



ΕΘΝΙΚΟ ΜΕΤΣΟΒΙΟ ΠΟΛΥΤΕΧΝΕΙΟ

Σχολή Αγρονόμων & Τοπογράφων Μηχανικών

Μηχανικών Γεωπληροφορικής

Δ.Π.Μ.Σ. «Γεωπληροφορική»

Μεταπτυχιακή Διπλωματική Εργασία

Μέθοδοι Προσδιορισμού του Βυθού

Βιβλιογραφική Ανασκόπηση

ΠΑΠΑΚΩΣΤΑ ΒΑΪΑ

A/M 60182317

Επιβλέπων : Καθ. ΑΝΔΡΕΑΣ ΓΕΩΡΓΟΠΟΥΛΟΣ

Αθήνα, Ιούνιος 2021

Ευχαριστίες.

Θα ήθελα να ευχαριστήσω θερμά τον Καθηγητή και επιβλέποντα της μεταπτυχιακής διπλωματικής μου εργασίας Ανδρέα Γεωργόπουλο για τη διάθεσή του να συνεργαστούμε, τη βοήθειά που μου προσέφερε καθώς και για την κατανόηση που υπέδειξε όλο αυτό το διάστημα.

Ακόμη, θα ήθελα να ευχαριστήσω τους γονείς μου και τους φίλους μου για την ανεκτίμητη συμβολή τους και την απέραντη στήριξη, καθ' όλη τη διάρκεια μελέτης και συγγραφής της εργασίας.

Περίληψη.

Πάντα υπήρχε η ανάγκη της χαρτογράφησης του βυθού, είτε για λόγους ασφαλούς ναυσιπλοΐας, είτε για περιβαλλοντικές μελέτες ή για την πραγματοποίηση έργων οικονομικού ενδιαφέροντος. Στην παρούσα εργασία γίνεται μια βιβλιογραφική ανασκόπηση των κύριων μεθόδων βαθυμετρίας που έχουν χρησιμοποιηθεί ανά τους καιρούς μέχρι σήμερα. Με την πάροδο των χρόνων, παρατηρείται ραγδαία εξέλιξη και βελτίωση στις μεθόδους βαθυμετρίας και χαρτογράφησης, ειδικά τα τελευταία 40 χρόνια όπου παρουσιάζεται μία ραγδαία ανάπτυξη στον συγκεκριμένο τομέα. Το γεγονός αυτό γίνεται ευδιάκριτο μέσα από την παρατήρηση της συνεχούς βελτίωσης της ακρίβειας των αποτελεσμάτων. Για την καταγραφή των δεδομένων και την εξαγωγή των χαρτών ακολουθείται μία αρκετά περίπλοκη διαδικασία όπου χρειάζεται να λαμβάνονται υπόψη διάφορες παράμετροι, όπως για παράδειγμα η αλληλεπίδραση του νερού με το ηλιακό φως, την ηλεκτρομαγνητική ακτινοβολία καθώς και τα ηχητικά κύματα. Εξίσου σημαντικοί για την έρευνα είναι και οι παράγοντες της διαύγειας του νερού, του είδους του θαλάσσιου πυθμένα όπως και της καθαρότητας της ατμόσφαιρας.

Περιεχόμενα

Εισαγωγή.....	1
Κεφάλαιο 1^ο. Ιστορική Αναδρομή στα Βαθυμετρικά Συστήματα.....	2
Κεφάλαιο 2^ο. Ακουστικές Μέθοδοι Βαθυμετρίας.....	8
2.1. Ακουστική Ενέργεια και Χαρακτηριστικές Ιδιότητες του Ήχου.....	8
2.2. Φυσικές Ιδιότητες του Νερού που Επηρεάζουν τα Ακουστικά Κύματα.....	11
2.3. Χαρακτηριστικά Διαμόρφωσης του Ηχητικού Κύματος.....	15
2.4. Ακουστικές Τεχνικές Βαθυμετρίας.....	19
2.4.1. Ηχοβολιστικό Σύστημα Μονής Δέσμης (Single Beam Echo Sounder, SBES).....	25
2.4.2. Ηχοβολιστικό Σύστημα Πολλαπλής Δέσμης (Multi Beam Echo Sounder, MBES).....	32
2.4.3. Σόναρ Πλευρικής Σάρωσης (Sidescan Sonar, SSS).....	42
Κεφάλαιο 3^ο. Μη Ακουστικές Μέθοδοι Βαθυμετρίας.....	51
3.1. Συμπεριφορά των Υδάτινων Σωμάτων στην Επαφή τους με την Ηλεκτρομαγνητική Ακτινοβολία.....	51
3.1.1. Φασματικά Χαρακτηριστικά των Υδάτινων Σωμάτων.....	51
3.1.2. Φασματικές Αλλαγές Σύμφωνα με τη Μεταβολή Βάθους του Νερού.....	53
3.2. Αερομεταφερόμενα Συστήματα Laser (Airborne Laser Systems).....	54
3.3. Παθητικές Οπτικές Μέθοδοι (Passive Optical Methods).....	60
3.4. Δορυφορική Αλτιμετρία Radar (Satellite Radar Altimetry).....	73
3.4.1. Γεωμετρία των Μετρήσεων Αλτιμετρίας.....	74
3.4.2. Περιγραφή της Τεχνικής.....	76
Κεφάλαιο 4^ο. Σύγκριση των Μεθόδων Προσδιορισμού του Βυθού.....	87
Βιβλιογραφία.....	89

Εισαγωγή.

Βαθυμετρία είναι η ενόργανη μέτρηση του βάθους του νερού. Μπορεί να χρησιμοποιηθούν πολλές βαθυμετρικές έρευνες σε μια περιοχή για να οπτικοποιηθεί η τοπογραφία του βυθού. Όσο πιο πυκνό είναι το δίκτυο των βαθυμετρήσεων, τόσο πιο ακριβής είναι η εικόνα της υποθαλάσσιας τοπογραφίας του βυθού που μελετάται.

Ανά περιόδους έχουν χρησιμοποιηθεί διαφόρων ειδών τεχνικές για την μέτρηση του βάθους της θαλάσσιας περιοχής. Συγκεκριμένα, οι πρώτες μέθοδοι που χρησιμοποιήθηκαν για την άμεση μέτρηση του βάθους είναι οι συσκευές βόλισης και ραβδοσκόπησης. Η αρχή λειτουργίας τους ήταν εύκολη με αποτέλεσμα να χρησιμοποιούνται για πολλούς αιώνες.

Σχεδόν στα μέσα της δεκαετίας του 1900, οι υδρο-ακουστικές συσκευές των σόναρ αποτέλεσαν σημαντική εξέλιξη, με χαρακτηριστικό παράδειγμα τους ηχοβολιστές μονής δέσμης (SBES). Ενώ λίγα χρόνια αργότερα εμφανίστηκαν τα συστήματα διπλής δέσμης καθώς και πλευρικής σάρωσης (SSS) παρέχοντας μεγαλύτερη αποτελεσματικότητα. Συγκεκριμένα οι συσκευές σόναρ είναι υπεύθυνες για την καταγραφή της τοπογραφίας του βυθού, ενώ ο προσδιορισμός της θέσης επιτυγχάνεται μέσω του παγκόσμιου δορυφορικού συστήματος πλοήγησης (GNSS).

Κατά τη διάρκεια των τελευταίων δεκαετιών, η βαθυμετρική έρευνα έχει βιώσει μια ραγδαία αλλαγή στην τεχνολογία και στις μεθόδους μέτρησης βάθους. Τα ηχοβολιστικά πολλαπλής δέσμης (MBES), τα αερομεταφερόμενα συστήματα LiDAR (ALS), οι δορυφορικές μετρήσεις καθώς και οι μη επανδρωμένες εναέριες και υποθαλάσσιες αποστολές παρέχουν πλέον σχεδόν πλήρη κάλυψη του θαλάσσιου πυθμένα και αξιόπιστη μέτρηση του βάθους. Επομένως, η τεχνολογική εξέλιξη οδήγησε σε πιο μεθοδευμένες βαθυμετρικές έρευνες με αποτέλεσμα να αυξηθούν η ποιότητα και ο όγκος των καταγραφόμενων δεδομένων.

Με τη συμβολή των μεθόδων που προαναφέρθηκαν είναι εφικτό να εξαχθούν δεδομένα που αποτελούν τη βάση για την παραγωγή ναυτικών χαρτών και ψηφιακών μοντέλων εδάφους, δηλαδή βυθού. Η σημαντικότητά τους έγκειται ακόμη στη λήψη μέτρων με σκοπό τη θαλάσσια ασφάλεια, όπως είναι ο καθορισμός θαλάσσιων οδών και σημαντήρων στις επικίνδυνες περιοχές, οι θαλάσσιες έρευνες και οι έρευνες ναυαγίων καθώς και η προστασία των ακτών.

Σε πολλές περιοχές η μορφολογία του βυθού υπόκειται σε συνεχείς αλλαγές λόγω παλίρροιας και άλλων ρευμάτων, με αποτέλεσμα να απαιτούνται επαναλαμβανόμενες βαθυμετρικές έρευνες σε τακτά χρονικά διαστήματα. Ο μεταβαλλόμενος βυθός γενικά δεν είναι ορατός, επομένως η έρευνα πρέπει να διεξάγεται

συστηματικά (γραμμικά ή σε ολόκληρη την περιοχή) προκειμένου να καταγράφεται εύλογα η εξέλιξη της τοπογραφίας του βυθού.

Κεφάλαιο 1^ο. Ιστορική Αναδρομή στα Βαθυμετρικά Συστήματα.

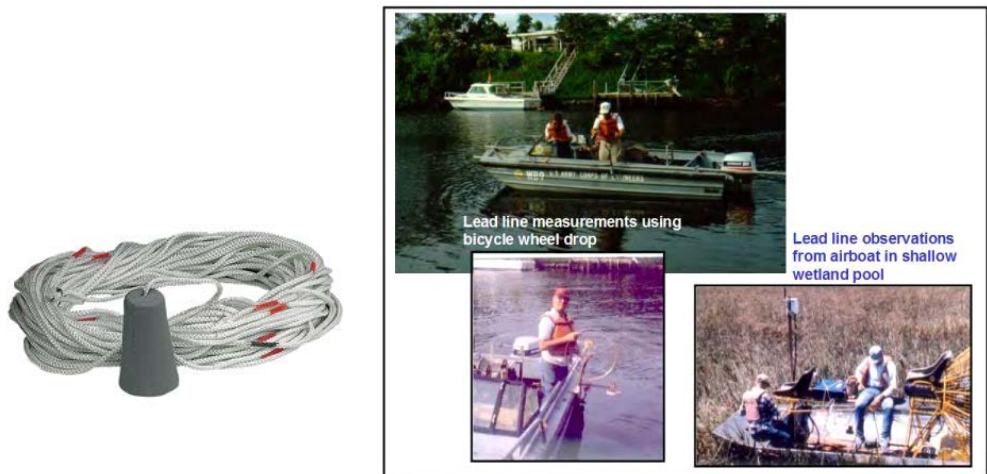
Η ιστορία της βαθυμετρίας χρονολογείται πάνω από 3.000 χρόνια, με τις πρώτες ενδείξεις μετρήσεων του βάθους να παρουσιάζονται σε ιστορικά αρχεία της αρχαίας Αιγύπτου (Theberge, 1989). Πρώτες χρησιμοποιήθηκαν οι τεχνικές βόλισης. Κατά τη δεκαετία του 1870, έλαβε χώρα σε όλο τον κόσμο η πρώτη μεγάλης κλίμακας επιστημονική εφαρμογή με τη χρήση της μεθόδου βόλισης κατά τη διάρκεια της οκεανογραφικής αποστολής HMS Challenger (Thompson & Murray, 1885).

Τέτοιου είδους μηχανικές τεχνικές, όπως αυτές που θα αναφερθούν παρακάτω, ήταν η συνήθης πρακτική μέχρι τις αρχές του 20ου αιώνα. Σύμφωνα με το NOAA, αυτές οι βαθυμετρικές μέθοδοι ήταν αρκετά κουραστικές και χρονοβόρες (Elhassan, 2015). Όσο για την ακρίβεια των μετρήσεων, οι τεχνικές αυτές παρείχαν ελλιπείς πληροφορίες λόγω του βάθους των υδάτων, της ροής των ρευμάτων και της συνεκτικότητας του πυθμένα. Ωστόσο, οι εύκολες αρχές λειτουργίας τους εξασφαλίζουν τη συνέχειά τους εδώ και πολλά χρόνια. Συγκεκριμένα, κάποιες μέθοδοι συνεχίζουν να προτιμούνται σε περιπτώσεις όπου η βαθυμετρία μέσω ακουστικών τεχνικών είναι αδύνατη ή ανακριβής. Χαρακτηριστικό παράδειγμα αποτελούν οι μετρήσεις κοντά στα λιμάνια, όπου οι ακουστικές μετρήσεις μπορεί να είναι ανακριβείς και να περιέχουν θόρυβο λόγω της πλευρικής ηχούς. Επίσης, οι βολιστικές μέθοδοι προτιμούνται και σε περιπτώσεις που ο θαλάσσιος πυθμένας έχει στην επιφάνειά του χαλαρό ίζημα, διότι οι ακουστικές τεχνικές δίνουν αμφισβητήσιμα βαθυμετρικά αποτελέσματα εξαιτίας της έντονης σκέδασης (USACE et al., 2002).

Βαθυμετρική Βολίδα (Lead Line)

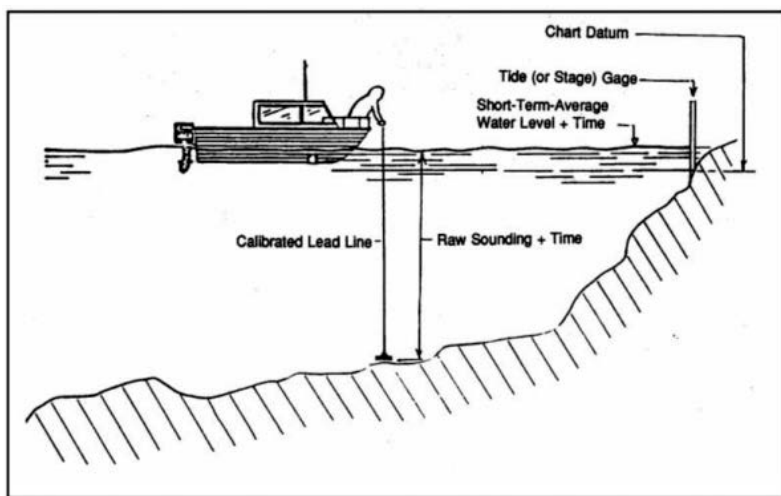
Η **βαθυμετρική βολίδα** ήταν η συνήθης τεχνική μέτρησης του βάθους στις πρώτες βαθυμετρικές έρευνες και χρησιμοποιήθηκε κυρίως για μετρήσεις σε λιμάνια και γενικά αβαθή νερά. Πρόκειται για ένα μεταλλικό συνήθως ορειχάλκινο όργανο, το οποίο χρησιμοποιείται εντός λιμένων ή όρμων. Η βολίδα αποτελείται από ένα λεπτό και ισχυρό σχοινί, καλούμενο "βολιδόσχοινο", όπου στο άκρο του έχει ένα βαρίδι σε σχήμα κώνου ή επίπεδου δίσκου, βάρους περίπου 4 kg και διαμέτρου 15cm. Πάνω στο σχοινί, υπάρχουν δερμάτινες λωρίδες σε κάθε μία μονάδα μήκους και λεπτοί σπάγκοι ή κόμποι σε κάθε υποδιαίρεση της μονάδας. Το μήκος αυτών των σχοινιών είναι συνήθως μικρότερο από 30 m. Ωστόσο, έχουν χρησιμοποιηθεί και βολίδες μεγαλύτερου μήκους για έρευνες

βαθύτερων υδάτων. Επίσης το όργανο ποντίζεται από την πλώρη της λέμβου συνήθως πάνω σε κάποια συσκευή βαρούλκου ή ακόμη και τροχό ποδήλατου (Εικ. 1.1) (USACE et al., 2002).



Εικόνα 1.1. Βαθυμετρική καταγραφή με χρήση βολίδας (USACE, 2002).

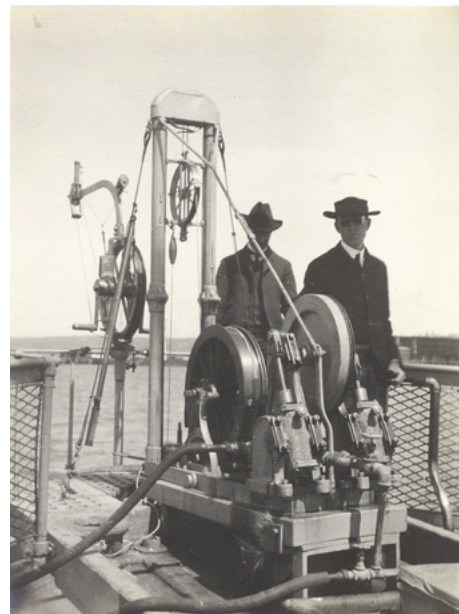
Εξαιτίας των ισχυρών ρευμάτων και της παλιρροιακής ροής, κατά τη ρίψη της βολίδας γίνεται έλεγχος ώστε η γωνία που σχηματίζει με την κατακόρυφο άξονα να είναι η ελάχιστη δυνατή. Σε περίπτωση θαλάσσιου ρεύματος ή άνεμου πριν την πόντιση γίνεται αγκυροβολία. Για ασφαλέστερη βόλιση καταγράφονται η ημερομηνία, η ώρα, καθώς και το ύψος της πιθανής παλίρροιας. Η επιφάνεια του νερού χρησιμοποιείται ως σύστημα αναφοράς για τις παρατηρήσεις και τις μετρήσεις οι οποίες καταγράφονται χειρόγραφα (Εικ. 1.2) (USACE et al., 2002).



Εικόνα 1.2. Σχηματική αναπαράσταση της μέτρησης βάθους μέσω της βαθυμετρικής βολίδας (USACE, 2002).

Σε περίπτωση βαθυμετρίας περισσότερων συγκεκριμένων σημείων πρέπει να είναι γνωστές οι συντεταγμένες. Για το λόγο αυτό γίνεται χρήση σηματοδύρων στις θέσεις ενδιαφέροντος. Κάθε σηματοδύρα φέρει ένα βαρίδι, το οποίο κατά τη βυθομέτρηση φτάνει στον βυθό και έπειτα ανελκύεται και γίνεται η καταγραφή του βάθους.

Τη βαθυμετρική βολίδα διαδέχθηκε η **μηχανική βολίδα (sounding machine)**. Πρόκειται για μια φορητή συσκευή που περιλαμβάνει ένα τύμπανο με ένα λεπτό συρματόσχοινο, πάνω από το οποίο υπάρχει μια οριζόντια κυκλική βαθμολογημένη πλάκα με έκκεντρο δείκτη (Εικ. 1.3). Η μέτρηση του βάθους με την μηχανική βολίδα μπορεί να γίνει με δύο τρόπους, είτε με βολίδα όμοια με την προαναφερθείσα βαθυμετρική βολίδα ή με ένα γυάλινο «πιεστικό σωλήνα». Η αρχή λειτουργίας του δεύτερου τρόπου βασίζεται στη μέτρηση της υδροστατικής πίεσης, με ένα σωλήνα που ρίχνεται στο νερό ο οποίος είναι κλειστός στο πάνω μέρος και ανοιχτό από κάτω. Η μηχανική συσκευή μετρά βάθη 10-200 m όταν η ταχύτητα του σκάφους είναι περίπου 28 km/h (Agassiz 1888).

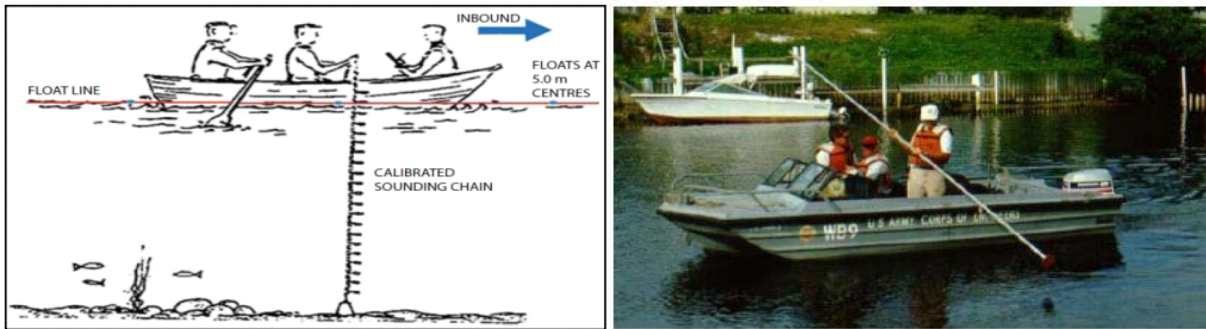


Εικόνα 1.3. Απεικόνιση της συσκευής της μηχανικής βολίδας (αριστερά) και εφαρμογή της τεχνικής (δεξιά) (UCSD).

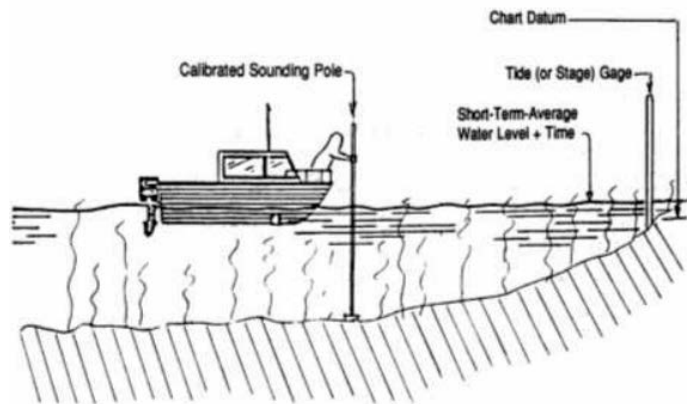
Βολιστικός Κόντος (Sounding Pole)

Ο **βολιστικός κόντος** αποτελεί την πιο ακριβή βαθυμετρική συσκευή μέτρησης σε ρηχά νερά βάθους περίπου έως και 4m. Πρόκειται για μία ράβδο που ζυγίζει συνολικά περίπου 4kg, έχει μήκος 4m και διάμετρο περίπου 6cm και χρησιμοποιεί ως σημείο αναφοράς των μετρήσεων την επιφάνεια της θάλασσας. Όπως και στη μέθοδο της βολίδας έτσι κι εδώ, κατά μήκος της ράβδου είναι σημειωμένες οι υποδιαίρεσεις με διαφορετικό χρωματισμό,

ενώ στη βάση του συνήθως τοποθετείται ένας μεταλλικός δίσκος με διάμετρο 30cm (Εικ. 1.4, 1.5). Η πολυπλοκότητα και η ανακρίβεια της τεχνικής της βολίδας, λόγω των σφαλμάτων που παρουσίαζε εξαιτίας των παλιρροιακών ρευμάτων και της κίνησης του σκάφους, οδήγησαν στη βελτίωση του κοντού. Παρόλα αυτά για την λήψη ακριβέστερων μετρήσεων, αποφεύγεται η άσκηση πίεσης της ράβδου σε περιοχές με αιωρούμενα ιζήματα. Ενώ στην περίπτωση ύπαρξης ισχυρών ρευμάτων, είναι σημαντικό η ράβδος να διατηρείται όσο το δυνατόν γίνεται πιο κατακόρυφη (USACE et al., 2002).



Εικόνα 1.4. Βαθυμετρική καταγραφή με χρήση βολιστικού κοντού (Sciortino, 2010).

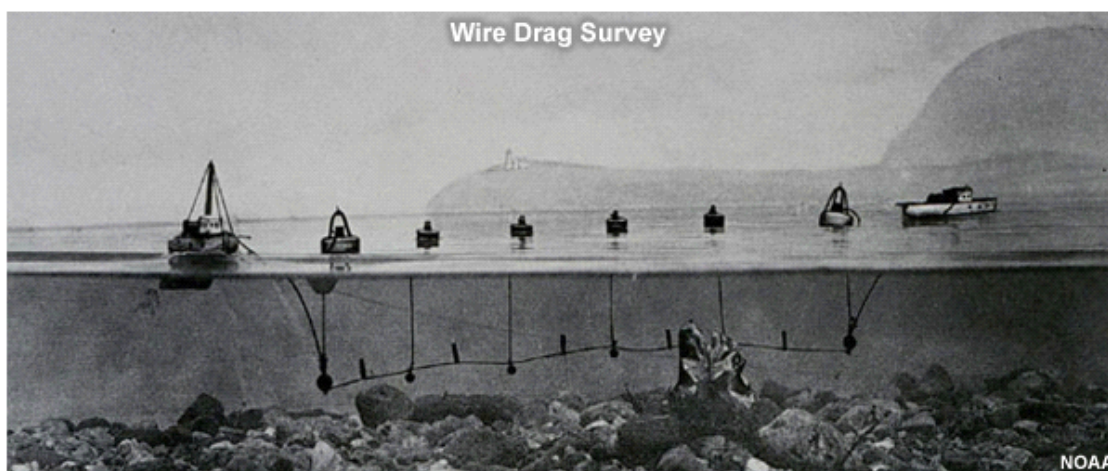
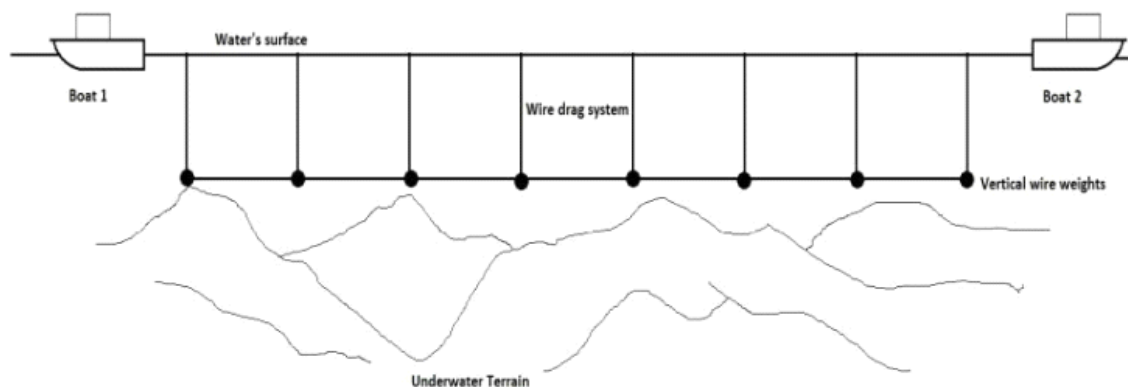


Εικόνα 1.5. Σχηματική αναπαράσταση της μέτρησης βάθους μέσω βολιστικού κοντού (USACE et al., 2002).

Γριπίσεις (Wire Drag)

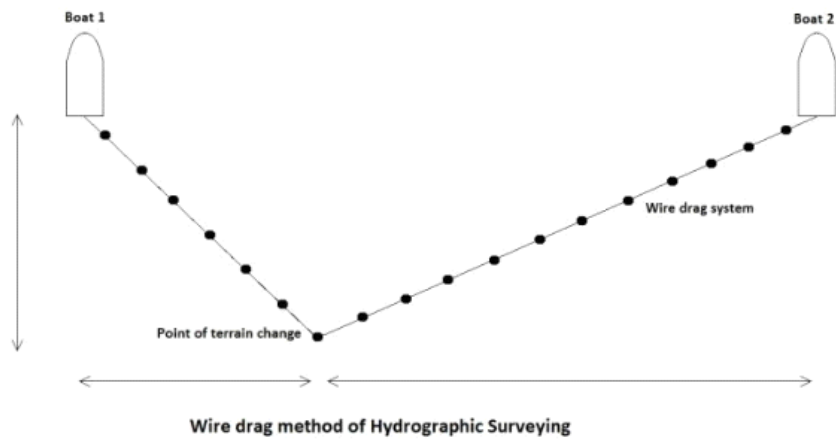
Στις αρχές του 1900, αναπτύχθηκε η τεχνική των *γριπίσεων* με σκοπό να δώσει ακριβέστερα αποτελέσματα από αυτά των μεθόδων βολίσης. Πρόκειται για ένα σταθερά τοποθετημένο συρματόσχοινο, δοκό ή σωλήνα, που ονομάζεται γρίπος έχει απόσταση 40 με 60m και είναι τοποθετημένο σε οριζόντιο επίπεδο, μεταξύ δύο σκαφών. Ο γρίπος μετακινείται οριζόντια σε

καθορισμένο βάθος κάτω από την επιφάνεια του νερού και υποστηρίζεται από μια συστοιχία κατακόρυφων σημαντήρων (Εικ. 1.6) (Melvin, 1978).



Εικόνα 1.6. Σχηματική αναπαράσταση της τεχνικής των γριπίσεων (NOAA).

Καθώς γίνει διερεύνηση της περιοχής έρευνας, οι σημαδούρες δείχνουν τις διαδρομές που θα ακολουθήσει κάθε σκάφος. Έτσι, ενώ κινούνται κατά μήκος των διαδρομών τα καλώδια σύρονται. Όταν συναντάται εμπόδιο, το σύρμα μπλοκάρει σε αυτό το σημείο και τεντώνεται με αποτέλεσμα οι σημαντήρες να σχηματίζουν επιφανειακά ένα σχήμα V καθώς οι βάρκες απομακρύνονται (Εικ. 1.7). Στην περίπτωση αυτή ο προσδιορισμός της θέσης του εμποδίου πραγματοποιείται με τη βύθιση του πλησιέστερου προς αυτήν επιφανειακού σημαντήρα (Τζιάβος, 2008). Παρότι μέσω αυτής της τεχνικής μπορεί να πραγματοποιηθεί εντοπισμός των εμποδίων, υστερεί στον προσδιορισμό της ακριβούς θέσης τους. Λόγω του γεγονότος ότι αποτελεί μια χρονοβόρα μέθοδο, χρησιμοποιήθηκε σε έρευνες μόνο όταν υπήρχε σημαντική ανάγκη.



Εικόνα 1.7. Σχηματική αναπαράσταση της τεχνικής των γριτίσεων όπου οι σημαντήρες να σχηματίζουν επιφανειακά ένα σχήμα V (Marine Insight).

Κεφάλαιο 2^ο. Ακουστικές Μέθοδοι Βαθυμετρίας.

Τα θεμέλια για την αντικατάσταση των μεθόδων βόλισης από τις ακουστικές τεχνικές τέθηκαν στα τέλη του 15ου αιώνα. Συγκεκριμένα, όταν ο Francis Bacon ανακάλυψε ότι ο ήχος μπορεί να ταξιδέψει στο νερό και ο Leonardo da Vinci παρατήρησε ότι ο θόρυβος που κάνει το πλοίο μπορούσε να γίνει αντιληπτός εντός του νερού από απόσταση (Urlick, 1983).

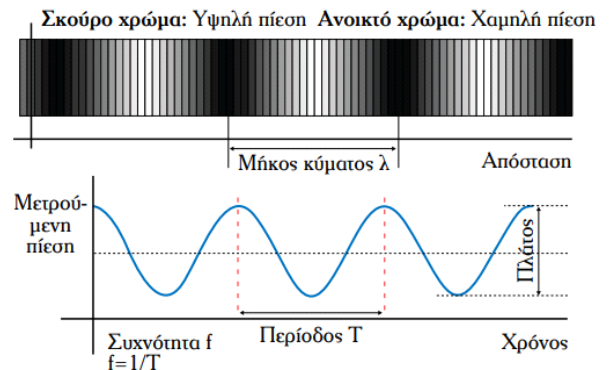
Σήμερα, ένα μεγάλο μέρος των πληροφοριών που λαμβάνονται για τα ωκεάνια περιβάλλοντα παρέχεται από τα ακουστικά κύματα. Το έναυσμα για την περαιτέρω ανάπτυξη των υποθαλάσσιων ακουστικών τεχνικών στις αρχές του 20^{ου} αιώνα ήταν η ανάγκη ανίχνευσης υποβρύχιων αντικειμένων, με χαρακτηριστικό παράδειγμα την αναζήτηση του RMS Titanic που βυθίστηκε το 1912, καθώς και τον υποθαλάσσιο πόλεμο που έλαβε μέρος κατά τη διάρκεια του Α' Παγκοσμίου Πολέμου (Lurton, 2002). Με αυτό τον τρόπο σηματοδοτείται η αρχή της εποχής των ακουστικών μεθόδων βαθυμετρίας.

2.1. Ακουστική Ενέργεια και Χαρακτηριστικές Ιδιότητες του Ήχου.

Η *ακουστική* ή *ηχητική ενέργεια* χρησιμοποιείται ευρέως στην ωκεανογραφία, διότι σε αντίθεση με την ηλεκτρομαγνητική ακτινοβολία, ο ήχος υφίσταται περιορισμένες απώλειες λόγω απορροφήσεων στην υδάτινη στήλη. Η ηχητική ενέργεια διαχέεται προς όλες τις διευθύνσεις και η επιφάνεια που καταλαμβάνει αυξάνεται εκθετικά με την απόσταση. Το decibel (dB) αποτελεί μονάδα μέτρησης του ήχου. Συγκεκριμένα, μετρά την ισχύ (W) ή την ένταση (I) του ήχου ως προς μία ισχύ ή ένταση αναφοράς και δίνεται από την παρακάτω σχέση (2.1):

$$n, \text{dB} = 10 \log \frac{W}{W_1} \quad \text{ή} \quad n, \text{dB} = 10 \log \frac{I}{I_1} \quad (2.1)$$

Ένα *ηχητικό κύμα*, αποτελεί ουσιαστικά μία σειρά από οδεύοντα μέτωπα πίεσης (Εικ. 2.1). Με σκούρο χρώμα, συμβολίζονται τα μέτωπα υψηλής πίεσης (πυκνώσεις), ενώ με ανοικτό τα μέτωπα χαμηλής πίεσης (αραιώσεις). Η γραφική παράσταση της πίεσης του αέρα με την απόσταση δίνει μία ημιτονοειδή καμπύλη. Το πλάτος αυτής της καμπύλης ισοδυναμεί με το μέγεθος των ταλαντώσεων της πίεσης. Η

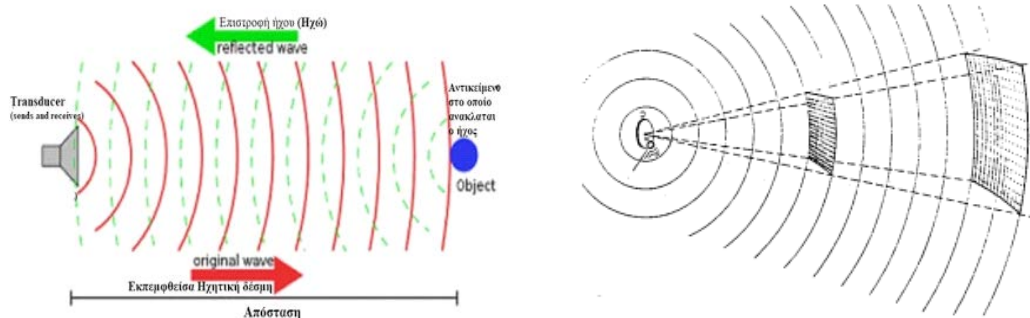


Εικόνα 2.1. Το ηχητικό κύμα ως μέτωπο υψηλής και χαμηλής πίεσης (Αθανασίου, Γεωργίου & Δημητρίου, 2016).

απόσταση ανάμεσα σε δύο μέτωπα ίδιας πίεσης, ισοδυναμεί με το μήκος του ηχητικού κύματος (λ). Τα μέτωπα πίεσης κινούνται με την ταχύτητα του ήχου. Αν μετρηθεί ο αριθμός των κορυφών της καμπύλης που περνούν από ένα συγκεκριμένο σημείο για 1s θα υπολογιστεί η συχνότητα μετάδοσης του ήχου. Η συχνότητα του ήχου δίνει τον αριθμό των κυμάτων ή περιόδων σε ένα δευτερόλεπτο. Μία περίοδος ονομάζεται και κύκλος, οπότε η συχνότητα εκφράζεται ως κύκλοι το δευτερόλεπτο (c/s). Η πιο συνηθισμένη μονάδα μέτρησης της συχνότητας είναι το Hertz (Hz). Η υποθαλάσσια ακουστική αφορά ηχητικά σήματα με συχνότητες μεταξύ 1Hz και 1MHz (Beer, 1996).

Η ένταση της *ακουστικής ενέργειας* μειώνεται:

- Με την απόσταση από την ηχητική πηγή. Αυτό συμβαίνει διότι η ακουστική ενέργεια έχει την τάση να διαχέεται προς όλες τις διευθύνσεις και η επιφάνεια που καταλαμβάνει αυξάνεται εκθετικά με την απόσταση (Εικ. 2.2).
- Από την ανάπτυξη δυνάμεων τριβής στο μέσο διάδοσης και την ανάλογη απορρόφηση ενέργειας και μετατροπής της σε θερμότητα. Η ένταση του ήχου μειώνεται καθώς διαδίδεται στο νερό λόγω της εξάπλωσης που υφίσταται. Τα ακουστικά κύματα που διαδίδονται μέσω του θαλάσσιου νερού μετατρέπονται σε θερμότητα λόγω του ιξώδους, επηρεάζοντας έτσι την ακρίβεια των μετρήσεων (Joseph, 2015).



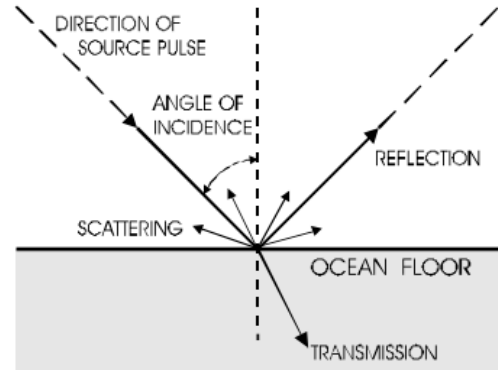
Εικόνα 2.2. Αύξηση της έκτασης που καταλαμβάνεται από τον ήχο καθώς αυξάνεται η απόσταση από την ηχητική πηγή (DeJong, 2010).

Δύο σημαντικές ιδιότητες του ήχου που βρίσκουν εφαρμογή στην ωκεανογραφία, είναι η *ανάκλαση* (*reflection*) και η *διάθλαση* (*refraction*) του. Ο ήχος ανακλάται και διαθλάται όταν κατά τη διάδοσή του περάσει από ένα μέσο σε ένα άλλο με διαφορετική πυκνότητα και ελαστικότητα (Εικ. 2.3). Το ποσοστό της ανάκλασης

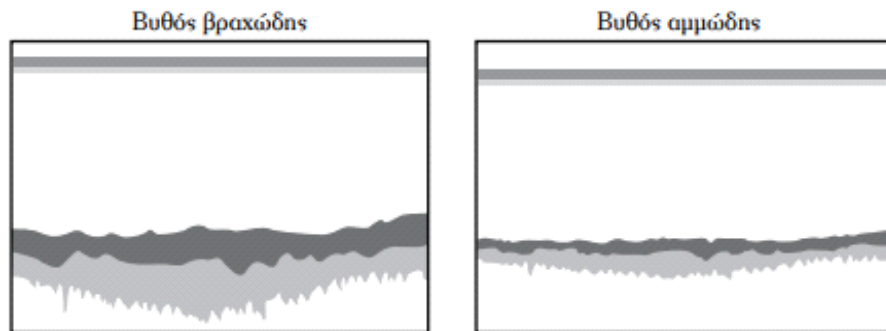
εξαρτάται από τις ιδιότητες αυτές. Οι διαχωριστικές επιφάνειες αέρας-νερό καθώς και νερό-πυθμένας είναι δυο ζεύγη επιφανειών, όπου το φαινόμενο της ανάκλασης είναι έντονο. Έτσι ο ήχος ανακλάται έντονα τόσο από τις φυσαλίδες του αέρα ή τις κύστες των ψαριών που βρίσκονται μέσα στο νερό, όσο και από τον πυθμένα.

Διαθλάσεις και ανακλάσεις των ηχητικών κυμάτων προκαλούνται επίσης σε στρώματα της υδάτινης στήλης λόγω διαφοροποίησης της θερμοκρασίας, της αλατότητας ή άλλων παραγόντων όπως η έντονη παρουσία πλαγκτόν ή αιωρούμενου ιζήματος. Τα νερά με διαφορετικές πυκνότητες τείνουν να μην αναμιγνύονται, σχηματίζοντας διακριτά στρώματα (στρωματοποίηση του νερού). Αυτό έχει ως αποτέλεσμα η ταχύτητα κάθε ηχητικού παλμού να αλλάζει την αρχική της διεύθυνση καθώς μεταβαίνει από τα στρώματα διαφορετικής πυκνότητας (Langleben, 1970).

Στην περίπτωση του πυθμένα, το αποτέλεσμα της ανάκλασης είναι ανάλογο της λιθολογικής σύστασής του. Η βασική ιδέα του ηχοεντοπισμού (sonar detection) είναι η εκπομπή ενός ηχητικού σήματος από έναν πομπό και η ανάλυση του ηχητικού σήματος που φτάνει στο δέκτη μετά την ανάκλαση. Ανάλογα με το είδος της επιφάνειας, η ανακλαστικότητα (συνεπώς και η ένταση του σήματος στο δέκτη) είναι διαφορετική και με τον τρόπο αυτό είναι δυνατή η αναγνώριση του είδους της επιφάνειας (Εικ. 2.4). Για παράδειγμα, ένας αμμώδης πυθμένας προκαλεί εντονότερη ανάκλαση από έναν ιλυώδη πυθμένα, στον οποίο τα ηχητικά κύματα απορροφούνται μέχρι κάποιο βάθος, ενώ ελάχιστη απορρόφηση (και μέγιστη ανάκλαση) προκαλείται σε βραχώδεις επιφάνειες.



Εικόνα 2.3. Στοιχεία ενός ηχητικού παλμού στον πυθμένα του ωκεανού (L-3 Communications SeaBeam Instruments).

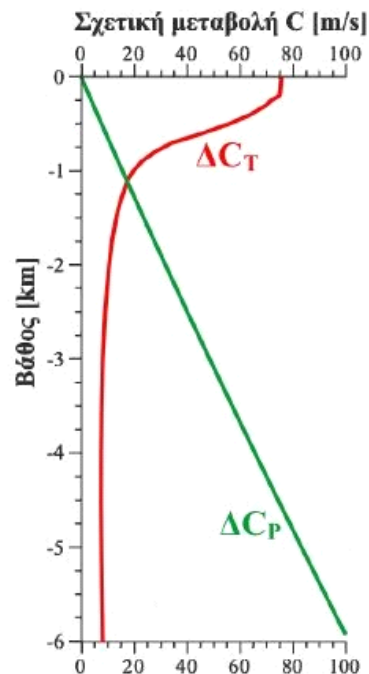


Εικόνα 2.4. Διαφορά βαθυμετρικής απεικόνισης: βραχώδους (αριστερά) και αμμώδους (δεξιά) πυθμένα (Αθανασίου, Γεωργίου & Δημητρίου, 2016).

Από τους σημαντικότερους παράγοντες της ακουστικής μεθόδου είναι ο καθορισμός της **ταχύτητας** του **ήχου** (v). Η ταχύτητα του ήχου είναι η απόσταση που διανύουν τα ηχητικά κύματα το δευτερόλεπτο και αντιστοιχεί στη συχνότητα (f) πολλαπλασιασμένη με το μήκος κύματος (λ) (Tadesse & Li, 2014).

$$\text{Ταχύτητα } (v) = \text{συχνότητα } (f) * \text{μήκος κύματος } (\lambda) \quad (2.2)$$

Η ταχύτητα του ήχου εξαρτάται από φυσικές ιδιότητες του μέσου διάδοσης, όπως είναι η ελαστικότητα και η πυκνότητα. Στην περίπτωση της διάδοσής της στο νερό επηρεάζεται και από οποιοδήποτε αιωρούμενο ίζημα εντός της στήλης του νερού. Υπάρχει παγκόσμια διαφοροποίηση της ταχύτητας του ήχου ανάλογα με τη θερμοκρασία, την πίεση και την αλατότητα (Εικ 2.5). Στον αέρα η ταχύτητα του ήχου είναι 322 m/s στους 0°C και αυξάνεται ελαφρά με την αύξηση της θερμοκρασίας. Αντίθετα, στο νερό είναι περίπου 1500 m/s στους 15°C και αυξάνεται με την αύξηση της θερμοκρασίας καθώς και της αλατότητας (Smith & Lawson, 1954).



Εικόνα 2.5. Συμμετοχή της θερμοκρασίας και της πίεσης (ΔC_T και ΔC_P) στη μεταβολή της ταχύτητας του ήχου σε συνάρτηση με το βάθος (Κρεστενίτης, 2015).

2.2. Φυσικές Ιδιότητες του Νερού που Επηρεάζουν τα Ακουστικά Κύματα.

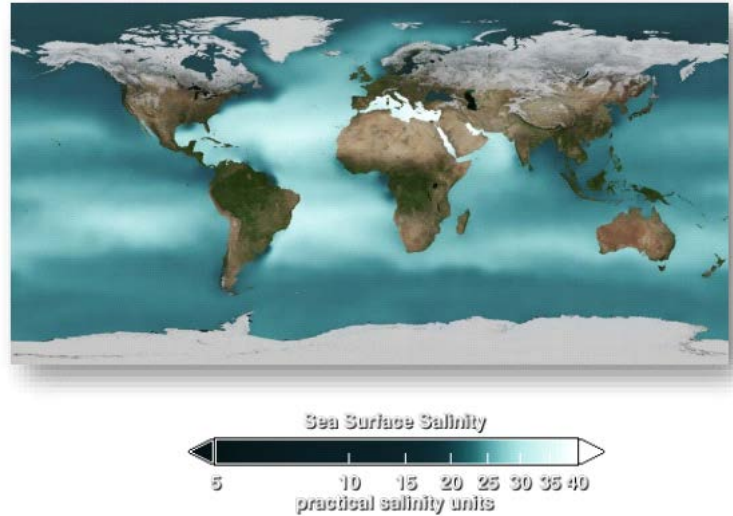
Οι φυσικές και χημικές ιδιότητες του νερού όπως και του περιβάλλοντος γενικότερα επηρεάζουν την απορρόφηση της ακουστικής ενέργειας και κατ' επέκταση το αποτέλεσμα των μετρήσεων, οπότε πρέπει να λαμβάνονται υπόψη και να διορθώνονται στο στάδιο επεξεργασίας των δεδομένων. Οι παράμετροι αυτές αναλύονται παρακάτω.

1. Αλατότητα (Salinity) και Αγωγιμότητα (Conductivity).

Η **αλατότητα** είναι η συγκέντρωση της μάζας όλων των αλάτων που βρίσκονται στη μάζα του νερού. Ορίζεται ως ο συνολικός αριθμός γραμμαρίων διαλυμένων αλάτων που περιέχονται σε 1kg θαλασσινού νερού και έχει ως μονάδα μέτρησης επί τοις χιλίοις (‰). Το θαλασσινό νερό αποτελείται κατά 965‰ από καθαρό νερό καθώς και 35‰ από διαλυμένα άλατα, που είναι και η μέση τιμή αλατότητας παγκοσμίως.

Η αλατότητα παρουσιάζει αύξηση καθώς αυξάνεται το βάθος και εξαρτάται από το γεωγραφικό πλάτος των περιοχών. Ορισμένοι παράγοντες που την επηρεάζουν είναι η εξάτμιση, η βροχή και τα νερά των ποταμών που εκβάλλουν στη θάλασσα. Συγκεκριμένα, η αλατότητα στην επιφάνεια των ωκεανών εξαρτάται κυρίως από το

ισοζύγιο εξάτμισης-κατακρήμισης, δεδομένου ότι κατά την εξάτμιση αυξάνεται η συγκέντρωση αλάτων στο νερό ενώ κατά την κατακρήμιση (εισροή γλυκού νερού) μειώνεται η συγκέντρωση αλάτων. Στις παράκτιες περιοχές η αλατότητα στα επιφανειακά νερά μειώνεται με την εισροή γλυκού νερού από ποτάμια και το λιώσιμο του πάγου στα μεγαλύτερα γεωγραφικά πλάτη. Αντίθετα σε μικρά γεωγραφικά πλάτη και σε κλειστές αβαθείς θαλάσσιες λεκάνες, όπου η εξάτμιση είναι μεγάλη και η εισροή γλυκού νερού μικρή, η αλατότητα στα επιφανειακά στρώματα αυξάνεται (Εικ. 2.6) (Κρεστενίτης, 2015).



Εικόνα 2.6. Χάρτης με την παγκόσμια κατανομή της επιφανειακής αλατότητας (World Ocean Atlas 2005, WOA05).

Η **αγωγιμότητα** αποτελεί συνάρτηση της αλατότητας και της θερμοκρασίας. Επομένως για τον υπολογισμό της αλατότητας είναι απαραίτητες τόσο οι μετρήσεις της θερμοκρασίας όσο και της αγωγιμότητας (Levitus et al., 1994). Για οποιαδήποτε τιμή της αλατότητας η αγωγιμότητα αυξάνει καθώς αυξάνεται και η θερμοκρασία. Ένας τρόπος μέτρησης της αλατότητας είναι με τα όργανα με ειδικούς πολυαισθητήρες. Συγκεκριμένα, βυθίζονται στη θάλασσα σε καθορισμένα βάθη και συνήθως μετρούν και άλλες παραμέτρους του νερού της θάλασσας.

2. **Θερμοκρασία (Temperature).**

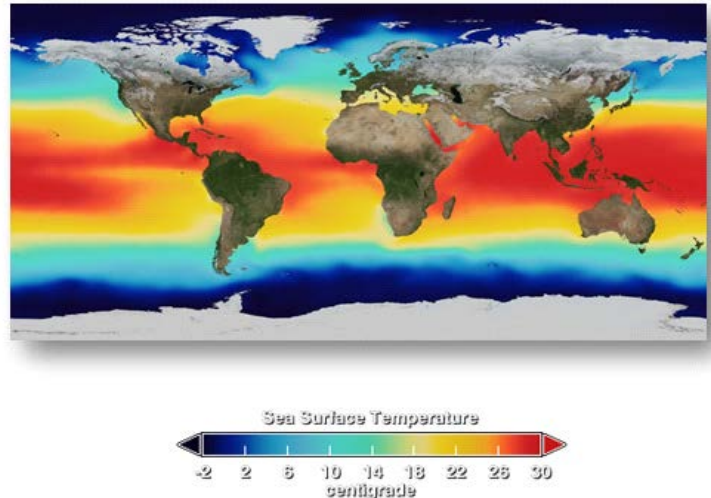
Οι μεταβολές της ατμοσφαιρικής θερμοκρασίας έχουν επίδραση και στη **θερμοκρασία** των επιφανειακών θαλάσσιων υδάτων η οποία εκφράζεται συνήθως σε βαθμούς Κελσίου (°C). Η θερμοκρασία της ατμόσφαιρας έχει επίδραση μέχρι ένα συγκεκριμένο βάθος στην αντίστοιχη θερμοκρασία του νερού. Η μεταβολή της θερμοκρασίας με το βάθος εξαρτάται και από το γεωγραφικό πλάτος της εκάστοτε περιοχής. Παρόλα αυτά συνήθως η επιρροή της στα μεγάλα βάθη είναι αμελητέα.

Η θερμοκρασία των επιφανειακών υδάτων κυμαίνεται από -2 έως 30 °C, ενώ αναπτύσσεται σχεδόν παράλληλα με τις ζώνες γεωγραφικού πλάτους (Εικ. 2.7). Οι μεταβολές της προσπίπτουσας ακτινοβολίας επιδρούν στην κατανομή της θερμοκρασίας σε όλη τη στήλη νερού. Η επίδραση αυτή δεν είναι σταθερή, αλλά μεταβάλλεται με το γεωγραφικό πλάτος και την εποχή. Η ηλιακή ακτινοβολία προκαλεί μεγαλύτερη αύξηση της θερμοκρασίας των επιφανειακών υδάτων, όσο πλησιέστερα βρίσκεται η θαλάσσια περιοχή στον ισημερινό. Κατά τη μετάβαση από τη μία εποχή του χρόνου στην επόμενη, η αλλαγή της έντασης του ηλιακού φωτός, αλλά και της

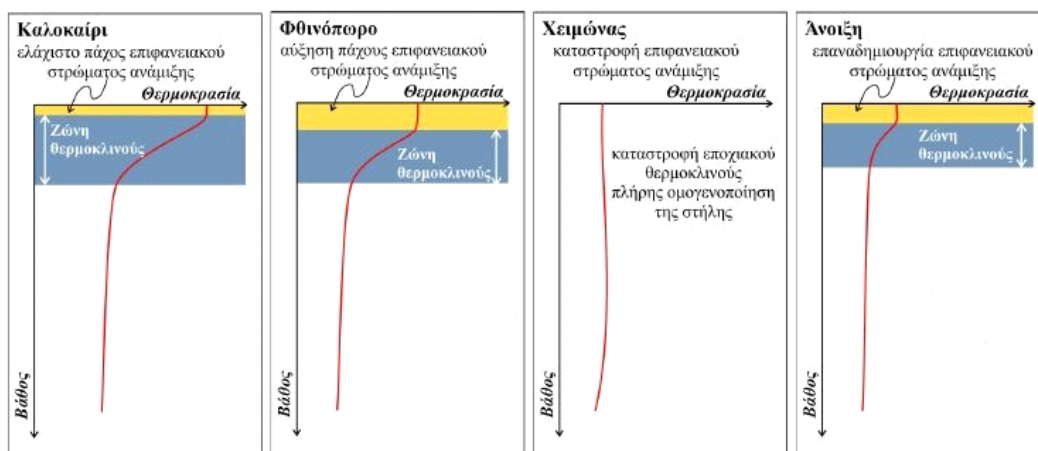
ατμοσφαιρικής θερμοκρασίας, προκαλούν αντίστοιχες εποχιακές μεταβολές στη θερμοκρασία της στήλης του νερού (Κρεστενίτης, 2015).

Η θερμοκρασία του νερού επηρεάζει τη διάδοση των ακουστικών κυμάτων. Οι ισχυρές κατακόρυφες θερμοκρασιακές μεταβολές στο θερμοκλινές προκαλούν κάμψη της δέσμης των ακουστικών κυμάτων, μειώνοντας έτσι το οριζόντιο εύρος ανίχνευσης στόχων και αυξάνοντας το κατακόρυφο. Στις υδρογραφικές έρευνες ενδιαφέρει κατά κανόνα η κατανομή της θερμοκρασίας οριζόντια και κάθετα στο θαλάσσιο νερό. Η οριζόντια κατανομή της θερμοκρασίας στα επιφανειακά νερά αποτελεί ένα πολύπλοκο φαινόμενο, το οποίο μεταβάλλεται ετησίως.

Η εποχιακή μεταβλητότητα της θερμοκρασίας, που είναι σημαντική πάνω από τη ζώνη του μόνιμου θερμοκλινούς στον παγκόσμιο ωκεανό, έχει ως συνέπεια η θερμοκρασία να είναι καθοριστικός παράγοντας για την ταχύτητα του ήχου στα επιφανειακά στρώματα (πάνω από το μόνιμο θερμοκλινές), όπου έχει αυξητική συμμετοχή. Αντίθετα, στα βαθύτερα στρώματα η μείωση της θερμοκρασίας τείνει να μειώσει την ταχύτητα διάδοσης του ήχου, έχοντας, συνεπώς, αντίθετη επίδραση σε σχέση με αυτήν του βάθους, που τείνει να αυξήσει την ταχύτητα c (Εικ. 2.8).



Εικόνα 2.7. Χάρτης με την παγκόσμια κατανομή της επιφανειακής θερμοκρασίας (World Ocean Atlas 2005, WOA05).



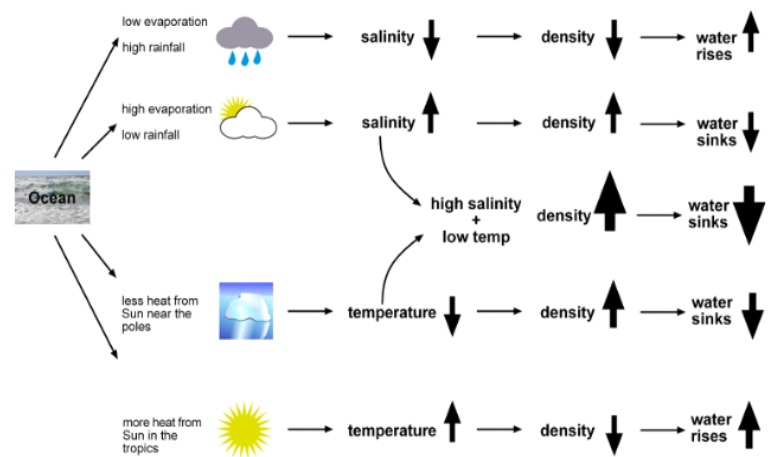
Εικόνα 2.8. Μεταβολή του εποχιακού θερμοκλινούς κατά τον εποχιακό κύκλο (Κρεστενίτης, 2015).

Η μέτρηση της θαλάσσιας θερμοκρασίας μπορεί να πραγματοποιηθεί με πολλούς και διάφορους τρόπους, ανάλογα με το είδος της εφαρμογής, την έκταση των μετρήσεων, την επιθυμητή ακρίβεια καθώς και εάν απαιτείται κίνηση του σκάφους ή ακινησία. (Levitus & Boyer, 1994). Η επιστήμη της δορυφορικής αλιμετρίας παρέχει τη δυνατότητα καταγραφής των θαλάσσιων επιφανειακών θερμοκρασιών. Συγκεκριμένα, οι σχετικοί δορυφόροι φέρουν ειδικούς δέκτες οι οποίοι εκτελούν μετρήσεις που χρησιμοποιούνται κατά κύριο λόγο στον προσδιορισμό της μέσης στάθμης της θαλάσσιας επιφάνειας καθώς και σε τηλεπισκοπικές εφαρμογές των ωκεάνιων εκτάσεων σχετικά με τις επιφανειακές θερμοκρασίες του θαλάσσιου νερού.

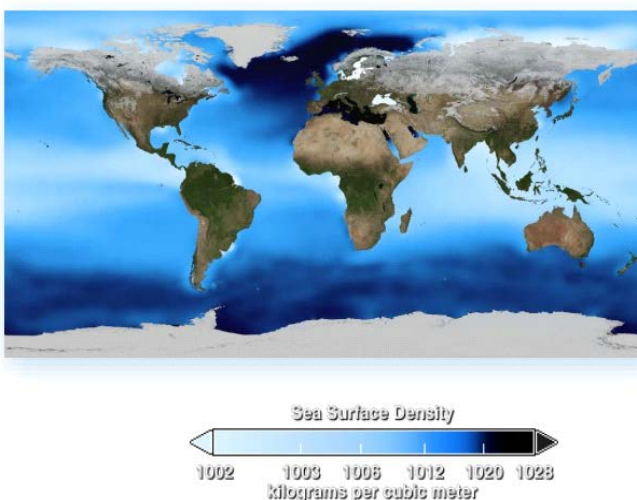
3. Πυκνότητα (Density).

Η **πυκνότητα** του θαλάσσιου νερού ορίζεται ως η μάζα θαλασσινού νερού ανά κυβικό μέτρο νερού (kg/m^3) και εξαρτάται από τις τιμές των εξής τριών παραμέτρων (Εικ. 2.9):

- **Αλατότητα.** Η αύξηση της αλατότητας προκαλεί αύξηση της πυκνότητας λόγω προσθήκης μάζας.
- **Θερμοκρασία.** Η αύξηση της θερμοκρασίας προκαλεί μείωση της πυκνότητας λόγω της διαστολής.
- **Πίεση.** Η αύξηση της πίεσης προκαλεί αύξηση της πυκνότητας λόγω μείωσης του όγκου.



Εικόνα 2.9. Η αλατότητα και η θερμοκρασία του ωκεανού αυξάνεται ή μειώνεται ως απόρροια των βροχοπτώσεων, της εξάτμισης και της ηλιακής ακτινοβολίας. Αυτές οι παράμετροι επηρεάζουν την πυκνότητα του θαλασσινού νερού, προκαλώντας του βύθιση ή άνοδο (Science Learn).



Εικόνα 2.10. Χάρτης με την παγκόσμια κατανομή της επιφανειακής πυκνότητας (World Ocean Atlas 2005, WOA05).

Η πυκνότητα μετράται είτε με τη βοήθεια του αραιόμετρου, παρέχοντας σχετικά χαμηλή ακρίβεια ή μέσω οπτικών μεθόδων με βάση τη μεταβολή της τιμής διάθλασης. Η πυκνότητα υπολογίζεται επιπλέον με τη βοήθεια της θερμοκρασίας και της αλατότητας του θαλάσσιου νερού καθώς και μέσω ειδικών πινάκων (πίνακες Knudsen-Ekman) που χρησιμοποιούνταν έως το 1980 (Κρεστενίτης, 2015). Μία μέση τιμή πυκνότητας είναι 1.027g/cm^3 (1027 kg/m^3) (Εικ. 2.10).

Από το 1980 και έπειτα, η πυκνότητα αποδίδεται μέσω της διεθνούς εξίσωσης του θαλάσσιου νερού (International Equation of State, 1980 - IES80), δηλαδή μέσω μιας πολυωνυμικής σειράς ως συνάρτηση της πίεσης, της αλατότητας και της θερμοκρασίας παρέχοντας μεγαλύτερη ακρίβεια από τις προηγούμενες μεθόδους.

2.3. Χαρακτηριστικά Διαμόρφωσης του Ηχητικού Κύματος.

Οι συσκευές σόναρ για τη βελτιστοποίηση της λειτουργίας τους χρησιμοποιούν ηχητικά κύματα που έχουν συγκεκριμένα χαρακτηριστικά. Αυτό συμβαίνει διότι τα έργα, που καλείται να διεκπεραιώσει κάθε συσκευή όπως και το θαλάσσιο περιβάλλον που θα λειτουργήσει, διαφοροποιούνται ανάλογα την έρευνα. Τα χαρακτηριστικά λειτουργίας των συσκευών σόναρ και η αποδοτικότητά τους κατά περίπτωση, αποτελούν συνάρτηση μίας σειράς παραμέτρων διαμόρφωσης του ηχητικού κύματος. Οι παράμετροι αυτές αναφέρονται παρακάτω.

1. Συχνότητα (Frequency).

Η *συχνότητα* του ηχητικού κύματος που εκπέμπεται, είναι σημαντικός παράγοντας, αφού κατά τη φάση της εκπομπής το ηχητικό κύμα πρέπει να έχει στενή και κατευθυντική ενεργειακή δέσμη προς τον πυθμένα. Για την επίτευξη όμως αυτού θα πρέπει το μέγεθος του μορφοτροπέα να είναι μεγάλο συγκριτικά με το μήκος κύματος. Επομένως για να αποφευχθεί μεγάλο μέγεθος μορφοτροπέα, απαιτείται το εκπεμπόμενο ηχητικό κύμα να διαθέτει μικρό μήκος κύματος, δηλαδή ισοδύναμα μεγάλη συχνότητα.

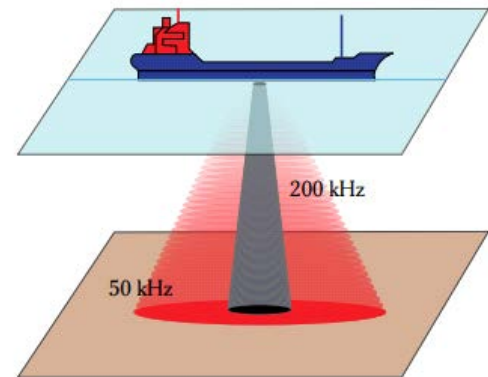
Επιπλέον, επειδή ο θόρυβος του περιβάλλοντος εμφανίζεται κυρίως στις χαμηλές συχνότητες, η υψηλή συχνότητα ηχητικού κύματος εξασφαλίζει καλή ποιότητα σήματος, δηλαδή είναι απαλλαγμένη από θόρυβο. Η ένταση της ηχούς πρέπει να είναι μεγαλύτερη από την ένταση του θορύβου για να ληφθούν αξιόλογα δεδομένα. Αυτό αναφέρεται ως λόγος σήματος προς θόρυβο (signal to noise ratio, SNR). Παρόλο που τα επίπεδα θορύβου δεν αλλάζουν με την πάροδο του χρόνου, το σήμα εξασθενεί καθώς αυξάνεται το βάθος λόγω εξάπλωσης και απορρόφησης. Επομένως, η αναλογία σήματος προς θόρυβο μειώνεται με το βάθος, μέχρι που σε κάποιο συγκεκριμένο βάθος το σήμα θα είναι πολύ ασθενές για να διακριθεί από το θόρυβο. Αυτό το βάθος καθορίζει ένα εύρος ανίχνευσης για το εν λόγω μέγεθος στόχου (Simmonds & MacLennan, 2005). Ο θόρυβος αλλάζει συχνά με την πάροδο του χρόνου (με κάθε κύκλο ηχητικού παλμού) και υπάρχουν μέθοδοι που αναπτύσσονται με σκοπό την προσαρμογή των επιπέδων θορύβου κατά το στάδιο της ανάλυσης των δεδομένων (DeRobertis and Higginbottom, 2007). Σε περίπτωση που τα επίπεδα θορύβου ποικίλλουν κατά τη διάρκεια της έρευνας, το ίδιο θα ισχύει και για τα όρια ανίχνευσης.

Η συχνότητα του εκπεμπόμενου σήματος καθορίζει το επίπεδο ανάκλασης σε συνδυασμό με την απορρόφηση του ήχου η οποία συνδέεται με ανάλογη σχέση με τη θερμοκρασία. Έτσι, ανάλογα με τη χρήση, ένα εργαλείο

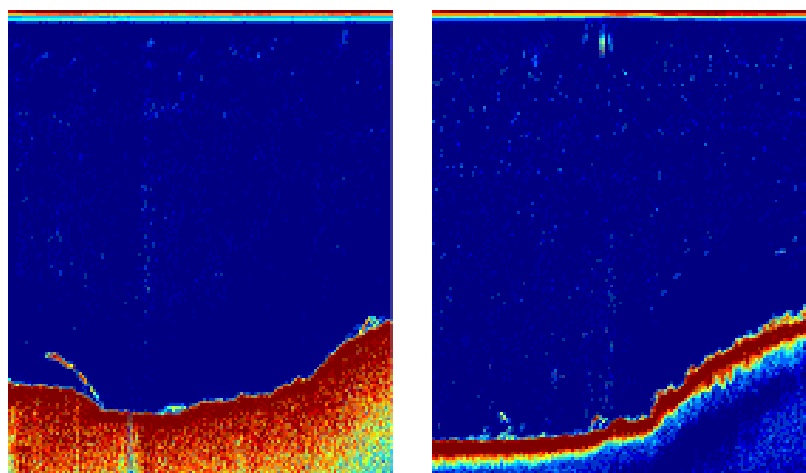
ηχοεντοπισμού (echo-sounder) λειτουργεί σε διαφορετικές συχνότητες. Συγκεκριμένα, οι υψηλές συχνότητες (και άρα υψηλή απορρόφηση του ήχου) χρησιμοποιούνται σε βαθυμετρικές συσκευές για τον εντοπισμό κοπαδιών ψαριών και για την αναγνώριση του επιφανειακού στρώματος του θαλάσσιου πυθμένα σε ρηχά νερά. Αντίθετα, οι χαμηλές συχνότητες (και άρα μικρή απορρόφηση του ήχου) χρησιμοποιούνται για έρευνες σε μεγάλα βάθη καθώς και στη θαλάσσια γεωλογία για τον εντοπισμό υποθαλάσσιων γεωλογικών δομών (π.χ. στην έρευνα υποθαλάσσιων κοιτασμάτων πετρελαίου) (Κρεστενίτης, 2015).

Σύμφωνα με τα παραπάνω γίνεται κατανοητό πως η επιλογή της συχνότητας του ηχητικού κύματος, προκύπτει από τον ιδανικότερο συνδυασμό των απαιτήσεων του μεγέθους του μορφοτροπέα, της επιθυμητής απορροφήσεως του σήματος και το επιθυμητό επίπεδο θορύβου, σε σχέση με τον τύπο του σκάφους και το βάθος της θάλασσας. Τα μεγάλα σκάφη μπορούν να φέρουν μορφοτροπείς μεγάλων διαστάσεων, οι οποίοι καθώς θα λειτουργούν σε χαμηλές συχνότητες της τάξης των 50–60 kHz και θα εκπέμπουν σήματα μεγάλης ισχύος, θα μπορούν να εντοπίζουν ακόμα και μεγάλα βάθη. Αντίθετα, τα μικρά σκάφη που συνήθως επιχειρούν σε θαλάσσιες περιοχές μικρού βάθους, χρησιμοποιούν μικρούς μορφοτροπείς συχνότητας 200-400 kHz.

Εκτός από την απόσταση διάδοσης του σήματος, το εύρος της ηχητικής δέσμης είναι συνάρτηση της συχνότητας. Ένα υψίσυχο ηχοβολιστικό διαθέτει μικρό εύρος δέσμης, ενώ ένα χαμηλόσυχο μεγάλο εύρος (Εικ. 2.11) (Simmonds & MacLennan, 2005).

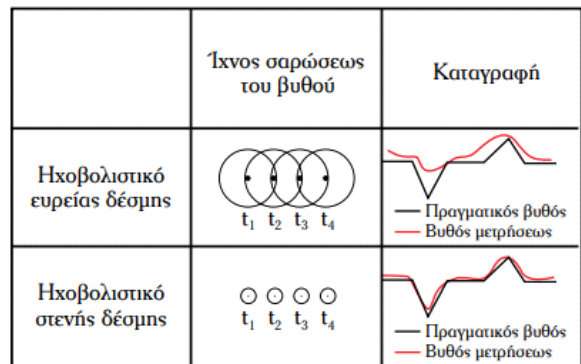


Εικόνα 2.11. Σύγκριση εύρους δέσμης για ηχοβολιστική συσκευή χαμηλής και υψηλής συχνότητας ηχητικού κύματος αντίστοιχα. (Αθανασίου, Γεωργίου & Δημητρίου, 2016).



Εικόνα 2.12. Απεικόνιση του πυθμένα σε βάθος 15 m, με συχνότητες 50 kHz (αριστερά) και 200 kHz (δεξιά) (Raymarine).

Τα ευρείας δέσμης σόναρ (~50°) καλύπτουν μεγαλύτερο ίχνος πάνω στο βυθό, έχουν αυξημένη πιθανότητα αποκάλυψης των ανωμαλιών του βυθού, όμως η υποβρύχια τοπογραφική εικόνα που παρέχουν είναι χαμηλής ανάλυσης. Αντιθέτως, τα σόναρ που διαθέτουν στενή δέσμη (~15°) παραμορφώνουν ελάχιστα την υποβρύχια τοπογραφική εικόνα, όμως διαγράφουν μικρή απόσταση επί του βυθού και είναι κατευθυντικά (Εικ. 2.13).



Εικόνα 2.13. Σύγκριση ίχνους σάρωσης στο βυθό και ακρίβειας καταγραφής του πυθμένα για ηχοβολιστικό ευρείας και στενής ηχητικής δέσμης αντίστοιχα. (Αθανασίου, Γεωργίου & Δημητρίου, 2016).

Η κατευθυντικότητα προσφέρει μεγάλη ακρίβεια στο ίχνος που σαρώνεται. Τα υψίσυχνα σήματα σαρώνουν ένα περιορισμένο ίχνος που έχει μικρή απόσταση διάδοσης και το σόναρ μικρού εύρους δέσμης δεν είναι κατάλληλο για μεγάλα βάθη. Συνεπώς στα μικρά βάθη, χρησιμοποιείται υψίσυχνο σόναρ μικρού εύρους δέσμης διότι η μεταβολή του αναγλύφου του βυθού σε συνάρτηση με το χρόνο έχει μεγάλη σημασία. Αντιθέτως, στα μεγάλα βάθη, δίνεται προτεραιότητα κυρίως στην έννοια της κλίμακας μεγέθους του βάθους και όχι τόσο στη λεπτομέρεια του αναγλύφου του βυθού. Επομένως, χρησιμοποιείται ευρείας δέσμης σήμα χαμηλών συχνοτήτων, το οποίο στέλνει ικανή ενέργεια στον πυθμένα, με σκοπό να προκύψει μετρήσιμη ανάκλαση.

2. Διάρκεια Ηχητικού Παλμού (Pulse Duration).

Στην πλειονότητα των συστημάτων σόναρ ο ήχος δεν μεταδίδεται συνεχώς, αλλά σε παλμούς, δηλαδή σύντομα διαστήματα ήχου ανάμεσα σε μεγαλύτερα διαστήματα σιωπής. Η χρονική διάρκεια των διαστημάτων εκπομπής του ήχου ονομάζεται **διάρκεια ηχητικού παλμού**.

Ο εκπεμπόμενος παλμός θα ταξιδέψει μέχρι τον πυθμένα και θα ανακλαστεί, με τέτοιο τρόπο ώστε ένα εξασθενημένο και παραμορφωμένο από ηλεκτρονικά παράσιτα (θόρυβο) αντίγραφο του, να επιστρέψει πίσω στην πηγή εκπομπής του. Η επιλογή της διάρκειας του παλμού επηρεάζει σημαντικά την απόδοση της συσκευής. Όπως είναι φυσικό, όσο περισσότερο διαρκεί ο παλμός, τόσο περισσότερη ενέργεια αποστέλλεται προς τον πυθμένα. Όταν εκπέμπεται σημαντικής ποσότητας ενέργεια αυξάνονται οι πιθανότητες μέρος της ενέργειας να επιστρέψει στη συσκευή εκπομπής της, αόφτου ανακλαστεί στον πυθμένα. Σύμφωνα με τα παραπάνω γίνεται κατανοητό πως όταν το σκάφος επιχειρεί να μετρήσει σε μεγάλα βάθη, χρειάζεται μεγάλη διάρκεια παλμού.

Παρόλα αυτά, η χρήση παλμού μεγάλης διάρκειας δημιουργεί ένα σοβαρό μειονέκτημα στη λειτουργία της συσκευής. Εφόσον ο πυθμένας αναπαρίσταται από εξασθενημένες επιστροφές των εκπεμπόμενων παλμών, εάν αυτοί είναι μεγάλης διάρκειας, ο πυθμένας θα αποτυπώνεται από τη συσκευή παραμορφωμένος. Αντιθέτως, ένας βραχύς παλμός έχει την ικανότητα να αναπαριστά το περιβάλλον του και να δίνει έμφαση στις λεπτομέρειες του υποθαλάσσιου αναγλύφου.

Από τα παραπάνω είναι κατανοητό πως στην περίπτωση βαθυμετρίας σε μικρά βάθη, συνιστάται η χρήση παλμού μικρής διάρκειας. Έτσι, παρέχεται ακρίβεια στην απεικόνιση του υποθαλάσσιου αναγλύφου και ο χειριστής αντιλαμβάνεται τη μεταβολή του βάθους, σύμφωνα με το γεωγραφικό περιβάλλον και την κίνηση του σκάφους. Αντιθέτως, στις μετρήσεις μεγάλων βαθών, είναι σημαντικό να είναι γνωστή η τάξη μεγέθους του βάθους και ως μην αποτυπώνεται με μεγάλη ακρίβεια το υποθαλάσσιο ανάγλυφο. Σε αυτή την περίπτωση, πρέπει το εκπεμπόμενο σήμα να είναι μεγάλης ενέργειας και μεγάλου μήκους παλμού (Αθανασίου, Γεωργίου & Δημητρίου, 2016).

Πέραν των προαναφερόμενων χαρακτηριστικών της διάρκειας παλμού, η παράμετρος αυτή είναι ιδιαίτερης σημασίας, καθώς από αυτήν εξαρτάται η διακριτική ικανότητα της συσκευής κατά απόσταση. Με τον όρο διακριτική ικανότητα αναφέρεται ως η ικανότητα της συσκευής να ξεχωρίσει δύο στόχους (π.χ. ο βυθός, οι θαλάσσιοι οργανισμοί κ.λπ.), να τους εμφανίσει δηλαδή ως διαφορετικούς, μολονότι βρίσκονται πολύ κοντά ο ένας στον άλλο. Επομένως, η διακριτική ικανότητα εξαρτάται από την ελάχιστη απόσταση που πρέπει να έχουν μεταξύ τους οι στόχοι και καθορίζει την ποιότητα των συστημάτων σόναρ. Σε περίπτωση που η κατακόρυφη απόσταση μεταξύ δύο στόχων είναι μεγαλύτερη από τη διακριτική ικανότητα του σόναρ τότε κάθε στόχος θα εμφανίζει το δικό του ίχνος και θα είναι και οι δύο διακριτοί. Στην αντίθετη περίπτωση, εάν δηλαδή η απόσταση μεταξύ των στόχων είναι μικρότερη της διακριτικής ικανότητας τότε και οι δύο στόχοι θα αποτυπώνονται ως ένα ενιαίο ίχνος. Σύμφωνα και με τα παραπάνω προκύπτει το συμπέρασμα πως η διακριτική ικανότητα του σόναρ καθορίζεται από το εύρος της εκπεμπόμενης ηχητικής δέσμης, τη γωνία πρόσπτωσης της ηχητικής δέσμης καθώς και από τις ιδιότητες του επιπέδου ανάκλασης.

3. Συχνότητα Επανάληψης Ηχητικών Παλμών (Pulse Repetition Frequency).

Η *συχνότητα επανάληψης παλμών* αναφέρεται στον αριθμό των παλμών που εκπέμπει το σόναρ ανά δευτερόλεπτο. Επομένως, όσο μεγαλύτερη είναι η συχνότητα επανάληψης των παλμών, τόσες περισσότερες ανακλώμενες ηχώ θα ληφθούν. Αυτό έχει ως συνέπεια, η διαθέσιμη πληροφορία της συσκευής να ανανεώνεται συχνά, παρέχοντας έτσι μια αρτιότερη υποθαλάσσια απεικόνιση (Αθανασίου, Γεωργίου & Δημητρίου, 2016).

Σε μικρά βάθη μπορούν να χρησιμοποιηθούν μεγάλες συχνότητες επανάληψης παλμών, έχοντας ως σκοπό τη βέλτιστη δυνατή βαθυμετρική απεικόνιση. Αντιθέτως, η επιλογή μικρής συχνότητας επανάληψης παλμών, θα δημιουργήσει ανακλάσεις μεγάλου βάθους από τον πυθμένα.

Η συχνότητα του σόναρ είναι **αντιστρόφως ανάλογη** του εύρους της ακουστικής δέσμης. Επιπλέον, **αντιστρόφως ανάλογη** είναι και η σχέση του εύρους της ακουστικής δέσμης με το μέγεθος του μοφοτροπέα, του οποίου οι διαστάσεις προσδιορίζουν το σχήμα της ακουστικής δέσμης. Συγκεκριμένα, το εύρος της ηχητικής δέσμης είναι θεμελιώδης παράγοντας στην κατανόηση τόσο της λειτουργίας του σόναρ, όσο και της απόδοσής του.

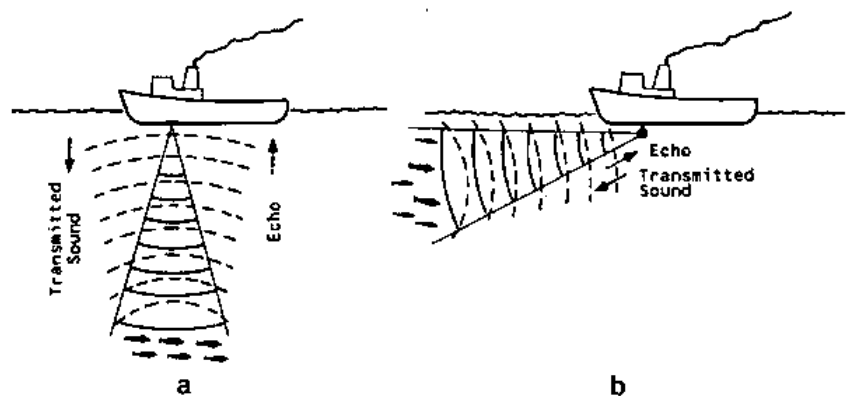
2.4. Ακουστικές Τεχνικές Βαθυμετρίας.

Οι βαθυμετρικές έρευνες μέσω ακουστικών μεθόδων συνήθως χρησιμοποιούν για τη διεξαγωγή τους πλατφόρμες όπως σκάφη ή μη επανδρωμένα υποθαλάσσια οχήματα. Αυτό οφείλεται στο γεγονός ότι τα ακουστικά κύματα έχουν την ικανότητα να διανύουν μεγάλες αποστάσεις, σε αντίθεση με το φως και τα ηλεκτρομαγνητικά κύματα που φθίνουν γρήγορα καθώς έρχονται σε επαφή με το νερό.

Επανάσταση στις μέχρι τότε βαθυμετρικές μεθόδους έφερε το **σύστημα σόναρ (SOund Navigation And Ranging, SO.N.A.R.)**. Συγκεκριμένα, είναι μια μέθοδος που χρησιμοποιεί εκπεμπόμενα και ανακλώμενα ακουστικά κύματα με σκοπό να εντοπίσει βυθισμένα αντικείμενα ή να μετρήσει αποστάσεις κάτω από το νερό.

Το πρώτο σόναρ εφευρέθηκε το 1906 για εντοπισμό παγόβουνων, ενώ η μεγάλη εξέλιξη της μεθόδου επήλθε κατά τον πρώτο παγκόσμιο πόλεμο. Αρχικά, τα συστήματα σόναρ μετέδιδαν τα κύματα σε οριζόντια διεύθυνση με σκοπό να μετρήσουν αποστάσεις από τους βυθισμένους στόχους και τις ακτές.

Έπειτα όμως ανακαλύφθηκε ότι με την στρέψη της ακουστικής δέσμης κατακόρυφα προς τον βυθό θα ήταν δυνατή και η μέτρηση του βάθους (IHO, 2008). Τα συστήματα σόναρ των οποίων η διεύθυνση μετάδοσης των ακουστικών κυμάτων είναι κατακόρυφη ονομάζονται **ηχοβολιστές (echo-sounder)** (Εικ. 2.14).



Εικόνα 2.14. Απεικόνιση ηχητικών κυμάτων a) ηχοβολιστικής συσκευής, b) συστήματος σόναρ (FAO).

Τα κύρια μέρη μιας συσκευής σόναρ είναι τα εξής παρακάτω (Αθανασίου, Γεωργίου & Δημητρίου, 2016).

- **Πομπός (Transmitter).**

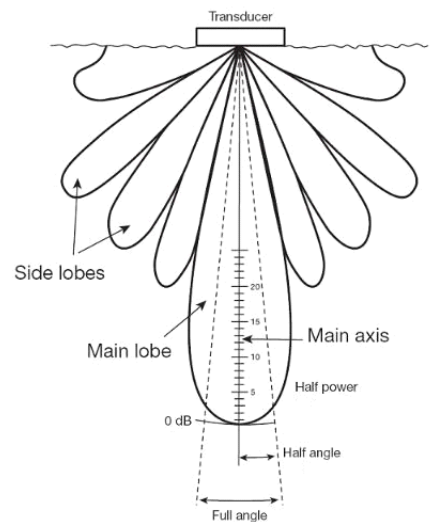
Ο πομπός λειτουργεί ως γεννήτρια ηλεκτρικών παλμών με συχνότητα τέτοια για την οποία σχεδιάστηκε ο πομποδέκτης. Η ένταση του παλμού ενισχύεται μετά την έξοδό του από τον παλμογράφο και πριν την είσοδό του στον δέκτη. Επίσης, ο πομπός διαθέτει ένα ηλεκτρονικό ρολόι χαλαζία μέσω του οποίου μετράται κάθε φορά το χρονικό διάστημα που μεσολαβεί από τη στιγμή της μετάδοσης έως και τη λήψη των ακουστικών σημάτων.

Γενικά, όταν το πλοίο στοχεύει στη μέτρηση περιοχών μεγάλου βάθους χρησιμοποιούνται χαμηλές συχνότητες εκπομπής, διότι τα χαμηλόσυχνα σήματα υφίστανται μικρή εξασθένηση κατά τη διάδοσή τους. Για την εκπομπή χαμηλόσυχων σημάτων απαιτείται μορφοτροπέας μεγάλων διαστάσεων. Στον αντίποδα βρίσκονται τα υψίσυχνα σήματα, που υφίστανται υψηλές αποσβέσεις και για αυτό το λόγο επιλέγονται ως αρμόδια για τις μετρήσεις μικρών βαθών. Αυτό συμβαίνει διότι απαιτείται μορφοτροπέας μικρότερου μεγέθους, αλλά κυρίως διότι μέσω των σημάτων παρέχεται βυθομετρική εικόνα υψηλότερης ακρίβειας.

- **Μεταγωγικός Διακόπτης (T/R Switch).**

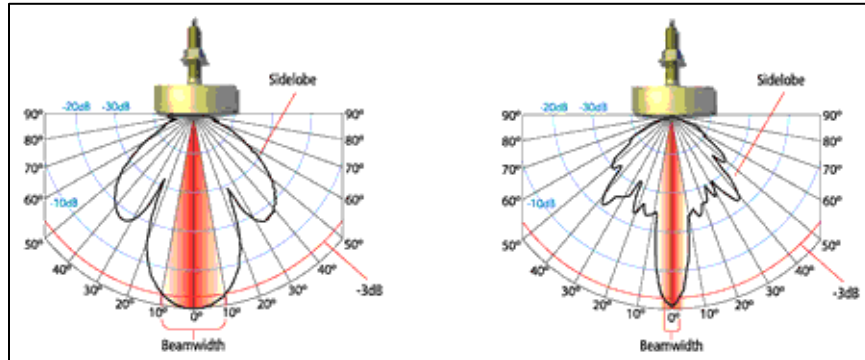
Η βασική αρμοδιότητα του μεταγωγικού διακόπτη είναι να εναλλάσσει την κατάσταση λειτουργίας της συσκευής μεταξύ εκπομπής και λήψης. Κατά τη διαδικασία της εκπομπής παράγεται το ηχητικό κύμα και απομονώνεται ο δέκτης. Αντίθετα, κατά τη στιγμή της λήψης διακόπτεται η λειτουργία του πομπού ώστε τα λαμβανόμενα σήματα να διοχετευθούν στον δέκτη για επεξεργασία. Επίσης, μέσω του μεταγωγικού διακόπτη γίνεται δυνατός ο προσδιορισμός της διάρκειας του παλμού.

Σημαντική ενέργεια του μεταγωγικού διακόπτη αποτελεί η συγκέντρωση της ηχητικής ενέργειας σε έναν ηχητικό άξονα, έτσι ώστε η εκπομπή των ηχητικών κυμάτων να παρουσιάζει κατευθυντικότητα. Επομένως, διαμορφώνεται μία ηχητική δέσμη, η οποία έχει συνήθως σχήμα κώνου και αποτελείται από έναν κεντρικό λοβό (main lobe) καθώς και από δευτερεύοντες πλευρικούς (side lobes) (Εικ. 2.15). Η ποιότητα του μεταγωγικού διακόπτη καθορίζεται από την ικανότητά του να μετατρέπει την ηλεκτρική ενέργεια σε ηχητική καθώς και από το εύρος των δευτερευόντων λοβών, οι οποίοι είναι ανεπιθύμητοι. Οι δευτερεύοντες λοβοί αντιπροσωπεύουν απώλεια



Εικόνα 2.15. Σχηματική αναπαράσταση του λοβού της ηχητικής δέσμης του μορφοτροπέα καθώς κλιμακώνεται σε dB (Johannesson & Mitson, 1983).

ενεργείας και επιπλέον μπορεί να προκαλέσουν δευτερεύουσες ανακλάσεις με αποτέλεσμα να υπάρξει εσφαλμένη ερμηνεία των ηχογραμμάτων.



Εικόνα 2.16. Η γωνία του κώνου είναι ευρύτερη στις χαμηλές συχνότητες και στενότερη στις υψηλές (Raymarine).

- **Δέκτης (Receiver).**

Ο **δέκτης** λαμβάνει το ασθενές ηλεκτρικό σήμα του μεταγωγικού διακόπτη, το ενισχύει κατά μερικές χιλιάδες φορές και το στέλνει στην καταγραφική μονάδα. Οι ανακλάσεις μεγαλύτερων βαθών, ενισχύονται περισσότερο συγκριτικά με αυτές των μικρότερων, διότι το σήμα είναι πιο εξασθενημένο λόγω των απωλειών διάδοσης.

- **Καταγραφική Μονάδα (Recorder).**

Οι αρμοδιότητες της **καταγραφικής μονάδας** είναι να ελέγχει τα εκπεμπόμενα σήματα, να υπολογίζει το χρόνο μετάδοσης των ακουστικών κυμάτων, να αποθηκεύει τα δεδομένα και να μετατρέπει τα χρονικά διαστήματα σε εύρη συχνοτήτων. Συγκεκριμένα, σε κάθε κύκλο λειτουργίας ο καταγραφέας αποθηκεύει στη μνήμη του τους εντοπιζόμενους υποβρύχιους στόχους. Στη συνέχεια, επεμβαίνουν κυκλώματα ψηφιακής επεξεργασίας σήματος, τα οποία ελέγχουν την ορθότητα του εντοπισμού, με κριτήριο την επαναληψιμότητά του για ορισμένο αριθμό κύκλων λειτουργίας της καταγραφικής μονάδας. Για παράδειγμα, ένας στόχος θεωρείται πραγματικός εάν για έξι διαδοχικούς παλμούς εντοπιστεί τουλάχιστον τέσσερις φορές. Σε περίπτωση που δεν εντοπιστεί ο στόχος επαρκείς φορές τότε αναγνωρίζεται ως θόρυβος και απαλείφεται.

- **Μορφοτροπέας (Transducer).**

Ο πομπός και ο δέκτης καλούνται **μορφοτροπέες** επειδή μετατρέπουν την ενέργεια σε άλλη μορφή. Η μονάδα του μορφοτροπέα είναι εγκατεστημένη στα ύφαλα του σκάφους και έρχεται σε άμεση επαφή με το νερό. Κατά τη διαδικασία της εκπομπής, ο ηλεκτρικός παλμός παράγει δονήσεις στο διάφραγμα του μορφοτροπέα, δημιουργώντας το ακουστικό κύμα που διαδίδεται στο νερό. Στην περίπτωση της λήψης

εκτελείται η αντίστροφη διαδικασία, όπου το ληφθέν ακουστικό κύμα προκαλεί δονήσεις στο διάφραγμα του μορφοτροπέα. Έπειτα, οι δονήσεις μετατρέπονται σε ηλεκτρικά σήματα, που αποστέλλονται στο δέκτη και αφότου ενισχυθούν, αναλύονται με σκοπό να προσδιοριστεί ο χρόνος άφιξης κάθε ηχούς.

Η **σύνδεση του μορφοτροπέα με το σκάφος** είναι η πιο συχνά χρησιμοποιούμενη εγκατάστασή του και μπορεί να γίνει με διάφορους τρόπους, όπως (α) μέσω της εγκατάστασής στην τρόπιδά του, (β) μπορεί να είναι

φορητός ή (γ) ακόμη και να ρυμουλκείται μέσω ενός καλωδίου. Η πρώτη περίπτωση αφορά στα ηχοβολιστικά συστήματα μονής και πολλαπλής δέσμης που εφαρμόζονται σε μεγάλα ερευνητικά πλοία και προορίζονται για έρευνες βαθέων υδάτων. Η εγκατάσταση του μορφοτροπέα γίνεται είτε στην τρόπιδα του σκάφους ή σε μια ειδική κατασκευή σε σχήμα «gondola» (χρησιμοποιείται σε έρευνες μόνο των συστημάτων πολλαπλής δέσμης, συμβάλλοντας στη μείωση του θορύβου που οφείλεται στο σκάφος) (Εικ. 2.17). Η δεύτερη περίπτωση, σε αντίθεση με την

πρώτη, αφορά τα ίδια συστήματα που αυτή τη φορά προορίζονται για μικρά σκάφη που ερευνούν περιοχές ρηχών υδάτων. Αυτή η εγκατάσταση μπορεί να επιτευχθεί είτε στο πλάι είτε πάνω από την πλώρη (bow) του σκάφους (Εικ. 2.18). Ενώ η τρίτη περίπτωση αφορά τα συστήματα σόναρ πλευρικής σάρωσης όπου ο μορφοτροπέας ρυμουλκείται για να είναι πιο σταθερός και να μην επηρεάζεται από τους θορύβους του σκάφους. Η επιλογή αυτού του τρόπου αφορά τη δυνατότητα φορητότητας του συστήματος και αποσκοπεί στον περιορισμό της επιρροής των μετρήσεων από τους θορύβους του σκάφους (πχ. η τυρβώδης ροής του νερού κάτω από την τρόπιδα) (IHO, 2010).



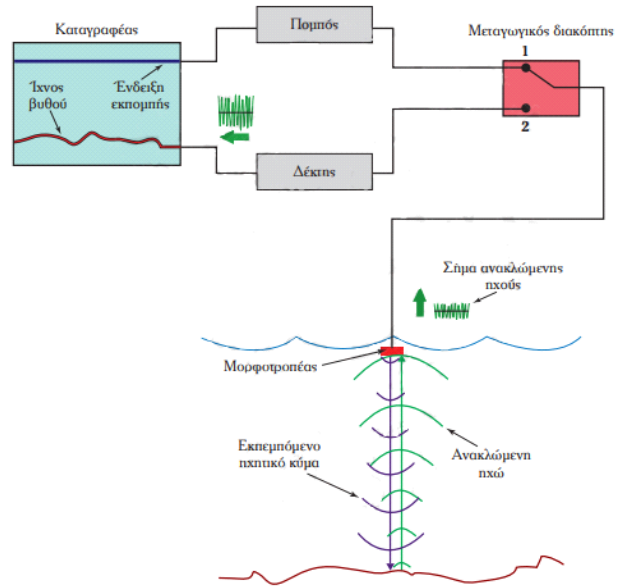
Εικόνα 2.17. Μορφοτροπέας «gondola» (Lucieer et al., 2018).



Εικόνα 2.18. Εγκατάσταση μετατροπέα πάνω από την πλώρη (IHO, 2010).

Τα βασικά μέρη των συσκευών σόναρ απεικονίζονται σχηματικά στην (Εικ. 2.19). Προκειμένου να συλλεχθούν και να υπολογιστούν οι μετρήσεις του βάρους καθώς το σκάφος είναι εν κινήσει, οι λειτουργίες εκτελούνται σε έναν συνεχή κύκλο που ονομάζεται «κύκλος του ηχητικού παλμού (ping cycle)» (SeaBeam, 2000).

Στον «κύκλο του ηχητικού παλμού», ο πομπός παράγει ένα ταλαντευόμενο ηλεκτρικό σήμα σε μία συγκεκριμένη συχνότητα και καθώς ο μεταγωγικός διακόπτης είναι στη θέση 1 το σήμα μεταφέρεται στον μορφοτροπέα, ο οποίος το μετατρέπει σε ακουστικό κύμα που στη συνέχεια μεταδίδεται στο νερό. Στη συνέχεια, ο μορφοτροπέας λειτουργεί ως υδρόφωνο, λαμβάνει δηλαδή το ανακλώμενο κύμα από τον πυθμένα της θάλασσας (ηχώ) και το μετατρέπει σε ηλεκτρικό σήμα. Έπειτα καθώς ο μεταγωγικός διακόπτης είναι στη θέση 2, ο μορφοτροπέας αποστέλλει στον δέκτη κάθε λαμβανόμενο ηλεκτρικό σήμα με σκοπό να ενισχυθεί και να αναλυθεί. Τον δέκτη ακολουθεί η καταγραφική μονάδα στην οποία υπολογίζεται ο χρόνος που μεσολαβεί ανάμεσα στη εκπομπή και στη λήψη του ηχητικού παλμού. Με αυτό τον τρόπο ο καταγραφέας υπολογίζει το βάθος και ενεργοποιεί τον επόμενο ηχητικό παλμό.



Εικόνα 2.19. Βασικά μέρη του συστήματος σόναρ (Αθανασίου, Γεωργίου & Δημητρίου, 2016).

Με γνωστή την ταχύτητα του ήχου στο νερό όπως και των συνθηκών του περιβάλλοντος της εκπομπής υπολογίζεται από την παρακάτω σχέση το **βάθος** προέλευσης της **ηχούς**, που αντιστοιχεί στο χρόνο μεταξύ της εκπομπής του ηχητικού κύματος και της λήψης της (Εικ. 2.20) (USACE, 2002).

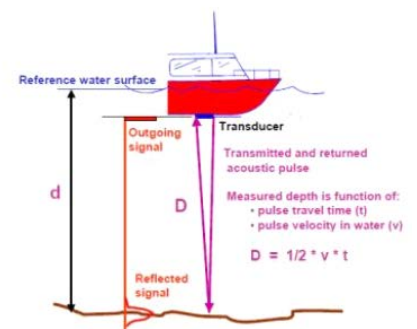
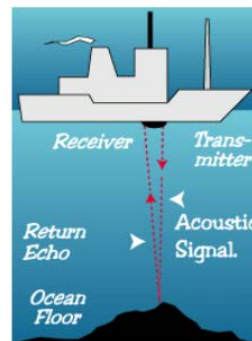
$$D = \frac{1}{2} V \cdot \Delta t \quad (2.3)$$

Όπου,

D: το μετρούμενο βάθος

V: η ταχύτητα του ήχου στο νερό

Δt: ο χρόνος από την εκπομπή του ηχητικού κύματος μέχρι τη λήψη της ανακλώμενης ηχούς

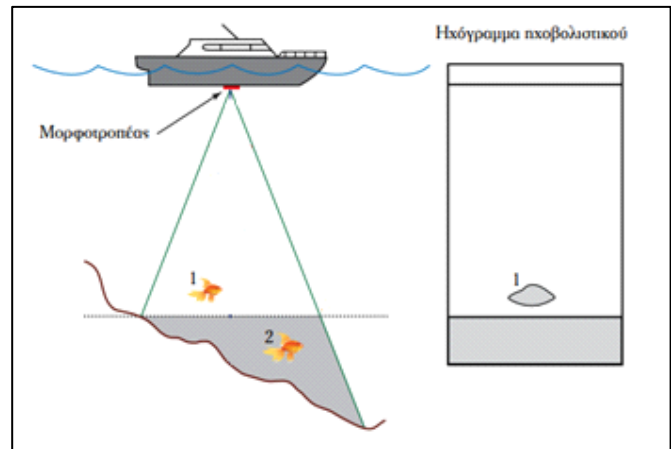


Εικόνα 2.20. Αρχή λειτουργίας των ακουστικών βαθυμετρήσεων (Theriot, 2012).

Οι ακουστικές μέθοδοι παρέχουν δεδομένα που αφορούν τη χρονική καθυστέρηση μεταξύ μετάδοσης και λήψης της ηχούς καθώς και την ένταση της επιστρεφόμενης ηχώ. Συγκεκριμένα, από τη χρονική καθυστέρηση

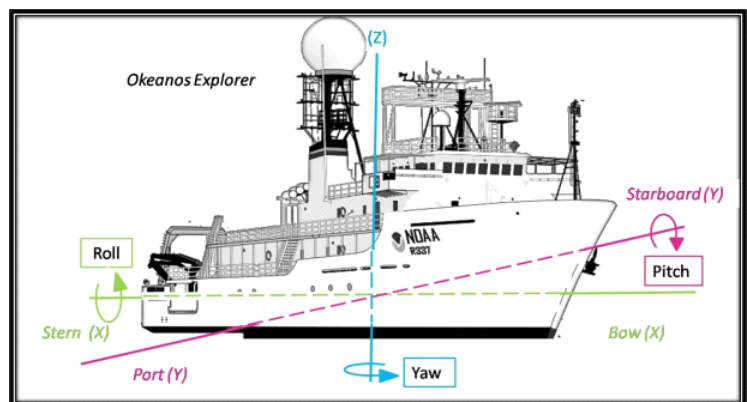
προκύπτουν πληροφορίες που σχετίζονται με το εύρος και το βάθος του στόχου, ενώ η ένταση της ηχώ παρέχει μεγαλύτερη διακριτικότητα μεταξύ των ερευνώμενων στόχων. Η ένταση της ηχώ εξαρτάται από την ένταση του μεταδιδόμενου ηχητικού κύματος, την απώλεια έντασης καθώς το ηχητικό κύμα ταξιδεύει και απορροφάται από το νερό (απώλεια μετάδοσης), την ανακλαστικότητα του στόχου, η θέση του στόχου σε σχέση με τη δέσμη καθώς και διάφορες απώλειες σε σχέση με τη λειτουργία του οργάνου που αφορούν στη μετατροπή του ηχητικού κύματος σε ηλεκτρικό σήμα.

Αντίθετα, οι δυσκολίες που αντιμετωπίζουν οι ακουστικές μέθοδοι αφορούν στον προσδιορισμό της φύσης του στόχου, την μεταβαλλόμενη ανακλαστικότητα του στόχου, την αδυναμία δειγματοληψίας κοντά στο πεδίο του μορφοτροπέα καθώς και κοντά στη «γκρίζα ζώνη» του πυθμένα. Συγκεκριμένα, οι ακουστικές μέθοδοι είναι λιγότερο αποτελεσματικές στη μέτρηση της ηχούς κοντά σε όρια όπως είναι η επιφάνεια και ο πυθμένας της θάλασσας, με συνέπεια να λαμβάνονται ως περιορισμοί κατά την έρευνα (Ona & Mitson, 1996). Κάθε στόχος που βρίσκεται στη γκριζα ζώνη, θα εντοπιστεί από τη συσκευή τη χρονική στιγμή που το ηχοεντοπιστικό σύστημα περάσει από πάνω του σε κατακόρυφη διεύθυνση. Όταν η κλίση του πυθμένα είναι απότομη, η γκριζα ζώνη είναι μεγαλύτερη και η ένδειξη του βάθους δεν είναι έγκυρη (Εικ. 2.21).

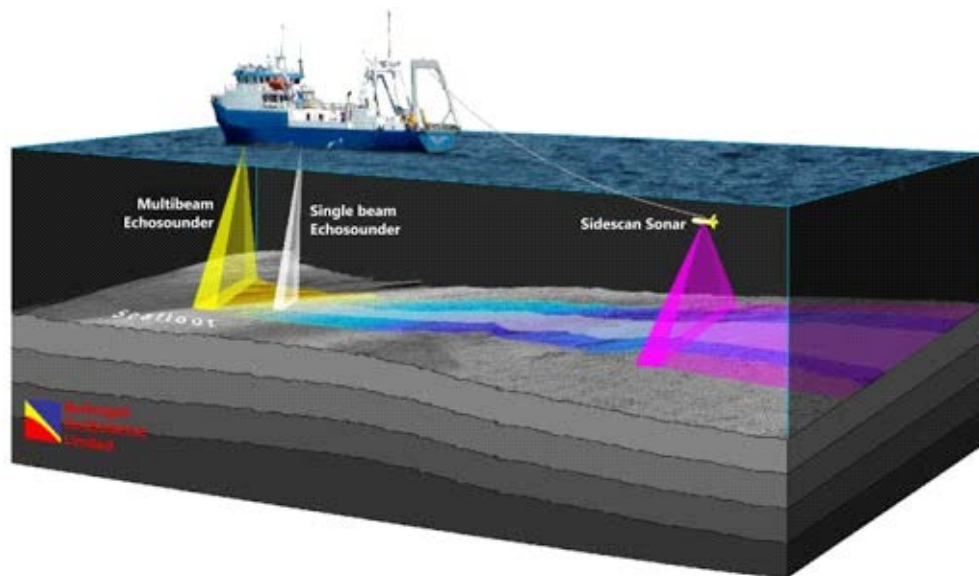


Εικόνα 2.21. Απεικόνιση περίπτωσης εντοπισμού βυθού με κλίση και ύπαρξη γκριζας ζώνης (Αθανασίου, Γεωργίου & Δημητρίου, 2016).

Άλλοι παράγοντες που επηρεάζουν την ακρίβεια των ακουστικών βαθυμετρήσεων είναι οι κινήσεις ταλάντωσης που κάνει το σκάφος ακόμα και όταν είναι ακίνητο, όπως είναι η κάθετη ταλάντωση (heave), ο προνευστασμός (pitch), η διατοίχιση (roll) καθώς και η απόκλιση (yaw) (Εικ. 2.22). Όταν η ηχητική δέσμη έχει μεγάλο εύρος, ο μορφοτροπέας επηρεάζεται λιγότερο από την κίνηση του σκάφους, διότι η συνεχής αλληλοεπικάλυψη των ηχητικών παλμών είναι ικανή να καλύψει τις ταλαντώσεις του σκάφους (Mills & Dodd, 2014).



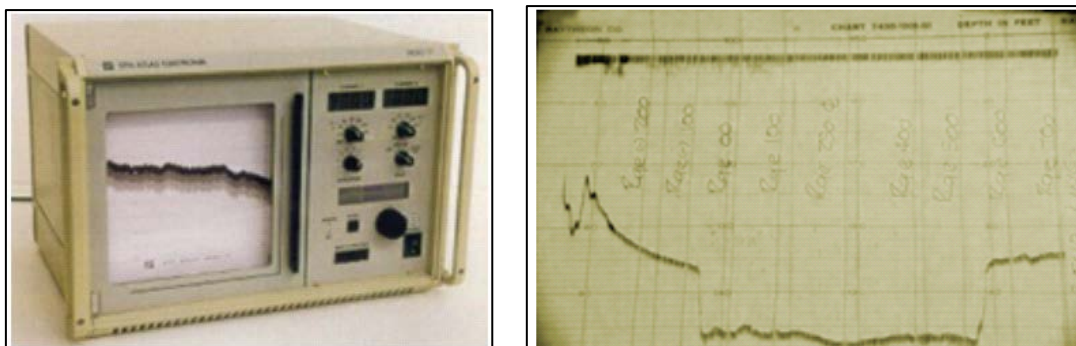
Εικόνα 2.22. Απεικόνιση των κινήσεων ταλάντωσης ενός σκάφους (NOAA).



Εικόνα 2.23. Απεικόνιση των ηχοβολιστικών συστημάτων που θα αναπτυχθούν στην παρούσα εργασία (McGregor GeoScience).

2.4.1. Ηχοβολιστικό Σύστημα Μονής Δέσμης (Single Beam Echo-Sounder, SBES).

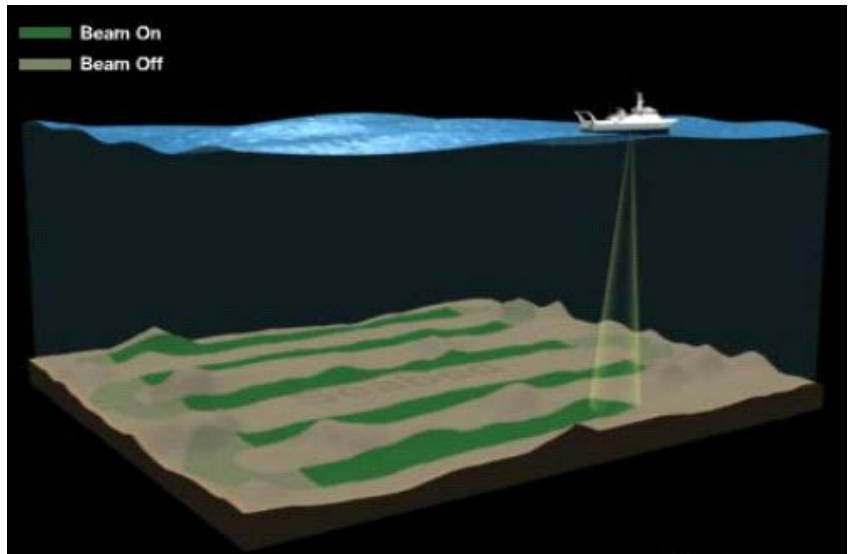
Μια σημαντική εξέλιξη στη θαλάσσια έρευνα που άλλαξε τον τρόπο χαρτογράφησης του πυθμένα ήταν η εφεύρεση των *ηχοβολιστικών συστημάτων μονής δέσμης* από τα μέσα του 1900, όταν χρησιμοποιήθηκαν από το στρατό για υδρογραφική έρευνα (IHO, 1998). Η εμφάνισή τους ήταν ένα άλμα στην βαθυμετρία των ωκεανών, αφού παρείχε υψηλή ταχύτητα μετάδοσης των κυμάτων και συνεχή καταγραφή, βελτιώνοντας έτσι την ακρίβεια και την αποδοτικότητα σε σχέση με τον προηγούμενο εξοπλισμό μέτρησης βάθους (Εικ. 2.24).



Εικόνα 2.24. Κύρια μονάδα ηχοβολιστικής συσκευής (αριστερά) στην οποία το ηχογράμμα καταγράφεται σε θερμικό χαρτί (δεξιά) (Αθανασίου, Γεωργίου & Δημητρίου, 2016).

Οι ηχοβολιστές βάθους μονής δέσμης έχουν ρυθμιστεί για να πραγματοποιούν μετρήσεις από ένα εν κινήσει σκάφος ή μη επανδρωμένο όχημα βαθυμετρίας. Ο σκοπός αυτών των οργάνων είναι να πάρουν μία μέτρηση βάθους τη φορά για κάθε τοποθεσία μέσα σε σύντομο χρονικό διάστημα. Τα καταγεγραμμένα βάθη μπορούν να συνδυαστούν με τις πραγματικές τους θέσεις με σκοπό να δημιουργηθεί μία απεικόνιση του ωκεάνιου πυθμένα στην περιοχή της έρευνας (SeaBeam, 2000).

Στην περίπτωση των ηχοβολιστών μονής δέσμης ο ηχητικός παλμός εκπέμπεται από τον μορφοτροπέα σε κάθετη διεύθυνση με τον πυθμένα (Εικ. 2.25). Η διάδοσή του εντός του νερού είναι σφαιρική και ιστροπική, δηλαδή έχει ομοιόμορφο πλάτος με αποτέλεσμα η ακουστική του ενέργεια να είναι ίση προς όλες τις κατευθύνσεις. Το εύρος δέσμης κυμαίνεται μεταξύ 5°-60° και σχετίζεται με τη γεωμετρία και την κατευθυντικότητα του μορφοτροπέα (Mayer, 2006). Συνήθως δεν υπάρχει κάποιος τρόπος να μετρηθεί ή να επηρεαστεί ο προσανατολισμός του μορφοτροπέα κατά τη διάρκεια της βαθυμετρίας διότι είναι σταθερά τοποθετημένος.

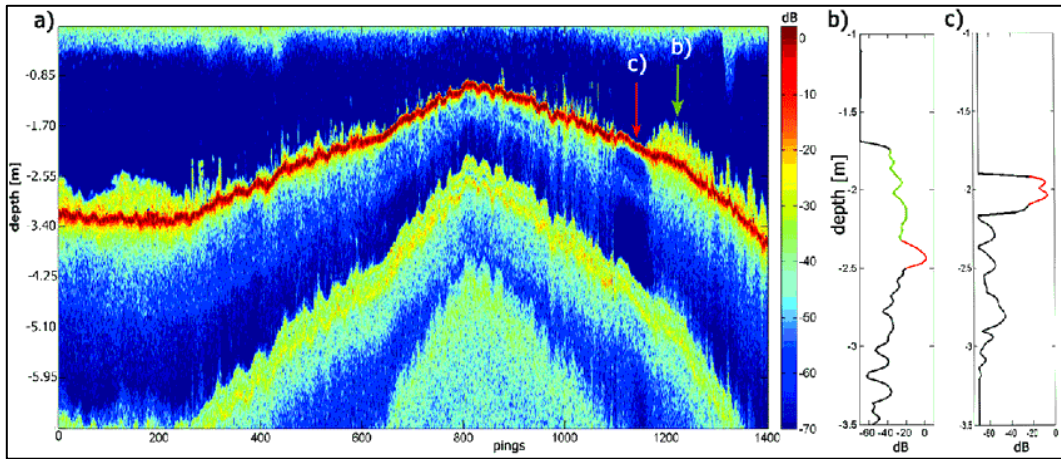


Εικόνα 2.25. Σχηματική αναπαράσταση της σάρωσης ενός ηχοβολιστικού συστήματος μονής δέσμης (The COMET Program).

Τα ηχοβολιστικά μονής δέσμης εκπέμπουν ηχητικά κύματα σε μία μόνο ζώνη **συχνότητας** (χαμηλή ή υψηλή), με αποτέλεσμα το βάρος του ηχοβολιστή να είναι μικρό. Οι συχνότητες που χρησιμοποιούνται συνήθως στις ερευνητικές αποστολές κυμαίνονται μεταξύ 30-200 KHz. Στις υψηλές συχνότητες (~200 KHz) αποδίδεται με ακρίβεια η μορφολογία του πυθμένα στα ρηγά νερά (~100 m βάθος), ενώ στις χαμηλές (~25 KHz) επιτυγχάνεται διείσδυση σε μεγαλύτερα βάθη. Αυτό οφείλεται στο γεγονός πως το ακουστικό σήμα χαμηλότερων συχνοτήτων εξασθενεί σε μικρότερο βαθμό στη στήλη του νερού. Ανάλογα με τη συχνότητα που χρησιμοποιείται, καταγράφονται διαφορετικοί υποθαλάσσιοι ορίζοντες (Ferretti et al, 2015).

Η συνεχής εκπομπή ηχητικών παλμών κατά μήκος της πορείας του ερευνητικού σκάφους, που όπως προαναφέρθηκε, έχει κατακόρυφη διεύθυνση προς τον πυθμένα, δίνει μία **δισδιάστατη βαθυμετρική απεικόνιση** του υποθαλάσσιου αναγλύφου που περικλείεται εντός του κωνικού λοβού. Ουσιαστικά σε κάθε εκπομπή του ηχητικού παλμού λαμβάνεται ως μέτρηση βάθους η πρώτη επιστροφή ήχου που αντιστοιχεί σε κάποιο σημείο εντός του λοβού, με αποτέλεσμα αυτή η καταγραφή να είναι το μικρότερο βάθος. Όταν η τεχνική αυτή εφαρμόζεται σε περιοχές μεγάλης έκτασης ή με τραχύ ανάγλυφο οδηγεί σε αναξιόπιστα αποτελέσματα, αφού

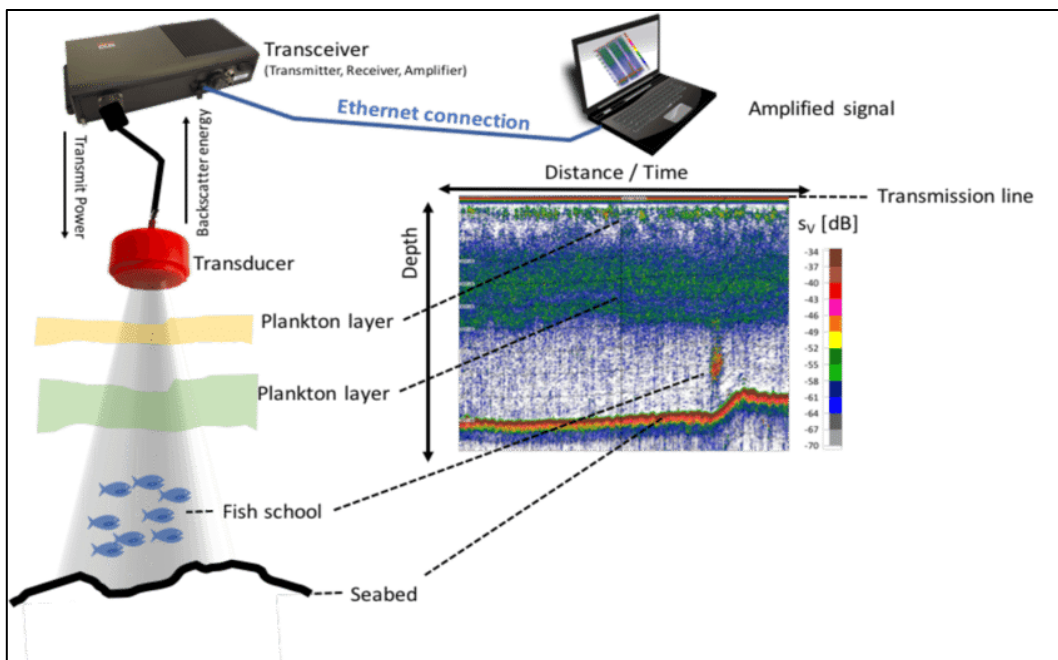
καταγράφεται το μικρότερο βάθος του ανακλώμενου ήχου και όχι το μέσο βάθος του. Επομένως λαμβάνοντας μία συνεχή σειρά μετρήσεων και παράγεται το προφίλ του θαλάσσιου πυθμένα όπως φαίνεται στην Εικ. 2.26.



Εικόνα 2.26. Ηχόγραμμα ηχοβολιστικού μονής δέσμης που απεικονίζει (a) μετρήσεις από μακροφύκη (b) και του θαλάσσιου πυθμένα (c) ως συνάρτηση των ηχητικών παλμών και του βάθους (Kruss et al., 2017).

Σύμφωνα και με τα παραπάνω γίνεται αντιληπτό πως το ηχοβολιστικό μονής δέσμης παρέχει περιορισμένη ακρίβεια και ανάλυση στη μορφολογική απεικόνιση του θαλάσσιου αναγλύφου. Ένας επιπλέον λόγος είναι ότι λαμβάνονται δείγματα μόνο κατά μήκος των σημείων της γραμμής έρευνας, το οποίο αντιπροσωπεύει μόνο ένα μικρό μέρος της περιοχής που μελετάται. Με αυτό τον τρόπο οδηγεί σε ελλιπή πληροφόρηση σχετικά με τα χαρακτηριστικά που παρουσιάζουν τα τμήματα του πυθμένα που βρίσκονται ενδιάμεσα στα σημεία των μετρήσεων. Για το λόγο αυτό χρησιμοποιείται κυρίως σε έρευνες σχετικές με ποτάμια περιβάλλοντα και ρηγά νερά, λόγω του περιορισμένου κόστους και της βολικής λειτουργίας του (Lied et al., 2004). Για τη διασφάλιση της ποιότητας του βαθυμετρικού αποτελέσματος αρκετές φορές γίνεται ταυτοποίηση μέσω της χρήσης του ηχοβολιστικού πολλαπλής δέσμης.

Ένα επιπλέον βασικό σημείο στο οποίο υστερεί αυτή η μέθοδος είναι ο χρόνος που απαιτείται για την πραγματοποίηση των μετρήσεων. Προκειμένου να δημιουργηθεί μια αλληλουχία εικόνων υψηλής ανάλυσης, πρέπει να εκτελεστούν πολλές πορείες από το ερευνητικό σκάφος, οι οποίες πρέπει να είναι αλληλεπικαλυπτόμενες μεταξύ τους. Παρόλα αυτά, το ηχοβολιστικό μονής δέσμης είναι ικανό να πραγματοποιήσει μία γρήγορη καταγραφή της τοπογραφίας του βυθού, ακόμα και σε περιοχές μεγάλης έκτασης ή έντονης αλλαγής του αναγλύφου.



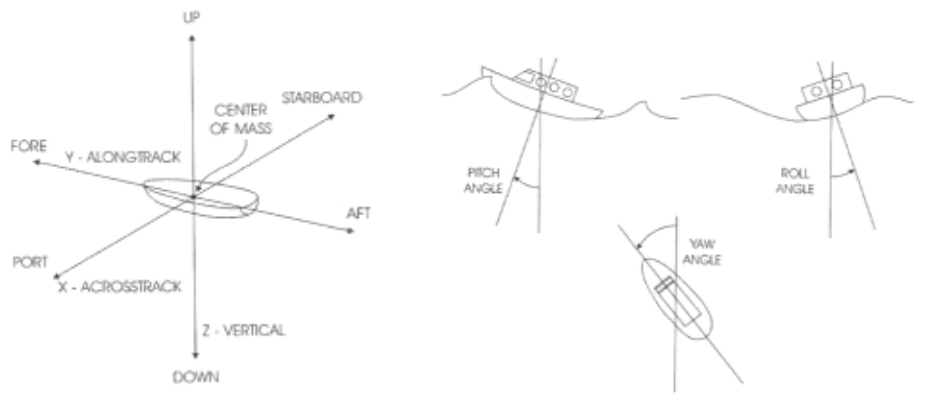
Εικόνα 2.27. Σχηματική αναπαράσταση ενός ηχοβολιστικού συστήματος. Ο ακουστικός παλμός που εκπέμπεται αντανακλάται από τους υποθαλάσσιους στόχους, που στην προκειμένη περίπτωση είναι δύο διαφορετικά στρώματα πλαγκτόν αδύναμης σκέδασης, ένα κοπάδι ψαριών και ο βυθός (Gastauer, 2017).

Με κίνητρο την απόκτηση ακριβέστερων δεδομένων βαθυμετρίας, οι μετρήσεις του ηχοβολιστικού μονής δέσμης πρέπει να υποβληθούν σε **διορθώσεις** ώστε να ληφθούν υπόψη η μεταβλητότητα του ωκεανού και η κίνηση του σκάφους. Συγκεκριμένα, για τη διόρθωση της θέσης των καταγραφόμενων σημείων του πυθμένα είναι απαραίτητη η ύπαρξη του προφίλ ταχύτητας ήχου (Sound Velocity Profile, SVP), το οποίο καταγράφεται μέσω ειδικών ανιχνευτών, πριν και μετά την έρευνα, και το αποτέλεσμα επισυνάπτεται στα τελικά δεδομένα. Η ταχύτητα του ήχου δεν είναι σταθερή σε όλη τη στήλη νερού διότι το ακουστικό σήμα διαθλάται στα στρώματα της υδάτινης στήλης λόγω της διαφοράς που παρουσιάζουν στην πυκνότητα, στη θερμοκρασία και στην αλατότητά τους (USACE et al., 2002).

Απαραίτητη είναι και η διόρθωση θέσης της μέτρησης. Συγκεκριμένα, παρατηρείται μία χρονική καθυστέρηση (κλάσματα του δευτερολέπτου) μεταξύ της άφιξης του σήματος GPS και της καταγραφής της θέσης. Επομένως πρέπει να εφαρμοστεί μια οριζόντια μετατόπιση μεταξύ του δέκτη GPS και του πομπού/δέκτη του ηχοβολιστικού. Εξίσου σημαντική είναι και η διόρθωση του σφάλματος που προκαλείται λόγω της παλιρροιακής κίνησης, η οποία επιτυγχάνεται μέσω διόρθωσης της κατακόρυφης συνιστώσας (yaw). Αυτή η διόρθωση απαιτεί τα ακριβή δεδομένα τόσο της παλιρροίας όσο και τη στιγμιαία στάθμη του νερού.

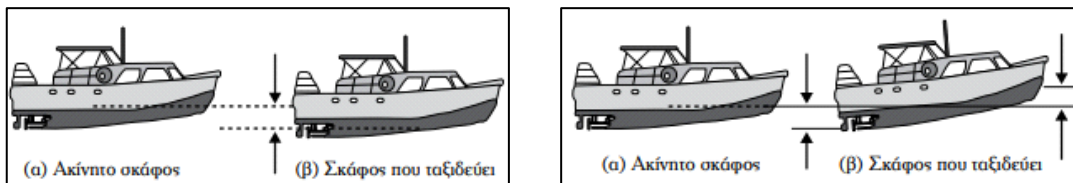
Το σφάλμα που οφείλεται στις κατακόρυφες και πλάγιες κινήσεις ταλάντωσης του σκάφους (roll, pitch, yaw, heading), προκαλείται λόγω του κυματισμού της θάλασσας και γίνεται ιδιαίτερα σημαντικό όταν οι μετρήσεις

βάθους γίνονται σε ρηγά νερά (Εικ. 2.28). Για τη διόρθωσή του είναι απαραίτητος ο υπολογισμός των συχνοτήτων των κυμάτων ανάκλασης από τον πυθμένα (Αθανασίου, Γεωργίου & Δημητρίου, 2016).

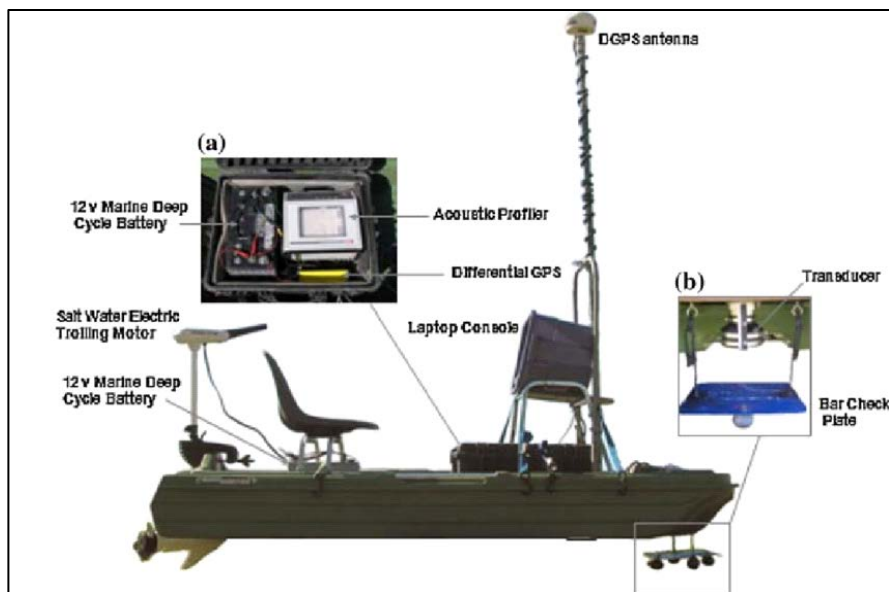


Εικόνα 2.28. Απεικόνιση κατακόρυφων και πλάγιων κινήσεων ταλάντωσης του σκάφους (Αθανασίου, Γεωργίου & Δημητρίου, 2016).

Διορθώσεις απαιτούνται στις μετρήσεις και λόγω των φαινομένων της καθίζησης (settlement) και της δυναμικής διαγωγής (squat) που εμφανίζονται ταυτόχρονα και δημιουργούν σημαντικά σφάλματα στη μέτρηση του βάθους (Εικ. 2.29). Συγκεκριμένα, η καθίζηση δημιουργείται στη θαλάσσια επιφάνεια γύρω από το σκάφος καθώς αυτό κινείται. Ενώ η δυναμική διαγωγή προκαλείται από τη διαφορά βυθίσματος πλήρης-πρύμνης καθώς το σκάφος από ακίνητο μπαίνει σε λειτουργία. Το συγκεκριμένα σφάλματα είναι σημαντικά σε περιοχές όπου τα βάθη είναι μικρότερα από το επταπλάσιο του βυθίσματος του σκάφους (Αθανασίου, Γεωργίου & Δημητρίου, 2016).

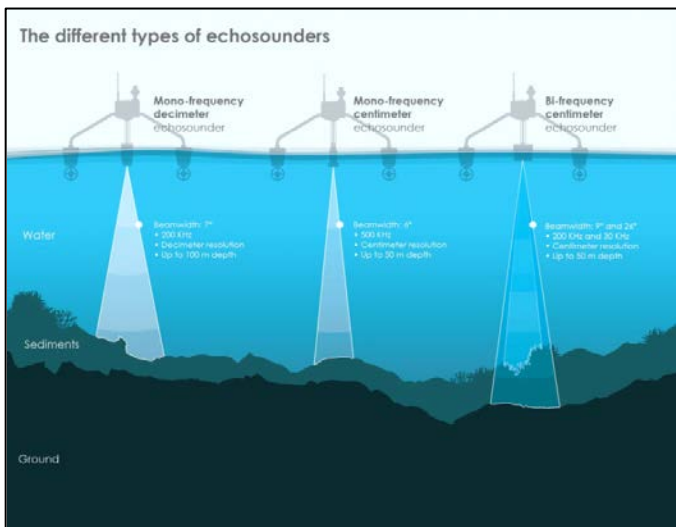


Εικόνα 2.29. Απεικόνιση της καθίζησης του σκάφους (αριστερά) και της δυναμικής διαγωγής (δεξιά) (Αθανασίου, Γεωργίου & Δημητρίου, 2016).



Εικόνα 2.30. Μέρη του ηχοβολιστικού συστήματος μονής δέσμης για ρηγά νερά, συμπεριλαμβανομένου (a) της μονάδας DGPS και του φορητού υπολογιστή και (b) του μορφοτροπέα (Takekawa et al., 2010).

Μια παραλλαγή της τεχνικής των ηχοβολιστικών μονής δέσμης είναι τα **ηχοβολιστικά συστήματα διπλής δέσμης (Dual Beam Echo-Sounders)**. Η μόνη διαφορά που παρουσιάζουν μεταξύ τους τα δύο συστήματα έγκειται στο γεγονός πως τα μοντέλα διπλής δέσμης εκπέμπουν σήματα σε δύο διαφορετικές συχνότητες ταυτόχρονα, μία υψηλή (~200 kHz) και μία χαμηλή (~30 kHz) για την αποφυγή των παρεμβολών (Εικ. 2.31) (Mayer, 2006). Αυτό έχει σαν αποτέλεσμα το ίχνος των ηχητικών κυμάτων στον πυθμένα να έχει μορφή κωνικού λοβού με διαφορετικό εύρος δέσμης. Συγκεκριμένα οι υψηλές συχνότητες έχουν μορφή ευρείας δέσμης, ενώ οι χαμηλές έχουν μορφή στενής δέσμης, που αυτό με τη σειρά του έχει ως επακόλουθο να προκύπτουν δύο εκτιμήσεις βάθους.



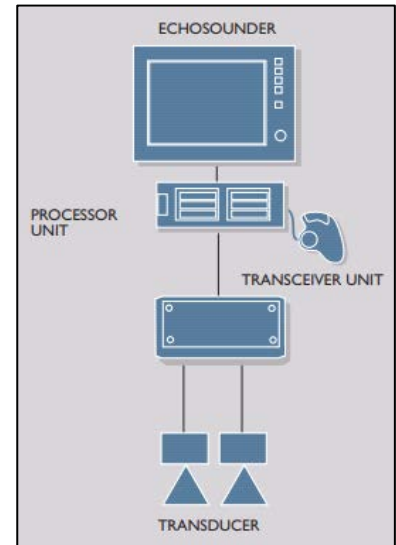
Εικόνα 2.31. Απεικόνιση ηχοβολιστικών συστημάτων μονής και διπλής δέσμης σε μη επανδρωμένη πλατφόρμα (Hélicéo).

Το συγκεκριμένο σύστημα αντιπροσωπεύει ένα σχετικά οικονομικό μέσο που παρέχει τη δυνατότητα για μεγαλύτερη ακρίβεια στο τελικό αποτέλεσμα. Σε αυτό συντελεί ο συνδυασμός των δύο συχνοτήτων που βοηθάει στον ευκολότερο εντοπισμό αναξιόπιστων μετρήσεων που μπορεί να προκληθούν από θόρυβο και να δυσκολέψουν την ακριβή καταγραφή του πυθμένα. Όταν επικρατούν έντονες καιρικές συνθήκες προτιμάται η

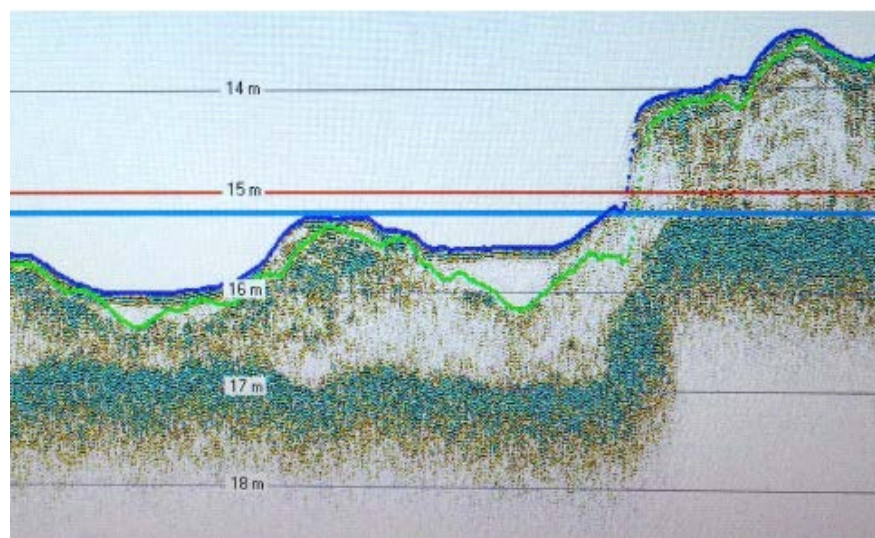
χρήση της ευρείας δέσμης διότι επηρεάζεται λιγότερο από τις κινήσεις που κάνει ο μορφοτροπέας που είναι εγκατεστημένος στα ύφαλα του σκάφους (Takao & Furusawa, 1996).

Οι μετρήσεις που προκύπτουν από τα ανακλώμενα κύματα εμφανίζονται από την ίδια καταγραφική μονάδα. Με αυτόν τον τρόπο μειώνεται το σφάλμα του χρόνου που δημιουργείται ανάμεσα στις δύο δέσμες και διευκολύνεται η σύγκριση των μετρήσεων. Παρότι στα πολύ ρηχά νερά προτιμάται η χρήση της ευρείας δέσμης, διότι δίνει μεγαλύτερη έμφαση στην καταγραφή των χαρακτηριστικών, οι δύο δέσμες ρυθμίζονται έτσι ώστε να αλληλεπικαλύπτονται άμεσα. Αυτό επιτρέπει να διακρίνονται εύκολα οι μικρές διαφορές του βάρους και με βάση αυτό γίνεται δυνατή η απομόνωση και η εκτενής μελέτη ενός συγκεκριμένου σημείου (Takao & Furusawa, 1996).

Τα ηχοβολιστικά συστήματα διπλής δέσμης προτιμούνται κυρίως για τον προσδιορισμό της ύπαρξης βλάστησης καθώς και για τη χαρτογράφηση περιοχών που πάνω από το μητρικό τους πέτρωμα έχουν εναποτεθεί χαλαρά υλικά (πχ. ιλύς, πηλός). Η χρήση δύο διαφορετικών συχνοτήτων μπορεί να φανερώσει την παρουσία μη ενοποιημένου υλικού στη στήλη νερού (Buchanan, 2005). Αυτό οφείλεται στο γεγονός ότι τα χαμηλότερης συχνότητας σήματα μπορούν να διεισδύσουν στο επιφανειακό στρώμα του πυθμένα φέρνοντας κατά προσέγγιση πληροφορίες ως προς το βάθος και την έκταση αυτής της γεωλογικής εμφάνισης.



Εικόνα 2.32. Λειτουργικά μέρη ενός ηχοβολιστικού συστήματος διπλής δέσμης (Hélicéο).



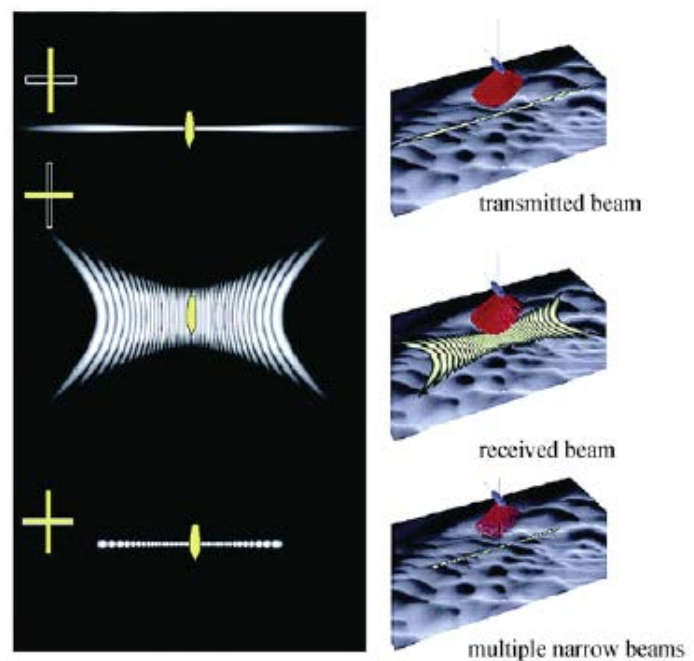
Εικόνα 2.33. Ηχόγραμμα ηχοβολιστικού διπλής δέσμης που απεικονίζει το βυθό του λιμανιού Portbury (Bristol, UK). Η σκοτεινή λωρίδα στα 15-17 m υποδεικνύει το πυθμένα του λιμανιού, ενώ η ανοιχτόχρωμη λωρίδα στα 14-16 m υποδεικνύει ένα στρώμα ρευστού πηλού ή πυκνά αιωρούμενα σωματίδια (Rooney et al., 2015).

2.4.2. Ηχοβολιστικό Σύστημα Πολλαπλής Δέσμης (Multi Beam Echo Sounder, MBES).

Τα ηχοβολιστικά πολλαπλής δέσμης είναι ακουστικοί αισθητήρες που σχεδιάστηκαν και κατασκευάστηκαν από την General Instrument Corporation του Westwood της Μασαχουσέτης, ενώ παρουσιάστηκαν επίσημα από τον M.J. Tucker στο τεύχος Ιουλίου του 1961 του International Hydrographic Review (Glenn, 1970). Κατά την περίοδο του 1964 χρησιμοποιήθηκαν σε αμερικανικά στρατιωτικά ερευνητικά προγράμματα (US Naval Research Laboratory), αποτελώντας μια καινοτόμο ιδέα, επηρεάζοντας σε βάθος τις μέχρι τότε μεθόδους έρευνας των ωκεανών καθώς και την ποιότητα των τελικών αποτελεσμάτων (Renard & Allenou, 1979). Αυτός ο εξοπλισμός αντιπροσωπεύει μια σημαντική πρόοδο έναντι των συμβατικών συστημάτων σόναρ. Η περίοδος αυτή συμπίπτει με την ανάπτυξη του παγκόσμιου συστήματος πλοήγησης και εντοπισμού θέσης (GPS), με συνέπεια ο συνδυασμός τους να φέρει υψηλή χωρική ακρίβεια στα αποτελέσματα της βαθυμετρίας παγκοσμίως.

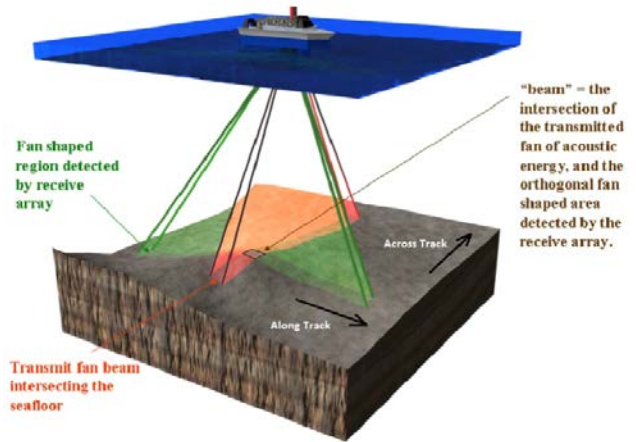
Το 1976 εφαρμόστηκε στο σύστημα καταγραφική μονάδα, έτσι το πρώτο ηχοβολιστικό πολλαπλής δέσμης που κατασκευάστηκε εξέπεμπε 16 δέσμες, ενώ το πλήρες ίχνος που σχημάτιζαν οι δέσμες στον πυθμένα (swath) ήταν περίπου 0.8 φορές το βάθος του νερού (Le Deunf et al., 2020). Κατά τη διάρκεια της δεκαετίας του 1980 και του 1990 δημιουργήθηκαν διάφορα ηχοβολιστικά συστήματα για μικρού, μεσαίου και μεγάλου βάθους νερά.

Σήμερα, τα ηχοβολιστικά συστήματα πολλαπλής δέσμης είναι η πιο συνήθης τεχνική που χρησιμοποιείται στις υδρογραφικές έρευνες αφού προσφέρει την ταυτόχρονη συλλογή μεγάλου όγκου δεδομένων βαθυμετρίας (beam forming) και οπισθοσκέδασης (backscatter), με σκοπό τον προσδιορισμό του βάθους του νερού καθώς και της φύσης του βυθού αντίστοιχα. Προσφέρουν τη δυνατότητα να εγκατασταθούν σε επιφανειακό σκάφος ή σε μη επανδρωμένα επιφανειακά (ASV) και υποθαλάσσια οχήματα (AUV, ROV) (Le Deunf et al., 2020). Πλέον τα συστήματα πολλαπλής δέσμης, σε αντίθεση με τα μονής, μπορούν με έναν ηχητικό παλμό να διερευνήσουν περισσότερες από μία περιοχές του πυθμένα, καθιστώντας έτσι την αποστολή οικονομικότερη και παρέχοντας ταυτόχρονα υψηλότερη ανάλυση δεδομένων καθώς και μείωση του χρόνου έρευνας από εκείνη των συμβατικών συστημάτων σόναρ (IHO, 2010).

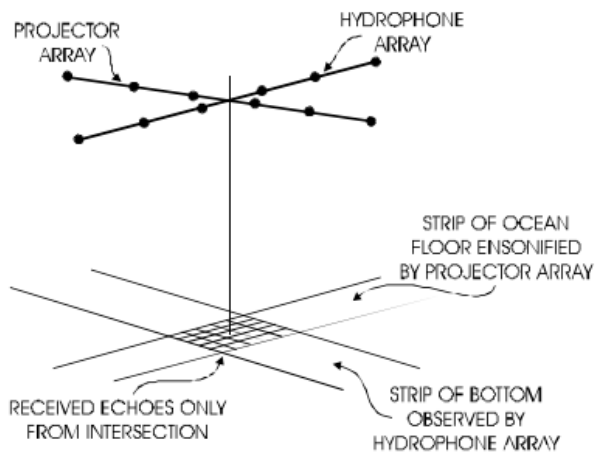


Εικόνα 2.34. Απεικόνιση της αρχής λειτουργίας του ηχοβολιστικού πολλαπλής δέσμης (Marques, 2012).

Επιπλέον, τα δύο ηχοβολιστικά συστήματα το μονής και το πολλαπλής δέσμης διαφέρουν ως προς την *αρχή λειτουργίας* τους. Συγκεκριμένα, το πολλαπλής δέσμης χρησιμοποιεί διαφορετικές συστοιχίες μορφοτροπέων για τη μετάδοση και τη λήψη του ηχητικού σήματος, οι οποίες είναι εγκατεστημένες στην τρόπιδα, εάν για την έρευνα χρησιμοποιείται επιφανειακό σκάφος. Επομένως, τη φάση της εκπομπής την αναλαμβάνει η συστοιχία του πομπού-προβολέα (projector array) ενώ της λήψης η συστοιχία των υδροφώνων (hydrophone arrays) και εκτελούν σε συνδυασμό μια διαδικασία που ονομάζεται «*beam forming*», μέσω της οποίας εξάγουν πληροφορίες σχετικά με την κατεύθυνση των ανακλώμενων ηχώ. Οι προβολείς είναι προσανατολισμένοι κατά μήκος του σκάφους σε αντίθεση με τα υδρόφωνα που προσανατολίζονται εγκάρσια στο τόξο του σκάφους άρα και εγκάρσια στους προβολείς, σχηματίζοντας μία διάταξη που ονομάζεται «*mill's cross*» (Glenn, 1970). Έτσι, η «βεντάλια» που σχηματίζει η εκπεμπόμενη δέσμη (fan shaped beam) είναι στενή στη διεύθυνση που είναι παράλληλη με την τροχιά κίνησης του σκάφους (along-track) και ευρεία στη διεύθυνση που είναι κάθετη στην τροχιά κίνησής του (across-track). Αντίθετα οι ανακλώμενες ηχώ είναι στενές σε διεύθυνση across-track και ευρείες σε διεύθυνση along-track. Αυτό έχει ως επακόλουθο οι ηχητικές δέσμες της μετάδοσης και της λήψης να δημιουργούν ένα είδος καθετότητας μεταξύ τους, με αποτέλεσμα η ηχητική δέσμη που λαμβάνεται από τα υδρόφωνα να είναι το σημείο τομής τους που ονομάζεται «*cross-fan-beam*» (Εικ. 2.35, 2.36) (Orange et al., 2008).



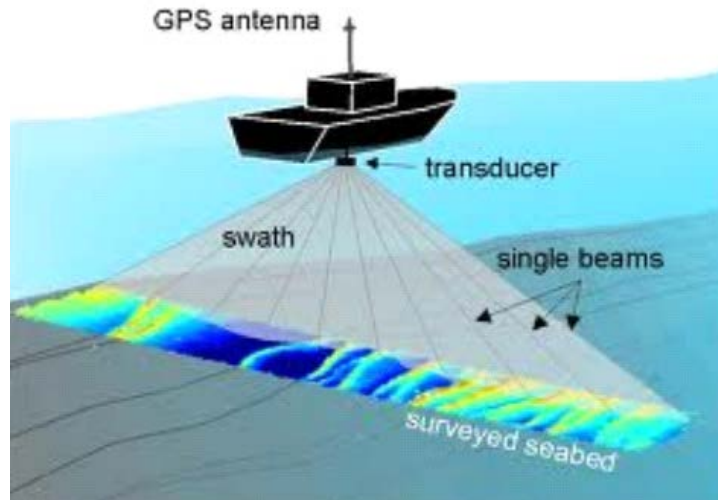
Εικόνα 2.35. Αρχή λειτουργίας του ηχοβολιστικού πολλαπλής δέσμης και απεικόνιση της διεύθυνσης across-track και along-track (Orange et al., 2008).



Εικόνα 2.36. Συστοιχίες προβολέα και υδρόφωνου διατεταγμένες σε μορφή «Mills Cross» (L-3 Communications SeaBeam Instruments, 2000).

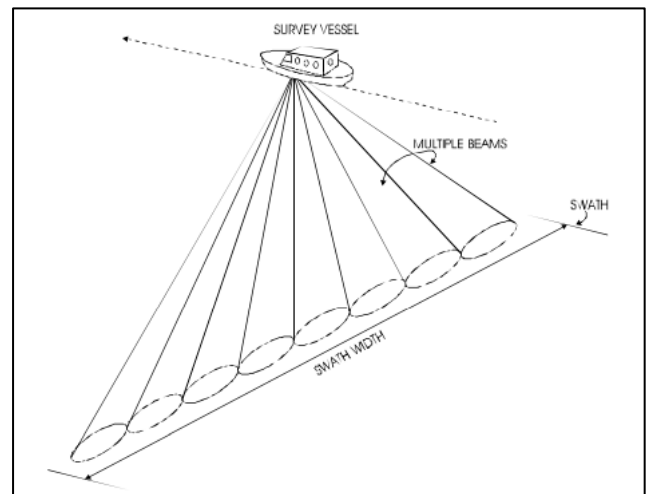
Η *κύρια λειτουργία* αυτού του συστήματος είναι η καταγραφή βαθών κατά μήκος του ίχνους που σχηματίζει στον πυθμένα το σύνολο των δεσμών που εκπέμπονται σε κάθε κύκλο ηχητικού παλμού (swath). Για να επιτευχθεί αυτή η καταγραφή, ο προβολέας εκπέμπει μία δέσμη με ευρεία γωνία πρόσπτωσης (~90°) σε σχήμα βεντάλιας που ανακλάται στον πυθμένα με συνέπεια να λαμβάνεται από μία συστοιχία υδροφώνων ένας μεγάλος αριθμός ανακλώμενων ηχώ (εύρος αριθμού από 16 έως 1400). Οι αισθητήρες εντός των υδροφώνων ρυθμίζονται

με τέτοιο τρόπο ώστε να έχουν διαφορετικές γωνίες καθώς θα λάβουν τις ανακλώμενες ηχώ, με αποτέλεσμα να προκύπτει μια σειρά μετρήσεων βάθους (Glenn, 1970). Κάθε δέσμη επιστρέφει και μία μέτρηση βάθους. Το ελάχιστο βάθος εντοπισμού προσδιορίζεται κάτω από τους μορφοτροπείς και ξεκινάει από 3 m, ενώ το μέγιστο που μπορεί να φτάσει αγγίζει τα 3000 m παρέχοντας χωρική ανάλυση μεταξύ 25-100 m.

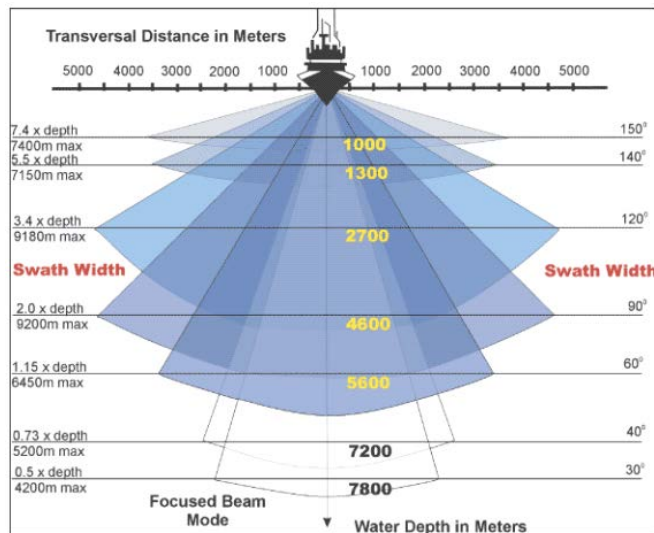


Εικόνα 2.37. Σχηματική αναπαράσταση της αρχής λειτουργίας ενός ηχοβολιστικού πολλαπλής δέσμης.

Κατά τη διαδικασία της σάρωσης, το swath που δημιουργείται είναι κάθετο στη διεύθυνση κίνησης του σκάφους έρευνας, παρέχοντας τη δυνατότητα να καταγραφούν ταυτόχρονα χιλιάδες σημεία βάθους τόσο κάτω από το υδρογραφικό σκάφος όσο και εκατέρωθέν του (Zhao et al. 2007). Η διάσταση του swath είτε στη διεύθυνση along-track ή στην across-track ονομάζεται «πλάτος *swath (swath width)*» και η γωνία του, ανάλογα την έρευνα, μπορεί είτε να μετρηθεί και να είναι σταθερή ή να αλλάζει ανάλογα με το βάθος (Εικ. 2.38). Τα σύγχρονα συστήματα μπορούν να εκπέμπουν ταυτόχρονα εκατοντάδες δέσμες επιτυγχάνοντας γωνία swath μεταξύ 30°-170°, ενώ το πλάτος του μπορεί να κυμαίνεται από 3.5 έως και 25 φορές το βάθος του νερού (Le Deunf et al., 2020). Ο καθορισμός του πλάτους εξαρτάται από διάφορους παράγοντες, όπως είναι η συχνότητα εκπομπής, οι ρυθμίσεις του μορφοτροπέα, το βάθος του νερού καθώς και το προφίλ ταχύτητας του ήχου.



Εικόνα 2.38. Εύρος Swath του ηχοβολιστικού πολλαπλής δέσμης (L-3 Communications SeaBeam Instruments).



Εικόνα 2.39. Απεικόνιση της σχέσης μεταξύ βάθους νερού και πλάτους swath για το σύστημα πολλαπλής δέσμης SeaBeam 1180 (Sakellariou et al., 2015).

Τη δεδομένη στιγμή η πιο συχνά χρησιμοποιούμενη **πλατφόρμα εγκατάστασης του μορφοτροπέα** στα ηχοβολιστικά συστήματα πολλαπλής δέσμης είναι το σκάφος και οι δύο τρόποι που προτιμώνται είναι (α) η σταθερή εγκατάσταση και (β) η φορητή εγκατάσταση στο πλαϊνό του τμήμα. Όσον αφορά την πρώτη περίπτωση, ο μορφοτροπέας είναι σταθερά εγκατεστημένος στην τρύπιδα του πλοίου, προσφέροντας έτσι ως πλεονεκτήματα της βελτίωση της ασφάλειας και της μακροπρόθεσμης σταθερότητας της θέσης του ίδιου του μορφοτροπέα καθώς και τη βελτίωση της αποτελεσματικότητας του ερευνητικού έργου. Ωστόσο, το μειονέκτημα αυτής της προσέγγισης είναι ότι για να πραγματοποιηθούν η εγκατάσταση και η απεγκατάσταση του μορφοτροπέα χρειάζεται ένας μόλος, γεγονός που αυξάνει το κόστος. Αυτή η μέθοδος εγκατάστασης μπορεί επίσης να χωριστεί σε τρεις τύπους: «gondola», «flush mounted» και «blister» (Εικ. 2.40).

- Ο τύπος «gondola» τοποθετείται στο κύτος του πλοίου δημιουργώντας ένα σχήμα "T" και χρησιμοποιείται κυρίως σε έρευνες βαθέων υδάτων όπου χρησιμοποιούνται μεγάλοι μορφοτροπέες. Σε αυτή τη θέση μειώνονται αποτελεσματικά ο θόρυβος από το πλοίο και οι φυσαλίδες που δημιουργούνται κατά τη διάρκεια της πλοήγησης αλλά και λόγω άλλου ακουστικού εξοπλισμού (όπως Acoustic Doppler Current Profiler) που πιθανώς είναι τοποθετημένος στο πλοίο. Αντίθετα, αυτή η θέση επηρεάζει την ταχύτητα του σκάφους και αυξάνει το κόστος εγκατάστασης του μορφοτροπέα, διότι αυξάνεται η αντίσταση (έως και περισσότερο από 20% της αντίστασης στην περίπτωση που το πλοίο δεν έχει «gondola»).
- Ο τύπος «flush mounted» χρησιμοποιείται κυρίως σε συστήματα πολλαπλής δέσμης για έρευνα σε μεσαία και μικρά βάθη όπου το μέγεθος των μορφοτροπέων είναι μέτριο ή μικρό. Αυτός ο τύπος μορφοτροπέα

είναι εγκατεστημένος στο εσωτερικό τμήμα του υφάλου του πλοίου, με αποτέλεσμα να έχει μικρή επίδραση στην ταχύτητα του σκάφους αλλά και να επηρεάζεται εύκολα από τους θορύβους.

- Ο τύπος «blister» χρησιμοποιείται κυρίως σε ηχοβολιστικά συστήματα που ερευνούν σε μεσαίο και μεγάλο βάθος όπου το μέγεθος των μετατροπέων είναι μεγάλο. Η εγκατάσταση γίνεται στα ύφαλα και το κάλυμμα του μορφοτροπέα προεξέχει περίπου 0.5 m από το πλοίο με αποτέλεσμα να περιορίζεται ο θόρυβος αλλά να προστίθεται αντίσταση στο πλοίο (10-20% της αντίστασης στην περίπτωση που το πλοίο δεν έχει «blister»).

Όσον αφορά τη δεύτερη περίπτωση, που ο μορφοτροπέας έχει φορητή εγκατάσταση στο πλαϊνό τμήμα του πλοίου,

χρησιμοποιείται κυρίως σε ηχοβολιστικά συστήματα για έρευνες σε ρηγά νερά με μικρού μεγέθους μορφοτροπέις. Η μέθοδος αυτή προσφέρει μεν άνεση στην εγκατάσταση και απεγκατάσταση του μορφοτροπέα, παρόλα αυτά δεν εξασφαλίζεται η ασφάλεια του συστήματος, επίσης είναι ευαίσθητο στους θορύβους και κάθε φορά που εγκαθίσταται θα πρέπει να βαθμονομείται.



Εικόνα 2.40. Μέθοδοι εγκατάστασης μορφοτροπέα. (a) gondola, (b) flush mounted, (c) blister, (d) φορητή εγκατάσταση δίπλα στο πλοίο (IHO, 2010).



Εικόνα 2.41. Υδρογραφικό σκάφος έρευνας που χρησιμοποιεί ηχοβολιστικό πολλαπλής δέσμης. Είναι εφοδιασμένο με μια συστοιχία δεκτών που έχει μήκος 3m και είναι προσανατολισμένο κατά μήκος της τρύπιδας του πλοίου. Εμφανίζεται μόνο ένα τμήμα της συστοιχίας μετάδοσης, το οποίο είναι κάθετο στους δέκτες και έχει μήκος 6m (Orange et al., 2008).

Συνήθως για την ολοκλήρωση μιας λεπτομερούς έρευνας απαιτείται αρκετός χρόνος, επειδή πρέπει να σαρωθούν αρκετά σημεία του πυθμένα, που είναι γειτονικά, έχοντας γραμμική και παράλληλη διάταξη μεταξύ τους, ενώ στο σύνολό τους δεν ξεπερνούν το πλάτος του swath (Lurton, 2002). Η τελική **πυκνότητα των δεδομένων βαθυμετρίας** καθορίζεται από τον αριθμό των δεσμών και το ρυθμό εκπομπής του ηχητικού παλμού ή τον αριθμό των swath που μπορεί να μετρήσει το ηχοβολιστικό ανά δευτερόλεπτο. Αρκετές εκατοντάδες σημεία δεδομένων καταγράφονται ταυτόχρονα ανά δευτερόλεπτο, σε αντίθεση με το ηχοβολιστικό μονής δέσμης που καταγράφει μόνο ένα. Ο ρυθμός του ηχητικού παλμού εξαρτάται από το βάθος του νερού, όπου στην περίπτωση ρηγών υδάτων ο ρυθμός μπορεί να είναι τόσο υψηλός όσο 60 παλμοί ανά δευτερόλεπτο.

Όπως έχει αναφερθεί και στην αρχή του κεφαλαίου, η **ακρίβεια της βαθυμετρίας** εξαρτάται από τη **συχνότητα εκπομπής** της ηχητικής δέσμης, η οποία καθορίζεται ανάλογα με το βάθος διερεύνησης και επηρεάζει τη γωνία του swath καθώς και το ίχνος του που αποτυπώνεται στον πυθμένα (footprint). Ως εκ τούτου, δεν υπάρχει ιδανική συχνότητα. Για να χαρτογραφηθούν τα διάφορα βάθη του νερού χρησιμοποιούνται διαφορετικές συχνότητες, όπου οι υψηλότερες (>100 kHz) χρησιμοποιούνται στα ρηγά νερά, ενώ οι χαμηλές (<30 kHz) στα βαθιά (Εικ. 2.42). Εάν στα ρηγά νερά εφαρμοστεί υψηλότερη συχνότητα τότε παρέχεται λεπτομερέστερη χωρική ανάλυση και ακριβέστερα χαρτογραφικά αποτελέσματα. Αντίθετα, εάν ο στόχος της διερεύνησης είναι η πλήρης βαθυμετρία του ωκεανού, τότε προτιμώνται τα συστήματα βαθέων υδάτων χαμηλότερης συχνότητας, όπου το swath παρουσιάζει μεγάλη γωνία δημιουργώντας έτσι και μεγάλο ίχνος στον πυθμένα. Αυτός είναι και ο λόγος που το ηχοβολιστικό πολλαπλής δέσμης χρησιμοποιείται κατά προτίμηση σε έρευνες μεγάλου βάθους (de Moustier, 1988).



Εικόνα 2.42. Απεικόνιση της σχέσης μεταξύ της συχνότητας και του ίχνους της δέσμης σε συνάρτηση με το βάθος (R2sonic).

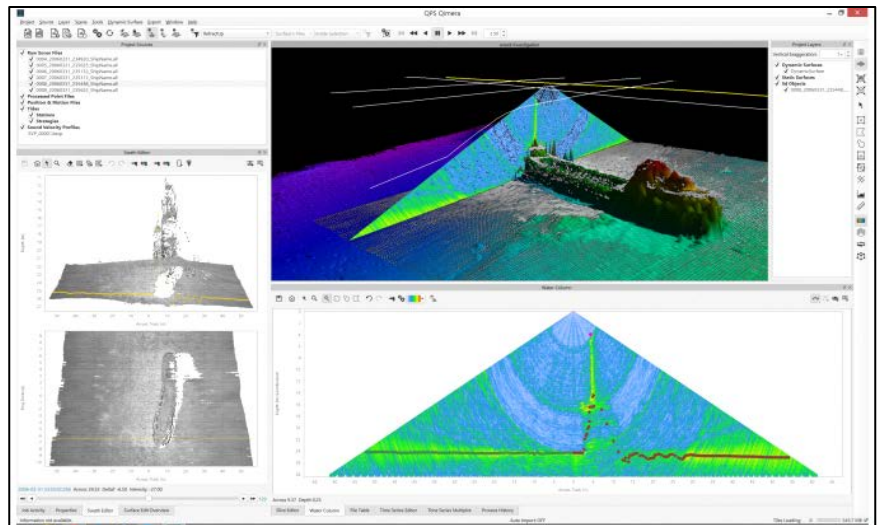
Επίσης για τη σωστή μέτρηση του βάθους και της θέσης είναι απαραίτητη η **μείωση των πλευρικών λοβών**. Κατά την εκπομπή των πολλαπλών δεσμών, ο κύριος λοβός (main lobe) κάθε δέσμης δείχνει προς την ίδια κατεύθυνση με έναν από τους πλευρικούς λοβούς (side lobes) της εκάστοτε διπλανής της δέσμης. Με αποτέλεσμα να μειώνεται η γωνιακή ανάλυση του ηχοβολιστικού συστήματος και να επηρεάζεται ο προσδιορισμός του βάθους (de Moustier, 1988).

Σε περίπτωση που η περιοχή σάρωσης είναι πολύ βαθιά, ο ηχητικός παλμός χρειάζεται περισσότερο χρόνο για να επιστρέψει στον μορφοτροπέα. Οπότε, προκειμένου να παραχθεί μια εικόνα ίσης ποιότητας σε ανάλυση με αυτές που παράγονται από τα ρηγά βάθη, πρέπει είτε το ερευνητικό σκάφος να κινείται πιο αργά πάνω από την

περιοχή ή ο ρυθμός εκπομπής των ηχητικών παλμών να αυξηθεί. Γενικά, ο ρυθμός εκπομπής των ηχητικών παλμών επηρεάζεται από την ταχύτητα διάδοσης του ήχου στο νερό, επειδή στα περισσότερα ηχοβολιστικά πολλαπλής δέσμης ο μορφοτροπέας περιμένει να λάβει και τον τελευταίο παλμό που στάλθηκε προτού δημιουργήσει τον επόμενο (δηλαδή, μπορεί να υπάρχει μόνο ένας ηχητικός παλμός στο νερό κάθε φορά). Αυτός ο λειτουργικός περιορισμός θέτει ένα ανώτερο όριο στο ρυθμό εκπομπής των ηχητικών παλμών για έναν συγκεκριμένο συνδυασμό βάθους και πλάτους swath.

Σήμερα υπάρχουν ηχοβολιστικά πολλαπλής δέσμης που επιτρέπουν στον χρήστη να χρησιμοποιεί ταυτόχρονα **πολλαπλές συχνότητες (multi-frequency)**. Ουσιαστικά με αυτό τον τρόπο είναι δυνατή η μείωση της ποσότητας του θορύβου των μετρήσεων (Gaida et al., 2020). Μια άλλη επιλογή ειδικά για τα ηχοβολιστικά πολλαπλής δέσμης βαθέων υδάτων είναι η χρήση **πολλαπλών ηχητικών παλμών (multi-ping)**. Σε αυτήν την περίπτωση, μεταδίδονται ταυτόχρονα δύο έως τέσσερις παλμοί σε ελαφρώς διαφορετικές γωνίες. Με αυτό τον τρόπο μειώνεται η διάρκεια του χρόνου που χρειάζεται το σήμα για να «ταξιδέψει» σε μεγάλα βάθη, επιφέροντας μεγαλύτερη κάλυψη χωρίς κενά μεταξύ των γειτονικών swath σε υψηλότερες ταχύτητες έρευνας (Lekkerkerk, 2020).

Το ηχοβολιστικό σύστημα σε κάθε δέσμη ενός ηχητικού παλμού μετρά ένα βάθος. Γενικά, το βάθος που καταγράφεται είναι εκείνο που είναι το πιο ισχυρό και δυνατό να ανιχνευθεί σε σύγκριση με τα υπόλοιπα γειτνιάζοντα. Επίσης, ένας ισχυρός ανακλαστήρας κοντά στον μορφοτροπέα μπορεί να δώσει μία μέτρηση βάθους παρότι το ανάλογο σημείο του πυθμένα μπορεί να είναι ασθενές. Πολλά σύγχρονα συστήματα



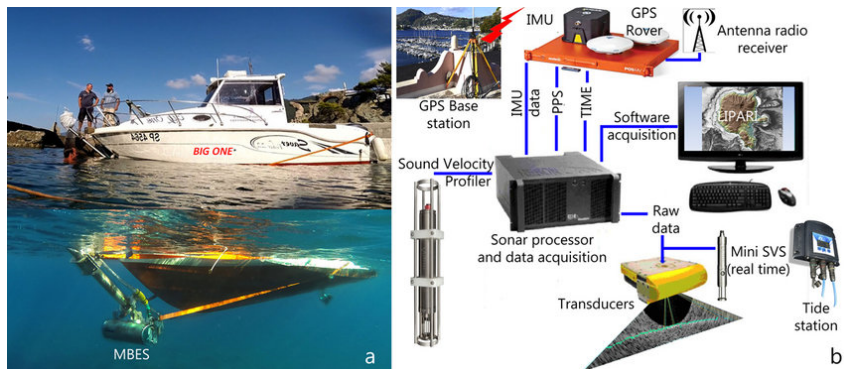
Εικόνα 2.43. Δεδομένα στήλης νερού (QPS.nl).

πολλαπλής δέσμης παραβλέπουν αυτόν τον περιορισμό προσφέροντας ως επιλογή τα δεδομένα της στήλης νερού. Με αυτή τη μέθοδο, η στήλη νερού κάθε δέσμης χωρίζεται σε έναν αριθμό «bins» και το ηχοβολιστικό αναζητά μέσα σε κάθε «bin» μια επιστροφή για κάθε δέσμη του ηχητικού παλμού. Έπειτα το σύστημα καταγράφει πολλαπλές ανακλάσεις με αποτέλεσμα να δημιουργεί τρισδιάστατες (3D) εικόνες των αντικειμένων στη στήλη νερού ή να διακρίνει τον πυθμένα παρά την ύπαρξη κάποιου εμποδίου (πχ. βλάστηση) (Εικ. 2.43). Όσο μεγαλύτερος είναι ο αριθμός των ανακλώμενων ηχώ τόσο καλύτερη είναι η ανάλυση της τελικής εικόνας. Η πιθανότητα ανίχνευσης περισσότερων αντικειμένων αυξάνεται με το συνδυασμό των ηχοβολιστικών συστημάτων

πολλαπλών συχνοτήτων και των δεδομένων της στήλης νερού (άρα αύξηση του ρυθμού εκπομπής των ηχητικών παλμών) (Lekkerkerk, 2020).

Καθώς το σύστημα λαμβάνει μία μέτρηση βάθους, ταυτόχρονα λαμβάνεται και μία μέτρηση της έντασης της επιστροφής του από τον πυθμένα, γνωστή ως **οπισθοσκέδαση (backscatter)**. Ανάλογα με τον τύπο του υλικού, λαμβάνεται εντονότερο ή ασθενέστερο σήμα επιτρέποντας έτσι την ταξινόμηση των αντικειμένων και του πυθμένα. Η υφή ή η τραχύτητα του βυθού καθώς και η γεωλογική του σύνθεση είναι χαρακτηριστικά που έχουν ισχυρή επίδραση στο σήμα της οπισθοσκέδασης. Ο συνδυασμός των δεδομένων οπισθοσκέδασης με αυτών της στήλης νερού καθώς και με την εκπομπή πολλαπλών συχνοτήτων επιτρέπει τη συλλογή περισσότερων πληροφοριών. Στην πρώτη περίπτωση του συνδυασμού της οπισθοσκέδασης με τα δεδομένα της στήλης νερού το αποτέλεσμα είναι πως τα αντικείμενα είναι περισσότερο διακριτά εντός της υδάτινης στήλης. Ενώ ο συνδυασμός της οπισθοσκέδασης με την εκπομπή πολλαπλών συχνοτήτων είναι ιδιαίτερα χρήσιμος για την ταξινόμηση του πυθμένα. Καθώς η αντίδραση των υλικών διαφέρει ανάλογα με τη συχνότητα, η ταυτόχρονη χρήση διαφορετικών συχνοτήτων για τη μέτρηση της οπισθοσκέδασης μπορεί να δώσει ακριβέστερες πληροφορίες στους αλγόριθμους ταξινόμησης. Ωστόσο, δεδομένου του τεράστιου όγκου τους, αυτά τα δεδομένα δεν καταγράφονται συστηματικά. (Le Deunf et al., 2020).

Κατά τη φάση της επεξεργασίας των μετρήσεων βάθους χρησιμοποιούνται υπολογιστικά συστήματα που είναι υπεύθυνα για την ψηφιοποίηση των ηχητικών σημάτων ώστε να δημιουργηθεί ο βαθυμετρικός χάρτης. Στα συστήματα αυτά περιλαμβάνεται ένας **συνδυασμός βοηθητικών αισθητήρων** μέσω των οποίων γίνονται



Εικόνα 2.44. Απεικόνιση (a) του ηχοβολιστικού πολλαπλής δέσμης ενσωματωμένο στο σκάφος «Big One» και (b) των μονάδων του (Bosman et al., 2015).

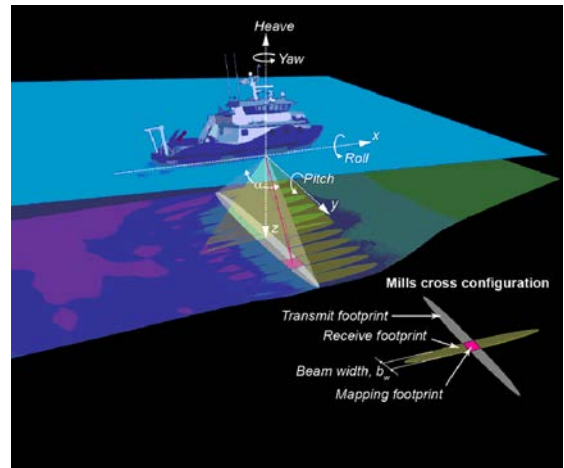
διορθώσεις στις μετρήσεις, προσφέροντας έτσι υψηλή ακρίβεια στις συντεταγμένες θέσης τους. Οι περισσότερες από αυτές τις διορθώσεις εφαρμόζονται σε πραγματικό χρόνο, ώστε να διασφαλιστεί ο ποιοτικός έλεγχος κατά τη λήψη των δεδομένων. Συγκεκριμένα, για τη διόρθωση της θέσης των καταγραφόμενων σημείων του πυθμένα είναι απαραίτητη η ύπαρξη του προφίλ ταχύτητας του ήχου (Sound Velocity Profile, SVP), αφού το ακουστικό σήμα διαθλάται στα στρώματα της υδάτινης στήλης λόγω της διαφοράς που παρουσιάζουν στην πυκνότητα, στη θερμοκρασία και στην αλατότητάς τους. Η καταγραφή αυτού του προφίλ γίνεται μέσω ειδικών ανιχνευτών της ταχύτητας ήχου, πριν και μετά την έρευνα, και το αποτέλεσμα επισυνάπτεται στα τελικά δεδομένα (USACE et al., 2002). Σε περίπτωση που η ταχύτητα διάδοσης του ήχου είναι γνωστή για όλη τη στήλη νερού, τότε ο χρόνος που

απαιτείται για τα ηχητικά κύματα να ανακλαστούν από το βυθό και να επιστρέψουν στο δέκτη (travel time) καθώς και η γωνία λήψης, χρησιμοποιούνται για τον υπολογισμό βάθους του νερού.

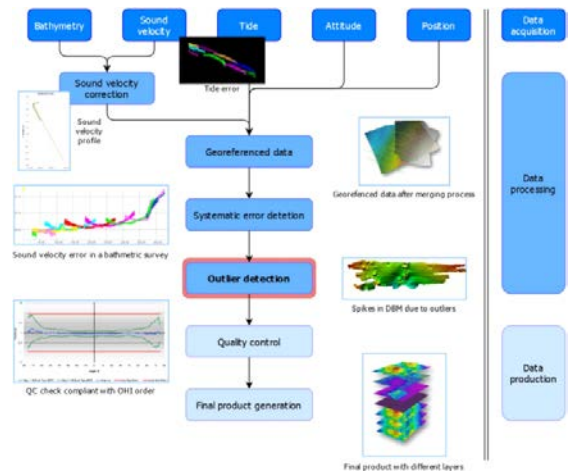
Ωστόσο, κατά τη διάρκεια της έρευνας, η ακριβής προσέγγιση της θέσης του πλοίου πραγματοποιείται μέσω ενός δορυφορικού συστήματος εντοπισμού θέσης (GPS, GNSS). Ενώ η μονάδα αδρανειακής κίνησης (Inertial Motion Unit, IMU) με τη σειρά της, καταγράφει με ακρίβεια τις κινήσεις ταλάντωσης του πλοίου που οφείλονται στον κυματισμό (roll, pitch, yaw, heading), που στη συνέχεια επισυνάπτονται σε πραγματικό χρόνο στις τελικές μετρήσεις βάθους (Εκ. 2.45). Με αυτό τον τρόπο μέσω της κατακόρυφης συνιστώσας (yaw) επιτυγχάνεται η διόρθωση του σφάλματος που προκαλείται λόγω της παλιρροιακής κίνησης (Le Deunf et al., 2020). Όταν συνδυάζονται τα σήματα από κάθε αισθητήρα συλλέγονται οι απαραίτητες πληροφορίες που απαιτούνται για τον προσδιορισμό της θέσης και του βάθους των μεμονωμένων μετρήσεων.

Οι μετρήσεις βάθους των ηχοβολιστικών πολλαπλής δέσμης έρχονται με *συστηματικά σφάλματα (systematic errors)*, *αποκλίνουσες τιμές (outliers)* και *τυχαία σφάλματα (random errors)* (Εικ. 2.47). Η διαδικασία της βαθμονόμησης (δηλαδή η δοκιμή επιδιόρθωσης) καθώς και η καλή προετοιμασία πριν από κάθε έρευνα ελαχιστοποιούν την επίδραση των συστηματικών σφαλμάτων. Οι αποκλίνουσες τιμές αφαιρούνται από τις τελικές μετρήσεις των δεδομένων είτε αυτόματα ή χειροκίνητα, ενώ τα τυχαία σφάλματα είναι εγγενή στη διαδικασία μέτρησης. Τα επιτρεπόμενα όρια της ακρίβειας των μετρήσεων εκτιμούνται και αξιολογούνται σύμφωνα με την ειδική δημοσίευση n°44 της IHO (IHO, 2008).

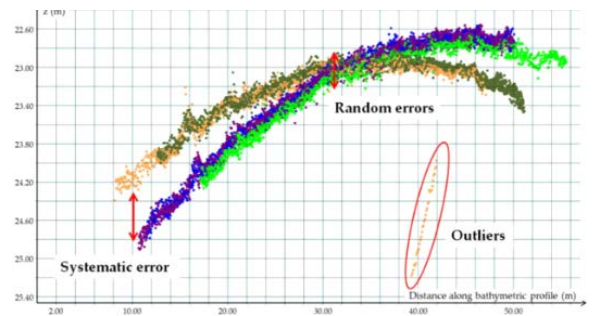
Οι πολυδесμικοί ηχοβολιστές αποτελούν το ιδανικό σύγχρονο εργαλείο των υδρογραφικών ερευνών που έχουν ως στόχο τη λεπτομερή χαρτογράφηση και εξερεύνηση μεγάλης



Εικόνα 2.45. Σχηματική απεικόνιση ενός συστήματος MBES και των κινήσεων του πλοίου που πρέπει να ληφθούν υπόψη για την απόκτηση υψηλής ποιότητας δεδομένων βαθυμετρίας (Jakobsson et al., 2016).



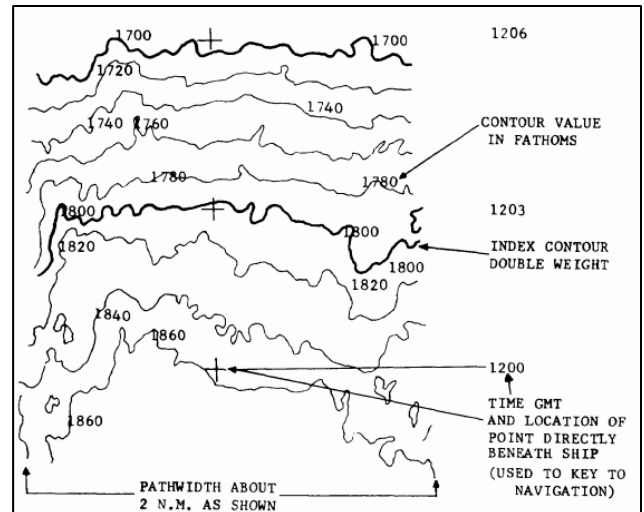
Εικόνα 2.46. Βαθυμετρικό workflow (Le Deunf et al., 2020).



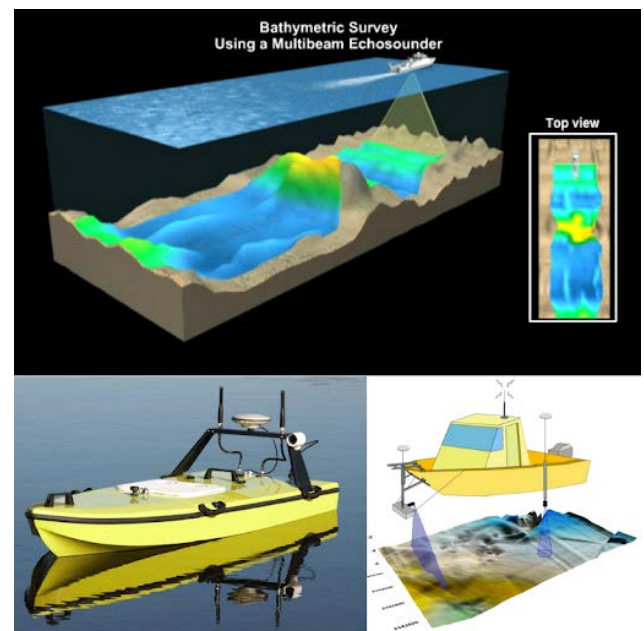
Εικόνα 2.47. Οι τρεις τύποι σφαλμάτων που απεικονίζονται σε ένα βαθυμετρικό υποσύνολο. Οι μετρήσεις βάθους χρωματίζονται σύμφωνα με τις γραμμές swath (Le Deunf et al., 2020).

έκστασης περιοχών του πυθμένα της θάλασσας, αφού χρησιμοποιούν εξειδικευμένα υπολογιστικά συστήματα για την καταγραφή και την επεξεργασία μεγάλου όγκου δεδομένων. Συγκεκριμένα η συμβολή τους είναι σημαντική για τη σύνταξη βαθυμετρικών χαρτών (σε ευρεία ποικιλία κλιμάκων) σε πραγματικό χρόνο κατά τη στιγμή της έρευνας (Εικ. 2.48). Με αυτό τον τρόπο προσφέρουν άμεσα αποτελέσματα της μορφολογίας του βυθού στους ερευνητές, γίνεται εφικτή η τρισδιάστατη απεικόνιση του βάρους σε μία ευρεία ζώνη βυθού και μετρώνται με ακρίβεια οι διαστάσεις (μέγεθος, σχήμα, ύψος) ενός υποβρύχιου στόχου (Renard & Allenou, 1979). Επίσης χρησιμεύουν στη μελέτη και στην έρευνα των φυσικών και γεωλογικών διεργασιών καθώς και στην κατασκευή και συντήρηση θαλάσσιων τεχνικών έργων. Επίσης ο συνδυασμός μη επανδρωμένων αυτόνομων σκαφών (UAV) εξοπλισμένων με σύγχρονα ηχοβολιστικά πολλαπλής δέσμης προσφέρει δραματική αύξηση του όγκου των βαθυμετρικών πληροφοριών (Wöfl et al., 2019).

Λόγω της ευρείας χρήσης των ηλεκτρονικών συστημάτων, των υπολογιστών καθώς και των νέων υλικών και διεργασιών, η τεχνολογία των ηχοβολιστικών πολλαπλής δέσμης έχει παρουσιάσει βελτίωση ως προς την ακρίβεια, την ανάλυση και το χρόνο περάτωσης της έρευνας με αποτέλεσμα να προκύπτουν μικρότερα όργανα εξίσου αποτελεσματικά.



Εικόνα 2.48. Βαθυμετρικός χάρτης που δείχνει περίπου 4 mi² βυθού του ωκεανού κοντά στην περιοχή Blake Plateau. Αυτά τα δεδομένα συλλέχθηκαν από μία βαθυμετρική έρευνα 9 λεπτών, όπου το σκάφος διέγραφε πορεία σε μια μεμονωμένη γραμμή καθώς και στις παράλληλες διπλανές της. Οι ισοβαθείς καμπύλες που προκύπτουν έχουν ισοδιάσταση 20 οργιών (fathom) και προσφέρουν κάλυψη ισοδύναμη με μιας αεροφωτογραφίας (Glenn, 1970).



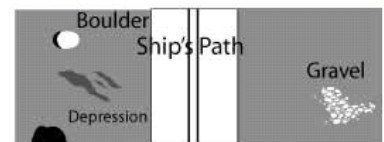
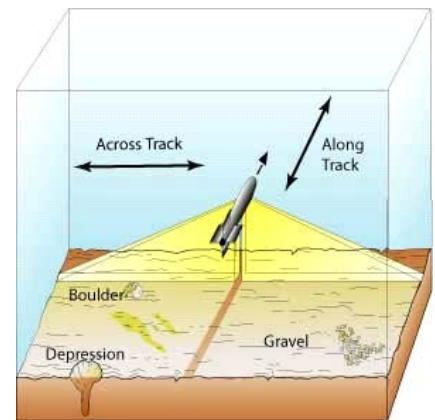
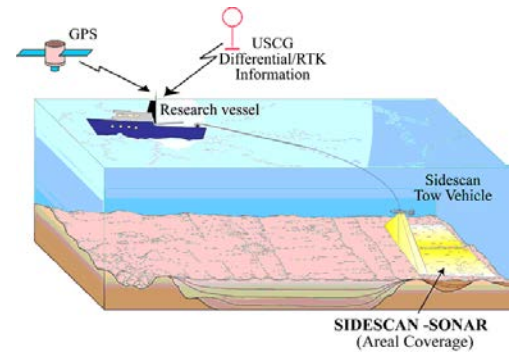
Εικόνα 2.49. Ηχοβολιστικό πολλαπλής δέσμης σε ASV (Global Construction Solutions).

2.4.3. Σόναρ Πλευρικής Σάρωσης (Sidescan Sonar, SSS).

Στα τέλη της δεκαετίας του 1950 αναπτύχθηκε το σόναρ πλευρικής σάρωσης, το οποίο χρησιμοποιήθηκε την περίοδο του 1960 από το Βρετανικό Ινστιτούτο Θαλάσσιων Επιστημών με σκοπό τη γεωλογική διερεύνηση του βυθού. Ενώ από τη δεκαετία του 1970 κι έπειτα παρατηρήθηκε μία γενικότερη εξελικτική τάση στα συστήματα σόναρ με αποτέλεσμα το 1990 να αποτελέσει την περίοδο εμφάνισης εξειδικευμένων συστημάτων πλευρικής σάρωσης (Liu et al., 2005).

Όπως τα προηγούμενα συστήματα, έτσι και το σόναρ πλευρικής σάρωσης βασίζεται στην ακουστική μέθοδο και εφαρμόζεται σε υποθαλάσσιες έρευνες που αφορούν στον εντοπισμό διάφορων ανωμαλιών της επιφάνειας του πυθμένα (εμφανή χαρακτηριστικά, υλικά και υφή του βυθού) καθώς και άλλων υποθαλάσσιων στόχων (Wu et al., 2021). Παρόλα αυτά, το συγκεκριμένο σύστημα δεν μετράει το βάθος, παρά επιστρέφει μια εικόνα είτε σε κλίμακα του γκρι ή έγχρωμη που απεικονίζει απλώς αντικείμενα και σκιές.

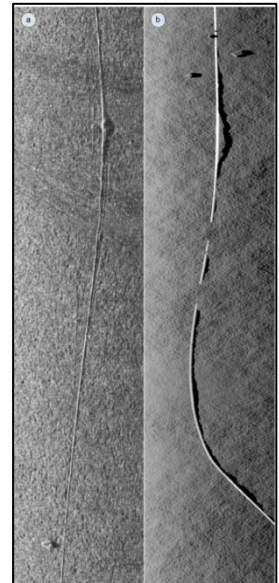
Το σόναρ πλευρικής σάρωσης προσφέρει τη δυνατότητα εγκατάστασής του απευθείας σε επιφανειακό σκάφος, τη ρυμούλκηση μέσω ενός καλωδίου από σκάφος, ή την τοποθέτησή του σε μη επανδρωμένα επιφανειακά (ASV) και υποθαλάσσια οχήματα (AUV, ROV) (Wu et al., 2005). Στην περίπτωση που το σύστημα ρυμουλκείται (towfish), οι μοφοτροπείς είναι συνήθως εγκατεστημένοι και στις δύο πλευρές των υφάλων του σκάφους για να σαρώνει περιμετρικά την περιοχή. Η συχνότητα λειτουργίας τους είναι γενικά χαμηλή (<10 kHz), παρουσιάζουν μεγάλο εύρος σάρωσης του θαλάσσιου πυθμένα και υψηλή αποτελεσματικότητα λειτουργίας. Συγκεκριμένα, το ύψος του σώματος που ρυμουλκείται πάνω από τον πυθμένα κυμαίνεται μεταξύ 10-20% του πλάτους του swath, με αποτέλεσμα το σύστημα να διακρίνεται στους εξής δύο δευτερεύοντες τύπους: **υψηλής ρυμούλκησης (high-towed sonar)** που αναπτύσσεται πιο κοντά στην επιφάνεια της θάλασσας και **βαθιάς ρυμούλκησης (deep-towed sonar)** που αναπτύσσεται πιο κοντά στον πυθμένα (Wu et al., 2021).



Εικόνα 2.50. Απεικόνιση της λειτουργίας του συστήματος σόναρ πλευρικής σάρωσης (USGS).

Ένα σύστημα σόναρ υψηλής ρυμούλκησης δύναται να παρέχει εικόνες πλευρικής σάρωσης και δεδομένα βαθυμετρίας, ενώ μπορεί να λειτουργεί με υψηλή ταχύτητα (έως 8 km/h) όταν ρυμουλκείται περίπου 100 m κάτω από την επιφάνεια της θάλασσας. Αντίθετα, ένα σύστημα σόναρ βαθιάς ρυμούλκησης συνήθως αναπτύσσεται μόνο μερικές δεκάδες μέτρα πάνω από τον πυθμένα της θάλασσας, με αποτέλεσμα η ταχύτητα λειτουργίας του να

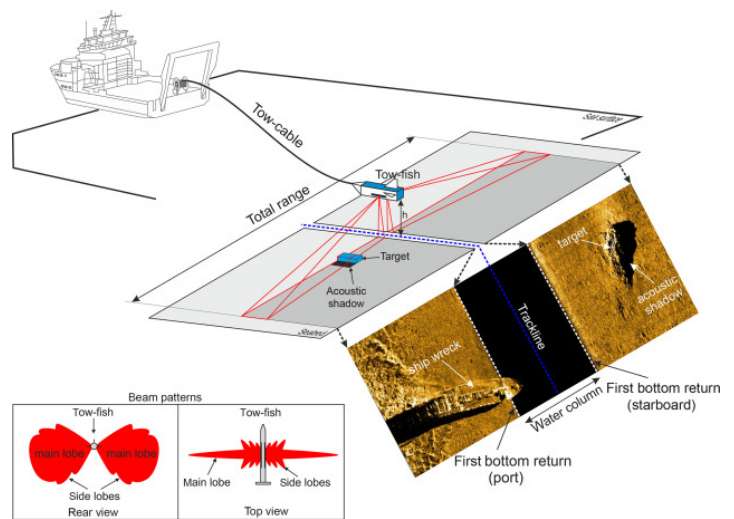
είναι σχετικά αργή συγκριτικά με το σόναρ υψηλής ρυμούλκησης. Ωστόσο προτιμάται στις έρευνες διότι, πέραν των άλλων, προσφέρει τη δυνατότητα απόκτησης περισσότερων πλάγιων προφίλ και έχει μειωμένες ακουστικές παρεμβολές λόγω της σημαντικής απόστασης που διατηρεί από το σκάφος, τα άλλα όργανα καθώς και από τις ετερογένειες της υδάτινης στήλης. Οι εικόνες πλευρικής σάρωσης που λαμβάνονται από το συγκεκριμένο σύστημα έχουν υψηλή ανάλυση, η οποία μπορεί να χρησιμοποιηθεί για τη διάκριση αντικειμένων με διάμετρο μικρότερη από 10 cm (π.χ. αγωγοί) (Εικ. 2.51). Ειδικά μετά την τεχνολογική εξέλιξη, ορισμένα από αυτά τα συστήματα παρουσιάζουν δυνατότητα λειτουργίας υψηλής ταχύτητας (~10 km/h), επιτυγχάνοντας έτσι εικόνες υψηλής ανάλυσης του θαλάσσιου πυθμένα (Wu et al., 2021).



Εικόνα 2.51. Σόναρ πλευρικής σάρωσης που καταγράφει (a) ένα καλώδιο και (b) έναν αγωγό (Bagnitsky et al., 2011).

Η *αρχή λειτουργίας* των συστημάτων πλευρικής σάρωσης παρουσιάζει ομοιότητες με αυτή των ηχοβολιστικών πολλαπλής δέσμης, αφού σαρώνουν τον πυθμένα μέσω του εύρους που δημιουργεί η δέσμη (swath) (Εικ. 2.52). Τα δεδομένα σόναρ συλλέγονται από περιοχές που έχουν γραμμική και παράλληλη διάταξη μεταξύ τους, διατηρώντας την απαραίτητη απόσταση και ποσοστό αλληλοεπικάλυψης (~10% του εύρους σόναρ).

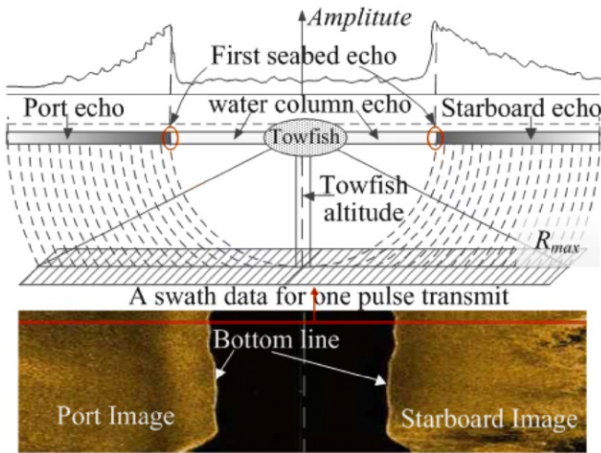
Συγκεκριμένα, όπως φαίνεται και στην Εικ. 2.53 το σύστημα παρουσιάζει δύο γραμμικές συστοιχίες μορφοτροπέα, μία αριστερά (port) και μία δεξιά (starboard) του εξοπλισμού (Wu et al., 2021). Σε χρόνο μηδέν η κάθε μία εκπέμπει, κάθετα προς τον πυθμένα, μία στενή δέσμη (οριζόντια γωνία δέσμης ~1° και κατακόρυφη ~40°) σε σχήμα βεντάλιας (fan shaped). Στη συνέχεια το ηχητικό κύμα οπισθοσκεδάζεται λόγω της δομής του πυθμένα και των διερευνόμενων στόχων. Έτσι, το σύστημα καταγράφει τις εντάσεις (πλάτη) των *οπισθοσκεδάσεων (backscatter)* που λαμβάνονται από τους δύο μορφοτροπέες (Εικ. 2.54). Οι



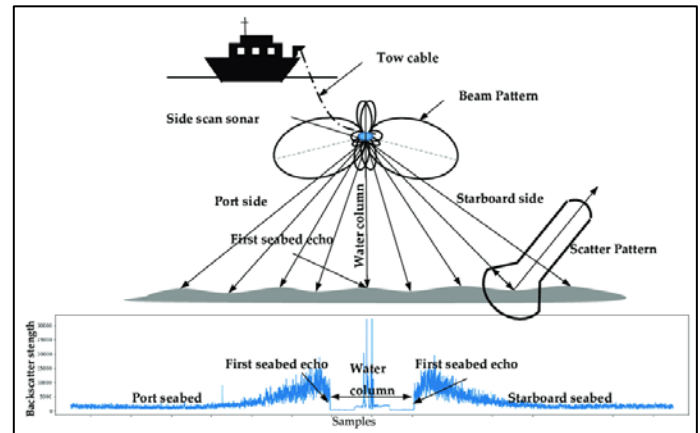
Εικόνα 2.52. Σχηματική απεικόνιση της διαδικασίας λήψης δεδομένων με τη βοήθεια σόναρ πλευρικής σάρωσης (Dondurur, 2018).

επιστροφές από προοδευτικά απομακρυσμένες περιοχές του θαλάσσιου πυθμένα λαμβάνονται διαδοχικά, με αποτέλεσμα πρώτα να επιστρέφουν τα backscatter των κοντινότερων αποστάσεων και ύστερα αυτά των μακρυνότερων (καθυστερούν διότι προφανώς ταξιδεύουν κατά μήκος μιας κεκλιμένης διαδρομής). Στη συνέχεια, το σύστημα αφού μετατρέψει πρώτα το χρόνο άφιξης των backscatter σε μονής απόστασης (one-way direction), καταγράφει τα πλάτη (amplitude) τους και για τις δύο συστοιχίες, ξεκινώντας από τις καταγραφές του χρόνου

μηδέν. Μετά από κάθε παλμό το σύστημα σόναρ παρουσιάζει τα ληφθέντα δεδομένα με μορφή γραμμής, παράγοντας μια δισδιάστατη εικόνα υποθαλάσσιας τοπογραφίας και γεωμορφολογίας (Dondurur, 2018).

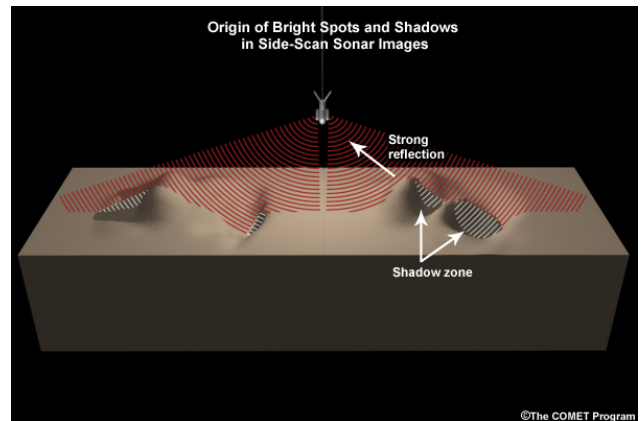


Εικόνα 2.53. Απεικόνιση του σόναρ πλευρικής σάρωσης κατά τη διάρκεια εκπομπής ενός ηχητικού παλμού (Wang et al., 2020).



Εικόνα 2.54. Απεικόνιση της λειτουργίας ενός πλευρικού σαρωτή (Yan, 2020).

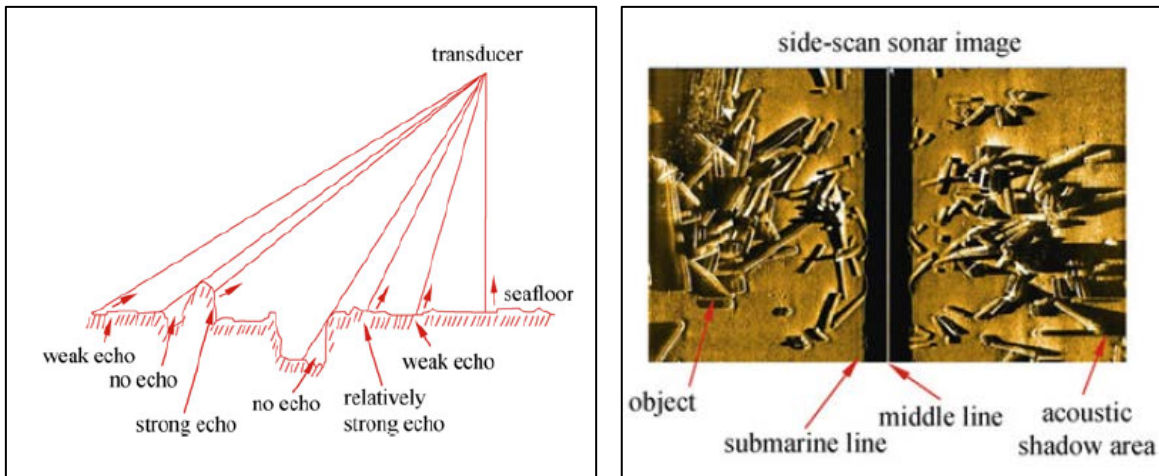
Η μορφολογία του πυθμένα επηρεάζει το **πλάτος (ένταση)** του **backscatter**, αφού στην περίπτωση που ο πυθμένας είναι σκληρός, τραχύς και έχει προεξοχές (π.χ. βράχος, σκληρή άμμος) παράγει δυνατές οπισθοσκεδάσεις με αποτέλεσμα να δίνει ένα πιο φωτεινό χρώμα στη τελική εικόνα. Αντίθετα, όταν είναι μαλακός, επίπεδος και κοίλος (π.χ. λάσπη, οργανικό υλικό) δημιουργεί αδύναμες οπισθοσκεδάσεις, ενώ στην περίπτωση που ορισμένες περιοχές δεν είναι εμφανείς λόγω προεξοχόντων στόχων (που ανήκουν στην γκρίζα ζώνη) η ηχητική ενέργεια δεν φτάνει οπότε δεν υπάρχουν μετρήσεις (Εικ. 2.55, 2.56) (Xu & Wei, 2006). Το σύστημα σόναρ αντλεί πληροφορίες από το πλάτος του backscatter με σκοπό να τις χρησιμοποιήσει για τον προσδιορισμό της μορφολογίας του πυθμένα καθώς και για την ανίχνευση συγκεκριμένων υποθαλάσσιων στόχων (υπολογισμός μεγέθους σωματιδίων) (Wu et al., 2021).



Εικόνα 2.55. Απεικόνιση της σχέσης του πλευρικού σόναρ με τις ποικίλες δομές του πυθμένα (The COMET Program).

Στην περίπτωση **ανίχνευσης** ενός **πιθανού στόχου**, γνωρίζοντας το ύψος του σόναρ πάνω από τον πυθμένα της θάλασσας και καθώς το σύστημα υπολογίζει το μέγεθος της σκιάς του στόχου, μπορεί να προσδιοριστεί και το ύψος του από τον πυθμένα. Καθώς το πλοίο κινείται, το σόναρ πλευρικής σάρωσης μεταδίδει και λαμβάνει

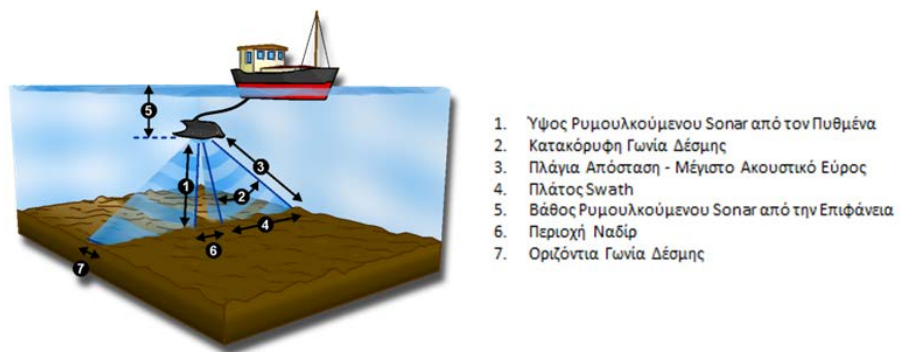
ακουστικά κύματα σε συγκεκριμένα χρονικά διαστήματα, αντλώντας πληροφορίες για τον πυθμένα σε μια στενή ζώνη και από τις δύο πλευρές του μορφοτροπέα (Wu et al., 2021).



Εικόνα 2.56. Συμπεριφορά των ακουστικών κυμάτων του σόναρ πλευρικής σάρωσης σε σχέση με τη μορφολογία του πυθμένα (Wu et al., 2021).

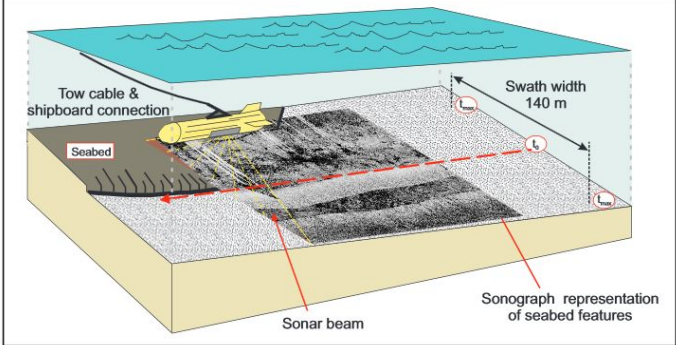
Όπως στα ηχοβολιστικά πολλαπλής δέσμης έτσι και στα σόναρ πλευρικής σάρωσης, η οριζόντια ανάλυση του συστήματος χαρακτηρίζεται από τις διευθύνσεις along- και across-track και επηρεάζεται από την **οριζόντια γωνία της δέσμης**. Οι διευθύνσεις along- και across-track αποτελούν την ελάχιστη απόσταση κατά την οποία δύο παράλληλοι στόχοι, που βρίσκονται αντίστοιχα κατά μήκος και κάθετα στη γραμμής σάρωσης, μπορούν να ανιχνευθούν ως δύο ξεχωριστά αντικείμενα. Στην περίπτωση along-track, η ανάλυση εξαρτάται από το ρυθμό εκπομπής του ηχητικού παλμού καθώς και από την ταχύτητα της σάρωσης, ενώ στην across-track είναι συνάρτηση του πλάτους δέσμης, της συχνότητας σήματος και του μήκους του ηχητικού παλμού. Αντίθετα, η

κατακόρυφη γωνία της δέσμης του σόναρ πλευρικής σάρωσης επηρεάζει το εύρος της περιοχής που σαρώνεται. Όσο μεγαλύτερη είναι η γωνία, τόσο μεγαλύτερη είναι η κάλυψη της περιοχής με αποτέλεσμα να μικραίνει η κενή στήλη (column blank) που βρίσκεται κάτω από τον σαρωτή (Dondurur, 2018).



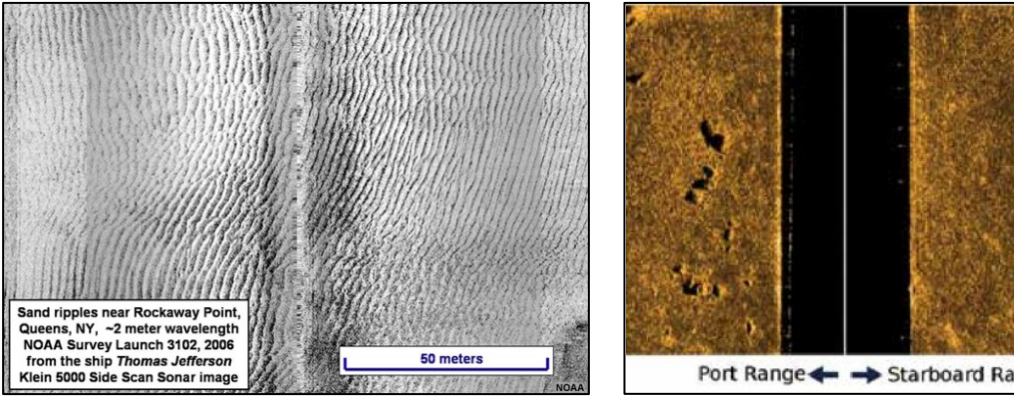
Εικόνα 2.57. Βασικές έννοιες του σόναρ πλευρικής σάρωσης (Blue Print Subsea).

Τα ηχογράμματα (*sonographs*), που προκύπτουν από τους διαδοχικούς ηχητικούς παλμούς κατά τη σάρωση σε συνδυασμό με την ανακλαστικότητα του πυθμένα της θάλασσας, παρουσιάζονται ως χάρτες (ανακλαστικότητας) κλίμακας γκρι (8-bit, άρα 256 διαφορετικοί τόνοι) που είναι ανάλογοι με το πλάτος του backscatter. Η δημιουργία ηχογραμμάτων θεωρείται ανάλογη με μια συνεχή αεροφωτογραφία (Εικ. 2.58). Πλέον τα σύγχρονα λογισμικά προσφέρουν στα ηχογράμματα τη δυνατότητα χρήσης διαφορετικών χρωματικών μοτίβων με σκοπό την καλύτερη ανάλυση των στόχων μικρής κλίμακας (Εικ. 2.59).



Εικόνα 2.58. Απεικόνιση της διαδικασίας σάρωσης και της παραγωγής ηχογράμματος (DISCOL).

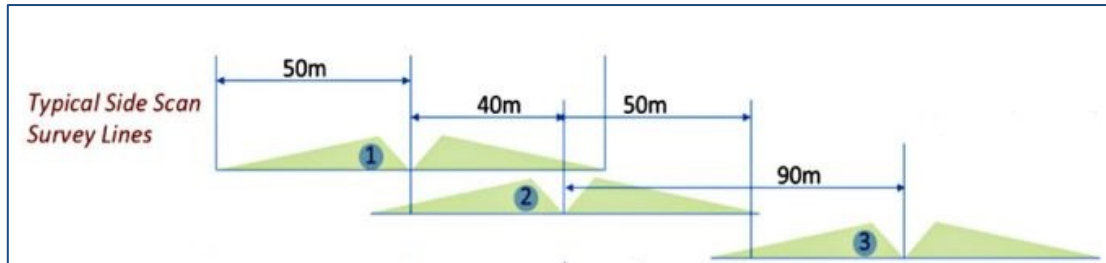
Η χρήση του σόναρ πλευρικής σάρωσης σε υδρογραφική έρευνα, (αριστερά) ηχογράμμα κλίμακας γκρι στο οποίο απεικονίζονται οι κυματισμοί της άμμου (NOAA) και (δεξιά) έγχρωμο ηχογράμμα (King, 2017).



Εικόνα 2.59. Χρήση του σόναρ πλευρικής σάρωσης σε υδρογραφική έρευνα, (αριστερά) ηχογράμμα κλίμακας γκρι στο οποίο απεικονίζονται οι κυματισμοί της άμμου (NOAA) και (δεξιά) έγχρωμο ηχογράμμα (King, 2017).

Σε μια τυπική εικόνα πλευρικής σάρωσης διακρίνεται μια μαύρη λωρίδα στη μέση του ηχογράμματος, που αναφέρεται ως «περιοχή ναδίρ (*nadir region*)», «στήλη νερού (*water column*)» ή «*skunk stripe*», και αντιπροσωπεύει την έλλειψη κάλυψης της περιοχής κάτω από το ρυμουλκούμενο σόναρ. Η έλλειψη κάλυψης οφείλεται στο γεγονός ότι τα μοτίβα δέσμης των δύο πλευρικών συστοιχιών σάρωσης είναι προσανατολισμένα με τέτοιο τρόπο ώστε να βελτιστοποιούν την απόδοση της εμβέλειας χωρίς να δημιουργούν παρεμβολές το ένα στο άλλο. Έτσι, το ηχογράμμα που προκύπτει μέσω των σκιάσεων παρέχει οπτικές ενδείξεις στο καταγραφικό σύστημα με σκοπό την αναγνώριση και την αξιολόγηση μεγέθους του στόχου καθώς και της τοπογραφίας του πυθμένα. Πρακτικά ως προς την σάρωση η «περιοχή ναδίρ» αντιπροσωπεύει δαπάνη χρόνου και χρημάτων, διότι

το σκάφος πρέπει να κάνει διπλή προσπάθεια για να την καταγράψει. Επομένως για να καλυφθεί αυτή η περιοχή, το πρώτο swath επικαλύπτεται από το δεύτερο στη φάση της πρώτης σάρωσης κι έπειτα ακολουθεί άλλη μία σάρωση με σκοπό να ληφθεί υπόψη η απόκλιση της πλοήγησης και η διαδικασία επαναλαμβάνεται (Εικ. 2.60) (Dondurur, 2018).



Εικόνα 2.60. Παράδειγμα ενός τυπικού σχεδιασμού σάρωσης για μια περιοχή με τη χρήση πλευρικού σαρωτή (Sea Technology).

Τα συστήματα σόναρ πλευρικής σάρωσης μπορούν να **ταξινομηθούν με βάση το μέγιστο πλάτος του swath** (swath width) στις παρακάτω τρεις κατηγορίες (Εικ. 2.61) (Dondurur, 2018).

- Σόναρ πλευρικής σάρωσης με μικρό πλάτος swath. Εκπέμπει δέσμες σε σχετικά υψηλές συχνότητες (250-1000 kHz) και παρέχει μορφολογικά δεδομένα για μια περιοχή που εκτείνεται από τη συστοιχία των μοφοτροπέων περίπου 250 m ανά πλευρά. Γενικά, είναι πιο λειτουργικό σε ρηχά νερά και σε ηπειρωτικές κρηπίδες και συμβάλλει στον προσδιορισμό φυσικών δομών και στόχων μικρής κλίμακας, παρέχοντας εικόνες πολύ υψηλής ανάλυσης χωρίς να επηρεάζεται από τη διαύγεια του νερού. Στην περίπτωση των υψηλών συχνοτήτων, υπάρχουν αυξημένες πιθανότητες η εικόνα να εμφανίσει θόρυβο αφού το σόναρ επηρεάζεται περισσότερο από τους εξωτερικούς παράγοντες.

- Σόναρ πλευρικής σάρωσης με μεσαίο πλάτος swath. Εκπέμπει δέσμες ενδιάμεσων συχνοτήτων (50-250 kHz) και παρέχει μορφολογικά δεδομένα για μια περιοχή που εκτείνεται από τη συστοιχία των μοφοτροπέων περίπου 1 km ανά πλευρά. Αυτό το σύστημα χρησιμοποιείται στη χαρτογράφηση ηπειρωτικής πλαγιάς και σε σχετικά

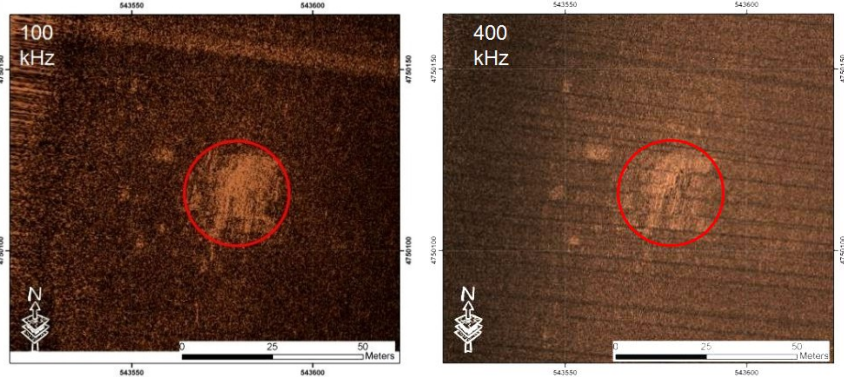
Side-scan sonar	Frequency (Hz)	Swath (km)	Resolution (m)
Low frequency	6-12	up to 45	few 10' (cross-track), 10's-100's (along track)
Middle frequency	30	2-6	1-2 (cross track), 10-40 (along track)
High frequency	10-500	0.1-1.5	1 (cross- and along track)

Εικόνα 2.61. Ένα παράδειγμα των κύριων χαρακτηριστικών ενός σόναρ πλευρικής σάρωσης (Mulder et al., 2011).

βαθιά νερά.

- Σόναρ πλευρικής σάρωσης με μεγάλο πλάτος swath. Εκπέμπει δέσμες χαμηλών συχνοτήτων (~10 kHz) και παρέχει μορφολογικά δεδομένα για μια περιοχή που εκτείνεται από τη συστοιχία των μορφοτροπέων έως και 20 km ανά πλευρά. Χρησιμοποιείται σε σαρώσεις γρήγορης χαρτογράφησης σχετικά μεγάλων περιοχών με σημαντικά χαμηλότερη ανάλυση.

Τα σύγχρονα σόναρ πλευρικής σάρωσης έχουν συχνά την επιλογή εκτέλεσης δύο ή και τριών συχνοτήτων ταυτόχρονα, επιτρέποντας τόσο ένα μεγάλο εύρος (αλλά με λιγότερη λεπτομέρεια) όσο και ένα μικρό εύρος (με υψηλή λεπτομέρεια) (Εικ. 2.62). Με αυτό τον τρόπο δεν χρειάζεται να γίνεται αλλαγή των ρυθμίσεων του συστήματος και επιτυγχάνεται ταυτόχρονη εκτέλεση διαφορετικών τμημάτων έρευνας.



Εικόνα 2.62. Απεικόνιση της ανάλυσης του σόναρ πλευρικής σάρωσης ανάλογα με την επιλεγμένη κατά την έρευνα συχνότητα (UoP).

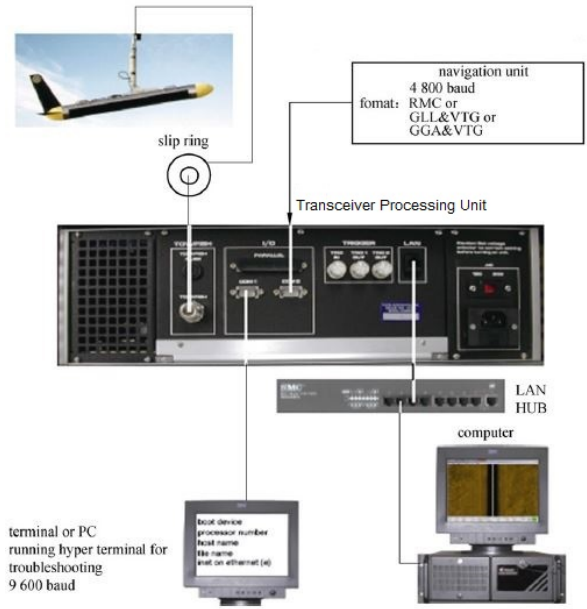
Γενικά, ο εξοπλισμός ενός συστήματος σόναρ πλευρικής σάρωσης περιλαμβάνει ένα καταγραφικό σύστημα (λογισμικό λήψης δεδομένων και μονάδες επεξεργασίας των πομποδεκτών), την ηχοεντοπιστική συσκευή σόναρ, καλώδια ρυμούλκησης, δέκτες GNSS και άλλους εξωτερικούς εξοπλισμούς (Εικ. 2.63, 2.64). Συγκεκριμένα, το καταγραφικό σύστημα αποτελεί τη βασική υπολογιστική μονάδα οποιουδήποτε συστήματος σόναρ πλευρικής σάρωσης αφού ελέγχει το σύνολο των λειτουργιών του, όπως την καταγραφή και συλλογή δεδομένων, την επεξεργασία και προβολή τους, τη σύνθεση του ηχογράμματος καθώς και τη μετα-επεξεργασία τους. Η ηχοεντοπιστική συσκευή σόναρ αποτελείται από μία κεφαλή και μία ουρά. Συγκεκριμένα, η κεφαλή περιλαμβάνει τα μέρη της ρυμούλκησης καθώς και τον διπλό μορφοτροπέα, του οποίου η επιφάνειά είναι σφραγισμένη ώστε να εξασφαλιστούν η στεγανότητα και η απόδοση μετάδοσης του ήχου. Το καλώδιο ρυμούλκησης συμβάλλει στην μηχανική και ηλεκτρική σύνδεση μεταξύ της μονάδας επεξεργασίας του



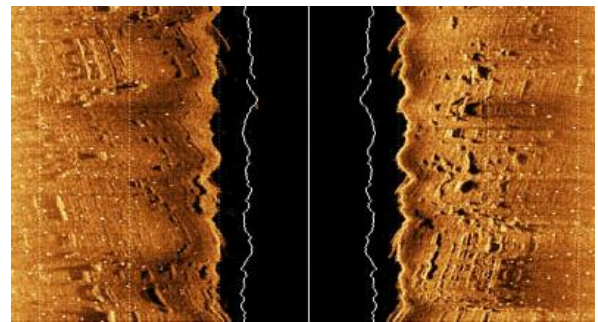
Εικόνα 2.63. Απεικόνιση του εξοπλισμού της συσκευής σόναρ πλευρικής σάρωσης (Wu et al., 2021).

πομποδέκτη και της ρυμουλκούμενης ηχοεντοπιστικής συσκευής. Στην περίπτωση διερεύνησης ρηχών θαλάσσιων περιοχών δίνεται ιδιαίτερη προσοχή ώστε να διασφαλιστεί η ακεραιότητα της συσκευής. Όσον αφορά στο δέκτη παγκόσμιου δορυφορικού συστήματος πλοήγησης (GNSS), που αποτελεί εξωτερικό τμήμα του σόναρ πλευρικής σάρωσης, παρέχει κατά τη σάρωση σε πραγματικό χρόνο τον εντοπισμό (ή γεωαναφορά) των δεδομένων και συνδέεται με τη μονάδα επεξεργασίας μέσω σειριακού καλωδίου. Με αυτό τον τρόπο επιτρέπει την παράγωγή μίας πλήρως γεωαναφερμένης εικόνας (Wu et al., 2021).

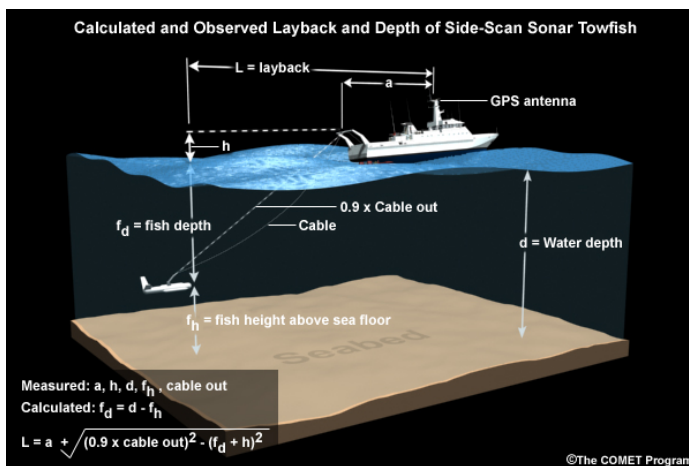
Όσον αφορά στη σωστή θέση και τον προσανατολισμό της ρυμουλκούμενης ηχοεντοπιστικής συσκευής, αυτά δεν είναι γνωστά λόγω ορισμένων μεταβλητών, όπως είναι το μήκος και οι καμπές που δημιουργεί το καλώδιο καθώς και οι ταλαντευτικές κινήσεις που κάνει κατά τη λειτουργία της η συσκευή (pitch και roll) (Εικ. 2.65). Ωστόσο, η θέση μπορεί να προσδιοριστεί όπως φαίνεται στην Εικ. 2.66.



Εικόνα 2.64. Απεικόνιση των συνδέσεων μεταξύ των διαφόρων μερών του πλευρικού σαρωτή (Wu et al., 2021).



Εικόνα 2.65. Ηχώγραμμα με παραμόρφωση λόγω roll – pitch (Department of Geology, UoP).

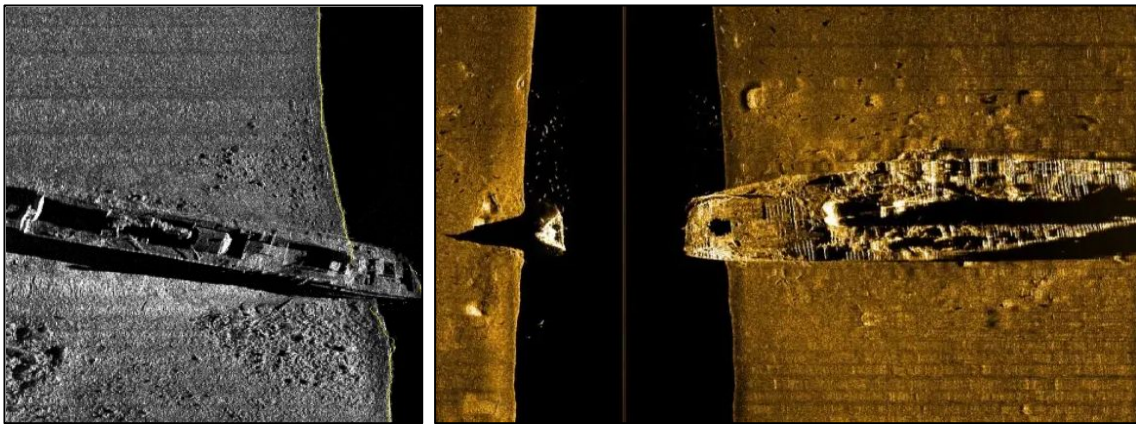


Εικόνα 2.66. Προσδιορισμός της θέσης ενός σόναρ πλευρικής σάρωσης (The COMET Program).

Η **ταχύτητα ρυμούλκησης** του σόναρ αποτελεί βασική παράμετρο, διότι σχετίζεται με την ανάλυση της τελικής εικόνας, και είναι αντιστρόφως ανάλογη με το επιλεγμένο εύρος σάρωσης όταν είναι καθορισμένη η διάσταση του στόχου (Xu & Wei, 2006). Πρακτικά αυτό σημαίνει πως όσο μεγαλύτερη είναι η

επιλεγμένη περιοχή σάρωσης, τόσο χαμηλότερη είναι η απαιτούμενη ταχύτητα ρυμούλκησης. Επομένως για τη δημιουργία εικόνων υψηλής ανάλυσης απαιτείται πυκνή κάλυψη του στόχου άρα και χαμηλότερη ταχύτητα ρυμούλκησης. Γενικά, όταν εντοπίζεται ένας στόχος, η ταχύτητα του πλοίου πρέπει να μειώνεται και το σώμα ρυμούλκησης να τοποθετείται όσο το δυνατόν πιο κοντά στον θαλάσσιο πυθμένα.

Οι **εφαρμογές** του σόναρ πλευρικής σάρωσης είναι πολυάριθμες λόγω της υψηλής ανάλυσης που παρέχει, της ταχύτητας με την οποία μπορεί να σαρώσει μεγάλο τμήμα του πυθμένα καθώς και του χαμηλού κόστους του εξοπλισμού του. Η τεχνολογία του χρησιμοποιείται σε έρευνες για την οριοθέτηση των φυσικών και ανθρωπογενών χαρακτηριστικών του πυθμένα (π.χ. ύφαλοι, βραχώδεις προεξοχές, υποθαλάσσιες υποδομές) καθώς και για τη διερεύνηση της υποθαλάσσιας τοπογραφίας και γεωλογίας (π.χ. εκτίμηση και διαχείριση των ορυκτών πρώτων υλών). Επιπλέον έχει συμβάλει στην ανίχνευση ναυαγίων, στη διαχείριση πόρων των περιοχών καταλληλότητας (π.χ. τοποθέτηση αγωγών και καλωδίων) και εξυπηρετεί στρατιωτικούς σκοπούς (π.χ. ανίχνευση ναρκών) (Penrose et al., 2005).



Εικόνα 2.67. Απεικόνιση ηχογράμματος ενός ναυαγίου (αριστερά) σε κλίμακα του γκρι (Aspect Surveys) και (δεξιά) σε έγχρωμη μορφή (R2Sonic).

Παρότι το σόναρ δεν καταγράφει μετρήσεις βάθους, τη δεκαετία του 1990 η βρετανική εταιρεία Submetrix παρουσίασε το σύστημα σόναρ ISI100 PMBS (**Phase-Measuring Bathymetric Side-Scan Sonar**) που παρείχε μετρήσεις υψηλής πυκνότητας (κάθε μορφοτροπέας εκπέμπει 2000-6000 ηχητικές δέσμες) και ακρίβειας (κάθε pixel έχει ακριβείς συντεταγμένες) της υποθαλάσσιας τοπογραφίας. Συγκεκριμένα, το σόναρ PMBS μέτρησε το βάθος του βυθού και παρήγαγε έναν τρισδιάστατο (3D) και έναν ισοβαθή χάρτη της περιοχής έρευνας καθώς και ένα ηχογράμμα από το σόναρ πλευρικής σάρωσης (Liu, 2001).

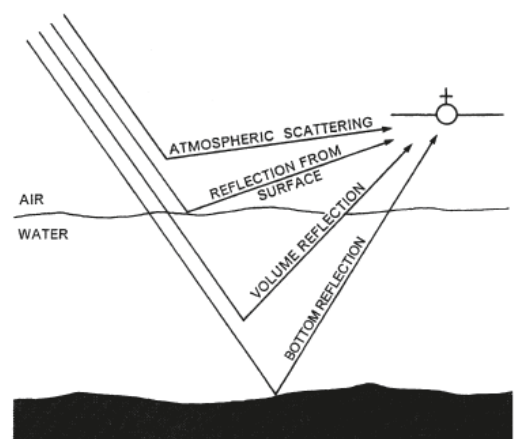
Κεφάλαιο 3^ο. Μη Ακουστικές Μέθοδοι Βαθυμετρίας.

Εκτός από τις ακουστικές μεθόδους, που παρουσιάστηκαν στην προηγούμενη ενότητα, υπάρχουν ορισμένα **τηλεπισκοπικά συστήματα** που μπορούν να χρησιμοποιηθούν εξίσου για τον προσδιορισμό του βάθους, όπως είναι το *αερομεταφερόμενο σύστημα laser (airborne laser system)*, οι *παθητικές οπτικές μέθοδοι (passive optical methods)* καθώς και η *δορυφορική αλτιμετρία (satellite altimetry)* (Ovakoglou et al., 2016). Αυτές οι μέθοδοι διερεύνησης αποτελούν μια προηγμένη, εύκολη και οικονομική μέθοδο, αφού προσφέρουν την κάλυψη μεγάλων εκτάσεων καθώς και την εκτίμηση του βάθους των ρηχών νερών σε σύντομο χρονικό διάστημα. Επομένως τα δεδομένα που παρέχουν αποτελούν πολύτιμο συμπληρωματικό εργαλείο στη μελέτη φαινομένων ευρείας κλίμακας, αφού μελετούν δυσπρόσιτες περιοχές (Clark et al., 1987).

3.1. Συμπεριφορά των Υδάτινων Σωμάτων στην Επαφή τους με την Ηλεκτρομαγνητική Ακτινοβολία.

3.1.1. Φασματικά Χαρακτηριστικά των Υδάτινων Σωμάτων.

Οι *φασματικές ιδιότητες των υδάτινων σωμάτων* καθορίζονται από την αλληλεπίδραση διάφορων παραγόντων, συμπεριλαμβανομένων της ακτινοβολίας που προσπίπτει πάνω στην επιφάνειά τους, των οπτικών ιδιοτήτων του νερού, την τραχύτητα της επιφάνειας του νερού, των γωνιών παρατήρησης και πρόσπτωσης της ακτινοβολίας και σε ορισμένες περιπτώσεις της ανάκλασής της από τον βυθό. Καθώς η ακτινοβολία προσπίπτει πάνω στην επιφάνεια του νερού, ένα τμήμα της ανακλάται πίσω στην ατμόσφαιρα. Αυτή η ανακλώμενη ακτινοβολία ενώ φέρει ελάχιστη πληροφορία σχετικά με το νερό, προσφέρει πληροφορίες σχετικά με την τραχύτητα της επιφάνειας και κατ' επέκταση πληροφορίες για τον άνεμο και τα κύματα. (Εικ. 3.1) (Campbell & Wynne, 2011).



Εικόνα 3.1. Απεικόνιση της ανάκλασης της ακτινοβολίας στα διάφορα επίπεδα του νερού και της ατμόσφαιρας (Alföldi, 1982).

Οι φασματικές ιδιότητες του νερού (π.χ. χρώμα), καθορίζονται κατά κύριο λόγο από την ενέργεια που διαχέεται και ανακλάται μέσα στο υδάτινο σώμα. Η ενέργεια αυτή είναι γνωστή ως **ανάκλαση από το σώμα του νερού (volume reflection)** επειδή συντελείται σε όλο το βάθος του νερού και όχι μόνο στην επιφάνειά του. Μέρως αυτής της ενέργειας στρέφεται προς την επιφάνεια, περνά ξανά από την ατμόσφαιρα και επιστρέφει στο δέκτη παρατήρησης (π.χ. ανθρώπινο μάτι, φωτογραφικός φακός, δέκτης δορυφόρου). Αυτή η ακτινοβολία είναι η κύρια πηγή του χρώματος του υδάτινου σώματος. Η **συνολική ακτινοβολία** που καταγράφεται από το δέκτη δίνεται από τη σχέση 3.1:

$$L_t = L_b + L_v + L_s + L_p \quad (3.1)$$

Όπου,

L_t : η ακτινοβολία που καταγράφεται από τον δέκτη

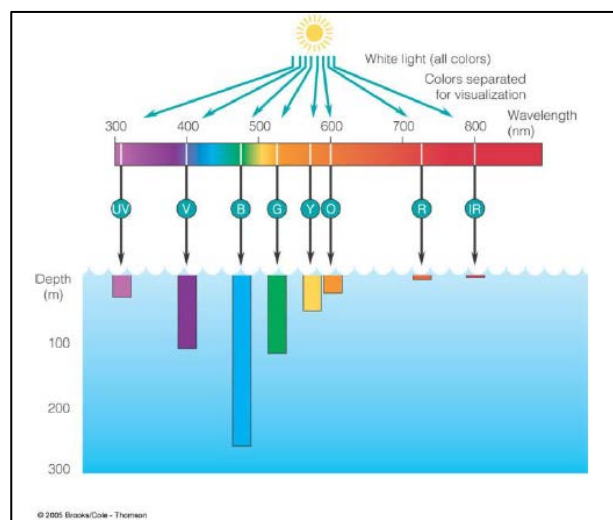
L_b : η ακτινοβολία του βυθού

L_v : η ακτινοβολία από το σώμα του νερού

L_s : η ακτινοβολία από την επιφάνεια του νερού

L_p : η ακτινοβολία από την ατμοσφαιρική σκέδαση

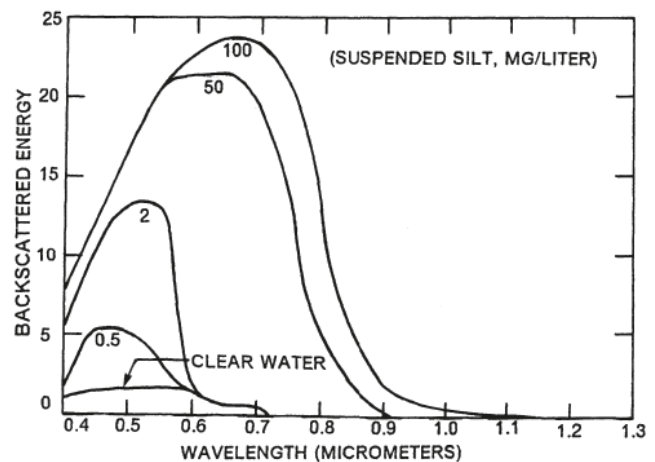
Η **ακτινοβολία που εισέρχεται στο νερό επηρεάζεται** (α) από την απορρόφηση και τη σκέδαση του καθαρού νερού καθώς και (β) από τη σκέδαση των σωματιδίων που αιωρούνται εντός του. Το καθαρό νερό απορροφά σχετικά μικρή ενέργεια στα μήκη κύματος που είναι μικρότερα των 0.6 μm , ενώ το εύρος του μήκους κύματος της μέγιστης μετάδοσης ακτινοβολίας κυμαίνεται μεταξύ 0.44-0.54 μm (Εικ. 3.2). Για το καθαρό νερό ισχύουν οι ίδιες αρχές που διέπουν την ατμοσφαιρική σκέδαση. Συγκεκριμένα, η σκέδαση Rayleigh συμβαίνει όταν η διάμετρος των σωματιδίων μέσα στο νερό είναι πολύ μικρότερη από το μήκος κύματος της ακτινοβολίας. Για το λόγο αυτό, όταν δεν υπάρχουν ρύποι, οι υδάτινες επιφάνειες με μεγάλο βάθος αναμένεται να έχουν μπλε ή μπλε-πράσινο χρώμα, γεγονός που οφείλεται στην ανάκλαση του «σώματος» του νερού και όχι της επιφάνειάς του (Campbell & Wynne, 2011).



Εικόνα 3.2. Η απορρόφηση του φωτός στο ορατό φάσμα. Παρατηρείται η μέγιστη ανάκλαση στην μπλε-πράσινη περιοχή (Brooks/Cole - Thomson, 2005).

Από τα παραπάνω γίνεται κατανοητό πως οι *φασματικές ιδιότητες του νερού καθορίζονται από τον βαθμό διαπερατότητάς του* και όχι από τα χαρακτηριστικά της επιφανείας του, όπως συμβαίνει στα υπόλοιπα σώματα. Η διείσδυση της ακτινοβολίας στην υδάτινη στήλη είναι βέλτιστη στην μπλε-πράσινη περιοχή του φάσματος (blue-green region), επιτρέποντας την καταγραφή των χαρακτηριστικών του πυθμένα. Στα μεγαλύτερα μήκη κύματος, στην κόκκινη περιοχή του φάσματος (red region), η απορρόφηση της ακτινοβολίας από το νερό είναι πολύ μεγαλύτερη με αποτέλεσμα να είναι ευδιάκριτα μόνο τα χαρακτηριστικά των ρηχών περιοχών. Ενώ, στην εγγύς υπέρυθρη περιοχή του φάσματος (near infrared region), η απορρόφηση της ακτινοβολίας είναι τόσο μεγάλη, που μπορεί να επιτευχθεί μόνο η διάκριση ανάμεσα σε νερό και ξηρά (Campbell & Wynne, 2011).

Καθώς προστίθενται οργανικά ή ανόργανα υλικά (π.χ. ιζήματα, αιωρούμενα σωματίδια) στο νερό αρχίζει να γίνεται *θολό (turbid water)* και οι φασματικές του ιδιότητες αλλάζουν διότι μειώνεται η ένταση της ακτινοβολίας. Συγκεκριμένα, όσο αυξάνεται η περιεκτικότητα του νερού σε σωματίδια, το σώμα παύει να δρα ως «σκοτεινό» αντικείμενο και γίνεται όλο και περισσότερο «φωτεινό» με αποτέλεσμα να αυξάνεται η ολική του φωτεινότητα στην ορατή περιοχή του φάσματος. Αυτό σημαίνει πως η μέγιστη ανάκλαση του φωτός μετατοπίζεται από την μπλε περιοχή προς την πράσινη, και καθώς η συγκέντρωση των σωματιδίων είναι πολύ μεγάλη το χρώμα του νερού πλησιάζει το χρώμα του ιζήματος (Εικ. 3.3). Η θολότητα μετράται είτε μέσω δειγματοληψίας είτε με την χρήση ειδικών μηχανημάτων που υπολογίζουν την θολότητα από την διαύγεια του νερού, όπως είναι ο δίσκος Secchi (Campbell & Wynne, 2011).



Εικόνα 3.3. Επίδραση της θολότητας στις φασματικές ιδιότητες του νερού (Moore, 1978).

3.1.2. Φασματικές Αλλαγές Σύμφωνα με τη Μεταβολή Βάθους του Νερού.

Καθώς αυξάνεται το βάθος του νερού επηρεάζεται όλο και περισσότερο η φασματική σύσταση της ακτινοβολίας. Σύμφωνα με την Εικ. 3.4, σε βάθος 20 m παρατηρούνται μόνο μπλε-πράσινα μήκη κύματος και καθόλου υπέρυθρη ακτινοβολία, γεγονός που οφείλεται στην ικανότητα του νερού να απορροφά αποτελεσματικά αυτά τα μήκη κύματος. Σε τέτοια βάθη, παραμένει μόνο η μπλε-πράσινη ακτινοβολία, οπότε αυτά τα μήκη

κύματος είναι διαθέσιμα για την σκέδαση πίσω στην ατμόσφαιρα, τόσο από το ίδιο το νερό όσο και από τον πυθμένα (Campbell & Wynne, 2011).

Ο συντελεστής εξασθένησης (k) περιγράφει τον ρυθμό με τον οποίο το φως εξασθενεί όσο αυξάνεται το βάθος. Εάν το E_0 είναι η φωτεινότητα στην επιφάνεια, τότε η **φωτεινότητα στο βάθος z** (E_z) δίνεται από τη σχέση 3.2:

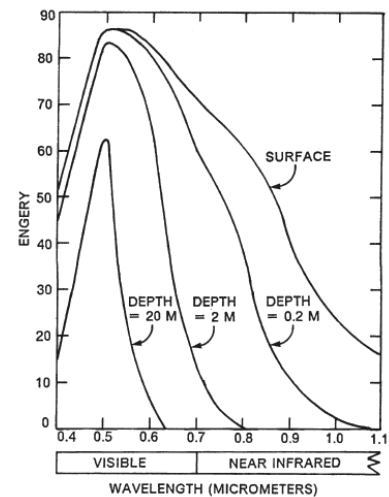
$$E_z = E_0 e^{-kz} \quad (3.2)$$

Η πληθώρα των συστημάτων που είναι σήμερα διαθέσιμα για την παρατήρηση της Γης αποσκοπεί στην καταγραφή της ηλεκτρομαγνητικής (H/M) ακτινοβολίας που προέρχεται είτε σκεδαζόμενη από την επιφάνειά της είτε εκπεμπόμενη από αυτή. Για τους σκοπούς της παρατήρησης, αξιολογείται μόνο ένα μικρό μέρος του H/M φάσματος, οι περιοχές του ορατού - υπέρυθρου καθώς και αυτή των μικροκυμάτων. Το γεγονός αυτό οφείλεται τόσο σε τεχνολογικούς όσο και σε φυσικούς περιορισμούς λόγω παρεμβολής της ατμόσφαιρας.

Στις βαθυμετρικές έρευνες η επίδραση της ατμόσφαιρας είναι ιδιαίτερα σημαντική διότι επηρεάζει τις φασματικές ιδιότητες της προσπίπτουσας ακτινοβολίας καθώς και τα χαρακτηριστικά του ανακλώμενου σήματος. Συγκεκριμένα, αυτού του είδους οι μελέτες συχνά εξαρτώνται από λεπτές φασματικές διαφορές και εφόσον οι πληροφορίες τους μεταφέρονται από τα μικρά μήκη κύματος σκεδαζονται ευκολότερα από την ατμόσφαιρα (Campbell & Wynne, 2011).

3.2. Αερομεταφερόμενα Συστήματα Laser (Airborne Laser Systems).

Τα πρώτα αερομεταφερόμενα συστήματα laser εισήχθησαν τη δεκαετία του 1960 από τις στρατιωτικές δυνάμεις με αφορμή τον εντοπισμό υποβρυχίων, ενώ έπειτα προτάθηκε η χρήση τους σε βαθυμετρικές έρευνες (Hickman & Hogg, 1969). Η βαθυμετρία μέσω *αερομεταφερόμενων συστημάτων laser (airborne laser systems)* αποτελεί μία σύγχρονη ενεργητική οπτική μέθοδο έρευνας κοντά στην ακτή (near-shore bathymetry), η οποία αποτελεί ένα εναλλακτικό και συμπληρωματικό εργαλείο για τις μετρήσεις, αφού ξεπερνά τους περιορισμούς των ακουστικών τεχνικών (π.χ. χαμηλός ρυθμός μέτρησης, υψηλό κόστος). Το *βαθυμετρικό LiDAR (Light Detection*

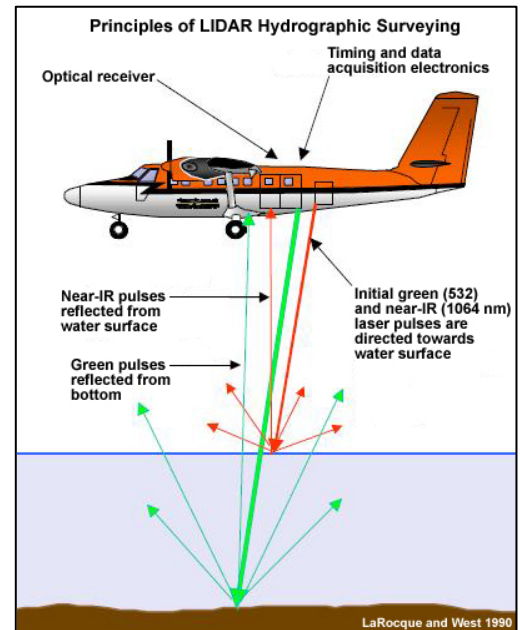


Εικόνα 3.4. Τα φασματικά χαρακτηριστικά του ηλιακού φωτός (Moore, 1978).

And Ranging) αναπτύχθηκε τα τελευταία 20-30 χρόνια και αποτελεί ένα πολυφασματικό σύστημα laser. Αυτή η τεχνική επιτρέπει την πραγματοποίηση γρήγορης και χαμηλού κόστους έρευνας στις ρηχές-παράκτιες περιοχές, ενώ ειδικεύεται στη διερεύνηση μεγάλων και δυσπρόσιτων εκτάσεων καθώς και στις έρευνες που απαιτούν επαναληψιμότητα, παρέχοντας ομοιόμορφα και πυκνά δεδομένα (Bakuła, 2015).

Η βασική **αρχή λειτουργίας** των αερομεταφερόμενων συστημάτων βαθυμετρίας LiDAR στηρίζεται στη κάθετη μετάδοση βραχέων (5-10 nsec) παλμών laser από μία αερομεταφερόμενη πλατφόρμα (ελικόπτερο, αεροπλάνο, UAV) προς στον πυθμένα της θάλασσας. Συγκεκριμένα, οι σαρωτές laser πετάνε σε ύψος μεγαλύτερο από 200 m, με ταχύτητα 75-250 km/h και είναι εξοπλισμένοι με μία πράσινη δέσμη laser (green laser beam) μήκους κύματος 532 nm καθώς και με μία υπέρυθη (infrared beam) μήκους κύματος 1064 nm (Εικ. 3.5). Οι δέσμες έχουν άνοιγμα γωνίας 15°-20° ως προς το ναδίρ και σαρώνουν είτε σχηματίζοντας ένα τόξο ή σε ευθύγραμμο τμήμα ακολουθώντας την κατεύθυνση της διαδρομής του αεροσκάφους, ενώ το πλάτος του δακτυλίου (swath width) που σχηματίζουν συνήθως είναι το μισό του ύψους πτήσης (flight altitude) (συνήθως ισχύει ότι: flight altitude ~400 m και swath width ~240 m) και δεν επηρεάζεται από το βάθος του νερού. Συγκεκριμένα,

η πράσινη δέσμη laser διεισδύει στο νερό (βάθη από 0.15 m έως 70 m, αναλόγως τη διαύγεια του νερού) και ανακλάται από την επιφάνεια του πυθμένα, ενώ η κόκκινη δέσμη δεν μπορεί να διεισδύσει στη στήλη νερού με αποτέλεσμα να ανακλάται από την επιφάνεια της θάλασσας. Επίσης οι παλμοί δεν εξασθενούν καθώς ταξιδεύουν μέσα από την ατμόσφαιρα για να συναντήσουν την επιφάνεια «αέρας-θάλασσα». Μόλις όμως έρθουν σε επαφή με το νερό, η πρώτη ηχώ επαναστέλλεται στο δέκτη λόγω της διαφοράς που παρουσιάζουν ο δείκτης διάθλασης του νερού (~1.333) και του αέρα (1) (Mandlbürger et al., 2013). Καθώς η πράσινη δέσμη διαδίδεται εντός της στήλης νερού, τα αιωρούμενα σωματίδια (οργανικής ή ορυκτής προέλευσης) διαχέουν το εκπεμπόμενο φως και παράγουν μια διαχυτική ηχώ (ποσότητας ανάλογης της συγκέντρωσης των σωματιδίων) λόγω του φαινομένου της αντήχησης (reverberation) ή της οπισθοσκεδάσης (backscatter). Καθώς το οπισθοσκεδαζόμενο κύμα προσπίπτει στο βυθό παράγει ηχώ, της οποίας το πλάτος εξαρτάται από τη μορφολογία του πυθμένα. Έπειτα μέσω ενός συστήματος λήψης καταγράφεται η πλήρης κυματομορφή που ανακλάται από το στόχο. Έτσι η υποθαλάσσια τοπογραφία και το βάθος του νερού μπορούν να προσδιοριστούν μέσω φωτοηλεκτρικής μετατροπής και επεξεργασίας του ψηφιακού σήματος (Wang et al., 2015). Επίσης, η πυκνότητα των μετρήσεων βάθους (dot



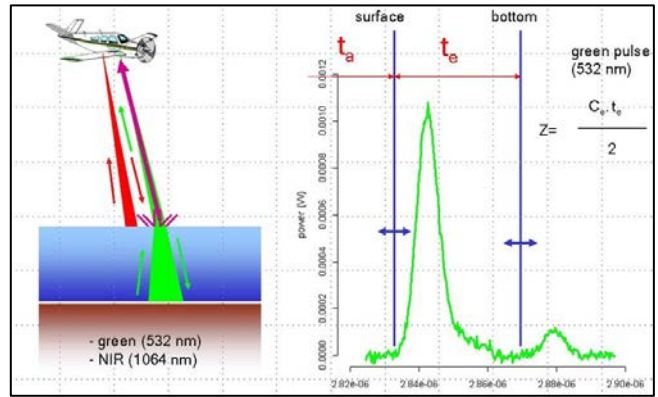
Εικόνα 3.5. Αρχή λειτουργίας της βαθυμετρίας μέσω LiDAR (LaRocque & West, 1990).

density) εξαρτάται από τη συχνότητα που χρησιμοποιείται για τη σάρωση καθώς και από το ύψος πτήσης του αεροσκάφους.

Το βάθος του νερού (h) υπολογίζεται από τη χρονική διαφορά μεταξύ της κόκκινης και της πράσινης δέσμης (Δt), δηλαδή των ανακλάσεων του νερού από την επιφάνεια (πρώτη επιστροφή) καθώς και από τον θαλάσσιο πυθμένα αντίστοιχα (Wu et al., 2021), χρησιμοποιώντας την ακόλουθη σχέση 3.3 (Εικ. 3.6):

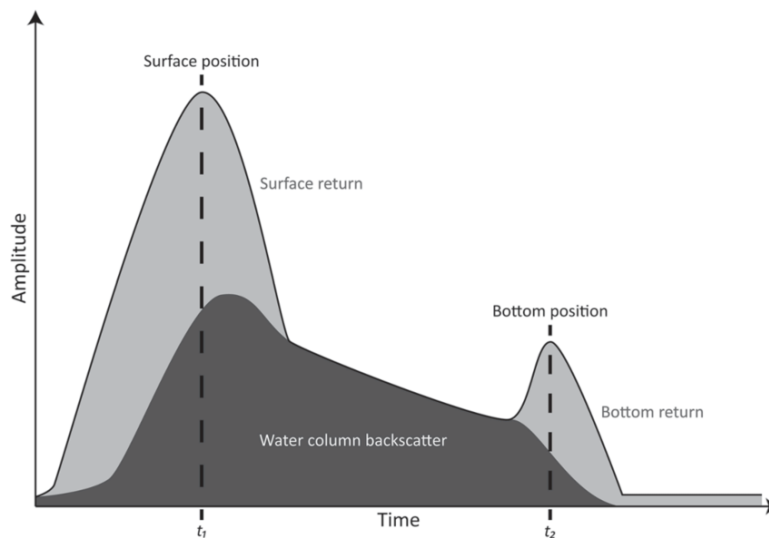
$$h = \frac{c * \Delta t}{2} \quad (3.3)$$

Όπου, c = ταχύτητα φωτός στο νερό (225000 km/s)



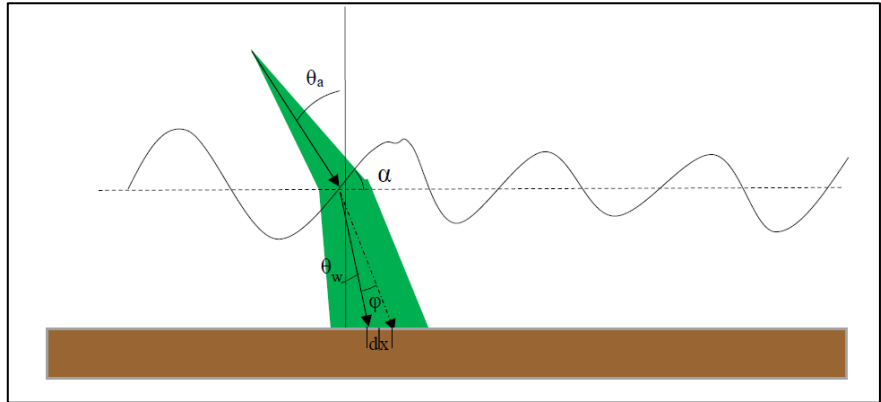
Εικόνα 3.6. Η βαθυμετρία μέσω αερομεταφερόμενου laser χρησιμοποιεί συνήθως δύο δέσμες συχνότητας (UTEXAS).

Το πλάτος από μία επιστροφή που προέρχεται από την επιφάνεια της θάλασσας και ανακλάται πλησίον του ναδύρ μπορεί να έχει ισχύ ίση με 2% της αρχικής ισχύος εκπομπής, γεγονός που κάνει το σήμα να θεωρείται πολύ ισχυρό. Ο παλμός λέιζερ μέσα στο νερό όμως εξασθενεί εκθετικά, λόγω της διαύγειας των υδάτων. Έτσι, μόνο ένα πολύ μικρό ποσοστό της εκπεμπόμενης ενέργειας ανακλάται από τον βυθό και επιστρέφει στον δέκτη (Εικ. 3.7). Επομένως, η επιστροφή του πυθμένα, λαμβάνοντας υπόψη και τον θόρυβο που επιστρέφει με το σήμα, είναι έξι με εφτά τάξεις μεγέθους μικρότερη από την ενέργεια επιστροφής της επιφανείας (Wu et al., 2021).



Εικόνα 3.7. Βαθυμετρική κυματομορφή με διακριτές τις κορυφές της επιφάνειας του πυθμένα και της θάλασσας (Saylam et al., 2018).

Το **μήκος κύματος των επιφανειακών κυμάτων** καθορίζεται από τη διάμετρο του αποτυπώματος της δέσμης laser (laser beam footprint), η οποία κυμαίνεται συνήθως μεταξύ 0.25-4 m (Quadros, 2013). Όταν το μήκος κύματός τους είναι μεγαλύτερο από τη διάμετρο του αποτυπώματος της δέσμης τότε τα επιφανειακά κύματα αλλάζουν την επιφάνεια έτσι ώστε ολόκληρη η δέσμη λέιζερ να αλληλεπιδρά με μια σχετικά σταθερή κλίση. Καθώς η επιφάνεια του νερού μεταβάλλεται, αλλάζει η γωνία πρόσπτωσης της δέσμης laser με αποτέλεσμα να επηρεάζεται η πορεία της εντός του νερού (Εικ. 3.8). Το σφάλμα βάρους που προκαλείται από την επιφάνεια σταθερής κλίσης μπορεί να διορθωθεί μέσω επεξεργασίας στο ανακλώμενο κύμα της επιφάνειας (Guenther, 1996). Καθώς ο άνεμος δημιουργεί κυματισμό η δέσμη laser διαθλάται ομοιόμορφα επειδή συναντά το εύρος των επιφανειακών κλίσεων. Επομένως, η μετατόπιση της κεκλιμένης διαδρομής (η μετατόπιση της γεωγραφικής θέσης του αποτυπώματος στον πυθμένα) και η παραμόρφωση του σχήματος του αποτυπώματος στον πυθμένα δημιουργούν σφάλμα στις μετρήσεις.



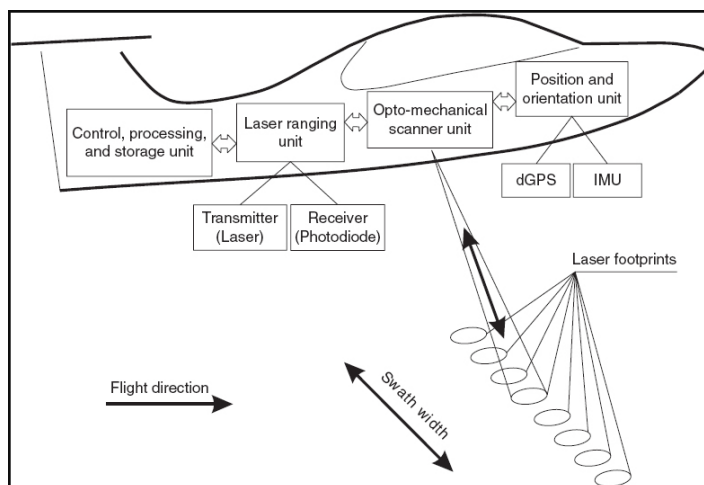
Εικόνα 3.8. Η μεταβαλλόμενη κεκλιμένη διαδρομή της δέσμης laser λόγω διακύμανσης στην κλίση της επιφάνειας του νερού προκαλεί κάθετο και οριζόντιο σφάλμα στη μέτρηση. Τα περισσότερα συστήματα δεν έχουν καμία διόρθωση για αυτό το σφάλμα (Birkebak, 2017).

Το αποτύπωμα της δέσμης laser επηρεάζεται από τους ανέμους με μικρά μήκη κύματος ($\lambda < 0.1$ m) αφού δημιουργούν πολλαπλές κορυφές θαλάσσιων κυμάτων. Η τραχιά επιφάνεια του νερού είναι απαραίτητη για τη συλλογή της οπισθοσκέδασης που προκαλείται από την επιφάνεια, αλλά η επιφάνεια του νερού παραμορφώνει το διαθλασμένο πεδίο φωτός της δέσμης laser καθώς μεταδίδεται στη στήλη νερού (Wu et al., 2021).

Η **ακρίβεια των μετρήσεων βάθους** του αερομεταφερόμενου συστήματος LiDAR επηρεάζεται από τη γεωμετρία λειτουργίας του συστήματος, τα σφάλματα που οφείλονται στη διάδοση, το ύψος κύματος και τα φαινόμενα παλίνρροιας. Αρχικά, καθώς αυξάνεται το ύψος πτήσης του αεροσκάφους η ακρίβεια μειώνεται διότι αυξάνεται η εμπλοκή του ατμοσφαιρικού παράγοντα. Επίσης, το βάθος περιορίζεται λόγω της απορρόφησης και της σκέδασης που υφίσταται η ακτίνα laser από το νερό (Wu et al., 2021). Για το λόγο αυτό, η συγκεκριμένη μέθοδος δεν μπορεί να αντικαταστήσει πλήρως τις ακουστικές μεθόδους βαθυμετρίας, ειδικά όταν η διερεύνηση αφορά σε μεγάλα βάθη, μπορεί όμως να λειτουργήσει επικουρικά βελτιώνοντας το αποτέλεσμα της έρευνας. Ωστόσο, τα συστήματα LiDAR είναι πράγματι μια αποτελεσματική και άμεση βαθυμετρική μέθοδος για τα παράκτια τμήματα των υφαλοκρηπίδων. Εξίσου σημαντικός παράγοντας για τη διεύθυνση της δέσμης εντός του

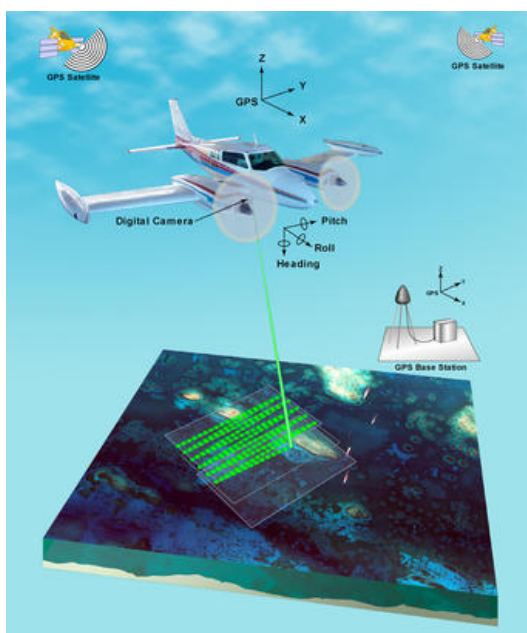
νερού αποτελεί η διαύγεια της υδάτινης στήλης και ισχύει πως το βάθος ανίχνευσης είναι περίπου 3 φορές το βάθος Secchi (Smith et al., 2000).

Τα **κύρια μέρη** ενός αερομεταφερόμενου συστήματος LiDAR είναι το αεροσκάφος (airborne system) και το επίγειο σύστημα επεξεργασίας (ground processing system) (Guenther, 1989). Συγκεκριμένα, το αεροσκάφος αποτελείται από τον πομποδέκτη laser (laser transceiver), το σαρωτή (scanner), τον οπτικό δέκτη (optical receiver), τις μονάδες λήψης, έλεγχου και απεικόνισης των δεδομένων σε πραγματικό χρόνο καθώς και από άλλα υποσυστήματα (Εικ. 3.9). Ενώ το επίγειο σύστημα επεξεργασίας είναι υπεύθυνο κυρίως για την μετεπεξεργασία των δεδομένων (π.χ.



Εικόνα 3.9. Κύρια μέρη του αερομεταφερόμενου συστήματος LiDAR (Warner et al., 2009).

επεξεργασία βαθυμετρικών καταγραφών, διόρθωση της στάσης του αεροσκάφους - pitch, yaw, roll) και την παραγωγή ψηφιακών προϊόντων (π.χ. υποθαλάσσιοι τοπογραφικοί χάρτες, ωκεάνια διαγράμματα, προφίλ και ψηφιακά μοντέλα εδάφους- DTM). Επίσης, η ακριβής θέση του σαρωτή laser εξασφαλίζεται μέσω του δέκτη GPS (Global Positioning System) και της αδρανειακής μονάδας μέτρησης (IMU). Ο συνδυασμός GPS και IMU καθιστά δυνατή τη διόρθωση των αντίστοιχων σφαλμάτων του συστήματος (Wu et al., 2021).



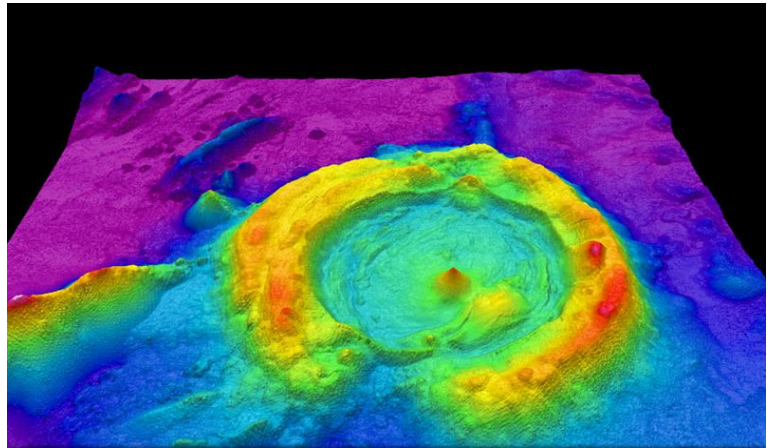
Εικόνα 3.10. Σχηματική απεικόνιση της απόκτησης βαθυμετρικών δεδομένων μέσω συστήματος LiDAR τοποθετημένου σε ένα μικρό αεροσκάφος (USGS).

Η **επεξεργασία** των βαθυμετρικών δεδομένων LiDAR απαιτεί έναν εσωτερικό έλεγχο ποιότητας των μη επεξεργασμένων δεδομένων και έναν εξωτερικό έλεγχο ποιότητας. Ο ποιοτικός έλεγχος σημαίνει κυρίως τη διασφάλιση της πυκνότητας των δεδομένων καθώς και την οριζόντια και κατακόρυφη ακρίβειά τους. Όταν η πλοήγηση της έρευνας δεν πραγματοποιείται σωστά, η πυκνότητα των δεδομένων ενδέχεται να μην τηρείται, με αποτέλεσμα να δημιουργούνται κενά μεταξύ γειτονικών swaths ή πάνω από την επιφάνεια του νερού. Επίσης, μέσα από την επεξεργασία της κυματομορφής εξάγονται πληροφορίες σχετικά με τη θέση και τα χαρακτηριστικά του στόχου σύμφωνα με το ληφθέν σήμα. Η ποιότητα του σήματος εξαρτάται, μεταξύ άλλων, από την εκπεμπόμενη δέσμη, τον στόχο που ανακλά καθώς και τον δέκτη. Επίσης, το LiDAR λαμβάνει εξαιρετικά ακριβείς

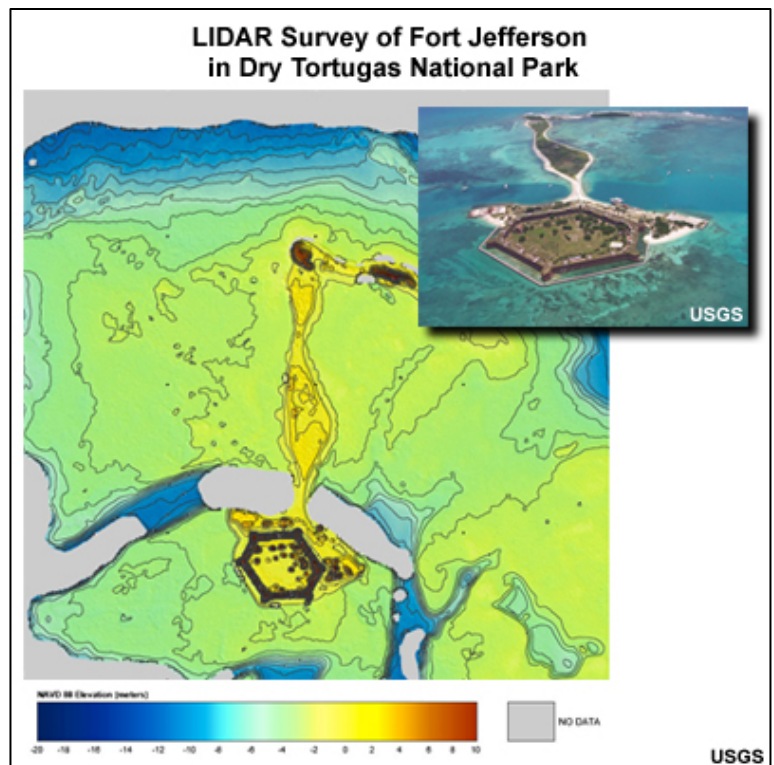
τριδιάστατες (3D) συντεταγμένες (x, y, z) που σε το συνδυασμό με το βάθος οδηγεί στη δημιουργία ψηφιακών μοντέλων υποθαλάσσιου αναγλύφου (DTM) (Irish & White, 1998).

Οι **κύριες δυνατότητες** που προσφέρει η χρήση των αερομεταφερόμενων συστημάτων LiDAR σε σύγκριση με τις ακουστικές μεθόδους είναι η γρήγορη ταχύτητα σάρωσης, αφού καλύπτει την περιοχή έρευνας σε σύντομο χρονικό διάστημα, σε συνδυασμό με την ακρίβεια των μετρήσεων καθώς και η πραγματοποίηση μετρήσεων βάθους σε ρηχά νερά όπου τα σκάφη δεν μπορούν να προσεγγίσουν. Επίσης, το σύστημα LiDAR λαμβάνει αποτελεσματικά τοπογραφικά δεδομένα μεγάλων επιφανειακών και υποθαλάσσιων εκτάσεων, γεγονός που βελτιώνει σημαντικά την αποτελεσματικότητα λήψης ενός συνεχούς μωσαϊκού της διερευνώμενης περιοχής. Επιπλέον, η συγκεκριμένη μέθοδος, παρότι παρουσιάζει υψηλή απόδοση και πυκνότητα, έχει χαμηλό κόστος. Σύμφωνα με στατιστικά στοιχεία, το κόστος μίας βαθυμετρικής αποστολής σε ρηχά νερά με χρήση LiDAR είναι μόλις 6-10% του κόστους χρήσης ενός πολυδεσμικού ηχοβολιστή. Ενώ, η απόδοση μέτρησης ενός

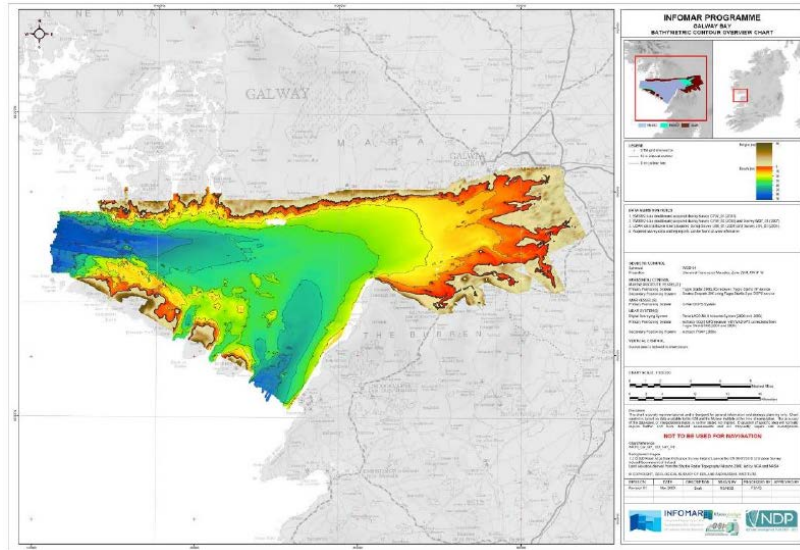
LiDAR είναι περίπου 20 φορές μεγαλύτερη από αυτή του πολυδεσμικού ηχοβολιστή και η πυκνότητα των σημείων μέτρησης μπορεί να φθάσει στο επίπεδο των εκατοστών (Niemeyer & Kogut 2014). Ακόμη, καταγράφει τη θαλάσσια θολερότητα, θερμοκρασία και αλατότητα της περιοχής μελέτης, καθώς και την προσάμμιση των λιμανιών στον τομέα της θαλάσσιας εφαρμοσμένης μηχανικής (Wu et al., 2021).



Εικόνα 3.11. Χάρτης βαθυμετρίας με τη χρήση αερομεταφερόμενου συστήματος LiDAR (NOAA).



Εικόνα 3.12. Βαθυμετρική έρευνα με χρήση LiDAR στο Εθνικό Πάρκο Dry Tortugas (USGS).



Εικόνα 3.13. Δημιουργία χάρτη με χρήση του αερομεταφερόμενου συστήματος LiDAR (infomar).

3.3. Παθητικές Οπτικές Μέθοδοι (Passive Optical Methods).

Τη δεκαετία του 1980 οι ερευνητές άρχισαν να αναζητούν εναλλακτικές μεθόδους με σκοπό την πραγματοποίηση των βαθυμετρικών ερευνών και κατέληξαν στην αξιοποίηση των παθητικών οπτικών μεθόδων. Συγκεκριμένα οι οπτικοί σαρωτές (δορυφόρος, αεροσκάφος ή UAV) συλλέγουν δεδομένα σε πολλαπλές ζώνες του ηλεκτρομαγνητικού φάσματος, κυρίως όμως στην μπλε και πράσινη περιοχή όπου επιτυγχάνεται ισχυρή διείσδυση στο νερό, χαρτογραφώντας ρηχές περιοχές ανάλογα με τη διαύγεια του νερού (IHO & IOC, 2018). Η **οπτική βαθυμετρία μέσω παθητικών μεθόδων**, σε αντίθεση με τις ενεργές τεχνικές μέτρησης βάθους (π.χ. το σόναρ ή το LiDAR), μετρά την ένταση του ανακλώμενου ηλιακού φωτός σε ρηγά και καθαρά νερά (Su et al., 2014). Η ηλεκτρομαγνητική ενέργεια συλλέγεται από συγκεκριμένα μήκη κύματος κατά μήκος του ηλεκτρομαγνητικού (H/M) φάσματος, που αναφέρονται ως ζώνες (bands). Τα όργανα καταγραφής αυτής της τεχνικής είναι είτε φωτογραφικές μηχανές που χρησιμοποιούν επιφανειακούς αισθητήρες ή σαρωτές (scanners) με συνήθως γραμμικούς αισθητήρες. Στην περίπτωση καταγραφής μέσω φωτογραφικών μηχανών, κατά τη διάρκεια της έρευνας, καλύπτεται το ορατό φάσμα (δηλ. μπλε, πράσινο, κόκκινο με μήκη κύματος 0.4-0.7 μm) και το κοντινό υπέρυθρο (με μήκη κύματος 0.7-3 μm). Ενώ, ο συνδυασμός των φακών-φίλτρων-κάμερα και του ύψους λήψης διαμορφώνει το τελικό αποτέλεσμα, που είναι η εικόνα, ασπρόμαυρη ή έγχρωμη. Όσον αφορά στην

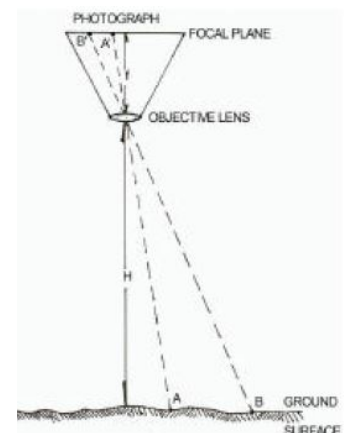
καταγραφή μέσω σαρωτή, καλύπτεται το ορατό φάσμα και το υπέρυθρο και παράγονται εικόνες σε διαφορετικά φασματικά κανάλια ταυτόχρονα, σαρώνοντας την επιφάνεια της θάλασσας.

Η *αρχή λειτουργίας της βαθυμετρίας μέσω παθητικών οπτικών μεθόδων* στηρίζεται στη σύνδεση μεταξύ της ανακλώμενης ενέργειας και του βάθους του νερού. Συγκεκριμένα, καθώς το ηλιακό φως προσπίπτει στην υδάτινη στήλη ανακλάται και επιστρέφει στην ατμόσφαιρα (μόλις το 0.5% έως 3% της εισερχόμενης ποσότητας του φωτός), όπου και καταγράφεται από τον αισθητήρα που είναι ενσωματωμένος στον πλατφόρμα έρευνας (αεροσκάφος, UAV, δορυφόρος).

Στην περίπτωση που η πλατφόρμα έρευνας είναι αεροσκάφος η καταγραφή γίνεται συνήθως μέσω φωτογραφικών μηχανών. Η βασική λειτουργία της φωτογραφικής μηχανής είναι να δεσμεύσει το φως και να το οδηγήσει μέσω φακών στην φωτοευαίσθητη επιφάνεια, όπου σε αυτή γίνεται και η αποτύπωση του ερευνώμενου στόχου. Υπάρχουν δυο κύριες ομάδες φωτογραφικών δεκτών, οι αναλογικοί φωτογραφικοί δέκτες (χρησιμοποιούν συμβατικά αναλογικά φιλμ) και οι ψηφιακοί δέκτες (χρησιμοποιούν ένα σύστημα διάταξης ανιχνευτών). Επίσης, το φωτογραφικό γαλάκτωμα (φιλμ) διακρίνεται σε ασπρόμαυρο παγχρωματικό, ασπρόμαυρο εγγύς υπέρυθρο, έγχρωμο και σε έγχρωμο υπέρυθρο ή ψευδοχρωματικό (Wolf et al., 2014). Οι έρευνες πραγματοποιούνται μέσω μετρητικής ή ημιμετρητικής κάμερας και φτάνουν σε βάθος έως και 15-20 m.

Υπάρχει μια σειρά προδιαγραφών σχετικά με την πυκνότητα, την ταχύτητα, την ικανότητα επίλυσης καθώς και την ευκρίνεια που επηρεάζουν το αποτέλεσμα της βαθυμετρίας. Επίσης η επιλογή της κλίμακας πτήσης, άρα και της κλίμακας της κάμερας, επηρεάζει την ανάλυση της εικόνας που συνήθως κυμαίνεται μεταξύ cm - m. Συγκεκριμένα, οι φωτογραφίες μεγαλύτερης κλίμακας (π.χ. 1:25000) καλύπτουν περιοχές μικρότερης έκτασης με μεγαλύτερη λεπτομέρεια, σε αντίθεση με τις φωτογραφίες μικρότερης κλίμακας (π.χ. 1:50000) που καλύπτουν μεγάλες περιοχές με λιγότερη λεπτομέρεια.

Οι διαστάσεις της αεροφωτογραφίας είναι 23cm x 23cm και επηρεάζεται από την ατμοσφαιρική διάθλαση. Οι κάμερες με μικρότερη εστιακή απόσταση (focal length, f) απαιτούν μεγαλύτερη διόρθωση της παραμόρφωσης, αφού καθώς αυξάνεται η εστιακή απόσταση μειώνεται η παραμόρφωση της εικόνας. Η *κλίμακα (scale, S)* είναι συνάρτηση της *εστιακής απόστασης (f)* της κάμερας και του *ύψους πτήσης (flight altitude, H)* του αεροσκάφους πάνω από το μέσο επίπεδο εδάφους ή θάλασσας εν προκειμένω, αφού οι αλλαγές στο ύψος της πτήσης προκαλούν αλλαγές και στην κλίμακα. Το αεροσκάφος πετά σε σχεδόν σταθερό ύψος, και το εύρος του κυμαίνεται μεταξύ 500 m – 10 km. Ο στόχος των αεροφωτογραφιών είναι η παροχή πληροφοριών για την απόκτηση της πραγματικής μορφολογίας του



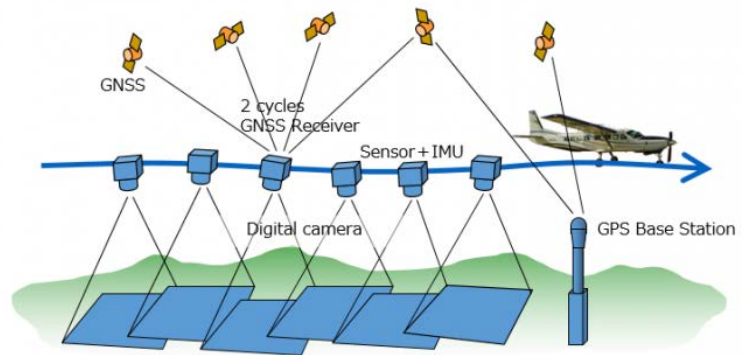
Εικόνα 3.14. Απεικόνιση της σχέσης της εστιακής απόστασης (f), του υψομέτρου πτήσης (H) και της κλίμακας εικόνας (S) (IHO, 2005).

βυθού. Η βασική έκφραση για την κλίμακα των αεροφωτογραφιών δίνεται από τη σχέση 3.4:

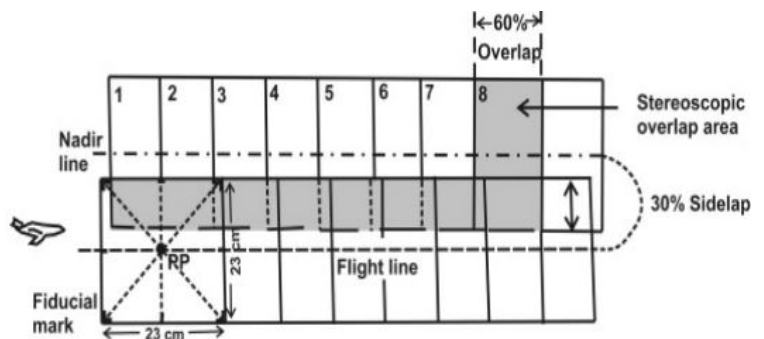
$$S = \frac{f}{H} \quad (3.4)$$

Ο σχεδιασμός και η εκτέλεση της λήψης των αεροφωτογραφιών πραγματοποιείται βάσει σχεδίου πτήσης λαμβάνοντας υπόψη τα διαθέσιμα όργανα, την κλίμακα, το κόστος και την ποιότητα του τελικού αποτελέσματος (Wolf et al., 2014). Επίσης, οι ατμοσφαιρικές συνθήκες πρέπει να λαμβάνονται πολύ σοβαρά υπόψη κατά την εκτέλεση της έρευνας. Είναι προφανές ότι η καθαρή ατμόσφαιρα απαιτείται όχι μόνο για λόγους ευκρίνειας και υψηλής διακριτότητας αλλά και για λόγους μείωσης της ατμοσφαιρικής διάθλασης. Επομένως, ημέρες με νέφωση (νεφοκάλυψη πάνω από 10%) αποφεύγονται ακόμη και αν τα νέφη βρίσκονται σε ύψη μεγαλύτερα από το ύψος πτήσης. Ο λόγος είναι ότι ακόμη και τότε οι σκιές είναι ικανές είτε να αποκρύψουν, είτε να καταστήσουν δυσδιάκριτο ένα μεγάλο ποσοστό πληροφοριών. Επίσης, προτιμάται η πραγματοποίηση πτήσεων κατά περιόδους όπου ο ήλιος έχει μεγάλες κλίσεις (30 - 70%) για να αποφευχθούν οι σκιές στις φωτογραφίες, ενώ η κάλυψη της περιοχής αγγίζει το μέγεθος των km².

Σε ό,τι αφορά τον τεχνικό σχεδιασμό των αεροφωτογραφιών, το ύψος των γραμμών πτήσης (H) επιλέγεται έτσι ώστε σε συνδυασμό με την εστιακή απόσταση της μηχανής να επιτυγχάνεται η επιθυμητή κλίμακα. Η απόσταση μεταξύ των σημείων λήψης διαδοχικών εικόνων της ίδιας λωρίδας ορίζεται ως βάση (B) της από αέρος λήψης των αεροφωτογραφιών και η οποία επιλέγεται κατά τρόπο τέτοιο ώστε κάθε φωτογραφία να επικαλύπτεται με την προηγούμενη φωτογραφία κατά 60% περίπου (επικάλυψη κατά μήκος - forward overlap). Οι γειτονικές λήψεις προγραμματίζονται στην αντίθετη διεύθυνση πτήσης με πλευρική επικάλυψη (κατά πλάτος - side lap) προσεγγιστικά γύρω στο 30% (Wolf et al., 2014). Επίσης, η γραμμή ναδίρ (nadir) εντοπίζεται ακριβώς κάτω από το αεροσκάφος, κατά τη διάρκεια της λήψης των εικόνων και συνδέει το κέντρο κάθε εικόνας των διαδοχικών κάθετων φωτογραφιών.



Εικόνα 3.15. Αρχή λειτουργίας της εναέριας φωτογραμμετρικής κάλυψης (nnk).

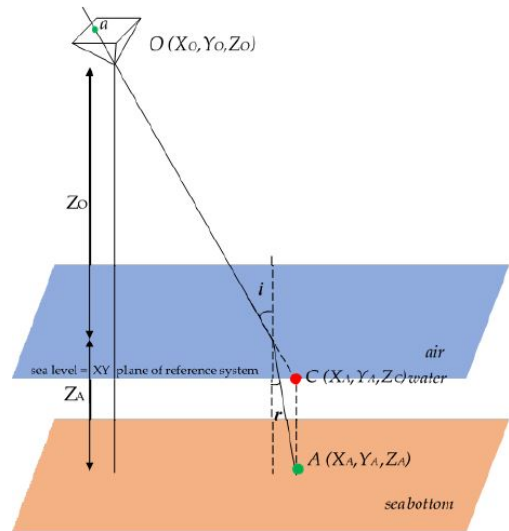


Εικόνα 3.16. Σχηματική απεικόνιση των αεροφωτογραφιών που προκύπτουν από την εναέρια κάλυψη της περιοχής έρευνας (Halder, 2013).

Ο υπολογισμός του βάθους του νερού εξαρτάται από τον αριθμό των χρησιμοποιούμενων μέσων. Συγκεκριμένα:

- **Γεωμετρία ενός μέσου στον προσδιορισμό βάθους του νερού.**

Η σχέση ανάμεσα στα σημεία του αντικειμένου, της κάμερας και της εικόνας φαίνεται στην παρακάτω Εικ. 3.17, όπου το όριο των δύο μέσων θεωρείται ότι είναι επίπεδο. Σύμφωνα με την εικόνα, το σημείο βάθους $A(X_a, Y_a, Z_a)$ του πυθμένα απεικονίζεται στο σημείο «α» στο επίπεδο της εικόνας, ενώ το $O(X_o, Y_o, Z_o)$ είναι το κέντρο προβολής της κάμερας (Shan, 1994). Επίσης, XY είναι το οριακό επίπεδο του παγκόσμιου συστήματος φωτογραμμετρικών συντεταγμένων x, y, z και Z είναι σταθερά της στάθμης του νερού, ο άξονας Z είναι κάθετος σε αυτό το επίπεδο με τη θετική του κατεύθυνση προς τα πάνω. Όσον αφορά τις γωνίες i και r είναι η γωνία προβολής της εικόνας και η γωνία διάθλασης της εικόνας αντίστοιχα.



Εικόνα 3.17. Γεωμετρία της μονής όψης στον προσδιορισμό βάθους του νερού (Agrafiotis, 2020).

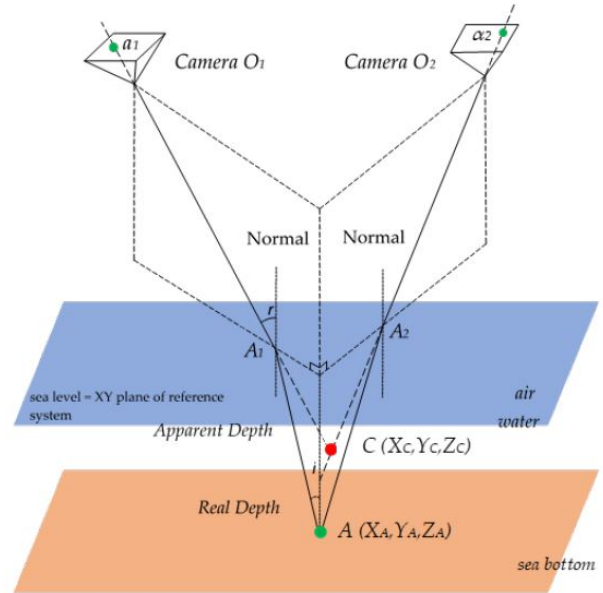
Λόγω της διάθλασης η θέση του σημείου A του πυθμένα προβάλλεται στο σημείο C , το οποίο έχει την ίδια οριζόντια θέση με το A αλλά βρίσκεται σε μικρότερο βάθος. Επομένως, όπως φαίνεται και στην Εικ. 3.17, τα σημεία C , O και «α» είναι συνευθειακά μεταξύ τους. Έτσι, χωρίς να γίνει κάποια διόρθωση, η διάθλαση συντελεί στην παραγωγή μιας εικόνας του βάθους του πυθμένα που φαίνεται να βρίσκεται σε μικρότερο βάθος από το πραγματικό, και αξίζει να σημειωθεί ότι σε κάθε «σύλληψη» εικόνας παραβιάζεται η συνθήκη συγγραμμικότητας (collinearity) για τον προσδιορισμό της σωστής θέσης του βάθους στο σημείο A (Fryer, 1985).

- **Γεωμετρία στερεοσκοπικής προβολής (δύο μέσων) στον προσδιορισμό βάθους του νερού.**

Η γεωμετρία της φωτογραμμετρίας δύο μέσων στην περίπτωση της στερεοσκοπικής προβολής παρουσιάζεται στην Εικ. 3.18, όπου η επιφάνεια του νερού θεωρείται επίπεδη, σε αντίθεση με τις πραγματικές συνθήκες όπου η επιφάνεια αέρας-νερό δεν είναι επίπεδη και περιπλέκει έτσι τη γεωμετρία της διάθλασης (Fryer, 1985). Στην περίπτωση που το πραγματικό βάθος υπολογίζεται από τη

συγγραμμικότητα, εάν ένα σημείο βάθους αντιστοιχιστεί και στις δύο εικόνες O_1 και O_2 , τότε το σημείο τομής της συγγραμμικότητας θα ήταν το σημείο C , που είναι η φαινόμενη θέση του σημείου A . Ξεκινώντας από την φαινόμενη (λανθασμένη) θέση C του σημείου A του πυθμένα, οι συντεταγμένες των εικόνων a_1 και a_2 , μπορούν να ανιχνευθούν στις εικόνες O_1 και O_2 , μέσα από την εξίσωση συγγραμμικότητας που χρησιμοποιείται για τον υπολογισμό των συντεταγμένων του σημείου (χωρίς να λαμβάνεται υπόψη η διάθλαση).

Εάν αγνοηθεί το συστηματικό σφάλμα που προκύπτει από τη διάθλαση, η τομή των δύο ακτίνων A_1C και A_2C θα γίνει σε βάθος μεγαλύτερο από το σημείο C , έχοντας ταυτόχρονα και μικρή οριζοντιογραφική μετατόπιση. Στην ειδική περίπτωση που το σημείο A βρίσκεται σε ίση απόσταση από τους σταθμούς κάμερας, το σημείο C θα τοποθετηθεί ακριβώς στην κάθετο (Fryer, 1985), ακόμη και στην περίπτωση που το φαινόμενο της διάθλασης αγνοήθηκε. Ωστόσο, ακόμη και σε αυτή τη συνθήκη, το Z_c δεν θα είναι το σωστό βάθος του σημείου που σε συνδυασμό με την παρουσία θορύβου αποδεικνύουν πως αυτή η λύση δεν θα είναι η βέλτιστη (Wolf, 2000).



Εικόνα 3.18. Η γεωμετρία των δύο μέσων φωτογραμμετρίας σε στερεοσκοπική θέση (Fryer, 1985).

Δεδομένου ότι τα σημεία a_1 και a_2 είναι ομόλογα στο επίπεδο της εικόνας και αντιπροσωπεύουν το ίδιο σημείο βάθους του πυθμένα, η σωστή θέση του σημείου βάθους μπορεί να υπολογιστεί αναλυτικά. Δεδομένου ότι η επιφάνεια του νερού (η επιφάνεια διάθλασης) είναι το επίπεδο XY του συστήματος αναφοράς, όλα τα σημεία σε αυτό (όπως τα A_1 και A_2) έχουν $z = 0$ και οι συντεταγμένες του 3D χώρου τους μπορούν να υπολογιστούν μέσα από τη σχέση 3.5 που επιλύεται γραμμικά (Skarlatos, 2018). Έχοντας υπολογίσει τα σημεία A_1 και A_2 στην επιφάνεια διάθλασης:

$$\begin{bmatrix} x_1 \\ y_1 \\ -c \end{bmatrix} = \lambda_1 * R_{1\omega\phi\kappa} * \begin{bmatrix} X_{O1} - X_{A1} \\ Y_{O1} - Y_{A1} \\ Z_{O1} - Z_{A1} \end{bmatrix}, \text{ με } Z_{A1} = 0 \quad (3.5)$$

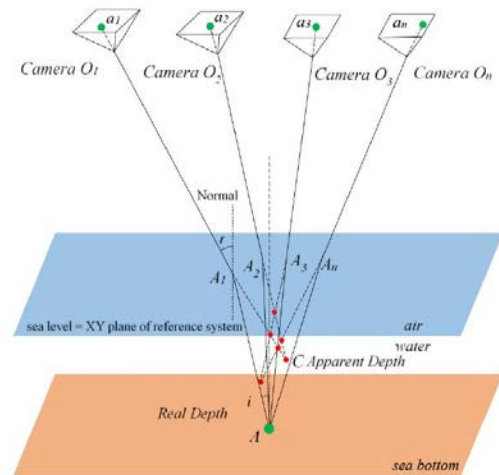
Όπου,

λ_1 : είναι η κλίμακα στο συγκεκριμένο σημείο A

$R_{\omega\phi\kappa}$: ορθοκανονικός πίνακας στροφής στο χώρο

- **Γεωμετρία πολλαπλής προβολής στον προσδιορισμό βάθους του νερού.**

Στην Εικ. 3.19, παρουσιάζεται η γεωμετρία πολλαπλών προβολών που ισχύει για τις αεροφωτογραφίες, όπου η φαινόμενη θέση C υπολογίζεται μέσα από την εξίσωση συγγραμμικότητας (Agrafiotis, 2019). Ξεκινώντας από τη φαινόμενη θέση ενός σημείου A του θαλάσσιου πυθμένα, οι συντεταγμένες εικόνες a_1, a_2, \dots, a_n , μπορούν να επιστραφούν στις εικόνες O_1, O_2, \dots, O_n χρησιμοποιώντας την εξίσωση συγγραμμικότητας.



Εικόνα 3.19. Η γεωμετρία της φωτογραμμετρίας στην περίπτωση πολλαπλής προβολής (Agrafiotis, 2020).

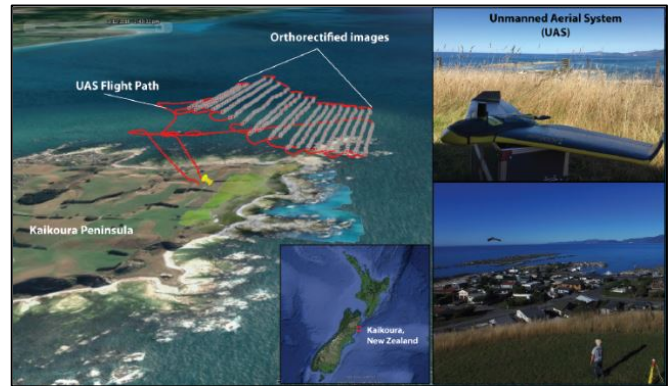
Εάν ένα σημείο έχει αντιστοιχιστεί επιτυχώς στις εικόνες O_1, O_2, \dots, O_n , τότε η τομή που χρησιμοποιεί συγγραμμικότητα θα επιστρέψει το σημείο C, που είναι πιο ρηχό από το σημείο A του θαλάσσιου πυθμένα. Οι κόκκινες κουκκίδες στην Εικ 3.19. είναι η προσαρμοσμένη θέση όλων των πιθανών τομών κάθε στερεοζεύγους στην περίπτωση της πολλαπλής προβολής. Η περίπτωση που αυτή η μέθοδος δεν αποδίδει αξιόπιστα αποτελέσματα είναι όταν αυτά τα σημεία «συλλαμβάνονται» με πολύ διαφορετικές γωνίες πρόσπτωσης, με αποτέλεσμα να δημιουργείται θόρυβος στα νέφη σημείων που παράγονται, οδηγώντας έτσι στην αύξηση του εκτιμώμενου βάθους. Επομένως, στην περίπτωση της πολλαπλής προβολής, χωρίς κάποια μορφή διόρθωσης, η διάθλαση παράγει εικόνες και κατά συνέπεια ένα σημείο νέφους της επιφάνειας του θαλάσσιου πυθμένα, η οποία φαίνεται να βρίσκεται σε μικρότερο βάθος από την πραγματική επιφάνεια.

Στην περίπτωση που ως πλατφόρμα έρευνας επιλέγονται τα μη επανδρωμένα αερογήματα (UAVs), συνδυάζεται η λήψη αεροφωτογραφιών με ημιαυτόματη ή πλήρως αυτοματοποιημένη λειτουργία πτήσης. Ο φωτογραμμετρικός εξοπλισμός δεν περιορίζεται μόνο στην χρήση φωτογραφικής μηχανής ή βίντεο κάμερας, αλλά μπορεί να περιλαμβάνει θερμική ή υπέρυθη κάμερα, παρέχοντας τη δυνατότητα αυτοματοποιημένης παραγωγής φωτογραμμετρικών προϊόντων σε πραγματικό χρόνο. Η ανάλυση των εικόνων είναι της τάξης των mm – m, ενώ η χωρική κάλυψη της έρευνας κυμαίνεται μεταξύ $m^2 - km^2$ (Bhandari, 2015).

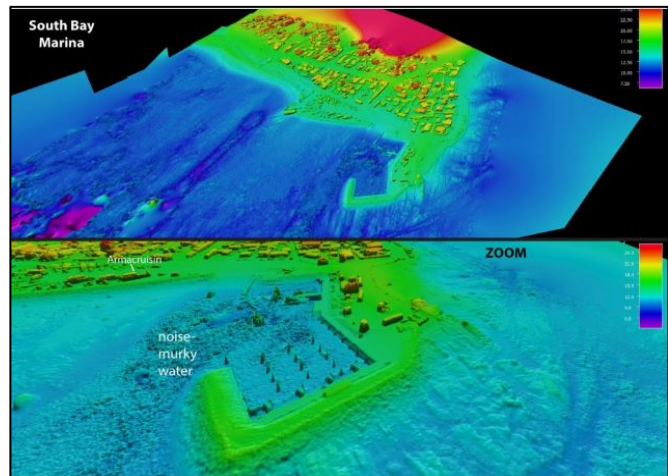
Με τη χρήση των UAV μειώνεται το κόστος της έρευνας σε σχέση με τα επανδρωμένα αεροσκάφη, καθίσταται δυνατή η χαρτογράφηση δυσπρόσιτων περιοχών και δεν επηρεάζονται από τη διαθεσιμότητα του ανθρώπινου δυναμικού. Επίσης, δεν επηρεάζονται από την νεφοκάλυψη, καθώς μπορεί να επιχειρούν πτήση σε

χαμηλό ύψος κάτω από τα σύννεφα. Παράλληλα, αυτά τα συστήματα παρέχουν τη δυνατότητα λήψης των δεδομένων σε πολύ σύντομο χρονικό διάστημα, ακόμα και σε πραγματικό χρόνο (Rossi et al., 2020).

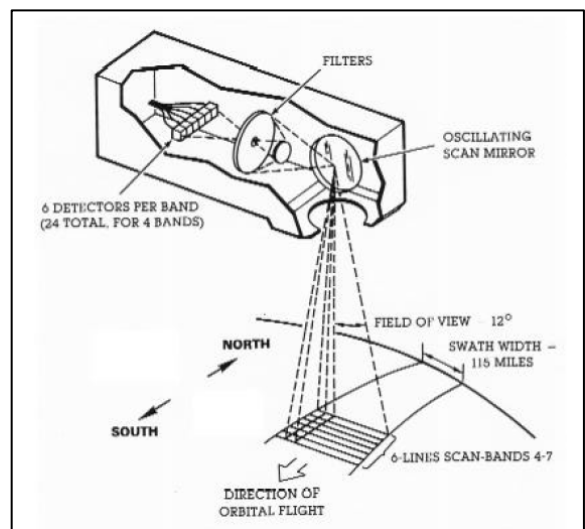
Παρόλα αυτά, τα UAVs παρουσιάζουν περιορισμούς ως προς το ωφέλιμο φορτίο τους με αποτέλεσμα τη χρήση μικρών κινητήρων, γεγονός που περιορίζει την εμβέλεια, την ταχύτητα κίνησης και το μέγιστο ύψος πτήσης τους (όχι πάνω από 1km) (Bhandari, 2015). Έτσι, τα συστήματα πλοήγησης που χρησιμοποιούνται είναι μικρού μεγέθους και χαμηλής ακρίβειας με αποτέλεσμα τα στοιχεία του εξωτερικού προσανατολισμού των εικόνων που λαμβάνονται να είναι απλώς ενδεικτικά. Το γεγονός αυτό σε συνδυασμό με την αστάθεια που συνήθως παρουσιάζουν τα UAVs κατά την πτήση έχει ως αποτέλεσμα να μην τηρείται με ακρίβεια ο σχεδιασμός της έρευνας.



Εικόνα 3.20. Σχεδιασμός της βαθυμετρικής κάλυψης μέσω UAV της περιοχής Kalkoura (επάνω εικ.) και η δημιουργία του ψηφιακού μοντέλου αναγλύφου της (κάτω εικ.) (Sensefly).

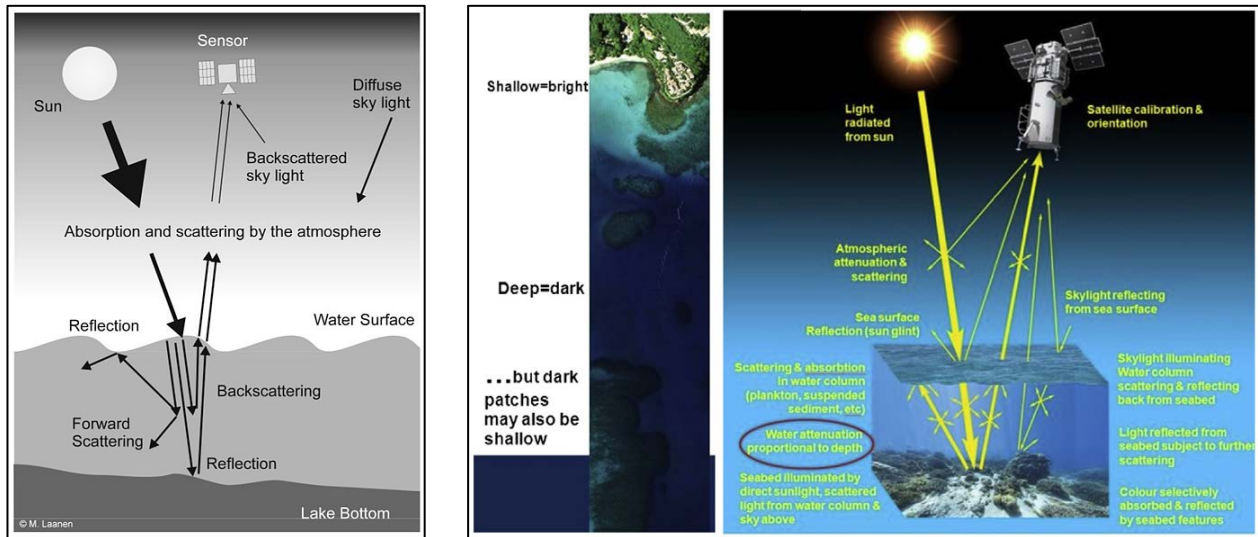


Στην περίπτωση που η πλατφόρμα έρευνας είναι δορυφόρος, ο αισθητήρας δέχεται ένα ηλεκτρομαγνητικό σήμα, που ποικίλλει σε ένταση φωτεινότητας, από ένα μοναδιαίο τετράγωνο της θαλάσσιας επιφάνειας και μέσω ενός οπτικού φίλτρου διαχωρίζονται τα διάφορα μήκη κύματος των φασματικών ζωνών. Έπειτα, η φιλτραρισμένη ακτινοβολία κατευθύνεται σε διάφορους αισθητήρες, καθένας από τους οποίους μετρά την έντασή της, ανάλογα με τη συγκεκριμένη «ευαισθησία» που διαθέτει, δηλαδή σε συγκεκριμένο κανάλι. Το αποτέλεσμα αυτής της μέτρησης είναι ένας αριθμός που εκφράζει το ποσό της ακτινοβολίας (φωτεινότητα) που πέφτει σε κάθε κανάλι, παράγοντας έτσι συνολικά ένα χωρολογικό



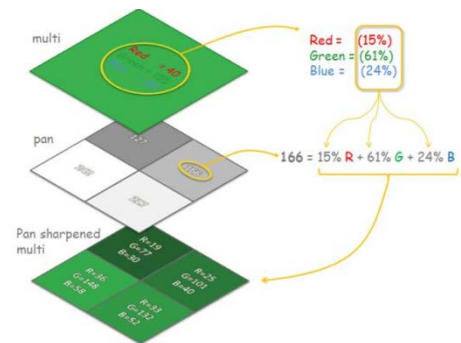
Εικόνα 3.21. Πολυφασματικός σαρωτής του δορυφόρου LANDSAT (NASA, 1997).

πίνακα που περιέχει τις απαραίτητες διακριτές τιμές για την ψηφιακή ανάλυση. Κάθε ψηφιακή τιμή καταγράφεται ως ένα σύνολο ψηφιακών δυάδων (bits), το οποίο αντιπροσωπεύει την ένταση του σήματος σε μία εκθετική δύναμη του 2 και ονομάζεται ψηφιακή τιμή (digital number, DN). Επίσης ο αριθμός των ψηφιακών τιμών μέσα σε μια εικόνα καθορίζεται από τον αριθμό των διαθέσιμων bits, τα οποία σχετίζονται με τη ραδιομετρική ανάλυση της ψηφιακής εικόνας. Το σύνολο των αριθμών από όλα τα κανάλια αποτελεί τη φασματική υπογραφή της σαρωμένης περιοχής και η χωρική της ανάλυση εξαρτάται από τις διαστάσεις του μοναδιαίου τετραγώνου του σαρωμένου τμήματος καθώς και από το υψόμετρο στο οποίο βρίσκεται ο σαρωτής (Jawak et al., 2015). Στη συνέχεια, οι ψηφιακές τιμές διαβιβάζονται σε επίγειους σταθμούς μέσω συστημάτων ραδιοεπικοινωνίας, όπου υφίστανται επεξεργασία από λογισμικά ηλεκτρονικών υπολογιστών τα οποία διαχειρίζονται τα δεδομένα που έχουν καταγραφεί ώστε να δώσουν βαθυμετρικές πληροφορίες. Τα παράγωγα των δεδομένων βαθυμετρίας είναι οι αεροφωτογραφίες, οι παγχρωματικές δορυφορικές εικόνες καθώς και τα πολυφασματικά και υπερφασματικά δορυφορικά δεδομένα.



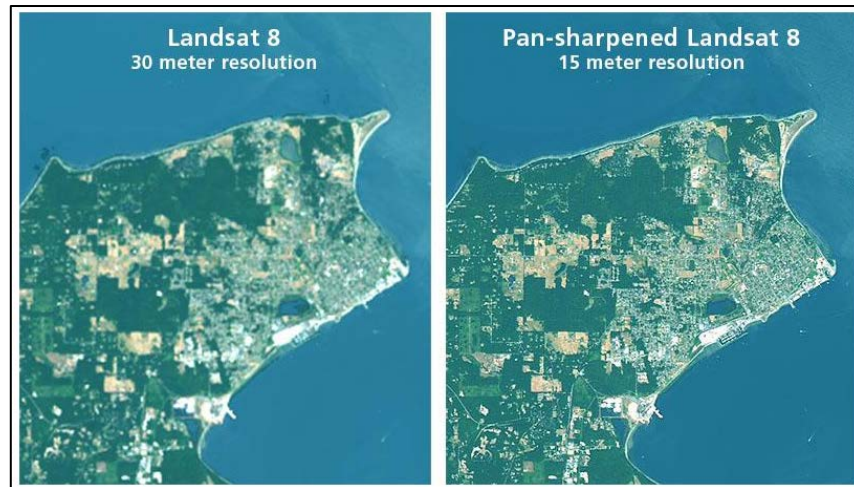
Εικόνα 3.22. Αρχή λειτουργίας της πολυφασματικής βαθυμετρίας (Wikimedia - αριστερά), (UK Hydrographic Centre - δεξιά).

Οι πολυφασματικές εικόνες διατίθενται σε διαφορετικές χωρικές αναλύσεις (από 0.30-100 m). Παρότι, οι ασπρόμαυρες παγχρωματικές εικόνες έχουν υψηλότερη ανάλυση, δεν μπορούν να χρησιμοποιηθούν στη βαθυμετρική έρευνα. Οι σύγχρονοι δορυφόροι μπορούν να αποκτήσουν πολυφασματικές εικόνες με ανάλυση περίπου 1.5-2 m στη θέση ναδίρ. Μέσω της διαδικασίας της *παγχρωματικής όξυνσης (pan-sharpening)* σε επίπεδο pixel, συγχωνεύονται η πολυφασματική με την παγχρωματική εικόνα, η οποία μπορεί να έχει χωρική ανάλυση έως 0.4



Εικόνα 3.23. Διαδικασία εκτέλεσης της παγχρωματικής όξυνσης (mgimond.github.io).

m, με αποτέλεσμα τη βελτίωση της χωρικής ανάλυσης των πολυφασματικών εικόνων (Ayana et al., 2015). Με αυτό τον τρόπο η υψηλής ανάλυσης παγχρωματική εικόνα εκμεταλλεύεται τις χωρικές πληροφορίες και διατηρεί τη ραδιομετρική ανάλυση της πολυφασματικής εικόνας.



Εικόνα 3.24. Εφαρμογή της παγχρωματικής όξυνσης στην ευρύτερη περιοχή Port Townsend, Washington (Shaded Relief).

Παρότι το **βάθος διερεύνησης** ποικίλλει ανάλογα με τις τοπικές συνθήκες της θάλασσας, συνήθως δεν ξεπερνά τα 30 m στην περίπτωση που τα νερά είναι διαυγή (Collet et al., 2000). Για τη δημιουργία αξιόπιστων και λεπτομερών βαθυμετρικών χαρτών, το ηλιακό φως για να διεισδύσει στην ατμόσφαιρα και στη στήλη του νερού απαιτεί κάποιες προϋποθέσεις ως προς τον χρόνο λήψης των μετρήσεων. Αρχικά, η ατμόσφαιρα πρέπει να είναι καθαρή από σύννεφα και η στήλη του νερού να είναι διαυγής, χωρίς να περιέχει αιωρούμενα σωματίδια ή οργανικό υλικό. Όσον αφορά στις συνθήκες που επικρατούν στην επιφάνεια του νερού πρέπει να είναι τέτοιες ώστε να μην υπάρχει υπερβολική ανάκλαση του φωτός (λαμπύρισμα - sun glint), είτε λόγω των σχετικών θέσεων μεταξύ του ήλιου και του δορυφορικού αισθητήρα είτε λόγω των κυμάτων (Ovakoglou et al., 2016). Στις δορυφορικές εικόνες, το sun glint παρατηρείται όταν η κλίση της υδάτινης επιφάνειας είναι τέτοια ώστε η ηλιακή ακτινοβολία να ανακλάται κατευθείαν πίσω στο δέκτη, με αποτέλεσμα στις θέσεις της εικόνας όπου είναι έντονο το φαινόμενο να είναι αδύνατο να εξαχθεί



Εικόνα 3.25. Εικόνα από drone στην οποία αποτυπώνεται στο λαμπύρισμα στην επιφάνεια της θάλασσας (Zandbergen, 2020).

πληροφορία για την αντανάκλαση από το σώμα του νερού και από το βυθό. Επομένως, το λαμπύρισμα εξαρτάται από την κατάσταση της θαλάσσιας επιφανείας, της θέσης του ήλιου και της γωνίας καταγραφής του δέκτη. Για να μπορέσει μια εικόνα να διορθωθεί από την επίδραση του λαμπυρίσματος, πρέπει πρώτα να υπολογιστεί το τμήμα της καταγραφόμενης ακτινοβολίας που οφείλεται στο sun glint και κατόπιν αυτό το τμήμα να αφαιρεθεί (Ayana et al., 2015).

Ένας παράγοντας που συμβάλλει στην ακτινοβολία που ανακλά το νερό όταν είναι «οπτικά ρηχό» (δηλ. αρκετά ρηχό και διαυγές ώστε το φως να φτάσει στον πυθμένα) είναι το χρώμα του πυθμένα και εξαρτάται από το βάθος, τα αιωρούμενα σωματίδια καθώς και τη σύνθεση του ίδιου του πυθμένα. Στην περίπτωση που τα νερά είναι διαυγή και ο πυθμένας είναι φωτεινός και αμμώδης, τότε μπορεί να ανιχνευθεί σε βάθος 30 m ή και περισσότερο. Ενώ, στις παράκτιες περιοχές που η διαύγεια του νερού μειώνεται λόγω φυκιών και ιζημάτων, οι μετρήσεις δεν ξεπερνούν τα 10 m βάθος. Αυτό συμβαίνει διότι καθώς το νερό θολώνει, μεγάλο μέρος του φωτός που εισέρχεται εντός του απορροφάται στο ανώτερό του στρώμα με συνέπεια να παρουσιάζεται ως «οπτικά βαθύ (optically deep)» σε βάθος μόλις λίγων μέτρων (Dierssen & Theberge, 2014).

Τα κύρια **χαρακτηριστικά των οργάνων καταγραφής** (χρονική, χωρική, φασματική και ραδιομετρική διακριτική ικανότητα) επηρεάζουν την ποιότητα της ανάλυσης και την ακρίβεια των αποτελεσμάτων. Συγκεκριμένα, μία εικόνα υψηλής χρονικής ανάλυσης έχει χαμηλή χωρική ανάλυση, διότι απαιτεί μεγάλη δορυφορική απόσταση από τη Γη. Επίσης, οι εικόνες υψηλής διακριτικής ικανότητας απαιτούν μεγάλο μεγέθους δεδομένα, οπότε έχουν συχνά μέτρια φασματική ανάλυση (Travaglia, 1989). Στις δορυφορικές ψηφιακές εικόνες που παράγονται από τα παθητικά οπτικά όργανα καταγραφής η χωρική διακριτική ικανότητα ταυτίζεται με το pixel και συγκεκριμένα την εδαφοψηφίδα (GSD – Ground Sampling Distance). Σήμερα υπάρχουν πολλοί δορυφορικοί αισθητήρες σε τροχιά γύρω από τη Γη, μερικοί με υψηλή χωρική ανάλυση (δηλαδή 0.6-4 m) και άλλοι με μεσαία (δηλαδή 4-30 m). Όσον αφορά στη φασματική ανάλυση των δορυφορικών συστημάτων, η αύξησή της επιδρά αρνητικά στα παραγόμενα προϊόντα καθώς μειώνεται ο λόγος σήμα/θόρυβος (signal to noise ratio). Επίσης, κατά την αύξησή της ραδιομετρικής διακριτικής ικανότητας προκαλείται ανάλογη αύξηση των διαβαθμίσεων των γκρι τόνων στην εικόνα με συνέπεια να είναι μεγαλύτερη η διακριτική ικανότητα των δεδομένων. Ενώ, ως προς την περίοδο επαναληψιμότητας του δορυφορικού συστήματος συνήθως είναι της τάξης κάποιων ημερών ή ωρών, για να μπορέσει να αποτυπώσει την ίδια γεωγραφική περιοχή με την ίδια γωνία παρατήρησης (Travaglia, 1989).

Για τον **υπολογισμό του βάθους** των ρηχών νερών υπάρχουν τρεις κύριες κατηγορίες μεθόδων, η εμπειρική (empirical), αυτή που βασίζεται στους πίνακες αναζήτησης (look-up table based) και η ημι-αναλυτική (semi-analytical).

- *Εμπειρική Μέθοδος (Empirical Method).*

Η *εμπειρική μέθοδος* βασίζεται κυρίως στη μελέτη του Lyzenga (1985) και μελετά τη γραμμική σύνδεση της ακτινοβολίας που καταγράφεται από τον αισθητήρα σε κάθε εικονοστοιχείο (pixel), με ήδη γνωστά βάθη (δεδομένα εκπαίδευσης-training dataset) του ίδιου γεωγραφικά pixel (Holman et al., 2013; Vinayaraj et al., 2015). Μέσα από τη διαδικασία της βαθμονόμησης του μοντέλου, δίνεται σε κάθε φασματική ζώνη μία τιμή βάθους από την οποία εξαρτάται ο αλγόριθμος, γεγονός που τον κάνει να υστερεί. Γενικά, η μέθοδος αυτή έχει εύκολη εφαρμογή, δεδομένου ότι απαιτεί μόνο έναν περιορισμένο αριθμό επιτόπιων μετρήσεων σε ορισμένα σημεία δειγματοληψίας για να οικοδομηθεί μια σχέση μεταξύ βαθυμετρίας και εικόνας (Lyzenga, Malinas & Tanis, 2006). Επίσης συμβάλλει στην αφαίρεση του θορύβου της δορυφορικής εικόνας και παράγει την καλύτερη δυνατή εκτίμηση για τον μέσο όρο βάθους του κάθε pixel (Fotheringham et al., 1998). Τη μελέτη του Lyzenga διαδέχθηκαν οι μελέτες των Philpot (1989), Stumpf (2003) καθώς και του Mishra (2004) οι οποίες προσάρμοσαν το ήδη υπάρχον μοντέλο ώστε να λειτουργεί σε λιγότερο ιδανικές συνθήκες.

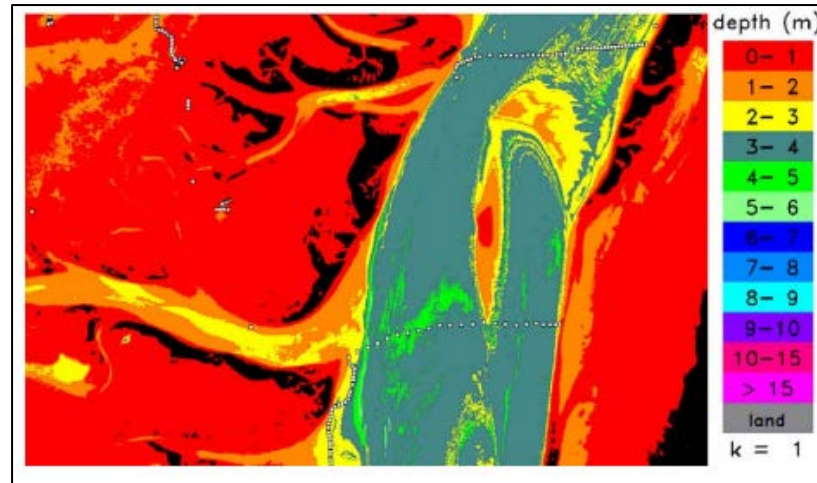


Εικόνα 3.26. Απεικόνιση εικόνα RGB από UAV (αριστερά) και βαθυμετρικού χάρτη με τη χρήση της εμπειρικής μεθόδου και του αλγορίθμου Stumpf (δεξιά) (Rossi et al., 2019).

- *Μέθοδος του Πίνακα Αναζήτησης (Look-Up Table Based Method).*

Η *μέθοδος του πίνακα αναζήτησης* δεν χρησιμοποιεί δεδομένα εκπαίδευσης με γνωστά βάθη. Συγκεκριμένα, στηρίζεται σε μια βάση δεδομένων με σήματα φασματικής ανάκλασης που αντιστοιχούν σε ποικίλους συνδυασμούς όπως του βάθους νερού, των συστατικών της υδάτινης στήλης καθώς και των γεωμετριών παρατήρησης και φωτισμού. Αυτή η βάση δεδομένων χρησιμοποιεί προηγμένα μοντέλα που μεταφέρουν την ακτινοβολία του νερού και περιέχει φασματικές πληροφορίες συναφείς με αυτές που

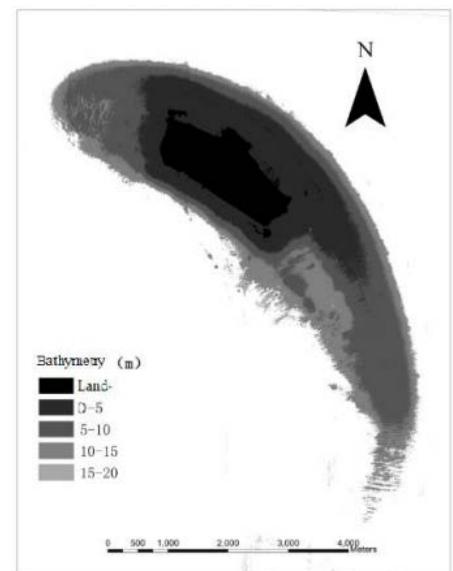
αναμένονταν στις συνθήκες κατά τις οποίες αποκτήθηκε η εικόνα που είναι υπό ανάλυση. Έπειτα, το φάσμα της ανάκλασης για κάθε pixel της εικόνας συγκρίνεται με τα φάσματα εκείνα που είναι αποθηκευμένα στη βάση δεδομένων. Οι συνθήκες που δημιούργησαν το φάσμα με την πλησιέστερη αντιστοιχία θεωρούνται οι πραγματικές συνθήκες σε αυτό το pixel (Hedley, Roelfsema & Phinn, 2009).



Εικόνα 3.27. Χάρτης βαθυμετρίας με τη χρήση της μεθόδου του πίνακα αναζήτησης στην περιοχή Moreton Bay (Mobley, 2007).

- Ημι-αναλυτική Μέθοδος (*Semi-analytical Method*) (Εικ. 3.28).

Η **ημι-αναλυτική μέθοδος**, βασίζεται στη φυσική της μετάδοσης του φωτός μέσα στο υδάτινο σώμα. Συγκεκριμένα, αντικαθίσταται η εμπειρική σχέση μεταξύ του βάθους και των μετρούμενων ανακλάσεων με ένα φυσικό μοντέλο (physically-based model) ανακλάσεων της υδάτινης επιφάνειας για τα διαφορετικά βάθη και τις ποιότητες νερού. Η διαφορά μεταξύ των μετρούμενων και συνθετικών ανακλάσεων ελαχιστοποιείται μέσω μίας πολυμεταβλητής βελτιστοποίησης των παραμέτρων του μοντέλου, μία από τις οποίες είναι και το βάθος. Όταν επιτευχθεί η ελάχιστη διαφορά μεταξύ τους τότε θεωρείται πως η τιμή της παραμέτρου για το βάθος ότι αντιστοιχεί στην πραγματική τιμή βάθους του εκάστοτε pixel. Παρότι η εφαρμογή είναι απλή στην εκτέλεσή της, ως μέθοδος είναι πιο ακριβή καθώς και πιο αργή από τις υπόλοιπες και απαιτεί την εισαγωγή



Εικόνα 3.28. Βαθυμετρικός χάρτης ημι-αναλυτικής μεθόδου στην περιοχή East Island Reef (Sheng et al., 2015).

των επί τόπου μετρούμενων παραμέτρων που σχετίζονται με τις οπτικές ιδιότητες του νερού και του υλικού του πυθμένα. Παρόλα αυτά, προσφέρει μεγαλύτερη ευελιξία στην εφαρμογή της και αποδίδει με εξαιρετική ακρίβεια τις βυθομετρικές πληροφορίες (Muzirafuti et al., 2020).

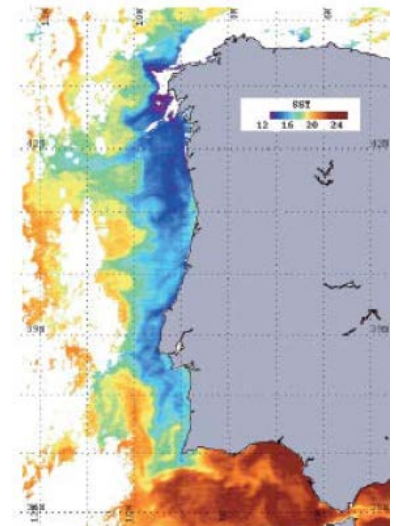
Τα αποτελέσματα της παθητικής οπτικής βαθυμετρίας δείχνουν πως είναι ένα χρήσιμο εργαλείο για τον σχεδιασμό των ερευνών, ειδικά όταν οι πόροι είναι περιορισμένοι διότι βασίζεται σε άμεσα διαθέσιμα, χαμηλού κόστους δεδομένα και λογισμικό. Συγκεκριμένα, η οπτική βαθυμετρία αποτελεί μία εύκολη μέθοδο για την εκτίμηση του βάθους των ρηχών νερών, αφού μεγάλος αριθμός των πολυφασματικών εικόνων διατίθενται ελεύθερα προσφέροντας επιλογή στην χρονική περίοδο και την ανάλυση (Clark et al., 1987). Παρότι η συγκεκριμένη μέθοδος δεν προσφέρει την ίδια ακρίβεια βάθους συγκριτικά με τις υπόλοιπες τεχνικές, παρέχει την απόδοση μιας ολοκληρωμένης και γρήγορης εικόνας της ευρύτερης περιοχής μελέτης (έκτασης έως και χιλιάδες τετραγωνικά χιλιόμετρα), μειώνοντας έτσι σημαντικά τον χρόνο και το κόστος της διερεύνησης. Επίσης, προσφέρει τη δυνατότητα μελέτης δύσβατων περιοχών που δύσκολα προσεγγίζονται καθώς και τη συχνή και επαναλαμβανόμενη κάλυψη της περιοχής επιτρέποντας την παρατήρηση των μικρών εποχικών αλλαγών.

Η οπτική βαθυμετρία μέσω παθητικών μεθόδων παρέχει όλα τα δεδομένα σε ψηφιακή μορφή, με αποτέλεσμα να μπορεί να τα συνδυάσει για την επίλυση σύνθετων προβλημάτων καθώς και την εκτέλεση γεωχωρικών μοντέλων, μειώνοντας έτσι το χρόνο διεκπεραίωσης της επεξεργασίας τους (Khorram, 2012). Παρόλα αυτά, τα αποτελέσματα της πολυφασματικής βαθυμετρίας μπορούν να προσαρμοστούν και να βελτιωθούν με την παράλληλη χρήση πιο συμβατικών τεχνικών έρευνας (π.χ. σόναρ, LiDAR) και να προσφέρουν ένα ουσιαστικό συμπλήρωμα στις εκτιμήσεις τους.

Οι ψηφιακές βαθυμετρικές απεικονίσεις των ρηχών υδάτων έχουν μεγάλη σημασία για την υποστήριξη διάφορων εφαρμογών όπως είναι οι γεωλογικές και τοπογραφικές έρευνες, η παράκτια μηχανική, η διαχείριση παράκτιων



Εικόνα 3.29. Ψευδέγχρωμη εικόνα από τον αισθητήρα MODIS Aqua σε ανάλυση 250 m, όπου το πιο ανοιχτό χρώμα απεικονίζει τα ρηχά νερά (Dierssen & Theberge, 2014).



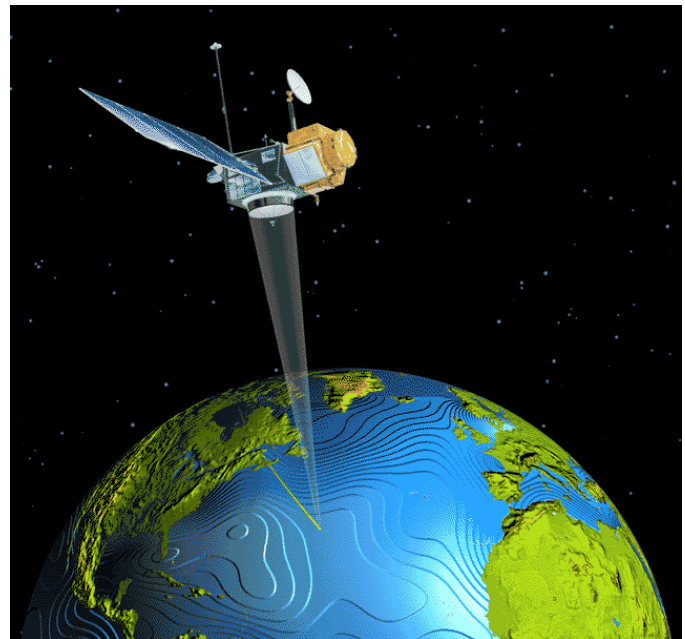
Εικόνα 3.30. Δορυφορική εικόνα που παρουσιάζει φαινόμενο ανάδυσης υδάτων στην περιοχή Iberia (Dierssen & Theberge, 2014).

ζωνών ή η υδροδυναμική μοντελοποίηση. Παρότι τα συγκεκριμένα δεδομένα δεν μπορούν να χρησιμοποιηθούν άμεσα για πλοήγηση, αποτελούν πρόσθετη πηγή ενημέρωσης του βάθους των ναυτικών χαρτών (Ayana et al., 2015).

3.4. Δορυφορική Αλτιμετρία Radar (Satellite Radar Altimetry).

Η *δορυφορική αλτιμετρία μέσω radar (satellite radar altimetry)* αποτελεί μια τεχνολογία η οποία έχει ως κύριο στόχο την παρατήρηση των ωκεανών και ειδικότερα τη στάθμη της θάλασσας, των κυμάτων και της θερμοκρασίας του νερού αλλά μπορεί ταυτόχρονα να συλλέγει και δεδομένα για την ταχύτητα των ανέμων, τη μεταβολή των πάγων καθώς και των ιδιοτήτων του θαλάσσιου νερού (π.χ. θερμοκρασία, αλατότητα). Οι πρώτοι αλτιμετρικοί δορυφόροι ξεκίνησαν τη δεκαετία του 1970 και οι αποστολές τους δεν ήταν προσανατολισμένες σε ωκεανογραφικές εφαρμογές. Η σημαντική ανάπτυξή τους στον κλάδο της βαθυμετρίας ήρθε τα τελευταία 30 χρόνια, ενώ οι μετρήσεις που καταγράφουν μεταφράζονται σε υψόμετρα του γεωειδούς στις θαλάσσιες περιοχές (Gommenginger et al., 2011).

Μέσα από την καταγραφή της δυναμικής του ωκεανού συλλέγονται πληροφορίες σχετικά με το βαρυτικό πεδίο της Γης, το σχήμα και τη δομή του πυθμένα των ωκεανών, ενώ με την ανάπτυξη διαφόρων εφαρμογών τα δεδομένα της δορυφορικής αλτιμετρίας μπορούν να χρησιμοποιηθούν σε πραγματικό χρόνο για την παρακολούθηση και την πρόβλεψη μετεωρολογικών φαινομένων ή την μελέτη των ακτογραμμών (Le Traon et al., 2015).



Εικόνα 3.31. Απεικόνιση ισοβαθών καμπυλών σε αποστολή του αλτιμετρικού δορυφόρου TOPEX/POSEIDON (SEOS).

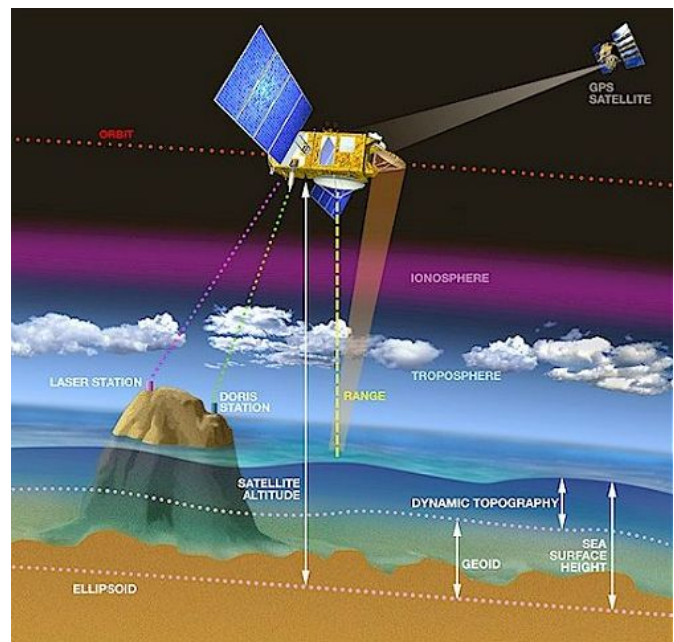
3.4.1. Γεωμετρία των Μετρήσεων Αλτιμετρίας.

Ο υπολογισμός της δορυφορικής αλτιμετρίας προκύπτει από το συνδυασμό δύο μετρήσεων. Η πρώτη είναι η εκτίμηση του ύψους του δορυφόρου σε σχέση με μια γήινη επιφάνεια αναφοράς (H), ενώ η δεύτερη είναι η μέτρηση της απόστασης μεταξύ του δορυφόρου και της στοχευόμενης επιφάνειας (D). Όπως φαίνεται και στην σχέση 3.6, αφαιρώντας αυτές τις δύο μετρήσεις προκύπτει το *ύψος της θαλάσσιας επιφάνειας (sea surface height, SSH)* (Stammer & Cazenave, 2017).

$$SSH = H - D \quad (3.6)$$

Η μέτρηση του ύψους της θαλάσσιας επιφάνειας αποτελεί το μέσο όρο όλων των στοιχειωδών ανυψώσεων σε μια ζώνη, όπου το μέγεθος και η περιοχή της εξαρτώνται από τα χαρακτηριστικά του ραντάρ, της κεραίας καθώς και της επιφάνειας που σαρώνεται. Πάνω από τον ωκεανό, το τυπικό μέγεθος της ζώνης, που περιλαμβάνεται σε κάθε μέτρηση ραντάρ, έχει τάξη μεγέθους αρκετών χιλιομέτρων και αυξάνεται καθώς αυξάνεται τα *σημαντικό ύψος των κυμάτων (significant wave height, SWH)* (Stammer & Cazenave, 2017).

Για τον υπολογισμό του ύψους του δορυφόρου είναι απαραίτητο να γίνει ο προσδιορισμός μιας επιφάνειας αναφοράς από την οποία θα πραγματοποιηθεί η μέτρηση, μέσω του συστήματος ακριβούς προσδιορισμού τροχιάς (precise orbit determination, POD), όπου συνήθως είναι η επιφάνεια του ελλειψοειδούς (ellipsoid). Στην περίπτωση που η επιφάνεια αναφοράς είναι πράγματι το ελλειψοειδές, κατά την καταγραφή των τοπογραφικών μετρήσεων η μεγαλύτερη τιμή καταγράφεται από το σήμα του γεωειδούς. Παρόλα αυτά, η *δυναμική τοπογραφία (dynamic topography)* της θάλασσας, που αφορά στις ωκεανογραφικές έρευνες, επιλέγει ως επιφάνεια αναφοράς το γεωειδές (geoid) (Hwang, Shum & Li,



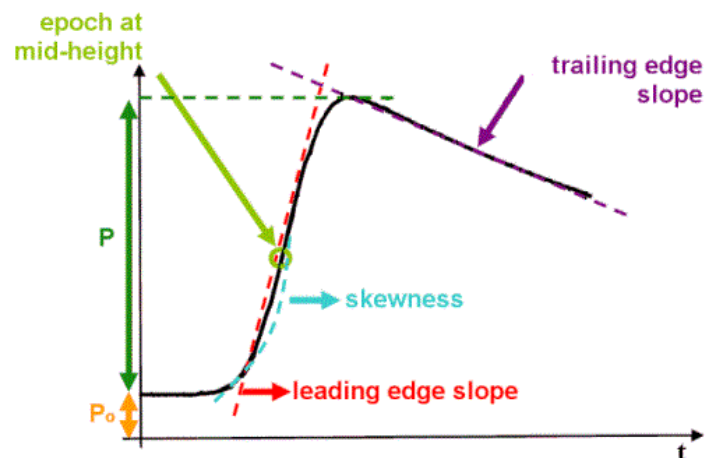
Εικόνα 3.32. Η αρχή λειτουργίας της αλτιμετρίας (CNES).

2012). Αυτό συμβαίνει διότι το ύψος της θαλάσσιας επιφάνειας επηρεάζεται από την επιφάνεια του γεωειδούς. Συγκεκριμένα, η επιφάνεια του γεωειδούς καθορίζεται από τις διακυμάνσεις της βαρύτητας σε όλο τον κόσμο, οι οποίες προκαλούνται λόγω των μεγάλων διαφορών μάζας και πυκνότητας του πυθμένα. Έτσι, παρόλο που οι χωρικές αλλαγές του γεωειδούς μπορεί να εκτείνονται από αρκετά μέτρα έως κάποια χιλιόμετρα, οι μεταβολές

στο ύψος της θαλάσσιας επιφάνειας δεν υπερβαίνουν το 1-1.5 m. Για παράδειγμα, μία κορυφογραμμή στον πυθμένα θα παραμορφώσει τη στάθμη της θαλάσσιας επιφάνειας κατά δεκάδες μέτρα, ενώ στο γεωειδές θα είναι ορατή ως λοφίσκος. Ωστόσο, επειδή το γεωειδές δεν προσφέρει την ακρίβεια που απαιτούν οι μετρήσεις, χρησιμοποιείται ως επιφάνεια αναφοράς η **μέση επιφάνεια της θάλασσας (mean sea surface, MSS)** (Stammer & Cazenave, 2017). Επομένως, για τον υπολογισμό του SSH χρησιμοποιείται ως επιφάνεια αναφοράς η MSS και εκφράζεται ως **ανωμαλία στάθμης της θάλασσας (sea level anomaly, SLA)** (Εικ. 3.32).

Ο υπολογισμός της απόστασης μεταξύ του δορυφόρου και της θαλάσσιας επιφάνειας, επιτυγχάνεται μέσω της εκπομπής μικροκυμάτων, τα οποία «ταξιδεύουν» στην ατμόσφαιρα, προσπίπτουν στη θαλάσσια επιφάνεια, η οποία αποτελεί άριστο ανακλαστήρα, και έπειτα επιστρέφουν πίσω στο δορυφορικό σύστημα ως ηχώ. Στη συνέχεια, το σύστημα μετρά τη διάρκεια του χρόνου μεταξύ εκπομπής και λήψης της ηχούς έχοντας ως απόρροια τον υπολογισμό της απόστασης. Επομένως, για να γίνει αυτός ο υπολογισμός βέλτιστος θα πρέπει η ηχώ να αναλυθεί σε συνδυασμό με τη θεωρητική μοντελοποίηση των υψομέτρων της θαλάσσιας επιφάνειας, γνωστή και ως «Brown model» (Brown, 1977). Μέσα από τη διαδικασία επεξεργασίας της ηχούς ή αλλιώς «retracking» παρέχονται οι ακόλουθες γεωφυσικές παράμετροι, συγκρίνοντας την πραγματική (μέση) κυματομορφή με τη θεωρητική καμπύλη έχοντας εκτελέσει το καλύτερο fitting (Εικ. 3.33). Οι παράμετροι του ωκεανού που μπορούν να εκτιμηθούν από το ύψος της ηχούς είναι οι εξής:

- Η **απόσταση (range)** μεταξύ του δορυφόρου και της επιφάνειας αναφοράς που σχετίζεται με το χρόνο (*epoch*) όταν το πλάτος του λαμβανόμενου σήματος αντιπροσωπεύει το μισό του μέγιστου πλάτους του μπροστινού άκρου (leading edge).
- Το **σημαντικό ύψος κύματος (significant wave height)** που υπολογίζεται από την κλίση του μπροστινού άκρου (leading edge slope).
- Ο **συντελεστής οπισθοσκέδασης (backscatter coefficient)** του ωκεανού, που σχετίζεται με την ταχύτητα του ανέμου, εκτιμάται από το μέγιστο πλάτος του σήματος που καταγράφεται (P).



Εικόνα 3.33. Μέρη μιας κυματομορφής πάνω από θαλάσσια επιφάνεια (Radar Altimetry Tutorial and Toolbox).

- Η *ασυμμετρία (skewness)* των κυμάτων που συνδέεται με την καμπυλότητα του μπροστινού άκρου (leading edge curvature).
- Η *κλίση του πίσω άκρου (trailing edge slope)* παρέχει πληροφορίες σχετικά με την εσφαλμένη κατεύθυνση της κεραίας ραντάρ σε σχέση με το ναδίρ.

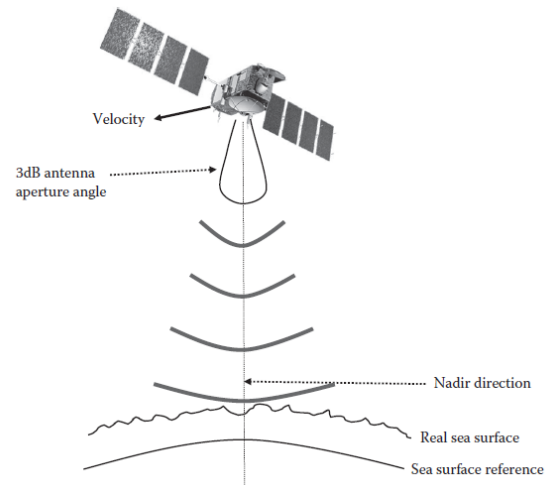
3.4.2. Περιγραφή της Τεχνικής.

Η μέθοδος της *δορυφορικής αλτιμετρίας ραντάρ* περιλαμβάνει την μέτρηση της απόστασης, της κατεύθυνσης, και πολλές φορές ακόμη και της σύστασης της θαλάσσιας επιφάνειας, που μπορεί να υπολογισθούν μέσα από την εκπομπή ενός παλμού μικροκυμάτων και τη μέτρηση του χρόνου που απαιτείται για μια ανακλώμενη ηχώ να «ταξιδέψει» από την επιφάνεια της θάλασσας (sea-surface) πίσω στον δορυφορικό δέκτη (satellite receiver). Επιπλέον, ένα ραντάρ μπορεί επίσης να συγκρίνει την κατάσταση της ηχούς με τον αρχικό παλμό που την δημιούργησε για να προσδιορισθεί αν έχει πραγματοποιηθεί οποιαδήποτε αλλαγή στη μορφή ή το μήκος κύματος του παλμού. Αυτό μπορεί να δώσει τις ενδείξεις ως προς τη φύση, τη δυναμική κατάσταση και τις αλλαγές που υφίσταται η θαλάσσια επιφάνεια. Σε συνδυασμό με ακριβή δεδομένα δορυφορικής θέσης, οι μετρήσεις αλτιμετρίας αποδίδουν ύψη στην επιφάνεια της θάλασσας (Gommenginger et al., 2011).

Η *αρχή λειτουργίας* της δορυφορικής αλτιμετρίας ραντάρ βασίζεται στο εκπεμπόμενο κύμα από το αλτίμετρο, που στη συνέχεια αναλύει το ανακλώμενο σήμα από την επιφάνεια της θάλασσας. Συγκεκριμένα, η κεραία του αλτίμετρου εκπέμπει, ανά τακτά χρονικά διαστήματα, μια σφαιρική ακτινοβολία μικροκυμάτων σε υψηλές συχνότητες (1000-1700 παλμούς/s) προς τη θαλάσσια επιφάνεια, με κατεύθυνση προς το ναδίρ, δημιουργώντας έναν κώνο γωνίας 1.29° . Κάθε παλμός διαρκεί για περίπου 3 nsec, αντιπροσωπεύοντας ένα μήκος παλμού περίπου 90 cm και επιτυγχάνει ακρίβεια μερικών εκατοστών ($\pm 2-5$ cm). Κατά τη διαδικασία της σάρωσης, οι παλμοί που εκπέμπει το αλτίμετρο δεν είναι στενού εύρους, όπως συμβαίνει με το laser, αλλά η δέσμη διευρύνεται και πλαταίνει όλο και περισσότερο καθώς κινείται (Sandwell et al., 2014). Έπειτα η κεραία του αλτίμετρου λαμβάνει την ένταση (πλάτος) των ανακλώμενων επιστροφών, οι οποίες είναι αποτέλεσμα του αθροίσματος της ανάκλασης του σήματος από πολλαπλά σημεία της θαλάσσιας επιφάνειας, που περικλείεται από το αποτύπωμα του εκάστοτε παλμού και κατά συνέπεια της προσαύξησης του εύρους και της φάσης πολλών μικροκυμάτων. Επομένως, το λαμβανόμενο σήμα περιέχει τα στατιστικά χαρακτηριστικά της φωτισμένης περιοχής σε σχέση με τον εκπεμπόμενο παλμό. Ύστερα ακολουθεί η καταγραφή της έντασης των επιστροφών σε ένα παράθυρο παρακολούθησης (tracking window) σε συνάρτηση με το χρόνο, δίνοντας έτσι την κυματομορφή (waveform) τους. Από την *ένταση (πλάτος) του ανακλώμενου σήματος* μπορούν να υπολογιστούν για τις περισσότερες επιφάνειες ανάκλασης, το ύψος κύματος (wave height), η τραχύτητα της επιφάνειας, η ταχύτητα

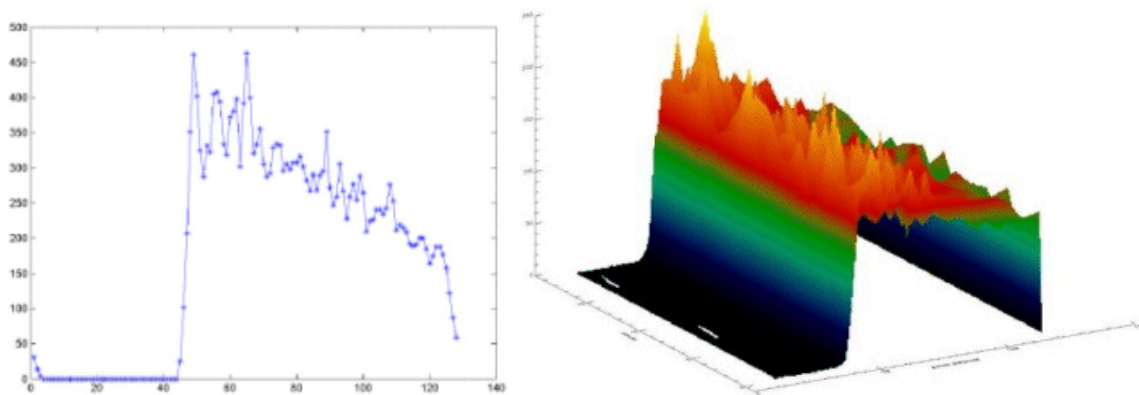
του ανέμου πάνω από τους ωκεανούς και κατά συνέπεια ο συντελεστής οπισθοσκέδασης (backscatter) (Stammer & Cazenave, 2017).

Στη συνέχεια, οι ανακλάσεις αναλύονται ώστε να ληφθεί μια ακριβής μέτρηση του χρόνου που απαιτείται για την πραγματοποίηση της διαδρομής μετ' επιστροφής, μεταξύ του δορυφόρου και της επιφάνειας. Αυτές οι μετρήσεις χρόνου, που έχουν κλιμακούμενη ταχύτητα, αποδίδουν τις μετρήσεις *εύρους (range, R)* του αλτίμετρου, το οποίο ορίζεται ως η αλτιμετρική απόσταση του δορυφόρου από την επιφάνεια της θάλασσας. Η ανάλυση του range είναι περίπου μισό μέτρο, ενώ η απόδοση της μέτρησής του πάνω από τη θάλασσα είναι περίπου μία τάξη μεγέθους μεγαλύτερη. Επίσης, καθώς τα ηλεκτρομαγνητικά κύματα ταξιδεύουν στην ατμόσφαιρα, μπορούν να επιβραδυνθούν λόγω των υδρατμών ή του ιονισμού (Hwang, Shum & Li, 2012). Μόλις διορθωθούν αυτά τα φαινόμενα, το τελικό range μπορεί να εκτιμηθεί με μεγάλη ακρίβεια, ως το μισό του χρόνου που χρειάστηκε ο παλμός για να φτάσει στην επιφάνεια της θάλασσας και να επιστρέψει στο δορυφόρο.



Εικόνα 3.34. Γεωμετρία μετάδοσης ενός παλμού (Stammer & Cazenave, 2017).

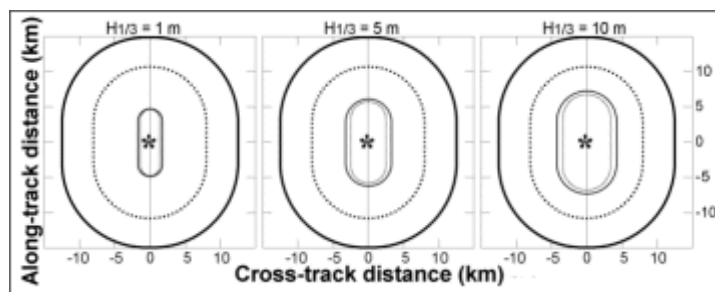
Για να μειωθεί η αβεβαιότητα σε αυτές τις μετρήσεις, οι παλμοί εκπέμπονται ανά τακτά διαστήματα και λαμβάνεται ένας μέσος όρος των πρωτογενών μετρήσεων κάθε 50 έως 100 φορές για να παραχθούν μέσα διαγράμματα της ηχούς με ρυθμό 10-20 Hz, που καταχωρούνται στον δορυφόρο και μεταδίδονται αργότερα σε συγκεκριμένους επίγειους σταθμούς για περαιτέρω επεξεργασία και διάθεση στους διάφορους χρήστες των αλτιμετρικών δεδομένων.



Εικόνα 3.35. Παράδειγμα πραγματικών κυματομορφών πάνω από θαλάσσιο χώρο. Envisat (αριστερά) και Poseidon-2 (Jason-1 αλτίμετρο, δεξιά) (CNES).

Η εκπομπή ηλεκτρομαγνητικής ακτινοβολίας από ένα ραντάρ οδηγεί σε *οπισθοσκέδαση (backscatter)* της ενέργειας της ακτινοβολίας, η οποία καθορίζεται από το μήκος κύματος της ακτινοβολίας και το μέγεθος του ανοίγματος (δηλ. του παλμού) του ραντάρ (Benveniste, 2011). Ένας επιπλέον σημαντικός παράγοντας που την επηρεάζει είναι η γωνία πρόσπτωσης του παλμού πάνω στη θαλάσσια επιφάνεια. Αυτό ισχύει διότι ένας παλμός κάτω από συγκεκριμένες γωνίες πρόσπτωσης μπορεί να υποστεί μεγαλύτερη οπισθοσκέδαση ή ακόμα ένα μεγάλο μέρος της εκτρεπόμενης ηχούς να κατευθυνθεί μακριά από το ραντάρ.

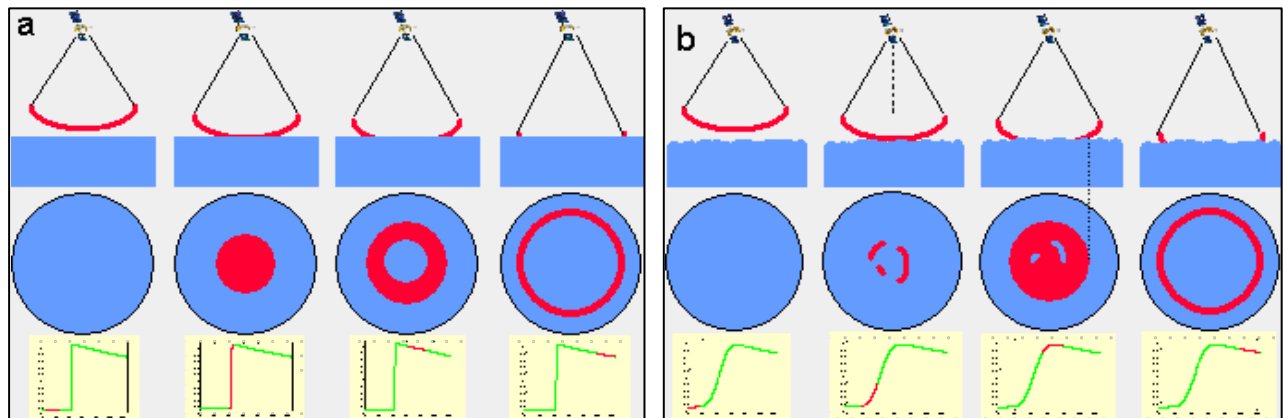
Το μέγεθος του *αποτυπώματος (footprint)* που δημιουργείται στη θαλάσσια επιφάνεια αποτελεί σημαντική πληροφορία για την κατανόηση των μετρήσεων του αλτίμετρου. Συγκεκριμένα, στην επιφάνεια της θάλασσας σχηματίζεται μία κυκλική δέσμη εύρους 3-5 km, η οποία εξαρτάται από την κατάσταση της θάλασσας και το ύψος του κύματος (wave height). Στην περίπτωση που η θαλάσσια επιφάνεια είναι επίπεδη, το αποτύπωμα είναι στενότερο (~2 km), ενώ στην αντίθετη περίπτωση είναι ευρύτερο (~10 km). Οι ανακλώμενες επιστροφές, που αποτελούν μείγμα των χιλιάδων μικρότερων εντός του αποτυπώματος, προέρχονται από τις *παρυφές* και τις κορυφές των κυμάτων. Αυτό συμβαίνει όταν το κυκλικό αποτύπωμα ενός παλμού φθάνει στο μέγιστο βαθμό του, και τότε το επιστρεφόμενο σήμα από τη συνεχώς αυξανόμενη σφαιρική επιφάνεια του παλμού ανακλάται από τις παρυφές των κυμάτων στο κέντρο του αποτυπώματος, ενώ από τις κορυφές των κυμάτων στην άκρη του (Idris, 2014). Ουσιαστικά, η συνολική περιοχή της επιφάνειας που προκαλεί την ανάκλαση δεν επηρεάζεται καθώς αυξάνεται η ακτίνα του αποτυπώματος του παλμού, με επακόλουθο να μένει ανεπηρέαστη και η ένταση των ανακλώμενων σημάτων (Εικ. 3.36).



Εικόνα 3.36. Απεικόνιση αποτυπώματος αλτίμετρου σε μετρήσεις ναδύρ της MSL με SWH 1, 5 και 10 m, χρόνο κατά μέσο όρο 1 s και σε ύψος τροχιάς 1336 km (συμπαγής γραμμή) και 785 km (διακεκομμένη γραμμή) (CNES).

Από το μέγεθος και το σχήμα των κυματομορφών μπορούν να αντληθούν πληροφορίες σχετικά με τα χαρακτηριστικά (της επιφάνειας) που προκάλεσαν την ανάκλαση (Εικ. 3.37). Συγκεκριμένα, όταν η αιχμή ενός συνεκτικού παλμού (pulse leading edge) έρθει σε επαφή με την επιφάνεια της θάλασσας, ένα ανακλώμενο σήμα αρχίζει να επιστρέφει στο δορυφόρο παρέχοντας τη δυνατότητα υπολογισμού της απόστασης, ενώ το αποτύπωμα

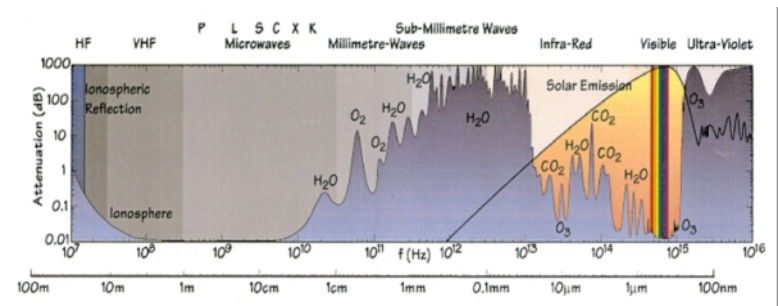
που δημιουργείται έχει μορφή δίσκου που εκτείνεται γραμμικά με το χρόνο και οδηγεί στην αύξηση του πλάτους του ανακλώμενου κύματος στο μέγιστο. Στη φάση αυτή, εάν η επιφάνεια της θάλασσας είναι επίπεδη τότε η αύξηση του ανακλώμενου κύματος είναι γραμμική. Αντίθετα, όταν η επιφάνεια της θάλασσας δεν είναι επίπεδη, το σήμα ραντάρ έρχεται σε επαφή με τις κορυφές των θαλάσσιων κυμάτων με αποτέλεσμα το πλάτος του ανακλώμενου κύματος να αυξάνεται σταδιακά (Smith & Sandwell, 1997). Επομένως το μέγεθος του αποτυπώματος του παλμού εξαρτάται από το **σημαντικό ύψος των κυμάτων (Significant Wave Height, SWH)** μέσα στην περιοχή ανάκλασης του παλμού. Στη συνέχεια, καθώς το απώτατο άκρο (pulse trailing edge) του παλμού έρθει και αυτό σε επαφή με την επιφάνεια της θάλασσας, το αποτύπωμα μετατρέπεται σε δακτύλιο που έχει αυξανόμενη ακτίνα και σταθερή περιοχή. Η ένταση της επιστρεφόμενης ακτινοβολίας είναι ανάλογη προς την περιοχή του αποτυπώματος, που συνεπάγεται ότι υπάρχει μια σταθερή αύξηση στην ένταση της ακτινοβολίας που λαμβάνεται από τα ανακλώμενα σήματα (Stammer & Cazenave, 2017). Έπειτα το πλάτος του ανακλώμενου κύματος μειώνεται λόγω του σφάλματος που προκαλείται από την λάθος θέση της κεραίας του αλτίμετρου. Με αυτό τον τρόπο, αντλούνται πληροφορίες σχετικά με το ύψος του κύματος (wave height) αφού είναι ανάλογο με την κλίση της καμπύλης της κυματομορφής η οποία αντιπροσωπεύει το πλάτος της σε συνάρτηση με το χρόνο.



Εικόνα 3.37. Απεικόνιση του σήματος ραντάρ καθώς έρχεται σε επαφή με (a) επίπεδη θαλάσσια επιφάνεια και (b) μη επίπεδη (Radar Altimetry Tutorial and Toolbox).

Τα αλτίμετρα ραντάρ χρησιμοποιούν μεγάλο **εύρος ζωνών συχνοτήτων** και η επιλογή τους καθορίζεται από τους κανονισμούς καθώς και από το στόχο και τους περιορισμούς της έρευνας. Ως **εύρος ζώνης (bandwidth)** ενός αλτίμετρου ορίζεται ως η διασπορά της συχνότητας της εκπεμπόμενης ακτινοβολίας (Εικ. 3.38). Συγκεκριμένα, στη **K_u band** του ηλεκτρομαγνητικού (H/M) φάσματος, που αποτελεί πρωταρχική επιλογή στις ερευνητικές αποστολές (π.χ. από τους δορυφόρους Topex/Poseidon, Envisat), ο δορυφόρος εκπέμπει σε συχνότητα 13.6 GHz. Επίσης, παρέχει άριστο συνδυασμό της εκπεμπόμενης ισχύος, του διαθέσιμου εύρους ζώνης (που καθορίζεται από

διεθνείς κανονισμούς για συγκεκριμένες εφαρμογές) καθώς και της ευαισθησίας σε ατμοσφαιρικές και ιονοσφαιρικές παρεμβολές. Αντίθετα, οι C band και S band του H/M φάσματος, με συχνότητες 5.6 GHz και 4.2 GHz αντίστοιχα είναι πιο ευαίσθητες, κυρίως όσον αφορά στις ιονοσφαιρικές διαταραχές και λιγότερο στις επιδράσεις της ατμόσφαιρας, συγκριτικά με την ζώνη K_u . Η συνήθης λειτουργία τους αφορά στη διόρθωση της ιονοσφαιρικής καθυστέρησης, σε συνδυασμό με τις μετρήσεις της ζώνης K_u . Όσον αφορά στη K_a band του H/M φάσματος, ο δορυφόρος εκπέμπει σε συχνότητες περίπου 35 GHz, επιτρέποντας καλύτερη παρατήρηση στην περιοχή έρευνας, ειδικά κοντά στην ακτή (Stammer & Cazenave, 2017).



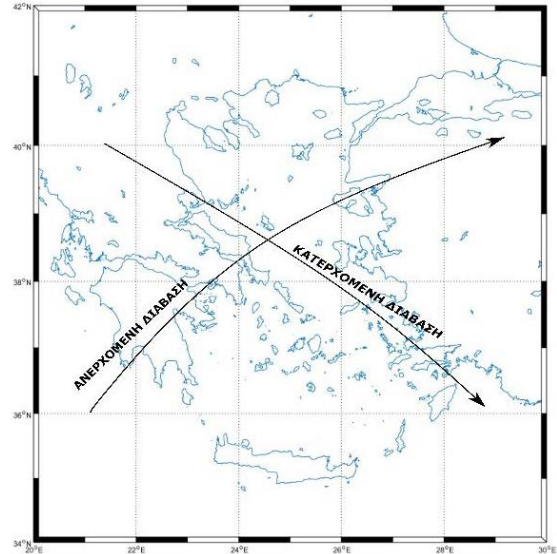
Εικόνα 3.38. Οι ζώνες του ηλεκτρομαγνητικού φάσματος (ESA).

Γενικά, καθώς αυξάνεται η συχνότητα αυξάνεται και η ανάλυση των καταγραφών. Ένα δορυφορικό αλτιμέτρο μπορεί να έχει μία κεντρική ζώνη συχνότητας, όμως παρόλα αυτά να χρησιμοποιεί και άλλα εύρη ζωνών (άρα και άλλες συχνότητες) όπου το κάθε ένα αντιστοιχεί σε μια ανάλυση. Η εναλλαγή των ζωνών γίνεται αυτόνομα από το όργανο, σε συνάρτηση με τα τοπογραφικά χαρακτηριστικά που παρατηρούνται (Hwang, Shum & Li, 2012). Δηλαδή, στην περίπτωση που το όργανο βρίσκεται στη μέγιστη συχνότητά του κατά τη σάρωση, εάν αλλάξει ο τύπος της επιφάνειας θα αλλάξει αυτόματα και η συχνότητα προκειμένου να μη χαθεί το ίχνος και να διατηρηθεί η ηχώ μέσα στο παράθυρο παρακολούθησης (tracking window) (που έχει 64 ή 128 δείγματα κυματομορφών).

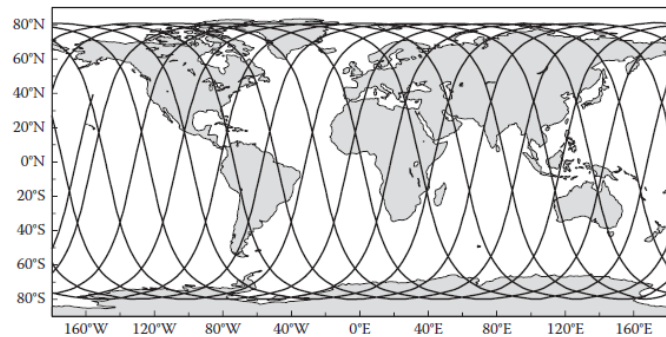
Γενικά, τα δεδομένα αλτιμετρίας έχουν πολύ χαμηλότερη οριζόντια ανάλυση συγκριτικά με αυτά των ακουστικών τεχνικών, και παρέχουν λιγότερο ακριβείς εκτιμήσεις βάθους. Ωστόσο, μπορούν να καταγράψουν μεγάλης κλίμακας γεωμορφολογικά χαρακτηριστικά του ωκεάνιου πυθμένα, ενώ η ανάλυση χαρακτηριστικών μικρής οριζόντιας έκτασης (~6-9 km) μπορεί να επιτευχθεί μόνο υπό ιδανικές συνθήκες (Sandwell et al., 2006).

Ένας επιπλέον παράγοντας που επηρεάζει την ανάλυση των αλτιμετρικών δορυφόρων με ραντάρ είναι ο υπολογισμός των παραμέτρων τροχιάς (orbital parameters) τους, που είναι το ύψος (altitude), η κλίση (inclination) καθώς και η περίοδος της περιστροφής (period) του δορυφόρου (Chelton et al., 2001). Συγκεκριμένα, η κλίση της τροχιάς προσδιορίζει τις περιοχές που πρόκειται να καλύψει ο δορυφόρος με τις μετρήσεις του. Για την εκτεταμένη κάλυψη των ωκεάνιων περιοχών από τις μετρήσεις, θα πρέπει η κλίση της τροχιάς να είναι όσο το δυνατόν πλησιέστερη στις 90°. Αυτό ωστόσο δημιουργεί επίγεια ίχνη, που είναι σχεδόν παράλληλα μεταξύ τους ενώ θα έπρεπε να τέμνονται με όσο το δυνατόν μεγαλύτερες γωνίες, ώστε να μπορούν να μετρηθούν οι δύο χωρικές συνιστώσες των ωκεάνιων ρευμάτων. Επομένως επιλέγονται συνήθως τροχιές με κλίσεις μικρότερες από 65°. Ανάλογα με την κατεύθυνση κίνησης του δορυφόρου, τα περάσματά του διακρίνονται σε ανερχόμενα

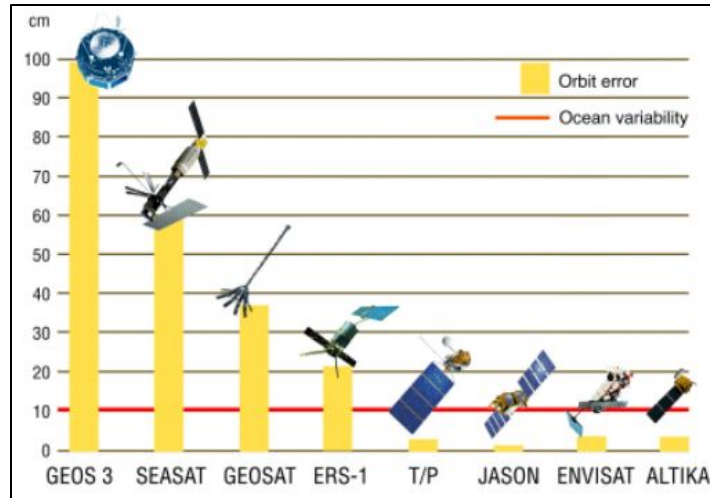
(ascending tracks), αν κατευθύνονται από μικρά σε μεγάλα πλάτη, και κατερχόμενα (descending tracks), αν συμβαίνει το αντίθετο (Εικ. 3.39). Ωστόσο, το ύψος του προσδιορίζει τη χρονική και χωρική κάλυψη της επιφάνεια της Γης από τις μετρήσεις. Πρόκειται για την απόσταση του δορυφόρου σε σχέση με το κέντρο της Γης ή το ελλειψοειδές αναφοράς και εξαρτάται από έναν αριθμό περιορισμών (π.χ. κλίση, ατμοσφαιρική αντίσταση, βαρυτικές δυνάμεις που δρουν στον δορυφόρο, περιοχή έρευνας). Οι διαταρακτικές δυνάμεις που ασκούνται στον δορυφόρο (π.χ. ατμόσφαιρα, ιονόσφαιρα), και συνεπώς η ακρίβεια με την οποία μπορεί να υπολογισθεί η τροχιά του, εξαρτώνται από το ύψος του δορυφόρου. Για να εξασφαλιστεί η μέγιστη ακρίβεια του ύψους του εφαρμόζονται διάφορες τεχνικές (όπως μετατόπιση Doppler, GPS ή παρόμοια συστήματα και laser παρακολούθησης) που μπορούν να προσδιορίσουν την τροχιά του με ακρίβεια 1 ή 2 cm (Rummel & Sansò, 1993). Όσον αφορά στην περίοδο της περιστροφής ή «επαναλαμβανόμενη τροχιά» είναι ο χρόνος που απαιτείται ώστε ο δορυφόρος να περάσει πάνω από την ίδια θέση στο έδαφος, για να πετύχει ομοιόμορφη δειγματοληψία στην επιφάνεια της Γης. Επίσης, ένας δορυφόρος που επανεξετάζει το ίδιο σημείο, συχνά καλύπτει λιγότερα σημεία από έναν δορυφόρο που εκτελεί μεγαλύτερο τροχιακό κύκλο (Stammer & Cazenave, 2017). Επομένως, μία έρευνα μικρής χρονικής διάρκειας θα έχει και μικρότερη ανάλυση συγκριτικά με μία άλλη μεγαλύτερης διάρκειας. Συνεπώς, οι παράγοντες κάλυψη, δειγματοληψία και ανάλυση των μετρήσεων σχετίζονται μεταξύ τους, αλλά δεν μπορούν να βελτιστοποιηθούν όλες ταυτόχρονα από την επιλογή μιας συγκεκριμένης τροχιάς. Έτσι, προκύπτει πως η επιλογή των τροχιακών παραμέτρων διαφέρει και εξαρτάται κάθε φορά από το στόχο της αποστολής του εκάστοτε δορυφόρου. Παρόλα αυτά, για την επίτευξη του βέλτιστου αποτελέσματος ως προς την κάλυψη μιας περιοχής συνιστάται η χρήση πολλών δορυφόρων ταυτόχρονα (Εικ. 3.40).



Εικόνα 3.39. Τα περάσματα των αλτιμετρικών δορυφόρων (Νατσιόπουλος, 2020).

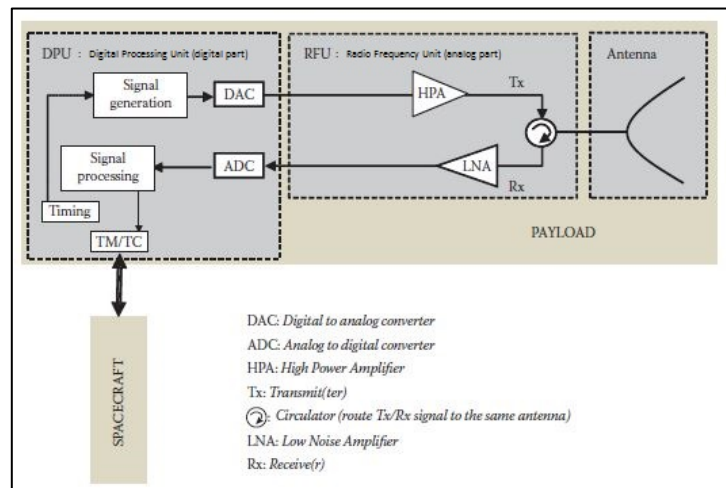


Εικόνα 3.40. Τυπική καθημερινή κάλυψη της οικογένειας των δορυφόρων ERS/Envisat/SARAL (Stammer & Cazenave, 2017).



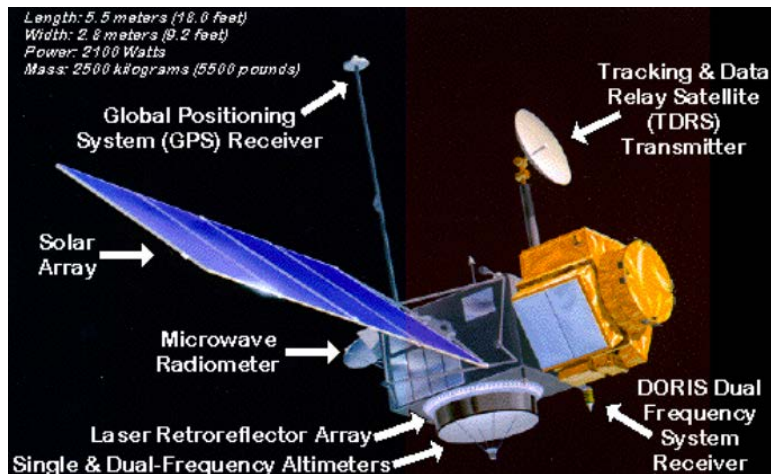
Εικόνα 3.41. Εξέλιξη της ακρίβειας προσδιορισμού της τροχιάς (POD) από το GEOS 3 στο AltiKa (Stammer & Cazenave, 2017).

Γενικά, η *αρχιτεκτονική δομή του αλτίμετρου* περιγράφεται από την παρακάτω ακολουθία ενεργειών (Εικ. 3.42): Αρχικά το σήμα ραντάρ δημιουργείται ψηφιακά από την ψηφιακή μονάδα επεξεργασίας (digital processing unit, DPU), ενώ στη συνέχεια με τη βοήθεια του μετατροπέα αλλάζει από ψηφιακό σε αναλογικό (analog to digital converter, ADC). Επίσης τροποποιείται και η συχνότητα του σήματος για να μπορέσει να φθάσει στη συχνότητα μικροκυμάτων του ραντάρ προτού περάσει στον ενισχυτή υψηλής ισχύος (high power amplifier, HPA). Έπειτα το σήμα



Εικόνα 3.42. Αρχιτεκτονική δομή του αλτίμετρου (Stammer & Cazenave, 2017).

εκπέμπεται μέσω της κεραίας (antenna), η οποία σε δεύτερο χρόνο λαμβάνει το ανακλώμενο σήμα (ηχώ), το οποίο έχει χαμηλή ένταση διότι επηρεάζεται από τις απώλειες της μετάδοσης. Για το λόγο αυτό η ηχώ ενισχύεται με τη βοήθεια του ενισχυτή χαμηλού θορύβου (low noise amplifier, LNA) και στη συνέχεια ψηφιοποιείται και υπόκειται σε επεξεργασία σε πραγματικό χρόνο κατά τη διάρκεια της αποστολής (Stammer & Cazenave, 2017).



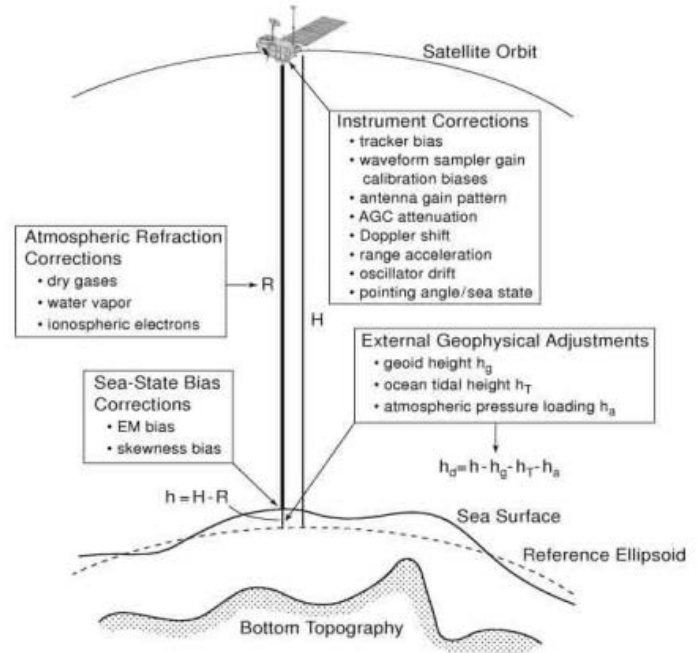
Εικόνα 3.43. Λειτουργικά μέρη του συστήματος TOPEX / Poseidon (Todorova, Hobiger & Schuh, 2007).

Υπάρχουν κάποιες κατηγορίες *σφαλμάτων* που διαδραματίζουν σημαντικό ρόλο στην επεξεργασία του αλτιμετρικού σήματος και των αντιστοίχων μετρήσεων (Εικ. 3.44):

- **Σφάλματα του οργάνου (*instrumental errors*):** (μέγεθος σφάλματος: μερικά cm). Σχετίζονται με τη λειτουργία του εκάστοτε αλτιμέτρου και τις τυχόν ατέλειες ή περιορισμούς της τεχνολογίας που χρησιμοποιείται για την κατασκευή του (Rummel & Sansò, 1993). Ορισμένα παραδείγματα είναι η απόκλιση της κεραίας, η κατεύθυνση του ραντάρ, ο θόρυβος του οργάνου που είναι της τάξης των λίγων εκατοστών, τα συστηματικά σφάλματα ανίχνευσης του παλμού κ.ά.
- **Ατμοσφαιρικά σφάλματα (*geophysical corrections*):** (μέγεθος σφάλματος: 0.02-2 m). Καθώς τα ηλεκτρομαγνητικά κύματα ταξιδεύουν μέσω της ατμόσφαιρας, επιβραδύνονται από τους υδρατμούς της τροπόσφαιρας ή από τα ιονισμένα μόρια της ιονόσφαιρας. Επομένως, θα πρέπει η ατμοσφαιρική μείωση του ηλεκτρομαγνητικού σήματος να είναι αρκετά μικρή ώστε η ανίχνευση της επιστροφής του παλμού να είναι δυνατή (Hwang, Shum & Li, 2012). Η διόρθωση των γεωφυσικών επιδράσεων μπορεί να επιτευχθεί μέσω είτε μέτρησής τους σε πολλές διαφορετικές συχνότητες ή μοντελοποίησής τους.
- **Σφάλματα του γεωειδούς (*geoid bias*):** (μέγεθος σφάλματος: μερικά cm). Οι χωρικές αλλαγές του γεωειδούς μπορεί να ποικίλουν κατά αρκετά μέτρα σε αποστάσεις μερικών χιλιομέτρων, οπότε είναι σημαντικό να καθοριστεί η μορφή του γεωειδούς με ακρίβεια τουλάχιστον 10 cm. Για να ελαχιστοποιηθούν οι επιδράσεις του γεωειδούς στη μέτρηση των δυναμικών μεταβολών της τοπογραφίας των θαλασσών απαιτείται επανάληψη του ίχνους των τροχιών ανά τακτά διαστήματα, δηλαδή ο

δορυφόρος να περνά περιοδικά πάνω από τα ίδια σημεία (με ακρίβεια ± 1 km) διαγράφοντας τα ίδια επίγεια ίχνη στην επιφάνεια της Γης (Rummel & Sansò, 1993).

- **Σφάλματα της κατάστασης της θάλασσας (sea state bias):** (μέγεθος σφάλματος: μερικά cm). Η κατανομή των επιμέρους ανακλάσεων οδηγεί στη δημιουργία σφάλματος που εξαρτάται από το σημαντικό ύψος των κυμάτων (SWH) και από την τραχύτητα της θαλάσσιας επιφάνειας που προκαλείται με τις επιδράσεις των ανέμων. Στη περίπτωση που το σημαντικό ύψος των κυμάτων είναι γνωστό (π.χ. σε



Εικόνα 3.44. Είδη σφαλμάτων της δορυφορικής αλτιμετρίας ραντάρ (Chelton et al., 2001).

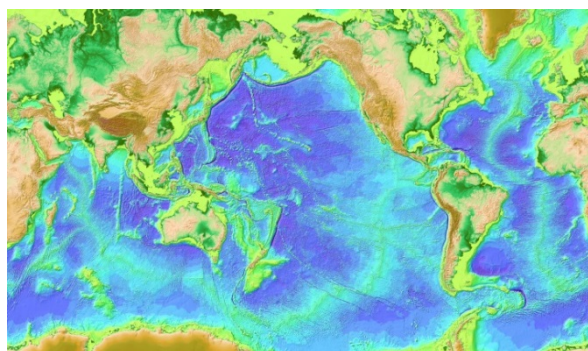
συγκεκριμένες περιοχές όπου επιτελείται η βαθμονόμηση των αλτιμέτρων), τα σφάλματα αυτά μπορούν να προσδιορισθούν εμπειρικά και να προσδιορισθούν τα αντίστοιχα μοντέλα των σφαλμάτων της κατάστασης της θάλασσας για το αλτίμετρο του εκάστοτε δορυφόρου (Sandwel et al., 2014).

- **Σφάλματα προσδιορισμού της δορυφορικής τροχιάς (orbit bias):** (μέγεθος σφάλματος: ~ 2 cm). Είναι ένα από τα σημαντικότερα σφάλματα στις αλτιμετρικές παρατηρήσεις και σχετίζεται με τη μη ακριβή γνώση της τροχιάς του δορυφόρου (Βέργος, 2006). Η λανθασμένη γνώση οφείλεται στα μειωμένες ακρίβειας μοντέλα βαρύτητας που χρησιμοποιούνταν στις παλαιότερες αποστολές, καθώς και στους αναλυτικούς αλγορίθμους μέσω των οποίων επιδιώχθηκε η προσέγγιση της δορυφορικής τροχιάς. Βέβαια με την πάροδο του χρόνου το ακτινικό τροχιακό σφάλμα κατέληξε να φτάσει μέχρι και τα 3cm (αποστολή του Topex/Poseidon). Στη μείωση του τροχιακού σφάλματος συμβάλει ο ακριβής προσδιορισμός της θέσης του δορυφόρου μέσω της χρήσης του συνδυασμού των μεθόδων εντοπισμού (GPS, DORIS και SLR) (Benveniste, 2011).
- **Σφάλμα συχνότητας της ακτινοβολίας (frequency error):** Όταν η θαλάσσια επιφάνεια φωτίζεται από μια ενιαία (συνεκτική) πηγή ακτινοβολίας, οι διαφορές που δημιουργούνται στο οπτικό μήκος των πολλαπλών διαδρομών της ανακλώμενης ακτινοβολίας (π.χ. εξ αιτίας της παρουσίας κυμάτων) προκαλούν την εμφάνιση της **επικοινωνιακής και καταστρεπτικής παρεμβολής** ή αλλιώς **εξασθένισης**

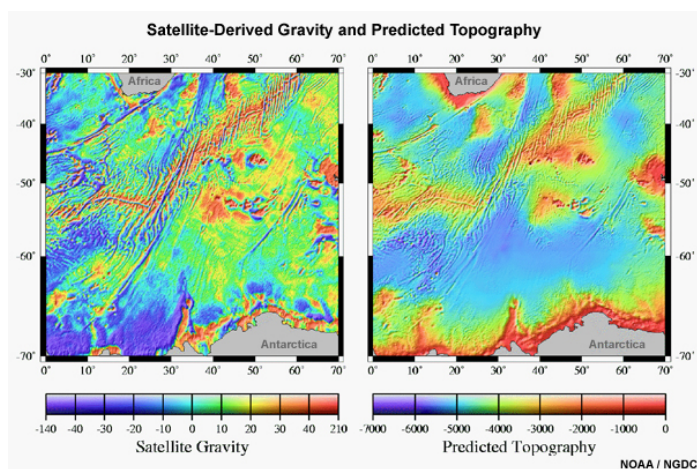
(*fading*). Αυτό το γεγονός είναι ικανό να διαστρεβλώσει το σήμα που στέλνεται από τον αισθητήρα ραντάρ στον δορυφόρο. Επομένως, για να αποφευχθούν τα προβλήματα της εν λόγω παρεμβολής, τα σήματα του αλτίμετρου ραντάρ «συμπιέζονται» και αποκτούν ένα περιορισμένο μήκος συνοχής (coherence length) που είναι αρκετά μικρό έτσι ώστε να αποφεύγεται η εξασθένησή τους (Stammer & Cazenave, 2017).

Στο **στάδιο της επεξεργασίας** των αλτιμετρικών παρατηρήσεων, λαμβάνοντας υπόψη όλες οι παρεμβολές στο σήμα ραντάρ, εφαρμόζονται δύο βασικές μέθοδοι: α) της συνόρθωσης στις τομές των τροχιακών ιχνών (crossover adjustment), που αποσκοπεί στην ελαχιστοποίηση του ακτινικού τροχιακού σφάλματος των παρατηρήσεων και β) την ενοποίησης (stacking) των παρατηρήσεων που έχει σαν στόχο την δημιουργία μέσω των τιμών για τα αλτιμετρικά δεδομένα απαλλαγμένων από τις διάφορες χρονικά μεταβαλλόμενες επιδράσεις του θαλάσσιου περιβάλλοντος. Αυτό έχει σαν αποτέλεσμα την επίτευξη βελτιστοποιημένων αποτελεσμάτων που έχουν μεγάλη ακρίβεια, στοχεύοντας σε διαφορετικές χρήσεις (Rummel & Sansò, 1993).

Το καταληκτικό συμπέρασμα είναι πως η δορυφορική αλτιμετρία ραντάρ αποτελεί μία από τις πιο σημαντικές τεχνικές της εφαρμοσμένης ωκεανογραφίας, διότι παρέχει υψηλής ποιότητας δεδομένα σε παγκόσμια κλίμακα και τα αποτελέσματά της είναι ικανά να χρησιμοποιηθούν σε ένα ευρύ φάσμα εφαρμογών. Αυτό οφείλεται στο γεγονός πως η δειγματοληψία του χώρου και του χρόνου έχει επαρκή πυκνότητα με αποτέλεσμα τα δεδομένα να παρουσιάζονται ως μία συνεχής εγγραφή (Le Traon et al., 2015).



Εικόνα 3.45. Μετρημένη και εκτιμώμενη τοπογραφία θαλάσσιου πυθμένα (Smith & Sandwell, 1997).



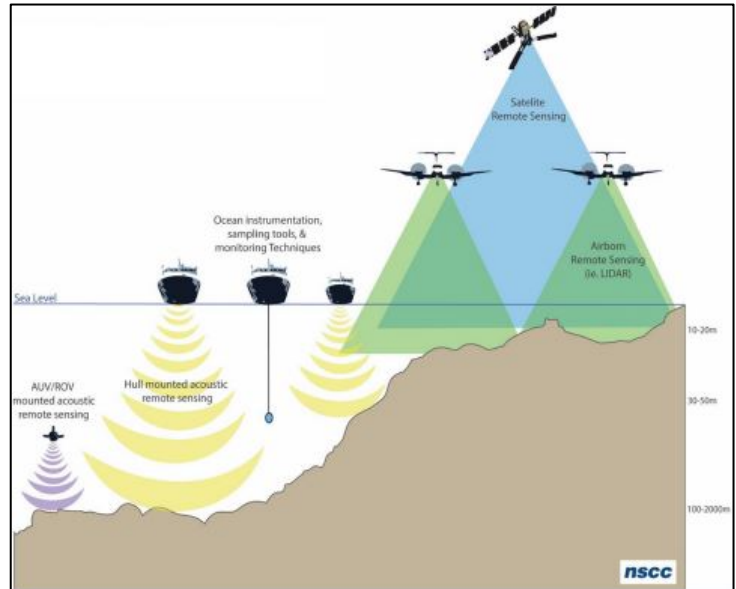
Ένα είδος εφαρμογής της δορυφορικής αλτιμετρίας είναι ο προσδιορισμός του βαρυτικού πεδίου των ωκεανών σε παγκόσμια κλίμακα. Συγκεκριμένα, τα δεδομένα του πεδίου βαρύτητας μπορεί να χρησιμοποιηθούν για την κατάλληλη προσέγγιση των χαρακτηριστικών στοιχείων στους πυθμένες των ωκεανών (π.χ. υποθαλάσσια όρη,

Εικόνα 3.46. Χάρτες απεικόνισης της βαρύτητας (αριστερά) και της προβλεπόμενης βαθυμετρίας (δεξιά) για μια περιοχή μεταξύ Αφρικής και Ανταρκτικής (NOAA).

κορυφογραμμές) και εντέλει για την σύνταξη ενός ενιαίου αναλυτικού χάρτη της τοπογραφίας του θαλάσσιου πυθμένα (Εικ. 3.45, 3.46). Παρότι αυτοί οι χάρτες έχουν χαμηλή ακρίβεια και ανάλυση και δεν ενδείκνυται η χρήση τους στη ναυσιπλοΐα, αξιοποιούνται σε άλλες εφαρμογές, όπως στον εντοπισμό εμποδίων στα μεγάλα ωκεάνια ρεύματα και τα ρηγά θαλάσσια όρη (Le Traon et al., 2015). Επίσης μέσα από τα βαθυμετρικά δεδομένα της δορυφορικής αλτιμετρίας αποκαλύπτονται τα όρια των πλακών καθώς και τα οροπέδια των ωκεανών.

Κεφάλαιο 4°. Σύγκριση των Μεθόδων Προσδιορισμού του Βυθού.

Οι μέθοδοι βαθυμετρίας αποτελούν εδώ και δεκαετίες μία αναπτυσσόμενη τεχνολογία που έχει διευκολύνει την οπτικοποίηση των τοπογραφικών και γεωλογικών χαρακτηριστικών των υποθαλάσσιων περιβαλλόντων και κατά συνέπεια την απεικόνιση του πυθμένα. Συγκεκριμένα, η ταχύτητα ανάπτυξης των τηλεπισκοπικών τεχνικών απεικόνισης του πυθμένα είναι αξιοσημείωτη, καθώς πλέον είναι δυνατή η χαρτογράφηση ενός ευρύ φάσματος περιβαλλόντων μέσα από υποθαλάσσιες, θαλάσσιες, αερομεταφερόμενες και διαστημικές πλατφόρμες (Finkl & Makowski, 2016).



Εικόνα 4.1. Απεικόνιση όλων των μεθόδων προσδιορισμού του βυθού (NSCC).

Παρόλο που η δυνατότητα διερεύνησης του θαλάσσιου πυθμένα στα μεγάλα βάθη μονοπωλείται από τις ακουστικές μεθόδους (όπως SBES, MBES, SSS), υπάρχει μια πληθώρα βαθυμετρικών μεθοδολογιών (όπως LiDAR, παθητικές οπτικές μέθοδοι, δορυφορική αλτιμετρία) που εφαρμόζονται στις περιπτώσεις των ρηχών υδάτων κοντά στις παράκτιες ζώνες. Αυτό οδηγεί στην ύπαρξη μεγάλου όγκου διαθέσιμων υποθαλάσσιων δεδομένων σε πολλές διαφορετικές μορφές, με αποτέλεσμα να ποικίλει η ποιότητά τους.

Κάνοντας μία σύνοψη των όσων αναλύθηκαν, συμπεραίνουμε πως η επιλογή των μεθόδων εξαρτάται από τη φύση της έρευνας. Παρόλα αυτά, οι μέθοδοι βαθυμετρίας μέσω εναέριας ή δορυφορικής πλατφόρμας προτιμώνται διότι πέραν της υψηλής ακρίβειας που προσφέρουν, έχουν τη δυνατότητα να σαρώνουν μεγάλες εκτάσεις σε σύντομο χρονικό διάστημα, παρέχοντας επαναληψιμότητα και εξασφαλίζοντας περιορισμένο κόστος για την πραγματοποίηση της έρευνας. Στον Πίνακα 4.1 γίνεται συνοπτική αναφορά στα κύρια χαρακτηριστικά των βαθυμετρικών τεχνικών που αναπτύχθηκαν στη συγκεκριμένη εργασία.

Κύρια Χαρακτηριστικά					
Μέθοδοι Προσδιορισμού του Βυθού					
	Μέγιστο Βάθος	Ακρίβεια	Πλατφόρμα Διερεύνησης	Περιβάλλον Έρευνας	Πλεονεκτήματα vs. Μειονεκτήματα
Single Beam Echo Sounder	200 m	~ 0.02 m	Θαλάσσιο σκάφος, AUV, ROV, ASV	Ποτάμια, Ρηχά νερά	Περιορισμένο κόστος, Βολική λειτουργία, Χρονοβόρα τεχνική
Multi Beam Echo Sounder	~ 7000 m	~ 0.05 m	Θαλάσσιο σκάφος, AUV, ROV, ASV	Ωκεάνια περιβάλλοντα	Σάρωση μεγάλων εκτάσεων, Χρονοβόρα και Κοστοβόρα τεχνική
Sidescan Sonar	Δεν μετράει βάθος	~ 1 m	Θαλάσσιο σκάφος, AUV, ROV, ASV	Ωκεάνια περιβάλλοντα	Γρήγορη σάρωση μεγάλων εκτάσεων, Χαμηλό κόστος εξοπλισμού
Airborne LiDAR	70 m (διαυγή νερά)	~ 0.15 m	Αεροσκάφος, UAV	Ποτάμια, Ρηχά νερά	Γρήγορη σάρωση μεγάλων εκτάσεων Χαμηλό κόστος εξοπλισμού Επαναληψιμότητα
Passive Optical Methods	30 m (διαυγή νερά)	cm - m	Αεροσκάφος, UAV, Δορυφόρος	Ποτάμια, Ρηχά νερά	Γρήγορη σάρωση μεγάλων εκτάσεων, Χαμηλό κόστος εξοπλισμού, Επαναληψιμότητα, Απροσπέλαστες περιοχές
Satellite Radar Altimetry	0 m (θαλάσσια επιφάνεια)	~ 1 km	Δορυφόρος	Ωκεάνια περιβάλλοντα	Γρήγορη σάρωση μεγάλων εκτάσεων, Πυκνότητα δεδομένων, Χαμηλό κόστος, Επαναληψιμότητα

Πίνακας 4.1. Συνοπτική αναφορά και σύγκριση των μεθόδων προσδιορισμού του βυθού.

Βιβλιογραφία.

- Agassiz, A. 1888, Three Cruises of the United States Coast and Geodetic Survey Steamer BLAKE, Houghton, Mifflin and Company, Boston.
- Agrafiotis P., Skarlatos D., Georgopoulos A. and Karantzalos K.. Shallow water bathymetry mapping from uav imagery based on machine learning. ISPRS - International Archives of the Photogrammetry, Remote Sensing and Spatial Information Sciences, vol. XLII-2/W10, pages 9-16, 2019. xix, 17, 18, 33, 34, 81, 186
- Agrafiotis, P.G., Image-based bathymetry mapping for shallow waters. 2020.
- Alföldi, T. T. 1982. Remote Sensing for Water Quality Monitoring. Chapter 27 in Remote Sensing for Resource Management (C. J. Johannsen and J. L. Sanders, eds.). Ankeny, IA: Soil Conservation Society of America, pp. 317 328.
- Ambar I., Dias J. (2008). Remote Sensing of Coastal Upwelling in North – Eastern Atlantic Ocean. Remote Sensing of the European Seas, Springer Science.
- American Piezo Ceramics APC International, Ltd. 2016 Transmitting Acoustic Signals Through Water: Echo Sounding.
- Amiri-Simkooei R. A., Snellen M., and Simons G. D. (2011), Principal Component Analysis of Single-Beam Echo-Sounder Signal Features for Seafloor Classification., IEEE JOURNAL OF OCEANIC ENGINEERING, VOL. 36, NO. 2, APRIL 2011
- Avery, T.E. & Berlin, G.L. (1992). Fundamentals of Remote Sensing and Airphoto Interpretation. New York: Mc Millan Publishing Company, 5th edition.
- Ayana, E.K., Philpot, W.D., Melesse, A.M., Steenhuis, T.S., 2015. Assessing the potential of MODIS/Terra version 5 images to improve near shore lake bathymetric surveys. International Journal of Applied Earth Observation and Geoinformation 36, 13e21
- Bagnitsky, A., et al., *Side scan sonar using for underwater cables & pipelines tracking by means of AUV*. 2011 IEEE Symposium on Underwater Technology and Workshop on Scientific Use of Submarine Cables and Related Technologies, 2011: p. 1-10.
- Bailly, P., 2011. Computers Geosciences Automatic calculation of bathymetry for coastal hydrodynamic models. Computers and Geosciences 37 (9), 1303e1310.
- Bakula, K. Multispectral airborne laser scanning A new trend in the development of LiDAR technology. *Archiwum Fotogrametrii Kartografii i Teledetekcji* 2015, 27, 25–41.
- Beer, T. (1996). Environmental oceanography (Vol. 11): CRC Press.
- Benveniste, J. (2011). Radar Altimetry: Past, Present and Future. In Vignudelli, S., Kostianoy, A. G., Cipollini, P. and Benveniste, J. Coastal Altimetry. (1-18). London, New York: Springer.
- Bhandari, B., et al. Generation of high resolution DSM using UAV images. in FIG Working Week. 2015.

- Bikonis, K. and J. Demkowicz, MEMS technology quality requirements as applied to multibeam echosounder. Polish Maritime Research, 2018.
- Birkebak, M., Airborne Lidar bathymetry beam diagnostics using an underwater optical detector array. 2017.
- Bosman, A., et al., The first ultra-high resolution Digital Terrain Model of the shallow-water sector around Lipari Island (Aeolian Islands, Italy). *Annals of Geophysics*, 2015.
- Brewin, R.J., et al., A Printable Device for Measuring Clarity and Colour in Lake and Nearshore Waters. *Sensors*, 2019. 19(4): p. 936.
- Brown, G. S., The Average Impulse Response of a rough surface and its applications, *IEEE Trans. Antennas Propag.*, 25, 1977.
- Buchanan, L.A., Using a Dual Frequency Echo Sounder for the Determination of Suspended Sediment in the Water Column. the proceedings of the Western Dredging Association, 2005: p. 213.
- Campbell, B.J., (1996). *Introduction to Remote Sensing*. New York, London: Virginia Polytechnic Institute and State University, The Guilford Publications Press, 2nd edition
- Campbell, J.B. and R.H. Wynne, *Introduction to remote sensing*. 2011: Guilford Press.
- Christopher Makowski and Charles W Finkl. History of modern seafloor mapping. In *Seafloor Mapping along Continental Shelves*, pages 3-49. Springer, 2016. 3, 12
- Clark, R.K., Fay, T.H., Walker, C.L., 1987. Bathymetry calculations with Landsat 4 TM imagery under a generalized ratio assumption. *Applied Optics* 26, 4036e4038. The Optical Society (OSA).
- Collet, C., Provost, J.-N., Rostaing, P. Perez, P., and Bouthemy, P.: SPOT satellite data analysis for bathymetric mapping, *IEEE Image Proc.*, 3, 464–467, 2000.
- De Moustier, C., State of the art in swath bathymetry survey systems. 1988
- Dierssen, H.M. and A.E. Theberge, *Bathymetry: Assessing Methods*. Encyclopedia of Ocean Sciences, 2014.
- Dondurur, D., Acquisition and processing of marine seismic data. 2018: Elsevier.
- Elhassan I 2015 Development of bathymetric Techniques. FIG Working Week 2015. From the Wisdom of the Ages to the Challenges of the Modern World. Sofia, Bulgaria, 17-21 May 2015.
- Eugenio, F., Marcello, J., and Martin, J.: High resolution maps of bathymetry and benthic habitats in shallow-water environments using multispectral remote sensing imagery, *IEEE T. Geosci. Remote*, 53, 3539–3549, 2015.
- Ferretti R., Fumagalli E., Caccia M., Bruzzone G. (2015), Seabed classification using a single beam echosounder. DOI: 10.1109/OCEANS-Genova.2015.7271709, Conference: OCEANS 2015 – Genova
- Feurer, D., Bailly, J.-S., Puech, C., Le Coarer, Y., and Viau, A. A.: Very-high-resolution mapping of river immersed topography by remote sensing, *Prog. Phys. Geog.*, 32, 403–419, 2008.

- Finkl CW, Warner MT (2005) Morphological features and morphological zones along the inner continental shelf of southeastern Florida: an example of form and process controlled by lithology. In: Finkl C (ed) *The sun, earth, and moon: a tribute to Rhodes W. Fairbridge*. J Coastal Res, Special Issue No. 42:79–96
- Finkl, C.W. and C. Makowski, *Seafloor Mapping Along Continental Shelves: Research and Techniques for Visualizing Benthic Environments*. Vol. 13. 2016: Springer.
- Fotheringham, A.S., Charlton, M.E., Brunson, C., 1998. Geographically weighted regression: a natural evolution of the expansion method for spatial data analysis. *Environment and Planning A* 30 (11), 1905e192 Fryer G John and Kniest HT. Errors in depth determination caused by waves in through-water photogrammetry. *The Photogrammetric Record*, vol. 11, no. 66, pages 745753, 1985. xix, 15, 16, 26, 817.
- Gaida, T.C., et al., Mapping the seabed and shallow subsurface with multi-frequency multibeam echosounders. *Remote sensing*, 2020. 12(1): p. 52.
- Garel, E., et al., Offshore sand and gravel mining. 2019.
- Gastauer, S., An Ecosystem Approach, the Acoustic Assessment of the Northern Demersal Scalefish Fishery–Distribution, Habitat and Abundance. 2017, Curtin University.
- Glenn, M. F. (1970). Introducing an operational multi-beam array sonar. *Int. Hydrogr. Rev.* 47:35.
- Gommenginger, C., Thibaut, P., Fenodlio-Marc, L., Quartly, G., Deng, X., Gomez-Enri, J., Challenor, P. and Gao, Y. (2011). Retracking Altimeter Waveforms Near the Coasts. A Review of Retracking Methods and Some Applications to Coastal Waveforms. In Vignudelli, S., Kostianoy, A. G., P. Cipollini and Benveniste, J. *Coastal Altimetry*. (61-101). London, New York: Springer.
- Guenther GC (1989) Airborne laser hydrography to chart shallow coastal waters. *Sea Technol* 30(3):55–59
- Guenther, G., R. Thomas, and P. LaRocque (1996). “Design Considerations for Achieving High Accuracy with the SHOALS Bathymetric Lidar System” *SPIE: Laser Remote Sensing of Natural Waters: From Theory to Practice*. 15, pp. 54-71.
- Haldar, S., *Mineral exploration*. Mineral Exploration, 2013: p. 193-222.
- Hayne, G. S., Radar Altimeter Mean Return Waveforms from Near-Normal-Incidence Ocean surface scattering, *IEEE Trans. Antennas Propag.* AP-28, 687-692, 1980.
- Hedley, J., Roelfsema, C., & Phinn, S. R. (2009). Efficient radiative transfer model inversion for remote sensing applications. *Remote Sensing of Environment*, 113(11), 2527–2532.
- Hickman, G.D.; Hogg, J.E. Application of an airborne pulsed laser for near shore bathymetric measurements. *Remote Sens. Environ.* 1969, 1, 47–58.
- Holman, R. and Haller, M. C.: Remote sensing of the nearshore, *Annu. Rev. Marine Sci.*, 5, 95–113, 2013.
- Holman, R., Plant, N., Holland, T., 2013. cBathy: a robust algorithm for estimating nearshore bathymetry. *Journal of Geophysical Research: Oceans* 118, 2595e2609.

- Hwang, C., C. Shum, and J. Li, *Satellite Altimetry for Geodesy, Geophysics and Oceanography: Proceedings of the International Workshop on Satellite Altimetry, a joint workshop of IAG Section III Special Study Group SSG3. 186 and IAG Section II, September 8–13, 2002, Wuhan, China. Vol. 126.* 2012: Springer Science & Business Media.
- Idris, N. H. (2014). *Development of New Retracking Methods for Mapping Sea Levels Over The Shelf Areas from Satellite Altimetry Data.* Doctor of Philosophy. Newcastle, Australia
- IHO. *IHO Standards for Hydrographic Surveys 4th Edition, April 1998 Special Publication N°44.* Published by International Hydrographic Bureau MONACO, 1998.
- IHO. *Standards for Hydrographic Surveys; International Hydrographic Bureau: Monaco, 2008*
- IHO. 2010 Chapter 3: Depth Determination. IHO Publication C-13 Manual on Hydrography, 1st Edition.
- IHO and IOC (2018). *The IHO-IOC GEBCO Cook Book.* Monaco: IHO.
- Irish, J. L., and White, T. E. (1998). Coastal engineering applications of high-resolution lidar bathymetry. *Coast. Eng.* 35, 47–71. doi: 10.1016/S0378-3839(98)00022-2
- Jakobsson, M., et al., Mapping submarine glacial landforms using acoustic methods. *Geological Society, London, Memoirs*, 2016. 46(1): p. 17-40.
- Jawak, S. D., Vadlamani, S. S., and Luis, A. J.: A synoptic review on deriving bathymetry information using remote sensing technologies: models, methods and comparisons, *Adv. Remote Sens.*, 4, 147–162, 2015.
- Jawak, S.D., Luis, A.J., 2015. Spectral information analysis for the semiautomatic derivation of shallow lake bathymetry using high-resolution multispectral imagery: a case study of Antarctic coastal oasis. *Aquatic Procedia* 4, 1331e1338.
- Johannesson, K.A., and Mitson, R.B. 1983. *Fisheries acoustics. A practical manual for aquatic biomass estimation.* FAO Fisheries Technical Paper 240.
- Johnson-Roberson, M., Pizarro, O., Williams, S. B., and Mahon, I.: Generation and visualization of large-scale three-dimensional reconstructions from underwater robotic surveys, *J. Field Robot.*, 27, 21–51, 2010.
- Joseph M 2015 Assessing the precision of depth data. *The International Hydrographic Review*, 68(2)
- Kent, R., Fay, H., Temple, H., Mississippi, S., Charles, L., West, K., West, K., 1988. Imagery bathymetry using thematic mapper imagery. *SPIE, the International Society for Optics and Photonics* 925, 229e231.
- Kervem, Gilles, and Andre LeGall, and Bernard Toullee, *Alrhorne Laser Bathymeiry: A Novel Techmque For Shallow Water Moniloring, Thomson Sintra Activities SousMarines, Route de Sainte Anne du Portzic, 29601, Brest Cedex, France, SPIE Volume 1714, Lidar for Remote Sensing, 1992.*
- Khorram, S., et al., *Digital image acquisition: Preprocessing and data reduction.* Handbook of Satellite Applications, 2012: p. 809-837.

- King, P., B. Anstey, and A. Vardy, Sonar image registration for localization of an underwater vehicle. *The Journal of Ocean Technology*, 2017. 12(3): p. 68-90.
- Kruss, A., et al., Spatial distribution of macroalgae along the shores of Kongsfjorden (West Spitsbergen) using acoustic imaging. *Polish Polar Research*, 2017: p. 205-229.
- Kwasnitschka, T., Hansteen, T. H., Devey, C. W., and Kutterolf, S.: Doing fieldwork on the seafloor: photogrammetric techniques to yield 3-D visual models from ROV video, *Comput. Geosci.*, 52, 218–226, 2013.
- L-3 Communications SeaBeam Instruments, Multibeam sonar theory of operation. Available via DIALOG. 2000
- Lafon, V., Froidefond, J. M., Lahet, F., and Castaing, P.: SPOT shallow water bathymetry of a moderately turbid tidal inlet based on field measurements, *Remote Sens. Environ.*, 81, 136–148, 2002
- Langleben, M., Reflection of sound at the water-sea ice interface. *Journal of Geophysical Research*, 1970. 75(27): p. 5243-5246.
- Le Deunf, J., et al., A review of data cleaning approaches in a hydrographic framework with a focus on bathymetric multibeam echosounder datasets. *Geosciences*, 2020. 10(7): p. 254.
- Lekkerkerk H.J., State of the Art in Multibeam Echosounders, Hydro International, 2020.
- Le Traon, P.-Y., Antoine, D., Bentamy, A., Bonekamp, H., Breivik, L., Chapron, B., Corlett, G., Dibarboue, G., DiGiacomo, P. and Donlon, C. (2015). Use of satellite observations for operational oceanography: recent achievements and future prospects. *Journal of Operational Oceanography*. 8 (sup1), s12-s27
- Le Traon, P.-Y., et al., *Use of satellite altimetry for operational oceanography*, in *Satellite altimetry over oceans and land surfaces*. 2017, CRC Press. p. 581-608.
- Levitus, S., R. Burgett, and T.P. Boyer, *World Ocean Atlas 1994*. Vol. 3, Salinity. 1994.
- Levitus, S. and T.P. Boyer, *World ocean atlas 1994*. volume 4. temperature. 1994, National Environmental Satellite, Data and Information Service, Washington
- Li JB (1999) Multi-beam Survey Principle Technology and Method (in Chinese). China Ocean Press, Beijing
- Lied T. T., Walday M., Olsgard F., Ellingsen E. K., Holm S. (2004), SEABEC - a Single Beam Echo Sounder Seabed Classification System. DOI: 10.1109/OCEANS.2004.1406454, Conference: OCEANS '04. MTT/IEEE TECHNO-OCEAN '04, Volume: 4
- Lillesand, T.M., Kiefer, R.W., & Chipman, Jonathan W. (2003). *Remote Sensing and Image Interpretation*.
- Liu BH, Ding JS, Pei YL et al (2005) Marine geophysical survey techniques and their applications to offshore engineering. *Adv Mar Sci* 23(3):374–384.
- Liu YC (2001) Space structure and data processing in marine sounding (in Chinese). *Acta Geod Cartogr Sin* 30(2):186–187
- Lurton, X. (2002). *An Introduction to Underwater Acoustics, Principles and Applications*. Cham: Springer.

- Lyzenga, D. R. (1978). "Passive remote sensing techniques for mapping water depth and bottom features." *Applied optics*, 17(3), 379–383.
- Lyzenga, D. R., Malinas, N. P., & Tanis, F. J. (2006). Multispectral bathymetry using a simple physically based algorithm. *Geoscience and Remote Sensing, IEEE Transactions on*, 44(8), 2251–2259.
- Mandlbürger, G.; Pfennigbauer, M.; Pfeifer, N. Analyzing near water surface penetration in laser bathymetry—A case study at the River Pielach. *ISPRS Ann. Photogramm. Remote Sens. Spat. Inf. Sci.* 2013, II- 5/W2, 175–180.
- Marques C (2012), Automatic mid-water target detection using multi-beam water column. Dissertation, University of New Brunswick
- Mather, M.P., (1999). *Computer Processing of Remotely-Sensed Images*. UK: J. Wiley & Sons, 2nd edition p. 292.
- Mayer, L. (2006). Frontiers in seafloor mapping and visualization. *Mar. Geophys. Res.* 27, 7–17.
- Melvin J. Umbach, 1976: *Hydrographic Manual* (4th edition). National Ocean Survey, U.S. Department of Commerce. U.S. Government Printing Office, Washington, DC
- Mills J & Dodd D 2014 *Ellipsoidally Referenced Surveying for Hydrography*. International Federation of Surveyors (FIG)
- Mishra, D., Narumalani, S., Lawson, M., and Rundquist, D. (2004). "Bathymetric Mapping Using IKONOS Multispectral Data." *GIScience & Remote Sensing*, 41(4), 301–321.
- Mobley, C.D., *Continued Development of the Look-up-table (LUT) Methodology For Interpretation of Remotely Sensed Ocean Color Data*. 2007, SEQUOIA SCIENTIFIC INC BELLEVUE WA.
- Mohammadloo H., Snellen T., M., and Simons D.G., Multi-beam echo-sounder bathymetric measurements: Implications of using frequency modulated pulses. *The Journal of the Acoustical Society of America*, 2018. 144(2): p. 842-860.
- Moore LJ (2000) Shoreline mapping techniques. *J Coast Res* 16(1):111–124
- Moore, G. K. 1978. Satellite Surveillance of Physical Water Quality Characteristics. In *Proceedings of the Twelfth International Symposium on Remote Sensing of Environment*. Ann Arbor: Environmental Research Institute of Michigan, pp. 445–462.
- Mulder, T., H. Hüneke, and A. Van Loon, *Progress in deep-sea sedimentology*, in *Developments in Sedimentology*. 2011, Elsevier. p. 1-24.
- Muzirafuti, A., et al., *The contribution of multispectral satellite image to shallow water bathymetry mapping on the Coast of Misano Adriatico, Italy*. *Journal of Marine Science and Engineering*, 2020. 8(2): p. 126.
- NASA, (1997). "The Remote Sensing Tutorial". Goddard Space Flight Centre, NASA Web Production. Written by: Nicholas M. Short, Sr.

- Niemeyer J, Kogut T (2014) Airborne laser bathymetry for monitoring the German Baltic Sea coast. Paper presented at the annual conference of the German Society for Photogrammetry, HafenCity University Hamburg, Hamburg, 26–28 March 2014
- Ona, E., and Mitson, R.B. 1996. Acoustic sampling and signal processing near the seabed: the deadzone revisited. *ICES J. Mar. Sci.* 53: 677–690.
- Orange, D.L., et al. The Utilisation of SeaSeep Surveys (a defense/hydrography spin-off) to Identify and sample hydrocarbon seeps in offshore frontier basins. in *International Petroleum Technology Conference*. 2008. International Petroleum Technology Conference.
- Ovakoglou, G., Alexandridis, T.K., Crisman, T.L., Skoulikaris, C., Vergos, G.S., 2016. Use of MODIS satellite images for detailed lake morphometry: application to basins with large water level fluctuations. *International Journal of Applied Earth Observation and Geoinformation* 51, 37e46.
- Pe’eri, S., Parrish, C., Azuiké, C., Alexander, L., and Armstrong, A. (2014). Satellite remote sensing as reconnaissance tool for assessing nautical chart adequacy and completeness. *Mar. Geod.* 37, 293–314.
- Penrose, J.D., Siwabessy, P.J.W., Gavrilov, A., Parnum, I., Hamilton, L.J., Bickers, A., Brooke, B., Ryan, D.A., Kennedy, P., 2005. Acoustic techniques for seabed classification. Cooperative Research Centre for Coastal Zone Estuary and Waterway Management, Technical Report 32
- Philpot, W. D. (1989). “Bathymetric mapping with passive multispectral imagery.” *Applied optics*, 28(8), 1569–1578.
- Quadros, N.D. and P.A. Collier, Delineating the littoral zone using topographic and bathymetric LiDAR. *International Hydrographic Bureau*, 2008
- Renard, V., and Allenou, J. P. (1979). SeaBeam multibeam echo sounding in Jean Charcot: description, evaluation and first results. *Intern. Hydrog. Rev.* 1, 35–67.
- Richards DG (1980) Water-penetration aerial photography. *Int J Naut Archaeol* 9(4):331–337
- Richards J., (1993). *Remote sensing digital image analysis. An Introduction*. Springer-Verlag, 2nd edition.
- Rooney, T., M.J. Pearson, and T. Pipe. Measuring the local viscosity and velocity of fluids using a biomimetic tactile whisker. in *Conference on Biomimetic and Biohybrid Systems*. 2015. Springer.
- Rossi, L., I. Mammi, and F. Pelliccia, UAV multispectral images for bathymetry estimation. 2019.
- Rossi, L., I. Mammi, and F. Pelliccia, *UAV-Derived Multispectral Bathymetry*. *Remote Sensing*, 2020. **12**(23): p. 3897.
- Rummel, R. and F. Sansò, *Satellite altimetry in geodesy and oceanography*. 1993: Springer.
- Sakellariou, D., et al., Preliminary report on underwater survey in the Farasan Islands by the R/V Aegaeo, May–June 2013. 2015.
- Sandwell, D. T., Smith, W. H. F., Gille, S., Kappel, E., Jayne, S., Soofi, K., et al. (2006). Bathymetry from space: rationale and requirements for a new, high-resolution altimetric mission. *C. R. Geosci.* 338, 1049–1062.

- Sandwell, D. T., Müller, R. D., Smith, W. H. F., Garcia, E., and Francis, R. (2014). New global marine gravity model from Cryo-Sat-2 and Jason-1 reveals buried tectonic structure. *Science* 346, 65–67.
- Saylam, K., et al., *Airborne lidar bathymetry: assessing quality assurance and quality control methods with Leica Chiroptera examples*. *International Journal of Remote Sensing*, 2018. **39**(8): p. 2518-2542.
- Sciortino, J.A. 2010 Fishing harbor planning, construction and management. Chapter 5: Hydrographic surveys. FAO Fisheries and Aquaculture Technical Paper No. 539.
- SeaBeam Instruments 2000, Multibeam Sonar Theory of Operation. L3 Communication SeaBeam Instruments.
- Seidel, D.R., The evaluation of dual beam echo sounders in hydrographic surveying. 1979, NAVAL POSTGRADUATE SCHOOL MONTEREY CA
- Shan Jie. Relative orientation for two-media photogrammetry. *The Photogrammetric Record*, vol. 14, no. 84, pages 993999, 1994. xix, 14, 15, 25, 27
- Sheng, L., et al., *Research on bathymetry estimation by Worldview-2 based with the semi-analytical model*. *The International Archives of Photogrammetry, Remote Sensing and Spatial Information Sciences*, 2015. **40**(7): p. 1305.
- Simmonds, J., and MacLennan, D. 2005. *Fisheries acoustics: Theory and practice*. Blackwell, Oxford, UK.
- Sitharam, T., et al., *Sustainable water resource development using coastal reservoirs*. 2020, Elsevier: Amsterdam, The Netherlands.
- Skarlatos Dimitrios and Agrafiotis Panagiotis. A novel iterative water refraction correction algorithm for use in structure from motion photogrammetric pipeline. *Journal of Marine Science and Engineering*, vol. 6, no. 3, page 77, 2018. 4, 16, 17, 25, 27, 34, 41, 42, 44, 47, 81, 86, 122, 140, 141, 143, 144, 184, 186
- Smith, A. and A. Lawson, The velocity of sound in water as a function of temperature and pressure. *The journal of chemical physics*, 1954. 22(3): p. 351-359.
- Smith R.A., Irish J.L., Smith M.Q., 2000. Airborne Lidar and airborne hyperspectral imagery: a fusion of two proven sensors for improved hydrographic surveying, *Proceedings of Canadian Hydrographic Conference 2000*, Montreal (Canada), pp. 10
- Smith, W. H. F., and Sandwell, D. T. (1997). Global seafloor topography from satellite altimetry and ship depth soundings. *Science* 277, 1957–1962.
- Smith W H & Sandwell D T 2004 Conventional bathymetry, bathymetry from space, and geodetic altimetry. *OCEANOGRAPHY-WASHINGTON DC-OCEANOGRAPHY SOCIETY-*, 17(1), 8-23.
- Smith, W., and Sandwell, D., 1997, *Measured and Estimated Seafloor Topography*, World Data Service for Geophysics, Boulder Research Publication RP-1, poster, 34" X 53".

- Specht MR, Needler D, Fritz NL (1973) New color film for water photography penetration. *Photogramm Eng Remote Sens* 39:359–369
- Stammer, D. and A. Cazenave, *Satellite altimetry over oceans and land surfaces*. 2017: CRC Press.
- Su, H., Liu, H., Wang, L., Filippi, A. M., Heyman, W. D., and Beck, R. A.: Geographically adaptive inversion model for improving bathymetric retrieval from satellite multispectral imagery, *IEEE T. Geosci. Remote*, 52, 465–476, 2014.
- Tadesse, S.A. and M. Li, Sub-optical wavelength acoustic wave modulation of integrated photonic resonators at microwave frequencies. *Nature communications*, 2014. 5(1): p. 1-7.
- Takao, Y. and M. Furusawa, Dual-beam echo integration method for precise acoustic surveys. *ICES Journal of Marine Science*, 1996. 53(2): p. 351-358.
- Takekawa, J.Y., et al., Measuring sediment accretion in early tidal marsh restoration. *Wetlands Ecology and Management*, 2010. 18(3): p. 297-305.
- Theberge, A. E. (1989). “Sounding pole to sea beam,” in Paper Presented at the 1989 ASPRS/ACSM Annual Convention Surveying and Cartography, (Silver Spring, MD: NOAA Central Library), 334–346.
- Thieler ER, Danforth WW (1994) Historical shoreline mapping (I): improving techniques and reducing positioning errors. *J Coast Res* 10(3):549–563
- Thompson, C.W.; Murray, J. Report on the Scientific Results of the Voyage of H.M.S. “Challenger” during the Years 1873–76 under the Command of Capt. George S. Nares, R.N., F.R.S., and Capt. F.T. Thomson, R.N. *Nature* 1884, 31, 165–166.
- Todorova, S., T. Hobiger, and H. Schuh, *Global Ionosphere Maps from GNSS observations with integration of satellite altimetry data*. 2007
- Travaglia, C. (1989). Principles of satellite imagery interpretation. Remote sensing applications to land resources. FAO. p. 85-97.
- Urick, R. J. (1983). Principles of Underwater Sound, 3rd Edn. New York, NY: McGraw-Hill.
- US Army Corps of Engineers 2002 Chapter 8: Manual Depth Measurement Techniques. Engineering Design: Hydrographic Surveying (EM 1110-2-1003)
- Vinayaraj, P., Raghavan, V., Masumoto, S., Glejin, J., 2015. Comparative evaluation and refinement of algorithm for water depth estimation using medium resolution remote sensing data. *International Journal of Geoinformatics* 11 (3), 17e29.
- Wöfl, A.C.; Snaith, H.; Amirebrahimi, S.; Devey, C.W.; Dorschel, B.; Ferrini, V.; Huvenne, V.A.I.; Jakobsson, M.; Jencks, J.; Johnston, G.; et al. Seafloor mapping—The challenge of a truly global ocean bathymetry. *Front. Mar. Sci.* 2019, 6.
- Wu ZY, Zheng YL, Chu FY et al (2005) Research status and prospect of sonar-detecting techniques near submarine. *Adv Earth Sci* 20(11):1210–1217.

- Wu, Z., F. Yang, and Y. Tang, High-resolution Seafloor Survey and Applications. 2021: Springer Nature.
- Wang, A., et al., Sea bottom line tracking in side-scan sonar image through the combination of points density clustering and chains seeking. *Journal of Marine Science and Technology*, 2020. 25(3): p. 849-865.
- Wang, C.; Li, Q.; Liu, Y.; Wu, G.; Liu, P.; Ding, X. A comparison of waveform processing algorithms for single-wavelength LiDAR bathymetry. *ISPRS J. Photogramm. Remote Sens.* 2015, 101, 22–35.
- Warner, T.A., G.M. Foody, and M.D. Nellis, *The SAGE handbook of remote sensing*. 2009: Sage Publications.
- Xu F, Wei JJ (2006) Sonar technology and its application topic: side-scan sonar. *Physics* 35(12):1034–1037
- Yan, J., J. Meng, and J. Zhao, Real-time bottom tracking using side scan sonar data through one-dimensional convolutional neural networks. *Remote sensing*, 2020. 12(1): p. 37.
- Zandbergen, S., *Multi-case Evaluation of Empirical Methods for Satellited-Derived-Bathymetry*. 2020.
- Zhao JH, Shen WZ, Wu YT et al (2007) *Modern Marine Surveying and Mapping (in Chinese)*. Wuhan University of Technology Press, Wuhan
- Αθανασίου Η. Π., Γεωργίου Θ. Κ., Δημητρίου Σ.Δ. (2016). *Ναυτικά ηλεκτρονικά όργανα και συστήματα ηλεκτρονικού χάρτη ECDIS, Εκπαιδευτικό κείμενο ακαδημιών εμπορικού ναυτικού, Β' έκδοση. Δημοσιεύθηκε από το Ίδρυμα Ευγενίδου.*
- Βέργος, Γεώργιος Σ. (2006). *Μελέτη του πεδίου βαρύτητας και της θαλάσσιας τοπογραφίας στον Ελληνικό χώρο με συνδυασμό επίγειων δεδομένων και δεδομένων των νέων δορυφορικών αποστολών CHAMP και GRACE*. ΑΠΘ
- Κρεστενίτης Γ. Ν., Κομπιάδου Κ. Δ., Μακρής Χ. Β., Ανδρουλιδάκης Γ. Σ., Καραμπάς Θ. Β. (2015), *Παράκτια Μηχανική Θαλάσσια Περιβαλλοντική Υδραυλική, Σύνδεσμος Ελληνικών Ακαδημαϊκών Βιβλιοθηκών*
- Νατσιόπουλος, Δ.Α., *Μελέτη των μεταβολών της στάθμης της θάλασσας και γεωδαιτικός προσδιορισμός της δυναμικής θαλάσσιας τοπογραφίας με δεδομένα δορυφορικής αλτιμετρίας και βαθμιδομετρίας*. 2020, Aristotle University of Thessaloniki.
- Παρχαρίδης, Ι., *Αρχές δορυφορικής τηλεπισκόπησης*. 2015.
- Τζιάβος Η., 2008, *Υδρογραφία και Θαλάσσια Γεωδαισία, Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης*.