

Approccio semi-quantitativo alla dinamica delle coste rocciose: l'area campione fra Monopoli e Mola di Bari (Puglia Adriatica)

Maria Ilaria Maracchione ¹, Giuseppe Mastronuzzi ¹, Paolo Sansò ²,
Amalia Sergio ¹ e Nicola Walsh ¹

¹ Dipartimento di Geologia e Geofisica, Università degli Studi, Via E. Orabona 4, 70125 Bari, Italia.
g.mastrozz@geo.uniba.it

² Dipartimento di Scienze dei Materiali, Università degli Studi, Via per Aradeo, 73100 Lecce, Italia.

Riassunto

Il tratto di costa compreso tra Monopoli e Mola di Bari presenta numerosi aspetti litologici, morfologici ed evolutivi rappresentativi delle coste rocciose della Puglia adriatica. Qui i processi morfogenetici, pur sempre condizionati dalle caratteristiche dei calcari e delle calcareniti in affioramento, dalla configurazione preesistente e dall'esposizione al moto ondoso, producono forme e, soprattutto, associazioni di forme ricorrenti. Localmente, infatti, la fascia costiera è caratterizzata da forme del VII e VIII ordine (Tricart, 1965). Mediante la misura e la correlazione dell'altezza e della pendenza della superficie versante sono stati individuati e classificati quattro principali tipi di costa.

La situazione morfologica pregressa e l'evoluzione subattuale ed attuale - la costa rocciosa evolve soprattutto mediante ribaltamenti e crolli - hanno prodotto una configurazione con valori elevati dell'Indice di Frastagliatura e della Frequenza di Frastagliatura. Questi valori rivelano anche la presenza di numerosi tratti instabili e, complessivamente, un basso grado di equilibrio fra i fattori aggressivi e quelli resistenti. L'antropizzazione, sempre più intensa nel tratto considerato, può essere considerata ancora trascurabile nella valutazione della stabilità delle coste rocciose.

Parole chiave: coste rocciose, morfologia costiera, dinamica costiera, Puglia.

Abstract

Semi-quantitative approach to rocky coast dynamics between Monopoli and Mola di Bari (Adriatic Apulia).

The studied coastal tract is a part of the Murge's eastern border, an emerged area of the Apulian foreland. The area is made of Cretaceous layered limestones belonging to the "Gruppo dei Calcari delle Murge"; overlaid at first by transgressive calcarenites of Upper Pliocene – Lower Pleistocene, and then by thin, discontinuous marine and continental Quaternary deposits. The landscape of the Apulian coastal area is represented by a flight of steps of marine terraces, gently sloping towards NE and stretching from 150 m a.s.l. down to the present sea level. The terraces are joined by small scarps and they are dissected by small creeks, locally named "lame".

This study focuses on the lowest marine terrace, which is joined to the present sea level through a steep slope which is vertical along those tracts whose evolution is due to rockfalls induced by wave undercutting. Microforms of VI, VII and VIII magnitude of Tricart scale (1965) have been recognised on this slope; these forms are arranged in groups, (morphotypes), which differ in function of their distance from the shoreline.

The height of the coast (H), referred to the different cliff slope (i) allows the identification of four main types of coastal transverse profiles; the distance from the shoreline to the limit of the chemical-mechanical action of waves (L) is correlated with the height of the coast (H), which supplies information about the intensity of marine abrasion which results

to be mainly dependent on attitude more than on coast height (H). The different position of the coastal types within the H/L and H/L/H diagrams allows the definition of environmental dynamics of the studied coast.

Finally, the physical and mechanical properties of rocks which compose the studied coastal tract have been determined. This last set of data justifies the occurrence of the detected forms and the mechanism of coastal retreat responsible for the coastal evolution.

The geomorphological, structural and coastal dynamics data have been reported in a schematic chart which clearly shows the relationships between rock properties and coastal evolutionary trend.

Key words: *rocky coast, coastal morphology, coastal dynamic, Apulia.*

Premessa

Le coste rocciose sono considerate, in genere, come forme conservative nel paesaggio costiero. In questo senso esse sono considerate inattaccabili dagli eventi morfodinamici normali tanto che è opinione diffusa considerarle a rischio solo per innalzamento del livello del mare o per crolli. Questi, pur reali, non rappresentano l'unico fattore di pericolosità e conseguentemente di rischio; studi recenti mettono sempre più in luce altri fattori di pericolosità legati alla dinamica delle masse fluide: le tempeste a lungo periodo di ritorno e gli tsunami (Antonopoulos, 1979; Mörner, 1996a e b; Tinti e Maramai, 1996; Pirazzoli e Tomasin, 1999; Mastronuzzi e Sansò, 2000).

Ai fini della gestione degli spazi costieri le coste rocciose sono considerate una sorta di eredità scomoda, poco sfruttabile per scopi economico-turistici. In altri casi esse, almeno in tempi precedenti l'emanazione della Legge Galasso (L. n. 431/85), sono state considerate in ragione della loro lenta dinamica, quali aree ideali per la realizzazione di complessi insediativi o produttivi e/o delle strutture ad esse servili. La loro occupazione si esplica in genere attraverso due profonde modificazioni delle caratteristiche del paesaggio: cementificazione e/o realizzazione a mare di opere di protezione. Tali interventi spesso producono effetti connessi in aree ben lontane dal paraggio in cui essi sono stati realizzati. In funzione della concentrazione lungo le coste rocciose di buona parte degli insediamenti umani produttivi diviene necessario studiarne il comportamento a breve periodo, definirne i fattori che ne determinano la dinamica e individuare le relazioni fra questi e i sedimenti mobili.

Il paraggio di seguito descritto per le caratteristiche geomorfologiche è ben rappresentativo della costa del bordo orientale delle Murge (Fig. 1). Questa ha profondamente subito gli effetti conseguenti alla rimonta versiliana del livello del mare ed alla dinamica naturale; a queste si è sovrapposta, infine, l'azione antropica.

Il presente studio si propone di valutare la dinamica della costa attraverso l'analisi e l'interpretazione delle forme costiere riconosciute a varia scala, delle caratteristiche tecniche delle rocce in cui le coste sono modellate, dell'intensità dell'azione meteomarina.

Inquadramento geologico e morfologico

La costa tra Monopoli e Mola di Bari è modellata sui calcari cretacei e sui depositi calcarenitici di età plio-pleistocenica (Azzaroli e Valduga, 1967; D'Alessandro e Iannone, 1983). Dal punto di vista morfologico, la regione costiera pugliese adriatica è costituita da una successione di superfici subpianeggianti allungate circa parallelamente alla linea di riva e disposte a gradinata, dalla quota 150 m circa fino al livello del mare (Di Geronimo, 1970; Ciaranfi et al., 1988). Tali superfici, raccordate da scarpate, sono incise a luoghi da una rete idrografica, poco gerarchizzata, ma ben approfondita nel substrato roccioso, localmente indicata con il termine di *lame*. Esse raggiungono il mare in profonde insenature con pareti subverticali interpretabili quali piccole *rias* (*sensu* Von Richthofen, 1886). Spianate e scarpate, in questo tratto, generalmente sono dovute all'abrasione prodottasi nel corso di fasi di stazionamento relativo del livello del mare, a partire dal Pleistocene medio.

La piattaforma continentale è qui larga circa 25 km, con pendenze sino al 5.5% e margine esterno ad una profondità media di 172 m. Entro i primi 15/20 m di profondità si sviluppa con andamento alquanto irregolare e sul fondale sabbioso sono frequenti gli accumuli di materiale crollato, spesso

già colonizzati dal coralligeno. Colonizzazioni di coralligeno di piattaforma ed estese praterie a *Posidonia oceanica* (L.) De Lille e *Cymodocea nodosa* (Ucaria) Areshoug si alternano sino ad una quarantina di metri di profondità. Fra i circa -30 m e lo *shelf break*, al di sopra dei sedimenti attribuiti al Pleistocene medio (Aiello et al., 1995) o connessi con l'oscillazione glacioeustatica dall'ultimo würmiano ad oggi (Fabbri e Gallignani, 1972), si rinvenivano accumuli di sabbia e di sabbia argillosa, nonché coperture di sedimenti più fini attuali.

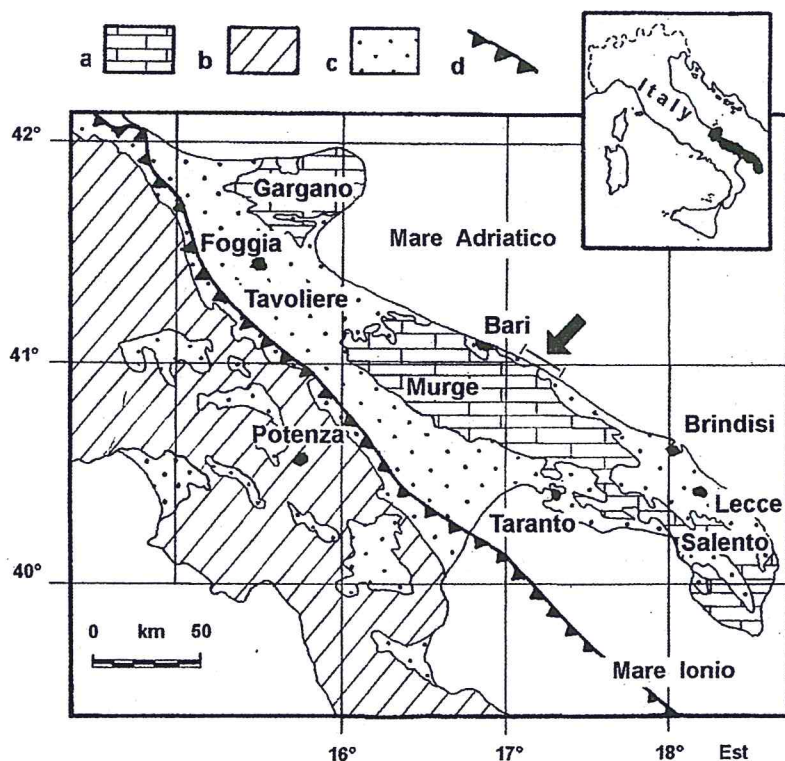


Figura 1 - Ubicazione geografica dell'area studiata:
 a - unità carbonatiche dell'avampaese;
 b - unità della catena;
 c - unità dell'avanfossa e coperture plio-pleistoceniche;
 d - fronte della coltre alloctona.

Caratteri petrografici e geotecnici

I due litotipi nei quali è modellata la fascia costiera si presentano con caratteri strutturali differenti: nei calcari la stratificazione è ben evidente, mentre nelle calcareniti essa è generalmente solo accennata e discontinua. La fratturazione interessa entrambe le unità secondo sistemi variamente orientati e con densità, frequenza, andamento e spaziatura assai variabili da luogo a luogo (Fig. 2). Le determinazioni sperimentali sono state condotte su ventotto campioni di calcarenite e su diciannove campioni di calcare. Dai blocchi sono state carotati cilindri di cm 7 di diametro ed altezza pari a circa due volte il diametro. E' stata determinata la resistenza a compressione monoassiale e a trazione indiretta (prova brasiliana) in condizioni di saturazione naturale: in Tabella 1 sono riportati i valori estremi ottenuti che evidenziano la ben netta differenza tra il calcare e la calcarenite alla scala del campione mentre alla scala dell'ammasso roccioso un ruolo determinante è quello esercitato dalla fratturazione. Questa interessa entrambe le formazioni con fratture variamente orientate più frequenti nell'ammasso calcareo mesozoico, in cui si riescono ad individuare due sistemi di fratturazione con direzioni preferenziali: il primo N 40-50 W e N 60-70 E ed il secondo N-S e E-W con i piani di frattura subverticali.

Alla scala del campione i calcari mostrano valori molto bassi di porosità (Tab. 1) e alti valori di resistenza a compressione e a trazione. Le calcareniti, a luoghi con sottili livelli ruditici, presentano tessitura da *grainstone* a *packstone* (Dunham, 1962), con scheletro costituito da bioclasti autoctoni e da

litoclasti, delle dimensioni della sabbia, provenienti dal sottostante substrato mesozoico; il grado di cementazione è basso ed il cemento irregolarmente distribuito all'interno della roccia, mentre la porosità, quasi esclusivamente di tipo intergranulare, presenta valori elevati (Tab. 1). I pori sono tra loro intercomunicanti, come evidenziato dai valori del grado di saturazione pari ad uno, che si ottengono imbibendo i campioni di calcarenite sotto vuoto. E' possibile che tale valore risulti inferiore all'unità in alcune litofacies caratterizzate dall'abbondanza di alghe rosse che con la loro attività incrostante sinsedimentaria hanno inglobato e isolato porzioni del sedimento originario, determinando in tal modo plaghe a porosità chiusa (Andriani e Walsh, 1998). Nella calcarenite il contenuto d'acqua (w) non è mai eccessivamente elevato in quanto la calcarenite perde velocemente l'acqua gravifica interstiziale: pertanto, in condizioni naturali normali il contenuto in acqua è risultato sempre molto basso con valori che non superano il 5 %-10 % cui corrisponde un grado di saturazione del 15% - 35%.

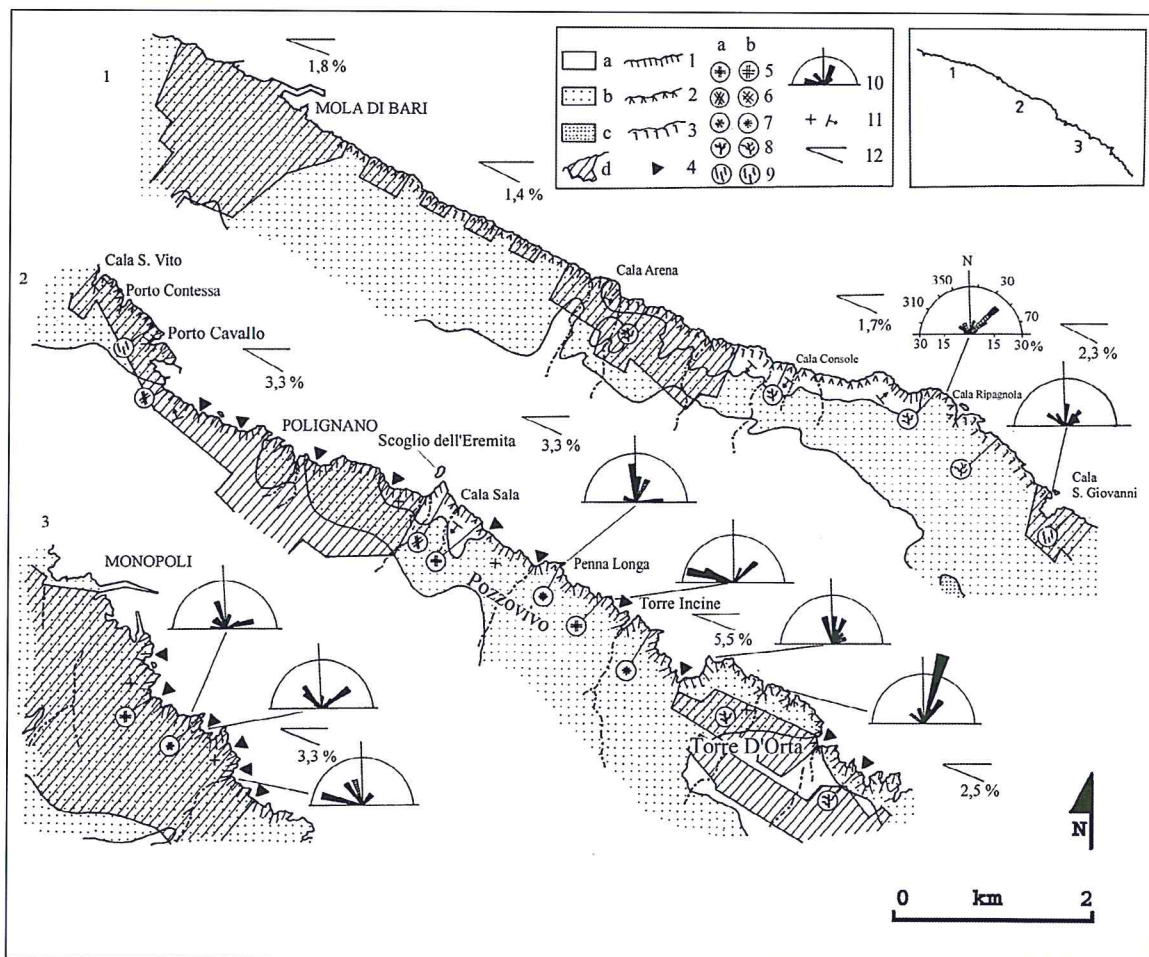


Figura 2 - Caratteri geologici e morfologici del tratto di litorale Monopoli-Mola di Bari: a - Calcarea di Bari; b - Calcarenite di Gravina; c - depositi marini terrazzati e litorali; d - aree antropizzate.

1 - Costa alta rocciosa; 2 - costa bassa rocciosa con profilo digradante; 3 - costa bassa rocciosa con profilo sub-orizzontale; 4 - tratto di costa in arretramento; 5 - fratture con reticolo rettangolare e bordi (a: congiunti; b: disgiunti); 6 - fratture con reticolo a losanga; 7 - fratture con reticolo a fascio; 8 - fratture con reticolo arborescente; 9 - fratture con reticolo parallelo; 10 - diagramma polare delle fratture; 11 - giacitura; 12 - pendenza della piattaforma continentale entro l'isobata 5.

Tabella 1 - Campo di variabilità delle proprietà fisiche e meccaniche della Calcarenite di Gravina e del Calcarea di Bari: peso di volume secco (γ_a); peso specifico del solido (γ_g); porosità (η); compattezza (c); resistenza a compressione monoassiale (σ_R); resistenza a trazione (σ_T).

	Calcarenite di Gravina		Calcarea di Bari	
	Min	Max	Min	Max
γ_a (KN/m ³)	14,32	15,01	25,80	26,19
γ_g (KN/m ³)	26,59	26,59	26,59	26,59
η (%)	43,6	46,2	1,5	3,0
c	0,54	0,56	0,97	0,99
σ_R (MPa)	2,55	4,12	58,9	127,5
σ_T (MPa)	0,28	0,37	7,85	14,72

Alla scala dell'ammasso roccioso, i calcari mostrano un'evidente e netta stratificazione; essi risultano a luoghi intensamente dislocati da sistemi di fratture aventi varia orientazione (Fig. 2; visibile anche in Fig. 5); la frequenza delle fratture a luoghi può raggiungere valori di 10 piani/metro (Manev e Avramova-Tacheva, 1970). L'intensità di fratturazione favorisce l'azione carsica marina e, nelle porzioni più direttamente esposte, si rilevano i segni prodotti dall'azione di dissoluzione delle acque. Le calcareniti si presentano in banchi evidenziati dall'erosione selettiva, sempre interessati da fratture subverticali; in queste ultime si notano zone di più intensa e profonda ricementazione, a cui corrispondono sulla superficie creste di erosione selettiva ad andamento grossolanamente rettilineo. I caratteri descritti trovano riscontro nei valori assai bassi di resistenza a compressione che, però, non scendono mai al di sotto di 2,6 MPa, valore confrontabile con quelli massimi che caratterizzano argille fortemente sovraconsolidate. I valori di resistenza a trazione indiretta risultano anch'essi medio-bassi (Tab. 1). Le caratteristiche dei corpi rocciosi fanno sì che l'azione erosiva in entrambi i litotipi sia particolarmente efficace in corrispondenza delle linee di debolezza; in particolare l'acqua percolante provoca lungo i giunti di strato la formazione di cavità in progressivo ampliamento (Greco e Spilotro, 1982; Pieri, 1991) fino al crollo della volta provocato dalla spinta idraulica del mare. In corrispondenza delle fratture, l'azione del mare provoca il progressivo allargamento delle stesse e, laddove queste siano trasversali alla linea di riva, alla formazione di un'insenatura (Fig. 3) (Mastronuzzi et al., 1992a). Pur tuttavia si osserva che l'intensa fratturazione dei calcari produce gli stessi effetti dello scarso grado di cementazione delle calcareniti determinando arretramenti della linea di costa omogenei e tra loro paragonabili.

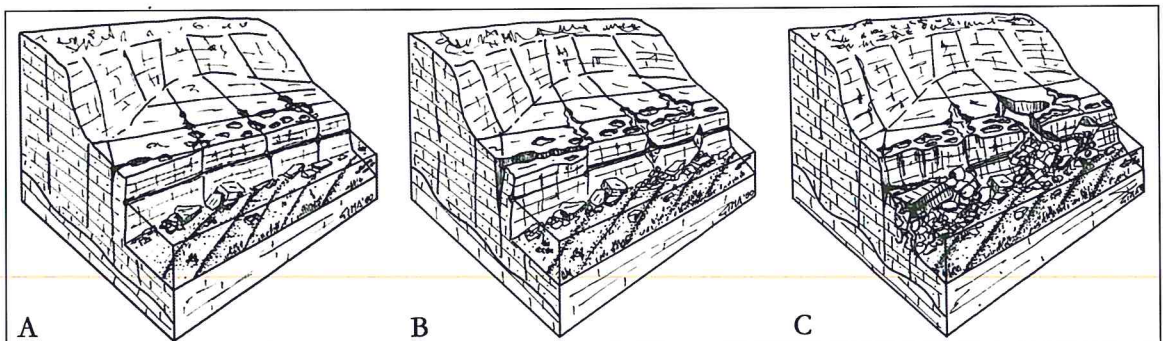


Figura 3 - Stadi successivi del meccanismo di arretramento della falesia nel tratto studiato: A) imposizione di fratture secondo sistemi paralleli o perpendicolari alla linea di costa; B) progressivo allargamento delle fratture; C) ribaltamento ("toppling") e formazione di insenature ("calca").

Caratteri meteomarini

I dati relativi alle stazioni di Bari e di Brindisi forniti dall'Istituto Idrografico della Marina (relativi agli anni 1959-1982) (Fig. 4) hanno consentito di definire il clima ondoso del tratto di costa esaminato. Per entrambe le stazioni i venti più frequenti provengono da NW; a Brindisi è stata rilevata una percentuale notevole anche di quelli con direzione NS. Dal IV quadrante, corrispondente al settore di massimo *fetch*, provengono le mareggiate maggiori che realizzano le condizioni morfogenetiche del mare più efficaci.

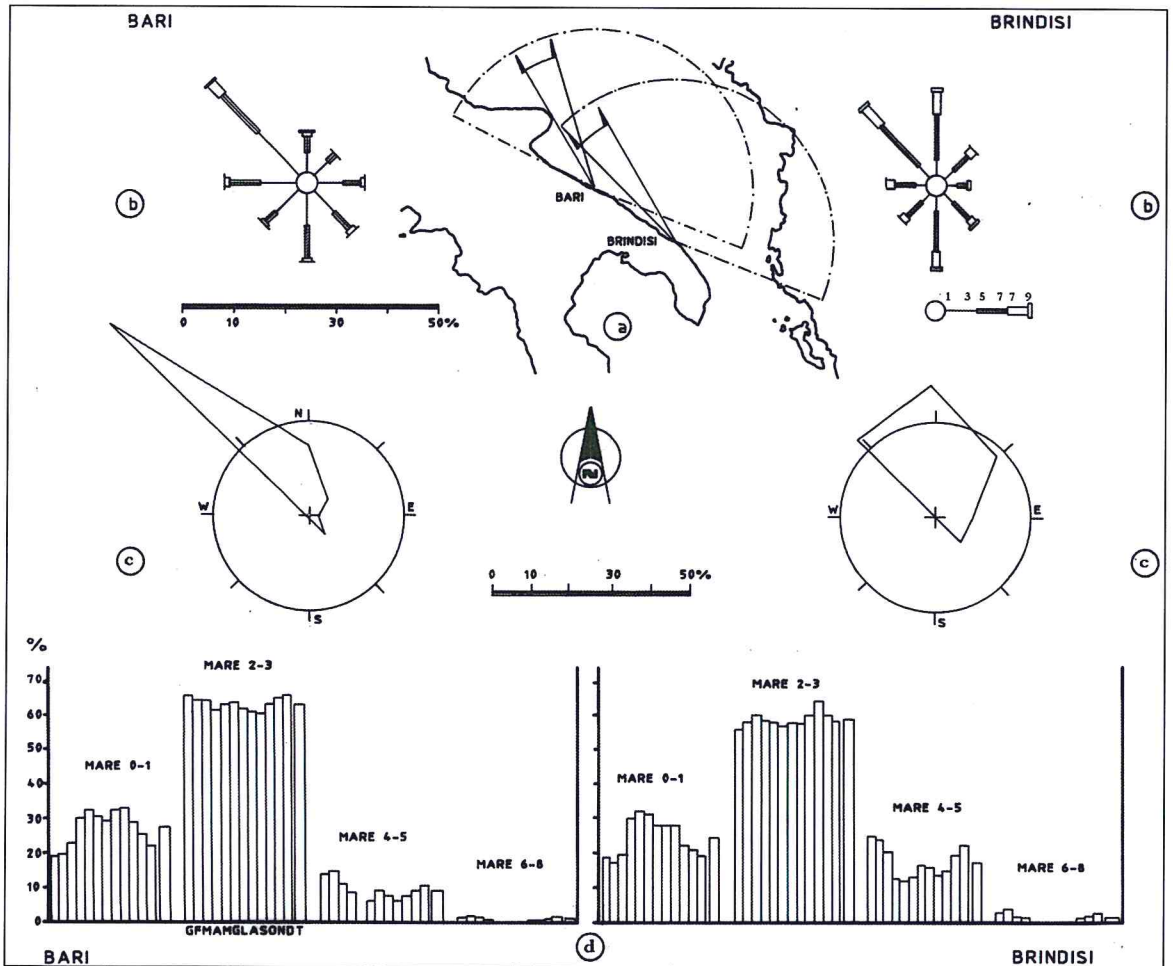


Figura 4 - Quadro sinottico dei dati meteomarini rilevati dalle stazioni meteorologiche più vicine al paraggio studiato: a) settori di massimo *fetch* relativi alle stazioni di Bari e Brindisi; b) frequenze medie in percentuale dei venti, dedotte da tre osservazioni giornaliere relative ad un arco temporale di 30 anni; c) direzione di provenienza delle mareggiate: frequenze percentuali del mare forza 6-8 dedotte da osservazioni giornaliere relative ad un arco temporale di 30 anni; d) stato del mare nei diversi mesi dell'anno: frequenze medie in percentuale dedotte da tre osservazioni giornaliere relative ad un arco temporale di 30 anni.

Per le condizioni estreme verificabili nel settore di traversia del tratto in esame, ossia vento da NW per 78 ore consecutive a forza 7-12 con mare forza 6-8, applicando il metodo dell'*hindcasting* di Noli (1991), è stata calcolata un'altezza di 6 m dell'onda al largo in condizioni di mare limitato; sotto costa tale altezza raggiunge valori massimi di 4 m, in funzione dell'assorbimento energetico operato dai fondali. Dai dati a disposizione per il basso Adriatico risulta che solo il 14% delle onde supera un'altezza di 3 m (Sergio, 1999), ma generalmente non supera 1,5 m.

Alla luce di tali valori e considerato anche che nelle condizioni estreme si raggiungono al massimo i 4 m di altezza, si deduce che l'azione abrasiva delle onde si esplica solo fino alla quota di 2-2,5 m. I valori limitati dei parametri ondosi giustificano sia le ridotte velocità delle correnti litoranee, sia i modesti valori di energia posseduti dalla maggior parte delle mareggiate; fanno eccezione i violenti moti estivi da maestrale e tramontana, che possono raggiungere valori di energia dell'ordine di 10^9 joule.

Caratteri geomorfologici

Il tratto studiato è caratterizzato da forme del VI, VII e VIII ordine della scala di Tricart (1965) e cioè: falesie, piattaforme a taglio d'onda, piattaforme di frangenza, faraglioni e cavità (VI); solchi di battente, vaschette di corrosione, *trottoirs*, marmitte e *ramparts* (VII); piccole forme di corrosione, come alveoli e scannellature (VIII). In base ad esse è possibile distinguere i tre principali tipi di profili costieri definiti da Sunamura (1992) e da Griggs e Trenhaile (1994) che nel tratto in esame sono presenti a prescindere dalla litologia e dall'altezza della costa. Il profilo più diffuso lungo il tratto è il Tipo-A (ben evidente nel tratto a sud di Mola di Bari, sui promontori di Cozze e Cala Sala); il Tipo-B è diffuso nel tratto in prossimità della località Pozzovivo mentre il Tipo-C è riconoscibile nei tratti a falesia di Polignano e Torre Incine. A questi tre tipi se ne può aggiungere, infine, un quarto caratterizzato da fondali profondi e assenza di piattaforma di abrasione, ma con altezza della costa mai superiore al metro (S. Vito e Torre d'Orta). Le forme di VII e VIII ordine sono raggruppate in associazioni (i morfotipi di Mazzanti e Parea, 1977), le quali danno luogo a paesaggi diversi a seconda della distanza dalla linea di riva e, dunque, della diversa intensità dell'azione modellatrice marina. In una visione complessiva lungo il tratto studiato si riconoscono due tipi di costa caratteristici: coste rocciose digradanti e coste rocciose subverticali. In generale la morfologia della fascia più vicina alla linea di costa appare correlabile alla litologia. Quando la costa è modellata nei calcari essa è riferibile alla riesumazione della superficie che divide i calcari dalle calcareniti per semplice rimozione di questi ultimi sedimenti da parte del mare (Fig. 5); tale *superficie relitta* è collegata alla linea di costa da una scarpata strutturale, variamente inclinata. Quando la costa è modellata nelle calcareniti generalmente essa è rappresentata da una superficie subverticale che evolve per mezzo di crolli da scalzamento dovuti all'azione meccanica del moto ondoso (Fig. 6). I tratti in calcarenite sono condizionati nella morfologia assunta, oltre che dall'assetto strutturale, anche dalla tessitura che caratterizza questi sedimenti; quelli in calcare, estremamente tenaci alla scala del campione, sono più evidentemente condizionati dalla struttura. L'effetto più appariscente della diversa suscettibilità consiste nel minor numero di tipi di profili riconoscibili e nella minore frastagliatura dei tratti di costa modellati in calcare.

Alcuni tratti rappresentano evidenze di convergenza morfologica. Ne sono esempio le superfici versanti subverticali che, solo oggi, si comportano rispetto al moto ondoso quali falesie. La loro origine può essere riferita, a luoghi, ad una originaria superficie strutturale ormai arretrata come nei pressi di Polignano, altrove all'esposizione erosiva di una litoclasti come subito a SE di Monopoli, altrove ancora alla diffusa semplice azione erosiva (Fig. 2); infine lungo le coste in calcarenite del tratto più meridionale, simili falesie situate in corrispondenza dello sbocco in mare delle *lame*, ad esempio Cala Incine (Fig. 7), sono in realtà delle scarpate prodotte dall'incisione torrentizia connessa con la regressione marina würmiana e successivamente raggiunte dal mare.

L'analisi dei dati morfometrici ha consentito di stabilire che, oltre ai casi di convergenza morfologica, sono pure presenti casi di forme apparentemente diverse, ma imputabili alla stessa genesi. E' il caso delle coste rocciose alte e di quelle basse, entrambe con pendenza del versante prossima alla verticale: esse, pur essendo geneticamente ricollegabili allo stesso meccanismo di formazione, per differente sollevamento relativo o grado di arretramento, mostrano attualmente una diversa quota sul livello del mare, ma rientrano comunque nella definizione di *falesia*.



Figura 5 - Stratificazione e fratturazione dei calcari. Cala Sala (Polignano a Mare - Bari). Sullo sfondo si nota la riesumazione della superficie relitta per erosione della calcarenite sovrastante il calcare.



Figura 6 - Effetti della sollecitazione al piede della falesia: crollo e formazione di cavità e grotte (a Sud di Monopoli).



Figura 7 - Lama di Cala Incine. Torre Incine (Monipoli, Bari).

Stabilità e arretramento delle coste

Il tratto di costa esaminato mostra tratti in evidente condizioni di instabilità, alternati a tratti in cui vi è un sostanziale equilibrio. Ad eccezione di alcuni tratti, come quello in corrispondenza del centro abitato di Polignano ove l'instabilità, indotta dall'altezza della falesia ($I_s = 1$)¹, è esasperata dal grado di carsificazione, dalle condizioni strutturali e dai carichi antropici, la causa principale dell'instabilità è connessa con l'azione marina ($0 < I_s < 1$ e $I_b < 1$) che scalza alla base la falesia. Le fratture parallele alla linea di riva isolano poliedri rocciosi di grandi dimensioni e ne consentono il ribaltamento; le fratture variamente orientate favoriscono il crollo e l'accumulo caotico al piede della falesia (Fig. 8). Gli effetti più appariscenti restano, comunque, i crolli delle volte di cavità alla base della falesia. L'approfondimento della cavità determina un aumento del carico per progressiva diminuzione della base di appoggio: quando il valore del carico supera quello di resistenza, la volta crolla generando baie più o meno estese. Le condizioni di equilibrio si riconoscono in corrispondenza di falesie protette al piede da frangiflutti naturali prodotti da crolli. In corrispondenza dei promontori con fondali molto profondi, si mantiene un'onda riflessa permanente, la quale ostacola il procedere dell'onda battente, smorzandone l'energia e, quindi, la capacità erosiva meccanica; in queste condizioni prende il sopravvento l'azione biochimica ($0 < I_s < 1$ e $I_b > 1$) (Mastronuzzi et al., 1992b; 1996). Le falesie esposte al largo con spiaggia stagionale o con blocchi di crollo al piede sono solitamente meglio protette, proprio a causa della dispersione dell'energia dell'onda battente. Al contrario, le falesie ai lati di insenature che ospitano *pocket beaches* sono soggette all'azione abrasiva dei granuli rimossi dalle onde che si somma all'azione biochimica producendo profondi intagli.

¹ $I_s = H/H_c$ (H = altezza della falesia; H_c = altezza critica della falesia, al di sopra della quale essa risulta instabile); $I_b = D/D_b$ (D = profondità al piede della falesia; D_b = profondità alla quale le onde si frangono) (Mastronuzzi et al., 1992b).



Figura 8 - Distacco recente di blocchi rocciosi e accumulo al piede della falesia (a Sud dell'abitato di Monopoli).

Discussione

Il presente studio rappresenta la caratterizzazione morfodinamica del tratto di costa esaminato. Nella carta geomorfologica prodotta (Fig. 2) sono stati riportati, su base geologica, i tipi di costa individuati. A complemento sono stati cartografati anche gli elementi strutturali riconosciuti. Per alcuni siti sono stati costruiti e riportati appositi diagrammi che forniscono informazioni in merito alla frequenza e alla orientazione delle discontinuità rilevate. Sono state, inoltre, riportate le pendenze dei fondali sottocosta. Quindi sono stati registrati e cartografati tutti gli elementi riconosciuti come effetti di un processo di arretramento: ciò ha consentito di distinguere i tratti in relativo equilibrio da quelli con evidenze di vistosi crolli. Non è possibile quantificare l'arretramento medio del litorale studiato in quanto esso non è omogeneo e continuo; di contro è stato però possibile individuare le aree maggiormente sensibili al moto ondoso come riportato in Fig. 2.

I diversi profili costieri presenti nella zona sono stati rappresentati sinteticamente in appositi diagrammi, mediante i principali parametri geometrici che li caratterizzano: H = quota massima della superficie versante, i = pendenza della medesima, L = distanza massima dalla linea di riva alla quale sono ancora visibili gli effetti attuali e subattuali dell'azione meccanica/chimica del mare (Fig. 9a-b). In particolare, in Figura 9a è evidenziata la distribuzione dei profili costieri che ne consente una prima suddivisione. Disponendo sull'asse delle ascisse le pendenze e su quello delle ordinate le altezze, si riconosce un intervallo di valori - limite per H e per i che marca il passaggio rispettivamente dalle coste alte alle

basse e dalle falesie p.d. ai versanti. In Figura 9 si nota come il campo delle falesie occupa il settore parallelo all'asse delle ordinate, mentre i versanti sono irregolarmente distribuiti nel campo. Questa situazione era prevedibile in quanto una falesia non è caratterizzata tanto dall'altezza, quanto piuttosto dalla pendenza: nell'area studiata, l'altezza delle falesie varia da meno di 1m a oltre 25 metri; mentre le pendenze, che comunque variano in funzione del tipo litologico, risultano sempre maggiori di 60°. Il diagramma, naturalmente, non consente di differenziare da un punto di vista genetico forme simili di diversa origine quali le falesie propriamente dette e quelle di "sommersione" già ricordate più sopra.

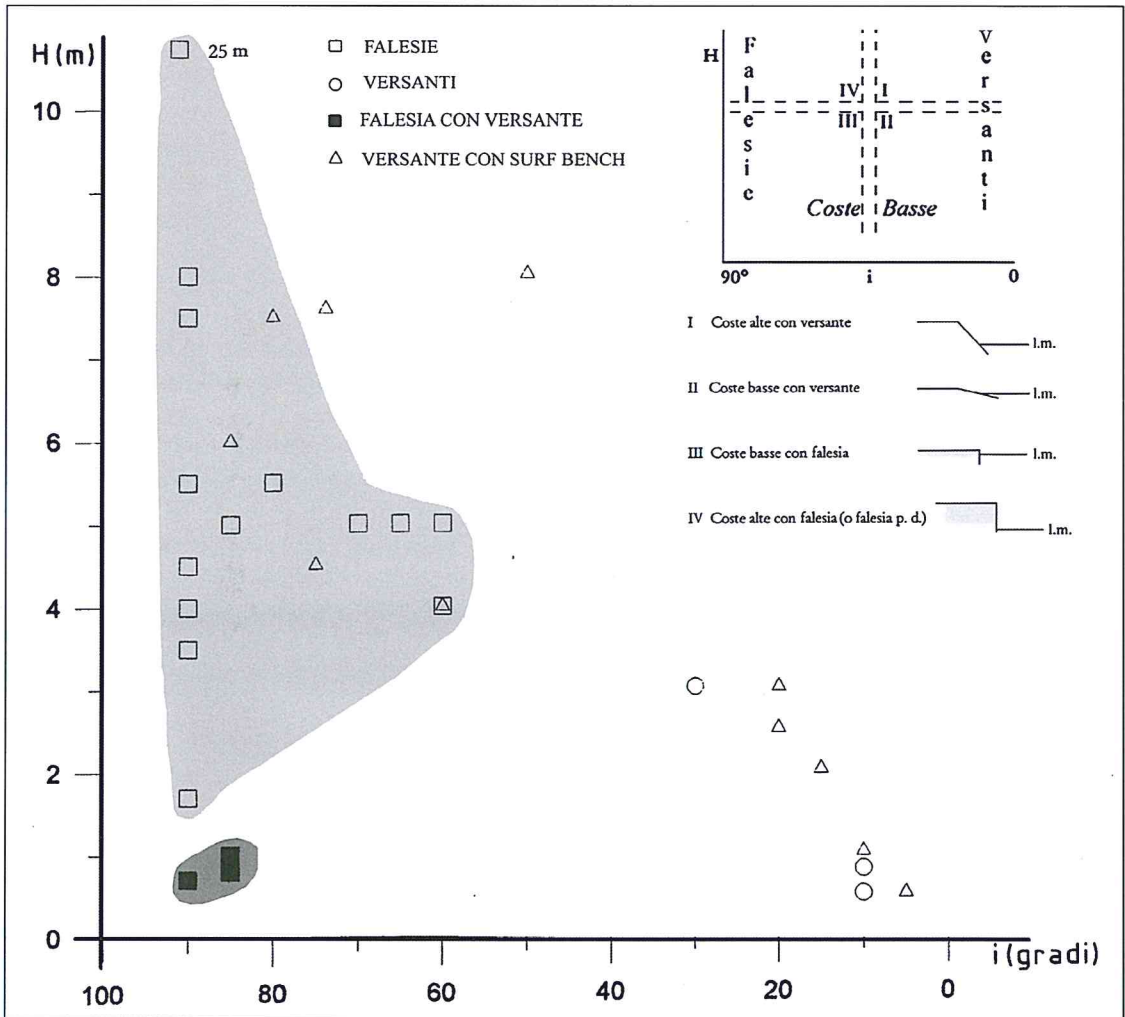


Figura 9 - Relazioni fra l'altezza della costa (H) e la pendenza della superficie (i): in esso si individuano i campi tipici di ogni profilo costiero, come evidenziato nel riquadro in alto.

Nel diagramma di Figura 10 è correlata l'altezza della costa (H) con l'ampiezza della superficie (L) entro cui si registrano gli effetti dell'abrasione marina. In tal modo non si evidenziano tanto le differenze di forma quanto le variazioni dei campi relativi a ciascun tipo costiero precedentemente classificato, in funzione del nuovo parametro L preso in esame. Si osserva che il campo delle falesie modellate in costa alta risulta nettamente separato da quello delle falesie modellate in costa bassa il quale mostra una rilevante variabilità del parametro L; ciò è imputabile al fatto che, man mano che l'altezza diminuisce, aumenta la distanza dalla linea di riva alla quale si risente dell'azione marina.

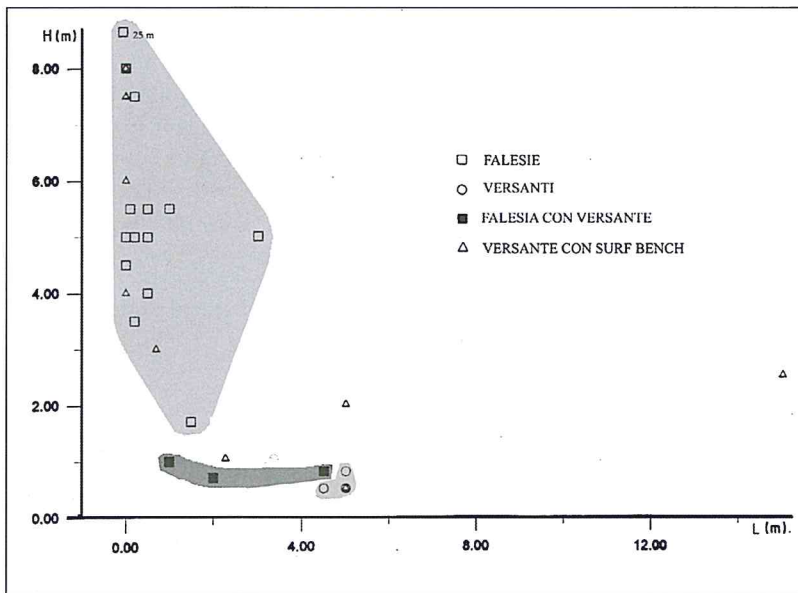


Figura 10 - Relazioni fra l'altezza della costa (H) e l'ampiezza della superficie entro cui si registrano gli effetti dell'abrasione marina (L): si osserva che il campo delle falesie in costa alta risulta più nettamente distinto da quello delle falesie in costa bassa.

Tuttavia a parità di altezza, nelle coste basse, L non è uniforme potendo variare in funzione di altri fattori quali la conformazione planimetrica della costa, il tipo di esposizione al clima meteomarinario, etc.

Nel diagramma di Figura 11, infine, i campi relativi alle varie forme appaiono molto più ristretti e definiti; ciò è dovuto al fatto che il rapporto L/H diminuisce all'aumentare di H , e ancor più a causa del contemporaneo diminuire di L .

Per quanto concerne l'influenza dei corpi litologici, è da sottolineare come, localmente, ne sia risultata importante la giacitura; il processo di formazione delle grotte e/o delle piattaforme risulta più rapido e con effetti più appariscenti dove i corpi sedimentari sono stratificati e con giacitura orizzontale.

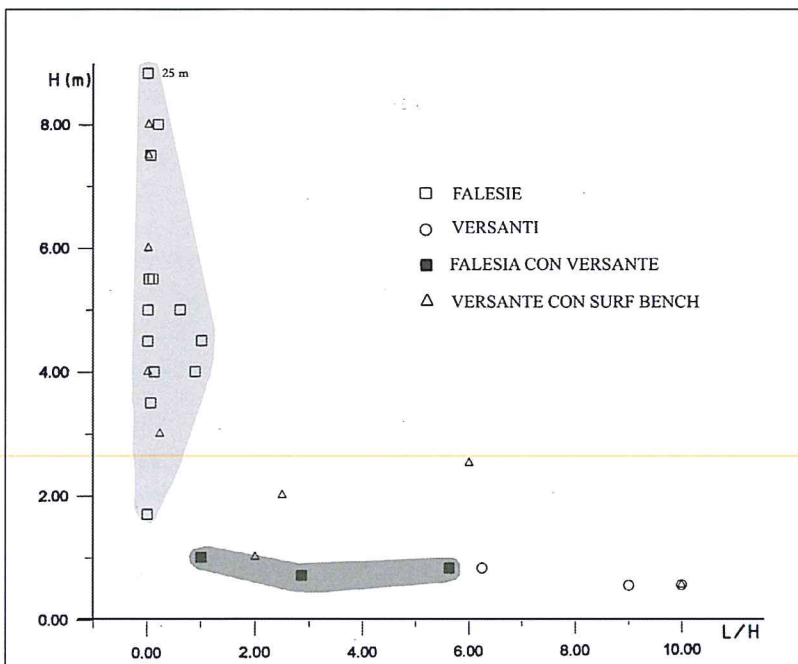


Figura 11 - Relazioni fra l'altezza della costa (H) e il rapporto L/H : in esso i campi relativi alle varie forme appaiono più ristretti e definiti rispetto ai diagrammi precedenti.

A parità di litotipo l'andamento della linea di riva è regolato dalla direzione di eventuali linee di debolezza: baie minori sono impostate prevalentemente in corrispondenza di fratture perpendicolari alla costa. Quelle maggiori corrispondono agli sbocchi di solchi torrentizi (Torre Incine, Pozzovivo, Cala Sala, Cala Ripagnola, Cala Console, ecc.), che pure non sono indipendenti dalle linee di frattura.

E' stata registrata una certa corrispondenza tra alto grado di frastagliatura della costa e l'esistenza di tratti in cui i processi di arretramento sono particolarmente intensi. In questi tratti di costa, infatti, fattori predisponenti e/o determinanti l'instabilità inducono collassi accelerati e si osservano incipienti ampliamenti delle linee di debolezza della costa, con formazione di baie e anse. L'andamento planimetrico, pertanto, riflette la situazione evolutiva costiera: tratti particolarmente frastagliati, quali Torre d'Orta e Penna Longa ($I_F > 1,4$ e $F_F > 17$)² sono indicativi di un'intensa azione modellatrice marina, che si è potuta innescare per le particolarità strutturali presenti, mentre presso lo Scoglio dell'Eremita (Fig. 2) tale conformazione frastagliata è da imputarsi piuttosto alle alternanze litologiche verticali che caratterizzano la falesia. Infatti, i valori di resistenza a compressione misurati lungo la parete costiera, si riducono dai 60-130 MPa delle porzioni calcaree inferiori ai 2-4 MPa rilevati nelle calcareniti, determinando un'erosione differenziata che pregiudica ulteriormente la stabilità della falesia. In ogni caso questa vistosa differenza nei valori di resistenza si somma all'elemento strutturale traducendosi in termini di instabilità delle falesie e di alti valori dell'Indice di Frastagliatura. I valori elevati dell'Indice di Frastagliatura (I_F) e della Frequenza di Frastagliatura (F_F), pertanto, sono stati osservati nei tratti particolarmente soggetti all'arretramento e con basso grado evolutivo ossia non ancora rettilineizzati.

La disomogenea distribuzione delle forze aggressive (mare) e di quelle resistenti (costituzione litologica) nell'area in esame determina la presenza di tratti di costa meno frastagliata. Nel caso del tratto presso Porto Cavallo ($I_F < 1.2$ e $F_F < 11$) ciò sembra dovuto alla dissipazione dell'energia del mare da parte di un fondale abbastanza basso, mentre in località San Giovanni e Cala Arena la minore frastagliatura è dovuta al fatto che la costa offre pochi punti di debolezza e di attacco (Fig. 2). La conformazione all'incirca rettilinea, comunque, non è sempre indicativa di una situazione di stabilità, ma a volte è indice di maturità evolutiva, ossia di un fenomeno di arretramento che ha avuto modo di innescarsi e di svilupparsi fino ad una fase molto avanzata. E' questo il caso di baie molto ampie, come quella subito a nord di Torre Incine; queste tendono rapidamente ad arretrare e a costituire tratti rettilinei, con pareti sempre più alte e verticali la cui evoluzione è operata dall'azione del moto ondoso.

Indicazioni significative sono state ottenute dall'esame delle forme costiere minori che mostrano effetti di rimodellamento marino legati alle più recenti oscillazioni del l.m.: in particolare l'innalzamento olocenico ha indotto una sovrapposizione di forme tipiche di aree prossimali (*piattaforme di taglio d'onda*) su quelle preesistenti, modellate in ambienti più lontani dalla linea di riva (*piattaforme di frangenza*). L'analisi di queste sovrapposizioni di forme induce ad avallare l'ipotesi che sia tuttora in atto una lenta ingressione marina, forse la stessa iniziata intorno all'anno zero e inquadrata nella più ampia trasgressione olocenica (Dini et al., 2000).

Conclusioni

L'evoluzione della zona costiera fra Monopoli e Mola di Bari è condizionata dai caratteri litostrutturali dei corpi geologici esposti all'azione del mare e, solo in parte, dalla configurazione del paesaggio precedente la trasgressione versiliana. Le coste del tratto studiato, infatti, devono essenzialmente alla loro costituzione litologica e alle caratteristiche tecniche alla scala del corpo roccioso il tipo di forme che vi si sono impresse. L'esposizione della costa al moto ondoso condiziona le dimensioni

² $I_F = L/D$ (L = sviluppo lineare del tratto di costa; D = lunghezza in linea d'aria del tratto considerato); $F_F = n/L$ (n = numero di tratti elementari in cui la linea di costa può essere scomposta; L = lunghezza complessiva del tratto di litorale considerato) (Mastronuzzi et al., 1996).

delle forme di abrasione e/o di dissoluzione: in aree relativamente protette dall'azione meccanica marina si osserva una prevalente azione biochimica e le forme persistono più a lungo. Solo a parità di intensità di processo la configurazione costiera preesistente riveste valore determinante: l'effetto del taglio dell'onda risulta più o meno rilevante a seconda della resistenza del corpo litologico e del suo assetto strutturale, ma anche a seconda che la morfografia preesistente sia alta o bassa, lineare o frastagliata. La diffusa antropizzazione che si manifesta essenzialmente su coste alte in calcari a Polignano e su coste basse in calcarenite a Monopoli e Mola di Bari, a causa della combinazione dei caratteri litologici e morfologici non condiziona significativamente i processi di dinamica costiera; in questi casi non paiono quindi ragionevolmente riconoscibili e quantificabili situazioni di pericolosità o di vulnerabilità.

Nelle aree sensibili i meccanismi con cui l'arretramento si manifesta sono rappresentati essenzialmente da crolli e *toppling* che rendono alcune di esse al contempo particolarmente pericolose e vulnerabili.

Ringraziamenti

Lavoro eseguito nell'ambito del progetto M.U.R.S.T. 60% "Studio e cartografia delle variazioni naturali ed indotte dell'ambiente costiero sommerso", pubblicato con i fondi del progetto M.U.R.S.T. 60% "Variazioni del livello relativo del mare olocenico lungo le coste del basso Adriatico e dello Ionio: rischio e pericolosità lungo la fascia costiera", Resp. Dott. G. Mastronuzzi.

Un sentito ringraziamento al Prof. Giovanni Palmentola per il continuo e prezioso scambio d'idee e per la lettura critica del manoscritto, all'Ing. Girolamo Gentile per le proficue discussioni teoriche e in campagna, al Signor Giuseppe Cacciapaglia per l'aiuto alle indagini sul terreno. Un grazie particolare quindi va all'anonimo *referee* e al Dott. Umberto Simeoni i cui consigli e le discussioni hanno permesso di migliorare il lavoro.

Bibliografia

- Aiello G., Bravi S., Budillon S., Cristofalo G. C., D'Argenio B., De Lauro M., Ferraro L., Marsella E., Molisso F., Pelosi N., Sacchi M e Tramontano M.A. (1995) - *Marine geology of the Salento shelf (Apulia, south Italy). Preliminary results of a multidisciplinary*. Giorn. Geol., 3, 57: 17-40.
- Andriani G. e Walsh N. (1998) - *Caratteri tessiturali e resistenza al taglio diretto di calcareniti tenere e porose*. GEAM Geologia e Geotecnica Ambientale, XXXV, 1: 91-103.
- Antonopoulos J. (1979) - *Catalogue of tsunamis in the eastern Mediterranean from antiquity to present times*. Ann. Geofis., 32: 113-130.
- Azzaroli A. e Valduga A. (1967) - *Note illustrative della Carta Geologica d'Italia alla scala 1:100.000 Foglio 177 Bari e Foglio 178 Mola di Bari*. Servizio Geologico d'Italia, pp.26.
- Ciaranfi N., Pieri P. e Ricchetti G. (1988) - *Note alla carta geologica delle Murge e del Salento (Puglia centro-meridionale)*. Mem. Soc. Geol. It., 41: 449-460.
- D'Alessandro A. e Iannone A. (1983) - *Prime considerazioni sedimentologiche e paleoecologiche su alcune sezioni della Calcarenite di Gravina (Pleistocene) nei pressi di Monopoli*. St. Geol. Geof., 27: 1-16.
- Di Geronimo I. (1970) - *Geomorfologia del versante adriatico delle Murge di SE (zona di Ostuni, Brindisi)*. Geologica Romana, 9: 47-58.
- Dini M., Mastronuzzi G. e Sansò P. (2000) - *The Effects of Relative Sea Level Changes on the Coastal Morphology of Southern Apulia (Italy) during the Holocene*. In Slaymaker O. (Ed.) "Geomorphology, Human Activity and Global Environmental Changes". John Wiley and Sons Ltd., pp. 43-66.
- Dunham R. J. (1962) - *Classification of carbonat rocks according to the depositional texture*. In: Ham W. E. (Ed) "Classification of carbonat rocks", AAPG. Memoir, pp.235-239.
- Fabbri A. e Galignani P. (1972) - *Ricerche geomorfologiche e sedimentologiche nell'Adriatico meridionale*. Giorn. Geol., 38: 453-498.
- Greco A. e Spilotro G. (1982) - *Paracarsismo d'interfaccia nei depositi quaternari calcarenitici e biocalcarenitici della fascia costiera murgiana: aspetti geologici e geotecnici*. Geol. Appl. ed Idrogeol., 17: 101-117.

- Griggs G.B e Trenhaile A.S (1994)- *Coastal cliffs and platforms*. In Carter R.W.G. e Woodroffe C.D. (eds): *Coastal evolution : Late quaternary shoreline morphodynamics*. University Press, Cambridge - UK, pp. 425-450.
- Istituto Idrografico della Marina - *Carte nautiche* 30, 31. Genova.
- Istituto Idrografico della Marina (1984) - *Il vento e lo stato del mare - vol. III*. Genova.
- Manev G. e Avramova-Tacheva E. (1970) - *On the Valuation of Strength and resistance Condition of the Rocks in Natural Rock Massif*. Proceedings Second Congress of the International Society for Rock Mechanics. Beograd, (Jugoslavia) 1970, pp. 1-10.
- Mastronuzzi G., Palmentola G. e Sansò P. (1992a) - *Morphological type of rocky coast on Southeastern Apulia*. Proceedings International Coastal Congress - ICC, Kiel (Germany) 7-12 September 1992, pp. 784-797.
- Mastronuzzi G., Palmentola G. e Sansò P. (1992b) - *Some theoretic aspects of rocky coast dynamics*. Boll. Oceanol. Teor. ed Appl., X, 2-3-4: 109-115.
- Mastronuzzi G., Palmentola G. e Sansò P. (1994) - *Le tracce di alcune variazioni del livello del mare olocenico tra Torre dell'Orso e Otranto (Lecce)*. Geogr. Fis. Din. Quat., 17: 55-60.
- Mastronuzzi G., Palmentola G. e Sansò P. (1996) - *Esempi di caratterizzazione morfometrica di tratti di litorale roccioso della Puglia*. Atti del XXVI Congresso Geografico Italiano, Genova 4-9 Maggio 1992, Istituto della Enciclopedia Italiana, pp. 372-377.
- Mastronuzzi G. e Sansò P. (2000) - *Boulders trasport by catastrophic waves along the ionian coast of Apulia (southern Italy)*. Marine Geology, 170: 93-103.
- Mazzanti M. e Parea G.C. (1977) - *Erosione della "Panchina" sui litorali di Livorno e di Rosignano*. Boll. Soc. Geol. It., 96: 457-489.
- Morner N.A. (1996a) - *Sea Level Variability*. Z. Geomorph. N.F., Suppl. Bd., 102: 223-232.
- Morner N.A. (1996b) - *Rapid Changes in Coastal Sea Level*. Journal of Coastal Research, 12: 797-800.
- Noli A. (1991) - *Costruzioni marittime Parte I. Oceanografia applicata*. Quaderni di Ingegneria, Ed. Univ. La Goliardica, pp. 238.
- Pieri P. (1991) - *Evoluzione geomorfologica e arretramenti costieri olocenici nei dintorni di Monopoli*. Itinerari Speleologici, II, 5: 35-46.
- Pirazzoli P.A. e Tomasin A. (1999) - *L'evoluzione recente delle cause meteorologiche dell'"acqua alta"*. Atti Ist. Veneto di Scienze, Lettere ed Art., CLVII: 317-344.
- Sergio A. (1999) - *Dinamica costiera: linee-guida allo studio del modellamento marino e analisi quali-quantitative dei fenomeni di instabilità*. Tesi di Dottorato, Dip. di Geologia e Geofisica, Università degli Studi di Bari. Pp. 289.
- Sunamura T. (1992) - *Geomorfology of rocky coast*. John Wiley and Sons, pp. 302.
- Tinti S. e Maramai A. (1996) - *Catalogue of tsunamis generated in Italy and in cote d'Azur, France: a step towards a unified catalogue of tsunamis in Europe*. Ann. Geofis., 39: 1523-1300.
- Tricart J. (1965) - *Principes et méthodes de la géomorphologie* - Masson et C. Editeurs, Paris.
- Von Richthofen, (1886) - *Führer für forschungsreisende*. Hannover, Janecke, pp. 734.

Manoscritto ricevuto il 10/9/2000, accettato il 5/3/2001.