

7.1 Παράκτιοι κρημνοί (coastal cliffs)

Οι παράκτιοι κρημνοί είναι οι πιο συνήθεις και διαδεδομένες παράκτιες γεωμορφές θαλάσσιας διάβρωσης. Είναι απόκρημνες, προς την πλευρά της θάλασσας, παράκτιες πλαγιές που επηρεάζονται από τις θαλάσσιες διεργασίες. Αρκετά συχνά η αλλαγή στη μορφολογική κλίση είναι τόσο απότομη που δημιουργεί σχεδόν κάθετες επιφάνειες. Στο σχηματισμό των παράκτιων κρημνών και στη διαμόρφωση των μορφολογικών τους χαρακτηριστικών εκτός από τις θαλάσσιες διεργασίες σε αρκετές περιπτώσεις σημαντικό ρόλο παίζει και η δράση των χερσαίων εξωγενών διεργασιών όπως η φυσική (μηχανική) και χημική αποσάθρωση και οι κινήσεις υλικών λόγω βαρύτητας (κατολισθήσεις, ερπυσμοί εδαφών κ.α.) (σχήμα 7.1).

7.1.1 Προφίλ παράκτιων κρημνών

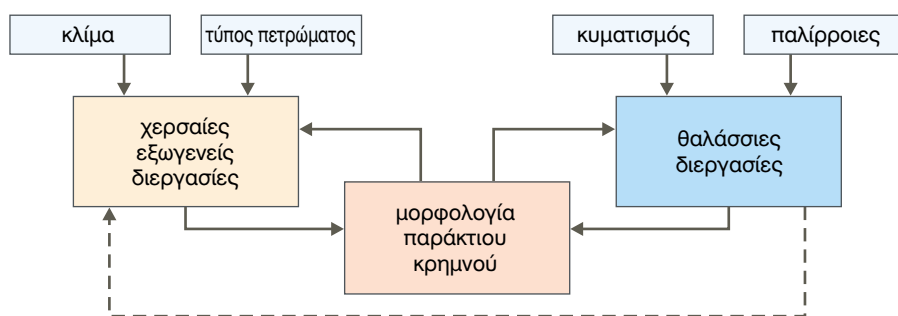
Οι κρημνοί που έχουν μεγάλη μορφολογική κλίση καθώς και αυτοί που έχουν υποστεί υποσκαφή στη βάση τους θεωρούνται τυπικές γεωμορφές σε βραχώδη παράκτια περιβάλλοντα που κυριαρχεί ο κυματισμός. Σε αρκετές περιπτώσεις κρημνοί μεγάλης μορφολογικής κλίσης οφείλουν τη δημιουργία τους στο ρηγματογόνο τεκτονισμό. Οι κρημνοί αυτοί, που έχουν δημιουργηθεί από ρήγματα, ονομάζονται ρηξιγενείς (plunging cliffs) και συνή-

θως η μεγάλη μορφολογική τους κλίση συνεχίζεται υποθαλάσσια σε μεγάλο βάθος νερών μέχρι τον πυθμένα (φωτο 7.1).

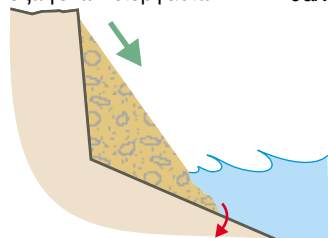
Στη διαμόρφωση των κρημνών που εμφανίζουν ένα μέτωπο κυρτής μορφής θεωρείται ότι εκτός από το κυματικό καθεστώς έχουν συμβάλει και οι κλιματολογικές συνθήκες, που είναι υπεύθυνες για το είδος και το ρυθμό δράσης των εξωγενών διεργασιών όπως είναι η αποσάθρωση και η διάβρωση. Ένα από τα χαρακτηριστικά των κρημνών αυτών είναι ότι, σε αντίθεση με τους ρηξιγενείς κρημνούς, το βάθος της θάλασσας παραμένει μικρό σε αρκετή απόσταση από τη βάση του μετώπου ενώ η μορφολογική κλίση του πυθμένα συνήθως διατηρείται μικρή λόγω της απόθεσης των χαλαρών υλικών που προκύπτουν από τη δράση των εξωγενών διεργασιών.

Η μορφή την οποία αποκτά το μέτωπο ενός παράκτιου κρημνού συνήθως καθορίζεται από:

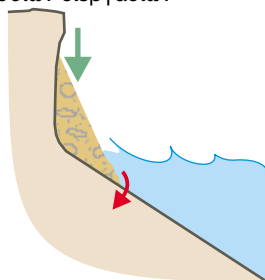
■ **Τα προϋπάρχοντα μορφολογικά χαρακτηριστικά του ανάγλυφου.** Υπάρχουν περιπτώσεις που η αρχική δημιουργία απόκρημνων κλιτύων, τις οποίες σήμερα επεξεργάζεται η θάλασσα, δεν οφείλεται στις θαλάσσιες διεργασίες. Τέτοια μορφολογικά απότομα μέτωπα είναι πιθανό να δημιουργήθηκαν σε περιόδους που η θάλασσα στάθμη βρισκόταν σε διαφορετικό από το σημερινό της επίπεδο. Για παράδειγμα μερικοί κρημνοί με μέτωπα μεγάλης κλίσης που κατέρχονται σε βαθιά νερά μπορεί αρχικά να



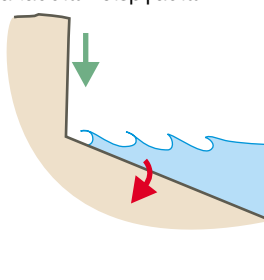
επικράτηση χερσαίων εξωγενών διεργασιών



συνδυασμένη δράση χερσαίων εξωγενών και θαλάσσιων διεργασιών



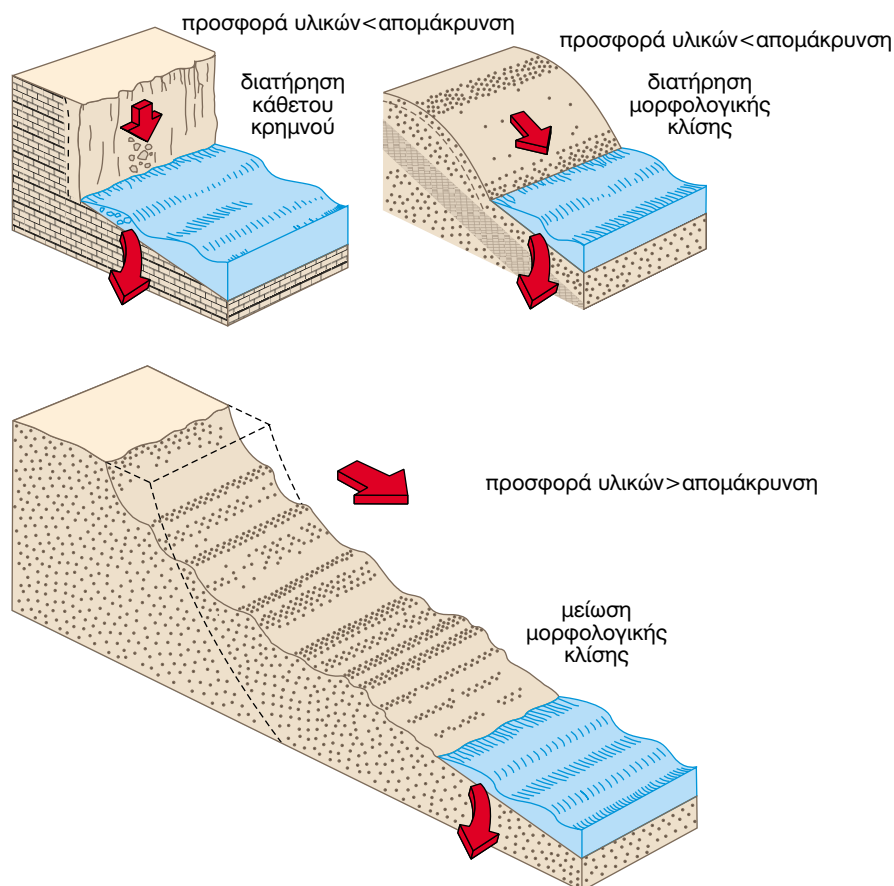
επικράτηση θαλάσσιων διεργασιών



Σχήμα 7.1 Παράγοντες που επιδρούν στη μορφολογία των παράκτιων κρημνών. Τα μορφολογικά χαρακτηριστικά του κρημνού εξαρτώνται από τη σχετική δράση των θαλάσσιων και χερσαίων (εξωγενών) διεργασιών. (τροποποιημένο από Masselink & Hughes, 2003)



Φωτο 7.1 Ρηξιγενής παράκτιος κρημνός (plunging cliff) στην περιοχή Γερολιμένα, Μάνη. Η κατοπτρική επιφάνεια του ρήγματος συνεχίζεται υποθαλάσσια φθάνοντας σε μεγάλο βάθος.



Σχήμα 7.2 Ο ρόλος της σχέσης προσφοράς – απομάκρυνσης υλικού στη διαμόρφωση της μορφολογίας των παράκτιων κρημνών. (τροποποιημένο από Pethick, 1984)

ήταν πλαγιές παλαιών παγετωδών κοιλάδων που τώρα έχουν βυθισθεί και κατακλυσθεί από νερό λόγω της Ολοκαινικής ανόδου της θαλάσσιας στάθμης. Στην περίπτωση αυτή η αρχική δημιουργία των παράκτιων κρημνών οφείλεται στην παγετώδη διάβρωση.

- **Κυματική δραστηριότητα.** Αρκετές φορές τα κύματα υψηλής ενέργειας είναι ικανά όχι μόνο να διαβρώσουν το πέτρωμα αλλά και να απομακρύνουν τα χαλαρά υλικά (κορηήματα) που προκύπτουν από τη διάβρωση λόγω της δράσης του κυματισμού. Ο έντονος κυματισμός μπορεί επίσης να απομακρύνει τα υλικά που έχουν αποθεθεί στη βάση των κρημνών από τη δράση εξωγενών χερσαίων διεργασιών, όπως η αποσάθρωση, που δρουν σε τοπογραφικά ψηλότερες από την ακτογραμμή περιοχές.

Σημαντικό ρόλο για τη διατήρηση της μορφής του κρημνού παίζει ο σχετικός ρυθμός προσφοράς και απομάκρυνσης των υλικών στη βάση του (σχήμα 7.2). Εάν τα υλικά που προκύπτουν από τη διάβρωση του κρημνού δεν μετακινηθούν και απομακρυνθούν από τη δράση των θαλάσσιων διεργασιών με τον ίδιο ρυθμό με τον οποίο συσσωρεύονται, τότε ο κρημνός θα καλυφθεί από αποθέσεις κορημάτων και σταδιακά θα εξαφανιστεί. Η μεταφορά των υλικών διάβρωσης γίνεται κυρίως από τον κυματισμό και τα παράκτια ρεύματα. Αντίθετα, όταν η ικανότητα των θαλάσσιων παραγόντων να μεταφέρουν τα υλικά διάβρωσης είναι πολύ μεγαλύτερη από το ρυθμό προσφοράς

των κορημάτων, το μέτωπο του κρημνού οπισθοχωρεί σχεδόν παράλληλα (σχήμα 7.2).

- **Γεωλογία.** Τόσο η μορφή όσο και η κλίση των παράκτιων κρημνών επηρεάζονται σημαντικά από τους γεωλογικούς παράγοντες. Οι γεωλογικοί παράγοντες περιλαμβάνουν την τεκτονική καταπόνηση των πετρωμάτων, τη διαφοροποίηση στην ανθεκτικότητα των διαφόρων γεωλογικών στρωμάτων και τέλος τη διεύθυνση και την κλίση της στρώσης (Emery & Kuhn, 1980; Trenhaile, 1987).

Η σχέση μεταξύ της μορφής που αποκτά το προφίλ ενός παράκτιου κρημνού και της κλίσης των γεωλογικών στρωμάτων καθώς και των επιπέδων των τεκτονικών ασυνεχειών του πετρώματος είναι ιδιαίτερα πολύπλοκη.

Μεγάλη σημασία τόσο για το σχηματισμό, όσο και για τα μορφολογικά χαρακτηριστικά που θα αποκτήσει ο παράκτιος κρημνός έχει η σκληρότητα και η δομή του πετρώματος στο οποίο θα αναπτυχθεί (φωτο 7.2, 7.3). Μερικά μαλακά (λιγότερο ανθεκτικά) πετρώματα δε μπορούν να διατηρήσουν μέτωπα απότομης κλίσης. Όταν τα πετρώματα της ακτής είναι λιθολογικά ομοιογενή και αποτελούνται από οριζόντια ή κατακόρυφα, δηλαδή ανορθωμένα, στρώματα οι κρημνοί που αναπτύσσονται αποκτούν μεγαλύτερη μορφολογική κλίση και σχεδόν κατακόρυφα μέτωπα. Όταν τα πετρώματα κλίνουν προς τη θάλασσα, η μορφή του κρημνού συνήθως είναι αρκετά ομαλή και η γωνία του μετώπου του κατά ένα μεγάλο μέρος καθορίζεται από τη γωνία κλί-

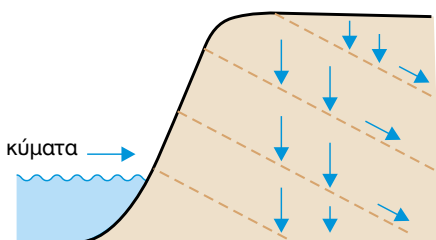


Φωτο 7.2 Παράκτιος κρημνός σε ασβεστόλιθους. Φαίνεται η κλίση των ασβεστολιθικών στρωμάτων που κατά θέσεις είναι ανορθωμένα.



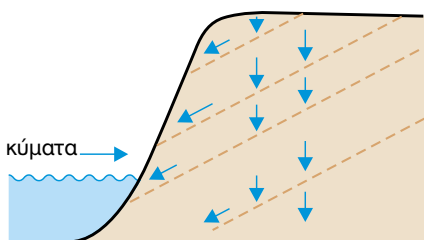
Φωτο 7.3 Παράκτιος κρημνός που έχει αναπτυχθεί σε ημισυνεκτικοποιημένες ποταμοχειμάρριες αποθέσεις. Στη διαμόρφωση αυτού του κρημνού εκτός από τις θαλάσσιες σημαντικό ρόλο παίζουν και οι εξωγενείς διεργασίες. Μπροστά από τον κρημνό αναπτύσσεται μια στενή ζώνη από ασβεστολιθικές κροκάλες.

(1) στρώματα που κλίνουν προς την ξηρά



= σχετικά σταθερά

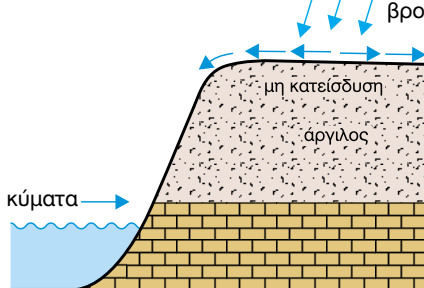
(2) στρώματα που κλίνουν προς τη θάλασσα



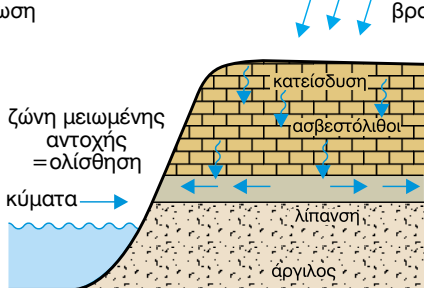
= σχετικά ασταθή

Σχήμα 7.3 Η επίδραση της γεωλογικής δομής (1 και 2) και της λιθολογίας (3 και 4) στην ανάπτυξη των παράκτιων κρημνών. (τροποποιημένο από Haslett, 2000)

(3) περατά και αδιαπέρατα στρώματα
(4) βροχόπτωση



αδιαπέρατα στρώματα πάνω από διαπερατά=σταθερός



διαπερατά πάνω από αδιαπέρατα=ασταθής



Φωτο 7.4 Παράκτιος κρημνός σε ακτή του Sydney, New South Wales, Australia. Τα διαφορετικής λιθολογίας και ανθεκτικότητας στρώματα των ψαμμιτικών σχηματισμών στους οποίους έχει αναπτυχθεί ο κρημνός έχουν διαμορφώσει ένα ιδιαίτερα ανώμαλο προφίλ μετώπου.

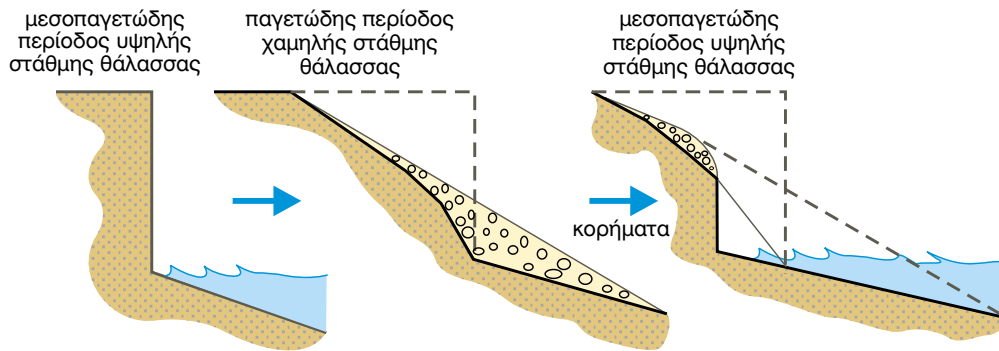
σης των στρωμάτων. Αρκετά συχνά πάγκοι των πετρωμάτων ολισθαίνουν κατά μήκος των επαφών των στρωμάτων και πέφτουν στη θάλασσα. Στην περίπτωση που τα στρώματα κλίνουν αντίθετα από τη μορφολογική κλίση του μετώπου, δηλαδή προς την ξηρά, οι κρημνοί εμφανίζουν ενδιάμεσες κλίσεις αλλά μπορεί να αναπτύξουν και σχεδόν κατακόρυφα μέτωπα (σχήμα 7.3).

Όταν τα στρώματα των πετρωμάτων κλίνουν προς την ξηρά, είναι πιθανό στρώματα διαφορετικής λιθολογίας, και συνεπώς διαφορετικής αντοχής στη διάβρωση, να εκτεθούν στη δράση των θαλάσσιων διεργασιών και κυρίως στη δράση των κυμάτων. Η διαφορική διάβρωση στρωμάτων διαφορετικής λιθολογίας μπορεί να δημιουργήσει έναν κρημνό με πολύ ανώμαλο μέτωπο. Ιδιαίτερα σημαντικό ρόλο στη μορφή του προφίλ ενός κρημνού που αναπτύσσεται σε μια σειρά ιζηματογενών στρωμάτων παίζει το πάχος των στρωμάτων αυτών, η ανθεκτικότητά τους καθώς και η θέση τους στην στρωματογραφική ακολουθία (φωτο 7.4). Για παράδειγμα η παρουσία ενός στρώματος που είναι λιγότερο ανθεκτικό στη βάση ενός κρημνού, που είναι εκτεθειμένη στη δράση του κυματισμού, έχει σαν αποτέλεσμα το σχηματισμό μιας κυματογενούς εγκοπής (wave cut notch) η εκβάθυνση της οποίας μακροπρόθεσμα μπορεί να οδηγήσει τελικά στην κατάρρευση των υπερκείμενων στρωμάτων λόγω βαρύτητας.

7.1.1.1 Σύνθετοι παράκτιοι κρημνοί

Σύνθετοι ονομάζονται οι παράκτιοι κρημνοί που έχουν μορφολογικά πολύπλοκα προφίλ και το μέτωπο τους εμφανίζει δύο ή περισσότερα τμήματα μεγάλων κλίσεων. Το προφίλ του μετώπου αρκετών σύνθετων παράκτιων κρημνών περιλαμβάνει δύο ή περισσότερες από κρημνες επιφάνειες που μεταξύ τους αναπτύσσονται τμήματα μικρότερης κλίσης με ευθεία ή κυρτή προς την πλευρά της θάλασσας μορφή. Τα απόκρημνα τμήματα έχουν διαμορφωθεί από τη δράση των κυμάτων. Πρόκειται για κρημνούς που έχουν μια πολύπλοκη ιστορία δημιουργίας και εξέλιξης. Η μορφολογία αρκετών σύνθετων κρημνών αντανακλά την επίδραση των γεωολογικών χαρακτηριστικών του σχηματισμού στον οποίο αναπτύσσονται ή την επίδραση του συνδυασμού των χερσαίων εξωγενών (μηχανική και χημική αποσάθρωση) και των θαλάσσιων διεργασιών (κυρίως κυματισμός).

Υπάρχουν σύνθετοι παράκτιοι κρημνοί που η μορφή τους είναι το αποτέλεσμα των αλλαγών που συνέβησαν στο κλίμα και τη θάλασσα στάθμη κατά το Πλειστόκαινο (σχήμα 7.4). Αρκετοί ερευνητές πιστεύουν ότι οι κρημνοί που είχαν σχηματισθεί κατά την προηγούμενη μεσοπαγετώδη περίοδο λόγω υποσκαφής της βάσης τους από τη δράση των κυμάτων, εγκαταλείφθηκαν κατά την τελευταία παγετώδη περίοδο, όπου η στάθμη της θάλασσας έπεσε και σταδιακά αντικαταστάθηκαν από πλαγιές κυρτής μορφής που αναπτύχθηκαν κάτω από υλικά που αποτελούν προϊόντα αποσάθρωσης (κορήματα). Στην συνέ-



Σχήμα 7.4 Στάδια ανάπτυξης ενός σύνθετου παράκτιου κρημνού. Το πρώτο στάδιο απεικονίζει τη μορφή του κρημνού κατά την τελευταία μεσοπαγετώδη περίοδο όπου η στάθμη θάλασσας βρισκόταν περίπου στο σημερινό της επίπεδο. Κατά τη διάρκεια της παγετώδους περιόδου, που ακολουθεί, η στάθμη της θάλασσας πέφτει και ο κρημνός εγκαταλείπεται και υπόκειται στη δράση των χερσαίων εξωγενών διεργασιών οπότε το μέτωπό του καλύπτεται από προϊόντα αποσάθρωσης. Η διάβρωση του κρημνού που ακολουθεί την εκ νέου άνοδο της θαλάσσιας στάθμης στο σημερινό της επίπεδο απομακρύνει τα κορήματα από τη βάση του αυξάνοντας την κλίση του μετώπου.

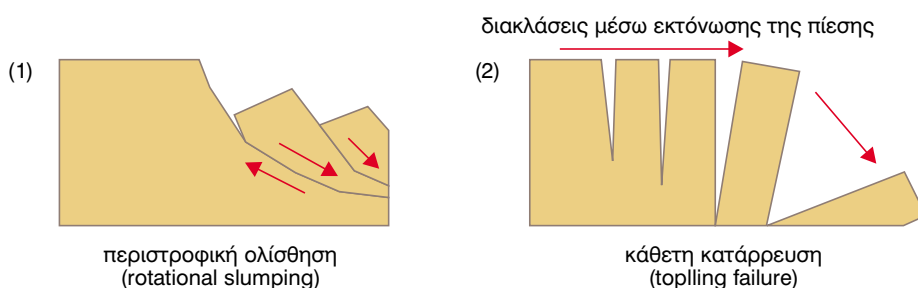
χεια με την άνοδο της θαλάσσιας στάθμης στη σημερινή της θέση, τα κορήματα απομακρύνθηκαν από τις θαλάσσιες διεργασίες και η θάλασσα διάβρωση επεξεργάστηκε τη βάση των κυρτών πλαγιών σχηματίζοντας ένα κατώτερο μεγάλης κλίσης τμήμα του μετώπου (Trenhaile, 1987).

7.1.2 Μηχανισμοί υποχώρησης των παράκτιων κρημνών

Η υποχώρηση ενός παράκτιου κρημνού συχνά πραγματοποιείται με τη διεργασία της υποσκαφής, το σχηματισμό δηλαδή εγκοπής που δημιουργείται από τη δράση του κύματος στη βάση του κρημνού. Ιδιαίτερη αναφορά στο σχηματισμό των θαλάσσιων εγκοπών γίνεται στο σχετικό υποκεφάλαιο. Η υποσκαφή οδηγεί στην υποχώρηση του κρημνού είτε με τη διεργασία της περιστροφικής ολίσθησης (rotational slumping) είτε με την κάθετη κατάρρευση (toppling failure) του μετώπου του κρημνού (σχήμα 7.5). Η εγκοπή στη βάση του κρημνού σχηματίζεται λόγω του σκαψίματος και της διάβρωσης από τα κύματα. Ο σχηματισμός των εγκοπών πραγματοποιείται συνήθως εκεί που η θραύση των κυμάτων γίνεται ακριβώς στη βάση του μετώπου του κρημνού. Σε κρημνούς το μέτωπο των οποίων συνεχίζεται σε μεγάλο βάθος κάτω από την επιφάνεια της θάλασσας συνήθως δε σχηματίζονται εγκοπές καθώς στις περιπτώσεις αυτές τα κύματα που προσπίπτουν πάνω στα μέτωπα των κρημνών

ανακλώνται. Εγκοπές δεν σχηματίζονται επίσης σε κρημνούς μπροστά από τους οποίους αναπτύσσεται ένας αιγιαλός μεγάλου εύρους και μικρής κλίσης, διότι το μεγαλύτερο μέρος της κυματικής ενέργειας καταναλώνεται πάνω στον αιγιαλό, πριν το κύμα φθάσει στη βάση του κρημνού. Αντίθετα οι κρημνοί μπροστά από τους οποίους αναπτύσσεται ένας στενός αιγιαλός είναι πιθανό να εμφανίζουν εγκοπές λόγω της δράσης των κυμάτων στη βάση του μετώπου τους και να υποχωρούν με μια επαναλαμβανόμενη διαδικασία που περιλαμβάνει την πτώση του κρημνού πάνω από την εγκοπή και την απομάκρυνση των υλικών που προκύπτουν από την κατάρρευση αυτή.

Άλλοι μηχανισμοί υποχώρησης των κρημνών περιλαμβάνουν διεργασίες όπως οι κατολισθήσεις, οι λασποροές και η περιστροφική ολίσθηση (σχήμα 7.5). Οι μηχανισμοί αυτοί είναι περισσότερο ενεργοί σε περιπτώσεις όπου τα πετρώματα είναι αρκετά μαλακά (μικρής δηλαδή σκληρότητας) και συνεπώς μικρής ανθεκτικότητας στη διάβρωση. Η ισορροπία – ευστάθεια του παράκτιου μετώπου διατηρείται με την μεταφορά των υλικών των κατολισθήσεων ή λασποροών από τοπογραφικά υψηλότερες περιοχές στη βάση του κρημνού. Τα υλικά αυτά απομακρύνονται από τη δράση του κυματισμού με αποτέλεσμα την εκ νέου αποσταθεροποίηση του κρημνού. Η αποσταθεροποίηση αυτή διεγείρει την περαιτέρω κίνηση υλικών λόγω της βαρύτητας συντηρώντας με τον τρόπο αυτό την υποχώρηση του κρημνού.



Σχήμα 7.5 Μηχανισμοί υποχώρησης των παράκτιων κρημνών, (1) περιστροφική ολίσθηση (rotational slumping), τα βέλη δείχνουν τις σχετικές κινήσεις των τεμαχών, (2) κάθετη κατάρρευση (toppling failure).

Η υποχώρηση ενός κρημνού μπορεί επίσης να συντηρηθεί με την ανάπτυξη διακλάσεων εξαιτίας της εκτόνωσης της πίεσης (pressure release jointing). Οι διακλάσεις αυτές δημιουργούνται λόγω της διαστολής του πετρώματος, καθώς με την υποχώρηση του κρημνού απελευθερώνεται η πίεση που ασκείται από το περιβάλλον πέτρωμα. Η διαστολή λαμβάνει χώρα στη διεύθυνση που απελευθερώνεται η πίεση και έτσι δημιουργούνται ασυνέχειες (ρωγμές και διακλάσεις) παράλληλα προς το μέτωπο του κρημνού. Το νερό, διάφορα χαλαρά υλικά - προϊόντα διάβρωσης καθώς και φυτικοί και/ή ζωικοί οργανισμοί μπορούν να προσβάλουν αυτές τις ασυνέχειες διευρύνοντάς τις, με αποτέλεσμα μεγαλύτερη πετρώματος να αποκόπτονται και να πέφτουν στην ακτή οδηγώντας τελικά στην κάθετη κατάρρευση του απόκρημνου μετώπου (σχήμα 7.5).

7.1.3 Ρυθμοί υποχώρησης των παράκτιων κρημνών

Ο κύριος παράγοντας από τον οποίο εξαρτάται η υποχώρηση των παράκτιων κρημνών είναι η σκληρότητα των πετρωμάτων, η ανθεκτικότητά τους δηλαδή στη δράση των χειρσαίων εξωγενών αλλά και των θαλάσσιων διεργασιών. Η ανθεκτικότητα ενός πετρώματος στη διάβρωση καθορίζεται σε μεγάλο βαθμό από τη λιθολογία του. Στο σχήμα 7.6 φαίνονται οι μέσοι ρυθμοί υποχώρησης των παράκτιων κρημνών σε σχέση με τη λιθολογία των γεωλογικών σχηματισμών στους οποίους αναπτύσσονται.

Η συγκριτική παρατήρηση των μέσων αυτών ρυθμών διάβρωσης μπορεί να γίνει με την εκτίμηση της υποχώρησης των κρημνών από την περίοδο που σταθεροποιήθηκε η θαλάσσια στάθμη στο σημερινό της επίπεδο, περίπου δηλαδή 6.000 έτη πριν από σήμερα. Εκτιμάται ότι κατά το χρονικό αυτό διάστημα παράκτιες περιοχές με γρανιτικά πετρώματα έχουν υποχωρήσει κατά 6 m ενώ εκείνες που καταλαμβάνονται από χαλαρές παγε-

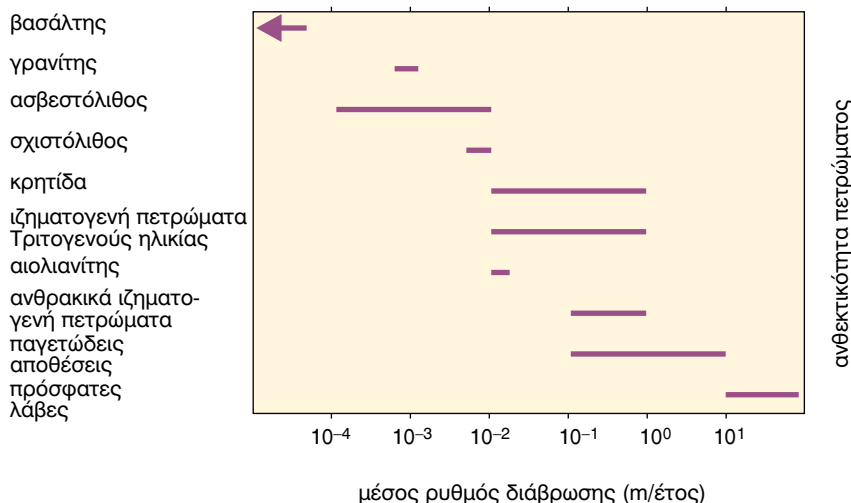
τώδεις αποθέσεις από 6 έως 60 km. Οι πολύ υψηλοί ρυθμοί υποχώρησης των περιοχών παγετωδών αποθέσεων μπορεί να φαίνονται εξωπραγματικοί είναι όμως αληθινοί (σχήμα 7.6). Για παράδειγμα οι κρημνοί κατά μήκος της ακτής Holderness στην ανατολική Αγγλία έχουν υποχωρήσει κατά 3 km από τη Ρωμαϊκή περίοδο.

Άλλοι παράγοντες που καθορίζουν τους ρυθμούς υποχώρησης των κρημνών είναι η τεκτονική καταπόνηση των πετρωμάτων, που έχει να κάνει με τη ρηγμάτωση και αποδυνάμωσή τους, η έκθεση στη δράση του κυματισμού και, όπως έχει ήδη αναφερθεί, η παρουσία ή όχι αιγιαλού μπροστά από τον κρημό που ουσιαστικά προστατεύει τη βάση του από την άμεση επίθεση των κυμάτων. Σημαντικό ρόλο φαίνεται να παίζει και το ύψος του κρημνού με τους μεγάλους ύψους να υποχωρούν με αργότερους ρυθμούς εξαιτίας της μεγαλύτερης ποσότητας υλικών που παράγονται από την κατάρρευσή τους. Για να απομακρυνθεί η μεγάλη αυτή ποσότητα υλικών από τις θαλάσσιες διεργασίες ώστε να συνεχιστεί η υποχώρηση απαιτείται μεγαλύτερο χρονικό διάστημα.

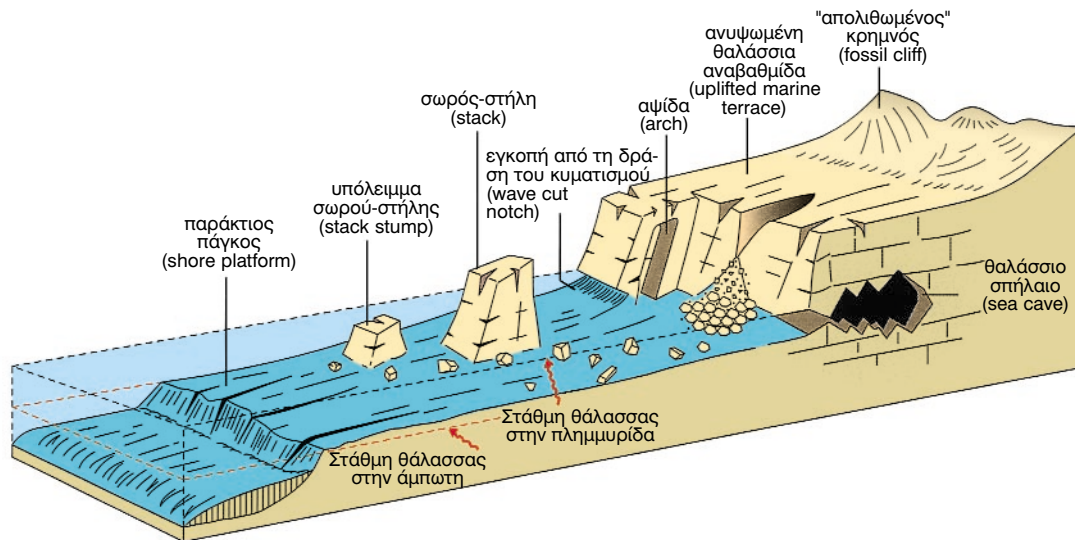
7.2 Υπολειμματικές μορφές διάβρωσης βραχωδών ακτών

Όταν κατά μήκος ενός κρημνού υπάρχουν διαφοροποιήσεις στην αντοχή των γεωλογικών σχηματισμών, συχνά λαμβάνει χώρα διαφορική διάβρωση. Οι λιγότερο ανθεκτικοί σχηματισμοί διαβρώνονται με πιο γρήγορο ρυθμό σε σχέση με τα μεγαλύτερης ανθεκτικότητας πετρώματα. Η διαφορική διάβρωση των βραχωδών ακτών οδηγεί συχνά στο σχηματισμό υπολειμματικών διαβρωσιγενών γεωμορφών όπως είναι οι θαλάσσιες αψίδες (sea arches), τα θαλάσσια σπήλαια (sea caves) και οι σωροί ή θαλάσσιες στήλες (sea stacks) (σχήμα 7.7).

Οι αψίδες μοιάζουν με φυσικές γέφυρες και σχηματίζονται όταν η ανάπτυξη ενός σπηλαίου σε ένα ακρωτήριο είναι τόσο εκτεταμένη που οδηγεί στην εμφάνισή του



Σχήμα 7.6 Διάγραμμα μέσων ρυθμών διάβρωσης των παράκτιων κρημνών ανάλογα με τη λιθολογία τους. (Βασισμένο στους Emery & Kuhn (1980) χρησιμοποιώντας στοιχεία από Sunamura, 1992)



Σχήμα 7.7 Τα γεωμορφολογικά χαρακτηριστικά μιας βραχώδους παράκτιας περιοχής. Η δράση των διεργασιών διάβρωσης σε μια βραχώδη ακτή οδηγεί άλλοτε στην ανάπτυξη όλων και άλλοτε μερικών μόνο από τις γεωμορφές του σχήματος. (τροποποιημένο από Haslett, 2000)

και από την άλλη πλευρά του ακρωτηρίου (φωτο 7.5). Τα σπήλαια εκσκάπτονται σταδιακά από τη συνδυασμένη δράση διεργασιών όπως είναι η υδραυλική πίεση (hydraulic pressure), η εκσκαφή (quarrying) και η απόξεση (abrasion). Οι διεργασίες αυτές δρουν και προωθούνται σε περιοχές μειωμένης αντοχής του πετρώματος, όπως για παράδειγμα κατά μήκος ρηγμάτων, διακλάσεων ή στρώσεων (επαφών στρωμάτων).

Κατά τη διάρκεια του σταδίου δημιουργίας του σπηλαίου ή της αψίδας, η οροφή είναι πιθανό να αποσταθεροποιηθεί από τη δράση των κυμάτων και την επίδραση της βαρύτητας και να καταρρεύσει (φωτο 7.6). Μετά την πλήρη πτώση της οροφής μιας αψίδας, σχηματίζεται ένας σωρός ή θαλάσσια στήλη. Η θαλάσσια στήλη είναι μια βραχώδης έξαρση μέσα στη θάλασσα που δε συνδέεται πλέον με τον κρημνό (φωτο 7.7).



Φωτο 7.5 Θαλάσσια αψίδα (sea arch) που έχει σχηματισθεί σε ηφαιστειακά πετρώματα στη βραχονησίδα Motukokako, Bay of Islands, North Island, N. Zealand.



(α)



(β)

Φωτο 7.6 Υπολειμματικές μορφές διάβρωσης που αναπτύσσονται σε ευδιάβρωτα στρώματα ανθρακικών ιζηματογενών πετρωμάτων στην περιοχή Great Ocean Road, Victoria, Australia. Στην φωτογραφία (α) απεικονίζεται θαλάσσια αψίδα (sea arch) γνωστή με το όνομα Island Archway. Η κατάρρευση της οροφής της θαλάσσιας αυτής αψίδας τον Ιούνιο του 2009 οδήγησε στο σχηματισμό δύο θαλάσσιων στήλων (sea stacks) όπως δείχνει η φωτογραφία (β) η οποία τραβήχτηκε τον Ιούλιο του 2009. (φωτογραφία (α): Rob Brander)



(α)



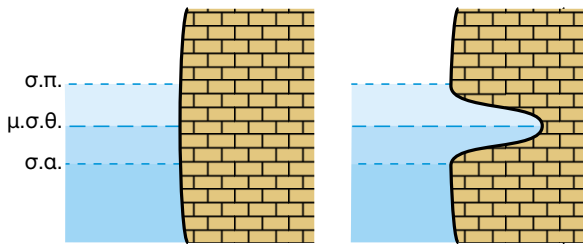
(β)

Φωτο 7.7 Υπολειμματικές μορφές διάβρωσης (θαλάσσιες στήλες - sea stacks) στην περιοχή 12 Apostles, Great Ocean Road, Victoria, Australia. Με την πάροδο του χρόνου ο αριθμός των εντυπωσιακών αυτών θαλάσσιων στήλων ελαττώθηκε από 12 σε 8. Η πιο πρόσφατη κατάρρευση είναι της στήλης που ενώ στη φωτογραφία (α) φαίνεται στην (β) έχει απομείνει μόνο η βάση της και έγινε τον Ιούλιο του 2005. (φωτογραφία (α): Rob Brander)

7.3 Θαλάσσιες εγκοπές (marine notches)

Οι θαλάσσιες εγκοπές (marine notches) είναι αυλακώσεις σχήματος U ή V που διαμορφώνονται στο μέτωπο των παράκτιων κρημνών στο επίπεδο της μέσης στάθμης θάλασσας (σχήμα 7.8, φωτο 7.8). Το βάθος τους κυμαίνεται από αρκετά εκατοστά έως μερικά μέτρα σε εξαιρετικές περιπτώσεις. Οι θαλάσσιες εγκοπές μπορεί να είναι αποτέλεσμα φυσικών (μηχανικών), χημικών ή βιο-

λογικών διεργασιών καθώς και του συνδυασμού και των τριών αυτών δράσεων. Οι φυσικές - μηχανικές - διεργασίες σχηματισμού των θαλάσσιων εγκοπών περιλαμβάνουν τη δράση του κυματισμού μέσω της απόξεσης, που ενισχύεται από την παρουσία χαλαρών υλικών, οι χημικές περιλαμβάνουν τη βιοχημική διάβρωση ή χημική διάλυση (corrosion) και τέλος οι βιολογικές αφορούν τη δράση διαφόρων οργανισμών που ζουν κοντά στο επίπεδο της θαλάσσιας στάθμης (όπως τη διάνοιξη οπών στο βραχώδες μέτωπο του κρημνού). Η συνεισφορά



Σχήμα 7.8 Το προφίλ ενός παράκτιου ασβεστολιθικού κρημνού πριν και μετά την ανάπτυξη της θαλάσσιας εγκοπής (marine notch). (σ.π. = στάθμη πλημμυρίδας, σ.α. = στάθμη άμπωτης, μ.σ.θ. = μέση στάθμη θάλασσας).

καθεμιάς από τις παραπάνω διεργασίες εξαρτάται από τα ιδιαίτερα χαρακτηριστικά της εκάστοτε παράκτιας περιοχής. Τόσο η μορφολογία, όσο και το βάθος των εγκοπών εξαρτάται από διάφορους παράγοντες μεταξύ των οποίων οι κυριότεροι είναι το εύρος παλίρροιας, η λιθολογία των πετρωμάτων της περιοχής στην οποία αναπτύσσονται, και η έκθεση του κρημνού στη δράση του κυματισμού (Pirazzoli, 1986; Rust & Kershaw, 2000).

Οι θαλάσσιες εγκοπές αποτελούν τυπικές μορφές σε ασβεστολιθικές ακτές τροπικών περιοχών. Η δημιουργία τους ευνοείται από το μικρό εύρος παλίρροιας διότι στα μικροπαλιρροιακά περιβάλλοντα η διαβρωτική

δράση του κυματισμού δε διασκορπίζεται κατά τη διάρκεια του παλιρροιακού κύκλου αλλά επικεντρώνεται σε μια στενά περιορισμένη κατακόρυφη ζώνη. Το ίδιο ισχύει και με τη δραστηριότητα των οργανισμών οι οποίοι συνήθως ζουν σε στενά όρια που καθορίζονται από τη μέση στάθμη της θάλασσας και τις στάθμες πλημμυρίδας και άμπωτης. Ο εκτεταμένος σχηματισμός των εγκοπών στις τροπικές περιοχές αποδίδεται κυρίως στη χημική διάβρωση και τη δράση των οργανισμών ενώ η συνεισφορά του κυματισμού θεωρείται μικρότερη ειδικά σε προστατευμένες από τα κύματα περιοχές. Αυτό δε σημαίνει ότι η απόξεση και οι άλλες μορφές μηχανικής διάβρωσης από τη δράση των κυμάτων δεν συνεισφέρουν έστω και μερικώς στη τελική τους διαμόρφωση.

Όπως έχει ήδη αναφερθεί στο σχολιασμό των παραγόντων διαμόρφωσης των προφίλ των παράκτιων κρημνών, σε αρκετές περιπτώσεις οι θαλάσσιες εγκοπές μπορεί να είναι αποτέλεσμα των διαφοροποιήσεων στη λιθολογία των πετρωμάτων του μετώπου του παράκτιου κρημνού καθώς οι ευδιάβρωτες λιθολογίες διαβρώνονται εντονότερα και με ταχύτερους ρυθμούς. Οι δομικές αυτές εγκοπές, που οφείλονται στους διαφορετικούς ρυθμούς διάβρωσης εξαιτίας των λιθολογικών διαφοροποιήσεων, μπορεί να σχηματίζονται και πάνω από το επίπεδο της μέσης στάθμης της θάλασσας.



Φωτο 7.8 Ανυψωμένη θαλάσσια εγκοπή (uplifted marine notch) στο μέτωπο ασβεστολιθικού κρημνού στον αρχαιολογικό χώρο του Ηραίου, (χερσόνησος Περαχώρας, ανατολικός Κορινθιακός κόλπος) ανατολικά του λιμανιού. Η βάση της θαλάσσιας αυτής εγκοπής βρίσκεται σήμερα 45 cm ενώ η κορυφή της 85 cm πάνω από τη μέση στάθμη της θάλασσας.

7.3.1 Θαλάσσιες εγκοπές κυματογενούς προέλευσης

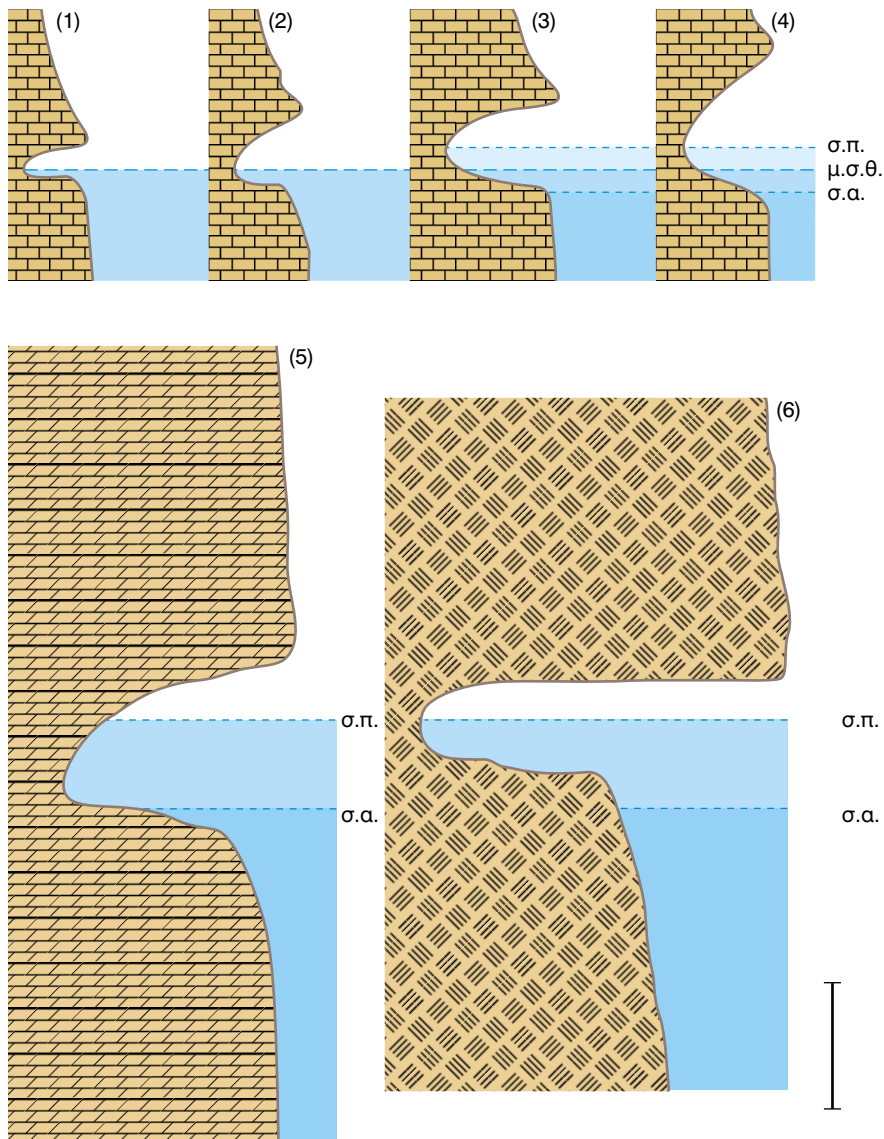
Οι εγκοπές αυτές σχηματίζονται κυρίως σε παράκτιους κρημνούς που αναπτύσσονται σε ανθεκτικά πετρώματα σε περιοχές που υπάρχουν διαθέσιμα αρκετά χαλαρά υλικά όπως άμμος, χάλικες και κροκάλες στη ζώνη κυματογής (surf zone) τα οποία υπόκεινται σε συνεχή κίνηση από τη δράση του κυματισμού. Η κίνηση των ιζημάτων αυτών λειαίνει το πέτρωμα κυρίως με τη διεργασία της απόξεσης. Για την αποτελεσματικότερη δράση της διεργασίας αυτής απαιτείται η παρουσία μιας επιφάνειας μπροστά από τον κρημό πάνω στην οποία μπορούν να μετακινούνται τα χαλαρά υλικά υπό την επίδραση των κυμάτων θραύσης. Τα προφίλ των κυματογενών αυτών εγκοπών διαφέρουν ανάλογα με τα λιθολογικά χαρακτηριστικά των πετρωμάτων στα οποία αναπτύσσονται ενώ η θέση τους, σε σχέση με τη στάθμη της θάλασσας ή τις στάθμες πλημμυρίδας και άμπωτης, δεν είναι πάντα συγκεκριμένη και εξαρτάται από την ποσότητα των διαθέσιμων στη δράση του κυματισμού ιζημάτων. Εάν τα χαλαρά υλικά μπροστά από μια απόκρημνη ακτή είναι λίγα, η λείανση θα λάβει χώρα μόνο στην υποπαλirroιακή ζώνη ενώ, εάν η ποσότητα των χαλαρών υλικών είναι μεγάλη, η κίνηση των ιζημάτων αυτών περιορίζεται μόνο στο ανώτερο στρώμα τους οπότε η διεργασία της υποσκαφής και ο σχηματισμός εγκοπής περιορίζεται σε τμήματα του κρημού της ανώτερης ζώνης κυματογής (surf zone). Επιπλέον σε περιοχές που επικρατούν έντονες κυματικές συνθήκες το επίπεδο του βαθύτερου σημείου της εγκοπής μπορεί να βρίσκεται έως και 2 m πάνω από τη στάθμη της θάλασσας (Pirazzoli, 1986). Συνεπώς στην περίπτωση των κυματογενών θαλάσσιων εγκοπών η ύπαρξη μιας υψομετρικής διαφοράς μεταξύ της εγκοπής και της μέσης στάθμης θάλασσας δεν αποτελεί απαραίτητα ένδειξη μεταβολής της σχετικής θαλάσσιας στάθμης μετά τη δημιουργία της εγκοπής. Εάν ο παράκτιος κρημός συνεχίζεται υποθαλάσσια σε μεγάλο βάθος, όπως για παράδειγμα στους ρηξιγενείς κρημνούς, ή εάν δεν υπάρχουν χαλαρά υλικά στη ζώνη κυματογής, συνήθως η δράση του κυματισμού καταστρέφει τα πετρώματα με δομικές ή τεκτονικές ασυνέχειες (ρωγμές, διακλάσεις, στρώσεις) προκαλώντας τη θραύση και απόσπαση μεγαλύτερων μπλόκ πετρωμάτων του κρημού. Σε τέτοιους παράκτιους ρηξιγενείς κρημνούς (plunging cliffs) που εκτείνονται υποθαλάσσια φθάνοντας σε μεγάλο βάθος δε σχηματίζονται ποτέ κυματογενείς εγκοπές.

Οι εγκοπές που οφείλουν τη διαμόρφωσή τους κυρίως στη δράση του κυματισμού διακρίνονται εύκολα από τις εγκοπές που σχηματίζονται από τις χημικές ή βιολογικές διεργασίες από την λεία τους επιφάνεια που έχει το χρώμα του πετρώματος. Αυτό οφείλεται στον έντονο κυματισμό που δεν επιτρέπει την ανάπτυξη οργανισμών η δράση των οποίων συνήθως τροποποιεί την απόχρωση των πετρωμάτων (Rush & Kershaw, 2000).

7.3.2 Θαλάσσιες εγκοπές που δημιουργούνται κυρίως από τη διαβρωτική δράση οργανισμών (βιοδιαβρωσιγενείς)

Εκτός από τις φυσικές ή μηχανικές διεργασίες, σημαντικό ρόλο στο σχηματισμό των θαλάσσιων εγκοπών παίζει η δράση των οργανισμών (Pirazzoli, 1986). Οι περισσότερες θαλάσσιες εγκοπές ανήκουν στην κατηγορία αυτή. Ο σχηματισμός τους περιορίζεται σε παράκτιους κρημνούς ανθρακικών συνήθως πετρωμάτων, όπως είναι οι ασβεστόλιθοι, οι δολομίτες και οι ασβεστιτικοί ψαμμίτες, σε περιοχές μικρών γεωγραφικών πλατών (Kelletat, 1997). Ένα μικρό τμήμα των εγκοπών αυτών βρίσκεται κάτω από το νερό ενώ το μεγαλύτερο μέρος τους βρίσκεται πάνω από τη μέση στάθμη της θάλασσας. Εξαίρεση είναι δυνατό να αποτελούν οι εγκοπές σε περιοχές που πλήττονται από σφοδρούς και μεγάλης συχνότητας αληγείς ανέμους, οπότε οι βιογενούς προέλευσης εγκοπές μπορεί να αναπτυχθούν σχεδόν εξολοκλήρου πάνω από τη στάθμη της πλημμυρίδας (Kelletat, 2005). Η μορφολογία των εγκοπών αυτών ποικίλει ανάλογα με το εύρος παλίρροιας, την έκθεση του κρημού στον κυματισμό (σχήμα 7.9) και τους σχετικούς ρυθμούς μεταβολής της θαλάσσιας στάθμης, όπως θα αναφερθεί εκτενώς στη συνέχεια. Είναι περισσότερες ανοικτές και έχουν μεγαλύτερο πλάτος σε περιοχές με εύρος παλίρροιας μεγαλύτερο από 1 m και εντονότερο κυματισμό ενώ είναι στενότερες, με σχεδόν επίπεδη οροφή, σε πολύ προστατευμένα περιβάλλοντα, όπου η δράση της παλίρροιας είναι αμελητέα. Τα μορφολογικά αυτά χαρακτηριστικά έχουν ιδιαίτερη σημασία στη μελέτη της σχέσης των σημεινών εγκοπών με παλαιότερες απολιθωμένες (ανυψωμένες ή βυθισμένες) εγκοπές.

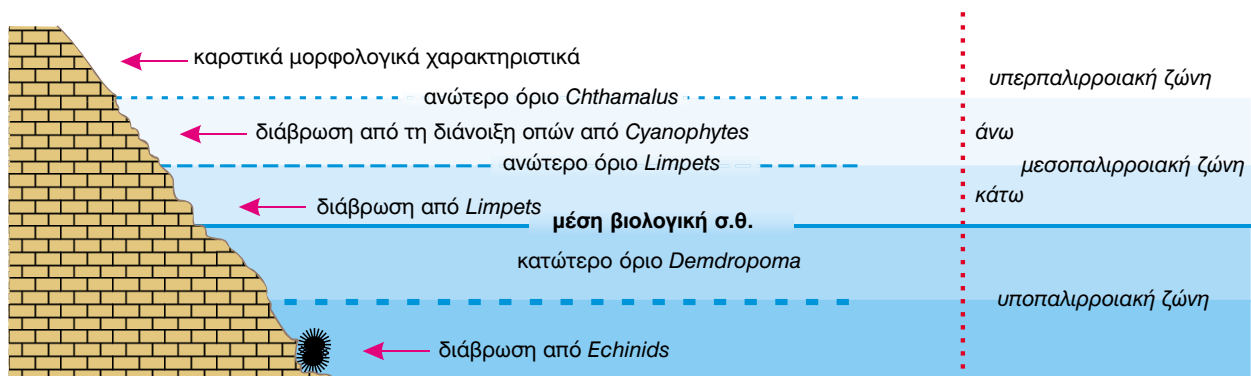
Σε περιοχές με μεγάλο εύρος παλίρροιας και συνθήκες εξαιρετικά έντονου κυματισμού οι εγκοπές που σχηματίζονται από τη διαβρωτική δράση των οργανισμών μπορεί να είναι λιγότερο ανεπτυγμένες ή να απουσιάζουν (Kelletat, 2005). Αν και οι εγκοπές αυτές υποσκάπτουν το μέτωπο του κρημού γρήγορα (οι ρυθμοί εκτιμώνται σε 1 - 2 mm/έτος) η κατάρρευση των κρημών λόγω υποσκαφής λαμβάνει χώρα μόνο σε πολύ μικρής ανθεκτικότητας πετρώματα όπως είναι οι αιολιανίτες. Οι θαλάσσιες εγκοπές που δημιουργούνται από τη διάβρωση λόγω της δράσης οργανισμών εμφανίζουν ένα μικροανάγλυφο με συγκεκριμένα μορφολογικά χαρακτηριστικά. Το προφίλ τους είναι συνήθως ασύμμετρο και εμφανίζουν ένα επίπεδο δάπεδο, ένα εσωτερικό σημείο κάμψης κοντά στο δάπεδο και μια περισσότερη (όταν η περιοχή είναι εκτεθειμένη) ή λιγότερη (όταν η περιοχή είναι προστατευμένη) κεκλιμένη οροφή (σχήμα 7.9). Οι διεργασίες καταστροφής του πετρώματος και σχηματισμού μιας βιοδιαβρωσιγενούς θαλάσσιας εγκοπής εντοπίζονται πάντα κοντά στον ορίζοντα που δρα ο κυματισμός και λιγότερο πάνω ή κάτω από τον ορίζοντα αυτό.



Σχήμα 7.9 Μορφές θαλάσσιων εγχοπών βιοδιαβρωσιγενούς προέλευσης και η σχέση τους με τις στάθμες παλίρροιας. (1-4) εγχοπές που έχουν σχηματισθεί σε ασβεστολιθικούς παράκτιους κρημούς ακτών της Μεσογείου σε (1) περιβάλλον με αμελητέες παλίρροιες και προστατευμένο από τη δράση του κυματισμού (2) περιβάλλον με αμελητέες παλίρροιες εκτεθειμένο στη δράση του κυματισμού (3) μικροπαλιρροιακό περιβάλλον προστατευμένο από τη δράση του κυματισμού (4) μικροπαλιρροιακό περιβάλλον εκτεθειμένο στον κυματισμό (5) εγχοπή που έχει σχηματισθεί σε παράκτιους κρημούς κοραλλιογενών ασβεστόλιθων ηλικίας Νεογενούς στο Palau, Micronesia σε περιβάλλον μικροπαλιρροιακών συνθηκών προστατευμένο από τον κυματισμό και (6) σε μικρής ανθεκτικότητας αιολιανίτες Πλειστοκαινικής ηλικίας στις Bahamas σε μικροπαλιρροιακό περιβάλλον προστατευμένο από τον κυματισμό. (μ.σ.θ. = μέση στάθμη θάλασσας, σ.π. = στάθμη πλημμυρίδας, σ.α. = στάθμη άμπωτης. (τροποποιημένο από Kelletat, 2005)

Σύμφωνα με τον Pirazzoli (1986) οι βιοδιαβρωσιγενείς εγχοπές μπορούν να αναπτύσσονται στην υποπαλιρροιακή ζώνη (infra littoral) τη ζώνη δηλαδή που διαβρέχεται συνεχώς από το θαλάσσιο νερό ακόμη και κατά την άμπωτη, στην μεσοπαλιρροιακή ζώνη (mid

littoral) που βρίσκεται κάτω από τη στάθμη της θάλασσας κατά την πλημμυρίδα και πάνω από τη στάθμη κατά την άμπωτη οπότε χαρακτηρίζεται από διακοπτόμενη διαβροχή και στην υπερπαλιρροιακή ζώνη (supratidal) που βρίσκεται πάνω από τη στάθμη της θάλασσας ακόμη και κατά την πλημμυρίδα (σχήμα 7.10).



Σχήμα 7.10 Κατανομή των διεργασιών διάβρωσης από τη δράση οργανισμών που ζουν στο μέτωπο ενός ασβεστολιθικού παράκτιου κρημού και ορισμός της μέσης βιολογικής στάθμης θάλασσας (mean biological sea-level). (τροποποιημένο από Pirazzoli et al., 1996)



(α)



(β)

Φωτο 7.9 Ασβεστολιθικοί βράχοι μορφής μανιταριού (mushroom rocks) στη βάση των οποίων έχουν αναπτυχθεί θαλάσσιες εγχοπές (α) στην Κεφαλονιά, (β) στις νότιες ακτές του κόλπου των Αλκυονίδων (ανατολικός Κορινθιακός κόλπος). Και στις δύο περιπτώσεις οι εγχοπές βρίσκονται (50 cm και 70 cm αντίστοιχα) ψηλότερα από τη μέση στάθμη θάλασσας εξαιτίας της τεκτονικής ανύψωσης που ακολούθησε το σχηματισμό τους.



(α)



(β)

Φωτο 7.10 Ανυψωμένες θαλάσσιες εγχοπές (uplifted marine notches): (α) σε Μεσοζωικής ηλικίας ασβεστόλιθους δυτικά του αρχαιολογικού χώρου του Ηραίου στη χερσόνησο της Περαχώρας (ανατολικός Κορινθιακός κόλπος). Διακρίνονται τρεις ανυψωμένες θαλάσσιες εγχοπές η ανύψωση των οποίων οφείλεται σε τεκτονικές κινήσεις του Ολόκαινου. (β) Σε αιολιανίτες στις νότιες ακτές της Κεφαλλονιάς.

Υπάρχει μια ουσιαστική διαφορά μεταξύ της υποπαλιρροιακής (infra littoral) και της μεσοπαλιρροιακής (mid littoral) ζώνης τόσο στην ποσότητα, όσο και στα είδη των οργανισμών που διαβιούν σε αυτές. Το όριο των δύο αυτών ζωνών έχει οριστεί ως η μέση βιολογική στάθμη θάλασσας (mean biological sea level) (σχήμα 7.10).

Μια συγκεκριμένη ομάδα οργανισμών, που με τη δράση τους σχηματίζουν εγκοπές, ζουν σε αυτές τις καλά καθορισμένες ζώνες. Εδώ βρίσκονται μακροοργανισμοί όπως chitons και limpets (π.χ. το είδος patella) που ζουν και τρέφονται στη ζώνη που βρέχεται μόνιμα από το θαλάσσιο νερό αλλά φωτίζεται επαρκώς. Οι οργανισμοί αυτοί τρέφονται με κυανόφυτα (cyanophytes) και χλωρόφυτα (chlorophytes). Στις ζώνες του πετρώματος οι οποίες βρέχονται μόνιμα από το νερό ζουν στην επιφάνεια του πετρώματος (epilithic) αλλά στην παλιρροιακή ζώνη, στο τμήμα δηλαδή του βραχώδους μετώπου που βρέχεται περιοδικά από το νερό, καταφέρνουν να επιβιώσουν διανοίγοντας οπές στο πέτρωμα και ζώντας εντός αυτών (endoliths). Το βάθος των οπών που διανοίγονται εξαρτάται από τη δυνατότητα για φωτοσύνθεση και συνήθως περιορίζεται σε λιγότερο από ένα χιλιοστό (Kelletat, 2005).

7.3.3 Οι θαλάσσιες εγκοπές ως δείκτες μεταβολών της στάθμης θάλασσας

Σε τεκτονικά ενεργές παράκτιες περιοχές είναι συχνό φαινόμενο οι ανυψωμένες ή βυθισμένες παλαιές ακτογραμμές. Οι τεκτονικές κινήσεις που έχουν επηρεάσει μια παράκτια περιοχή μπορούν να προσδιοριστούν με τη μελέτη γεωμορφολογικών και βιολογικών ενδείξεων. Μεταξύ των ενδείξεων αυτών ιδιαίτερα χρήσιμες είναι οι διαβρωσιγενείς, από τη δράση των οργανισμών, θαλάσσιες εγκοπές (Stiros & Pirazzoli, 1995). Συνεπώς οι γεωμορφές αυτές έχουν μεγάλη σημασία στις έρευνες για την αναζήτηση σταθμών θάλασσας του παρελθόντος σε τεκτονικά ενεργές παράκτιες περιοχές βραχών ακτών. Για παράδειγμα η ύπαρξη μιας, δύο ή και περισσότερων εγκοπών Ολοκαινικής ηλικίας σε διάφορα ύψη πάνω ή και κάτω από τη σημερινή θαλάσσια στάθμη σε τεκτονικά ενεργές παράκτιες περιοχές έχουν αποδοθεί σε μεταβολές της σχετικής στάθμης θάλασσας λόγω ασυνεχούς τεκτονικής δραστηριότητας (φωτο 7.9). Η σημερινή θέση των απολιθωμένων αυτών εγκοπών σε διαφορετικά επίπεδα από αυτά που σχηματίστηκαν οφείλεται στη δράση του τεκτονισμού.

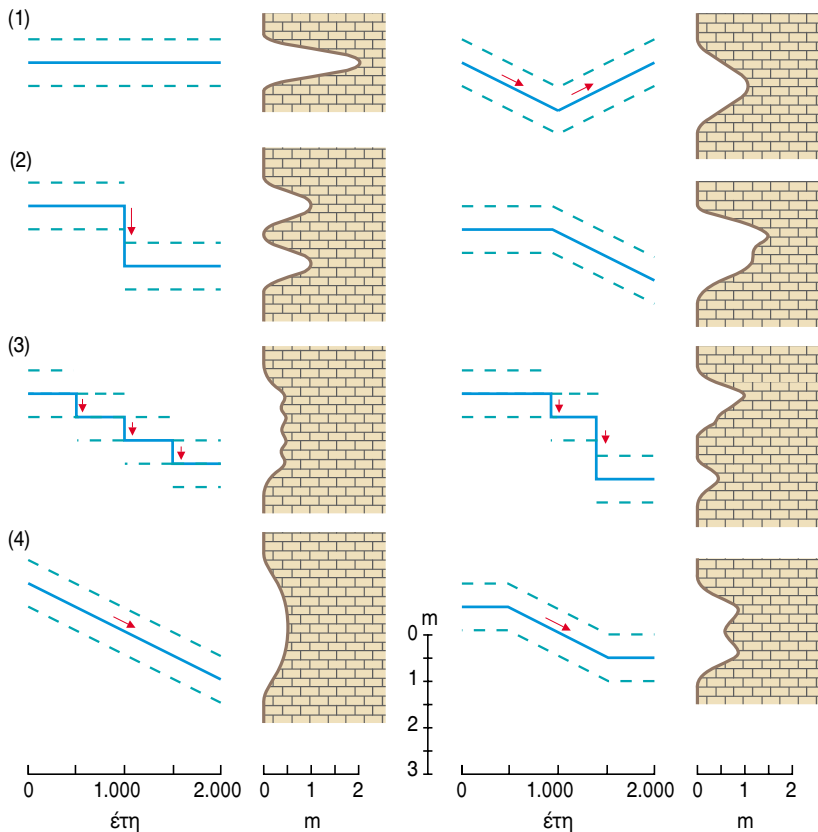
Τα σημαντικά πλεονεκτήματα των βιοδιαβρωσιγενών θαλάσσιων εγκοπών ως δεικτών στάθμης θάλασσας του παρελθόντος είναι η καλή και γρήγορη ανάπτυξή τους, ο σχηματισμός τους στο επίπεδο της μέσης στάθμης της θάλασσας και η δυνατότητα χρονολόγησής τους με την εφαρμογή μεθόδων ραδιοχρονολόγησης στα ασβεστολιθικά κελύφη των απολιθωμένων σήμερα οργανισμών που τις σχημάτισαν.

Ιδιαίτερη σημασία για την αξιοπιστία και τη χρησιμοποίηση των βιοδιαβρωσιγενών θαλάσσιων εγκοπών

ως δεικτών στάθμης θάλασσας του παρελθόντος έχει η αναγνώριση και διάκρισή τους από τις δομικές εγκοπές. Είναι προφανές ότι οι δομικές εγκοπές, που οφείλονται στα διαφορετικά αποτελέσματα της δράσης του κυματισμού λόγω της διαφοροποίησης της λιθολογίας (ανθεκτικότητας στη διάβρωση) στρωμάτων πετρωμάτων που εμφανίζονται στο μέτωπο του κρημνού, δε θα πρέπει να λαμβάνονται ως ενδείξεις στάθμης θάλασσας του παρελθόντος ακόμη και αν βρίσκονται σε διαφορετικά, σε σχέση με τη σημερινή θαλάσσια στάθμη, επίπεδα.

Η μορφή του προφίλ μιας θαλάσσιας εγκοπής δίνει σημαντικές ποιοτικές πληροφορίες για το ρυθμό της μεταβολής της θαλάσσιας στάθμης και τις τεκτονικές κινήσεις της περιοχής. Ο ρυθμός της υποσκαφής ποικίλει ανάλογα με το είδος του πετρώματος και την ανθεκτικότητά. Μια μέση τιμή εκτιμάται σε 1 mm/έτος (Laborel et al., 1999). Όπως φαίνεται στο σχήμα 7.11.1 ο ρυθμός διάβρωσης έχει μέγιστη τιμή κοντά στο επίπεδο της μέσης στάθμης θάλασσας και μειώνεται σταδιακά στα ανώτερα και χαμηλότερα τμήματα του ενδοπαλιρροιακού εύρους. Συνεπώς σε περιοχές προστατευμένες από τη δράση του κυματισμού, εάν η σχετική στάθμη θάλασσας δε μεταβάλλεται, τα προφίλ των θαλάσσιων εγκοπών θα έχουν την τυπική μορφή σχήματος V ή U με την κάμψη κοντά στο επίπεδο της μέσης στάθμης θάλασσας, τη βάση της εγκοπής κοντά στη στάθμη της άμπωτης και την κορυφή στη στάθμη της πλημμυρίδας. Τα πιθανά αποτελέσματα των μεταβολών (απότομων ή σταδιακών) της στάθμης θάλασσας στη μορφολογία των εγκοπών απεικονίζονται στο σχήμα 7.11. Μια γρήγορη μεταβολή της σχετικής στάθμης θάλασσας, μεγαλύτερη από το εύρος παλίρροιας (σχήμα 7.11.2), θα προκαλέσει την ανύψωση ή βύθιση όλης της εγκοπής διατηρώντας τη και προστατεύοντάς τη από περεταίρω διάβρωση ενώ μια νέα εγκοπή θα σχηματισθεί στη νέα παλιρροιακή ζώνη. Εάν η μεταβολή της στάθμης είναι μικρότερη από το εύρος παλίρροιας, (σχήμα 7.11.3) το δάπεδο ή η οροφή της εγκοπής θα διαβρωθεί και το ύψος της εγκοπής θα αυξηθεί. Στην περίπτωση αυτή οι επαναλαμβανόμενες γρήγορες κινήσεις θα οδηγήσουν στη διαδοχική ανάπτυξη οδοντώσεων. Οι εγκοπές αυτές ονομάζονται κυματοειδείς (ripple notches). Η βαθμιαία μεταβολή της στάθμης της θάλασσας θα προκαλέσει την αύξηση του ύψους της εγκοπής (σχήμα 7.11.4).

Σημαντικό ρόλο στην ακριβή αναπαράσταση των σταθμών θάλασσας του παρελθόντος σε μια περιοχή εμφάνισης μιας σειράς βιοδιαβρωσιγενών θαλάσσιων εγκοπών έχει η βιολογική στάθμη που, όπως αναφέρθηκε, είναι το όριο της υποπαλιρροιακής (infra littoral) και της μεσοπαλιρροιακής (mid littoral) ζώνης και μπορεί να καθοριστεί με ακρίβεια βάσει των διαφορών στην ποσότητα και τα είδη των οργανισμών που ζουν σε αυτές (σχήμα 7.10). Η στάθμη αυτή μπορεί να χρησιμοποιηθεί ως βασική αφετηρία – επίπεδο για τη μελέτη των προφίλ των παράκτιων κρημνών (Stiros et al., 2000). Η υπομετρική διαφορά μεταξύ των απολιθωμένων και χρονολο-



Σχήμα 7.11 Μορφολογικά χαρακτηριστικά των προφίλ θαλάσσιων εγκοπών, σε προφυλαγμένα από τον κυματισμό περιβάλλοντα, τα οποία έχουν προκύψει από μεταβολές στάθμης θάλασσας που πραγματοποιήθηκαν με διαφορετικούς ρυθμούς και σε διάφορα στάδια. (τροποποιημένο από Pirazzoli, 2005)

γημένων βιολογικών σταθμών θάλασσας από τη σημερινή θέση της ενεργού βιολογικής στάθμης επιτρέπει την αξιόπιστη εκτίμηση των σχετικών μεταβολών της θαλάσσιας στάθμης με ακρίβεια της τάξης των 10 cm.

Στον ελληνικό χώρο ανυψωμένες ή αντίστοιχα βυθισμένες εγκοπές στη βάση ασβεστολιθικών παράκτιων κρημνών έχουν εντοπισθεί και μελετηθεί με σκοπό την αναζήτηση της τεκτονικής ιστορίας και των μεταβολών της θαλάσσιας στάθμης σε διάφορες τεκτονικά ενεργές περιοχές όπως στα Κύθηρα (Gaki-Papanastassiou et al., 2008α), τη Ρόδο (Pirazzoli et al., 1989), τα Ιόνια νησιά (Pirazzoli et al., 1994α), την Κρήτη, την Εύβοια, τη χερσόνησο της Περαχώρας (ανατολικός Κορινθιακός κόλπος) και αλλού. Στη χερσόνησο της Περαχώρας έχει διαπιστωθεί η ύπαρξη θαλάσσιων εγκοπών σε ασβεστολιθικούς κρημνούς τόσο στην περιοχή του Ηραίου, όσο και στις βόρειες ακτές της χερσονήσου, στην περιοχή Μυλοκοπή (Stiros & Pirazzoli, 1998). Συγκεκριμένα στην περιοχή του Ηραίου ανυψωμένες εγκοπές βρίσκονται 1,4±0,1, 3,1 και 2,2 m πάνω από τη σημερινή θαλάσσια στάθμη και οι βαθμονομημένες ηλικίες που προέκυψαν από ραδιοχρονολόγηση με ^{14}C ήταν 190-440 μ.Χ., 4440-4320 π.Χ. και 2440-2260 π.Χ. αντίστοιχα (Pirazzoli et al., 1994b) (φωτο 7.10α).

Στη Κεφαλονιά ο σεισμός του 1953, μεγέθους 7,2 βαθμών, που σχεδόν ισοπέδωσε το Αργοστόλι προκάλεσε την ανύψωση ενός μεγάλου μήκους των νότιων, ανατολικών και νοτιοανατολικών ακτών του νησιού με αποτέλεσμα

θαλάσσιες εγκοπές να βρεθούν 50 cm πάνω από τη μέση στάθμη της θάλασσας (φωτο 7.10β). Επιπλέον κατά θέσεις στις ανατολικές ακτές του νησιού υπάρχει μια δεύτερη θαλάσσια εγκοπή η σημερινή θέση της οποίας αποδίδεται σε ανάλογο σεισμικό γεγονός που έπληξε την περιοχή 1.500 έτη B.P. (πριν από σήμερα) (Stiros et al., 1994α).

7.4 Παράκτιοι πάγκοι (shore platforms)

Η διάβρωση από τη δράση των κυμάτων κατά μήκος των βραχωδών ακτών εκτός από κατακόρυφες μεγάλης κλίσης γεωμορφές διάβρωσης, όπως είναι οι παράκτιοι κρημνοί, οδηγεί και στον σχηματισμό οριζόντιων γεωμορφών όπως είναι οι παράκτιοι πάγκοι (shore platforms) (φωτο 7.11).

Οι διεργασίες σχηματισμού των παράκτιων πάγκων περιλαμβάνουν τόσο τη δράση του κυματισμού, όσο και ένα είδος χημικής αποσάθρωσης λόγω της επίδρασης του θαλάσσιου νερού (water layer weathering). Οι κυματογενείς προέλευσης πάγκοι σχετίζονται άμεσα με περιοχές υποχώρησης των παράκτιων κρημνών. Όπως έχει ήδη αναφερθεί, οι παράκτιοι κρημνοί υποχωρούν καθώς διαβρώνονται κυρίως από την υδραυλική δράση, την απόξεση (abrasion), και την εκσκαφή (quarrying), που αποτελούν διεργασίες που δρουν στη βάση τους. Οι διεργασίες αυτές είναι περισσότερο ενεργές σε περιοχές ενδιάμεσης και υψηλής κυματικής ενέργειας όπου υπάρχουν αρκετά



Φωτο 7.11 Παράκτιος πάγκος στην περιοχή Black Rock Point, Melbourne, Victoria, Australia. Ο παράκτιος αυτός πάγκος έχει σχηματισθεί σε ανθεκτικούς σκουρόχρωμους ψαμμίτες από τη διάβρωση των υπερκείμενων μαλακότερων ιζηματογενών στρωμάτων λόγω της δράσης του κυματισμού.

χαλαρά υλικά στο χώρο θραύσης των κυμάτων διαθέσιμα να κινηθούν από την κυματική δράση βοηθώντας την αποδυνάμωση του πετρώματος. Όπως έχει ήδη αναφερθεί, η υποσκαφή ενός παράκτιου κρημνού από τη δράση του κυματισμού μπορεί κατά θέσεις να σχηματίσει στη βάση του μια θαλάσσια εγκοπή η οποία, καθώς η απόξεση και οι διαβρωτικές διεργασίες συνεχίζονται, βαθαίνει με αποτέλεσμα το ανώτερο τμήμα του κρημνού να μη στηρίζεται επαρκώς και να καθίσταται επιρρεπές στις διεργασίες κίνησης μαζών λόγω βαρύτητας. Με τον τρόπο αυτό οι παράκτιοι κρημνοί υποχωρούν σταδιακά και μπροστά από αυτούς διαμορφώνεται μια επίπεδη ή ελαφρώς κεκλιμένη πετρώδης επιφάνεια που ονομάζεται παράκτιος πάγκος. Το πίσω όριο του πάγκου είναι συνήθως η βάση του μετώπου του παράκτιου κρημνού. Για τη διατήρηση των παράκτιων πάγκων η κυματική ενέργεια πρέπει να είναι ικανή να απομακρύνει τα κορήματα που παράγονται από τη διάβρωση των μετώπων των κρημνών. Διαφορετικά ο παράκτιος πάγκος καλύπτεται από κορήματα και δεν υπόκειται σε περαιτέρω διεργασίες αποσάθρωσης.

Η χημική αποσάθρωση (water level weathering) περιλαμβάνει όλες εκείνες τις διεργασίες που είναι αποτέλε-

σμα της περιοδικής διαβροχής και ξήρανσης του πετρώματος συμπεριλαμβανομένης και της κρυστάλλωσης του αλατιού. Είναι περισσότερο αποτελεσματική σε περιοχές πετρωμάτων οριζόντιας στρώσης και μεγάλης διαπερατότητας σε τροπικές και υποτροπικές περιοχές με μικρά εύρη παλίρροιας όπως είναι η Χαβάη, η Αυστραλία, η Καραϊβική αλλά και οι ακτές της Μεσογείου. Η εξάτμιση και η χημική αποσάθρωση ευνοούνται από τις υψηλές θερμοκρασίες. Οι παράκτιοι πάγκοι που διαμορφώνονται με τον τρόπο αυτό είναι συνήθεις κατά μήκος ακτών ανθρακικών πετρωμάτων και μπορούν να αναγνωριστούν από την ανάπτυξη στην επιφάνειά τους μικρομορφών όπως είναι οι μικρού βάθους οπές (pools) και αύλακες που σχηματίζονται κοντά στο επίπεδο της μέσης στάθμης της πλημμυρίδας (φωτο 7.12).

Το πλάτος των παράκτιων πάγκων ποικίλει ανάλογα με τα χαρακτηριστικά της περιοχής που σχηματίζονται και κυμαίνεται από λίγα μέτρα έως πάνω από ένα χιλιόμετρο (Davis & Fitzgerald, 2004). Σε περιοχές που οι πάγκοι έχουν σχηματισθεί σε επίπεδα οριζόντια στρώματα ιζηματογενών πετρωμάτων η επιφάνειά τους είναι σχετικά ομαλή ενώ όταν αναπτύσσονται σε περιοχές με πολύπλο-



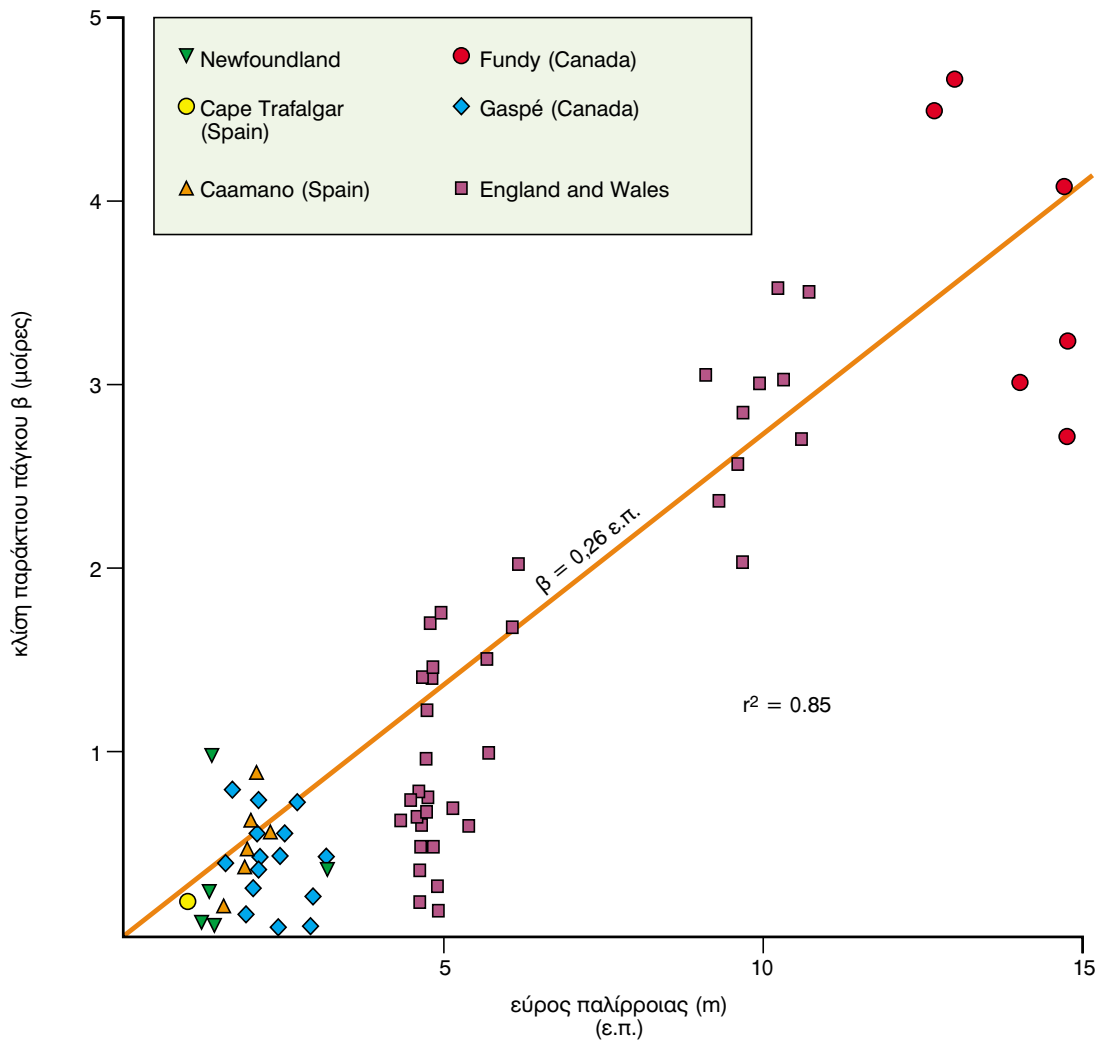
Φωτο 7.12 Επιφάνεια παράκτιου πάγκου που έχει αναπτυχθεί σε ασβεστολιθικά πετρώματα σε παράκτια περιοχή της Λακωνίας. Διακρίνονται μικρομορφές που οφείλονται στις διεργασίες αποσάθρωσης.

κη γεωλογία, όπως για παράδειγμα σε έντονα διαρρηγμένα πυριγενή πετρώματα ή σε κεκλιμένα στρώματα μεταμορφωμένων ή ιζηματογενών πετρωμάτων, συνήθως εμφανίζουν ανώμαλες επιφάνειες με τοπογραφικές εξάρσεις που φθάνουν σε ύψος μέχρι και ένα μέτρο. Οι διαφορές στην ανθεκτικότητα των γεωλογικών σχηματισμών στις διεργασίες αποσάθρωσης είναι υπεύθυνες για το σχηματισμό ανυψώσεων, προεξοχών και άλλων παρόμοιων μικρο-μορφών στην επιφάνεια των πάγκων.

Οι παράκτιοι πάγκοι μπορεί να είναι σχεδόν οριζόντιοι ή να κλίνουν προς τη θάλασσα με κλίσεις που κυμαίνονται από 1° έως πάνω από 30° . Σε μερικές περιοχές, ειδικά εκεί που κυρίαρχη διεργασία αποσάθρωσης είναι η απόξεση, υπάρχει μια συσχέτιση μεταξύ του εύρους παλίρροιας και της μορφολογικής κλίσης των γεωμορφών αυτών. Τα μεγαλύτερα εύρη παλίρροιας ευνοούν το σχηματισμό παράκτιων πάγκων μεγαλύτερης κλίσης (σχήμα 7.12). Το εύρος παλίρροιας ελέγχει την κατανομή της κυματικής ενέργειας που καταναλώνεται πάνω στον παράκτιο πάγκο και συνεπώς τις διεργασίες διάβρωσης από τη δράση των κυμάτων. Κατά τη μετάβαση από την πλημμυρίδα στην άμπωτη τα κύματα θραύονται σταδιακά πλησιέστερα στο προς τη θάλασσα άκρο του πάγκου.

Μόνο όμως κατά την πλημμυρίδα, όπου επιτυγχάνεται η υψηλότερη στάθμη, τα κύματα επηρεάζουν άμεσα το προς την ξηρά υψηλότερο τμήμα του πάγκου. Συνεπώς, οι μεγαλύτεροι ρυθμοί κατακόρυφης διάβρωσης λαμβάνουν χώρα κατά την πλημμυρίδα, όταν οι κυματικές διεργασίες επικεντρώνονται και είναι περισσότερο αποτελεσματικές στη βάση του παράκτιου κρημνού, που ουσιαστικά αποτελεί το ανώτερο όριο του παράκτιου πάγκου.

Στις περισσότερες περιπτώσεις ένας παράκτιος πάγκος που κλίνει προς τη θάλασσα επιτρέπει στην κυματική ενέργεια να μεταφέρει τα υλικά - προϊόντα της διάβρωσης του κρημνού προς την ανοικτή θάλασσα σε μεγαλύτερα βάθη. Η κλίση ενός τέτοιου πάγκου συνήθως είναι 1° και εκτείνεται αρκετά μέσα στη θάλασσα ώστε να επιτρέπει στο ιζήμα που μεταφέρεται κατά μήκος της πετρώδους επιφάνειας να απομακρυνθεί εν αιωρήσει ή να αποτεθεί σε μεγαλύτερα βάθη. Δεδομένου ότι για τη μεταφορά του ιζήματος πάνω στον πάγκο είναι απαραίτητη η κυματική ενέργεια οι πάγκοι αυτοί δεν εκτείνονται κάτω από τη βάση του κύματος (το βάθος δηλαδή αλληλεπίδρασης των κυμάτων με τον πυθμένα) η οποία, όπως έχει αναφερθεί, για τις περισσότερες παράκτιες περιοχές δεν ξεπερνά το βάθος των -10



Σχήμα 7.12 Σχέση μεταξύ της κλίσης των παράκτιων πάγκων (β) και του εύρους παλirroιας (ε.π.) για έξι παράκτιες περιοχές. Κάθε σημείο στο διάγραμμα αντιπροσωπεύει τη μέση τιμή της κλίσης ενός μεγάλου αριθμού παράκτιων πάγκων. (πηγή δεδομένων: Trenhaile, 1999)

m. Θεωρώντας λοιπόν ότι η κλίση του πάγκου είναι 1° και ότι το μέγιστο βάθος του φθάνει τα -10 m εκτιμάται ότι το μέγιστο πλάτος για τους περισσότερους παράκτιους πάγκους είναι περίπου 500 m. Στην California αλλά και σε αρκετές άλλες περιοχές του κόσμου υπάρχουν παράκτιοι πάγκοι που εκτείνονται υποθαλάσσια σε βάθη μεγαλύτερα των -10 m. Επειδή έχει αποδειχθεί ότι κάτω από το βάθος των -10 m τα κύματα συνήθως δεν αλληλεπιδρούν με το βυθό και συνεπώς η διάβρωση από τον κυματισμό είναι ανενεργή, τα βαθύτερα τμήματα των πάγκων αυτών θεωρούνται ως υπολειμματικά που σχηματίστηκαν όταν η στάθμη της θάλασσας βρισκόταν χαμηλότερα από τη σημερινή και πιθανότατα καλύφθηκαν μεταγενέστερα από τη θάλασσα με τη σταδιακή άνοδο της στάθμης.

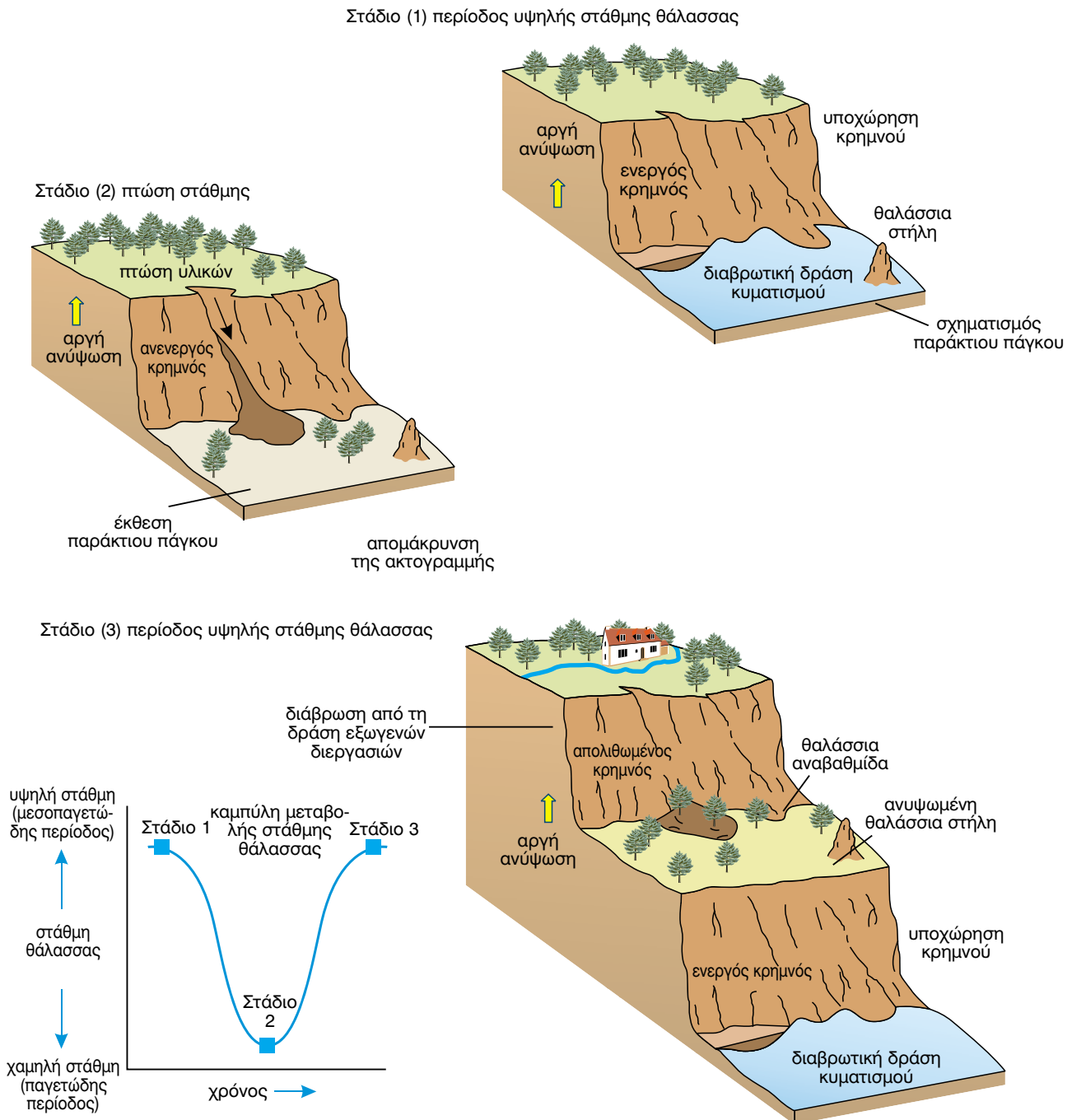
Κατά μήκος των περισσότερων βραχωδών ακτών οι ρυθμοί υποχώρησης των παράκτιων κρημνών είναι

μικροί. Έχει υπολογιστεί ότι οι μέσοι αυτοί ρυθμοί είναι της τάξης των μερικών εκατοστών ανά έτος γεγονός που σημαίνει ότι και οι παράκτιοι πάγκοι δημιουργήθηκαν με επίσης πολύ αργούς ρυθμούς (Davis & Fitzgerald, 2004). Συνεπώς απαραίτητη προϋπόθεση για την ανάπτυξη των παράκτιων πάγκων είναι η διατήρηση μιας σχεδόν σταθερής στάθμης θάλασσας για μια μακρά χρονική περίοδο. Οι μεγαλύτεροι πλάτους παράκτιοι πάγκοι βρίσκονται σε περιοχές όπου οι κρημνοί είναι ιδιαίτερα επιρρεπείς στη διάβρωση. Περιοχές δηλαδή που αποτελούνται από ασθενώς συνεκτικοποιημένα ιζηματογενή πετρώματα ή γενικά γεωλογικούς σχηματισμούς μειωμένης αντοχής στη διάβρωση και όπου η κυματική ενέργεια είναι μέτρια έως υψηλή. Αντίθετα σε περιοχές σκληρών, ανθεκτικών στη διάβρωση, πετρωμάτων, όπως είναι οι χαλαζίτες, συνήθως το πλάτος των παράκτιων πάγκων είναι μικρό και η κλίση τους μεγάλη.

7.5 Θαλάσσιες αναβαθμίδες (marine terraces)

Οι θαλάσσιες αναβαθμίδες (marine terraces) είναι παράκτιοι πάγκοι που έχουν μετατοπιστεί από την αρχι-

κή θέση σχηματισμού τους και σήμερα βρίσκονται πάνω ή κάτω από τη στάθμη της θάλασσας. Η μετατόπιση των παράκτιων πάγκων από την αρχική θέση σχηματισμού τους οφείλεται σε εκτεταμένες διακυμάνσεις της στάθμης της θάλασσας με το χρόνο που, όπως έχει αναλυθεί, προκαλούνται από παγκόσμια ευστατικά αίτια ή τοπικά



Σχήμα 7.13 Οι θαλάσσιες αναβαθμίδες σχηματίζονται κατά μήκος ακτών που υφίστανται ανύψωση. Στο πρώτο στάδιο η ανάπτυξη της αναβαθμίδας ξεκινά κατά τη διάρκεια μιας περιόδου υψηλής στάθμης θάλασσας (μεσοπαγετώδης περίοδος) με τον σχηματισμό ενός παράκτιου πάγκου από τη διαβρωτική δράση του κυματισμού. Στο δεύτερο στάδιο, όταν η στάθμη της θάλασσας πέφτει με την έναρξη της παγετώδους περιόδου, ο παράκτιος πάγκος εγκαταλείπεται από τις θαλάσσιες διεργασίες. Στο τρίτο στάδιο κατά τη διάρκεια του χρονικού διαστήματος που η θάλασσα στάθμη πέφτει σε μια χαμηλή θέση και κατόπιν ανεβαίνει ξανά, ο παράκτιος πάγκος ανυψώνεται πάνω από την υψηλή θέση της θαλάσσιας στάθμης και αποτελεί μια θαλάσσια αναβαθμίδα. Η εξιδανικευμένη καμπύλη μεταβολής της στάθμης της θάλασσας δείχνει τον χρόνο του σχηματισμού της θαλάσσιας αναβαθμίδας. (τροποποιημένο από Davis & Fitzgerald, 2004)

αίτια όπως είναι ο τεκτονισμός και/ή το φαινόμενο της ισοστασίας, ή συνήθως από τη συνδυασμένη δράση τοπικών και ευστατικών αιτιών (Davis & Fitzgerald, 2004). Στις περιοχές που το τελικό αποτέλεσμα των κινήσεων αυτών είναι η ανύψωση της ξηράς, οι θαλάσσιες αναβαθμίδες βρίσκονται πάνω από τη θαλάσσια στάθμη ενώ αναπτύσσονται υποθαλάσσια στις περιοχές που η ξηρά βυθίζεται.

Ο σχηματισμός των θαλάσσιων αναβαθμίδων προϋποθέτει χρονικές περιόδους σταθεροποίησης της στάθμης της θάλασσας και ένα γενικό καθεστώς τεκτονικής ανύψωσης της ξηράς (σχήμα 7.13). Πρόσφατα έχει γίνει πλέον αποδεκτό ότι οι αναβαθμίδες αντιπροσωπεύουν παράκτιους πάγκους που ανυψώθηκαν κατά τη διάρκεια της περιόδου του Πλειστόκαινου έτσι ώστε σήμερα να βρίσκονται πάνω από τη θαλάσσια στάθμη. Όπως έχει ήδη αναλυθεί στο σχετικό με τη στάθμη της θάλασσας κεφάλαιο, κατά τη διάρκεια του Πλειστόκαινου η εναλλαγή σταδίων ανάπτυξης και υποχώρησης των ηπειρωτικών καλυμμάτων πάγου προκάλεσε αντίστοιχες μεταβολές στη θαλάσσια στάθμη κατά περίπου 100 - 120 m. Οι περισσότεροι παράκτιοι πάγκοι που σήμερα αποτελούν θαλάσσιες αναβαθμίδες σχηματίστηκαν κατά τις μεσοπαγετώδεις περιόδους, όταν η στάθμη της θάλασσας είχε σταθεροποιηθεί σε μια υψηλή θέση (highstand) που περίπου αντιστοιχεί στο επίπεδο της σημερινής θαλάσσιας στάθμης. Οι περίοδοι αυτές σταθεροποίησης της στάθμης σε υψηλές θέσεις (highstands) και διαμόρφωσης των παράκτιων πάγκων διήρκεσαν πιθανά κάποιες χιλιάδες ετών. Με την έλευση της παγετώδους περιόδου η θαλάσσια στάθμη έπεσε σε μια χαμηλή θέση (lowstand) οπότε οι παράκτιοι πάγκοι ανυψώθηκαν. Στη συνέχεια η στάθμη ανέβηκε ξανά φθάνοντας σχεδόν στο επίπεδο της σημερινής. Η διεργασία αυτή επαναλήφθηκε κατά τη διαδοχή των παγετωδών και μεσοπαγετωδών περιόδων του Τεταρτογενούς σχηματίζοντας σε αρκετές παράκτιες περιοχές μια σειρά από θαλάσσιες αναβαθμίδες που βρίσκονται σε σταδιακά μεγαλύτερο υψόμετρο.

7.5.1 Οι θαλάσσιες αναβαθμίδες ως δείκτες στάθμης θάλασσας του παρελθόντος

Από τον ορισμό τους και την περιγραφή του τρόπου σχηματισμού τους γίνεται φανερό ότι οι γεωμορφές αυτές καταγράφουν τη θέση της ακτογραμμής κατά τα διαστήματα των υψηλών σταθμών (highstands) των μεσοπαγετωδών περιόδων του Πλειστόκαινου. Συνεπώς αποτελούν σημαντικές γεωλογικές καταγραφές παλαιών σταθμών θάλασσας χρήσιμες σε μελέτες παλαιογεωγραφικής αναπαράστασης παράκτιων περιοχών. Μια ακτογραμμή που ανυψώνεται με γρήγορο και σταθερό ρυθμό αφήνοντας τα ίχνη της με τη μορφή αναβαθμίδων, αποτελεί την καλύτερη καταγραφή για τη μέτρηση των μεγάλων, μακράς διάρκειας, μεταβολών της θαλάσσιας στάθμης και της τεκτονικής ανύψωσης.

Αν και μια αναδυμένη θαλάσσια αναβαθμίδα είναι μια πολύπλοκη γεωμορφή, που εμφανίζει χαρακτηριστικά τόσο διάβρωσης, όσο και απόθεσης, οι θαλάσσιες αναβαθμίδες διακρίνονται στις διαβρωσιγενούς προέλευσης (erosional) που, όπως αναφέρθηκε έχουν προκύψει από διεργασίες διάβρωσης, και στις δομικές (constructional) που σχετίζονται με την ανάπτυξη των κοραλλιογενών υφάλων (Burbank & Anderson, 2007). Ο σχηματισμός και τα μορφολογικά χαρακτηριστικά των δομικών αναβαθμίδων αναλύονται στο σχετικό με τις κοραλλιογενείς ακτές κεφάλαιο.

Οι διαβρωσιγενείς θαλάσσιες αναβαθμίδες αναπτύσσονται καλύτερα σε παράκτιες περιοχές που ευνοούν τον σχηματισμό παράκτιων πάγκων και ταυτόχρονα υπόκεινται σε ανοδικές τεκτονικές κινήσεις. Περιοχές δηλαδή μεσαίας έως υψηλής κυματικής ενέργειας που αποτελούνται από ευδιάβρωτα οριζόντια στρώση ιζηματογενή πετρώματα. Θαλάσσιες αναβαθμίδες σχηματίζονται επίσης και κατά μήκος ακτών που αποτελούνται από χαλαρά ασύνδετα ιζήματα.

Μια πρόσφατα σχηματισμένη θαλάσσια αναβαθμίδα διαβρωσιγενούς προέλευσης συνήθως αποτελείται από δύο ευδιάκριτες επιφάνειες. Μια σχετικά επίπεδη που κλίνει προς τη θάλασσα κατά περίπου 1° και αντιστοιχεί στην επιφάνεια του παράκτιου παλαιο-πάγκου και ένα μέτωπο μεγαλύτερης κλίσης που κλίνει προς τη θάλασσα και αντιστοιχεί στον παράκτιο παλαιο-κρημνό (σχήμα 7.14). Η γωνία κλίσης του μετώπου εξαρτάται από τη συνοχή, τη σκληρότητα και την ανθεκτικότητα στις θαλάσσιες διαβρωσιγενείς διεργασίες του γεωλογικού σχηματισμού από τον οποίο αποτελείται (σχήμα 7.14). Η έκταση της επιφάνειας μιας αναβαθμίδας εξαρτάται από τη χρονική διάρκεια κατά την οποία η θάλασσα βρισκόταν στη στάθμη αυτή, την ανθεκτικότητα στη διάβρωση των στρωμάτων των πετρωμάτων στα οποία έχει διαμορφωθεί και την αρχική μορφολογία της περιοχής (κυρίως τη μορφολογική κλίση της τότε παράκτιας ζώνης). Το σημείο συνάντησης των δύο αυτών επιφανειών, δηλαδή του μετώπου και της επιφάνειας της αναβαθμίδας, ονομάζεται γωνία της ακτογραμμής



Σχήμα 7.14 Διαβρωσιγενής παράκτιος πάγκος (erosional shore platform), παράκτιος κρημνός (coastal cliff), εγκοπή κυματογενούς προέλευσης (wave cut notch) και η γωνία της ακτογραμμής (shoreline angle). Το άνω όριο του διαβρωσιγενούς παράκτιου πάγκου αλλάζει με την πάροδο του χρόνου και εξαρτάται από τις μεταβολές της στάθμης της θάλασσας.



Φωτο 7.13 Θαλάσσια αναβαθμίδα στον όρμο του Αργοστολίου (ν. Κεφαλονιά). Διακρίνεται η επιφάνεια της αναβαθμίδας, το μέτωπο του παλαιο-κρημνού και το εσωτερικό άκρο ή γωνία της ακτογραμμής που αντιστοιχεί στην τομή της επιφάνειας με το μέτωπο.

(shoreline angle) ή εσωτερικό άκρο (inner edge) της αναβαθμίδας και είναι η θέση όπου μπορεί να σχηματισθεί και να διατηρηθεί μια θαλάσσια εγκοπή από τη δράση του κυματισμού (Burbank & Anderson, 2007). Η κυματογενής αυτή εγκοπή και το σημείο συνάντησης του παράκτιου παλαιο-πάγκου (επιφάνειας) και του παράκτιου παλαιο-κρημνού (μέτωπου) αντιστοιχεί στη θέση της παλαιάς ακτογραμμής κατά την περίοδο σχηματισμού του πάγκου και συνεπώς αντιπροσωπεύει έναν δείκτη που προσεγγίζει πολύ καλά την τοπική στάθμη θάλασσας την περίοδο σχηματισμού της αναβαθμίδας (φωτο 7.13). Το εσωτερικό αυτό άκρο ουσιαστικά καταγράφει τη διατομή της τότε μέσης στάθμης της θάλασσας με την ξηρά κατά την εποχή σχηματισμού του παλαιο-πάγκου. Όπως ήδη αναφέρθηκε η παλαιά αυτή ακτογραμμή σχετίζεται με ένα από τα κύρια μεσοπαγετώδη στάδια που έχουν προσδιορισθεί με τη μέθοδο των ισοτόπων οξυγόνου, όπως φαίνονται στην καμπύλη των ευστατικών μεταβολών της θαλάσσιας στάθμης (σχήμα 5.3). Η θέση του εσωτερικού άκρου της αναβαθμίδας σε σχέση με τη σημερινή ακτογραμμή αποτελεί έναν οριζόντιο παλαιοδείκτη που επιτρέπει τον υπολογισμό τόσο των παράλληλων προς την ακτή μετατοπίσεων, όσο και των κατακόρυφων κινήσεων από την περίοδο σχηματισμού του.

Όταν το εσωτερικό άκρο ή γωνία της ακτογραμμής ενός ανυψωμένου παράκτιου πάγκου χρησιμοποιείται για την αναπαράσταση της ακτογραμμής του παρελθόντος, είναι σημαντικό να εκτιμηθεί, με όσο γίνεται μεγαλύτερη ακρίβεια, το υψόμετρό του. Δεδομένου ότι η περιοχή έχει αναδυθεί και ανυψωθεί για ένα αρκετά μεγάλο χρονικό διάστημα μετά το σχηματισμό της αναβαθμίδας, έχει υποστεί τα μορφολογικά αποτελέσματα της δράσης των εξωγενών διεργασιών όπως είναι η αποσάθρωση, η διάβρωση και η κίνηση υλικών λόγω βαρύτητας. Οπότε η γωνία της ακτογραμμής συνήθως έχει καλυφθεί από προϊόντα αποσάθρωσης και διάβρωσης (κορήματα), που έχουν κινηθεί προς τα κάτω λόγω βαρύτητας, από τοπογραφικά υψηλότερες κλιτύς. Συνεπώς, σε αρκετές περιπτώσεις, η πραγματική επιφάνεια του παλαιο-πάγκου που βρίσκεται κάτω από τα κορήματα απέχει αρκετά από τον παλαιο-κρημνό. Αυτό πρέπει να ληφθεί υπόψη για τον ακριβή υπολογισμό του υψόμετρου του εσωτερικού άκρου της αναβαθμίδας.

Σε αντίθεση με το εσωτερικό άκρο της αναβαθμίδας το εξωτερικό άκρο (outer edge) του παλαιο-πάγκου – αναβαθμίδας δεν μπορεί να χρησιμοποιηθεί ως σημείο ένδειξης της θαλάσσιας στάθμης κατά την περίοδο σχηματισμού του πάγκου. Αυτό οφείλεται κυρίως στο ότι το βάθος του εξωτερικού άκρου του διαβρωσιγενούς

πάγκου κατά την περίοδο του σχηματισμού του δεν είναι σταθερό αλλά μπορεί να ποικίλει σημαντικά φθάνοντας συνήθως μέχρι τα -10 m ανάλογα με τις τοπικές συνθήκες (κυρίως κυματισμού και βαθυμετρίας). Άρα είναι αρκετά παρακινδυνευμένο να χρησιμοποιηθεί το εξωτερικό άκρο της αναβαθμίδας ως ένδειξη για την εκτίμηση της στάθμης της θάλασσας. Επιπλέον η σημερινή θέση του αναδυμένου και διατηρημένου εξωτερικού άκρου του παλαιο-πάγκου εξαρτάται από το κατά πόσο αυτό έχει υποχωρήσει από τότε που αναδύθηκε εξαιτίας της διάβρωσης και της ομαλοποίησής του από τη δράση των εξωγενών διεργασιών (αποσάθρωση και διάβρωση). Συνεπώς το εξωτερικό άκρο της αναβαθμίδας είναι ένας πολύ λιγότερο αξιόπιστος δείκτης στάθμης θάλασσας του παρελθόντος σε σχέση με το εσωτερικό της άκρο.

Σε μια ακτή όπου υπάρχει μια σειρά θαλάσσιων αναβαθμίδων η ορθή εκτίμηση του υψόμετρου του εσωτερικού άκρου της κάθε αναβαθμίδας, ο προσδιορισμός της ηλικίας του σχηματισμού της χρησιμοποιώντας διάφορες μεθόδους χρονολόγησης και η γνώση της υψομετρικής διαφοράς μεταξύ των διαδοχικών αναβαθμίδων παρέχει ένα μέσο υπολογισμού του ρυθμού της τεκτονικής ανύψωσης για τη συγκεκριμένη ακτή.

Συνεπώς οι υψομετρικές διαφορές μεταξύ διαδοχικών αναβαθμίδων είναι μια συνάρτηση του ρυθμού ανύψωσης κατά μήκος της ακτής.

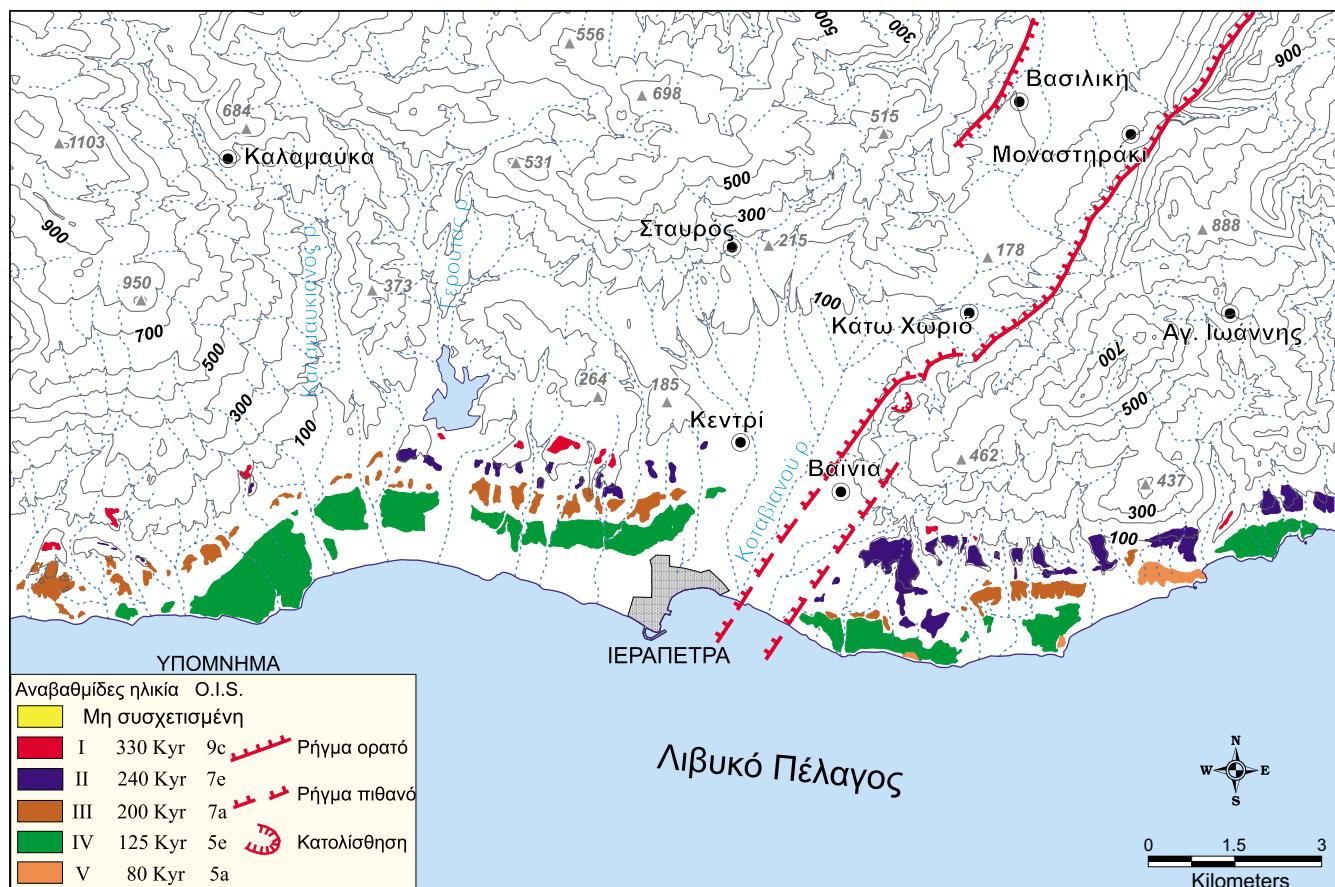
7.5.2 Περιοχές εμφάνισης θαλάσσιων αναβαθμίδων

Η συστηματική μελέτη των θαλάσσιων αναβαθμίδων ξεκίνησε τη δεκαετία του 1970 σε αρκετά μέρη και επεκτάθηκε σε όλες σχεδόν τις παράκτιες περιοχές του κόσμου (Lajoie, 1986). Αυτό οφείλεται κατά ένα μεγάλο μέρος στην ανάπτυξη των μεθόδων απόλυτης χρονολόγησης με μεγάλη ακρίβεια και στην ανάπτυξη και εδραίωση της θεωρίας των ευστατικών μεταβολών της θαλάσσιας στάθμης για την περίοδο του Τεταρτογενούς.

Κατά μήκος των ακτών της νότιας California υπάρχουν τουλάχιστον έξι θαλάσσιες αναβαθμίδες στην περιοχή Palos Verdes και δέκα στα νησιά San Clemente και Santa Cruz. Εκτεταμένες αναβαθμίδες αναπτύσσονται επίσης κατά μήκος των τεκτονικών ακτών της Νέας Ζηλανδίας, Ν. Γουινέας, στη χερσόνησο της Αλάσκας και στις ακτές του Ειρηνικού της κεντρικής και νότιας Αμερικής.



Φωτο 7.14 Χαμηλή αναβαθμίδα που βρίσκεται μόλις 2 m πάνω από τη σημερινή μέση στάθμη θάλασσας και έχει αναπτυχθεί σε Πλειστοκαινικής ηλικίας μαργαϊκές αποθέσεις στις νότιες ακτές της χερσονήσου της Παλικής στη δυτική Κεφαλονιά. Στο βάθος διακρίνονται τρεις αναβαθμίδες που αντιστοιχούν σε διαφορετικά μεσοπαγετώδη επεισόδια του Πλειστόκαινου.



Σχήμα 7.15 Τοπογραφικός χάρτης της ευρύτερης περιοχής της Ιεράπετρας (νότιες ακτές της Κρήτης). Φαίνεται η επιφανειακή εξάπλωση των θαλάσσιων αναβαθμίδων και το Β.Α.-Ν.Δ. διεύθυνσης κανονικό ρήγμα της Ιεράπετρας που ανυψώνει το ανατολικό τμήμα και ταπεινώνει το δυτικό. (πηγή: Gaki-Papanastassiou et al., 2009)

Στην Ελλάδα θαλάσσιες αναβαθμίδες υπάρχουν σε αρκετές περιοχές. Στις νότιες ακτές του Κορινθιακού κόλπου έχουν χαρτογραφηθεί λεπτομερώς και μελετηθεί δέκα συνολικά αναβαθμίδες που εκτείνονται από τα 10 m μέχρι το υψόμετρο των 400 m (Armijo et al., 1996). Οι αναβαθμίδες αυτές έχουν χρονολογηθεί και συσχετισθεί με τα ισοτοπικά στάδια οξυγόνου υψηλής στάθμης. Σειρές θαλάσσιων αναβαθμίδων έχουν μελετηθεί και σε αρκετές ακτές κατά μήκος του Ελληνικού τόξου όπως στην Κεφαλονιά (Gaki-Papanastassiou et al., 2008b) (φωτο 7.14), στη νότια Πελοπόννησο, στα Κύθηρα, στην Κρήτη (Gaki-Papanastassiou et al., 2009) και τη Ρόδο.

Στην ευρύτερη περιοχή της Ιεράπετρας, στις νότιες ακτές της Κρήτης, έχει διαπιστωθεί η ύπαρξη πέντε θαλάσσιων αναβαθμίδων που αντιστοιχούν στα ισοτοπικά στάδια 9c (330.000 έτη), 7e (240.000 έτη), 7a (200.000 έτη), 5e (125.000 έτη) και 5a (80.000 έτη) αντίστοιχα (σχήμα 7.15). Οι αναβαθμίδες αυτές τέμνονται από το κανονικό ρήγμα της Ιεράπετρας το οποίο έχει γενική διεύθυνση ΒΑ-ΝΔ. Η λεπτομερής τους χαρτογράφηση, η χρονολόγησή τους, η αντιστοίχιση δηλαδή με τα ισοτοπικά (μεσοπαγετώδη) στάδια του Πλειστόκαινου, και η εύρεση των υψόμετρων των εσωτερικών τους άκρων εκατέρωθεν του ρήγματος βοήθησε τον υπολογισμό του μέσου ρυθμού δραστηριοποίησης του ρήγματος για την περίοδο των τελευταίων 350.000 ετών.