.04m^{1/3}/s$ ώστε να ληφθεί υπόψη η τριβή πυθμένα, δεδομένου ότι σε τέτοια μακρά κύματα η τριβή του πυθμένα παίζει ρόλο και γενικά είναι απλή υπόθεση να περιληφθεί στους υπολογισμούς του παραπάνω λογισμικού [13, 14]. Η μετατροπή του συντελεστή Manning M σε συντελεστή Chizy ώστε να εισαχθεί στις σχ. (4.2) και (4.3) έγινε σύμφωνα με τη σχέση:

$$C = M \cdot h^{1/6} \quad (4.4)$$

Τα βάθη θάλασσας πάνω από τα οποία θα μεταδοθεί το υποθετικό τσουνάμι κατά την κάθετο προς το ρήγμα κατεύθυνση φτάνουν μέχρι 2500 m περίπου, δηλαδή κατά τη διαδρομή του προς τις ακτές της Ρόδου το τσουνάμι διέρχεται πάνω από πυθμένα με απότομη κλίση της τάξης του 10%, γεγονός που συντελεί στην αύξηση του ύψους κύματος κατά την προσέγγιση του τελευταίου προς τη νήσο Ρόδο. Μετά την εκτέλεση του μοντέλου σε PC, ελήφθησαν τα αποτελέσματα που παρουσιάζονται στο σχήμα 3.

Στο σχήμα αυτό τα μέγιστα ύψη κύματος είναι ενδεικτικά της κατεύθυνσης προς την οποία κινείται η ενέργεια των κυμάτων. Παρόλα αυτά, τα αποτελέσματα του μοντέλου δεν πρέπει να λαμβάνονται ακριβώς ως έχουν σε περιοχές πλησίον της ακτής, δεδομένου ότι η αξιοπιστία τους σταματά ουσιαστικά πριν το κύμα φθάσει σε αυτήν, δηλαδή μετά από διαδρομή γύρω στα 4min. Από το χρονικό αυτό σημείο και πέρα, δηλ. μέχρι τα 10min που συνεχίζεται η προσομοίωση, έχει αξία να παρατηρήσει κανείς τη διάδοση του τσουνάμι και προς άλλες κατευθύνσεις, εκτός της καθέτου στη ζώνη διάρρηξης.

Επιπλέον, από το σχήμα 3 γίνεται αντιληπτό πως το σημαντικότερο μέρος της κυματικής ενέργειας που μεταφέρουν τα θαλάσσια σεισμικά κύματα απομακρύνεται σχεδόν κάθετα (γωνία 90°) από την πηγή, την οποία δεχτήκαμε απλοποιητικά ως ορθογωνικής γεωμετρίας σε προβολή στον θαλάσσιο πυθμένα.

Συγκεκριμένα, διακρίνεται ότι το μεγάλο ποσοστό της κυματικής ενέργειας κατευθύνεται προς τις ανατολικές ακτές της Ρόδου και για την ακρίβεια στο τμήμα των ακτών περίπου από το μέσο του νησιού ως την πόλη της Ρόδου και λίγο δυτικότερα αυτής στις βόρειες ακτές.

Επίσης, είναι προφανές ότι ένα σημαντικό τμήμα της ενέργειας κατευθύνεται και προς κάποια τμήματα των ακτών της Νοτιοδυτικής Τουρκίας. Έτσι, με βάση τα παραπάνω έχουμε κάποιες ισχυρές ενδείξεις για την περαιτέρω ανάλυση αλλά και την εκτίμηση του κινδύνου που υπάρχει στις γύρω ακτές, έστω και σε πρώτη προσέγγιση.

Χαρακτηριστικό είναι και το σχήμα 4 στο οποίο παρουσιάζεται η εξέλιξη του προφίλ των κυμάτων σε μια τυπική τομή σχεδόν κάθετα στις ανατολικές ακτές της Ρόδου (βλ. σχήμα 3) από την περιοχή γένεσης έως την ακτή (περί την τετμημένη 16000) κατά τις χρονικές στιγμές 0 sec, 60 sec, 120 sec, 180 sec και 240 sec.

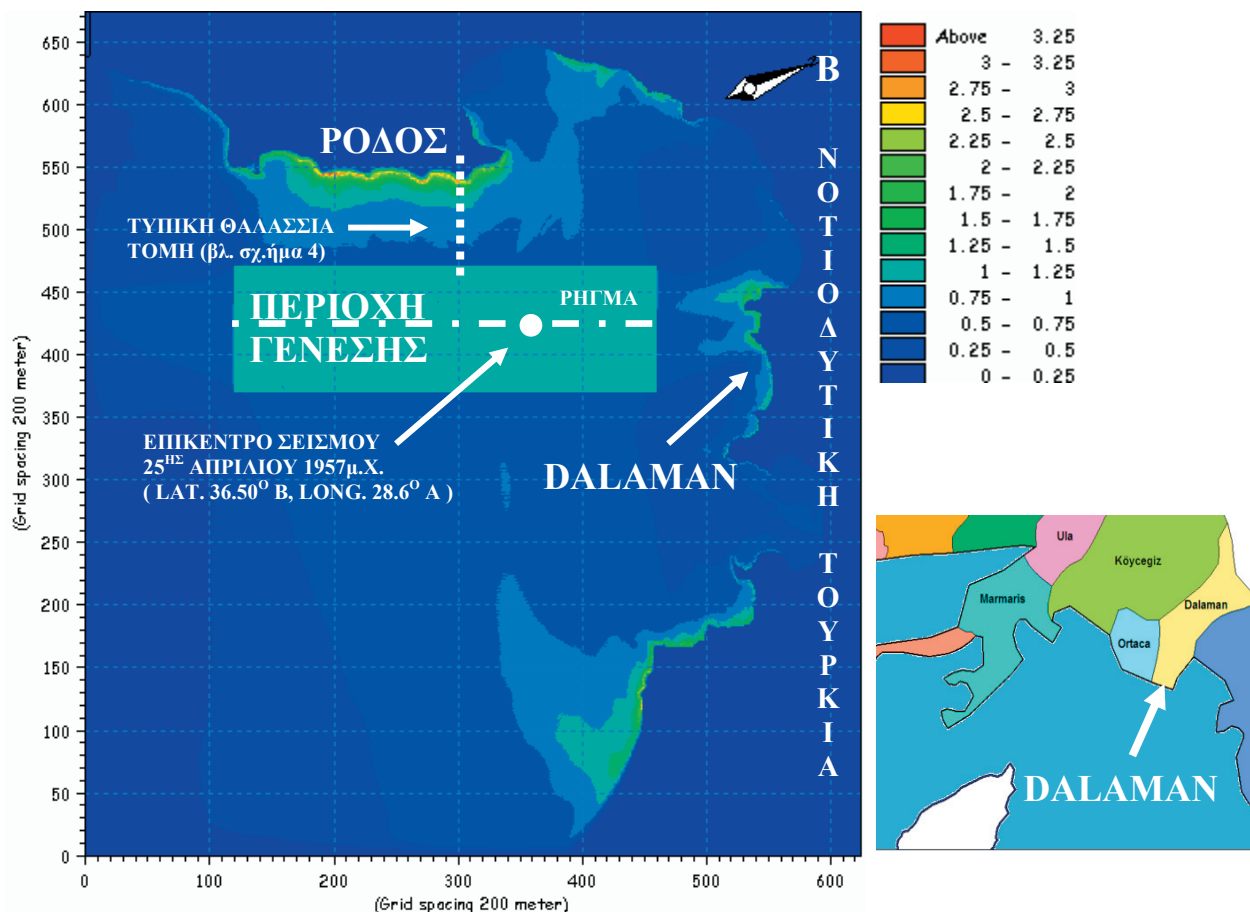
5 ΑΝΑΡΡΙΧΗΣΗ ΚΑΙ ΚΑΤΑΚΛΥΣΗ ΑΚΤΗΣ

5.1. Αναρρίχηση στην ακτή

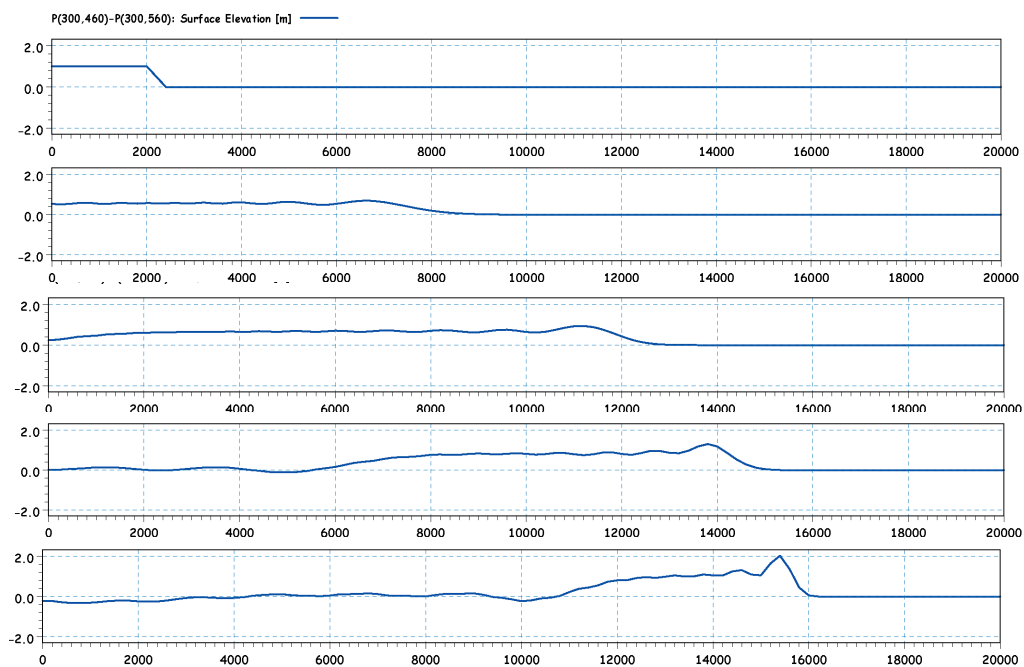
Όπως αναφέρθηκε, ήδη, στο εδάφιο 3.2, είναι λογικό να υποστηριχθεί πως ουσιαστικά η σεισμική πηγή είναι παράλληλη στο μεγαλύτερο τμήμα των ακτών της ανατολικής Ρόδου, όπου βέβαια αναμένονται και οι μεγαλύτερες επιπτώσεις από ένα μελλοντικό τσουνάμι. Η παραλληλία αυτή ακτής και μετώπου κύματος παρέχει τη δυνατότητα να χρησιμοποιηθεί μονοδιάστατη ανάλυση όσον αφορά στον υπολογισμό της αναρρίχησης. Πράγματι, απλή επισκόπηση του ανάγλυφου του πυθμένα σε συνδυασμό με την κύρια διεύθυνση του υποθετικού τσουνάμι, αλλά και του μικρού σχετικά πλάτους της υφαλοκρηπίδας που αντιστοιχεί στις υπό εξέταση ακτές οδηγεί στο συμπέρασμα ότι το φαινόμενο της διάθλασης δεν θα τροποποιήσει ουσιαστικά την κάθετη πρόσπτωση της ακολουθίας των εν λόγω κυμάτων στην ΒΑ ακτή της Ρόδου. Σημειώνεται, πάντως, ότι η διάθλαση λαμβάνεται υπόψη στους υπολογισμούς, εφόσον χρησιμοποιείται δισδιάστατο μοντέλο (κατά το οριζόντιο επίπεδο) μετάδοσης του κυματισμού.

Με δεδομένα τα αποτελέσματα του υδροδυναμικού μοντέλου κοντά στην ακτή ως προς το ύψος κύματος H και εξετάζοντας σημαντικό αριθμό τομών εγκάρσια σε αυτή, κατέστη δυνατή η χρήση μιας “εξιδανικευμένης” γεωμετρίας ανάλογης αυτής του Synolakis [15], ή ισοδύναμα των Kanoglu and Synolakis [5] για τον υπολογισμό της αναρρίχησης R (βλ. Κεφάλαιο 1). Οι τιμές της αναρρίχησης που προέκυψαν ανά θέση χρησιμοποιήθηκαν ακολούθως για την κατάσταση του χάρτη κατάκλυσης, όπως θα περιγραφεί στη συνέχεια.

Στο μοντέλο αναρρίχησης δεν συμπεριλήφθηκε η επίδραση της τριβής κατά την εφόρμηση των κυμάτων στην ξηρά. Άρα, στην πράξη αναμένεται να μειωθούν κατά κάποιο ποσοστό οι δυσμενείς αυτές τιμές της αναρρίχησης που υπολογίστηκαν. Εντούτοις, ως σημειωθεί πως στο υδροδυναμικό μοντέλο συμπεριλήφθηκε η επίδραση της τριβής στον πυθμένα της θάλασσας και έτσι ένα μέρος της συνολικής επίδρασης της τριβής ήδη λήφθηκε υπόψη.



Σχήμα 3: Μέγιστα ύψη κύματος (m)
Figure 3: Maximum wave heights (m)



Σχήμα 4: Εξέλιξη προφίλ ελεύθερης επιφάνειας κατά μήκος της τομής του σχήματος 3
Figure 4: Evolution of sea surface profile along the section indicated in figure 3

Έχοντας υπολογίσει τη μέγιστη αναρρίχηση σε 60 περίπου θέσεις κάθετα στις ανατολικές ακτές του νησιού με τη διαδικασία που αναφέρθηκε πριν [20] και πυκνώνοντας τις θέσεις αυτές πλησίον της πόλης της Ρόδου λόγω της αυξημένης σημασίας της, χρησιμοποιήθηκαν στη συνέχεια οι ισοϋψείς καμπύλες τοπογραφικών χαρτών, έτσι, ώστε να χαραχθούν τα άνω όρια στα οποία σταματά η κατάκλυση της ξηράς από τα κύματα. Καταλήξαμε, έτσι, στον χάρτη κατάκλυσης του σχήματος 5 που ακολουθεί.

5.2. Χάρτης κατάκλυσης και σχολιασμός

Η επίδραση του τσουνάμι στην περιοχή δυτικά της πόλης της Ρόδου οφείλεται κυρίως στο φαινόμενο διείσδυσης των μακρών κυματισμών και σε «ζώνες σκιάς» του πεδίου μελέτης. Βέβαια, στις ζώνες αυτές δεν μπορεί να θεωρηθεί ιδιαίτερα ακριβής η εφαρμογή μονοδιάστατης ανάλυσης για τον υπολογισμό της μέγιστης αναρρίχησης στις συγκεκριμένες ακτές, αφού αυτές δεν είναι προσανατολισμένες κάθετα στα επερχόμενα κύματα, όπως συμβαίνει με τις βορειοανατολικές ακτές του νησιού. Έτσι, εκτελέστηκε μια ενδεικτική διαδικασία παρόμοια με αυτή των υπολοίπων ακτών γνωρίζοντας, όμως, ότι τα αποτελέσματα είναι προσεγγιστικά. Αξίζει να αναφερθεί ότι η ανάλυση κατέληξε στο ότι το μέγιστο εύρος κατάκλυσης μπορεί όντως να φθάσει πάνω από 1km σε κάποιες περιοχές, γεγονός που βρίσκεται σε συμφωνία με τουλάχιστον μία από τις ιστορικές αναφορές που παραθέσαμε στην αρχή. Μια ακολουθία κυμάτων που αναρριχάται έως μια τέτοια απόσταση προς την ενδοχώρα σίγουρα θα δημιουργήσει καταστροφές σε παραλιακά χωριά και οικισμούς, κάτι που φαίνεται από την εν λόγω ιστορική αναφορά του τσουνάμι του 1741 μ.Χ.

6 ΣΥΜΠΕΡΑΣΜΑΤΑ

Όπως φαίνεται εποπτικά στο σχήμα 5 (ενδεικτικός χάρτης κατάκλυσης), η περιοχή που κατακλύζεται σύμφωνα με το υποθετικό σενάριο που εξετάστηκε, έχει συνολικό εμβαδόν περίπου ίσο με 6.000 στρέμματα. Οι ακτές του όρμου Καλλιθέας δέχονται το 30% του συνολικού εμβαδού κατάκλυσης και οι ακτές του όρμου Ρένης το 20%. Οι δύο αυτές ζώνες δέχονται τη μεγαλύτερη κατάκλυση λόγω του τσουνάμι, ενώ έχουν και αρκετά μεγάλο μήκος για τα δεδομένα του νησιού με την πρώτη να καλύπτει ένα μήκος ακτογραμμής περίπου ίσο με 4km, ενώ η δεύτερη περίπου ίσο με 6km ενδεικτικά των δραστηριοτήτων που μπορεί να αναπτυχθούν σε αυτές.

Το μέγιστο πλάτος κατάκλυσης αναμένεται να φτάσει τοπικά περί το 1.5km και εμφανίζεται στον όρμο Καλλιθέας κοντά στο Φαληράκι. Αν και η παραπάνω τιμή θεωρείται αρκετά υψηλή και στην πράξη φυσιολογικά θα υποστεί μείωση λόγω παραγόντων που δεν έχουν ληφθεί υπόψη στην

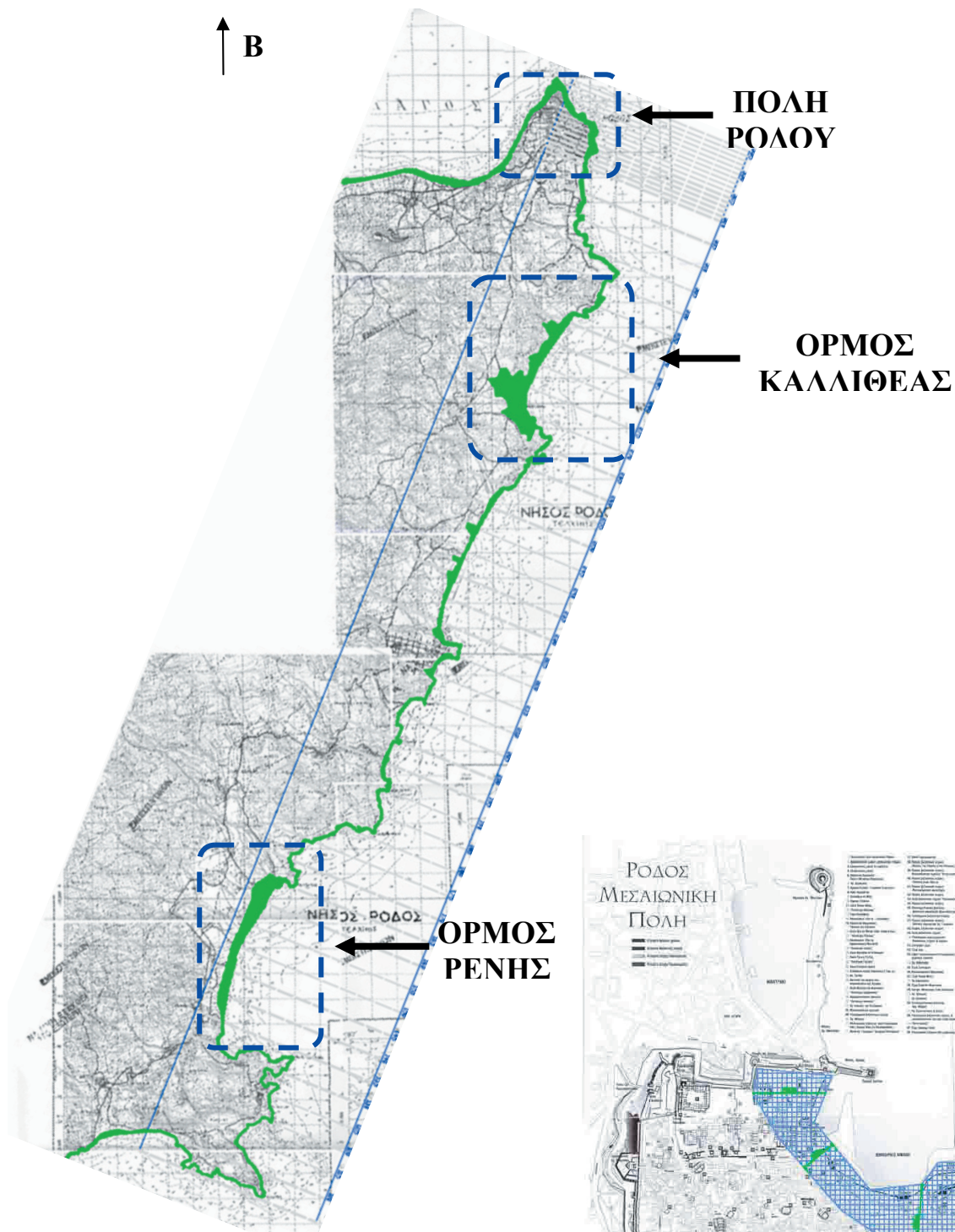
παρούσα ανάλυση, όπως απώλεια ενέργειας λόγω εμποδίων, σημειώνεται ότι η ευρύτερη περιοχή αντιμετωπίζει σημαντικά πλάτη κατάκλυσης, τα οποία κυμαίνονται από 300 έως 400m. Όσον αφορά στο ελάχιστο εύρος κατάκλυσης, αυτό εμφανίζεται και πάλι κατά μήκος σημαντικού τμήματος των ακτών που εξετάστηκαν, δεδομένου ότι αρκετές από τις ακτές αυτές χαρακτηρίζονται από υψηλούς λόφους με απότομες κλίσεις, γεγονός που έχει ως συνέπεια στις θέσεις αυτές το εύρος κατάκλυσης να μην ξεπερνά τις λίγες δεκάδες μέτρα.

Επιπλέον, ενδιαφέρον έχει μια προσεγγιστική-ενδεικτική απεικόνιση της κατάκλυσης που εμφανίστηκε στη Μεσαιωνική πόλη της Ρόδου κατά τα τρία ιστορικά γεγονότα εμφάνισης τσουνάμι που αναφέρθηκαν στο εδάφιο 3.1. Γίνεται η παραδοχή παρόμοιων συμβάντων με αυτό του σεναρίου που αναλύθηκε πιο πριν. Το υπόβαθρο του σχήματος 6 προέρχεται από χάρτη έκδοσης του Υπουργείου Πολιτισμού [21] και η ζώνη κατάκλυσης παρήχθη ενδεικτικά με βάση τα αποτελέσματα μερικών θέσεων ελέγχου της ως άνω ανάλυσης. Στην πραγματικότητα βέβαια λόγω της ύπαρξης των τειχών και των λοιπών λιμενικών και άλλων τεχνικών έργων στην ακτή το φαινόμενο γίνεται πιο σύνθετο και απαιτεί πιο λεπτομερή ανάλυση. Έτσι, είναι αναμενόμενη η κατάκλυση με θαλάσσια ύδατα τουλάχιστον των πρώτων σειρών οικιών, κάτι που συμφωνεί με την περιγραφή του 1481μ.Χ., αλλά και με τις άλλες δύο ιστορικές περιγραφές που αναφέρονται σε ισχυρότερα τσουνάμι από το προηγούμενο.

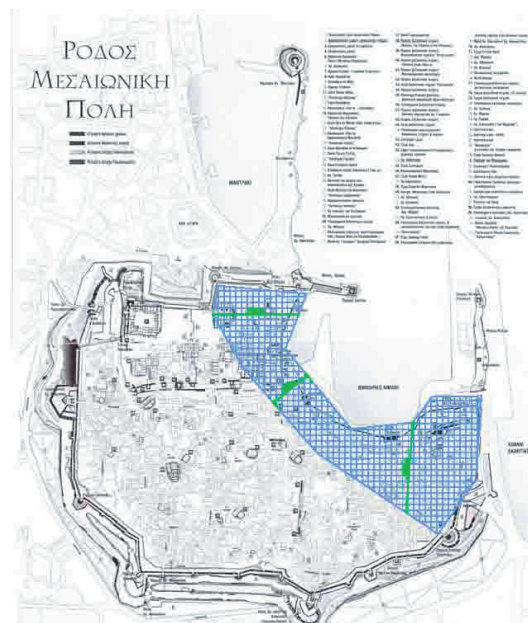
Τέλος, παρά το αριθμητικά ανεπαρκές δείγμα, ουσιαστικά τριών εμφανίσεων τσουνάμι, αξίζει να σημειωθεί ότι τα γεγονότα που θεωρείται ότι όντως συνέβησαν, παρατηρήθηκαν κατά σειρά τα έτη 1481μ.Χ., 1609μ.Χ. και 1741μ.Χ. και άρα τα χρονικά διαστήματα που μεσολάβησαν μεταξύ τους είναι αντίστοιχα 128 και 132 έτη. Επίσης, όσον αφορά στο 1851 μ.Χ. για το οποίο υπάρχει αμφιβολία εγκυρότητας πληροφορία ότι εμφανίστηκε στην ίδια περιοχή θαλάσσιο σεισμικό κύμα, απέχει κατά 110 έτη από το προηγούμενο γεγονός. Επιπλέον, πέρα από τα θαλάσσια σεισμικά κύματα είναι σαφές ότι το τελευταίο τσουνάμι, έστω και αν ήταν ήπιο, συνέβη στις 24 Μαρτίου 2002 και παρατηρήθηκε σχετικά κοντά στην πόλη της Ρόδου, όπου πλημμύρισαν εγκαταστάσεις και κάποια καταστήματα πλησίον της ακτής προφανώς λόγω κάποιας σεισμικής υποθαλάσσιας κατολίσθησης. Κατά ενδιαφέροντα τρόπο, δηλαδή, βλέπουμε ότι το τμήμα των ακτών που εξετάζουμε και μάλιστα ιδιαίτερα αυτές που βρίσκονται βόρεια προς την πόλη της Ρόδου, αντιμετώπισαν ουσιαστικά τα τελευταία 500 έτη περίπου, 4 ή 5 τσουνάμι ανά 130 έτη περίπου.

7 ΕΥΧΑΡΙΣΤΙΕΣ

Ιδιαίτερες ευχαριστίες εκφράζονται προς τον κ. Γερ. Παπαδόπουλο, ο οποίος μας παρείχε πληροφορίες για τσουνάμι στον ευρύτερο ελλαδικό χώρο.



Σχήμα 5: Ενδεικτικός χάρτης κατάκλυσης (κλίμακα 1:200.000)
Figure 5: Inundation map (scale 1:200.000)



Σχήμα 6: Ενδεικτικός χάρτης κατάκλυσης της Μεσαιωνικής Πόλης της Ρόδου
Figure 6: Inundation map of the Medieval Town of Rhodes⁸.

ΒΙΒΛΙΟΓΡΑΦΙΑ

1. Carrier, G.F. and H.P. Greenspan (1958). Water waves of finite amplitude on a sloping beach, *Journal of Fluid Mechanics*, v. 4, p. 97-109.
2. Fujii, Y. and K. Satake (2007). Tsunami Source of the 2004 Sumatra-Andaman Earthquake Inferred from Tide Gauge and Satellite Data, *Bulletin of the Seismological Society of America*, v. 97, No. 1A, p. S192-S207.
3. Geist, E.L., Titov V.V., Arcas D., Pollitz F.F. and S.L. Bilek (2007). Implications of the 26 December 2004 Sumatra-Andaman Earthquake on Tsunami Forecast and Assessment Models for Great Subduction-Zone Earthquakes, *Bulletin of the Seismological Society of America*, v. 97, No. 1A, p. S249-S270.
4. Imamura, F., Shuto N., Ide S., Yoshida Y. And K. Abe (1993). Estimate of the tsunami source of the Nicaragua earthquake from the tsunami data, *Geophysical Research Letters*, v. 20, p. 1515-1518.
5. Kanoglu, U and C. E. Synolakis. (1998). Long wave run-up on piecewise linear topographies, *Journal of Fluid Mechanics* 374, 1-28.
6. Konstantinou, K. I., G. A. Papadopoulos, A. Fokaefs, and K. Orphanogiannaki. (2005). Empirical relationships between aftershock area dimensions and magnitude for earthquakes in the Mediterranean Sea region., *Tectonophysics*, v. 403, iss. 1-4, p. 95-115.
7. Koutitas, C.G. (1988). *Mathematical Models in Coastal Engineering*, Pentech Press.
8. Mansinha, L. and D.E. Smylie (1971). The Displacement Fields of Inclined Faults, *Bulletin of the Seismological Society of America*, v. 61, No. 5, p. 1433-1440.
9. Okada, Y. (1985). Surface Deformation Due to Shear and Tensile Faults in a Half-Space, *Bulletin of the Seismological Society of America*, v. 75, p. 1135-1154.
10. Papadopoulos, G. A. (2000). Tsunamis in the East Mediterranean: A catalogue for the area of Greece and adjacent seas.
11. Papadopoulos, G. A., K. Minoura, F. Imamura, U. Kuran and A. Yalciner.(2006). Characteristic earthquakes and tsunamicity: the case of the Eastern Hellenic Trench Proceedings of the 11th International Symposium on Natural and Human Induced Hazards & 2nd Workshop on Earthquake Prediction. Natural Hazards Society, European Seismological Commission, Subcommission on Earthquake Prediction Research.
12. Pavlides, S.B. and R. Caputo. (2004). Magnitude versus fault's surface parameters: quantitative relationships from the Aegean Region. *Tectonophysics*, v.380, iss.3-4, p.159-188.
13. Piatanesi, A. and S. Lorito, (2007). Rupture Process of the 2004 Sumatra-Andaman Earthquake from Tsunami Waveform Inversion, *Bulletin of the Seismological Society of America*, v. 97, No. 1A, p. S223-S231.
14. Rivera, P.C. (2006). Modelling the Asian Tsunami Evolution and Propagation with a New Generation Mechanism and a Non-Linear dispersive Wave Model, *Science of Tsunami Hazards*, v. 25(1) , p. 18-33.
15. Synolakis, C.E. (1987). The runup of solitary waves, *Journal of Fluid Mechanics*, 185, 523-545.
16. Titov, V.V. and C.E. Synolakis (1998). Numerical Modelling of Tidal Wave Runup, *Journal of Waterway, Port, Coastal, and Ocean Engineering*, v. 124, No. 4, p. 157-171.
17. Walters, R.A., Goff J. and K. Wang (2006). Tsunamigenic Sources in the Bay of Plenty, New Zealand, *Science of Tsunami Hazards*, v. 24, No. 5, p. 339-357.
18. Ward, S. N. (2000). Tsunamis, *Encyclopedia of Physical Science and Technology*, Academic Press.
19. Wells D. L. and K. J. Coppersmith. (1994). New empirical relationships among Magnitude, Rupture Length, Rupture Width, Rupture Area and Surface Displacement, *Bull. Seismol. Soc. Am.*, v. 84, No. 9, p.974-1002.
20. Ζιώγας, Β.Χ. (2005). Θαλάσσια σεισμικά κύματα: Επισκόπηση σύγχρονης γνώσης και Εφαρμογή στη Νήσο Ρόδο, Διπλωματική Εργασία, Σχολή Πολιτικών Μηχανικών Ε.Μ.Π.
21. Επιτροπή Παρακολούθησης Έργων Στα Μνημεία Της Μεσαιωνικής Πόλης Της Ρόδου (2001). Μεσαιωνική Πόλη Ρόδου: Έργα αποκατάστασης (1985-2000). Έκδοση του Υπουργείου Πολιτισμού.

Βασίλειος Χ. Ζιώγας

Πολιτικός Μηχανικός ΕΜΠ, Λεωφόρος Ειρήνης 104, Πρέβεζα 48100

Κων/νος Δ. Μέμος

Καθηγητής Θαλάσσιας Υδραυλικής και Λιμενικών Έργων Σχολής Πολιτικών Μηχανικών ΕΜΠ, Ηρώων Πολυτεχνείου 5, Ζωγράφου

Extended summary:

Coastal Inundation due to a Seismic Sea Wave in SE Aegean

V. C. ZIOGAS

Civil Engineer, NTUA

C. MEMOS

Professor of Maritime Hydraulics and
Port Engineering, NTUA

Abstract

A simple site-specific application is presented involving numerical simulation of tsunami propagation and runup on an island coast in SE Aegean Sea. According to historical sources seismic sea waves have appeared at least three times in the sea area between Eastern Rhodes and South-western Turkey during the past six centuries. These events seem to be of great importance amongst those reported for the broader region of Greece. Our analysis was based on a possible seismic scenario regarding the initial conditions. Appropriate software was employed for the numerical simulation of the tsunami propagation, and finally a methodology was applied for the estimation of maximum runup along the north-eastern coasts of the Island of Rhodes. The analysis resulted in an indicative inundation map which seems to agree well with existing historical descriptions of the consequences of similar events. It is evident that besides the undeniable scientific interest of tsunami generation, propagation and coastal runup, a need for developing mitigation measures is currently gaining momentum.

1 INTRODUCTION

Tsunamis can be generated by seismic activity capable of deforming the sea floor. After their generation at the free ocean surface they propagate as long waves according to eq. (1.1). Shoaling has an effect on them approximated by eq. (1.2). In this study, a possible scenario of tsunami generation to the east of Rhodes Island was examined. Initial conditions were based on available local data, while the propagation of the tsunami wave was simulated by a verified computer program. The aim of the study was to identify possible problematic areas along the NE coast of Rhodes due to tsunami inundation. To do this information on the wave runup on the coast was needed, that was covered by the widely accepted formulation of eqs. (1.3), (1.4), and (1.5). The associated problem definition is presented in figure 1.

2 LIST OF SYMBOLS

AVD: average vertical displacement
b: distance between wave rays
c: wave celerity
C: Chzy's friction coefficient
d: still water depth
g: acceleration of gravity
h: water depth
H: wave height
L: wavelength
M: Manning's friction coefficient
p: momentum flux along x
q: momentum flux along y
R: solitary wave maximum runup
SRL: surface rupture length
t: time
x, y: horizontal axes
 β : beach profile angle
 ζ : elevation of free surface

3 AVAILABLE DATA AND INITIAL CONDITIONS

3.1. Historical data

This project is based on information about three events which took place on 1481A.D., 1609A.D. and 1741A.D., that seem to have been quite violent according to historical references that have survived.

Besides that, recent investigations on the SW of Turkey [11] seem to confirm the actual existence of these events.

3.2. Bathymetry map and initial conditions

A digital plot of the seabed of the sea region we are interested in is presented in figure 2. The information contained in this map is essential for our study.

Due to the fact that all of the seismic sea waves that we examined were caused over the same fault system and were probably sharing similar earthquake characteristics (such as magnitude, generation mechanism, fault type and dimensions) we assumed that it would not be irrational to study them as one. The main reason is that since these events took place hundreds of years ago, no one can be really sure about the initial conditions with confidence, since at that time there were no instrument recordings available. So, we thought it would be wise to study the most recent seismic event that took place in the same region (fault line), which actually took place on the 25th of April 1957 A.D. (Latitude: 36.5N, Longitude: 28.6E), with a magnitude of about 7.2. The earthquake was produced on a reverse fault system, as expected, and interestingly there was no seismic sea wave reported. The rupture direction was from N-NE towards S-SW.

We then determined the Surface Rupture Length (SRL) of the earthquake using some of the most recent methodologies available [6, 12] and concluded that SRL could be set equal to 68km, knowing that $M=7.2$. The Average Vertical Displacement (AVD) was assumed equal to 1m, based on both empirical as well as analytical methods concerning tsunamigenic events' characteristics found in modern scientific literature. As for the width (W) of the fault, after a little investigation, we thought that for Eastern Mediterranean one should expect something close to 25km, for a $SRL=68km$. Therefore, the width W' of the uplifted seabed area could be set equal to $W'=W\cos 45^\circ=20km$, if we consider the dip angle to be 45° . From all the above, we may now state that the initial conditions include a 68km x 20km area that is uplifted by 1m.

4 TSUNAMI PROPAGATION

The hydrodynamic model we used was based on MIKE 21 Flow Model (version 2001 – DHI Software) which solves the flow equations through an implicit scheme of finite differences on rectangular grids. After many trials, we concluded on setting up a grid that consisted of 625 x 675 square grid elements, all of which with dimensions of 200m x 200m. The whole grid covered an area of 125km x 135km and contained 421875 grid elements altogether. The time step was finally decided to be equal to 4 seconds, and the total number of time steps was set to 150 (meaning that the whole phenomenon would evolve for 10 minutes in real-time). In order to make our model a little more realistic, we used a typical value ($n=0.04m^{1/3}/s$) of Manning's coefficient,

inserting friction terms in the simulation process.

The results we received from the simulation are shown in figure 3 which shows the maximum height (H) calculated in the hydrodynamic model. It is clear that most of the wave energy travels almost perpendicularly to the fault length, affecting primarily the E-NE part of the island of Rhodes and some parts of the SW Turkey.

Figure 4 shows the evolution of a typical sea surface profile along a grid line starting from the generation area and ending almost perpendicularly to the coasts of Eastern Rhodes.

5 COASTAL RUNUP AND INUNDATION

5.1. Tsunami runup

In order to calculate the maximum runup distance of the seismic sea waves we obviously had to make a logical assumption, which is that the waves arrive almost perpendicularly to the coast. This meant that we could use 1-D analysis to calculate runup heights. So, we decided to use the methodology and mainly the asymptotic result of Synolakis [15] and Kanoglu and Synolakis [5], both based on eq. (1.3) for the calculation of the maximum runup distance of solitary waves rushing on a plane beach. However, in order to be able to use this asymptotic form, we had to confirm that two conditions are always met: the first one is shown in eq. (1.4) and is strictly of mathematical nature, while the second one is described by eq. (1.5) and examines whether the solitary wave breaks or not during the runup process. Those two conditions had to be checked on each one of the characteristic sections we examined along the coastline.

5.2. Inundation map - Discussion

After combining the results of our numerical simulation with the runup calculation method we just described for various coastal profiles, an inundation map was formed (figure 5).

It became clear from the inundation map that the modern city of Rhodes as well as its medieval part seem to be rather vulnerable - a rough approximation for the Medieval part is presented in figure 6. Therefore, it was decided to examine their coastline in more detail (every 200m instead of 1km approximately that was used for the rest of the coast). As a result, we examined 58 different profiles altogether. It is to be noted that Synolakis's runup formula [15] doesn't contain any roughness coefficients, which means that it might give larger results than reality. Nevertheless, we should point out that we did include bottom friction in the hydrodynamic model.

6 CONCLUSIONS

Although it is very restrictive, due to the small statistical sample available, to produce reliable statistical analysis regarding tsunamis in general, there are some interesting points worth mentioning about the recurrence interval of the seismic sea waves examined. Specifically, the time intervals between the three events (1481A.D., 1609A.D. and 1741A.D.) are equal to 128 and 132 years respectively. Since there is some indication that another less violent event occurred in 1851A.D. (110 years after 1741A.D), and that in 2002 A.D. a small landslide induced tsunami was observed near the city of Rhodes (151 years time interval), it can be

noted that during the last 500 years, 4 or 5 tsunamis were produced about every 130 years. Of course, the statistical sample is evidently small for drawing conclusive results.

The results produced by the analysis of the possible scenario cited earlier show a gross inundation area of roughly 600 hectares along the 40km coastal strip examined. Two beaches, occupying only 10% of the total stretch, receive about 50% of the said inundation with maximum widths up to 1.5km from the shoreline, although on average they are much smaller reaching about 300m in the most exposed of the two beaches.

Vasilios C. Ziogas

Civil Engineer., 104 Irinis Avenue, 48100 Preveza, Greece

Constantine D. Memos

Professor of Maritime Hydraulics and Port Engineering NTUA, School of Civil Eng., 5 Heroon Polytechniou, 15780 Zografou, Greece