



ΠΡΑΞΗ

«Γαλάζια Ανάπτυξη με Καινοτομία και εφαρμογή στις
Ελληνικές Θάλασσες - ΓΛΑΥΚΗ»
κωδικός ΟΠΣ (MIS) 5002438

Υπόέργο 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 3 : Αποτύπωση και ταξινόμηση θαλάσσιων
φαραγγιών στη Ν. Ρόδο

Υπεύθυνος Πακέτου Εργασίας: Γ.-Α. Χατήρης

Παραδοτέο:

Βαθυμετρικοί και γεωμορφολογικοί χάρτες υψηλής ανάλυσης.
Χαρτογράφηση και ταξινόμηση υποθαλάσσιων φαραγγιών

Θέμα 1: Συλλογή δεδομένων πολυδιαυλικής βαθυμετρίας. Αποτύπωση υποθαλάσσιων φαραγγιών και υπολογισμός των γεωμετρικών τους χαρακτηριστικών με τη χρήση GIS.

Υλοποίηση :

Γεώργιος-Άγγελος Χατήρης, Ιωάννης Μόρφης, Ισίδωρος Λιβανός, Ιωάννης Παναγιωτόπουλος, Εμμανουήλ-Τσαμπίκος Αράπης, Παρασκευή Δρακοπούλου, Βασίλειος Καψιμάλης

Μάρτιος 2021

Περιεχόμενα

1	ΕΙΣΑΓΩΓΗ.....	1
2	ΠΕΡΙΟΧΗ ΜΕΛΕΤΗΣ.....	4
3	ΜΕΘΟΔΟΛΟΓΙΑ.....	6
4	ΑΠΟΤΕΛΕΣΜΑΤΑ.....	7
5	ΣΥΜΠΕΡΑΣΜΑΤΑ	14
	ΒΙΒΛΙΟΓΡΑΦΙΑ	15

1 ΕΙΣΑΓΩΓΗ

Τα υποθαλάσσια φαράγγια (submarine canyons) είναι επιμήκεις, σημαντικού εύρους και με απότομα τοιχώματα, γεωμορφολογικές δομές του θαλάσσιου πυθμένα και διατέμνουν τα ηπειρωτικά περιθώρια, (continental margins) λειτουργώντας πολλακίς ως δίοδοι μεταφοράς ιζημάτων από τις αβαθείς παράκτιες περιοχές στις γεινιάζουσες λεκάνες των βαθιών θαλασσών (deep basins) (Harris & Whiteway, 2011; F. P. Shepard, 1981). Επιδρούν επίσης στην ωκεάνια κυκλοφορία (Howatt & Allen, 2013; Klinck, 1996) και ευνοούν τη βιολογική παραγωγικότητα και την ανάπτυξη της θαλάσσιας ζωής (Maurer, Roberts, & Gerlinger, 1995; McClain & Barry, 2010; Moors-Murphy, 2014; Tyler et al., 2009).

Σύμφωνα με τους (Goff, 2001; F. P. Shepard, 1981) διακρίνονται σε δύο κύριες κατηγορίες με βάση τα γεωμορφολογικά τους χαρακτηριστικά, τις διεργασίες και τα στάδια εξέλιξης τους: (α) στα μεγάλα και ώριμα, που διαρρηγνύουν την ηπειρωτική κρηπίδα (continental shelf) και τροφοδοτούνται συνεχώς από αυτή με χερσογενή και παράκτια φερτά υλικά και (β) στα μικρά και ανώριμα, που περιορίζονται στην ηπειρωτική κατωφέρεια (continental slope) και των οποίων η τροφοδοσία σε υλικό είναι περιστασιακή και προέρχεται από κατακρημνίσεις των τοιχωμάτων τους.

Παρόμοιες υποθαλάσσιες γεωμορφές, αλλά μικρότερης κλίμακας (βάθους και εύρους μερικών δεκάδων και μερικών εκατοντάδων μέτρων, αντίστοιχα και μήκους μερικών χιλιομέτρων) είναι τα gullies, που μπορεί να συνδέονται με υποθαλάσσια φαράγγια ή να είναι εντελώς ανεξάρτητα από αυτά (Ambblas et al., 2018). Πρόκειται για 1ης τάξης υποθαλάσσια κανάλια που αναπτύσσονται κυρίως στην ηπειρωτική κρηπίδα και κατωφέρεια ή σε προδελταϊκά μέτωπα (prodelta fronts) (Chiocci & Normark, 1992), ενώ συχνά συνενώνονται στα κατάντη τους σχηματίζοντας εκτεταμένα και περίπλοκα υδρογραφικά δίκτυα (Vachtman, Mitchell, & Gawthorpe, 2013).

Οι κύριοι μηχανισμοί που εμπλέκονται στη δημιουργία και εξέλιξη των υποθαλάσσιων φαραγγιών δρουν είτε προς τα κατάντη με κατεύθυνση τα μεγαλύτερα βάθη είτε οπισθόδρομα (retrogressive) και προς τα ανάντη. Στην πρώτη περίπτωση η διάνοιξη και ανάπτυξη των υποθαλάσσιων φαραγγιών οφείλεται: (α) στη διαβρωτική δράση του χερσαίου υδρογραφικού δικτύου σε περιόδους ευστατικής μείωσης του ύψους της θαλάσσιας στάθμης (Selim, 2018; Francis P Shepard, 1933; Tornqvist, Wortman, Mateo, Milne, & Swenson, 2006; Vail, Mitchum, & Thompson, 1977) ή (β) στην υποθαλάσσια διάβρωση από τουρβιδιτικά και άλλα ρεύματα βυθού (Daly, 1936; Izumi, 2004; Kuenen, 1953) ή από ροές που προέρχονται από κατακρημνίσεις πυκνών νερών (Dowdeswell, Evans, O'CoFaigh, & Anderson, 2006; Lonergan, Jamin, Jackson, & Johnson, 2013; Aaron Micallef & Mountjoy, 2011). Αντίθετα, την οπισθόδρομη ανάπτυξη ευνοούν οι κατολισθήσεις και γενικά οι αστοχίες των υποθαλάσσιων πρηνών λόγω αύξησης της κλίσης του πυθμένα (Canals et al., 2000; Coleman & Prior, 1988; May, Warne, & Slater, 1983), διαφυγής Observatories ρευστών στην ηπειρωτική κατωφέρεια (Jobe, Lowe, & Uchytel, 2011; Orange et al., 1997; Robb, 1984) και γεωτεκτονικής δραστηριότητας ή διαπυρισμού (Alves, Cartwright, & Davies, 2009; McHugh, B.f. Ryan, Eittrheim, & Donald

Reed, 1998; Ridente, Foglini, Minisini, Trincardi, & Verdicchio, 2007). Πάντως, οι προαναφερόμενες διεργασίες μπορεί να δρουν ταυτόχρονα στο ίδιο υποθαλάσσιο φαράγγι (Harris & Macmillan-Lawler, 2015; Pratson & Ryan, 1996). Γενικά, τα υποθαλάσσια κανάλια στη γένεση και εξέλιξη των οποίων κύριο ρόλο διαδραματίζουν οι μηχανισμοί της πρώτης κατηγορίας αρχικά σχηματίζονται στην υφαλοκρηπίδα και κατόπιν αναπτύσσονται στο υφαλοπρανές, ενώ εκείνα που δημιουργούνται από αστοχίες στο υφαλοπρανές μπορεί να εξελιχθούν σε επιμήκεις διαύλους που πιθανότατα θα αναπτυχθούν προς την υφαλοκρηπίδα.

Η διάρρηξη του ορίου της υφαλοκρηπίδας από το υποθαλάσσιο φαράγγι που οπισθοδρομεί και έως τότε ήταν περιορισμένο στο υφαλοπρανές (“blind” ή “headless”) σηματοδοτεί τη μετάβαση του στο ώριμο στάδιο εξέλιξης (Farre, McGregor, Ryan, & Robb, 1983; Puga-Bernabeu, Webster, Beaman, & Guilbaud, 2011). Από εκείνη τη στιγμή, ποτάμια και παράκτια θαλάσσια ιζήματα διοχετεύονται μέσω της κεφαλής του υποθαλάσσιου φαραγγιού (canyon head) στο ανώτερο και μέσο τμήμα του και από εκεί στα μεγαλύτερα βάθη όπου και αποτίθενται στη γειτονική λεκάνη. Αυτές οι αυξημένες βαρυτικές ροές ιζημάτων προκαλούν περαιτέρω εκβάθυνση και διεύρυνση του υποθαλάσσιου φαραγγιού και το σχηματισμό μίας κεφαλής (canyon head) αμφιθεατρικού σχήματος, ενός μαιανδρικού ανώτερου τμήματος με τοιχώματα V διατομής, ενός μεσαίου τμήματος ελικοειδούς σχήματος και διατομής U και ενός κατώτερου τμήματος μεγαλύτερου εύρους και διατομής U, του οποίου οι κλίσεις των κλιτύων είναι μικρότερες κοντά στη λεκάνη απόθεσης (Amblas et al., 2018).

Βάσει της σύνδεση τους με μεγάλα ποτάμια συστήματα της χέρσου, τα υποθαλάσσια φαράγγια που διαρρηγνύουν την υφαλοκρηπίδα (shelf-incising canyons) διακρίνονται σε δύο κατηγορίες (Harris & Whiteway, 2011; Kane & Clare, 2019; Normandeau, Lajeunesse, & St-Onge, 2015): (α) αυτά που τροφοδοτούνται άμεσα ή έμμεσα από τέτοια συστήματα (Τύπος 1) και (β) εκείνα που δεν συνδέονται με τέτοια συστήματα και τροφοδοτούνται με υλικό από άλλες διεργασίες (παγετώνες, παράκτια μεταφορά, υποθαλάσσιες κατακρημνίσεις (Τύπος 2). Η στατιστική ανάλυση των γεωμορφολογικών χαρακτηριστικών των μεγάλων υποθαλάσσιων φαραγγιών (Harris & Whiteway, 2011) έδειξε ότι: (α) ο Τύπος 1 είναι πιο διαδεδομένος στα ενεργά ηπειρωτικά περιθώρια, όπου οι απότομες κλίσεις των λεκανών απορροής ενισχύουν την ικανότητα εκσκαφής της μικρού εύρους υφαλοκρηπίδας από τους ποταμούς και (β) ο Τύπος 2 είναι σχεδόν ομοιόμορφα κατανεμημένος σε ενεργά και παθητικά ηπειρωτικά περιθώρια.

Οι κεφαλές των υποθαλάσσιων φαραγγιών είναι περιοχές όπου κυριαρχούν γεωμορφές χαρακτηριστικές της διάβρωσης όπως απότομες κλιτύες, gullies και επιφανειακές ουλές. Σε πολλές περιπτώσεις έχουν δενδρικό σχήμα λόγω της συνένωσης σ' αυτές μικρών παραποτάμων διαρρηγνύουν την ηπειρωτική κρηπίδα με διαφορετικό ρυθμό και κατεύθυνση (McHugh et al., 1998; Reimnitz & Gutiérrez-Estrada, 1970). Αναλύοντας στατιστικά τα μορφομετρικά χαρακτηριστικά των gullies στο εσωτερικό υποθαλάσσιων φαραγγιών, οι (Tubau, Lastras, Canals, Micallef, & Amblas, 2013) προσδιόρισαν δύο τύπους: (α) τα rim gullies που συνδέουν τον κύριο άξονα (thalweg) του υποθαλάσσιου φαραγγιού με το χείλος του (rim) και (β) τα toe gullies που περιορίζονται στα κατώτερα τμήματα των πρανών των υποθαλάσσιων φαραγγιών. Οι ίδιοι

συγγραφείς συμπέραναν ότι τα rim gullies φαίνεται να είναι η κύρια αιτία ανάπτυξης της κεφαλής των υποθαλάσσιων φαραγγιών και κατά συνέπεια της διάρρηξης του υφαλορίου και της ηπειρωτικής κρηπίδας. Παρά την επιβεβαιωμένη όμως διαβρωτική δράση των κεφαλών υπάρχουν περιπτώσεις όπου αυτές αποτελούν χώρο συσσώρευσης ιζημάτων· τέτοιες είναι οι κεφαλές στο Hudson Canyon στις ΗΠΑ (Daniel Jean Stanley & Freeland, 1978), στο Bourcart Canyon στη Γαλλία (Gaudin et al., 2006), και στα Milazzo και Niceto Canyons στην Ιταλία (Gamberi, Breda, & Mellere, 2017).

Η παρούσα Τεχνική Έκθεση, βασισμένη σε δεδομένα πολυδεσμικής βαθυμετρίας και ακουστικής τομογραφίας του υποθαλάσσιου πυθμένα, περιγράφει τα κύρια μορφομετρικά χαρακτηριστικά των υποθαλάσσιων φαραγγιών στην μικρού εύρους και τεκτονικά ενεργή ανατολική ηπειρωτική κρηπίδα και κατωφέρεια της ν. Ρόδου και επιχειρεί να προσδιορίσει τους παράγοντες που συνέβαλλαν στην εξέλιξη τους.

2 ΠΕΡΙΟΧΗ ΜΕΛΕΤΗΣ

Το νησί της Ρόδου έχει ρομβοειδές σχήμα με μήκος 80 km, μέγιστο εύρος 38 km και ακτογραμμή ~ 220 km και είναι το μεγαλύτερο του συμπλέγματος της Δωδεκανήσου στο ΝΑ Αιγαίο, καλύπτοντας επιφάνεια ~1.400 km². Ανήκει στην Αιγιακή τεκτονική μικρο-πλάκα, που επωθείται επί της Αφρικανικής και ουσιαστικά αντιπροσωπεύει ένα τμήμα του ανατολικού κλάδου του Ελληνικού τόξου. Γειτνιάζει με τις Τάφρους του Πλίνιου και του Στράβωνα, δύο γραμμικές ρηξιγενείς γεωμορφές μετασχηματισμού με αριστερόστροφη κίνηση, που συνιστούν τον ανατολικό κλάδο της σημερινής Ελληνικής Τάφρου.

Οι χερσαίες γεωμορφές της ν. Ρόδου έχουν προφανέστατα επηρεαστεί από την ενεργό τεκτονική: διάφορες Τεταρτογενείς θαλάσσιες αναβαθμίδες απαντώνται κοντά στην Α και ΒΔ παράκτια ζώνη της, σε υψόμετρα έως και 250 m (Gauthier, 1979; Howell et al., 2015; Kontogianni et al., 2002) ενώ ο αριθμός, το υψόμετρο και η μεταξύ τους απόσταση μειώνονται προς νότια έως ότου εξαφανιστούν. Όσον αφορά την ηλικία τους, μία εξ αυτών στην περιοχή της Λίνδου και σε υψόμετρο 10 m έχει ραδιοχρονολογηθεί (Th230/U234) στα 120±10 ka με βάση το ασπόνδυλο *Spondylus gaederopus* (Blancvernet et al., 1975). Σύμφωνα με τους Cornée et al. (2010), η ΑΝΑ στρέψη του νησιού έχει επίσης επηρεάσει την ανάπτυξη των θαλάσσιων.

Η ενεργός τεκτονική της ν. Ρόδου αποτυπώνεται επίσης στις Ολοκαινικές παράκτιες γεωμορφές της. Η συστηματική μελέτη των (Pirazzoli et al., 1989) αποκάλυψε έως και οκτώ κλιμακωτές παλαιοακτές του Αν. Ολοκαίνου. Τα ευρήματα αυτά τους οδήγησαν στο συμπέρασμα ότι η Ρόδος ουσιαστικά αποτελείται από διάφορα μικρά τεμάχια που χαρακτηρίζονται από την ιδιαίτερη τεκτονική τους συμπεριφορά και συγκεκριμένα από ανοδικές και καθοδικές κινήσεις, με ρυθμούς που κυμαίνονται από μερικές εκατοντάδες έως και 1000-2000 έτη. Επίσης, αποκάλυψαν μια γενική ανοδική τάση, αυξανόμενη από Ν προς Β, φθάνοντας περίπου το 1 mm/yr στο βόρειο τμήμα της νήσου.

Οι (Kontogianni et al., 2002; Pirazzoli et al., 1989) υπέδειξαν επίσης ότι, πιθανότατα, αυτές οι ακτογραμμές, σε υψόμετρα έως και +3.8 m, ήταν αρχικά συνεχείς κατά μήκος της μήκους 75 km ΝΑ ακτής της Ρόδου και εν συνεχεία κατακερματίστηκαν από κανονικά μικρο-ρήγματα κατά τις τελευταίες φάσεις της ανόδου και στρέψης του νησιού ως ενιαίου τεμάχους στο Αν. Πλειόκαινο.

Σύμφωνα με τους (Kontogianni et al., 2002), η σεισμική δραστηριότητα που προκάλεσε την κατακόρυφη μετατόπιση των ακτών πιθανότατα σχετιζόταν με ένα κύριο ανάστροφο, υποθαλάσσιο, ρήγμα ανατολικά της νήσου (Woodside et al., 2000). Αυτή η υπόθεση επιβεβαιώθηκε από σεισμικές τομογραφίες του υποθαλάσσιου πυθμένα και επιπλέον φαίνεται να εξηγεί την προέλευση των Πλειο-Πλειστοκαινικών θαλάσσιων αναβαθμίδων, αλλά και τη στρέψη της νήσου ως ένα ενιαίο τέμαχος (Sakellariou et al., 2010), καθώς και τη γένεση ισχυρών ($M_s > 7.5$) και καταστρεπτικών σεισμών στο ΝΑ άκρο του Ελληνικού Τόξου και την πρόκληση tsunamis (Howell et al., 2015; Kontogianni et al., 2002).

Η περιοχή της Ρόδου έχει υποστεί τα καταστροφικά αποτελέσματα ισχυρών σεισμών κατά τους ιστορικούς χρόνους: τα τείχη και το λιμάνι της αρχαίας πόλης, καθώς και το άγαλμα του Κολοσσού καταστράφηκαν από ένα σεισμό το 227 π.Χ. Άλλοι σεισμοί, συνοδευόμενοι από tsunamis εκδηλώθηκαν το 142 και το 1481 μ.Χ. Ο σεισμός του 1303 μ.Χ. κατέστρεψε το νησί προκαλώντας 4.000 θανάτους, ενώ οι ισχυροί σεισμοί στις 22 Απριλίου 1863 και 26 Ιουνίου 1926 κατέστρεψαν περίπου 2.000 και 3.000 κατοικίες, αντίστοιχα (Parazachos & Parazacos, 2003).

3 ΜΕΘΟΔΟΛΟΓΙΑ

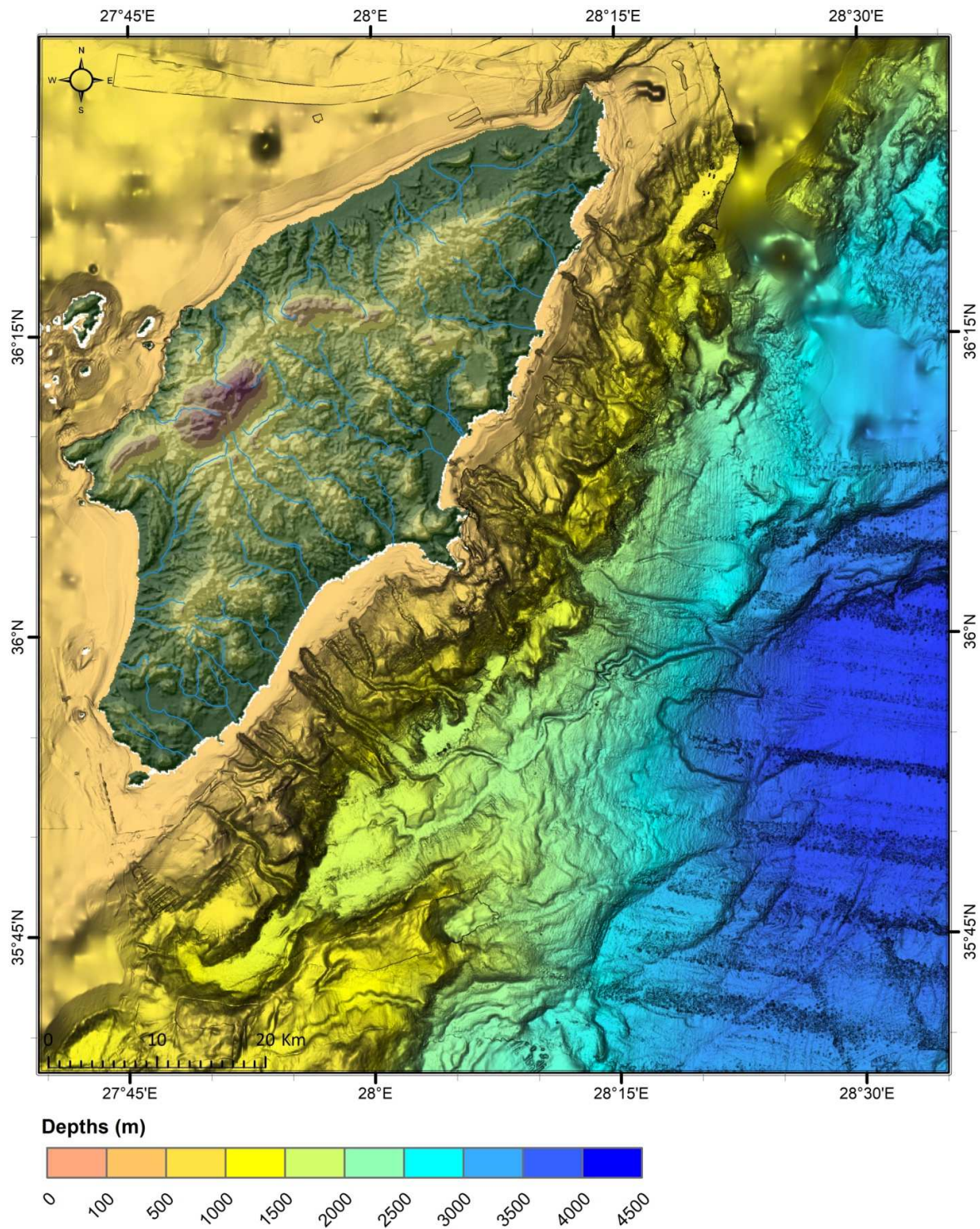
Το 2010-2014 (Πρόγραμμα ΑΚΤΗ) και το 2019 (Πρόγραμμα ΓΛΑΥΚΗ) συλλέχθηκαν υψηλής ανάλυσης δεδομένα πολυδεσμικής βαθυμετρίας στην ηπειρωτική κρηπίδα της ν. Ρόδου με τη χρήση των Teledyne Reson SeaBat 7125 Sonar (200-400 kHz) και Teledyne Reson SeaBat T50-R Sonar (180-410 kHz), αντίστοιχα· αμφότερα ήταν εγκατεστημένα στα ύφαλα του ΠΕΕ «Αλκυών»/ΕΛΚΕΘΕ και συνδυάστηκαν με τον Αδρανειακό Αισθητήρα Coda F185+R του σκάφους, με ταυτόχρονη χρήση RTK διορθώσεων. Κατά τη διάρκεια των ετών αυτών καλύφθηκε περιοχή ~ 100 km² σε βάθη από 10 έως 450 m. Η επεξεργασία των δεδομένων έγινε με το λογισμικό Teledyne PDS-2000 ώστε να απαλειφθούν τα σφάλματα και τα αποτελέσματα να ανταποκρίνονται στις προδιαγραφές IHO Order 1.

Το 2020 και στο πλαίσιο του έργου «ΓΛΑΥΚΗ» εκτελέστηκε πολυδεσμική βαθυμετρική αποτύπωση της ανατολικής κρηπίδας με το Wartilla ELAC SeaBeam 3030 26 kHz, το οποίο ήταν εγκατεστημένο στα ύφαλα του Ω/Κ «Αιγαίο»/ΕΛΚΕΘΕ και καλύφθηκε περιοχή ~1.000 km² σε βάθη που κυμαίνονταν από 60 έως 2.100 m. Για την επεξεργασία των δεδομένων χρησιμοποιήθηκε το HYSWEEP Editor (MBMAX 64).

Τα προαναφερθέντα δεδομένα πολυδεσμικής βαθυμετρίας, συνδυαζόμενα με δεδομένα του προγράμματος EMODnet (EMODnet Bathymetry Consortium, 2020) εισάχθηκαν στο ERSI ArcGIS v.10.5 ώστε να παραχθούν Ψηφιακά Μοντέλα Εδάφους (Digital Terrain Models - DTMs) με μέγεθος κελιού 30 m.

4 ΑΠΟΤΕΛΕΣΜΑΤΑ

Από τη συλλογή και επεξεργασία των βαθυμετρικών στοιχείων προέκυψε αναλυτικός ψηφιακός χάρτης υποθαλάσσιου ανάγλυφου (Εικόνα 1) στον οποίο διακρίνονται τα κύρια γεωμορφολογικά χαρακτηριστικά του ηπειρωτικού περιθωρίου του νησιού.

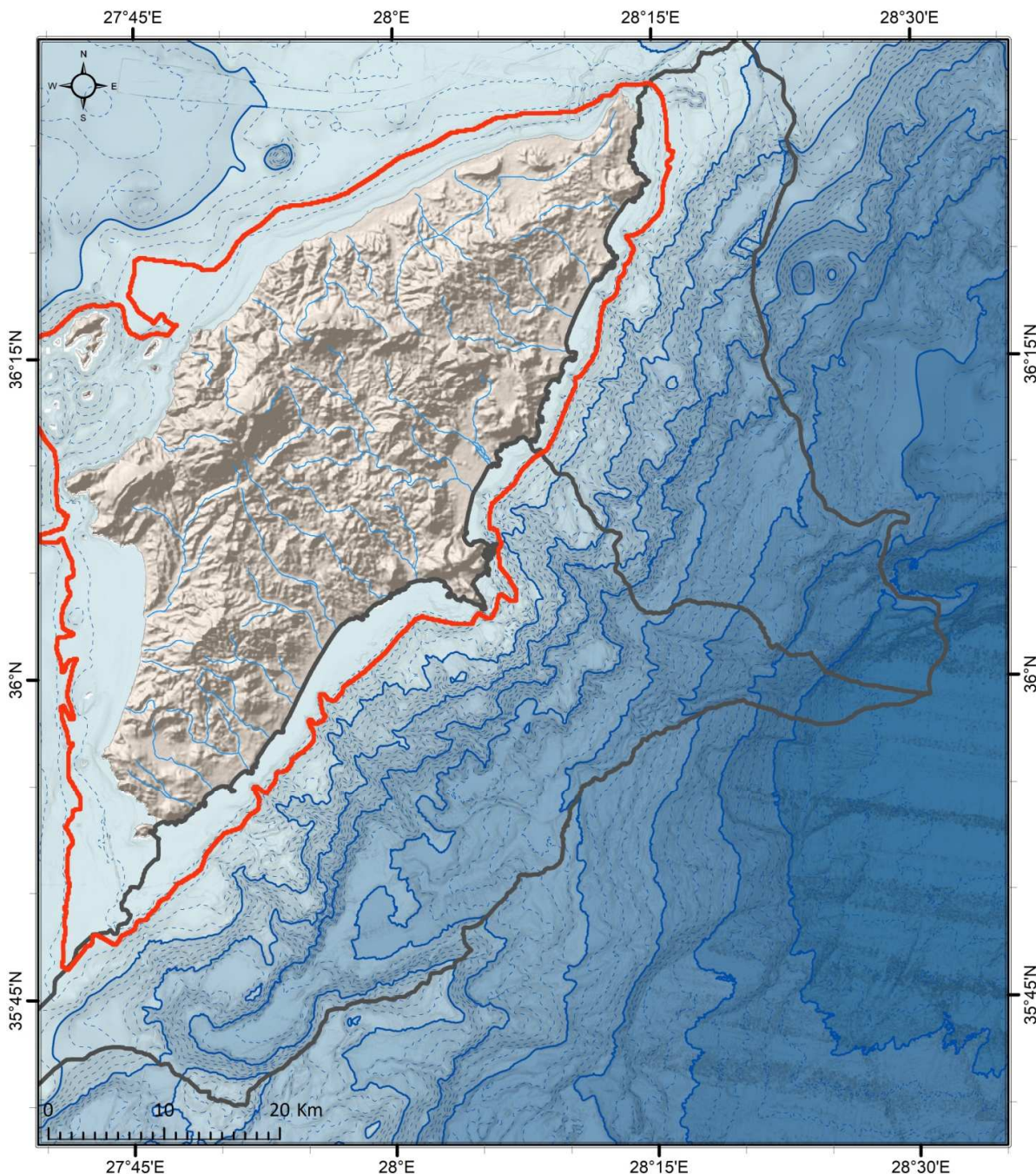


Εικόνα 1: Βαθυμετρικός χάρτης της νήσου Ρόδου.

Η ηπειρωτική κρηπίδα είναι πολύ στενή, με πλάτος που κυμαίνεται από λίγες δεκάδες μέτρα (έμπροσθεν της Λίνδου) μέχρι μερικά χιλιόμετρα, π.χ. 4 km στον Κόλπο Γενναδίου, 7 km στον κόλπο Απολακκιάς και 12 km νότια του Πρασονησίου). Το βάθος του υφαλόριου, δηλαδή η υπεράκτια ακμή της υφαλοκρηπίδας, δεν είναι σταθερό και μεταβάλλεται από 90 m μέχρι 130 m, ενώ σε ορισμένες θέσεις φαίνεται να καθορίζεται από την παρουσία των ενεργών ρηγμάτων που διαμορφώνουν το ανατολικό ηπειρωτικό περιθώριο του νησιού

(Εικόνα

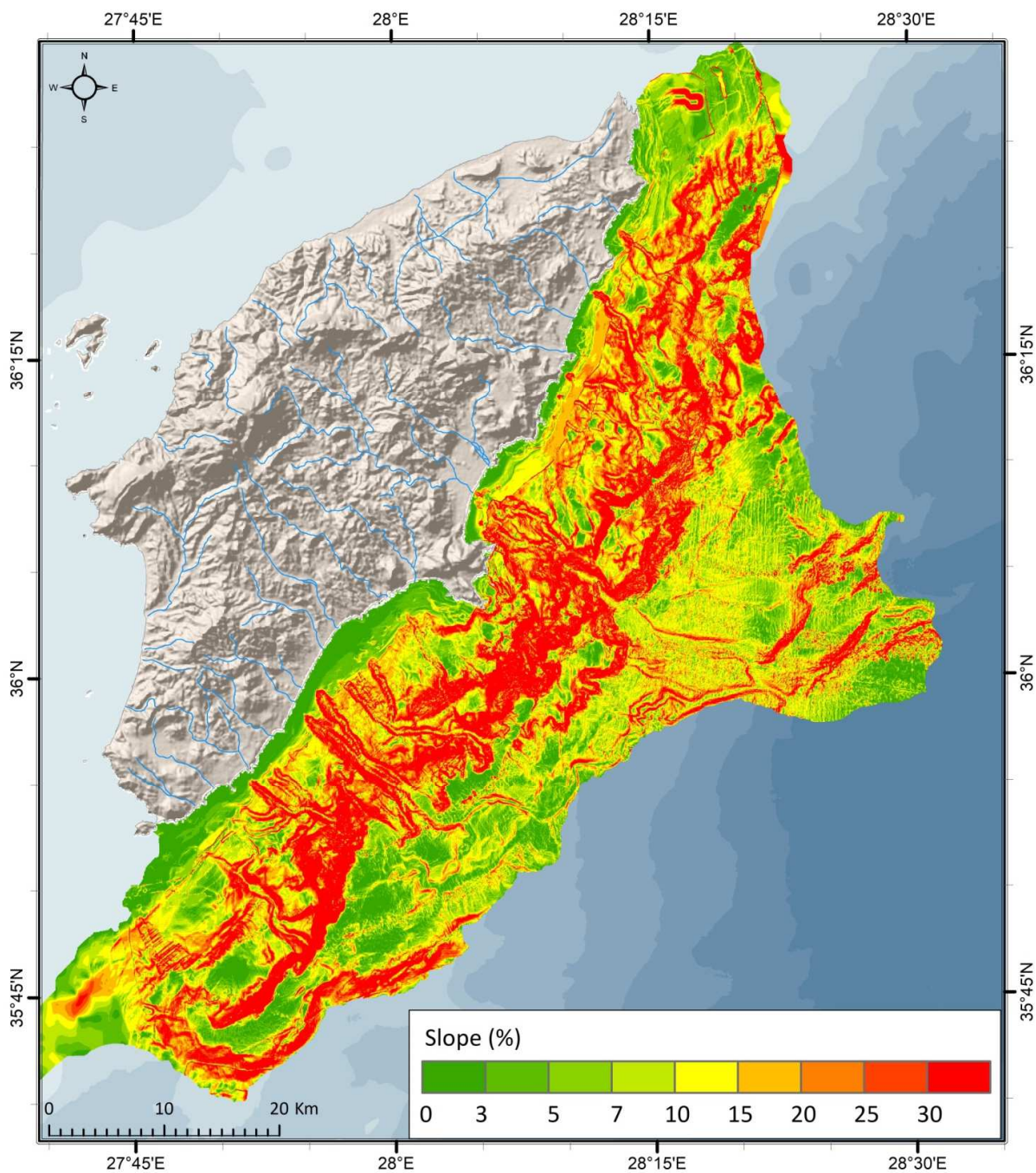
2).



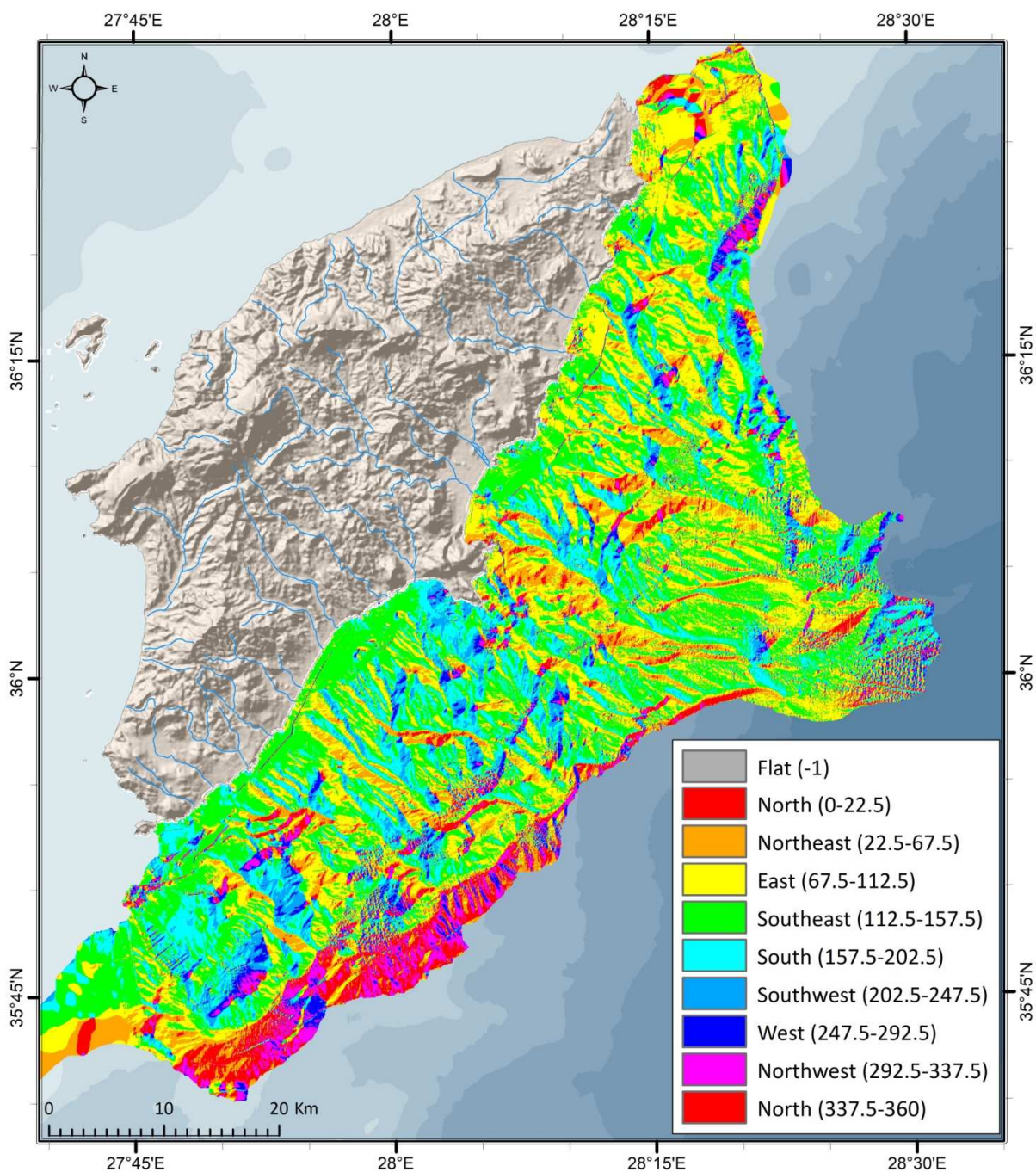
Εικόνα 2: Το υφαλόριο (κόκκινη γραμμή) της νήσου Ρόδου που διαχωρίζει τις υποθαλάσσιες γεωμορφολογικές ενότητες της υφαλοκρηπίδας και του υφαλοπρανούς.

Η κλίση της υφαλοκρηπίδας στην ανατολική Ρόδο είναι σχετικά ομαλή, με τιμές που σπάνια ξεπερνούν τις 3° (Εικόνα 3), ενώ ο προσανατολισμός είναι γενικά νοτιοανατολικός και ανατολικός (Εικόνα 4).

Το υφαλοπρανές στο ανατολικό τμήμα του νησιού είναι πολύ απότομο, με κλίσεις που μερικές φορές ξεπερνούν τις 30°. Τα βαθύτερα σημεία της κατωφέρειας ξεπερνούν τα 4000 m και εντοπίζονται στην περίμετρο της βαθιάς λεκάνης της Ρόδου (Rhodes Basin).



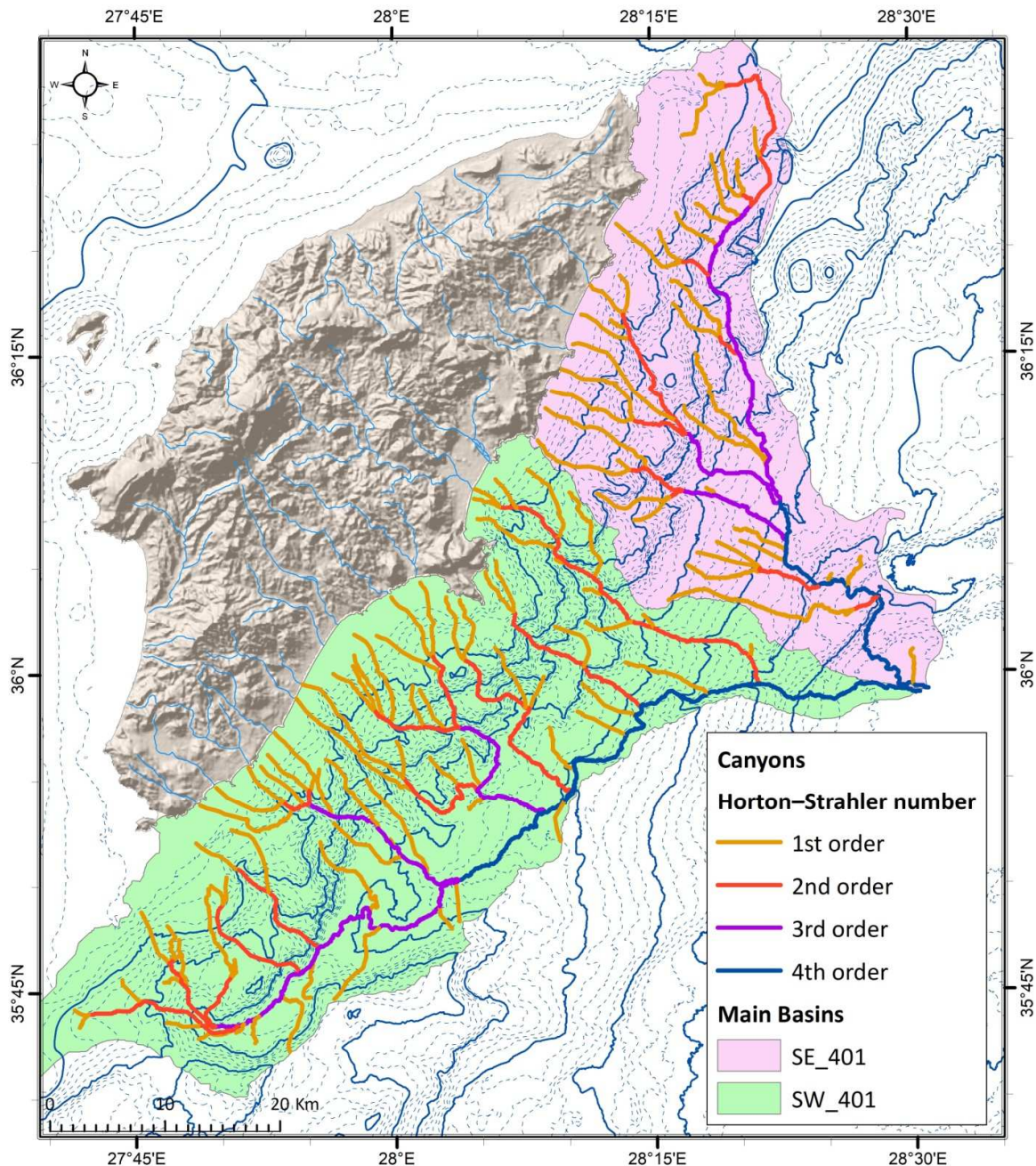
Εικόνα 3: Χάρτης κλίσεων (slope) του ηπειρωτικού περιθωρίου της Ανατολικής Ρόδου



Εικόνα 4: Χάρτης προσανατολισμού (aspects) του ηπειρωτικού περιθωρίου της Ανατολικής Ρόδου

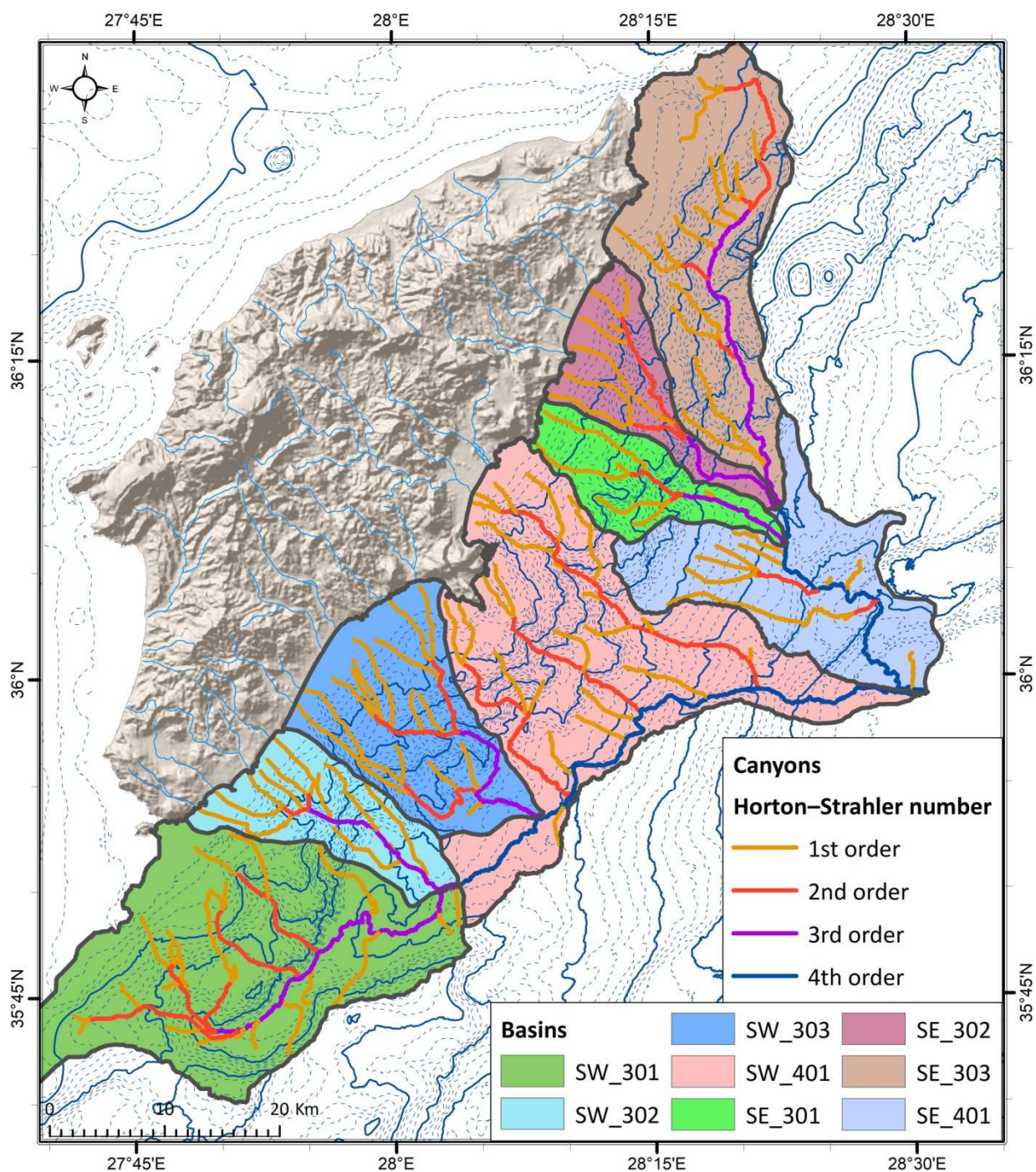
Το ηπειρωτικό περιθώριο χaráσσεται από ένα πυκνό δίκτυο υποθαλάσσιων φαραγγιών (submarine canyons), με προσανατολισμό σχεδόν κάθετο προς την ακτογραμμή (Εικόνα 1). Οι κεφαλές μερικών φαραγγιών βρίσκονται πολύ κοντά στην ακτογραμμή, δείχνοντας ότι είναι η υποθαλάσσια συνέχεια υφιστάμενων ποταμοχειμάρρων. Τα κυριότερα από αυτά βρίσκονται στους κόλπους Φαληράκι, Αφάντου, Κολύμπια, Τσαμπίκα, Αρχάγγελος, Κάλαθος, Λίνδος, Πεύκοι, Κιοτάρι, Γεννάδι, Πλημμύρι και Ανατολικό Πρασονήσι. Ωστόσο, η πλειονότητα των υποθαλάσσιων φαραγγιών (περίπου το 72% των φαραγγιών πρώτης τάξης) εμφανίζεται στο υφαλοπρανές χωρίς να υπάρχει κάποια γενετική συσχέτιση με το υδρογραφικό δίκτυο του νησιού και συνεπώς μπορούν να θεωρηθούν ως «τυφλά» (blind).

Η ανάλυση του δικτύου των υποθαλάσσιων φαραγγιών έδειξε ότι το ανατολικό ηπειρωτικό περιθώριο του νησιού αναπτύσσεται εντός μιας λεκάνης απορροής πέμπτης τάξης, με συνολικό εμβαδό 2425 km², η οποία καταλήγει στο δυτικό τμήμα της βαθιάς λεκάνης της Ρόδου. Μια λεπτομερέστερη εξέταση της κατανομής των υποθαλάσσιων φαραγγιών δείχνει ότι αυτά υπάγονται σε δύο υπολεκάνες απορροής (τέταρτης τάξης): τη βορειοανατολική με συνολικό εμβαδόν 913 km² και τη νοτιοανατολική με συνολικό εμβαδόν 1512 km² (Εικόνα 5).



Εικόνα 5: Δίκτυο υποθαλάσσιων φαραγγιών στο ηπειρωτικό περιθώριο της Ανατολικής Ρόδου. Όπου, SE_401 η βορειοανατολική υπολεκάνη απορροής και SW_401 η νοτιοανατολική υπολεκάνη.

Η βορειοανατολική υπολεκάνη περιλαμβάνει ένα υδρογραφικό δίκτυο με δενδρικό πρότυπο ανάπτυξης, το οποίο απορρέει προς τα ανατολικά. Διαχωρίζεται σε τέσσερα τμήματα: SE_301 (Αρχάγγελος), SE_302 (Αφάντου-Τσαμπίκα), SE_303 (Φαληράκι), SE_401 (Κάτω ρους ΒΑ Ρόδου) (Εικόνα 6).



Εικόνα 6: Δίκτυο υποθαλάσσιων φαραγγίων στο ηπειρωτικό περιθώριο της Ανατολικής Ρόδου. Όπου, SW_301 (Πρασονήσι), SW_302 (Πλημμύρι), SW_303 (Κιοτάρι-Γεννάδι), SW_401 (Κάλαθος-Λίνδος), SE_301 (Αρχάγγελος), SE_302 (Αφάντου-Τσαμπίκα), SE_303 (Φαληράκι), SE_401 (Κάτω ρους ΒΑ Ρόδου)

Το ιδιαίτερο χαρακτηριστικό της νοτιοανατολικής υπολεκάνης είναι ότι τα υποθαλάσσια φαράγγια πρώτης, και δεύτερης τάξης χαράζουν σχεδόν κάθετα την υφαλοκρηπίδα και το ανώτερο τμήμα του υφαλοπρανούς, άλλα καθώς δημιουργούν μεγαλύτερης τάξης κλάδους, αλλάζουν προσανατολισμό και κατευθύνονται προς τα βορειοανατολικά. Αυτή η απότομη (σχεδόν ορθογώνια) αλλαγή της διαδρομής των φαραγγιών στο μέσο τμήμα του υφαλοπρανούς είναι πολύ πιθανό να οφείλεται στην ύπαρξη συστήματος ρηγμάτων με διεύθυνση ΝΔ-ΒΑ που εξαναγκάζει τις επιμέρους κοίτες των φαραγγιών να ακολουθήσουν το ίχνος του. Διαχωρίζεται σε τέσσερα τμήματα: SW_301 (Πρασονήσι), SW_302 (Πλημμύρι), SW_303 (Κιοτάρι-Γεννάδι), SW_401 (Κάλαθος-Λίνδος) (Εικόνα 6).

5 ΣΥΜΠΕΡΑΣΜΑΤΑ

Η Ρόδος βρίσκεται στο ενεργό περιθώριο της ευρασιατικής λιθοσφαιρικής πλάκας και η γεωδυναμική της εξέλιξη εξαρτάται από τον μηχανισμό σύγκρουσης αυτής με την ωκεάνια βοραιοαφρικανική πλάκα.

Στο πλαίσιο του Ερευνητικού Προγράμματος ΓΛΑΥΚΗ, η βαθυμετρική και γεωμορφολογική αποτύπωση της υφαλοκρηπίδας και ενός μεγάλου τμήματος του υφαλορίου της Ανατολικής Ρόδου αποκάλυψε την ύπαρξη ενός τεκτονικά διαμορφωμένου ηπειρωτικού περιθωρίου με στενή υφαλοκρηπίδα και απότομο υφαλοπρανές. Η περιοχή αυτή χαράσσεται από ένα πολύπλοκο και δαιδαλώδες δίκτυο υποθαλάσσιων φαραγγιών το οποίο φαίνεται να έχει δημιουργηθεί σε παλαιότερο γεωλογικό χρόνο, αλλά να εξελίσσεται συνεχώς συμβάλλοντας στην μεταφορά ύλης και ενέργειας από το χερσαίο τμήμα της Ρόδου προς τα βαθιές περιοχές της Ανατολικής Μεσογείου και αντίστροφα.

BIBΛΙΟΓΡΑΦΙΑ

- Alves, T. M., Cartwright, J., & Davies, R. J. (2009). Faulting of salt-withdrawal basins during early halokinesis: Effects on the Paleogene Rio Doce Canyon system (Espirito Santo Basin, Brazil). *Aapg Bulletin*, 93(5), 617–652. <https://doi.org/10.1306/02030908105>
- Amblas, D., Ceramicola, S., Gerber, T. P., Canals, M., Chiocci, F. L., Dowdeswell, J. A., ... Sanchez-Vidal, A. (2018). Submarine Canyons and Gullies. In A. Micallef, S. Krastel, & A. Savini (Eds.), *Submarine Geomorphology* (pp. 251–272). https://doi.org/10.1007/978-3-319-57852-1_14
- Blancvernet, L., Chamley, H., Keraudren, B., & Sauvage, J. (1975). About Plio-Pleistocene boundary in marine sequences of Rhodes (Dodecanese, Greece). *Comptes Rendus Hebdomadaires Des Seances De L Academie Des Sciences Serie D*, 280(5), 541–544.
- Canals, M., Casamor, J. L., Urgeles, R., Lastras, G., Calafat, A. M., Masson, D., ... De Batist, M. (2000). The Ebro continental margin, Western Mediterranean Sea: Interplay between canyon-channel systems and mass wasting processes. *Deep-Water Reservoirs of the World: 20th Annual GCS-SEPM Bob F. Perkins Research Conference Proceedings*, 152–174.
- Chiocci, F. L., & Normark, W. R. (1992). Effect of sea-level variation on upper-slope depositional processes offshore of Tiber delta, Tyrrhenian Sea, Italy. *Marine Geology*, 104(1–4), 109–122. [https://doi.org/10.1016/0025-3227\(92\)90087-X](https://doi.org/10.1016/0025-3227(92)90087-X)
- Coleman, J. M., & Prior, D. B. (1988). MASS-WASTING ON CONTINENTAL MARGINS. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 16, 101–119.
- Cornée, J. J., Quillévéré, F., Moissette, P., Fietzke, J., López-Otálvaro, G. E., Melinte-Dobrinescu, M., Philippon, M., van Hinsbergen, D. J. J., Agiadi, K., Koskeridou, E. & Münch, P. (2019). Tectonic motion in oblique subduction forearcs: insights from the revisited Middle and Upper Pleistocene deposits of Rhodes, Greece. *Journal of the Geological Society*, 176(1), 78-96.
- Daly, R. A. (1936). Origin of submarine “canyons.” *American Journal of Science*, 31(186), 401–420.
- Dowdeswell, J. A., Evans, J., O’Cofaigh, C., & Anderson, J. B. (2006). Morphology and sedimentary processes on the continental slope off Pine Island Bay, Amundsen Sea, West Antarctica. *Bulletin of the Geological Society of America*, 118(5–6), 606–619. <https://doi.org/10.1130/B25791.1>
- EMODnet Bathymetry Consortium. (2020). EMODnet Digital Bathymetry (DTM 2020). <https://doi.org/https://doi.org/10.12770/bb6a87dd-e579-4036-abe1-e649cea9881a>
- Farre, J. A., McGregor, B. A., Ryan, W. B. F., & Robb, J. M. (1983). Breaching the shelfbreak: passage from youthful to mature phase in submarine canyon evolution. In D J Stanley & G. T. Moore (Eds.), *The shelf break: Critical interface on continental margins* (pp. 25–39). Special Publications of SEPM 33.
- Gamberi, F., Breda, A., & Mellere, D. (2017). Depositional canyon heads at the edge of narrow and tectonically

steepened continental shelves: Comparing geomorphic elements, processes and facies in modern and outcrop examples. *Marine and Petroleum Geology*, 87, 157–170.
<https://doi.org/10.1016/j.marpetgeo.2017.06.007>

Gaudin, M., Berné, S., Jouanneau, J. M., Palanques, A., Puig, P., Mulder, T., ... Imbert, P. (2006). Massive sand beds attributed to deposition by dense water cascades in the Bourcart canyon head, Gulf of Lions (northwestern Mediterranean Sea). *Marine Geology*, 234(1–4), 111–128.
<https://doi.org/10.1016/j.margeo.2006.09.020>

Gauthier, A. J. (1979). *Contribution a l' etude neotectonique du domaine egeen: l' ile de Rhodes*. Universite Paris XI, Orsay, 2529.

Goff, J. A. (2001). Quantitative classification of canyon systems on continental slopes and a possible relationship to slope curvature. *Geophysical Research Letters*, 28(23), 4359–4362.
<https://doi.org/10.1029/2001GL013300>

Harris, P. T., & Macmillan-Lawler, M. (2015). Geomorphology of Mediterranean submarine canyons in a global context-Results from a multivariate analysis of canyon geomorphic statistics. In F. Briand (Ed.), *Submarine canyon dynamics in the Mediterranean and tributary seas - an integrated geological, oceanographic and biological perspective* (Vol. 47, pp. 23–35). CIESM.

Harris, P. T., & Whiteway, T. (2011). Global distribution of large submarine canyons: Geomorphic differences between active and passive continental margins. *Marine Geology*, 285(1–4), 69–86.
<https://doi.org/10.1016/j.margeo.2011.05.008>

Howatt, T. M., & Allen, S. E. (2013). Impact of the continental shelf slope on upwelling through submarine canyons. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 118(10), 5814–5828.
<https://doi.org/10.1002/jgrc.20401>

Howell, A., Jackson, J., England, P., Higham, T., & Synolakis, C. (2015). Late Holocene uplift of Rhodes, Greece: evidence for a large tsunamigenic earthquake and the implications for the tectonics of the eastern Hellenic Trench System. *Geophysical Journal International*, 203(1), 459–474.
<https://doi.org/10.1093/gji/ggv307>

Izumi, N. (2004). The formation of submarine gullies by turbidity currents. *Journal of Geophysical Research-Oceans*, 109(C3). <https://doi.org/10.1029/2003jc001898>

Jobe, Z. R., Lowe, D. R., & Uchytel, S. J. (2011). Two fundamentally different types of submarine canyons along the continental margin of Equatorial Guinea. *Marine and Petroleum Geology*, 28(3), 843–860.
<https://doi.org/10.1016/j.marpetgeo.2010.07.012>

Jongsma, D. (1977). Bathymetry and shallow structure of the Pliny and Strabo Trenches, south of the Hellenic Arc. *Bulletin of the Geological Society of America*, 88(6). [https://doi.org/10.1130/0016-7606\(1977\)88](https://doi.org/10.1130/0016-7606(1977)88)

Kane, I. A., & Clare, M. A. (2019). Dispersion, accumulation, and the ultimate fate of microplastics in deep-

- marine environments: A review and future directions. *Frontiers in Earth Science*, 7(April). <https://doi.org/10.3389/feart.2019.00080>
- Klinck, J. M. (1996). Circulation near submarine canyons: A modeling study. *Journal of Geophysical Research-Oceans*, 101(C1), 1211–1223. <https://doi.org/10.1029/95jc02901>
- Kontogianni, V. A., Tsoulos, N., & Stiros, S. C. (2002). Coastal uplift, earthquakes and active faulting of Rhodes Island (Aegean Arc): modeling based on geodetic inversion. *Marine Geology*, 186(3–4), 299–317. [https://doi.org/10.1016/s0025-3227\(02\)00334-1](https://doi.org/10.1016/s0025-3227(02)00334-1)
- Kuenen, P. H. (1953). Origin and Classification of Submarine Canyons. *Geological Society of America Bulletin*, 64(11), 1295–1314. [https://doi.org/10.1130/0016-7606\(1953\)64\[1295:oacosc\]2.0.co;2](https://doi.org/10.1130/0016-7606(1953)64[1295:oacosc]2.0.co;2)
- Le Pichon, X., & Angelier, J. (1979). HELLENIC ARC AND TRENCH SYSTEM - KEY TO THE NEOTECTONIC EVOLUTION OF THE EASTERN MEDITERRANEAN AREA. *Tectonophysics*, 60(1–2), 1–42.
- Loneragan, L., Jamin, N. H., Jackson, C. A. L., & Johnson, H. D. (2013). U-shaped slope gully systems and sediment waves on the passive margin of gabon (west africa). *Marine Geology*, 337, 80–97. <https://doi.org/10.1016/j.margeo.2013.02.001>
- Maurer, D., Roberts, G. O., & Gerlinger, T. (1995). Community Structure of Soft-Bottom Macrobenthos of the Newport Submarine Canyon, California. *Marine Ecology*, 16(1), 57–72.
- May, J. A., Warne, J. E., & Slater, R. A. (1983). Role of submarine canyons on shelfbreak erosion and sedimentation: modern and ancient examples. In D J Stanley & G. T. Moore (Eds.), *The shelf break: Critical interface on continental margins* (Vol. 33, pp. 315–332). SEPM Spec. Publ.
- McClain, C. R., & Barry, J. P. (2010). Habitat heterogeneity, disturbance, and productivity work in concert to regulate biodiversity in deep submarine canyons. *Ecology*, 91(4), 964–976. <https://doi.org/10.1890/09-0087.1>
- McHugh, C. M. g., B.f. Ryan, W., Eittreim, S., & Donald Reed. (1998). The influence of the San Gregorio fault on the morphology of Monterey Canyon. *Marine Geology*, 146(1–4), 63–91. [https://doi.org/10.1016/S0025-3227\(97\)00118-7](https://doi.org/10.1016/S0025-3227(97)00118-7)
- Micallef, Aaron, & Mountjoy, J. J. (2011). A topographic signature of a hydrodynamic origin for submarine gullies. *Geology*, 39(2), 115–118. <https://doi.org/10.1130/G31475.1>
- Moors-Murphy, H. B. (2014). Submarine canyons as important habitat for cetaceans, with special reference to the Gully: A review. *Deep-Sea Research Part II: Topical Studies in Oceanography*, 104, 6–19. <https://doi.org/10.1016/j.dsr2.2013.12.016>
- Normandeau, A., Lajeunesse, P., & St-Onge, G. (2015). Submarine canyons and channels in the Lower St. Lawrence Estuary (Eastern Canada): Morphology, classification and recent sediment dynamics. *Geomorphology*, 241, 1–18. <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2015.03.023>
- Orange, D. L., McAdoo, B. G., Moore, J. C., Tobin, H., Sreaton, E., Chezar, H., ... Vail, R. (1997). Headless

submarine canyons and fluid flow on the toe of the Cascadia accretionary complex. *Basin Research*, 9(4), 303–312. <https://doi.org/10.1046/j.1365-2117.1997.00045.x>

Papazachos, V., & Papazacos, K. (2003). *The earthquakes of Greece* (3rd ed.). Thessaloniki, Greece: Ziti Publications.

Pirazzoli, P. A., Montaggioni, L. F., Saliege, J. F., Segonzac, G., Thommeret, Y., & Vergnaudgrazzini, C. (1989). Crustal block movements from Holocene shorelines: Rhodes Island (Greece). *Tectonophysics*, 170(1–2), 89–114. [https://doi.org/10.1016/0040-1951\(89\)90105-4](https://doi.org/10.1016/0040-1951(89)90105-4)

Pratson, L. F., & Ryan, W. B. F. (1996). Automated drainage extraction in mapping the Monterey submarine drainage system, California margin. *Marine Geophysical Research*, 18(6), 757–777. <https://doi.org/10.1007/BF00313885>

Puga-Bernabeu, A., Webster, J. M., Beaman, R. J., & Guilbaud, V. (2011). Morphology and controls on the evolution of a mixed carbonate-siliciclastic submarine canyon system, Great Barrier Reef margin, north-eastern Australia. *Marine Geology*, 289(1–4), 100–116. <https://doi.org/10.1016/j.margeo.2011.09.013>

Reimnitz, E., & Gutiérrez-Estrada, M. (1970). Rapid changes in the head of the Rio Balsas Submarine Canyon system, Mexico. *Marine Geology*, 8(3–4). [https://doi.org/10.1016/0025-3227\(70\)90046-0](https://doi.org/10.1016/0025-3227(70)90046-0)

Ridente, D., Fogliini, F., Minisini, D., Trincardi, F., & Verdicchio, G. (2007). Shelf-edge erosion, sediment failure and inception of Bari Canyon on the Southwestern Adriatic Margin (Central Mediterranean). *Marine Geology*, 246(2–4), 193–207. <https://doi.org/10.1016/j.margeo.2007.01.014>

Robb, J. M. (1984). Spring sapping on the lower continental slope, offshore New Jersey. *Geology*, 12(5), 278–282. [https://doi.org/10.1130/0091-7613\(1984\)12<278:SSOTLC>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1130/0091-7613(1984)12<278:SSOTLC>2.0.CO;2)

Selim, S. S. (2018). Sedimentological architecture, shelf-edge trajectories and evolution of an Oligocene reservoir, East Nile Delta. *Geological Magazine*, 155(3), 747–771. <https://doi.org/10.1017/S0016756816000522>

Shepard, F. P. (1981). Submarine canyons: multiple causes and long-time persistence. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, 65(6). <https://doi.org/10.1306/03b59459-16d1-11d7-8645000102c1865d>

Shepard, Francis P. (1933). Canyons beneath the seas. *The Scientific Monthly*, 37(1), 31–39.

Stanley, Daniel Jean, & Freeland, G. L. (1978). The erosion-deposition boundary in the head of Hudson Submarine Canyon defined on the basis of submarine observations. *Marine Geology*, 26(3–4). [https://doi.org/10.1016/0025-3227\(78\)90055-5](https://doi.org/10.1016/0025-3227(78)90055-5)

Tornqvist, T. E., Wortman, S. R., Mateo, Z. R. P., Milne, G. A., & Swenson, J. B. (2006). Did the last sea level lowstand always lead to cross-shelf valley formation and source-to-sink sediment flux? *Journal of Geophysical Research-Earth Surface*, 111(F4). <https://doi.org/10.1029/2005jf000425>

Tubau, X., Lastras, G., Canals, M., Micallef, A., & Amblas, D. (2013). Significance of the fine drainage pattern

for submarine canyon evolution: The Foix Canyon System, Northwestern Mediterranean Sea. *Geomorphology*, 184, 20–37. <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2012.11.007>

Tyler, P., Amaro, T., Arzola, R., Cunha, M. R., de Stigter, H., Gooday, A., ... Wolff, G. (2009). Europe's grand canyon: Nazaré submarine vitório valley canyon. *Oceanography*, 22(1), 46–57. <https://doi.org/10.5670/oceanog.2009.05>

Vachtman, D., Mitchell, N. C., & Gawthorpe, R. (2013). Morphologic signatures in submarine canyons and gullies, central USA Atlantic continental margins. *Marine and Petroleum Geology*, 41, 250–263. <https://doi.org/10.1016/j.marpetgeo.2012.02.005>

Vail, P. R., Mitchum, R. M., & Thompson, S. (1977). Seismic Stratigraphy and Global Change in Sea Level, Part 3: Relative Change of Sea Level from Coastal Onlap. In C. E. Payton (Ed.), *Seismic Stratigraphy – Applications to Hydrocarbon Exploration, American Association of Petroleum Geologists: Vol. Memoir 26*.

Woodside, J., Mascle, J., Huguen, C., & Volkonskaia, A. (2000). The Rhodes Basin, a post-Miocene tectonic trough. *Marine Geology*, 165(1–4), 1–12.