



ΠΡΑΞΗ

«Γαλάζια Ανάπτυξη με Καινοτομία και εφαρμογή στις
Ελληνικές Θάλασσες - ΓΛΑΥΚΗ»

κωδικός ΟΠΣ (MIS) 5002438

Υποέργο 2

*«Ανάπτυξη της Βάσης Δεδομένων και Γεωχωρικών
Πληροφοριών του ΥΣ Ρόδου/ΕΛΚΕΘΕ για το Θαλάσσιο
Χωροτακτικό Σχεδιασμό και την Ολοκληρωμένη Διαχείριση
της Παράκτιας Ζώνης στη ν. Ρόδο»*

Πακέτο εργασίας 2 : Εκτίμηση της Τρωτότητας και της
Επικινδυνότητας των Ακτών της Ν. Ρόδο

Υπεύθυνος Πακέτου Εργασίας: Δρ. Β. Καψιμάλης

Παραδοτέο:

(β) Χάρτες τρωτότητας και επικινδυνότητας παράκτιων περιοχών σε πλημμύρα ή/και διάβρωση. Προτάσεις των βέλτιστων παρεμβάσεων/έργων προστασίας των ακτών.

Υλοποίηση :

Δημήτρης Βανδαράκης, Ιωάννης Παναγιωτόπουλος, Βασιλική Λουκαΐδη, Αικατερίνη Κικάκη, Φραγκίσκα-Καρμέλα Γαδ, Παρασκευή Δρακοπούλου, Στέλιος Πετράκης, Δήμητρα Μαλλιούρη, Γεώργιος-Άγγελος Χατήρης, Θεόδωρος Κανελλόπουλος, Βασίλης Καψιμάλης

Μάρτιος 2021

Περιεχόμενα

1. Εισαγωγή	4
2. Περιοχή μελέτης	7
3. Μεθοδολογία	9
4. Αποτελέσματα	17
4.1 Μεταβλητές CVI	17
4.1.1 Μέση μεταβολή θαλάσσιας στάθμης	17
4.1.2 Σημαντικό ύψος κύματος (Significant Wave Height-SWH)	20
4.1.3 Παλιρροιακό εύρος	22
4.1.4 Λιθολογία και γεωμορφολογία	24
4.1.5 Παράκτιες κλίσεις	26
4.1.6 Η εξέλιξη της ακτογραμμής	27
4.1.7 Κατακόρυφες Τεκτονικές Κινήσεις	29
4.2 Συνυπολογισμός όλων των κλάσεων CVI για το νησί της Ρόδου	31
4.3 Εξέλιξη των τρεχουσών τιμών CVI για το 2100	32
5. Συζήτηση	34
6. Συμπεράσματα	41
7. Βιβλιογραφία	43

1. Εισαγωγή

Οι παράκτιες περιοχές είναι δυναμικά περιβάλλοντα χαμηλού υψομέτρου που επηρεάζονται από μια πληθώρα φυσικών διεργασιών, όπως η αλλαγή της στάθμης της θάλασσας, τα κύματα και τα υπεράκτια ή παράκτια ρεύματα, οι παλιρροιακές διακυμάνσεις, οι κατακόρυφες τεκτονικές κινήσεις και η μεταφορά των ιζημάτων [1–9]. Ως εκ τούτου, η δραστική αλλαγή ή εντατικοποίηση οποιασδήποτε από τις προηγούμενες διεργασίες λόγω ανθρωπογενών ή φυσικών αιτιών μπορεί να προκαλέσει σημαντική παράκτια υποβάθμιση όπως απώλεια γης, σοβαρές ζημιές στις υποδομές, ρύπανση των θαλάσσιων νερών και μείωση της θαλάσσιας βιοποικιλότητας [10].

Κάθε χρόνο, οι παράκτιες περιοχές της Ευρώπης, και κυρίως τα νησιά της Μεσογείου, προσελκύουν εκατοντάδες εκατομμύρια τουρίστες, οι οποίοι συμβάλλουν σημαντικά στην τοπική οικονομία [2,4,11]. Ωστόσο, σε αρκετές περιπτώσεις, ο μαζικός τουρισμός προκαλεί περιβαλλοντική υποβάθμιση όταν η φέρουσα ικανότητα μιας δεδομένης περιοχής ξεπερνάται [12,13]. Επιπλέον, η συγκέντρωση και ο υπερκορεσμός άλλων ανθρώπινων δραστηριοτήτων σε παράκτιες περιοχές, όπως η εκτεταμένη αστικοποίηση, η βιομηχανική, γεωργική, οι υδατοκαλλιέργειες/αλιεία, και οι θαλάσσιες μεταφορές, μπορεί επίσης να επηρεάσουν αρνητικά την περιβαλλοντική κατάσταση [10].

Η αύξηση της μέσης στάθμης της θάλασσας (MSL) είναι μια από τις πιο σημαντικές πιέσεις που ασκούνται στις παράκτιες περιοχές παγκοσμίως [π.χ. 11,14,15]. Αυτή η διεργασία αναμένεται να εξελιχθεί με υψηλότερα ποσοστά στο εγγύς μέλλον, λόγω της συνεχούς αύξησης της μέσης παγκόσμιας θερμοκρασίας (έως 4-5 °C έως το τέλος αυτού του αιώνα) και της ριζικής αλλαγής στη δυναμική του καλύμματος των πάγων της Γροιλανδίας [16]. Σύμφωνα με την τέταρτη και πέμπτη έκθεση αξιολόγησης της Διακυβερνητικής Επιτροπής για την Κλιματική Αλλαγή (IPCC) [17,18], η άνοδος της μέσης στάθμης της θάλασσας MSL προβλέπεται να φτάσει τα 60-90 cm έως το 2099. Αυτή η διεργασία αποτελεί σοβαρό κίνδυνο για την παράκτια βιωσιμότητα που απειλεί την ποιότητα και την αξία των υπηρεσιών παράκτιων οικοσυστημάτων και, κατά συνέπεια, εμποδίζει την ανάπτυξη της τουριστικής βιομηχανίας. Επιπλέον, δεδομένου ότι ο βαθμός της παράκτιας τρατότητας στην κλιματική αλλαγή εξαρτάται από την αλληλεπίδραση του τύπου, του μεγέθους και του ρυθμού κλιματικής διακύμανσης, σε σχέση με την ευαισθησία και την προσαρμοστική ικανότητα του παράκτιου συστήματος [17,19], ο ρυθμός υποχώρησης των ακτών

θα αυξηθεί και, επομένως, εκτεταμένες παράκτιες περιοχές υψηλής τουριστικής αξίας, ειδικά στη Μεσόγειο Θάλασσα, θα πλημμυρίσουν και θα εξαφανιστούν.

Το νησί της Ρόδου είναι ένα από τα πιο εντυπωσιακά νησιά του Αιγαίου Πελάγους, που αντιπροσωπεύει ένα κορυφαίο αξιοθέατο για τον παγκόσμιο τουρισμό και, κατά συνέπεια, αποτελεί πηγή σημαντικού εισοδήματος και απασχόλησης για την τοπική κοινωνία, καθώς και βασικός συντελεστής στην ευημερία της χώρας. Ως εκ τούτου, το παρών πακέτο εργασίας στοχεύει στην εκτίμηση της παράκτιας τρωτότητας της Ρόδου σε σχέση με την παγκόσμια άνοδο της μέσης στάθμης της θάλασσας, προσδιορίζοντας τον Δείκτη Παράκτιας Τρωτότητας (Coastal Vulnerability Index-CVI) [20]. Τα πλεονεκτήματα της μεθόδου CVI είναι διπλά: (α) η φυσική αλλαγή, η οποία πιθανότατα να συμβεί λόγω της ανύψωσης της Θαλάσσιας Στάθμης, μπορεί κατά κάποιο τρόπο να αξιολογηθεί, και (β) μπορεί να σχεδιαστεί ένας προκαταρκτικός προγραμματισμός για τη διαχείριση και προστασία των παράκτιων πόρων και υποδομών στις περιοχές ενδιαφέροντος. Ως εκ τούτου, ο προσδιορισμός του CVI για τη Ρόδο είναι πολύ χρήσιμος, διότι το νησί είναι ένας από τους κορυφαίους ταξιδιωτικούς προορισμούς στη Μεσόγειο Θάλασσα λόγω του εξαιρετικά ποικίλου τοπίου, των εξαιρετικών κλιματολογικών συνθηκών, των ταχέως αναπτυσσόμενων υπερσύγχρονων υποδομών και της σημαντικής πολιτιστικής κληρονομιάς. Επιπλέον, πρέπει να τονιστεί ότι ο πληθυσμός του νησιού διπλασιάζεται κατά τους καλοκαιρινούς μήνες, φτάνοντας τη μέγιστη πυκνότητα 160 κατοίκων ανά km², ενώ η αντίστοιχη πυκνότητα κατά τη διάρκεια του χειμώνα είναι 82,5 κάτοικοι ανά km² [21].

Παρόλο που το μέγεθος της παράκτιας τρωτότητας λόγω της ανύψωσης της θαλάσσιας στάθμης δεν μπορεί να εκτιμηθεί εύκολα και με ακρίβεια λόγω του γεγονότος ότι πρόσθετοι παράγοντες αλληλεπίδρασης, όπως η διαθέσιμη ποσότητα των ιζημάτων, η υδροδυναμική της ακτής και οι τοπικές μορφολογικές ιδιαιτερότητες, δεν είναι πάντα μετρήσιμα [22], ο υπολογισμός της ωστόσο μέσω του CVI αντιπροσωπεύει ένα ευρέως χρησιμοποιούμενο και ενδεικτικό εργαλείο για μια ολιστική προσέγγιση της παράκτιας τρωτότητας. Καθώς η παράκτια περιοχή θα κατακλυστεί από το θαλασσινό νερό, λόγω της ανύψωσης της θαλάσσιας στάθμης και της διάβρωσης που θα επακολουθήσει πρόκειται να επηρεαστεί αναπόφευκτα η τουριστική ικανότητα [1,23,24]. Είναι απολύτως απαραίτητο για τους υπεύθυνους χάραξης πολιτικής, τους υπεύθυνους του χωροταξικού σχεδιασμού, τους διαχειριστές και τους ενδιαφερόμενους να γνωρίζουν την τρωτότητα μιας δεδομένης παράκτιας περιοχής προκειμένου να οδηγηθούν στις κατάλληλες λύσεις για τον

μετριασμό τυχόν σοβαρών επιπτώσεων που προκαλούνται από την επικείμενη επιτάχυνση της ανύψωσης της θαλάσσιας στάθμης. Η παρούσα μελέτη αξιολογεί την τρέχουσα κατάσταση (2020) και τη μελλοντική τάση (στα τέλη του 21ου αιώνα) της παράκτιας τρωτότητας στο σύνολο του νησιού της Ρόδου, παρέχοντας χωρικά εστιασμένες και βιώσιμες λύσεις διαχείρισης προκειμένου να αντιμετωπιστούν οι δυσμενείς επιπτώσεις της αναμενόμενης ανύψωσης της στάθμης της θάλασσας.

2. Περιοχή μελέτης

Η Ρόδος είναι το μεγαλύτερο νησί των Δωδεκανήσων (βρίσκεται στο νοτιοανατολικό Αιγαίο), με εμβαδόν περίπου 1401 km² και μήκος ακτογραμμής περίπου 253 km (Εικόνα 1). Παρουσιάζει επίμηκες σχήμα και εκτείνεται κατά μήκος ενός άξονα ΝΔ-ΒΑ διεύθυνσης. Το νησί βρίσκεται στο ανατολικό άκρο του Ελληνικού τόξου, όπου η ωκεάνια πλάκα Nubian βυθίζεται κάτω από την ηπειρωτική μικροπλάκα του Αιγαίου. Η εμφάνιση των τάφρων του Πλίνιου και του Στράβωνα στην περιοχή, που προέκυψαν από ρήγματα παραμόρφωσης [25–28], και η ανάπτυξη της λεκάνης της Ρόδου σε βάθος 4 χιλιομέτρων ανατολικά του ομώνυμου νησιού, υποδηλώνει έντονη τεκτονική δραστηριότητα κυρίως κατά τη διάρκεια της Πλιο-τεταρτοταγούς περιόδου. Η πρόσφατη τεκτονική δραστηριότητα που σχετίζεται με τα σεισμικά γεγονότα του Ολοκαίνου υποδηλώνεται από ανυψωμένες θαλάσσιες εγκοπές που παρατηρούνται κατά μήκος της ακτής της Ρόδου σε διάφορες περιοχές [29–31]. Αυτές οι εγκοπές βρίσκονται σε διάφορα υψόμετρα που κυμαίνονται από 3,8m υψόμετρο πάνω από τη στάθμη της θάλασσας κοντά στην πόλη της Ρόδου (Σχήμα 1) έως χαμηλότερα υψόμετρα προς τα νότια τμήματα του νησιού [29].

Η παράκτια ζώνη του νησιού αποτελείται από μια σειρά από βραχώδεις ακτές και επιμήκης και πλατιές παραλίες [32,33]. Οι βραχώδεις ακτές παρατηρούνται κυρίως στα κεντρικά-ανατολικά και κεντρικά-δυτικά τμήματα του νησιού, κοντά στο Μονόλιθο, τη Σιάνα, την Κρητηνία και τη Λίνδο (Σχήμα 1). Ο σχηματισμός τους οφείλεται τόσο λόγω των τοπικών τεκτονικών κινήσεων όσο και από την αποσάθρωση-διάβρωση των αλπικών και μετά-αλπικών σχηματισμών οι οποίοι αποτελούν το υπόβαθρο της περιοχής [34–37]. Το υδρογραφικό δίκτυο της Ρόδου (Σχήμα 1) δεν είναι ιδιαίτερα ανεπτυγμένο λόγω της τεκτονικής δραστηριότητας. Έχει κατεύθυνση κυρίως από ΒΔ προς ΝΑ, ενώ κοιλάδες σχήματος V που έχουν προσανατολισμό Δ-Ε έχουν σχηματιστεί σε ολόκληρο το νησί λόγω της συνδυασμένης δράσης διαβρωτικών και τεκτονικών διεργασιών. Στις εκβολές του υδρογραφικού δικτύου εμφανίζονται διαφορές στην ιζηματολογική σύνθεση των παραλιών, καθώς παρατηρούνται περιοχές με άμμο, κροκάλες, χάλικες και σε ορισμένες περιπτώσεις παρουσία πιο λεπτόκοκκων κλασμάτων, όπως ιλύος και αργίλου. Οι αποθέσεις αυτές προέρχονται από ποτάμιες και θαλάσσιες διεργασίες, ενώ οι αμμόλοφοι και οι ψηφοδοπαγείς αιγιαλοί είναι διακριτά χαρακτηριστικά πολλών παράκτιων περιοχών [26,34,38,39]. Η ομαλή κλίση και το μεγάλο μήκος (~151 χλμ.) των αμμωδών παραλιών, που καλύπτει σχεδόν το 60% της

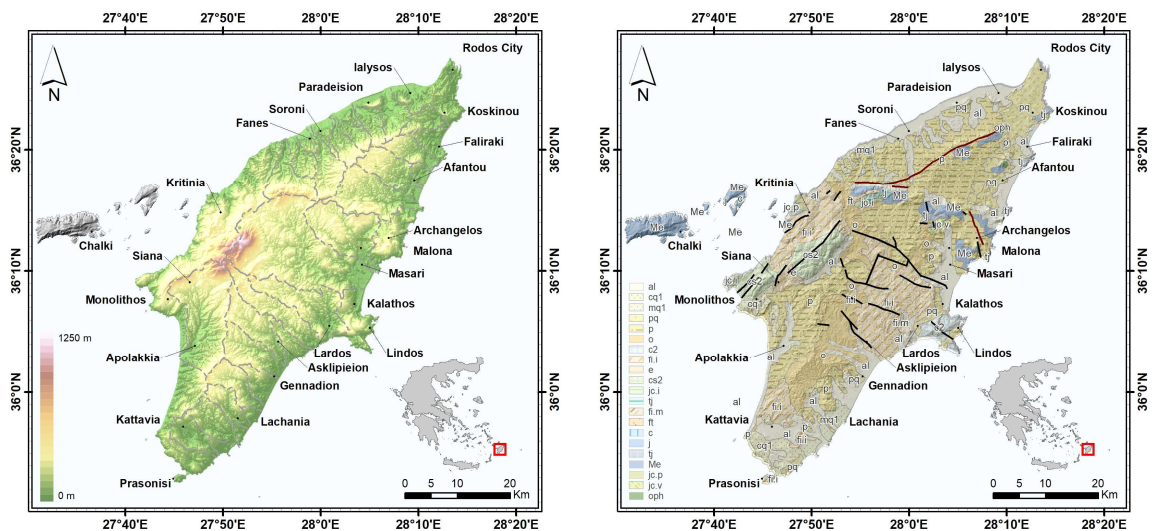
συνολικής παράκτιας ζώνης του νησιού, μαζί με τις εξαιρετικές περιβαλλοντικές συνθήκες, έχουν κάνει τη Ρόδο ένα από τα πιο δημοφιλή τουριστικά θέρετρα στο Αιγαίο Πέλαγος [40].

Οι υψηλότερες συγκεντρώσεις τουριστών εμφανίζονται στο ΒΔ-Β-ΒΑ τμήμα της Ρόδου, που φιλοξενεί την πλειονότητα των τουριστικών υποδομών και εγκαταστάσεων [3,6,9]. Για παράδειγμα, πολυσύχναστα λιμάνια ή μεγάλα ξενοδοχειακά συγκροτήματα βρίσκονται στην πόλη της Ρόδου, στους γειτονικούς κόλπους του Φαληρακίου και της Αφάντου στην ανατολική παράκτια ζώνη και στην περιοχή της Ιαλυσού στα δυτικά (Εικόνα 1). Η ταχεία αστική ανάπτυξη του νησιού, που εντείνει την ανθρώπινη παρέμβαση στις φυσικές διεργασίες, έχει ασκήσει περιβαλλοντική πίεση στις παράκτιες περιοχές, συμβάλλοντας σημαντικά στην ενίσχυση των διεργασιών διάβρωσης με αναπόφευκτο αποτέλεσμα την απώλεια γης [9] και, ως εκ τούτου, την σταδιακή έναρξη της υποβάθμισης του τουριστικού προϊόντος.

Τέλος, ένα μεγάλο μέρος της παράκτιας ζώνης στη νότια, νοτιοδυτική και κεντρική-δυτική Ρόδο μαζί με τις ακτές των περιοχών Λίνδος και Μασάρι-Αρχάγγελος (Σχήμα 1) προστατεύονται από το Ευρωπαϊκό Δίκτυο "Natura 2000" λόγω της υψηλής οικολογικής τους σημασίας. Επιπλέον, η μεσαιωνική πόλη, η οποία βρίσκεται μέσα στον αστικό ιστό της σύγχρονης πόλης της Ρόδου (πρωτεύουσα του νησιού), όπου συγκεντρώνεται το 48% του συνολικού πληθυσμού [21] είναι χαρακτηρισμένη ως μνημείο παγκόσμιας κληρονομιάς της UNESCO και ενισχύει σημαντικά την τουριστική του αξία.

3. Μεθοδολογία

Αρχικά δημιουργήθηκε η απαιτούμενη βάση δεδομένων (τόσο ποσοτικών όσο και ποιοτικών) για τον προσδιορισμό του CVI, μέσω της συλλογής και ανάλυσης των δεδομένων πεδίου και των τοπογραφικών και γεωπεριβαλλοντικών πληροφοριών, τα οποία στη συνέχεια επεξεργάστηκαν μέσω συγκεκριμένων εντολών/εφαρμογών εντός της πλατφόρμας ArcGIS χρησιμοποιώντας (α) το λογισμικό ArcMap (v. 10.5) μαζί με τη δέσμη ενεργειών Python, το εργαλείο ModelBuilder [41,42] και (β) το λογισμικό Digital Shoreline Analysis System (DSAS) (v. 5.0). Επιπρόσθετα μέσα από τη βιβλιογραφία δημιουργήθηκε ένα αντιπροσωπευτικό σχέδιο κατάταξης της παράκτιας τρωτότητας, για την καλύτερη κατηγοριοποίηση των φυσικογεωγραφικών και υδροδυναμικών συνθηκών στη Ρόδο. Εφαρμόστηκε κατάλληλος συνδυασμός των προσεγγίσεων του Gornitz [22], Gornitz et al. [43] και Thieler και Hammar-Klose [44] για την αξιολόγηση της σχετικής τρωτότητας ορισμένων σημαντικών και ευρέως χρησιμοποιούμενων μεταβλητών του CVI όπως: (α) ρυθμός ανύψωσης της θαλάσσιας στάθμης-MSL (mm y^{-1}). β) το μέσο σημαντικό ύψος κύματος (m) (γ) το μέσο παλιρροιακό εύρος (m) (δ) η γεωλογία και η γεωμορφολογία των παράκτιων περιοχών ε) οι παράκτιες κλίσεις (%) (στ) ο μέσος ρυθμός μετατόπισης της ακτής ($\pm \text{m y}^{-1}$, λόγω διάβρωσης ή συσσώρευσης ιζήματος) και (ζ) ο μέσος ρυθμός κατακόρυφης μετακίνησης της παράκτιας περιοχής (mm y^{-1}) Οι προαναφερθείσες έρευνες του CVI χρησιμοποιήθηκαν σε πληθώρα μελετών σχετικά με την εκτίμηση της παράκτιας τρωτότητας σε πολλά μέρη του κόσμου [[20], και αναφορές σε αυτό].



(a)

(b)

Σχήμα 1. Το Ψηφιακό Μοντέλο Εδάφους (DEM) της Ρόδου (Ελλάδα), που δείχνει τους πιο δημοφιλείς τουριστικούς προορισμούς.

Ο Πίνακας 1 παρουσιάζει τις μεταβλητές CVI και την κατάταξη τρωτότητας στην κλασική γραμμική κλίμακα 1-5 με σειρά αυξανόμενης τρωτότητας. Όλες οι βαθμολογίες κατάταξης συνδυάστηκαν για τον υπολογισμό των μεταβλητών CVI σε τμήματα ακτών 50 m x 50 m, με τον δείκτη να λαμβάνεται ως η τετραγωνική ρίζα του προϊόντος των μεταβλητών διαιρούμενου με τον αριθμό τους:

$$CVI = \sqrt{\frac{a * b * c * d * e * f * g}{7}} \quad (1)$$

Στη συνέχεια, οι υπολογισμένες τιμές CVI για όλα τα παράκτια τμήματα, που συνθέτουν ολόκληρη την παράκτια ζώνη της Ρόδου, χρησιμοποιήθηκαν για την παραγωγή της σχετικής κατανομής συχνότητας. Με βάση το 1ο, το 20ο, το 40ο, το 60ο, το 80ο και το 99ο εκατοστημόριο της κατανομής CVI, αναπτύχθηκαν πέντε κλάσεις τρωτότητας ανάλογες με αυτές που εφαρμόστηκαν για την κατάταξη των μεταβλητών CVI και τα αποτελέσματα απεικονίστηκαν χρησιμοποιώντας πλατφόρμα GIS (ArcGIS, v10. 5) που επέτρεψε τον εντοπισμό των πιο ευάλωτων παράκτιων τομέων.

Οι Cogswell et al. [45] υποστηρίζουν ότι, δεδομένου ότι όλες οι συνθέσεις CVI είναι ευαίσθητες στον αριθμό των μεταβλητών που χρησιμοποιούνται, δηλαδή, όσο μεγαλύτερος είναι ο αριθμός των μεταβλητών που χρησιμοποιούνται, τόσο μεγαλύτερη είναι η αύξηση της ασυμμετρίας και του μέσου όρου της κατανομής CVI, και ως εκ τούτου θα ήταν πιο κατάλληλη η χρήση του γεωμετρικού μέσου. Ωστόσο, πρέπει να τονιστεί ότι ο τύπος της σύνθεσης του CVI που εφαρμόζεται σε αυτήν τη μελέτη είναι πιο ευαίσθητος στις μικρές παραλλαγές των φυσικών μεταβλητών που χρησιμοποιούνται στον υπολογισμό, ενώ προσφέρει το πλεονέκτημα της επέκτασης του εύρους της τελικής τιμής και, παράλληλα, της απόσβεσης των ακραίων τιμών. Επιπλέον, το παρών CVI έχει το πλεονέκτημα να ενσωματώνει τις επιλεγμένες φυσικές μεταβλητές με ποσοτικοποιήσιμο τρόπο, παρέχοντας αριθμητικές εκτιμήσεις ότι παρόλο που δεν μπορεί να σχετίζεται άμεσα με συγκεκριμένες φυσικές διεργασίες, ενδέχεται να επισημανθούν εκείνες οι παράκτιες περιοχές όπου η επίδραση της ανύψωσης της θαλάσσιας στάθμης θα είναι η επικρατέστερη μεταβλητή [46].

Πίνακας 1. Κατηγοριοποίηση τρωτότητας για τις μεταβλητές CVI, που υποδηλώνουν την συνεισφορά τους στις αναμενόμενες φυσικές παράκτιες αλλαγές λόγω της ανύψωσης της θαλάσσιας στάθμης. Οι φυσικές μεταβλητές που εμφανίζονται μαζί με τα όρια τους, ακολουθούν αυτά των προσεγγίσεων των Gornitz [22], Gornitz et al. [43] και Thieler και Hammar-Klose [44]. Η καταλληλότητα της τρέχουσας κατάταξης της τρωτότητας που χρησιμοποιήθηκε για τον προσδιορισμό του CVI της Ρόδου υποστηρίζεται από τις παρατηρήσεις και τις μετρήσεις που έγιναν κατά την εκτέλεση μιας πληθώρας ερευνών πεδίου στην παράκτια ζώνη του νησιού και την αξιολόγηση των μελετών Pendleton et al. [47], Pendleton et al. [48], Kaliraj and Chandrasekar [49], Karymbalis et al. [50], Dimou et al. [51], Tragaki et al. [52] and Kantamaneni et al. [53]. **Σημείωση:** [] αντιπροσωπεύει ένα κλειστό διάστημα. () και [) αντιπροσωπεύουν ανοιχτά διαστήματα.

	Vulnerability ranking of each CVI variable				
	Very Low	Low	Moderate	High	Very High
CVI variable	1	2	3	4	5
Mean sea level rise (mm y ⁻¹)	< 1.8	[1.8-2.5)	[2.5-3)	[3-3.4]	> 3.4
Mean significant wave height (m)	< 0.55	[0.55-0.85)	[0.85-1.05)	[1.05-1.25]	> 1.25
Mean tidal range (m)	> 6	(4-6]	(2-4]	[1-2]	< 1
Geology and geomorphology	Rocky cliffed coasts, alpine and post-alpine substrate, beachrocks, concrete retaining walls, port facilities	Medium cliffs, indented coasts	Low cliffs, alluvial plains, fluvial-alluvial beaches	Cobble beaches, lagoons	Sand beaches, deltas, sandy beaches under erosion
Coastal slope (%)	> 20	(7-20]	(4-7]	[2.5-4]	< 2.5
Mean shoreline change (± m y ⁻¹)	> +2	(+1 to +2]	(-1 to +1]	[-2 to -1]	< -2
Mean tectonic uplift (mm y ⁻¹)	> 5	(4-5]	(2.5-4]	[1.1-2.5]	< 1.1

Τα δεδομένα για την κατάταξη των μεταβλητών CVI συλλέχθηκαν από διάφορες πηγές:

(α) Ο ρυθμός μεταβολής της ανύψωσης της θαλάσσιας στάθμης κατά το Ολόκαινο προήλθε από τις προβλέψεις του Glacio-Hydro-Isostatic μοντέλου του Lambeck που εφαρμόστηκε στη θαλάσσια περιοχή του Αιγαίου και της Μεσογείου [54,55], ενώ οι πρόσφατες αλλαγές του MSL στο Αιγαίο βασίζονται στην ανάλυση δεδομένων πεδίου και δορυφορικών δεδομένων τα οποία ελήφθησαν από Cazenave et al. [56], Tsimplis and Rixen [57], Calafat and Gomis [58], Tsimplis et al. [59], Landerer and Volkov [60], Wöppelmann and Marcos [61] and Bonaduce et al. [62]. Επιπρόσθετα, μια εστιασμένη μελέτη για τις αλλαγές του MSL γύρω από το νησί της Ρόδου πραγματοποιήθηκε για τους σκοπούς της παρούσας εργασίας χρησιμοποιώντας δύο σύνολα δεδομένων που προέρχονται από: (i) τον σταθμό παλίρροιας της Ρόδου (ID 1243 και 2167) που λήφθηκε από το Permanent Service for Mean Sea Level (PSMSL) [63] με πληρότητα 72,5% κατά την περίοδο 1969-2016, και (ii) μηνιαίοι χάρτες θαλάσσιας στάθμης (με πλέγμα $1/8^\circ \times 1/8^\circ$) απόλυτης δυναμικής τοπογραφίας (Absolut Dynamic Topography-ADT) που έχουν ληφθεί από την Υπηρεσία Παρακολούθησης Θαλάσσιου Περιβάλλοντος Copernicus (Copernicus Marine Environment Monitoring Service-CMEMS) κατά την περίοδο 1989-2016. Οι πιθανολογικές προβολές του MSL στις ακτές της Ρόδου κατά τη διάρκεια του 21ου αιώνα για τα σενάρια RCP2.6, RCP4.5, RCP8.5 και High-end (RCP8.5 με αυξημένη συνεισφορά σε πάγο) αποκτήθηκαν από την ιστοσελίδα του Climate Econometrics [65]. Αυτές οι προβολές με πλέγμα $1^\circ \times 1^\circ$ είναι σχετικές για την περίοδο αναφοράς 1986–2005 και λαμβάνουν υπόψη τα φαινόμενα “Self-Attraction and Loading”, των στερικών φαινομένων των ωκεανών και των δυναμικών επιπτώσεων, της εισχώρησης του χερσαίου-πάγου της Γροιλανδία, των παγετωνικών καλύματων της Ανταρκτικής, καθώς και της ισοστατικής σταθεροποίησης [66,67];

(β) Οι χωρικές πληροφορίες σχετικά με το μέσο σημαντικό ύψος κύματος (H_s) κατά μήκος της παράκτιας ζώνης της Ρόδου εκτιμήθηκαν μέσω της χρήσης του μοντέλου αντιμετώπισης κυμάτων δράσης TELEMAC (TOMAWAC) [68]. Το TOMAWAC [68] είναι ένας λογισμικό ανοιχτού κώδικα για ένα φασματικό μοντέλο 3ης γενιάς, μέσης φάσης (phase averaged), κατευθυντικού, φάσματος που προσομοιώνει την εξέλιξη στο χώρο και στο χρόνο του ενεργειακού φάσματος της ανύψωσης της ελεύθερης επιφάνειας σε όλα τα βάθη, βασισμένο σε ένα τριγωνικό πλέγμα πεπερασμένων στοιχείων. Οι χρονοσειρές δεδομένων φασματικών κυμάτων, που ελήφθησαν από τη βάση δεδομένων Copernicus Marine Environment Monitoring Service (CMEMS) [69] (που

καλύπτει χρονικό εύρος από 02-2006 έως 01-2020), χρησιμοποιήθηκαν ως δεδομένα εισόδου σε αυτήν την προσομοίωση. Οι μεταβολές του μέσου Hs στα τέλη του 21ου αιώνα εκτιμήθηκαν από τις συγκρίσεις μεταξύ των αποτελεσμάτων των προσομοιώσεων κυμάτων που βασίζονται σε CMCC που αναφέρονται στο παραδοτέο 4.2 του έργου EE SOCLIMPACT [70].

(γ) Το μέσο παλιρροιακό εύρος λήφθηκε από τη μελέτη του Tsimplis [71], ενώ η προβολή του στα σενάρια RCP4.5 και RCP8.5 κατά μέσο όρο στην ανατολική Μεσόγειο λήφθηκε από τους Vousdoukas et al. [72];

(δ) Η παράκτια λιθολογία και τα γεωμορφολογικά χαρακτηριστικά μεγάλης κλίμακας προήλθαν από την ψηφιοποίηση του γεωλογικού χάρτη (1: 50.000) που δημοσιεύθηκε από τους Mutti et al. [32], βελτιώνοντας την ανάλυση της παράκτιας ζώνης του νησιού, σε μέγεθος κελιού 50 m, σε συνδυασμό με την υλοποίηση εκτεταμένων επιτόπιων ερευνών για τους στόχους του έργου Interreg COAST (2007-2013) [73]. Πρόσθετες πληροφορίες σχετικά με την σύνθεση των ιζημάτων που παρατηρούνται σε αρκετές παραλίες της Ρόδου ελήφθησαν από τους Pyökäri [38], Verikiou-Papaspiridakou et al. [39] και Anagnostou et al. [40];

(ε) Οι παράκτιες κλίσεις υπολογίστηκαν σε μια ζώνη από 0-5,5 m χρησιμοποιώντας το Ψηφιακό Μοντέλο Εδάφους (με χωρική διακριτική ικανότητα 5 m) που παρέχεται από το Ελληνικό Κτηματολόγιο [74], εφαρμόζοντας τη μέθοδο τελικού σημείου (endpoint method) που προτείνεται από τους Doran et al. [75]. Η μέση κλίση υπολογίστηκε κάθε 50 m εφαρμόζοντας ένα παράθυρο Hanning πλάτους 100 m. Το υψόμετρο των 5.5 m επιλέχθηκε ως το ανώτατο όριο της παράκτιας ζώνης στην ενδοχώρα, δεδομένου ότι αυτή είναι η μέγιστη ανάβαση των κυμάτων που συμβαίνει κατά τη διάρκεια αδύναμων καταιγιδικών γεγονότων (Class I) [76]. Οι παράκτιες κλίσεις το 2100 προέκυψαν από την ανάλυση του DEM του Ελληνικού Κτηματολογίου για το διάστημα 0,61-6,11 m., σε σχέση με την προβλεπόμενη ανύψωση της μέσης στάθμης της θάλασσας κατά 61 cm για την περίοδο 2020-2100 σύμφωνα με το σενάριο RCP8.5 [66,67].

(στ) Το εύρος της μετατόπισης της ακτογραμμής της Ρόδου εκτιμήθηκε από τις διαφορές μεταξύ των ακτογραμμών του 2000 και του 2018 που προσδιορίστηκαν μέσω της ανάλυσης και της ερμηνείας των εικόνων i) 1T Landsat-7 στις 22 Οκτωβρίου 2000 και ii) 1T Landsat-8 της 1ης Νοεμβρίου, 2018. Οι δορυφορικές εικόνες λήφθηκαν από τον επίσημο ιστότοπο της US Geological Survey (USGS) [77] με χωρική διακριτική ικανότητα της τάξης των 30 m και

δημιουργήθηκε ένας αλγόριθμος σε περιβάλλον Matlab για την εξαγωγή των ακτογραμμών σε επίπεδο pixel, με βάση τη μεθοδολογία των Pardo-Pascual et al. [78]. Αρχικά εφαρμόστηκε ο κανονικός διαφορικός δείκτης νερού (normal differential water index) και μετά μέσω της μαθηματικής μεθόδου παρεμβολής με τη βοήθεια των καμπυλών Spline, επιτεύχθηκε ανάλυση pixel της τάξης των 7,5 m. Η τελική εικόνα της ακτογραμμής που δημιουργήθηκε, περικόπηκε για να εμφανίζει μόνο τη Ρόδο και στη συνέχεια διαδικοποιήθηκε (binarized). Εφαρμόστηκε ένα φίλτρο μορφολογικής διαστολής πάνω στο χερσαίο κομμάτι και η διαδικοποιημένη (binarized) εικόνα αφαιρέθηκε από τη διασταλμένη, λαμβάνοντας την ακτογραμμή με λεπτομέρεια κλίμακας pixel. Τελικά, οι δύο ακτογραμμές (των ετών 2000 και 2018) υποβλήθηκαν σε επεξεργασία μέσω του λογισμικού DSAS (v. 4.3) για την εκτίμηση του μέσου εύρους υποχώρησης/επέλασης. Η προβλεπόμενη υποχώρηση της ακτογραμμής στο σενάριο RCP8.5 υπολογίστηκε με την εφαρμογή του ευρέως χρησιμοποιούμενου παραμετρικού κανόνα cross-shore (1D) του Bruun [79]. Η υποχώρηση της ακτογραμμής λόγω της αύξησης του MSL (R_{∞}) δίνεται από την ακόλουθη εξίσωση:

$$R = \frac{Lh_c}{B + h_c} S \quad (2)$$

όπου S είναι η σχετική αύξηση του MSL (σε m) Lh_c είναι το πλάτος του ενεργού προφίλ (απόσταση από την υποθαλάσσια αμμώδη ράχη έως το βάθος κλεισίματος (Closure Depth)). h_c είναι το βάθος κλεισίματος (Closure Depth), και το B είναι το ύψος της υποθαλάσσιας ράχης. Ο κανόνας του Bruun επιλέχθηκε μεταξύ άλλων 2D μοντέλων, π.χ. Dean [80] και Kriebel & Dean [81] δεδομένου ότι είναι (α) πιο κατάλληλο για εκτιμήσεις της υποχώρησης της ακτογραμμής σε παραλίες όπου δεν υπάρχουν φυσικά ή τεχνητά εμπόδια ή κατασκευές στο χερσαίο τους κομμάτι, όπως αμμοθίνες και παράκτια τείχη, (β) επίσης είναι εύκολος στη χρήση, καθώς η κοκκομετρία των παράκτιων ιζημάτων δεν λαμβάνεται υπόψη στην εξίσωση και χρησιμοποιείται ευρέως ακόμη και σε πρόσφατες μελέτες που διεξήχθησαν σε παγκόσμια, περιφερειακή ή τοπική κλίμακα [1,82–84].

(ζ) Ο προσδιορισμός των κατακόρυφων κινήσεων κατά τη διάρκεια του Ολοκαίνου και των ιστορικών χρόνων, στην περιοχή της Ρόδου, λόγω του τεκτονισμού, εκτιμήθηκαν λαμβάνοντας υπόψη πολλές αξιόπιστες και λεπτομερείς έρευνες που πραγματοποιήθηκαν στη Ρόδο τις

τελευταίες πέντε δεκαετίες [29–31,85–88]. Η πιθανή παράκτια ανύψωση για τις επόμενες δεκαετίες βασίστηκε στα μοντέλα ρηγμάτων που εφαρμόστηκαν από τους Kontogianni et al. [30] και Howell et al. [31], ενώ η εκτίμηση της σεισμικής επικινδυνότητας της περιοχής υπολογίστηκε σύμφωνα με τους Woessner et al. [89].

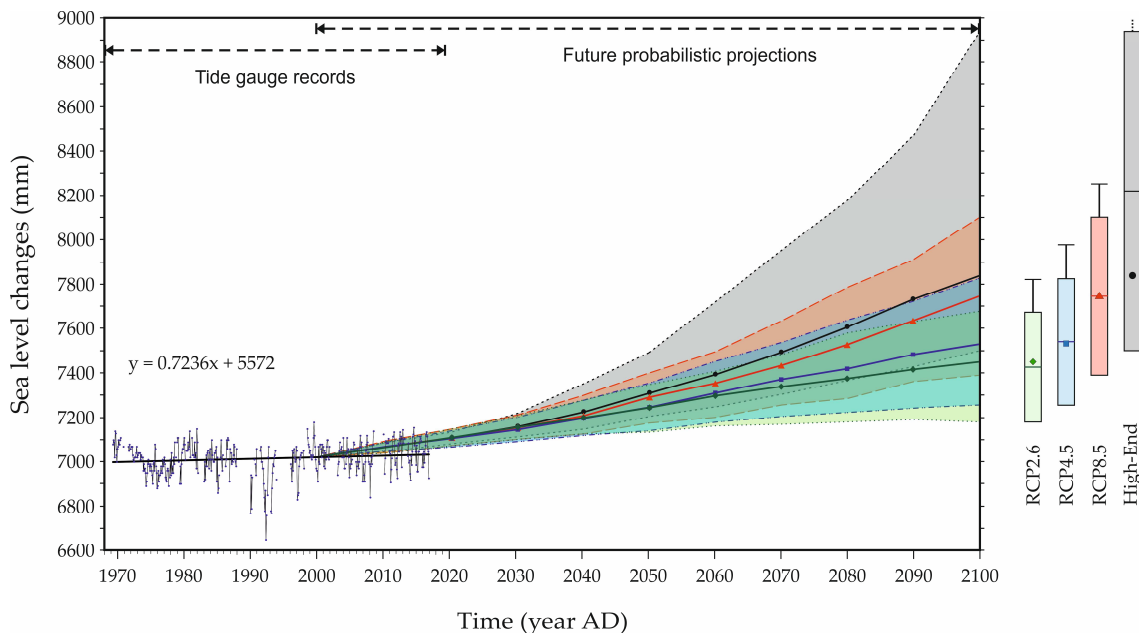
4. Αποτελέσματα

4.1 Μεταβλητές CVI

4.1.1 Μέση μεταβολή θαλάσσιας στάθμης

Το αποτέλεσμα των εισροών υδάτων από το λειώσιμο των παγετώνων και των παγετωνικών καλυμμάτων καθώς και η θερμική διόγκωση του θαλασσινού νερού λόγω της παρατεταμένης αύξησης της ετήσιας θερμοκρασίας του επιφανειακού αέρα της Γης είναι ο κύριος λόγος για την τάση ανύψωσης της θαλάσσιας στάθμης σε πολλά μέρη παγκοσμίως [17,18]. Ωστόσο, η αλλαγή της στάθμης της θάλασσας σε περιφερειακή και τοπική κλίμακα μπορεί να αποκλίνει σημαντικά από την παγκόσμια λόγω της φυσικής μεταβλητότητας στη δύναμη των ανέμων και των ωκεανών. Στο νοτιοανατολικό Αιγαίο Πέλαγος, ο μέσος ρυθμός ανύψωσης του MSL τα τελευταία 6 ky εκτιμάται από το μοντέλο του Lambeck [54,55] σε περίπου $0,8 \text{ mm y}^{-1}$. Αυτή η τιμή μειώθηκε αργότερα στα $0,7 \text{ mm y}^{-1}$ τα τελευταία 3 ky, στα $0,5 \text{ mm y}^{-1}$, τα τελευταία 2 ky και στα $0,4 \text{ mm y}^{-1}$ τα τελευταία 1 ky. Ωστόσο, πρόσφατα και αξιόπιστα δεδομένα συλλέχθηκαν από σταθμούς καταγραφής παλίρροιας στο Αιγαίο (σταθμοί Θεσσαλονίκης, Αλεξανδρούπολης και Λέρου) για την περίοδο 1969-2010 εμφανίζοντας ρυθμούς ανύψωσης της στάθμης της θάλασσας περίπου $1,9\text{-}2,2 \text{ mm y}^{-1}$ [60]. Μια άλλη μελέτη που πραγματοποιήθηκε σχετικά με τη μεταβλητότητα και τις τάσεις της στάθμης της θάλασσας στη Μεσόγειο [61], χρησιμοποιώντας δεδομένα παλιρροιογράφων και δορυφορικής υψομετρίας από το 1993 έως το 2012, δείχνει ότι στο κεντρικό και νότιο Αιγαίο (σταθμοί Σύρου, Χίου, Λέρου, Σούδας και Καλαμαί) ο ρυθμός ανύψωσης του MSL είναι $2,43 \pm 0,1 \text{ mm y}^{-1}$ και $3,00 \pm 0,1 \text{ mm y}^{-1}$. Οι παραπάνω ρυθμοί μειώνονται περίπου 15% (δηλαδή, $\sim 2,0 \text{ mm y}^{-1}$ και $\sim 2,5 \text{ mm y}^{-1}$, αντίστοιχα) όταν αφαιρεθούν τα δεδομένα του 2010-2011, από αυτά τα χρόνια, μεγάλες θετικές ανωμαλίες στη στάθμη της θάλασσας (έως 10 cm πάνω από τις μέσες κλιματολογικές τιμές [59]) παρατηρήθηκαν στη λεκάνη της Ανατολικής Μεσογείου που προκλήθηκαν από τη μαζική είσοδο του θαλασσινού νερού του Ατλαντικού μέσω των στενών του Γιβραλτάρ λόγω μιας ισχυρής και μακράς διάρκειας αιολικά καθοδηγούμενης μετακίνησης υδάτινων μαζών [61]. Μια πιο πρόσφατη ανάλυση των διαθέσιμων παλιρροιογράφων και δεδομένων δορυφορικής υψομετρίας στο κεντρικό Αιγαίο (σταθμοί Σύρος, Χίος και Λέρος) για την περίοδο 1993-2017 [71] εκτιμά ότι η άνοδος του MSL είναι $1,77 \pm 0,56 \text{ mm y}^{-1}$ και $3,68 \pm 0,33 \text{ mm y}^{-1}$ προέρχονται από τα δεδομένα πεδίου και τηλεπισκόπησης, αντίστοιχα. Οι Tsimplis et al.

[59] μετά από ανάλυση των μετρήσεων του παλιρροιογράφου της Ρόδου που συλλέχθηκαν από το 1969 έως το 2008 καθόρισε την τάση ανύψωσης στην περιοχή στα $0,103 \pm 0,405 \text{ mm y}^{-1}$ και ακολούθως το φαινόμενο “Glacio-Isostatic Adjustment” στα $0,415 \pm 0,19 \text{ mm y}^{-1}$. Η ανάλυσή μας για τα ίδια σύνολα δεδομένων MSL, η οποία εμπλουτίστηκε με αρχεία της περιόδου 2010-2016 (Βλέπε Ενότητα 3) δείχνει ότι η συνολική γραμμική τάση των δεδομένων παλίρροιας (1969-2016) εκτιμάται σε $0,72 \pm 0,24 \text{ mm y}^{-1}$ και μειώνεται στα $0,55 \pm 0,21 \text{ mm y}^{-1}$ εάν συνυπολογιστεί το αποτέλεσμα του φαινομένου του αντίστροφου βαρόμετρου (IB) λόγω της απόκρισης της χαμηλής συχνότητας της ατμοσφαιρικής πίεσης, η οποία αφαιρείται από την παρατηρούμενη στάθμη της θάλασσας (Εικόνα 2). Το παραπάνω αποτέλεσμα δεν ταιριάζει με τον υψηλό ρυθμό MSL $3,42 \pm 0,37 \text{ mm y}^{-1}$ που υπολογίζεται γύρω από το νησί από την δορυφορική υψομετρία. Αυτή η διαφορά έχει εντοπιστεί σε πολλούς μεσογειακούς σταθμούς [90] και θα μπορούσε να αποδοθεί σε: (α) την υψηλή ισοστατική ανύψωση του νοτιοανατολικού άκρου της πλάκας του Αιγαίου. Μια επίδραση που έχει εντοπιστεί στα κοντινά νησιά πλησίον της Κρήτης από γεωφυσικές διασκοπήσεις [91], και από τη Λέρο από τους παλιρροιογράφους και από τις δορυφορικές μετρήσεις [60] και (β) την υψηλή αβεβαιότητα των κοντινών μετρήσεων που προκύπτουν από τη δορυφορική επισκόπηση [90].

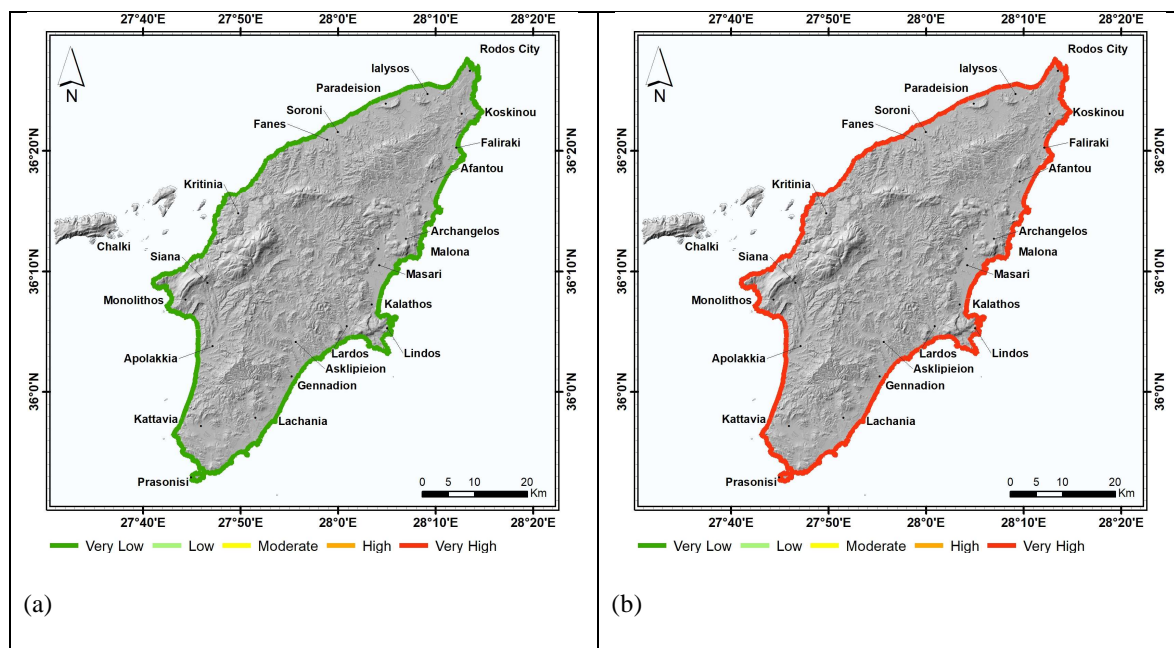


Σχήμα 2. Μηνιαία δεδομένα για τη στάθμη της θάλασσας (μπλε κουκκίδες) και τη γραμμική τάση (μαύρη συμπαγής γραμμή με την εξίσωση της) της περιόδου 1969-2016 που ελήφθησαν από τον παλιρροιογράφο της Ρόδου, μαζί με τις τοπικές προβολές του εύρους MSL (5° - 95° εκατοστημόριο) τον 21^ο αιώνα για τα

σενάρια RCP2.6 (πράσινη σκιασμένη περιοχή), RCP4.5 (μπλε σκιασμένη περιοχή), RCP8.5 (κόκκινη σκιασμένη περιοχή) και High-End (γκρι σκιασμένη περιοχή) που προκύπτει από την προσέγγιση πιθανοτήτων των Jevrejeva et al . [66] και Jackson και Jevrejeva 2016 [67]. Οι αλλαγές της στάθμης της θάλασσας (σε mm) προσαρμόζονται στην αναθεωρημένη τοπική αναφορά (Revised Local Reference-RLR) για το νησί της Ρόδου (PSMSL ID ID: 1243).

Για τους σκοπούς της παρούσας έρευνας, υιοθετήθηκε ένας τρέχον ρυθμός MSL $<1,8 \text{ mm y}^{-1}$ ως ένα ρεαλιστικό εύρος τιμών που ενσωματώνουν τις παραπάνω διαφορετικές πληροφορίες. Επομένως, σύμφωνα με τα όρια CVI που παρουσιάζονται στον Πίνακα 1, η πιθανή παράκτια τρωτότητα από τον τρέχοντα ρυθμό ανύψωσης του MSL στη Ρόδο αξιολογείται ως Πολύ Χαμηλή για ολόκληρη την παράκτια ζώνη (Σχήμα 3).

Δεδομένου ότι η ανύψωση του MSL αναμένεται να επιταχυνθεί στο εγγύς μέλλον από την υπερθέρμανση του πλανήτη, το τρέχον CVI θα αλλάξει. Σύμφωνα με τα σενάρια RCP2.6, R4.5, RCP8.5 και High-End, το MSL στην περιοχή του Νοτιοανατολικού Αιγαίου αναμένεται να ανυψωθεί κατά 43 cm, 51 cm, 72 cm και 82 cm, αντίστοιχα μέχρι τα τέλη του 21ου αιώνα (2000-2100) [66,67] (Σχήμα 2). Για όλα τα παραπάνω σενάρια, ο ρυθμός MSL είναι πολύ μεγαλύτερος από $3,4 \text{ mm y}^{-1}$, που είναι το κατώτατο όριο της κλάσης που παραπέμπει στην μεγαλύτερη τρωτότητα για τη μεταβλητή της αλλαγής του MSL, καθώς οι προβλεπόμενοι ρυθμοί είναι $4,1 \text{ mm y}^{-1}$ για το RCP2.6 σενάριο, $5,2 \text{ mm y}^{-1}$ για το σενάριο RCP4.5, $7,7 \text{ mm y}^{-1}$ για το σενάριο RCP8.5 και $8,9 \text{ mm y}^{-1}$ για το σενάριο High-End. Επομένως, το 2100, ολόκληρη η παράκτια ζώνη της Ρόδου θα καταταχθεί στην κατηγορία 5 (Πολύ Υψηλή τρωτότητα).



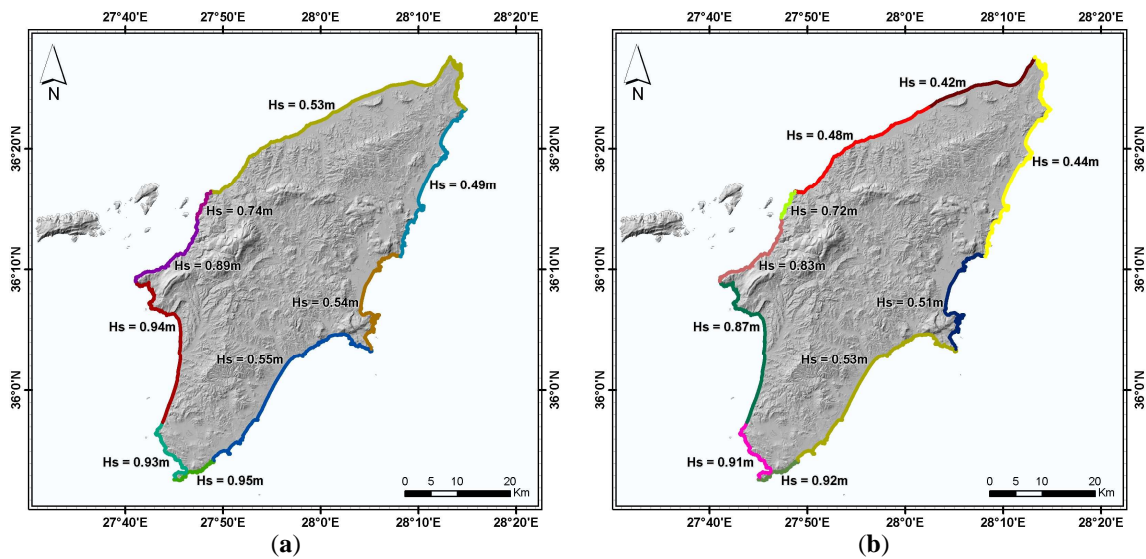
Σχήμα 3. Χωρική κατανομή της τρωτότητας των παράκτιων περιοχών στο μέσο ρυθμό ανύψωσης της θαλάσσιας στάθμης στη Ρόδο (α) τρέχουσα κατάσταση και (β) προβλεπόμενη για 2100.

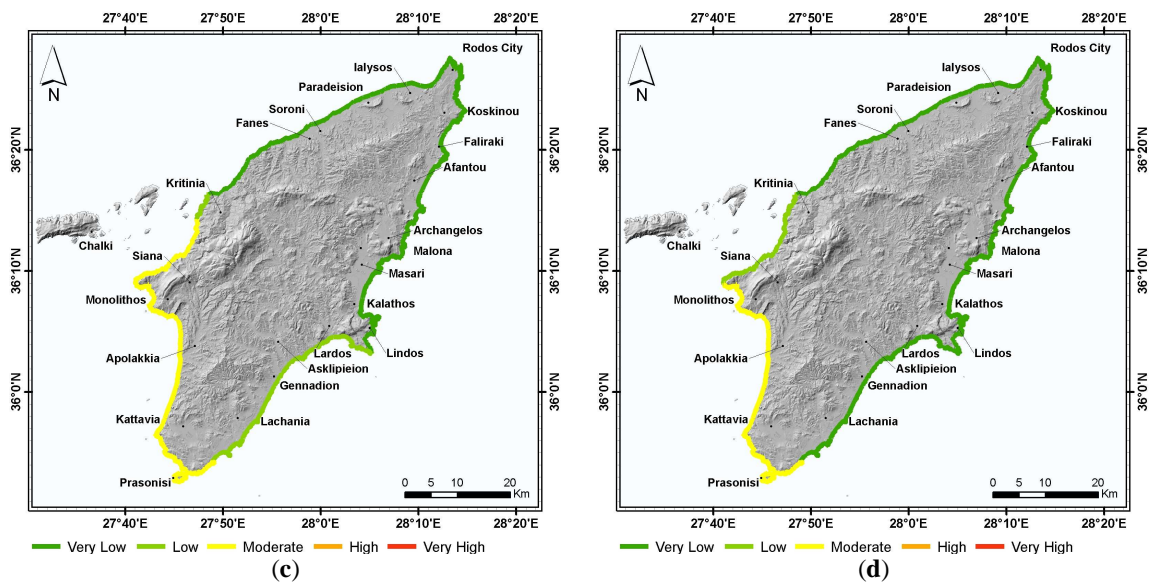
4.1.2 Σημαντικό ύψος κύματος (Significant Wave Height-SWH)

Τα υπεράκτια σημαντικά ύψη κύματος SWHs γύρω από το νησί της Ρόδου κυμαίνονται από 0.63 m στα βόρεια, 0.57-0.69 m στα βορειοανατολικά και ανατολικά, 0.93-1.01 m στα νότια και νοτιοδυτικά και 0.55-0.78 m στα βορειοδυτικά. Παρόμοιες τιμές SWH παρουσιάζονται από τους Zacharioudaki et al., 2015 [92] και Jadidoleslam et al., 2016 [93] έπειτα από ανάλυση ενός συνόλου δεδομένων hindcast κυμάτων 42 ετών (1960-2001) και 15 ετών (1999-2013), αντίστοιχα. Ωστόσο, λόγω των επιπτώσεων της παράκτιας διάδοσης και του μετασχηματισμού των κυμάτων, οι παράκτιες περιοχές του νησιού λαμβάνουν χαμηλότερη κυματική ενέργεια που αντιπροσωπεύεται από μέσες SWHs 0.53 m στα βόρεια, 0.49-0.55 m στα βορειοανατολικά, ανατολικά και νοτιοανατολικά, 0.89-0.95 m προς τα νότια και τα νοτιοδυτικά, και 0.53-0.74 m προς τα δυτικά και βορειοδυτικά (Σχήμα 4α). Πάνω από το μισό (~51%) της παράκτιας ζώνης της Ρόδου, και ειδικότερα, βρίσκεται στα δυτικά, βόρεια και ανατολικά, παρουσιάζει Πολύ Χαμηλή Τρωτότητα σε σχέση με τη δραστηριότητα του κυματισμού (Πίνακας 1). Δύο περιοχές Χαμηλής Τρωτότητας (~19% της παράκτιας ζώνης) παρατηρούνται στο δυτικό τμήμα (κοντά στην Κρητηνία) και στο νοτιοανατολικό τμήμα (μεταξύ Λίνδου και Λαχάνιας. Η νότια και νοτιοδυτική ακτή από το

Πρασονήσι στην Κρητηνία (περίπου το 30% της συνολικής ακτογραμμής του νησιού) εμφανίζεται με Μέτρια Τρωτότητα στην κυματική ενέργεια (Σχήμα 4γ).

Το παραπάνω μοτίβο κυματικής ενέργειας είναι πιθανό να αλλάξει στα τέλη του 21ου αιώνα, καθώς προβλέπεται μια συνολική εξασθένηση από διάφορα περιφερειακά μοντέλα [94,95]. Ωστόσο, αυτή η μείωση δεν αναμένεται να είναι η ίδια σε όλη Ρόδο. Γενικά, η μείωση των SWHs προβλέπεται να είναι υψηλότερη (14-18%) στις βόρειες και βορειοδυτικές παράκτιες ζώνες του νησιού, και χαμηλότερη (~2%) στη νότια περιοχή (Εικόνα 4β). Ως εκ τούτου, οι τομείς βορειοδυτικά (από τη Σορώνη στην πόλη της Ρόδου) και βόρεια (από την πόλη της Ρόδου προς την Κοσκινού) μπορούν να παρουσιάσουν στο μέλλον Μέτρια και Χαμηλή τρωτότητα, αντίστοιχα. Στην υπόλοιπη παράκτια περιοχή, παρόλο που αναμένεται εξασθένηση έως και 13,1% της κυματικής ενέργειας, ο μέσος SWH δεν θα είναι μικρότερος από 1,25 m και, επομένως, η τρωτότητα μπορεί να διατηρηθεί στην κατηγορία Πολύ Υψηλή (Σχήμα 4δ).





Σχήμα 4. Τιμές μέσου SWHs (σε m) γύρω από το νησί της Ρόδου (α) τρέχουσα κατάσταση και (β) προβλεπόμενη για το 2100 και χωρική κατανομή της παράκτιας τρωτότητας του μέσου SWH (γ) τρέχουσα κατάσταση, και (δ) προβλεπόμενη για το 2100.

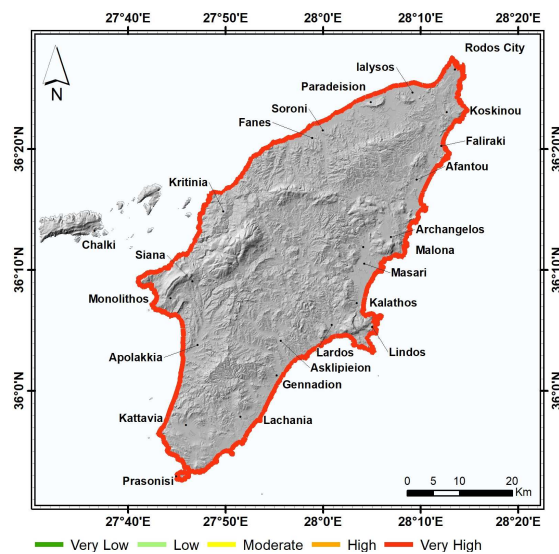
4.1.3 Παλιρροιακό εύρος

Το παλιρροιακό εύρος σχετίζεται στενά τόσο με μόνιμα όσο και με παροδικά πλημμυρικά γεγονότα. Ο Gornitz [22] υποδηλώνει ότι ένα υψηλό παλιρροιακό εύρος σχετίζεται με ισχυρότερα παλιρροιακά ρεύματα, τα οποία μπορεί να προκαλέσουν διάβρωση και μεταφορά ιζημάτων με τέτοιο τρόπο, ώστε ακτές με μεγάλα παλιρροιακά εύρη (υπόκεινται σε εύρος παλίρροιας μεγαλύτερη των 4 m), να γίνουν πιο ευάλωτες σε σχέση με αυτές που παρουσιάζουν μικρά παλιρροιακά εύρη, εύρος παλίρροιας μικρότερη από 2 m). Ομοίως, οι Shaw et al. [96], υποστηρίζοντας την ιδέα του Gornitz [22], πρότειναν ότι η αύξηση της μέσης στάθμης της θάλασσας θα ενίσχυε τη συχνότητα πλημμύρας των μεγα-παλιρροιακών περιβαλλόντων (μεγάλα παλιρροιακά εύρη) όπως τα δέλτα και οι εκβολές. Αυτό θα είχε επίσης ως αποτέλεσμα η κάλυψη με θαλασσινό νερό των περιοχών αυτών να υπερβαίνει επίπεδα της αστρονομικής παλίρροιας. Ως εκ τούτου, σύμφωνα με τις προοπτικές των προαναφερθέντων μελετών, οι παράκτιες περιοχές μπορεί να θεωρηθούν ως περιοχές με Πολύ Υψηλή τρωτότητα, εάν βρίσκονται σε περιοχές με μεγάλο παλιρροιακό εύρος, ενώ οι παράκτιες περιοχές που εκτίθενται σε χαμηλό παλιρροιακό εύρος μπορούν να χαρακτηριστούν ως περιοχές με Πολύ Χαμηλή τρωτότητα. Ωστόσο, οι Thielier και Hammar-Klose [44] παρείχαν μια διαφορετική ιδέα, χαρακτηρίζοντας τις μικρο-παλιρροιακές (ακτές με μικρό παλιρροιακό εύρος) ακτές ως ακτές με Πολύ Υψηλή τρωτότητα και τις μέγα-

παλιρροιακές ακτές ως ακτές με Πολύ Χαμηλή τρωτότητα. Το σκεπτικό είναι ότι στις μικρο-παλιρροιακές ακτές η μέση στάθμη της θάλασσας είναι κοντά στην υψηλή παλίρροια, επομένως, κατά την εμφάνιση μιας καταιγίδας, οι πλημμύρες σε αυτές τις περιοχές είναι πιο πιθανές από ό, τι στις μέγα-παλιρροιακές ακτές [47]. Από την άλλη πλευρά, τη στιγμή της άμπωτης, η στάθμη της θάλασσας στις μέγα-παλιρροιακές ακτές κατά τη διάρκεια των καταιγίδων μπορεί να είναι σημαντικά χαμηλότερη από το επίπεδο της παλίρροιας, αυξάνοντας έτσι την πιθανότητα μείωσης των επιπτώσεων των πλημμυρών [20]. Η προσέγγιση των Thieler και Hammar-Klose [44] υιοθετήθηκε από πολλούς ερευνητές, όπως οι Pendleton et al. (2010) [48] για τον Βόρειο Κόλπο του Μεξικού, Dwarakish et al. (2009) [97] και Parthasarathy & Natesan (2015) [98] για τις νοτιοδυτικές και νότιες ακτές της Ινδίας, Hereher (2015) [99] και Pantusa et al. (2018) [100] για τη Μεσόγειο Θάλασσα και Musa et al. (2014) [101] και Tano et al. (2015) [102] για τις ακτές της Δυτικής Αφρικής.

Για τους σκοπούς της παρούσας μελέτης, υιοθετήθηκε ένα μέσο παλιρροιακό εύρος 0,14 m [71] για όλα τα κελιά δεδομένων του CVI, έχοντας, ωστόσο, το μειονέκτημα ότι λείπουν οι παραλλαγές μεγάλης κλίμακας που θα μπορούσαν να συμβάλουν στον προσδιορισμό τον πιο τρωτών παράκτιων τμημάτων. Ως εκ τούτου, ακολουθώντας τη προσέγγιση των Thieler και Hammar-Klose [44], ορίστηκε μια Πολύ Υψηλή τρωτότητα (βλ. Πίνακα 1) σε ολόκληρη την ακτογραμμή της Ρόδου (Σχήμα 9). Η επιλογή της συγκεκριμένης προσέγγισης αντί αυτής που πρότεινε οι Shaw et al. [96] βασίστηκε στην ιδέα ότι η υπερεκτίμηση της τρωτότητας είναι σοφότερη από την υποεκτίμησή της, ενώ θα πρέπει να ληφθεί υπόψη ότι οι μικρο-παλιρροιακές ακτές είναι ιδιαίτερα ευαίσθητες στην ανύψωση της θαλάσσιας στάθμης SLR [103] και τα παράκτια οικοσυστήματά τους, όπως οι υγρότοποι, είναι πολύ λιγότερο ανθεκτικά στις αλλαγές αυτές [104]. Πράγματι, ένα εκτεταμένο τμήμα της ανατολικής παράκτιας ζώνης της Ρόδου αποτελείται από αλλουβιακά ριπίδια (Σχήμα 5).

Το μέσο παλιρροιακό εύρος δεν αναμένεται να αλλάξει σημαντικά έως τα τέλη του 21ου αιώνα, καθώς οι προβολές των πιθανοτήτων εκτιμούν ότι δεν θα τροποποιηθεί περισσότερο από 1 cm σε σχέση με το σημερινό του εύρος [72]. Επομένως, η τρωτότητα είναι πολύ πιθανό να παραμείνει στην κατηγορία Πολύ Υψηλή.



Σχήμα 5. Χωρική κατανομή της παράκτιας τρωτότητας του μέσου παλιρροιακού εύρους στο νησί της Ρόδου για την τρέχουσα κατάσταση καθώς και για το 2100.

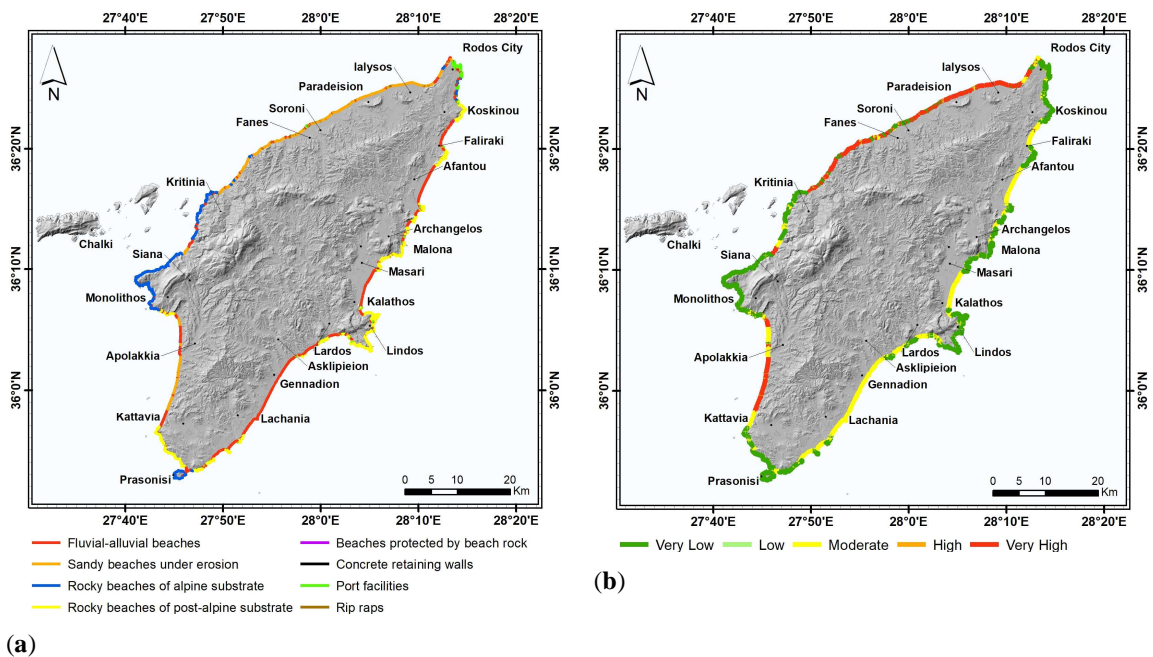
4.1.4 Λιθολογία και γεωμορφολογία

Προηγούμενες μελέτες που πραγματοποιήθηκαν από [38–40,105] και οι πρόσφατες επιτόπιες παρατηρήσεις, στα πλαίσια της παρούσας έρευνας, έχουν εντοπίσει ότι οι παραλίες που συνίστανται από ποτάμιες και αλλουβιακές αποθέσεις, και πιο συγκεκριμένα από χαλαρά ιζημάτα, όπως άμμους, κροκάλες και χάλικες, βρίσκονται υπό διάβρωση και αποτελούν σχεδόν το 43% της παράκτιας ζώνης της Ρόδου. Οι παραλίες που προστατεύονται από ψηφιδοπαγείς αιγιαλούς-beachrocks είναι περιορισμένες, καθώς η πλειονότητα αυτών των συνεκτικών σχηματισμών είναι ανυψωμένη [39][106] και, επομένως, δεν μπορούν να συμβάλουν ουσιαστικά στην ανάσχεση της παράκτιας διάβρωσης. Ακτές αλπικού υποβάθρου βρίσκονται κυρίως στο δυτικό τμήμα (Κρητηνία, Σιάνα και Μονόλιθος) και στο νότιο άκρο (Πρασονήσι) του νησιού, ενώ ακτές μετα-αλπικού υποβάθρου βρίσκονται στις ανατολικές και νότιες περιοχές (π.χ. Κοσκινού, Λίνδος και Κατταβιά). Εμφανίζονται κυρίως ως ακρωτήρια ανάμεσα σε εκτεταμένες αμμώδεις παραλίες. Με βάση τα κατώτατα όρια του Πίνακα 1, περίπου το 60% του μήκους της δυτικής παράκτιας ζώνης του νησιού, δηλαδή των περιοχών της Ιαλυσού-Κρητηνίας και της Απολακκιάς-Κατταβιάς, αποτελείται από μη συνεκτικοποιημένα ιζήματα και μπορεί να χαρακτηριστεί από Πολύ Υψηλή τρωτότητα (~30% της κατανομής της μεταβλητής) (Σχήμα 6α). Περίπου το 50% του μήκους της ανατολικής παράκτιας ζώνης αντιμετωπίζει Μέτρια τρωτότητα (~25% της κατανομής της

μεταβλητής) λόγω της παρουσίας ποτάμιων-αλλουβιακών αποθέσεων στα χαμηλότερα σημεία του υδρογραφικού δικτύου του νησιού. Τομείς Πολύ Χαμηλής τρωτότητας (~37% της κατανομής της μεταβλητής) μπορούν να θεωρηθούν ως επί το πλείστον οι κεντρικές-ανατολικές (Αρχάγγελος-Λίνδος) και οι κεντρικές-δυτικές ακτές (Κρητηνία-Μονόλιθος), το νότιο τμήμα της Ρόδου (Κατταβιά- Λαχανιά), εκτός από το τόμπολο που χαρακτηρίζεται από Μέτρια Τρωτότητα, το οποίο συνδέει την ηπειρωτική χώρα της Ρόδου με το Πρασονήσι, καθώς και το μεγαλύτερο τμήμα της βορειοανατολικής παράκτιας ζώνης που βρίσκεται μεταξύ της πόλης της Ρόδου και του κόλπου της Αφάντου (Εικόνα 6α). Τα τμήματα που αναφέρθηκαν παραπάνω αποτελούνται κυρίως από βραχώδες υπόβαθρο (αλπικό και μετα-αλπικό), και χονδρόκοκκες, κυρίως ποτάμιες-αλλουβιακές αποθέσεις (κροκάλες, χαλίκια και ογκολίθους), ενώ υπάρχει μια ποικιλία υποδομών και κατασκευών ανάσχεσης της διάβρωσης, στο παραθαλάσσιο μέτωπο της Ρόδου, όπως λιμένες, μαρίνες, rip gaps και τοίχοι συγκράτησης (Σχήμα 6α).

Η παραπάνω λιθολογία και τα κύρια παράκτια γεωμορφολογικά χαρακτηριστικά δεν αναμένεται να τροποποιηθούν μέχρι το τέλος του 21ου αιώνα, καθώς η διαμόρφωσή τους απαιτεί πιο μακροχρόνιες διεργασίες.

Μικρές αλλαγές σε ορισμένες περιοχές είναι πιθανό να συμβούν λόγω των επιπτώσεων της υποχώρησης ή της επέλασης της ακτογραμμής που προκαλούνται από την απομάκρυνση του μη συνεκτικοποιημένου ιζήματος από ορισμένες παραλίες και την επακόλουθη αποκάλυψη του βραχώδους υποβάθρου, ή το αντίστροφο. Ωστόσο, στις περισσότερες περιπτώσεις, αυτές οι εναλλαγές είναι ήσσονος σημασίας, εφήμερες, απρόβλεπτες, τοπικά περιορισμένες και δεν μπορούν να επηρεάσουν την υπάρχουσα παράκτια λιθολογία του νησιού. Επομένως, αυτή η μεταβλητή είναι πολύ πιθανό να παραμείνει αμετάβλητη τις επόμενες δεκαετίες (Σχήμα 6β).



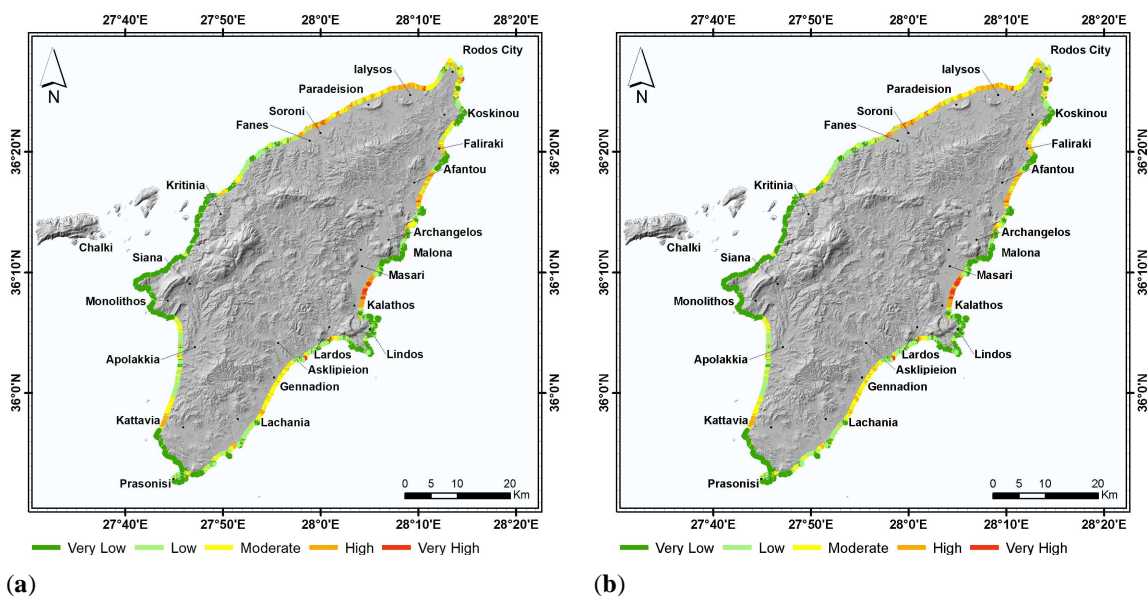
Σχήμα 6. (α) Τύποι λιθολογικών και γεωμορφολογικών χαρακτηριστικών μεγάλης κλίμακας (50 m x 50 m) οι οποίοι προέκυψαν από συνδυασμό βιβλιογραφικής ανασκόπησης και επιτόπιων έρευνών κατά μήκος της παράκτιας ζώνης του νησιού της Ρόδου. (β) χωρική κατανομή της παράκτιας τρωτότητας με βάση τη λιθολογία και τη γεωμορφολογία για την τρέχουσα κατάσταση, καθώς και το 2100.

4.1.5 Παράκτιες κλίσεις

Οι ακτές που χαρακτηρίζονται από Υψηλή και Πολύ Υψηλή τρωτότητα (Πίνακας 1) εμφανίζονται σε ποσοστά ~2% και ~12%, αντίστοιχα, σε σχέση με τις ακτές Μέτριας, Χαμηλής και Πολύ Χαμηλής τρωτότητας, οι οποίες αντιπροσωπεύουν το ~20%, ~25% και ~41%, αντίστοιχα, (Σχήμα 7α). Υψηλή και Πολύ Υψηλή τρωτότητα παρατηρείται κυρίως στις περισσότερες από τις βορειοδυτικές παραλίες της Ρόδου (π.χ. Ιαλυσός και Παραδείσι), τις ανατολικές παραλίες Κοσκινού, Φαληράκι και Αφάντου, και τις νότιες ακτές Γεννάδι, Λαχανιά, Καταβιάς και Απολακκιάς. Όλες οι παραπάνω συγκαταλέγονται στα δημοφιλή τουριστικά αξιοθέατα. Το δυτικό τμήμα της πόλης Ρόδου μπορεί να θεωρηθεί ως τμήμα με Πολύ Υψηλή τρωτότητα, σε αντίθεση με το ανατολικό τμήμα της, το οποίο παρουσιάζει Χαμηλή έως Πολύ Χαμηλή τρωτότητα λόγω των υφιστάμενων υποδομών όπως λιμάνια και μαρίνες. Τέλος, τα κεντρικά τμήματα της δυτικής και ανατολικής παράκτιας ζώνης της Ρόδου (δηλ. Νότια των περιοχών Φάνες-Μονόλιθος και Αρχάγγελος-Λίνδος αντίστοιχα) παρουσιάζουν παράκτιους κρημνούς με κλίσεις που κυμαίνονται

από 7 έως 20% (που υποδηλώνουν Χαμηλή τρωτότητα), φτάνοντας μέχρι και πάνω από 20% (Πολύ Χαμηλή τρωτότητα) (Σχήμα 7α, Πίνακας 1).

Σε σύγκριση με την τρέχουσα κατάσταση, η τρωτότητα το 2100 λόγω των παράκτιων κλίσεων αναμένεται να παραμείνει σχεδόν αμετάβλητη. Μια μικρή αύξηση των περιοχών με Πολύ Υψηλή (0,1%), Υψηλή (0,1%) και Χαμηλή (0,2%) και μείωση περίπου 0,4% στις περιοχές με Μέτρια τρωτότητα προβλέπεται στα τέλη του 21ου αιώνα (Εικόνα 7β) Η κλίση των βραχωδών ακτών μπορεί να είναι σταθερή για τις επόμενες δεκαετίες, ενώ οι παραπάνω αλλαγές μπορούν να ανιχνευθούν σε ελάχιστα μέρη, κυρίως σε παράκτιες περιοχές με μικρές κλίσεις.



Σχήμα 7. Χωρική κατανομή της παράκτιας τρωτότητας όσον αφορά τις παράκτιες κλίσεις του νησιού της Ρόδου (α) τρέχουσα κατάσταση και (β) προβλεπόμενη για το 2100.

4.1.6 Η εξέλιξη της ακτογραμμής

Η ανάλυση της μετατόπισης της ακτογραμμής της Ρόδου για το χρονικό διάστημα 2000-2018 εμφανίζει Μέτρια τρωτότητα σε σχεδόν ολόκληρο το μήκος της (Σχήμα 8α), με τον μέσο ρυθμό υποχώρησης/επέλασης να κυμαίνεται από -1 έως +1 m y⁻¹ (Πίνακας 1). Ωστόσο, παρατηρούνται σποραδικά παραλίες με Υψηλή έως Πολύ Υψηλή τρωτότητα (βλ. Κατώτατα όρια στον πίνακα 1) οι οποίες βρίσκονται στην παράκτια ζώνη της Ρόδου με χαμηλή κλίση, όπως το νότιο τμήμα του νησιού (περιοχή Κατταβιά-Λαχανιά), οι βορειοδυτικές ακτές (Ιαλυσός-Φανές) και η νοτιοανατολική περιοχή της πόλης της Ρόδου [107]. Όσον αφορά τις τουριστικές βορειοανατολικές

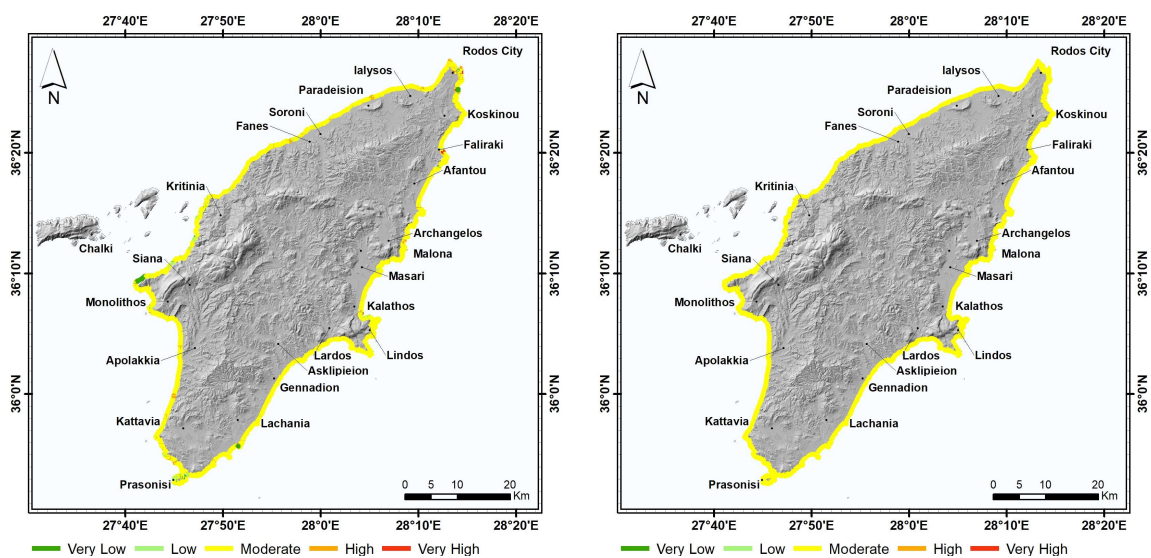
παραλίες της Ρόδου, δηλαδή, Φαληράκι, Αφάντου και Αρχάγγελος, οι εποχικές αλλαγές στην ακτογραμμή είναι συχνές με την πάροδο των ετών [64], διατηρώντας ισορροπία στην ποσότητα των ιζημάτων. Έτσι, κατά την άνοιξη και το καλοκαίρι, το κυρίαρχο κυματικό καθεστώς μεταφέρει ιζημάτα υπεράκτια προς τα δεξιά (clockwise) και προς τα βόρεια, συσσωρεύοντας ιζήματα στη βορειοανατολική ακτή του νησιού, ενώ κατά τη διάρκεια του χειμώνα, η κυριαρχία των ανατολικών και νοτιοανατολικών ανέμων στην ανατολική παράκτια ζώνη προκαλεί έντονη κυματική δραστηριότητα που οδηγεί την κίνηση των ιζημάτων της ακτής προς τα αριστερά (counterclockwise) προς τη δυτική ακτή, αφαιρώντας μεγάλη ποσότητα ιζημάτων από τις δημοφιλείς βορειοανατολικές παραλίες.

Από την άλλη πλευρά, οι παραλίες με Χαμηλή και Πολύ Χαμηλή τρωτότητα, με μέσο όρο επέλασης $\geq +1 \text{ m y}^{-1}$, βρίσκονται στις ακτές του Μονόλιθου, της Σιάνας, της Κρητηνίας, της Καλάθου-Λίνδου και στο νησάκι Πρασονήσι (Σχήμα 8α). Τέλος, αμετάβλητες παραμένουν οι ακτές στις περιοχές Μαλώνα, Μάσσαρη και Γεννάδι.

Πρέπει να υπογραμμιστεί ότι για την επίτευξη μιας πιο αντιπροσωπευτικής κατάταξης τρωτότητας, ελήφθη επίσης υπόψη το κατά προσέγγιση πλάτος των παραλιών που ερευνήθηκαν, καθώς η ένταση της υποχώρησης ή της επέλασης της ακτής δεν έχει το ίδιο πρακτικό αποτέλεσμα σε μια στενή ή μια παραλία με μεγάλο πλάτος .

Σύμφωνα με το αποτέλεσμα του κανόνα Bruun, μια προοδευτική άνοδος MSL έως 0,61 m έως το 2100 θα οδηγήσει σε σημαντική υποχώρηση της ακτογραμμής σε όλες τις παράκτιες περιοχές του νησιού (Σχήμα 8β). Πιο συγκεκριμένα, οι μέγιστες υποχωρήσεις παρατηρούνται στο νότιο τμήμα του νησιού στις παραλίες μεταξύ Λαχανιάς και Κατταβιάς, όπου η υποχώρηση φτάνει έως και 38 m, με ρυθμό $0,5 \text{ m y}^{-1}$, προκαλώντας την απώλεια του 54% της σημερινής παράκτιας ζώνης. Στο βορειοδυτικό τμήμα του νησιού, μεταξύ της πόλης της Ρόδου και της Σορωνής, η υποχώρηση υπολογίστηκε στα 18 m, αλλά λόγω του μικρού πλάτους της περιοχής της παραλίας, το 80% θα χαθεί, με ποσοστό υποχώρησης $0,2 \text{ m y}^{-1}$. Στο τμήμα ΝΑ (Γεννάδι) και ΝΔ (Απολακκιά) του νησιού, η υποχώρηση είναι περίπου 25 m (ρυθμός υποχώρησης $0,3 \text{ m y}^{-1}$), με αποτέλεσμα την απώλεια 52% και 63% της παρούσας παραλίας, αντίστοιχα. Όσον αφορά τις δύο πιο τουριστικές παραλίες του νησιού, αυτές της Αφάντου και του Φαληρακίου, η ακτογραμμή θα υποχωρήσει κατά 20 m, με ρυθμό υποχώρησης $0,3 \text{ m y}^{-1}$, χάνοντας περίπου το 46% του παρόντος πλάτους και προκαλώντας σημαντικές απώλειες στην τοπική οικονομία. Στα νότια, η παραλία της Καλάθου θα

χάσει το 1/3 του σημερινού πλάτους της, λόγω υποχώρησης περίπου 17 m (ρυθμός υποχώρησης $0,2 \text{ m y}^{-1}$). Όλες οι παραπάνω εκτιμήσεις υποχώρησης ισχύουν χωρίς να λαμβάνονται υπόψη μελλοντικά παράκτια έργα για την προστασία της παραλίας ή μια εξαιρετικά απίθανη σημαντική αλλαγή του τοπικού καθεστώτος ανέμου/κυμάτων κατά τα επόμενα 80 χρόνια. Ως εκ τούτου, όλες οι αμμόδεις παραλίες της Ρόδου, μαζί με τις αλπικές και μετα-αλπικές βραχώδεις ακτές, παρουσιάζουν Μέτρια τρωτότητα, με τον μέσο ρυθμό υποχώρησης να κυμαίνεται από -1 έως $+1 \text{ m y}^{-1}$ έως το 2100. Η εξέλιξη της μετατόπισης των ακτών οφείλεται στο ότι το SLR ακολουθεί έναν μάλλον συνεχή μέτριο ρυθμό κατά τη μετρούμενη περίοδο 2000-2018 και αυτή για το 2020-2100, καθώς και στις δύο περιπτώσεις η υποχώρηση δεν υπερβαίνει το όριο του 1 m y^{-1} .



(a)

(b)

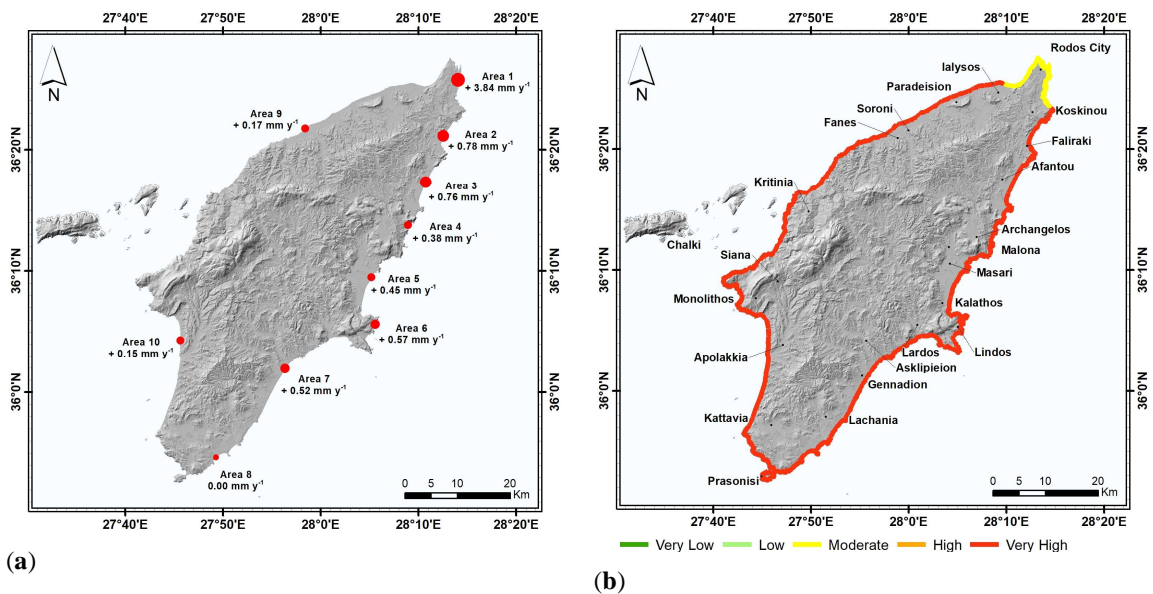
Σχήμα 7. Χωρική κατανομή της τρωτότητας των παράκτιων περιοχών της Ρόδου (α) τρέχουσα κατάσταση και (β) προβλεπόμενη για το 2100.

4.1.7 Κατακόρυφες Τεκτονικές Κινήσεις

Το νησί της Ρόδου παρουσιάζει τεκτονική ανύψωση διότι βρίσκεται στο όριο της Ζώνης Υποβύθισης. Ένα περίπλοκο μοτίβο τεκτονικών μετατοπίσεων παραμορφώνει την περιοχή προκαλώντας συνολική ανύψωση έως $3,3 \text{ mm y}^{-1}$ κατά τη διάρκεια των τελευταίων 5 ka [56]. Ωστόσο, αυτή η ανύψωση δεν είναι ομοιόμορφη, παρουσιάζοντας μια μεταβλητότητα που επιτρέπει τη διαίρεση του νησιού σε διάφορες περιοχές που χαρακτηρίζονται από ξεχωριστούς ρυθμούς κατακόρυφων κινήσεων [29,31,32]. Μεταξύ των μελετών που ελήφθησαν υπόψη για τον

υπολογισμό της μέσης ανύψωσης των διαφορετικών περιοχών, κατά μήκος της παράκτιας ζώνης της Ρόδου, οι έρευνες των Pirazzoli [87], Pirazzoli et al. [29,86], Howell et al. [31] και Pavlopoulos et al. [108] παρείχε την πλειονότητα των σχετικών δεδομένων. Έτσι, με βάση τα υπολογιζόμενα ποσοστά ανύψωσης, η παράκτια ζώνη της Ρόδου μπορεί να χωριστεί στις ακόλουθες περιοχές: (1) Πόλη Ρόδου - Κοσκινού, όπου η μέση ανύψωση εκτιμάται στα $3,84 \text{ mm y}^{-1}$, που αντιπροσωπεύει στην πραγματικότητα τη μέγιστη κατακόρυφη μετατόπιση που συναντάται στο νησί; (2) στον κόλπο του Φαληρακίου, όπου η μέση ανύψωση εκτιμάται στα $0,78 \text{ mm y}^{-1}$. (3) στον κόλπο Αφάντου, όπου η μέση ανύψωση είναι $\sim 0,76 \text{ mm y}^{-1}$. (4) στον Αρχάγγελο, όπου η μέση ανύψωση είναι $\sim 0,38 \text{ mm y}^{-1}$. (5) από το Μάσαρη έως το χωριό Κάλαθος, όπου ο σχετικός ρυθμός είναι $\sim 0,45 \text{ mm y}^{-1}$ (6) στην Λίνδο, όπου ο μέσος ρυθμός ανύψωσης εκτιμάται στα $0,57 \text{ mm y}^{-1}$ (7) από τη Λάρδο έως το Γεννάδι, όπου εμφανίζεται ένας μέσος ρυθμός ανύψωσης $\sim 0,52 \text{ mm y}^{-1}$. (8) νότια της Λαχανιάς, όπου η ανύψωση παρουσιάζεται αμελητέα και (9, 10) το δυτικό τμήμα της Ρόδου, όπου οι ανυψώσεις της είναι περιορισμένες, με τους σχετικούς μέσους ρυθμούς ανύψωσης να παρουσιάζονται περίπου στα $0,17$ και $0,15 \text{ mm y}^{-1}$ για τις περιοχές, από την πόλη της Ρόδου έως Κρητηνία και Κρητηνία-Κατταβιά, αντίστοιχα (Σχήμα 9α). Ως εκ τούτου, σύμφωνα με τα όρια που δίνονται στον Πίνακα 1, η τρωτότητα του βόρειου τμήματος της Ρόδου μπορεί να χαρακτηριστεί ως Μέτρια (αντιπροσωπεύει περίπου το 12% της κατανομής της μεταβλητής), ενώ η υπόλοιπη παράκτια ζώνη μπορεί να θεωρηθεί ως περιοχή Πολύ Υψηλής τρωτότητας (Σχήμα 9β). Το σκεπτικό για την κατάταξη της τρωτότητας όσον αφορά τις κατακόρυφες κινήσεις στην παράκτια ζώνη προέρχεται από το γεγονός ότι οι ακτές στις οποίες παρουσιάζεται έντονη κατάκορυφη ανύψωση συνήθως προελαύνουν [66].

Ο ρυθμός των κατακόρυφων τεκτονικών κινήσεων δεν μπορεί να προβλεφθεί σε μια τόσο ενεργή γεωδυναμικά περιοχή. Η υπεράκτια περιοχή της Ρόδου έχει πολύ υψηλό σεισμικό δυναμικό, το οποίο είναι σε θέση ανά πάσα στιγμή να παράγει ισχυρούς σεισμούς ($M > 7,5$) και να προκαλέσει διαφορική ανύψωση και στρέβλωση του στερεού φλοιού [30]. Ωστόσο, σε περίπτωση που στο εγγύς μέλλον δεν εμφανιστεί πολύ έντονη ή σχεδόν αδρανής σεισμική δραστηριότητα, ο ρυθμός κατακόρυφης ανύψωσης είναι πιθανό να είναι ο ίδιος με αυτόν που προσδιορίστηκε παραπάνω.

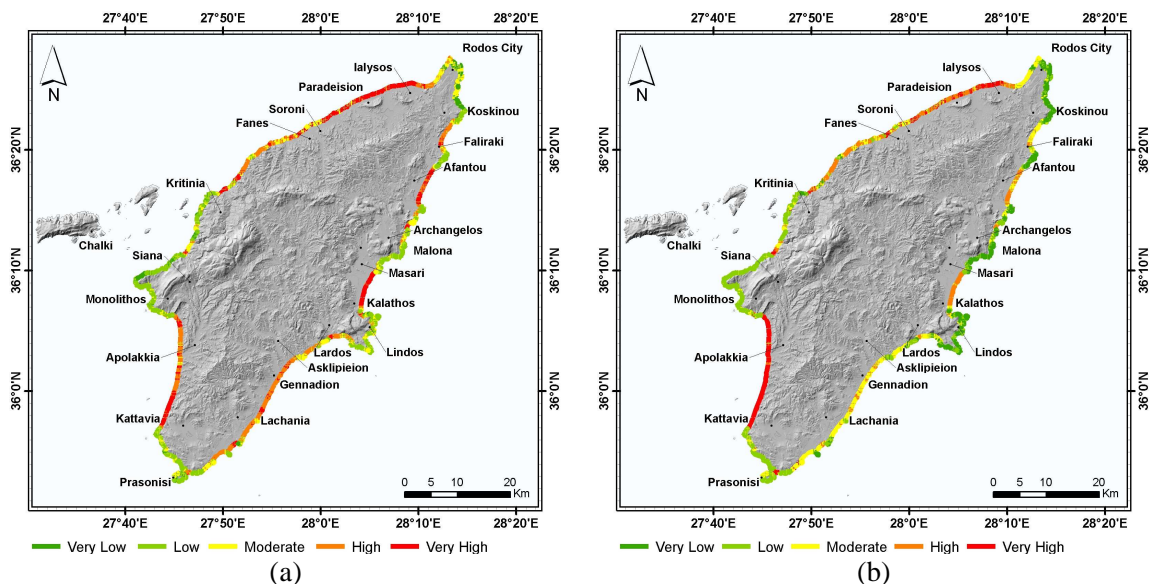


Σχήμα 9. α) Ρυθμός τεκτονικής ανύψωσης κατά μήκος της παράκτιας ζώνης του νησιού της Ρόδου (κόκκινες κουκίδες) (β) Χωρική κατανομή της τρωτότητας της παράκτιας ζώνης σε κατακόρυφες τεκτονικές κινήσεις για την τρέχουσα κατάσταση καθώς και το 2100.

4.2 Συνοπολογισμός όλων των κλάσεων CVI για το νησί της Ρόδου

Η τρέχουσα ταξινόμηση των μεταβλητών του CVI κατά μήκος της παράκτιας ζώνης της Ρόδου απεικονίζεται στο Σχήμα 10α. Η ταξινόμηση δείχνει ότι περιοχές που παρουσιάζουν Υψηλή τρωτότητα και Πολύ Υψηλή τρωτότητα αντιστοιχούν στο 18% και το 21% αντίστοιχα, ενώ οι περιοχές με Πολύ Χαμηλή, Χαμηλή και Μέτρια τρωτότητα εμφανίζονται σε ποσοστά ~18, ~37 και ~4%, αντίστοιχα. Συγκεκριμένα, η πλειονότητα των παραλιών που συναντώνται στο δυτικό τμήμα της πόλης της Ρόδου και στη δυτική ακτογραμμή που εκτείνεται από την Ιαλυσό έως τα βόρεια της Κρητηνίας, εκτιμάται ως περιοχή με Υψηλή και Πολύ Υψηλή τρωτότητα λόγω των χαμηλών κλίσεων (κυρίως <4% · Σχήμα 7α), την παρουσία μη συνεκτικοποιημένων ιζημάτων (άμμο, και βότσαλα) (Σχήμα 6α) και οι σχετικά υψηλοί ρυθμοί υποχώρησης της ακτογραμμής (Σχήμα 8α). Αντίθετα, στα νοτιοανατολικά της πόλης της Ρόδου έως το μεσαιωνικό χωριό της Κοσκινούς, η παράκτια περιοχή παρουσιάζει Χαμηλή έως Πολύ Χαμηλή τρωτότητα, κυρίως λόγω της παρουσίας παράκτιων υποδομών, όπως λιμάνια ή μαρίνες. Ωστόσο, στα νότια της ανατολικής ακτής, οι όρμοι του Φαληρακίου και της Αφάντου, παρουσιάζουν κυρίως Υψηλή τρωτότητα. Ακόμα πιο νότια, στο τμήμα που εκτείνεται από τον Αρχάγγελο έως το Ασκληπιείο υπολογίστηκε από Πολύ Χαμηλή έως Μέτρια τρωτότητα (με παρουσία Υψηλής τρωτότητας κατά τμήματα) λόγω της εναλλαγής των βραχωδών ακτών και των αλλουβιακών ριπιδίων. Τέλος, οι παραλίες με

τη μεγαλύτερη επισκεψιμότητα στο νοτιοδυτικό τμήμα Κατταβιά-Απολακκιά παρουσιάζουν Υψηλή έως Πολύ Υψηλή τρωτότητα, ενώ προς τα βόρεια, κατά μήκος της δυτικής ακτής, η περιοχή Μονόλιθος-Κρητηνία εκτιμάται ως περιοχή με Πολύ Χαμηλή τρωτότητα, κυρίως λόγω των μεγάλων κλίσεων που παρατηρούνται (>20%) και του βραχώδους αλπικού υποβάθρου.



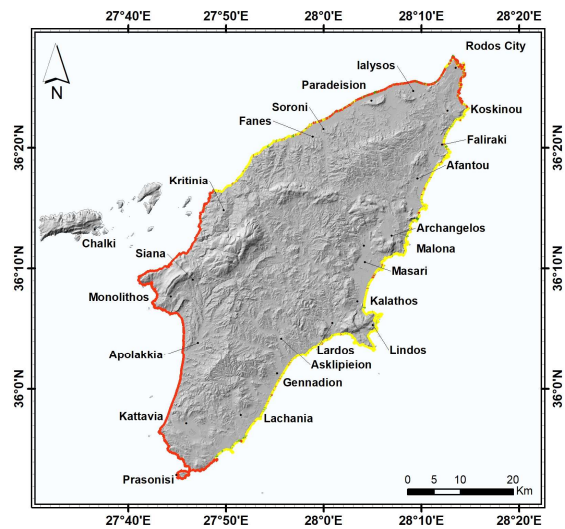
Σχήμα 10. Χωρική κατανομή του δείκτη παράκτιας τρωτότητας (CVI) στο νησί της Ρόδου (α) τρέχουσα κατάσταση και (β) προβλεπόμενη για το 2100.

Στη συνέχεια το υπολογίστηκε το μελλοντικό CVI (2100), λαμβάνοντας υπόψη τον αντίκτυπο της μεταβολής του κλίματος. Παρατηρείται έτσι ένα παρόμοιο μοτίβο με το τρέχον CVI. Από τον υπολογισμό του μελλοντικού CVI σε σχέση με το τρέχον CVI, αποκαλύπτεται μια ποσοστιαία αύξηση των περιοχών με Πολύ Υψηλή τρωτότητα (από 21 σε 29%) και μια ίση ποσοστιαία μείωση των περιοχών που παρουσιάζουν Υψηλή τρωτότητα (από 18 σε 10%). Οι υπόλοιπες κλάσεις παραμένουν σχεδόν σταθερές, αν και μπορεί να αναγνωριστεί μια ελαφρά αυξανόμενη τάση (~3%) στην κλάση της Χαμηλής τρωτότητας.

4.3 Εξέλιξη των τρεχουσών τιμών CVI για το 2100

Η κατάταξη τριών κατηγοριών, της διαφοράς μεταξύ τρέχουσας και μελλοντικής τιμής CVI για κάθε κελί δείχνει ότι μέχρι το τέλος του 21ου αιώνα, το 3% των κελιών θα παρουσιάσει χαμηλότερη τρωτότητα, το 49% θα είναι σχεδόν αμετάβλητο και το 48% θα αυξηθεί σημαντικά. Η τρωτότητα σε πολλές τουριστικές παραλίες, π.χ. Το Πρασονήσι, η Απολακκιά, το Παραδείσιον,

η Ιαλυσός και η Κοσκινού, θα ενισχυθεί, ενώ στις παραλίες που βρίσκονται στο βόρειο και ανατολικό τμήμα της παράκτιας περιοχής της Ρόδου διατηρείται η ίδια (Σχήμα 11)



Σχήμα 11. Χωρική κατανομή του Δείκτη Παράκτιας Τρωτότητας (CVI) στο νησί της Ρόδου της τρέχουσας κατάστασης σε σχέση με την προβλεπόμενη για το 2100.

5. Συζήτηση

Η ευρεία χρήση του CVI οφείλεται στο γεγονός ότι παραμένει ένα χρήσιμο εργαλείο διαχείρισης, για να ρίξει φως στην πιθανή τρωτότητα των ακτών που δημιουργεί ένας αριθμός κλιματικών και γεωλογικών κινδύνων. Ο CVI μπορεί να απλοποιήσει και να αξιολογήσει αποτελεσματικά τον αντίκτυπο των θεμελιωδών φυσικών παραγόντων ή διαδικασιών (που δρουν σε διαφορετικές κλίμακες), κάτι που διαφορετικά θα απαιτούσε εξελιγμένο μοντέλο για την αξιολόγηση της παράκτιας τρωτότητας. Ο προσδιορισμός του CVI επιτρέπει τον εντοπισμό εκείνων περιοχών που ενδέχεται να τεθούν σε διακινδύνευση λόγω κλιματικής αλλαγής σε περιφερειακό επίπεδο, δεδομένου ότι είναι ζωτικής σημασίας για έναν αποτελεσματικό μακροπρόθεσμο και μεγάλης κλίμακας σχεδιασμό παράκτιων ζωνών, προκειμένου να διατηρηθεί η παράκτια βιωσιμότητα και στη συνέχεια να επιλεγούν οι κατάλληλες στρατηγικές προσαρμογής [20].

Αν και το MSL στο νοτιοανατολικό Αιγαίο ανεβαίνει με σχετικά χαμηλό ρυθμό $<1,8 \text{ mm y}^{-1}$, κατά μέσο όρο τις τελευταίες δεκαετίες, σχεδόν το ήμισυ της παράκτιας ζώνης της Ρόδου χαρακτηρίζεται ως Υψηλής και Πολύ Υψηλής τρωτότητας σύμφωνα με την κλίμακα CVI. Αυτή η αυξημένη τρωτότητα σχετίζεται κυρίως με την παρουσία εκτεταμένων παραλιών με χαμηλή κλίση και αμμώδη σύσταση [38,39] οι οποίες χαρακτηρίζονται από μικρο-παλιρροιακό εύρος.

Η παρατηρούμενη μετατόπιση των ακτών φαίνεται να σχετίζεται στενά με το πρότυπο μεταφοράς παράκτιων ιζημάτων. Αν και αυτό το μοτίβο είναι περίπλοκο και διαφοροποιείται τοπικά, δείχνει μια γενική μετατόπιση προς τα βορειοανατολικά και από τις δύο πλευρές του νησιού [38,40]. Επιπλέον, φράγματα και παράκτιες υποδομές (π.χ. αυτοκινητόδρομοι, κτίρια και τείχη) που κατασκευάστηκαν κυρίως στις κοίτες των ποταμών των ανατολικών και δυτικών λεκανών απορροής κατακρατούν τα ιζήματα ανάντι, στερώντας τις παραλίες από το χονδρόκοκκο υλικό. Επιπλέον, κατά τη διάρκεια ακραίων και αιγίδων μια ποσότητα ιζημάτων μετακινείται από την ακτή σε θαλάσσιες περιοχές βαθύτερα από το βάθος εκείνο όπου ο πυθμένας παραμένει ανεπηρέαστος από την κυματική ενέργεια (closure depth) και, ως εκ τούτου, η ποσότητα αυτή δεν μπορεί να επιστρέψει στην ακτή [76,107]. Η μακροχρόνια απώλεια ιζημάτων από την πλειονότητα των παραλιών της Ρόδου προκαλεί διάβρωση και, συνεπώς, συνεχή υποχώρηση της ακτογραμμής. Επιτόπιες παρατηρήσεις που πραγματοποιήθηκαν από τους Anagnostou et al. [40,105] εντόπισαν μια υποχώρηση της ακτογραμμής κατά τη διάρκεια των τελευταίων δύο δεκαετιών της τάξεως του

1-2 m y^{-1} που δημιουργήθηκε σε διάφορα μέρη της παράκτιας ζώνης του νησιού, όπως στους κόλπους του Φαληρακίου, του Αφάντου και του Γενναδίου, η οποία αποδίδεται στο αποτέλεσμα της διάβρωσης κυρίως, παρά από την άνοδο της θαλάσσιας στάθμης. Οι προαναφερθείσες έρευνες συμφωνούν με τα αποτελέσματα της παρούσας μελέτης, που βασίζονται σε ανάλυση δορυφορικών εικόνων, και εξηγούν την υποχώρηση της ακτογραμμής παρά την σχεδόν ανεπαίσθητη ανύψωση της θαλάσσιας στάθμης, όπως καταγράφεται από το παλιρροιογράφο της πόλης της Ρόδου από τη δεκαετία του 1970.

Εκτός από τις έξι βασικές μεταβλητές που διαμορφώνουν το CVI, η τεκτονική ανύψωση του νησιού είναι ένας σημαντικός παράγοντας που αντισταθμίζει τις επιπτώσεις της αύξησης της στάθμης της θάλασσας. Πολλά στρωματογραφικά δεδομένα που προέρχονται από θαλάσσιες ιζηματογενείς λεκάνες και παράκτιες πλατφόρμες, που παρατηρούνται σήμερα στο χερσαίο κομμάτι της Ρόδου, εμφανίζουν συνολική ανύψωση >500 m από την αρχή του Τεταρτογενούς [31]. Αυτή η μακροπρόθεσμη ανύψωση του εδάφους, αν και δεν είναι ομοιόμορφη σε όλη τη Ρόδο, φαίνεται να παίζει πιο σημαντικό ρόλο για την εξέλιξη της παράκτιας περιοχής του νησιού από τους ευστατικούς κύκλους. Οι ρυθμοί ανόδου, έως και 12mm y^{-1} , έχουν υπολογιστεί για την ευρύτερη περιοχή του Ελληνικού τόξου [39,85,91,109,110], ως αποτέλεσμα της υποβύθισης της πλάκας Nubia (Βόρεια Αφρική) κάτω από τη μικροπλάκα του Αιγαίου (Νότια Ευρασία). Γενικά, στα ενεργά περιθώρια της πλάκας, η κάθετη τεκτονική κίνηση είναι η κυρίαρχη διεργασία διαμόρφωσης της παράκτιας περιοχής [111–113] και, ως εκ τούτου, θα πρέπει να θεωρηθεί ως ανεξάρτητη μεταβλητή στον προσδιορισμό του CVI.

Εκτός από τις τρέχουσες αβεβαιότητες, το προβλεπόμενο CVI περιλαμβάνει πιο επισφαλείς υποθέσεις, όπως διαφορετικές και αμφίβολες πηγές δεδομένων, επηρεάζοντας σημαντικά την τελική βαθμολογία. Ανόμοιες πληροφορίες για μια διαφορετική χωρική και χρονική ανάλυση, που προέρχονται από ένα αμάλγαμα επιτόπιων ερευνών, αναλύσεις τηλεπισκόπησης και αριθμητικών μοντέλων, μειώνουν την αξιοπιστία του δείκτη, όταν λαμβάνεται υπόψη για το μακρινό μέλλον [114].

Η κυρίαρχη αβεβαιότητα, που επηρεάζει στη συνέχεια τις υπόλοιπες μεταβλητές CVI, είναι ο προβλεπόμενος ρυθμός μεταβολής της θαλάσσιας στάθμης. Οι εκτιμήσεις της IPCC αναθεωρούνται κατά διαστήματα με την εξέταση νέων, πιο αξιόπιστων, υψηλότερης ποιότητας και καλύτερα χωρικά κατανεμημένων κλιματολογικών και ωκεανογραφικών μετρήσεων. Η νέα

εκτίμηση δείχνει υψηλότερη παγκόσμια μέση αύξηση της στάθμης της θάλασσας, μεγαλύτερη από ένα μέτρο έως το 2100 και πέντε μέτρα έως το 2300 εάν δεν επιτευχθούν οι στόχοι για τον περιορισμό των εκπομπών των αερίων του θερμοκηπίου. Ωστόσο, στην περίπτωση της Ρόδου, όλες οι (προηγούμενες και πρόσφατες) προβλέψεις δείχνουν ότι ένας ρυθμός αύξησης του MSL είναι μεγαλύτερος από $3,4 \text{ mm y}^{-1}$ έως το τέλος του 21ου αιώνα, ταξινομώντας αυτή τη μεταβλητή του CVI στην κατηγορία της Πολύ Υψηλής τρωτότητας κατά μήκος ολόκληρης της ακτογραμμής. Επομένως, το παραπάνω αποτέλεσμα θα μπορούσε να θεωρηθεί ως αναμενόμενο και ρεαλιστικό.

Τα αποτελέσματα των κυματικών μοντέλων που εφαρμόστηκαν για ολόκληρη τη λεκάνη της Μεσογείου δείχνουν μια αρχική αύξηση του μέσου σημαντικού ύψους κύματος (MSWH) κατά το πρώτο μισό του 21ου αιώνα και μια επακόλουθη σημαντική εξασθένηση έως το 2100 [94]. Ωστόσο, αυτό το μοτίβο ποικίλλει σε σχέση με τις τοπικές ιδιαιτερότητες της ατμοσφαιρικής κυκλοφορίας και των αιολικών πεδίων, όπως εμφανίζεται στη βορειοδυτική Μεσόγειο Θάλασσα [95], στην Αδριατική [115] στο Ιόνιο και το Αιγαίο πέλαγος [115]. Σύμφωνα με [EU project SOCLIMPACT](#) [70], γύρω από τη Ρόδο, ο μέσος όρος MSWH έως το 2100 προβλέπεται να μειωθεί κατά 13% στο βόρειο τμήμα του νησιού και κατά 2% στο νότιο τμήμα. Ωστόσο, οι Makris et al. [116] με την εφαρμογή των μοντέλων καταγιδικών κυμάτων υποδηλώνουν ότι στα στενά της Κρήτης-Καρπάθου-Ρόδου αναμένεται αύξηση του MSWH (έως 0,20 m τοπικά) έως το 2100 λόγω της αντίστοιχης αύξησης των Ετησίων ανέμων στο κεντρικό Αιγαίο. Αυτές οι διαφορετικές εκτιμήσεις υπογραμμίζουν την υψηλή αβεβαιότητα αυτής της μεταβλητής του CVI. Ωστόσο, στην παρούσα μελέτη ακολουθείται η προβολή που χρησιμοποιήθηκε από το πρόγραμμα της ΕΕ «SOCLIMPACT» [70], διότι αυτό συμβαδίζει με τα συμπεράσματα της IPCC για τη Μεσόγειο [17,18].

Η μελλοντική μεταβολή της ακτογραμμής είναι μια ακόμα μεταβλητή με αυξημένη αβεβαιότητα. Στην παρούσα μελέτη, η ανταπόκριση της ακτογραμμής στη μελλοντική άνοδο της στάθμης της θάλασσας εκτιμήθηκε από τον κανόνα του Bruun, καθώς η πλειονότητα της παράκτιας ζώνης της Ρόδου περιλαμβάνει παραλίες σχετικά χαμηλής ενέργειας, ήπιας κλίσης, κυρίως αμμώδους σύστασης και με περιορισμένη ανθρώπινη παρέμβαση [117]. Το ποσοστό της προβλεπόμενης απώλειας παραλίας λόγω της SLR δεν υπερβαίνει το όριο του 1 my^{-1} παραμένοντας σχεδόν το ίδιο με αυτό της περιόδου 2000-2018. Ωστόσο, η ακτογραμμή μπορεί να επηρεαστεί τοπικά από ξαφνικά και καταστροφικά γεγονότα, όπως αστάθειες παράκτιων ιζημάτων που προκαλούνται

από σεισμούς (π.χ. ρευστοποίηση, κατολισθήσεις) και παράκτια διάβρωση που προκαλείται από καταγίδες, τα οποία παρατηρούνται συχνά στη Ρόδο [40,118].

Η κατακόρυφη κίνηση των παράκτιων περιοχών που προκαλείται από σεισμούς ή μετα-σεισμική παραμόρφωση κυμαίνεται από μερικά εκατοστά έως αρκετά μέτρα, ανάλογα κυρίως με την απελευθερούμενη ενέργεια του γεγονότος, την απόσταση του επίκεντρου από την ακτή, τον τύπο (κανονική, αντίστροφη, αντιολισθητική) και τη γεωμετρία (μήκος, πλάτος, βάθος, προσανατολισμός, κλίση) του ρήγματος και τις ελαστικές ιδιότητες του μέσου μετάδοσης της ενέργειας [30,119]. Η Ρόδος που βρίσκεται στο ενεργό ελληνικό περιθώριο, υφίσταται τεκτονική ανύψωση από (α) σπάνια ισχυρούς σεισμούς, (β) συχνούς μικρούς σεισμούς και (γ) συνεχή σταδιακή κατακόρυφη ανύψωση [29,31,120]. Τα βόρεια, βορειοανατολικά και ανατολικά μέρη του νησιού είναι πιο επιρρεπή σε τεκτονική ανύψωση αφού βρίσκονται στο ενεργό περιθώριο της ρηματογενούς ζώνης Pliny-Strabo. Οι Howell et al. [31] εφάρμοσαν μια ποικιλία από τεκτονικά μοντέλα επισημαίνοντας ότι ένας μεγάλος σεισμός ανάστροφου ρήγματος ($MW \geq 7,7$) μπορεί να προκαλέσει σε αυτήν την περιοχή παράκτια ανύψωση έως και 3 m. Ωστόσο, ο παράκτιος κατακόρυφος ρυθμός ανύψωσης δεν μπορεί να προβλεφθεί στο εγγύς μέλλον, καθώς τόσο μεγάλοι σεισμοί είναι σπάνιοι και δεν είναι γνωστό πότε θα συμβούν. Επομένως, ο μακροπρόθεσμος κατακόρυφος ρυθμός ανύψωσης λόγω τεκτονισμού (Vertical Tectonic Movement-VTM), (δηλαδή, από τα μέσα του Ολοκαίνου έως σήμερα) χρησιμοποιείται επίσης για τον υπολογισμό του CVI. Σε γενικές γραμμές, το VTM είναι μια σημαντική διεργασία που μετριάζει την παράκτια πλημμύρα τις επόμενες δεκαετίες. Συγκεκριμένα, το VTM στο βόρειο τμήμα του νησιού θα μειώσει πιθανώς την τρωτότητα λόγω της ανόδου της θαλάσσιας στάθμης της κατά 94%, 74% 50% και 43% για τα σενάρια RCP2.6, RCP4.5, RCP8.5 και High-End, αντίστοιχα.

Λαμβάνοντας υπόψη τις προαναφερθείσες αβεβαιότητες, δεν είναι εφικτή μια αυστηρή σύγκριση μεταξύ του τρέχοντος και του προβλεπόμενου CVI. Ωστόσο, η πρόχειρη εκτίμηση είναι ότι κατά τις επόμενες δεκαετίες, η τρωτότητα των ακτών φαίνεται να είναι αμετάβλητη στην πλειονότητα του νησιού, εκτός από ορισμένα τμήματα των αμμωδών παραλιών με χαμηλή κλίση, όπου η τρωτότητα αναμένεται να ενταθεί και για το βόρειο μέρος του νησιού όπου μπορεί να υπάρξει μικρή μείωση. Σε γενικές γραμμές, η προβλεπόμενη μείωση του MSWH και της κατακόρυφης παράκτιας ανύψωσης (VTM) αντισταθμίζουν την αύξηση της στάθμης της θάλασσας.

Οποιαδήποτε αλλαγή σε αυτές τις μεταβλητές μπορεί να τροποποιήσει την εξέλιξη των ακτών του νησιού.

Τα αποτελέσματα του CVI για τη Ρόδο μπορούν ουσιαστικά να συμβάλουν στον πρώτο σχεδιασμό για τη διατήρηση της υψηλής περιβαλλοντικής ποιότητας των πολύτιμων ακτών του νησιού [3,121], όπου συγκεντρώνεται η πλειονότητα των κοινωνικοοικονομικών δραστηριοτήτων. Για παράδειγμα, το βόρειο τμήμα του νησιού δέχεται τον μεγαλύτερο αριθμό επισκεπτών-τουριστών, ενισχύοντας με περισσότερα από 650 εκατομμύρια ευρώ (σύμφωνα με την ελληνική στατιστική αρχή το 2012, <https://www.statistics.gr>) την τοπική και εθνική οικονομία. Οι πιο ευάλωτοι τουριστικοί παράκτιοι τομείς όσον αφορά την ανύψωση της θαλάσσιας στάθμης, φαίνεται να είναι οι περιοχές που χαρακτηρίζονται από τοπογραφικές κλίσεις μικρότερες από 4% μαζί με μη συνεκτικά ιζήματα (κυρίως άμμο, χαλίκια και κροκάλες), τα οποία εκτίθενται σε σημαντικά ύψη κύματος που κυμαίνονται από 0,57 έως 0,96 m., Όπως οι βορειοδυτικές ακτές της Ρόδου, δηλ. Το δυτικό τμήμα της πόλης της Ρόδου - βόρεια της Κρητηνιάς, το νοτιοδυτικό τμήμα του νησιού, δηλαδή η περιοχή Απολακκιά-Καταβία, οι νοτιοανατολικές ακτές (π.χ. παραλίες Λαχανιά και Γεννάδιο) και το Φαληράκι και η Αφάντου (Σχήμα 9).

Προκειμένου να προστατεύσει ή τουλάχιστον να μετριάσει την υποβάθμιση των πιο ευάλωτων τουριστικών παράκτιων περιοχών της Ρόδου λόγω της πιθανώς επικείμενης επιτάχυνσης της αύξησης του MSL, εστιάζοντας, παράλληλα, στην ανάπτυξη πολύ-εποχιακού τουρισμού και στην ενίσχυση των τουριστικών επιχειρήσεων στο νοτιοδυτικό τμήμα του νησιού, το οποίο χαρακτηρίζεται από λιγότερη τουριστική οικονομική ανάπτυξη (σύμφωνα με την Ελληνική Στατιστική Αρχή το 2012, <https://www.statistics.gr>), θα μπορούσαν να υιοθετηθούν τυπικές μηχανικές επεμβάσεις, όπως η κατασκευή θαλάσσιων τειχών, λιθοριπές, παράλληλες ή κάθετες στην ακτή, κυματοθραύστες, καθώς και τεχνητή τροφοδοσία ιζημάτων. Ωστόσο, πρέπει να υπογραμμιστεί ότι η επιλογή της βέλτιστης λύσης δεν είναι μια απλή διαδικασία, επειδή ενσωματώνει περιβαλλοντικούς, τεχνικούς, οικονομικούς, πολιτικούς, κοινωνικούς και αισθητικούς περιορισμούς και η εφαρμοσμένη λύση πρέπει απαραίτητως να θεωρείται ως μέρος μιας ολοκληρωμένης προσέγγισης και διαχείρισης [122]. Για τη βέλτιστη επιλογή των τεχνικών επεμβάσεων κοντά στη θάλασσα, των σχεδίων διαχείρισης των ακτών και των παράκτιων αμυντικών πρακτικών (μεταξύ αυτών που έχουν ήδη εφαρμοστεί σε όλο τον κόσμο και ιδιαίτερα στην περιοχή της Μεσογείου), βασική προτεραιότητα πρέπει να είναι η αρμονία με τις φυσικές

διεργασίες. Για παράδειγμα, διεξοδικά μελετημένες και αρκετά ελπιδοφόρες μηχανικές παρεμβάσεις για τη μείωση των υψηλών επιπέδων τρωτότητας των παράκτιων περιοχών στην περιοχή της Μεσογείου λόγω της αύξησης του MSL αναφέρονται σε αυτά: (α) Alexandrakis et al. [2], για την προστασία του παραθαλάσσιου μετώπου της πόλης του Ρεθύμνου (Κρητικό Πέλαγος) στο νησί της Κρήτης (Ελλάδα), συμπεριλαμβανομένης της τεχνητής τροφοδοσίας στην παραλία και των κυματοθραυστών ως συμπληρωματικό μέτρο για την εξασθένηση της κυματικής ενέργειας · (β) οι Di Lucio et al. [5], για τον έλεγχο των πλημμυρικών επεισοδίων (Ιόνιο Πέλαγος) στην περιοχή Kaulonia (Καλαβρία, Ιταλία), συνιστούν την κατασκευή ενός αρκετά μεγάλου κυματοθραύστη. και (γ) οι Torresan et al. [123], για τη διατήρηση των παραλιών της Βόρειας Αδριατικής Θάλασσας (Ιταλία), προτείνοντας εκτεταμένη τεχνητή τροφοδοσία των παραλιών, μαζί με την κατασκευή θαλάσσιων αναχωμάτων στους τομείς της παράκτιας ζώνης που εκτίθενται εύκολα σε πλημμύρα και διάβρωση.

Επιπλέον, μια εναλλακτική προσέγγιση των προγενέστερων τυπικών πρακτικών παράκτιας προστασίας που περιγράφηκαν παραπάνω, θα μπορούσε να είναι η εφαρμογή μέτρων, όπου θα λαμβάνεται υπόψη η διαχείριση κρίσεων, όπως ο προτεινόμενος προγραμματισμός για την εξαιρετικά τουριστική παράκτια ζώνη της Γαλικίας (Ισπανία) [4], συμπεριλαμβανομένης μιας αποτελεσματικής στρατηγικής διαχείρισης πλημμυρών σε συνδυασμό με την μεταφορά της τουριστικής δραστηριότητας από παράκτιους προορισμούς ευάλωτους σε ακραία πλημμυρικά γεγονότα, καθώς και εφαρμογή μέτρων, όπως κατασκευή ανθεκτικών υποδομών [124], η οποία μπορεί να μειώσει το κόστος των ζημιών από τη σκοπιά της πολιτικής ασφάλειας, των ακυρώσεων και της κατασκευής καταλυμάτων και ψυχαγωγικών εγκαταστάσεων. Επιπλέον, θα μπορούσαν να καθοριστούν όρια οπισθοχώρησης των κατασκευών στις πιο ευάλωτες ακτές. Με αυτόν τον τρόπο θα μπορούσε να παρεμποδιστεί η ανάπτυξη υποδομών πολύ κοντά στις παραλίες, επιτρέποντας έτσι την ανάπτυξη ζώνης όπου οι ανθρωπογενείς δραστηριότητες δεν θα κινδυνεύουν από τις παράκτιες αλλαγές-διεργασίες [125].

Συνολικά, η χρήση και η περαιτέρω βελτίωση της προσέγγισης του CVI μπορούν να διαδραματίσουν ουσιαστικό ρόλο στη βιωσιμότητα του παράκτιου τουρισμού (που απειλούνται από τις άμεσες και έμμεσες αρνητικές επιπτώσεις της SLR) ο οποίος συμβάλλει σημαντικά στις τοπικές και εθνικές οικονομίες [126–128]. Μια τέτοια περίπτωση είναι το μεγαλύτερο μέρος της παράκτιας ζώνης του νησιού της Ρόδου.

6. Συμπεράσματα

Οι εφαρμογές του CVI είναι προσεγγίσεις, που διαδραματίζουν καθοριστικό ρόλο στη μελλοντική στρατηγική διαχείρισης των ακτών ενάντια στις αυξανόμενες απειλές που δημιουργεί η σύγχρονη κλιματική αλλαγή. Ωστόσο, είναι σημαντικό να μειωθεί η υποκειμενικότητα στον υπολογισμό του CVI. Εάν η κατάταξη τρωτότητας που προσαρμόζεται από βάσεις δεδομένων των ακτών του Ειρηνικού ή του Ατλαντικού δεν δείχνει κάποιο είδος αναλογίας με τις φυσιογραφικές και υδροδυναμικές συνθήκες στην περιοχή μελέτης, αυτό μπορεί να οδηγήσει σε παραπλανητικές εκτιμήσεις. Ως εκ τούτου, υπάρχει επείγουσα ανάγκη ανάπτυξης κλίμακας του CVI για συγκεκριμένη περιοχή ή, για συγκεκριμένους τόπους.

Αν και η τρέχουσα μέση SLR στη Ρόδο είναι ελάχιστη (1 mm y^{-1}), η ταξινόμηση του CVI δείχνει Υψηλή έως Πολύ Υψηλή τρωτότητα για ~50% του συνολικού μήκους των ακτών. Αυτό δεν μπορεί εύκολα να αγνοηθεί (ανεξάρτητα από τις αβεβαιότητες του προσδιορισμού του CVI), έχοντας κατά νου την ισχυρή εξάρτηση της οικονομίας του νησιού από τη βιωσιμότητα του παράκτιου τουρισμού. Στην πραγματικότητα, στην περίπτωση μιας επιταχυνόμενης SLR (όπως προβλέπουν τα σενάρια IPCC), τα μεγάλα ποσοστά του πολύ ήπιου παράκτιου αναγλύφου (<4%), η υψηλή εμφάνιση εκτεταμένων αλλουβιακών παραλιών κυρίως στην ανατολική παράκτια ζώνη και η αυξητικές τάσεις της παράκτιας διάβρωσης (υποχωρήσεις έως -1 m y^{-1}) που παρατηρούνται στις αμμώδεις παραλίες (συμπεριλαμβανομένων των χαλίκων και των κροκάλων των βορειοδυτικών και νοτιοδυτικών τμημάτων του νησιού πιθανότατα θα ευνοήσουν την αύξηση του επιπέδου της τρωτότητας. Ωστόσο, το μέγεθος των αρνητικών επιπτώσεων από αυτήν την ενίσχυση της τρωτότητας δεν μπορεί εύκολα να ποσοτικοποιηθεί λόγω της πολύπλοκης αλληλεπίδρασης πολλών παραγόντων, όπως η ποσότητα των ιζημάτων, οι ωκεανογραφικές παράμετροι και οι κλιματικές μεταβλητές.

Για την προστασία των πιο ευάλωτων ακτών της Ρόδου, η γνωστή στρατηγική ολοκληρωμένη διαχείρισης των παράκτιων ζωνών [123,129] πρέπει πρώτα να θεωρηθεί ως βάση. Επιπλέον, θα μπορούσαν να προταθούν κοινές και τυπικές ευρέως χρησιμοποιούμενες κατασκευές, π.χ. τα θαλάσσια τείχη, οι λιθοριπές, και οι κυματοθραύστες. Οι λιθοριπές είναι αρκετά επαρκείς λύσεις για να προστατέψουν μια παραλία [125], αλλά οι Cooper και Pilkey [130] υποστηρίζουν ότι αυτές οι τεχνητές παρεμβάσεις, οι οποίες συνήθως υιοθετούνται για την εξουδετέρωση των φυσικών

διεργασιών, μεταφέρουν συχνά το πρόβλημα από έναν τόπο σε έναν άλλο. Εναλλακτικά, η τεχνητή τροφοδοσία θα μπορούσε να υιοθετηθεί για να υποστηρίξει τα πιο ευάλωτα τουριστικά αξιοθέατα της Ρόδου, αφού πρώτα εφαρμοστούν λεπτομερή αριθμητικά και φυσικά μοντέλα, ενώ η μετεγκατάσταση κατοίκων, τουριστικών υποδομών και εγκαταστάσεων σε λιγότερο ευάλωτες περιοχές (λαμβάνοντας απαραίτητα υπόψη όλες τις κοινωνικές επιπτώσεις) θα μπορούσε να είναι μια σοφή επιλογή διαχείρισης.

7. Βιβλιογραφία

1. Monioudi, I.N.; Karditsa, A.; Chatzipavlis, A.; Alexandrakis, G.; Andreadis, O.P.; Velegrakis, A.F.; Poulos, S.E.; Ghionis, G.; Petrakis, S.; Sifnioti, D.; et al. Assessment of vulnerability of the eastern Cretan beaches (Greece) to sea level rise. *Reg. Environ. Chang.* 2016, 16, 1951–1962, doi:10.1007/s10113-014-0730-9.
2. Alexandrakis, G.; Manasakis, C.; Kampanis, N.A. Valuating the effects of beach erosion to tourism revenue. A management perspective. *Ocean Coast. Manag.* 2015, 111, 1–11, doi:10.1016/j.ocecoaman.2015.04.001.
3. Kyriakou, K.; Hatiris, G.-A.; Kapsimalis, V.; Sourianos, E.; Vandarakis, D. The application of GIS in tourism carrying capacity assessment for the Island of Rhodes, Greece. In *Proceedings of the 15th International Conference on Environmental Science and Technology*; Rhodes, Island, Greece, 2017.
4. Toubes, D.; Gössling, S.; Hall, C.; Scott, D. Vulnerability of Coastal Beach Tourism to Flooding: A Case Study of Galicia, Spain. *Environments* 2017, 4, 83, doi:10.3390/environments4040083.
5. Di Luccio, D.; Benassai, G.; Di Paola, G.; Roskopf, C.; Mucerino, L.; Montella, R.; Contestabile, P. Monitoring and Modelling Coastal Vulnerability and Mitigation Proposal for an Archaeological Site (Kaulonia, Southern Italy). *Sustainability* 2018, 10, 2017, doi:10.3390/su10062017.
6. Garcia-Artola, A.; Stephan, P.; Cearreta, A.; Kopp, R.E.; Khan, N.S.; Horton, B.P. Holocene sea-level database from the Atlantic coast of Europe. *Quat. Sci. Rev.* 2018, 196, 177–192.
7. Atkinson, A.L.; Baldock, T.E.; Birrien, F.; Callaghan, D.P.; Nielsen, P.; Beuzen, T.; Turner, I.L.; Blenkinsopp, C.E.; Ranasinghe, R. Laboratory investigation of the Bruun Rule and beach response to sea level rise. *Coast. Eng.* 2018, 136, 183–202, doi:10.1016/j.coastaleng.2018.03.003.
8. Bigalbal, A.; Rezaie, A.; Garzon, J.; Ferreira, C. Potential Impacts of Sea Level Rise and Coarse Scale Marsh Migration on Storm Surge Hydrodynamics and Waves on Coastal Protected Areas in the Chesapeake Bay. *J. Mar. Sci. Eng.* 2018, 6, 86, doi:10.3390/jmse6030086.

9. Vandarakis, D.; Kyriakou, K.; Gad, F.K.; Kapsimalis, V.; Panagiotopoulos, I.; V., L.; Hatiris, G.A.; Sioulas, A. The carrying capacity and environmental friendly plans for future tourism development in Rhodes Island, Greece. *Eur. J. Geogr.* 2019, 10, 149–159.
10. Sheik Mujabar, P.; Chandrasekar, N. Coastal erosion hazard and vulnerability assessment for southern coastal Tamil Nadu of India by using remote sensing and GIS. *Nat. Hazards* 2013, 69, 1295–1314, doi:10.1007/s11069-011-9962-x.
11. Bosom, E.; Jiménez, J.A. Storm-induced coastal hazard assessment at regional scale: application to Catalonia (NW Mediterranean). *Adv. Geosci.* 2010, 26, 83–87, doi:10.5194/adgeo-26-83-2010.
12. Butler, R.W. Sustainable tourism: A state-of-the-art review. *Tour. Geogr.* 1999, 1, 7–25, doi:10.1080/14616689908721291.
13. Neto, F. A new approach to sustainable tourism development: Moving beyond environmental protection. *Nat. Resour. Forum* 2003, 27, 212–222, doi:10.1111/1477-8947.00056.
14. Jimenez, J.A.; Ciavola, P.; Balouin, Y.; Armaroli, C.; Bosom, E.; Gervais, M. Geomorphic coastal vulnerability to storms in microtidal fetch-limited environments: Application to NW Mediterranean and N Adriatic Seas. *J. Coast. Res.* 2009, 1641–1645.
15. Bosom, E.; Jiménez, J.A. Probabilistic coastal vulnerability assessment to storms at regional scale – application to Catalan beaches (NW Mediterranean). *Nat. Hazards Earth Syst. Sci.* 2011, 11, 475–484, doi:10.5194/nhess-11-475-2011.
16. Lenton, T.M.; Rockström, J.; Gaffney, O.; Rahmstorf, S.; Richardson, K.; Steffen, W.; Schellnhuber, H.J. Climate tipping points — too risky to bet against. *Nature* 2019, 575, 592–595, doi:10.1038/d41586-019-03595-0.
17. Intergovernmental Panel on Climate Change (IPCC) *Climate Change 2007: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*; Solomon, S., Qin, D., Manning, M., Chen, Z., Marquis, M., Averyt, K.B., Tignor, M., Miller, H.L., Eds.; Cambridge University Press: Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA, 2007;
18. Intergovernmental Panel on Climate Change (IPCC) *Climate change 2014: Impacts, adaptation and vulnerability. In Contribution of Working Group II to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*; Field, C.B., Barros, V.R.,

- Dokken, D.J., Mach, K.J., Mastrandrea, M.D., Eds.; Cambridge University Press: Cambridge, UK, 2014;
19. Mani Murali, R.; Ankita, M.; Amrita, S.; Vethamony, P. Coastal vulnerability assessment of Puducherry coast, India, using the analytical hierarchical process. *Nat. Hazards Earth Syst. Sci.* 2013, 13, 3291–3311, doi:10.5194/nhess-13-3291-2013.
 20. Koroglu, A.; Ranasinghe, R.; Jiménez, J.A.; Dastgheib, A. Comparison of Coastal Vulnerability Index applications for Barcelona Province. *Ocean Coast. Manag.* 2019, 178, 104799, doi:10.1016/j.ocecoaman.2019.05.001.
 21. Vagiona, D.; Kyriakou, K.; Sourianos, E. Perspectives for sustainable development on the Island of Rhodes (Greece): Public participation and stakeholder involvement. *Fresenius Environ. Bull.* 2013, 22, 2182–2190.
 22. Gornitz, V.M. Global coastal hazards from future sea level rise. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.* 1991, 89, 379–398.
 23. Manning, R.E.; Lawson, S.R. Carrying Capacity as “Informed Judgment”: The Values of Science and the Science of Values. *Environ. Manage.* 2002, 30, 157–168, doi:10.1007/s00267-002-2772-x.
 24. Snoussi, M.; Ouchani, T.; Niazi, S. Vulnerability assessment of the impact of sea-level rise and flooding on the Moroccan coast: The case of the Mediterranean eastern zone. *Estuar. Coast. Shelf Sci.* 2008, 77, 206–213, doi:10.1016/j.ecss.2007.09.024.
 25. Jolivet, L.; Faccenna, C. Mediterranean extension and the Africa-Eurasia collision. *Tectonics* 2000, 19, 1095–1106, doi:10.1029/2000TC900018.
 26. Cornée, J.-J.; Moissette, P.; Joannin, S.; Suc, J.-P.; Quillévéré, F.; Krijgsman, W.; Hilgen, F.; Koskeridou, E.; Münch, P.; Lécuyer, C.; et al. Tectonic and climatic controls on coastal sedimentation: The Late Pliocene–Middle Pleistocene of northeastern Rhodes, Greece. *Sediment. Geol.* 2006, 187, 159–181, doi:10.1016/j.sedgeo.2005.12.026.
 27. Anzidei, M.; Lambeck, K.; Antonioli, F.; Furlani, S.; Mastronuzzi, G.; Serpelloni, E.; Vannucci, G. Coastal structure, sea-level changes and vertical motion of the land in the Mediterranean. *Geol. Soc. London, Spec. Publ.* 2014, 388, 453–479, doi:10.1144/SP388.20.
 28. Milker, Y.; Jorissen, F.J.; Riller, U.; Reicherter, K.; Titschack, J.; Weinkauff, M.F.G.; Theodor, M.; Schmiedl, G. Paleo-ecologic and neotectonic evolution of a marine

- depositional environment in SE Rhodes (Greece) during the early Pleistocene. *Quat. Sci. Rev.* 2019, 213, 120–132, doi:10.1016/j.quascirev.2019.04.021.
29. Pirazzoli, P.A.; Montaggioni, L.F.; Saliege, J.F.; Segonzac, G.; Thommeret, Y.; Vergnaud-Grazzini, C. Crustal block movements from Holocene shorelines: Rhodes island (Greece). *Tectonophysics* 1989, 170, 89–114.
 30. Kontogianni, V.A.; Tsoulos, N.; Stiros, S.C. Coastal uplift, earthquakes and active faulting of Rhodes Island (Aegean Arc): modeling based on geodetic inversion. *Mar. Geol.* 2002, 186, 299–317.
 31. Howell, A.; Jackson, J.; England, P.; Higham, T.; Synolakis, C. Late Holocene uplift of Rhodes, Greece: evidence for a large tsunamigenic earthquake and the implications for the tectonics of the eastern Hellenic Trench System. *Geophys. J. Int.* 2015, 203, 459–474, doi:10.1093/gji/ggv307.
 32. Mutti, E.; Orombelli, G.; Pozzi, R. Geological studies on the Dodecanese Islands (Aegean Sea): IX. Geological map of the Island of Rhodes (Greece); explanatory notes. *Ann. Ge´ologiques des Pays Helle´niques* 1970, 22, 79–226 1970, 22, 79–226.
 33. Lekkas, E.; Papanikolaou, D.; Sakellariou, D. Neotectonic Map of Greece, Rhodes Sheet 1:100,000; 2000;
 34. Hanken, N.M.; Bromley, R.G.; Miller, J. Plio-Pleistocene sedimentation in coastal grabens, north-east Rhodes, Greece. *Geol. J.* 1996, 31, 393–418.
 35. Titschack, J.; Nelson, C.S.; Beck, T.; Freiwald, A.; Radtke, U. Sedimentary evolution of a Late Pleistocene temperate red algal reef (Coralligène) on Rhodes, Greece: correlation with global sea-level fluctuations. *Sedimentology* 2008, 55, 1747–1776, doi:10.1111/j.1365-3091.2008.00966.x.
 36. Quillévéré, F.; Cornée, J.J.; Moissette, P.; López-Otálvaro, G.E.; van Baak, C.; Münch, P.; Melinte-Dobrinescu, M.C.; Krijgsman, W. Chronostratigraphy of uplifted Quaternary hemipelagic deposits from the Dodecanese island of Rhodes (Greece). *Quat. Res.* 2016, 86, 79–94.
 37. Cornée, J.J.; Quillévéré, F.; Moissette, P.; Fietzke, J.; López-Otálvaro, G.E.; Melinte-Dobrinescu, M.C.; Philippon, M.; van Hinsbergen, D.J.J.; Agiadi, K.; Koskeridou, E.; et al. Tectonic motion in oblique subduction forearcs: insights from the revisited Middle and Upper Pleistocene deposits of Rhodes, Greece. *J. Geol. Soc. London.* 2019, 176, 78–96.

38. Pyökäri, M. The provenance of beach sediments on Rhodes, southeastern Greece, indicated by sediment texture, composition and roundness. *Geomorphology* 1997, 18, 315–332.
39. Verykiou-Papaspyridakou, E.; Bathrellos, G.; Skylodimou, C. Physico-geographical observations of the coastal zone of the northeastern part of Island Rhodes. *Bull. Geol. Soc. Greece* 2004, 36, 958–967.
40. Anagnostou, C.; Sioulas, A.; Hatiris, G.; Karageorgis, A.; Chronis, G. Erosion: a human induced threat for the NW coasts of Rhodes Island (SE Greece). In *Proceedings of the In MEDCOAST 11, Proceedings of the 10th International Conference on the Mediterranean Coastal Environment; Rhodes Island, Greece, 2011; pp. 781–786.*
41. Faour, G.; Fayad, A.; Mhawej, M. GIS-based approach to the assessment of coastal vulnerability to sea level rise: Case study on the Eastern Mediterranean. *J. Surv. Mapp. Eng.* 2013, 1, 41–48.
42. Loinenak, F.A.; Hartoko, A.; Muskananfolo, M.R. Mapping of coastal vulnerability using the coastal vulnerability index and geographic information system. *Int. J. Technol.* 2015, 5.
43. Gornitz, V.M.; Daniels, R.C.; White, T.W.; Birdwell, K.R. The development of a coastal vulnerability assessment database: Vulnerability to sea-level rise in the US southeast. *J. Coast. Res.* 1994, 327–338.
44. Thieler, E.R.; Hammar-Klose, E.S. National assessment of coastal vulnerability to sea-level rise: Preliminary results for the US Gulf of Mexico coast; USA, 2000;
45. Cogswell, A.; Greenan, B.J.W.; Greyson, P. Evaluation of two common vulnerability index calculation methods. *Ocean Coast. Manag.* 2018, 160, 46–51.
46. European Topic Centre on Climate Change Impacts, V. and A. (ETC-C. Methods for assessing coastal vulnerability to climate change; Bologna, Italy, 2011;
47. Pendleton, E.A.; Thieler, E.R.; Williams, S.J.; Beavers, R.S. Coastal vulnerability assessment of Padre Island National Seashore (PAIS) to sea-level rise; Woods Hole, USA, 2004;
48. Pendleton, E.A.; Barras, J.A.; Williams, S.J.; Twichell, D.D. Coastal vulnerability assessment of the Northern Gulf of Mexico to sea level rise and coastal change; Woods Hole, USA, 2010;

49. Kaliraj, S.; Chandrasekar, N. Geo-processing model on coastal vulnerability index to explore vulnerability zone along the south west coast of Tamilnadu, India. *Int. J. Earth Sci. Eng.* 2012, 5, 1138–1147.
50. Karymbalis, E.; Chalkias, C.; Chalkias, G.; Grigoropoulou, E.; Manthos, G.; Ferentinou, M. Assessment of the sensitivity of the southern coast of the Gulf of Corinth (Peloponnese, Greece) to sea-level rise. *Open Geosci.* 2012, 4, 561–577.
51. Dimou, A.; Vassilakis, E.; Antoniou, V.; Evelpidou, N. An assessment of the coastal erosion at Marathon east Attica, Greece. In *Proceedings of the Proceedings of the 10th International Congress of the Hellenic Geographical Society; Thessaloniki, Greece, Thessaloniki, Greece, 22-24 October 2014, 2014; pp. 1579–1587.*
52. Tragaki, A.; Gallousi, C.; Karymbalis, E. Coastal Hazard Vulnerability Assessment Based on Geomorphic, Oceanographic and Demographic Parameters: The Case of the Peloponnese (Southern Greece). *Land* 2018, 7, 56, doi:10.3390/land7020056.
53. Kantamaneni, K.; Sudha Rani, N.N.V.; Rice, L.; Sur, K.; Thayaparan, M.; Kulatunga, U.; Rege, R.; Yenneti, K.; Campos, L. A Systematic Review of Coastal Vulnerability Assessment Studies along Andhra Pradesh, India: A Critical Evaluation of Data Gathering, Risk Levels and Mitigation Strategies. *Water* 2019, 11, 393, doi:10.3390/w11020393.
54. Lambeck, K. Sea-level change and shore-line evolution in Aegean Greece since Upper Palaeolithic time. *Antiquity* 1996, 70, 588–611.
55. Lambeck, K.; Purcell, A. Sea-level change in the Mediterranean Sea since the LGM: model predictions for tectonically stable areas. *Quat. Sci. Rev.* 2005, 24, 1969–1988, doi:10.1016/j.quascirev.2004.06.025.
56. Cazenave, A.; Bonnefond, P.; Mercier, F.; Dominh, K.; Toumazou, V. Sea level variations in the Mediterranean Sea and Black Sea from satellite altimetry and tide gauges. *Glob. Planet. Change* 2002, 34, 59–86, doi:10.1016/S0921-8181(02)00106-6.
57. Tsimplis, M.N.; Rixen, M. Sea level in the Mediterranean Sea: The contribution of temperature and salinity changes. *Geophys. Res. Lett.* 2002, 29, 51-1-51-4, doi:10.1029/2002GL015870.
58. Calafat, F.M.; Gomis, D. Reconstruction of Mediterranean sea level fields for the period 1945–2000. *Glob. Planet. Change* 2009, 66, 225–234, doi:10.1016/j.gloplacha.2008.12.015.

59. Tsimplis, M.; Spada, G.; Marcos, M.; Flemming, N. Multi-decadal sea level trends and land movements in the Mediterranean Sea with estimates of factors perturbing tide gauge data and cumulative uncertainties. *Glob. Planet. Change* 2011, 76, 63–76, doi:10.1016/j.gloplacha.2010.12.002.
60. Landerer, F.W.; Volkov, D.L. The anatomy of recent large sea level fluctuations in the Mediterranean Sea. *Geophys. Res. Lett.* 2013, 40, 553–557, doi:10.1002/grl.50140.
61. Wöppelmann, G.; Marcos, M. Coastal sea level rise in southern Europe and the nonclimate contribution of vertical land motion. *J. Geophys. Res. Ocean.* 2012, 117, doi:10.1029/2011JC007469.
62. Bonaduce, A.; Pinardi, N.; Oddo, P.; Spada, G.; Larnicol, G. Sea-level variability in the Mediterranean Sea from altimetry and tide gauges. *Clim. Dyn.* 2016, 47, 2851–2866, doi:10.1007/s00382-016-3001-2.
63. PSMSL Available online: <http://www.psmsl.org/> (accessed on Mar 30, 2020).
64. CMEMS Available online: http://marine.copernicus.eu/services-portfolio/access-to-products/?option=com_csw&view=details&product_id=MEDSEA_REANALYSIS_PHYS_006_004 (accessed on Mar 30, 2020).
65. Climate Econometrics Available online: http://www.climateeconometrics.org/sealevel_rcp/ (accessed on Apr 2, 2020).
66. Jevrejeva, S.; Jackson, L.P.; Riva, R.E.M.; Grinsted, A.; Moore, J.C. Coastal sea level rise with warming above 2 °C. *Proc. Natl. Acad. Sci.* 2016, 113, 13342–13347, doi:10.1073/pnas.1605312113.
67. Jackson, L.P.; Jevrejeva, S. A probabilistic approach to 21st century regional sea-level projections using RCP and High-end scenarios. *Glob. Planet. Change* 2016, 146, 179–189, doi:10.1016/j.gloplacha.2016.10.006.
68. Open TELEMAC-MASCARET. The mathematically superior suite of solvers. TOMAWAC - Wave propagation in coastal areas Available online: <http://www.opentelemac.org/index.php/presentation?id=20> (accessed on Mar 15, 2020).
69. CMEMS Available online: https://resources.marine.copernicus.eu/?option=com_csw&view=details&product_id=MEDSEA_MULTIYEAR_WAV_006_012 (accessed on Feb 2, 2021).

70. SOCLIMPACT Available online: <https://soclimpact.net/wp-content/uploads/2020/02/12-D4.2-High-resolution-wave-and-sea-level-climatology-atlas.-1.pdf>.
71. Tsimplis, M.N. Tidal oscillations in the Aegean and Ionian Seas. *Estuar. Coast. Shelf Sci.* 1994, 39, 201–208.
72. Vousdoukas, M.I.; Mentaschi, L.; Voukouvalas, E.; Verlaan, M.; Feyen, L. Extreme sea levels on the rise along Europe’s coasts. *Earth’s Futur.* 2017, 5, 304–323, doi:10.1002/2016EF000505.
73. COAST (2007-2013) Available online: <https://www.keep.eu/project/15060/configuration-and-pilot-implementation-plans-integrated-coastal-zone-management-in-rhodes-and-cyprus> (accessed on Mar 30, 2020).
74. Hellenic Cadastre Available online: <https://www.ktimatologio.gr/en> (accessed on Mar 30, 2020).
75. Doran, K.S.; Long, J.W.; Overbeck, J.R. A method for determining average beach slope and beach slope variability for US sandy coastlines; Virginia, USA, 2015;
76. Gad, F.-K.; Chatzinaki, M.; Vandarakis, D.; Kyriakidou, C.; Kapsimalis, V. Assessment of Wave Storm-Induced Flood Vulnerability in Rhodes Island, Greece. *Water* 2020, 12, 2978, doi:10.3390/w12112978.
77. US Geological Survey Available online: <https://www.usgs.gov> (accessed on Jan 13, 2020).
78. Pardo-Pascual, J.E.; Almonacid-Caballer, J.; Ruiz, L.A.; Palomar-Vázquez, J. Automatic extraction of shorelines from Landsat TM and ETM+ multi-temporal images with subpixel precision. *Remote Sens. Environ.* 2012, 123, 1–11, doi:10.1016/j.rse.2012.02.024.
79. Bruun, P. Sea-level rise as a cause of shore erosion. *Proceedings of the American Society of Civil Engineers. J. Waterw. Harb. Div.* 1962, 88, 117–130.
80. Dean, R.G.; Dalrymple, R.A. *Water Wave Mechanics for Engineers and Scientists; Advanced Series on Ocean Engineering; World Scientific, 1991; Vol. 2; ISBN 978-981-02-0421-1.*
81. Kriebel, D.L.; Dean, R.G. Convolution method for time-dependent beach-profile response. *J. Waterw. Port, Coastal, Ocean Eng.* 1993, 119, 204–226.
82. Le Cozannet, G.; Bulteau, T.; Castelle, B.; Ranasinghe, R.; Wöppelmann, G.; Rohmer, J.; Bernon, N.; Idier, D.; Louisor, J.; Salas-y-Mélie, D. Quantifying uncertainties of sandy

- shoreline change projections as sea level rises. *Sci. Rep.* 2019, 9, 1–11, doi:10.1038/s41598-018-37017-4.
83. Thiéblemont, R.; Le Cozannet, G.; Toimil, A.; Meyssignac, B.; Losada, I.J. Likely and high-end impacts of regional sea-level rise on the shoreline change of European sandy coasts under a high greenhouse gas emissions scenario. *Water (Switzerland)* 2019, 11, doi:10.3390/w11122607.
 84. Vousdoukas, M.I.; Ranasinghe, R.; Mentaschi, L.; Plomaritis, T.A.; Athanasiou, P.; Luijendijk, A.; Feyen, L. Sandy coastlines under threat of erosion. *Nat. Clim. Chang.* 2020, 10, 260–263, doi:10.1038/s41558-020-0697-0.
 85. Flemming, N. Holocene eustatic changes and coastal tectonics in the Northeast Mediterranean: implications for models of crustal consumption (plus Appendix). *Phil. Trans. R. Soc. London Ser. A* 1978, 289, 405–458.
 86. Pirazzoli, P.A.; Montaggioni, L.; Thommeret, J.; Thommeret, Y.; Laborel, J. Sur les lignes de rivage et la neotectonique a' Rhodes (Grece) a' l'Holocene. *Ann. Inst.Oceanogr.* 1982, 58, 89–102.
 87. Pirazzoli, P.A. Sea – Level Changes and Crustal Movements in the Hellenic Arc (Greece). The Contribution of Archaeological and Historical Data. In *Proceedings of the In Archaeology of Coastal Changes, Proceedings of the First International Symposium “Cities on the Sea – Past and Present”*, Haifa, Israel, 22-29 September 1986; Raban, A., Ed.; BAR International Series: Oxford, UK, 1988; Vol. 404, pp. 157–184.
 88. Stiros, S.C.; Blackman, D.J. Seismic coastal uplift and subsidence in Rhodes Island, Aegean Arc: Evidence from an uplifted ancient harbour. *Tectonophysics* 2014, 611, 114–120, doi:10.1016/j.tecto.2013.11.020.
 89. Woessner, J.; Laurentiu, D.; Giardini, D.; Crowley, H.; Cotton, F.; Grünthal, G.; Valensise, G.; Arvidsson, R.; Basili, R.; Demircioglu, M.B.; et al. The 2013 European Seismic Hazard Model: key components and results. *Bull. Earthq. Eng.* 2015, 13, 3553–3596, doi:10.1007/s10518-015-9795-1.
 90. Taibi, H.; Haddad, M. Estimating trends of the Mediterranean Sea level changes from tide gauge and satellite altimetry data (1993–2015). *J. Oceanol. Limnol.* 2019, 37, 1176–1185, doi:10.1007/s00343-019-8164-3.

91. Ganas, A.; Parsons, T. Three-dimensional model of Hellenic Arc deformation and origin of the Cretan uplift. *J. Geophys. Res.* 2009, 114, B06404, doi:10.1029/2008JB005599.
92. Zacharioudaki, A.; Korres, G.; Perivoliotis, L. Wave climate of the Hellenic Seas obtained from a wave hindcast for the period 1960–2001. *Ocean Dyn.* 2015, 65, 795–816, doi:10.1007/s10236-015-0840-z.
93. Jadidoleslam, N.; Özger, M.; Ağıralioğlu, N. Wave power potential assessment of Aegean Sea with an integrated 15-year data. *Renew. Energy* 2016, 86, 1045–1059, doi:10.1016/j.renene.2015.09.022.
94. Lionello, P.; Cogo, S.; Galati, M.B.; Sanna, A. The Mediterranean surface wave climate inferred from future scenario simulations. *Glob. Planet. Change* 2008, 63, 152–162, doi:10.1016/j.gloplacha.2008.03.004.
95. Casas-Prat, M.; Sierra, J.P. Projected future wave climate in the NW Mediterranean Sea. *J. Geophys. Res. Ocean.* 2013, 118, 3548–3568, doi:10.1002/jgrc.20233.
96. Shaw, J.; Taylor, R.B.; Forbes, D.L.; Ruz, M.-H.; Solomon, S. Sensitivity of the Canadian coast to sea-level rise; Geological Survey of Canada: Ottawa, Canada, 1998;
97. Dwarakish, G.S.; Vinay, S.A.; Natesan, U.; Asano, T.; Kakinuma, T.; Venkataramana, K.; Pai, B.J.; Babita, M.K. Coastal vulnerability assessment of the future sea level rise in Udupi coastal zone of Karnataka state, west coast of India. *Ocean Coast. Manag.* 2009, 52, 467–478, doi:123456789/10227.
98. Parthasarathy, A.; Natesan, U. Coastal vulnerability assessment: a case study on erosion and coastal change along Tuticorin, Gulf of Mannar. *Nat. Hazards* 2015, 75, 1713–1729, doi:10.1007/s11069-014-1394-y.
99. Hereher, M.E. Coastal vulnerability assessment for Egypt’s Mediterranean coast. *Geomatics, Nat. Hazards Risk* 2015, 6, 342–355, doi:10.1080/19475705.2013.845115.
100. Pantusa, D.; D’Alessandro, F.; Riefolo, L.; Principato, F.; Tomasicchio, G. Application of a Coastal Vulnerability Index. A Case Study along the Apulian Coastline, Italy. *Water* 2018, 10, 1218, doi:10.3390/w10091218.
101. Musa, Z.N.; Popescu, I.; Mynett, A. The Niger Delta’s vulnerability to river floods due to sea level rise. *Nat. Hazards Earth Syst. Sci.* 2014, 14, 3317–3329, doi:10.5194/nhess-14-3317-2014.

102. Tano, R.A.; Aman, A.; Kouadio, K.Y.; Toualy, E.; Ali, K.E.; Assamoi, P. Assessment of the Ivorian Coastal Vulnerability. *J. Coast. Res.* 2016, 32, 1495, doi:10.2112/JCOASTRES-D-15-00228.1.
103. Benassai, G.; Di Paola, G.; Aucelli, P.P.C. Coastal vulnerability assessment of a micro-tidal littoral plain in response to sea level rise. *Ocean Coast. Manag.* 2015, 104, 22–35.
104. Cahoon, D.; Guntenspergen, G. Climate change, sea-level rise, and coastal wetlands. *Natl. Wetl. Newsl.* 2010, 32, 8–12.
105. Anagnostou, C.; Antoniou, P.F.; Hatiris, G.A. Erosion of a depositional coast in NE Rhodes Island (SE Greece) and assessment of the best available measures for coast protection. *J. Coast. Res.* 2011, 1316–1319.
106. Bromley, R.G.; Milàn, J.; Uchman, A.; Hansen, K.S. Rheotactic Macaronichnus , and Human and Cattle Trackways in Holocene Beachrock, Greece: Reconstruction of Paleoshoreline Orientation. *Ichnos* 2009, 16, 103–117, doi:10.1080/10420940802470987.
107. Gad, F.-K.; Hatiris, G.-A.; Loukaidi, V.; Dimitriadou, S.; Drakopoulou, P.; Sioulas, A.; Kapsimalis, V. Long-Term Shoreline Displacements and Coastal Morphodynamic Pattern of North Rhodes Island, Greece. *Water* 2018, 10, 849, doi:10.3390/w10070849.
108. Pavlopoulos, K.; Kapsimalis, V.; Theodorakopoulou, K.; Panagiotopoulos, I.P. Vertical displacement trends in the Aegean coastal zone (NE Mediterranean) during the Holocene assessed by geo-archaeological data. *The Holocene* 2012, 22, 717–728, doi:10.1177/0959683611423683.
109. Gallen, S.F.; Wegmann, K.W.; Bohnenstiehl, D.R.; Pazzaglia, F.J.; Brandon, M.T.; Fassoulas, C. Active simultaneous uplift and margin-normal extension in a forearc high, Crete, Greece. *Earth Planet. Sci. Lett.* 2014, 398, 11–24, doi:10.1016/j.epsl.2014.04.038.
110. Robertson, J.; Meschis, M.; Roberts, G.P.; Ganas, A.; Gheorghiu, D.M. Temporally Constant Quaternary Uplift Rates and Their Relationship With Extensional Upper-Plate Faults in South Crete (Greece), Constrained With 36 Cl Cosmogenic Exposure Dating. *Tectonics* 2019, 38, 1189–1222, doi:10.1029/2018TC005410.
111. Ballu, V.; Bouin, M.-N.; Siméoni, P.; Crawford, W.C.; Calmant, S.; Boré, J.-M.; Kanas, T.; Pelletier, B. Comparing the role of absolute sea-level rise and vertical tectonic motions in coastal flooding, Torres Islands (Vanuatu). *Proc. Natl. Acad. Sci.* 2011, 108, 13019–13022, doi:10.1073/pnas.1102842108.

112. Ostanciaux, É.; Husson, L.; Choblet, G.; Robin, C.; Pedoja, K. Present-day trends of vertical ground motion along the coast lines. *Earth-Science Rev.* 2012, 110, 74–92, doi:10.1016/j.earscirev.2011.10.004.
113. Martínez-Asensio, A.; Wöppelmann, G.; Ballu, V.; Becker, M.; Testut, L.; Magnan, A.K.; Duvat, V.K.E. Relative sea-level rise and the influence of vertical land motion at Tropical Pacific Islands. *Glob. Planet. Change* 2019, 176, 132–143, doi:10.1016/j.gloplacha.2019.03.008.
114. Rajasree, B.R.; Deo, M.C. Assessment of Coastal Vulnerability Considering the Future Climate: A Case Study along the Central West Coast of India. *J. Waterw. Port, Coastal, Ocean Eng.* 2020, 146, 05019005, doi:10.1061/(ASCE)WW.1943-5460.0000552.
115. Benetazzo, A.; Fedele, F.; Carniel, S.; Ricchi, A.; Bucchignani, E.; Scavo, M. Wave climate of the Adriatic Sea: a future scenario simulation. *Nat. Hazards Earth Syst. Sci.* 2012, 12, 2065–2076, doi:10.5194/nhess-12-2065-2012.
116. Makris, C.; Galiatsatou, P.; Tolika, K.; Anagnostopoulou, C.; Kombiadou, K.; Prinos, P.; Velikou, K.; Kapelonis, Z.; Tragou, E.; Androulidakis, Y.; et al. Climate change effects on the marine characteristics of the Aegean and Ionian Seas. *Ocean Dyn.* 2016, 66, 1603–1635.
117. Le Cozannet, G.; Oliveros, C.; Castelle, B.; Garcin, M.; Idier, D.; Pedreros, R.; Rohmer, J. Uncertainties in Sandy Shorelines Evolution under the Bruun Rule Assumption. *Front. Mar. Sci.* 2016, 3, doi:10.3389/fmars.2016.00049.
118. Lekkas, E.; Sakellariou, D.; Bertakis, G.; Lozios, S. Location of geohards at Rhodes island, SE Greece. In *Proceedings of the Eighth international congress international association for engineering geology and environment*; 21–25 September, Vancouver, 1998; pp. 953–958.
119. Okada, Y. Surface deformation due to shear and tensile faults in a half space. *Bull. Seism. Soc. Am.* 1985, 75, 1135–1154.
120. Caputo, R.; Catalano, S.; Monaco, C.; Romagnoli, G.; Tortorici, G.; Tortorici, L. Active faulting on the island of Crete (Greece). *Geophys. J. Int.* 2010, 183, 111–126, doi:10.1111/j.1365-246X.2010.04749.x.
121. Alexandrakis, G.; Poulos, S.; Petrakis, S.; Collins, M. The development of a beach vulnerability index (BVI) for the assessment of erosion in the case of the North Cretan Coast (Aegean Sea). *Hell. J. Geosci.* 2010, 45, 11–22.

122. Antoniou, P.; Kyriakidou, H.; Anagnostou, C. Cement filled geotextile groynes as a mean of beach protection against erosion: a critique of application in Greece. *J. Coast. Res.* 2009, SI 56, 463–466.
123. Torresan, S.; Critto, A.; Rizzi, J.; Marcomini, A. Assessment of coastal vulnerability to climate change hazards at the regional scale: the case study of the North Adriatic Sea. *Nat. Hazards Earth Syst. Sci.* 2012, 12, 2347–2368, doi:10.5194/nhess-12-2347-2012.
124. Birkmann, J. Measuring vulnerability to promote disaster-resilient societies: conceptual frameworks and definitions. In *Measuring vulnerability to natural hazards: towards disaster-resilient societies*; Birkmann, J., Ed.; United Nations University Press: Tokyo, Japan, 2003; pp. 9–54.
125. Addo, K.A. Coastal vulnerability index to sea level rise in Ghana. *Coast. Mar. Res.* 2004, 2, 1–7.
126. Hall, C.M.; Prayag, G.; Amore, A. *Tourism and resilience: Individual, organisational and destination perspectives*; Channel View Publications: Bristol, UK, 2018;
127. Orchiston, C. Tourism business preparedness, resilience and disaster planning in a region of high seismic risk: the case of the Southern Alps, New Zealand. *Curr. Issues Tour.* 2013, 16, 477–494, doi:10.1080/13683500.2012.741115.
128. Jopp, R.; DeLacy, T.; Mair, J. Developing a framework for regional destination adaptation to climate change. *Curr. Issues Tour.* 2010, 13, 591–605, doi:10.1080/13683501003653379.
129. Koutrakis, E.T.; Sapounidis, A.; Marzetti, S.; Giuliani, V.; Martino, S.; Fabiano, M.; Marin, V.; Paoli, C.; Roccatagliata, E.; Salmons, P.; et al. Public Stakeholders' Perception of ICZM and Coastal Erosion in the Mediterranean. *Coast. Manag.* 2010, 38, 354–377, doi:10.1080/08920753.2010.487148.
130. Cooper, J.A.G.; Pilkey, O.H. *Pitfalls of shoreline stabilization: selected case studies*; Springer: London, UK, 2012;