

Il ruolo della gravità nell'evoluzione geomorfologica di un'area di falesia: il caso del Monte Conero (Mare Adriatico, Italia centrale)

Domenico Aringoli¹, Bernardino Gentili², Marco Materazzi¹, Gilberto Pambianchi¹, Piero Farabollini¹

¹Scuola di Scienze e Tecnologie, Università di Camerino

²Scuola di Architettura e Design, Università di Camerino

Riassunto

La costa del Monte Conero (Adriatico centrale, Regione Marche) è caratterizzata per lo più da una falesia attiva, la cui morfologia è strettamente legata alle caratteristiche litologiche e strutturali del substrato roccioso: dove l'erosione marina è tuttora attiva, i versanti si presentano generalmente più acclivi nella parte immediatamente prospiciente la costa; nella parte superiore, invece, il versante presenta forme più dolci in quanto l'originaria falesia è stata rimodellata da processi fluvio-denudazionali. Il tratto centrale della costa (area di Portonovo) è caratterizzato da un'elevata falesia inattiva.

Il presente lavoro riguarda l'analisi geomorfologica generale dell'intero settore costiero concentrando, però, l'attenzione sulla genesi della spiaggia antistante all'appena citato tratto inattivo della falesia, la cui estensione verso mare è ragguardevole, tanto da configurarne una forma di "promontorio". Il fondale mostra una evidente convessità rispetto all'andamento circa regolare (o probabilmente concavo) del tratto di piattaforma continentale. Tali forme sono condizionate in modo decisivo dalla presenza di accumuli di grandi frane, quindi anche sommersi, che hanno contribuito enormemente all'evoluzione dell'antica falesia viva. Più a sud-est, l'accumulo di un altro importante fenomeno franoso modifica, in modo meno vistoso, la geometria del fondale ma non della linea di riva.

Nei settori settentrionale e meridionale della costa la spiaggia è del tutto assente o si riduce ad una stretta cimosa ed il fondale non presenta forme associabili alla presenza di accumuli di frana, anche se la falesia è interessata da importanti movimenti di massa.

Il presente lavoro tende a definire i probabili processi geomorfologici responsabili della genesi del "promontorio", che vengono individuati nell'attivazione di fenomeni franosi antichi e recenti, e di comprenderne le ragioni più probabili che hanno impedito alla dinamica marina di eroderli.

Parole chiave: falesia, geomorfologia costiera, fenomeni franosi, pericolosità, Adriatico centrale, Italia.

Abstract

The Mount Conero coastline (central Adriatic, Marche Region) is characterized mostly by an active cliff, whose morphology is closely related to lithologic and structural characteristics of bedrock. Where marine erosion is still active, slopes are generally steeper close to the coast; in the upper part, however, slopes are smoother as the original cliff has been remodeled by fluvial-denudational processes. The central portion of the coast (the area of Portonovo) is characterized by an inactive high cliff.

The present work deals about a general geomorphological analysis of the whole coastal sector, focusing on the genesis of the beach located in front of the above mentioned inactive cliff; due to its considerable extension towards the sea, the cliff can be considered as a headland. The sea bottom shows a clear convexity with respect the almost regular

(or possibly concave) portion of the continental shelf. These landforms are strongly influenced by the presence of landslide deposits which have originally affected the ancient active cliff. A little south-east, another huge landslide deposit weakly modifies the sea bottom geometry, but not the shoreline.

In the northern and southern sectors of the coast the beach is absent or very narrow and the sea bottom shows no landforms associated with the presence of landslide accumulations, even though the cliff is affected by important mass movements.

This work aims at define (or, rather, to hypothesize) possible geomorphological processes responsible for the genesis of the headland (recognized in the activation of old and recent landslides), and at understand the most likely causes which prevented marine dynamics from eroding such deposits, up to restore the beach to its original straight shape.

Keywords: *sea-cliff, coastal geomorphology, mass movements, landslide hazard, central Adriatic, Italy.*

Introduzione e studi precedenti

Con il termine di “falesia viva” si identifica generalmente una costa alta rocciosa con pareti direttamente od indirettamente interessate dall'azione erosiva del moto ondoso a cui si contrappone il termine di “falesia morta” quando, pur permanendo i dislivelli e la morfologia, vengono meno i meccanismi erosivi sopradescritti (Cortemiglia, 1995). La genesi di una falesia è essenzialmente legata alla combinazione dei processi tettonici con i meccanismi tettono-eustatici o glacio-eustatici che regolano le oscillazioni del livello marino. Allo stesso modo anche l'evoluzione di questa tipologia di coste è il risultato di interazioni, prima a scala regionale e poi a scala locale, tra l'assetto geologico (in senso lato) e i processi morfo-evolutivi.

Nel Mediterraneo il modellamento delle coste alte rocciose è notoriamente il prodotto fra processi geodinamici legati alla costruzione della catena alpina e appenninica (Faccenna et al., 2004, Carminati et al., 2012 e bibliografia annessa ai lavori.), le oscillazioni eustatiche del livello del mare (Lambeck and Purcell, 2005 e bibliografia annessa ai lavori) e gli effetti dei cambiamenti climatici a scala globale cui sono legati fenomeni meteorologici estremi (Giorgi, 2006; Lionello et al., 2006; Trigo et al., 2006; Sabatier et al., 2012). Localmente si risentono anche gli impatti conseguenti all'intensa antropizzazione.

Tra i processi di modellamento, quelli legati alla morfogenesi gravitativa sono sicuramente i più “spettacolari” (intesi come rapidità ed entità delle modificazioni prodotte) e rappresentano una costante in un'area tettonicamente e climaticamente attiva come il Mediterraneo. Tra l'altro, a seguito degli eventi catastrofici che hanno colpito l'Oceano Indiano nel 2004, molta attenzione è stata anche rivolta alla comprensione dei fenomeni erosivi generati da onde anomale di tsunami come conseguenza di frane costiere o sottomarine (Edwards, 2005). In Italia, degli oltre 8.000 km di coste quasi il 40% è rappresentato da coste alte (Fig. 1a). Le oltre 3400 frane costiere individuate nell'ambito del Progetto IFFI – Inventario dei Fenomeni Fransi in Italia (ISPRA-APAT, 2007), sono distribuite prevalentemente in corrispondenza dei settori a costa alta, ad eccezione di tratti della costa adriatica dove numerosi fenomeni interessano vere e proprie falesie, abbandonate di retro-spiaggia, o rilievi dolcemente degradanti verso il mare (Fig. 1b). Le tipologie di dissesto maggiormente rappresentate sono quelle relative a crolli/ribaltamenti, cui seguono gli scorrimenti rotazionali e traslativi e le frane complesse. Anche in questo caso le tipologie di movimento maggiormente diffuse sono gli scivolamenti rotazionali e traslativi, i crolli e le frane complesse (Cancelli et al., 1984; D'Alessandro et al., 2001; ISPRA, 2007; Iadanza et al., 2009). Ultimi, ma non meno importanti, sono infine i casi studiati di deformazione gravitativa profonda lungo le coste italiane; seppur in numero minore (e molti di questi segnalati in Adriatico) costituiscono condizioni di elevata pericolosità per le infrastrutture e per le aree costiere in generale (Coltorti et al., 1985; Crescenti et al., 1986; Guerricchio e Melidoro, 1996; Centamore et al., 1997; Aringoli et al., 2002; Carbognin e Tosi, 2002; Fiorillo, 2003; Aringoli et al., 2010a, 2013).

Tutti questi fenomeni creano, o hanno creato, interferenze con la dinamica marina, interferenze che sono tuttavia per lo più temporanee, dal momento che i loro prodotti (gli accumuli di frana) vengono in tempi diversi, ma sistematicamente, rimossi o rimodellati dall'azione del moto ondoso e delle correnti. Molto rari e finora mai segnalati in Adriatico sono i casi in cui grandi frane o deformazioni gravitative verificatesi lungo la fascia costiera abbiano modificato in modo significativo e permanente il fondale o la linea di riva, interferendo di conseguenza anche con i processi tipicamente marini.

Sulla sponda italiana dell'Adriatico centro-meridionale, di cui l'area di studio rappresenta un brevissimo tratto, le terre emerse si raccordano al mare, per lo più, tramite piane sabbioso-ciottolose di larghezza etto-

metrica e chilometrica; lo spessore dei depositi è generalmente compreso tra 10 e 20 m fino a raggiungere i 30-50 m in corrispondenza delle foci dei maggiori corsi d'acqua. La loro genesi, cronologicamente collocata nell'Olocene recente, è prevalentemente associata al cospicuo trasporto solido fluviale ed al successivo smistamento lungo costa dei materiali operato dai moti del mare. I principali fattori di controllo di tale intensa evoluzione vengono individuati nell'occupazione agricola dei versanti e nelle fluttuazioni climatiche del periodo (Gentili e Pambianchi, 1987; Coltorti et al., 1991; Materazzi et alii, 2010).

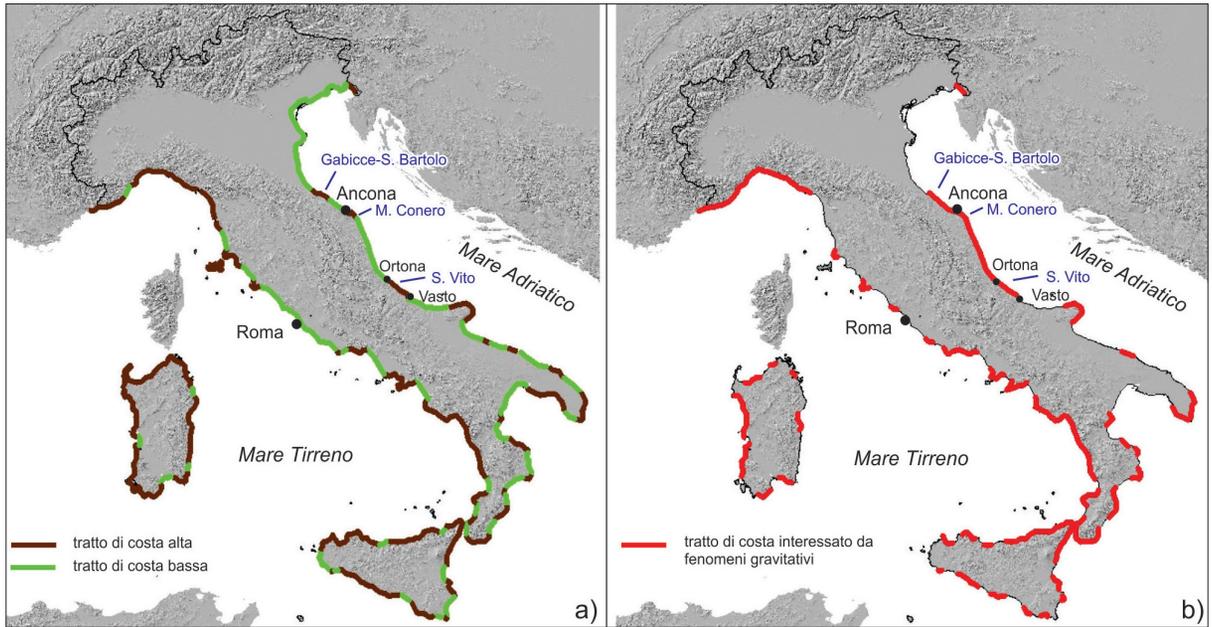


Figura 1 - a) Coste alte e coste basse in Italia; b) Tratti di costa interessati da movimenti gravitativi (modif. da ISPRA-APAT, 2007).



Figura 2 - Veduta aerea 3D del tratto di costa oggetto di studio (da GoogleEarth, modificato).

Le piane sono delimitate verso monte da pendii ad acclività variabile (fino a sub-verticali) scolpiti nel substrato geologico. Si tratta di falesie inattive che conservano ancora gli specifici elementi geomorfologici

(lungo i litorali di Pesaro, Pedaso, Ortona, Fossacesia, Vasto). Di norma le stesse originarie forme sono state rimodellate anche fortemente da processi fluvio-denudazionali (movimenti di massa ed erosione idrica). Più raramente il raccordo terra-mare è marcato da falesie attive o quiescenti, scolpite nei litotipi calcareo-marnoso-arenacei (Monte Conero, San Bartolo, Gabicce) e, per più brevi tratti, su orizzonti sabbioso-conglomeratici soprastanti alle argille sommerse del ciclo regressivo pleistocenico (nord di Ortona, area di S. Vito Chietino, nord di Vasto).

Assetto geologico

La serie stratigrafica del Conero corrisponde a quella dell'Appennino umbro-marchigiano: il nucleo centrale del promontorio (Fig. 2) è costituito da una successione di formazioni carbonatiche che vanno dal Cretaceo (Maiolica, Marne a Fucoidi e Scaglia Bianca), all'Eocene (Scaglia Rossa, ivi compreso il livello guida Marchesini, calcarenitico), a cui fanno seguito le formazioni calcareo-marnose e marnose dell'Oligocene (Scaglia Cinerea), del Miocene (Bisciario e Schlier) e le litologie marnoso-arenacee e argillose più recenti del Pliocene inferiore/medio e del Pleistocene inferiore (Fig. 3). Al di sopra di questi litotipi sono evidenti estese coperture detritiche, alluvionali ed eluvio-colluviali quaternarie.

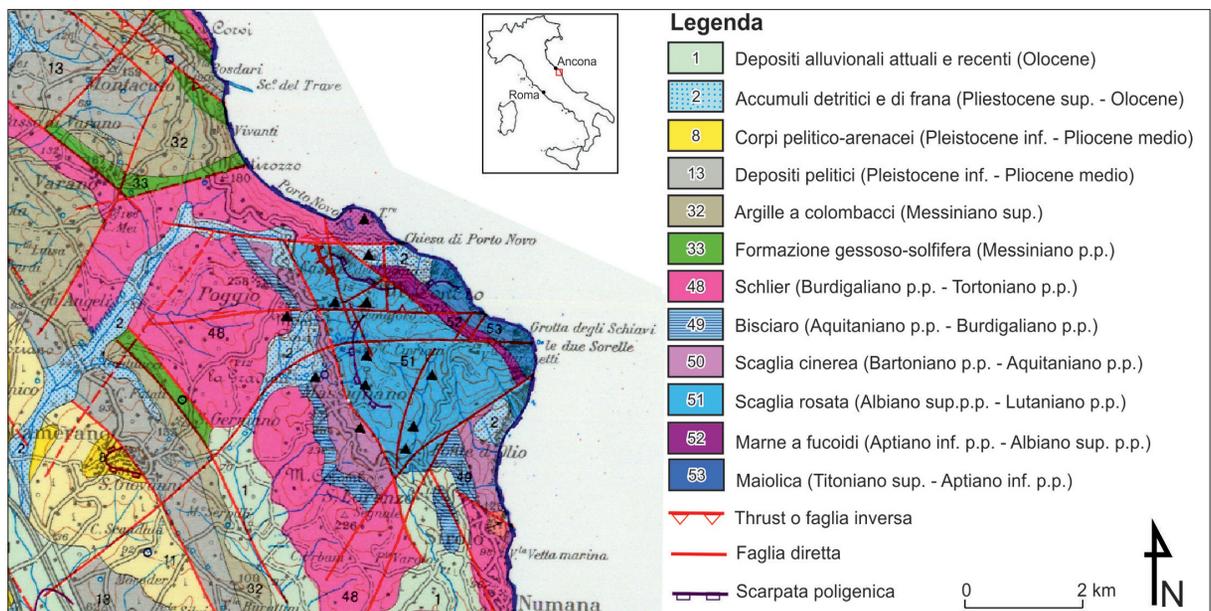


Figura 3 - Stralcio della carta geologica 1:100.000 tratta da "L'ambiente fisico delle Marche" (AA.VV., 1991, modificato).

Dal punto di vista strutturale, il rilievo del Monte Conero consiste essenzialmente in un'anticlinale ad asse circa appenninico; è interessata da faglie e fratture ad andamento oltre che appenninico, anche antiappenninico e E-W. Tale assetto, che è attribuibile a più fasi tettoniche (di seguito brevemente descritte), ha portato all'affioramento dei terreni mesozoico-paleogenici nel nucleo centrale e più elevato, i quali risultano bordati a nord e a sud da faglie ad alto angolo, trasversali rispetto alla struttura plicativa principale. Verso sud, l'anticlinale del Monte Conero si presenta come una macropiegia da inclinata a rovesciata, con vergenza orientale e superficie assiale immergente a WSW. Il fianco occidentale di tale struttura presenta deboli immersioni verso WSW, mentre il fianco orientale è sub-verticale.

Spostandoci verso nord, faglie antiappenniniche separano tale principale struttura da altre pieghe e sovrascorrimenti minori, che vedono il susseguirsi da ovest verso est di una piega anticlinale e una sinclinale, anch'esse interessate da motivi disgiuntivi minori a prevalente andamento NW-SE.

Le discontinuità sopra menzionate, escludendo i sovrascorrimenti, hanno in genere deboli rigetti; le principali hanno carattere inverso e/o trascorrente ed è importante ricordare quella E-W che corre lungo il Fosso Fontanaccia (ad ovest di Portonovo) e quelle circa N-S o NE-SW che hanno guidato i maggiori approfondimenti.

dimenti vallivi. Talora, le faglie separano i termini prevalentemente calcarei (più a sud) dai litotipi miocenici (dallo Schlier fino alle marne e sabbie del Pliocene inferiore, più a nord); questi ultimi sono coinvolti in una serie di pieghe e sovrascorrimenti minori, a vergenza nordorientale. Inoltre, è il caso di ricordare che le discontinuità antiappenniniche NE-SO ben si allineano con i fasci ipocentrali registrati durante la crisi sismica del 1973-76 (Crescenti et al., 1977).

In generale, l'evoluzione tettonica dell'area è data da tre fasi principali: una fase compressiva, di età medio pliocenica, responsabile delle strutture maggiori; una fase di subsidenza, di età compresa tra il Pliocene superiore ed il Pleistocene basale, che riporta condizioni di sedimentazione marina in parte dell'area esaminata; una fase di sollevamento che inizia probabilmente nel Pleistocene inferiore e che, con più eventi, porta all'emersione di tutta l'area anconetana.

L'attività tettonica recente, che ha interessato la dorsale del Conero a partire dal Pleistocene inferiore (Coltorti et al., 1987; Cello e Coppola, 1989), ha modificato l'originaria giacitura dei terreni generando inoltre fratture e faglie, per lo più di modesto rigetto. Tali elementi tettonici, nel corso del sollevamento, hanno guidato il modellamento del rilievo, anche in relazione alle diverse condizioni climatiche ed hanno fortemente condizionato l'evoluzione della dorsale soprattutto da parte dell'azione erosiva del mare e della gravità.

Assetto geomorfologico

Il rilievo del Monte Conero, con i suoi 572 m di altitudine, rappresenta la cima più elevata dell'area. Vi affiorano infatti le rocce più resistenti all'erosione che si è manifestata tramite incisioni lineari, grazie alla presenza di discontinuità di diverso carattere e tipologia, le quali hanno fortemente condizionato e guidato l'approfondimento delle rete idrografica. Le acque correnti superficiali hanno operato il modellamento del rilievo prevalentemente nella sua porzione sud-occidentale, mentre in quella opposta, l'azione erosiva del mare e la gravità hanno prevalso. Fattori che, combinandosi a seconda dal locale assetto lito-strutturale, hanno dato luogo a versanti diversamente acclivi e a tipiche forme di erosione selettiva, ove è presente un rilevante contrasto di competenza.

In particolare, appare netto il contrasto tra le scarpate strutturali ubicate in corrispondenza degli affioramenti più resistenti quali i calcari (come nell'area di Portonovo), ed i versanti più dolci modellati nei terreni a prevalente componente marnoso-argillosa (come nell'area immediatamente a nord).

La costa del Conero presenta un assetto geomorfologico piuttosto articolato (Fig. 2). Dall'abitato di Ancona fino al nucleo abitato di Portonovo il raccordo terra-mare è marcato da una falesia attiva modellata nel substrato geologico; la sua altezza va da oltre 200 m fino a circa 130-150 m. Poco a monte di Portonovo, intorno a queste ultime quote, si rileva il bordo di una superficie di spianamento che limita superiormente la falesia; il tratto settentrionale di tale bordo è caratterizzato da pendio sub-verticale. La spiaggia in alcuni punti è del tutto assente (tratto Ancona-Monte dei Corvi) o è limitata ad una strettissima cimoso periodicamente sommersa in occasione di moti ondosi più intensi della norma (Mezzavalle). Il fondale antistante degrada regolarmente con isobate ad andamento circa parallelo alla direzione della linea di riva; la pendenza varia dal 3% all'1 % circa nella spiaggia di Mezzavalle. Tale regolarità del fondale si interrompe solo in corrispondenza del Trave per la presenza di un banco roccioso calcarenitico (Fig. 4). Nel settore più a sud, intorno agli Scogli delle Due Sorelle, il fondale degrada più rapidamente, con pendenze prossime al 10%, fortemente condizionato dall'inclinazione degli strati.

Ancora più a sud, prima di arrivare all'abitato di Sirolo, la falesia risulta perlopiù morta, in quanto isolata dal mare da una fascia costiera, larga circa 30 m e costituita dalla coalescenza di accumuli di frana la cui tessitura arriva fino a grandi blocchi (San Michele).

L'elemento geomorfologico saliente della costa del Conero è però rappresentato dal suo settore centrale (area circostante Portonovo), dove l'antica falesia non è più riconoscibile nei suoi specifici elementi distintivi in quanto vistosamente rimodellata da più fenomeni franosi, tutti di dimensioni ragguardevoli, anche se i volumi mobilizzati sono marcatamente differenti. I loro accumuli hanno, a loro volta, modificato altrettanto vistosamente la linea di riva rispetto al suo originario andamento pressoché rettilineo (Fig. 5).

L'analisi geomorfologica di dettaglio dell'intera area ha permesso di riconoscere più tratti con caratteri omogenei per la tipologia del substrato roccioso e per gli aspetti geomorfologici: *tratto 1*, Monte Corvi - Portonovo; *tratto 2*, Portonovo – Scoglio della Vela; *tratto 3*, Scoglio della Vela – Scogli delle Due Sorelle; *tratto 4*, Scogli delle Due Sorelle – Sirolo (Fig. 2).



Figura 4 - Veduta della falesia modellata nel versante sovrastante la spiaggia di Mezzavalle e lo Scoglio del Trave.



Figura 5 - Panoramica da Nord del Monte Conero e della spiaggia di Portonovo (foto G. Brunelli).

Tratto 1.

Vi affiorano i litotipi terrigeni prevalentemente pelitici: le argille marnoso-siltose (Miocene Sup.), la Formazione a Colombacci data da marne argillose con livelli conglomeratici (Miocene Sup.), il caratteristico orizzonte del Trave, cioè un livello arenaceo-calcarenitico fortemente cementato (Miocene Sup.) e le litofacies pelitiche e pelitico-sabbiose del Pliocene Inferiore. Le diverse unità lito-stratigrafiche risultano piegate secondo una struttura a sinclinale, il cui fianco nordorientale viene tagliato dalla linea di riva, con strati da molto a mediamente inclinati e giaciture secondo un generico traversopoggio. Sono presenti intensi processi di erosione areale e concentrata, che dissecano l'intera scarpata conferendo ad essa un aspetto pseudo-calanchivo, con fenomeni di erosione accelerata e frequenti fenomeni franosi di tipo colamento che raggiungono sempre la linea di riva per essere poi smantellati in occasione delle mareggiate più intense (spiaggia di Mezzavalle, Fig.4).

Tratto 2

Da Portonovo allo Scoglio della Vela il paesaggio fisico mostra la maggiore energia di rilievo che ha favorito l'attivazione dei fenomeni gravitativi più ampi e significativi di tutta l'area; a Portonovo la falesia presenta una altezza valutabile intorno ai 350 m, con un massimo superiore ai 420 metri (Fig. 5).

In quest'area affiora diffusamente la Scaglia Rosata, appartenente al fianco nord-orientale di una accentuata e asimmetrica piega anticlinale, che in corrispondenza della costa presenta strati notevolmente inclinati, per lo più secondo un franapoggio obliquo. Il nucleo di questa piega è costituito dalla più antica formazione calcarea della Maiolica. Come in altre aree di falesia nell'area marchigiana, anche qui si può ipotizzare la presenza di sovrascorrimenti in mare e i fronti costituiti dalla falesia spesso sono interessati da faglie dirette variamente estese. Lungo queste discontinuità e lungo i livelli marnosi della successione, si realizzano spesso estesi fenomeni gravitativi.

I versanti di questo settore, oltre ad essere interessati da notevoli accumuli di frana, presentano anche spesse falde detritiche per lo più a tessitura grossolana.

In questo tratto costiero, oltre all'imponente fenomeno franoso di Portonovo, che di seguito verrà descritto, è presente un significativo scorrimento-colamento situato poco ad est, tra la Chiesa di Santa Maria e lo Scoglio della Vela; inoltre, in tutta l'area le pareti rocciose risultano incise da brevi e ripidi canali, frequentemente soggetti a fenomeni di *debris-flows*, soprattutto durante i periodi di intense precipitazioni.

Tratto 3

Il territorio compreso tra lo Scoglio della Vela e gli scogli delle Due Sorelle mostra pendenze e dislivelli molto elevati; vi affiorano le unità litostratigrafiche del complesso delle Scaglie (Scaglia bianca e Scaglia rosata) e della Maiolica, fortemente inclinate verso mare o sub-verticali, che formano il fianco nord-orientale della piega anticlinale sopra descritta. L'ammasso roccioso è interessato da motivi disgiuntivi ad andamento circa E-W, caratterizzati da deboli dislocazioni. In questo tratto di costa si osservano estesi fenomeni di scorrimento traslativo (*s.l.*), come quello che ha originato gli scogli "Le Due Sorelle", guidati dall'assetto giaciturale e dalle discontinuità tettoniche E-W. Gli scorrimenti traslativi suddetti si sono realizzati sul membro marnoso delle Marne a Fucoidi, asportando questo e le sovrastanti Scaglie, fino a portare in affioramento la formazione della Maiolica (Fig. 6).



Figura 6 - Il tratto di falesia sovrastante gli Scogli delle Due Sorelle interessato da evidenti fenomeni gravitativi (da Fruzzetti et al., 2011).

Tratto 4

Il quarto tratto è quello meno acclive e comprende la spiaggia di San Michele di Sirolo (nota come Sassi Neri). Il versante è modellato quasi interamente nelle marne calcaree della Scaglia cinerea, anche se nella

parte superiore e verso Sirolo sono rilevabili affioramenti calcareo-marnosi e marnosi delle formazioni del Bisciario e dello Schlier. Le giaciture di detti litotipi spesso sono difficilmente rilevabili a causa di diffusi accumuli di frana, tuttavia l'assetto generale passa dal franapoggio al traversopoggio. In questo tratto di costa, analogamente al *tratto 1* (Mezzavalle), si manifestano movimenti gravitativi frequenti, anche se di modesta entità, in occasione di eventi sismici o meteorici estremi. Queste riattivazioni vanno ad interessare spiagge di forte attrazioni turistica (Fig.7).



Figura 7 - Sirolo (S. Michele), fenomeno di crollo attivato dall'evento sismico dell'agosto 2013 (foto Corriere Adriatico).

La falesia è troncata da una superficie di spianamento posta alla quota di circa 120 m s.l.m., sulla quale sorge il centro abitato di Sirolo, di origini medievali, che "poggia" sulla formazione dello Schlier, la cui disposizione spaziale media degli strati è circa sub-orizzontale. Si tratta di un centro abitato affetto da lenti fenomeni deformativi di tipo *block slides*, che sul versante verso mare danno luogo a prevalenti ribaltamenti e crolli di diedri di dimensioni metriche. Le cause dell'instabilità del pendio vengono individuate nell'assetto stratigrafico dei litotipi e nella intensa fatturazione tettonica degli stessi, favorevoli al rilassamento dell'ammasso roccioso e quindi all'attivazione dei movimenti di massa (Dramis et alii, 1988; Angeli et alii, 1990).

La dinamica geomorfologica della falesia del Conero

Del settore di costa alta dell'Adriatico oggetto del presente lavoro, sono stati appena descritti gli elementi salienti dei singoli tratti riconosciuti su base geologico-geomorfologica. Di seguito ne vengono invece trattati gli aspetti evolutivi di maggiore dettaglio, soprattutto in rapporto alla morfogenesi gravitativa che è risultata essere un importante (se non il fondamentale) fattore di controllo dell'attuale configurazione della spiaggia e della linea di riva.

A partire da nord, il primo tratto di costa esaminato è quello compreso tra le località Monte dei Corvi (232 m s.l.m.) e Portonovo, la cui configurazione planimetrica è quella di una blanda baia. Sui versanti si rilevano dislivelli variabili da 130 ad oltre 200 m, con pendenze medie di circa 40°; al piede dei pendii si rinvergono esigui depositi continentali e di spiaggia che raramente raggiungono i 50 m di larghezza.

Il substrato geologico prevalentemente pelitico è continuamente modellato da fenomeni franosi di tipo colamento e, in subordine, scorrimento; anche l'erosione idrica svolge un ruolo significativo, ma secondario. I depositi, ancorché a tessitura fine, riescono a produrre alla base del versante una spiaggia sabbiosa di ampiezza variabile nel tempo, comunque limitata. Il moto ondoso, infatti, per l'effetto di "protezione" operato dalla baia e dallo Scoglio del Trave (che limita le prevalenti correnti da nord), non riesce a smistare completamente i materiali forniti dalla dinamica di versante. E' questa la spiaggia di Mezzavalle, che sia dal punto di vista escursionistico che balneare ha numerosi visitatori.

A partire da Portonovo e fino allo Scoglio della Vela, il repentino cambiamento della litologia del substrato geologico ha determinato pendii nettamente più acclivi e molto resistenti all'erosione. Si è in presenza di rocce calcaree che consentono ai versanti di raggiungere con frequenza pendenze di 40°- 60° fino a pareti sub-verticali; l'energia di rilievo in diversi punti supera i 400 m e raggiunge i 572 m alla cima del Monte Conero. Lungo questo tratto di costa sono presenti i fenomeni gravitativi maggiori, che hanno coinvolto e coinvol-

gono un notevole spessore del substrato geologico modellato essenzialmente nelle formazioni della Scaglia bianca e rosata. L'aspetto del versante risulta notevolmente articolato e nella parte inferiore è rilevabile la coalescenza degli accumuli di diversi fenomeni franosi avvenuti in epoche differenti.

Il tratto successivo (3), tra lo Scoglio della Vela e gli Scogli delle Due Sorelle, presenta notevoli pendenze analogamente al precedente. Le formazioni affioranti sono costituite dalla Maiolica alla base e superiormente dalle Marne a Fucoidi e dal complesso delle Scaglie. In quest'area, la formazione della Maiolica, più resistente, costituisce la porzione più avanzata del promontorio, qui infatti l'esposizione al moto ondoso non permette la formazione di depositi di spiaggia degni di rilievo. L'evoluzione di questo tratto è caratterizzata prevalentemente da fenomeni gravitativi anche di grandi dimensioni i cui accumuli sono stati e vengono completamente asportati.

L'ultimo tratto (Scogli delle Due Sorelle – Sirolo) è caratterizzato da un versante modellato nei terreni più erodibili delle formazioni oligo-mioceniche. Questa falesia presenta dislivelli minori rispetto al tratto precedente, è caratterizzata da fenomeni gravitativi di diversa estensione e tipologia, e presenta al piede depositi di spiaggia larghi fino a 50 metri.

La costa bassa di Portonovo e la grande frana

Nella porzione centrale della costa del Conero, proprio in corrispondenza dei massimi valori dell'energia del rilievo, si rileva un evidente tratto di costa bassa, dalla forma di "promontorio", compreso fra tratti di costa più alta (Fig. 5). Questo è costruito, però, non dai già citati sedimenti sabbioso-ciottolosi (come di norma), ma da un esteso accumulo di materiali a prevalente tessitura grossolana (ciottoli, blocchi e massi).

La superficie topografica, compresa tra 0 e 20 m s.l.m., presenta depressioni e contropendenze associabili a probabili assestamenti/riattivazioni gravitative dell'originario accumulo. Le due depressioni principali sono occupate da specchi d'acqua: il Lago Profondo e il Lago Grande, tra l'altro oasi naturalistiche degne di nota. Attualmente il "fronte" dell'accumulo, corrispondente all'isobata 10 m, è ubicato a circa 500 m di distanza dal piede del versante orientale del Monte Conero, dove era collocata verosimilmente l'originaria "falesia viva", con un volume stimato di almeno 1,4 Mm³. L'assetto morfologico del "promontorio" trova riscontro nel retrostante versante, dove il volume mancante è di circa 39.6 Mm³; il volume mobilizzato dal fenomeno franoso è tuttavia più grande, visto che il programma utilizzato per il calcolo non tiene conto del materiale franato ancora presente sul versante e soprattutto alla sua base.



Figura 8 - Parte del versante nord del Monte Conero, dal quale ha avuto origine il grande fenomeno franoso di Portonovo.

La dinamica che ha dato origine all'esteso fenomeno gravitativo è riconducibile ad una tipologia alquanto complessa, anche se la giacitura a franapoggio degli strati, riconoscibili sia alla testata che lungo la scarpata laterale della frana, permette di evidenziarne una predominante componente traslativa.

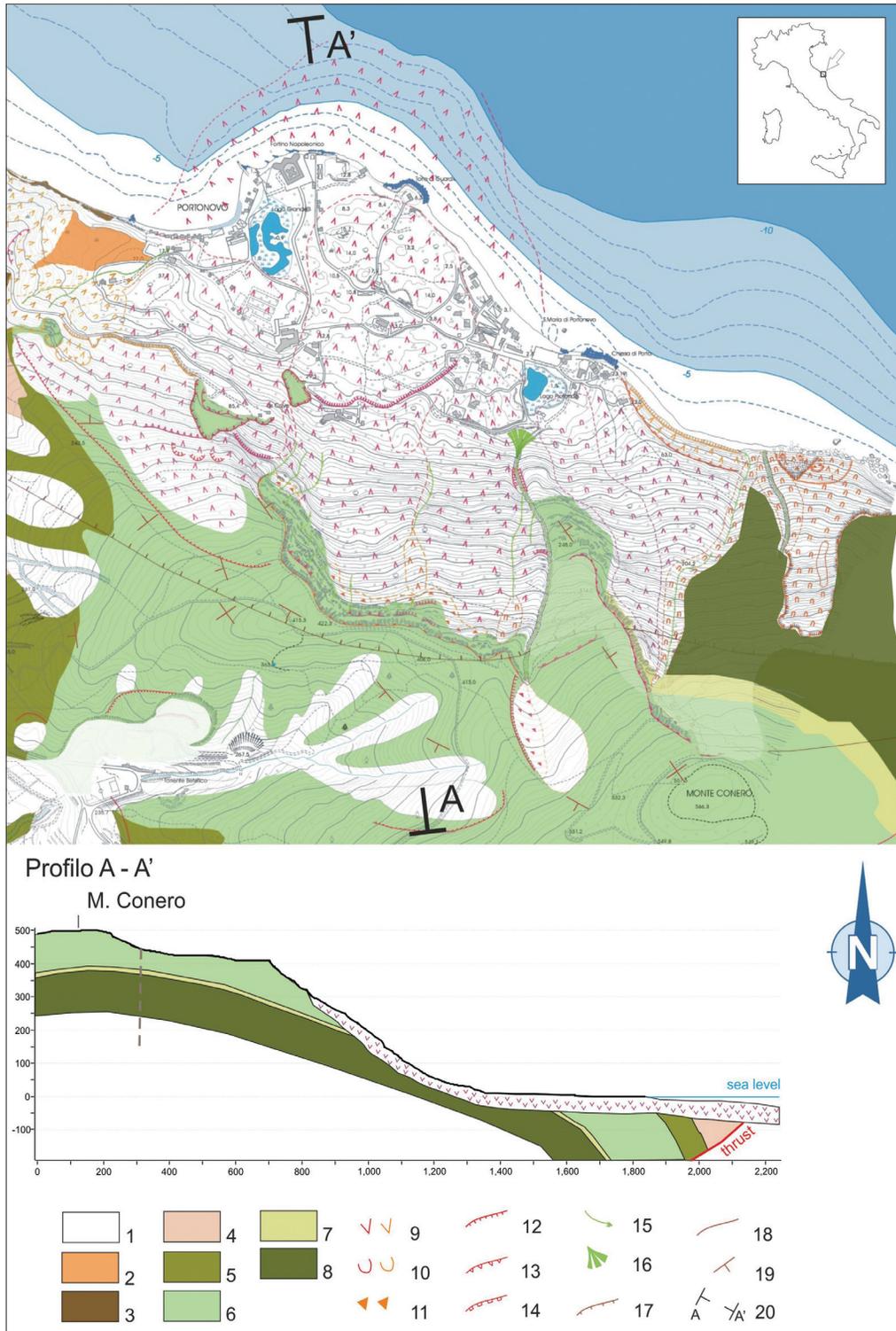


Figura 9 - Carta geologico-geomorfologica dell'area di Portonovo: 1) depositi di versante; 2) Schlier; 3) Bisciaro; 4) Scaglia cinerea; 5) Scaglia variegata; 6) Scaglia rosata; 7) Marne a fucoidi; 8) Maiolica; - 9-11) accumuli di frana di tipo scorrimento, colamento, crollo; 12-14) gradini di frana, corone di distacco e scarpate di degradazione; in rosso le forme attive e in arancio le quiescenti; 15-16) forme di ruscellamento concentrato e conoidi alluvionali; 17-18) faglie e discontinuità principali; 19) giaciture degli strati; 20) sezione geologica schematica (da Farabollini e Tarli, 2002, modificato).

Localmente, la presenza di *trench* paralleli alla costa con tratti in contropendenza e senza scorrimento idrico in superficie, permette di ipotizzare anche una parziale evoluzione roto-traslativa di una parte del corpo di frana. A monte, la presenza di scarpate di notevole altezza fortemente disarticolate dalla fratturazione e dalla fagliazione, trincee ed avvallamenti, evidenziano una zona fortemente deformata (Fig. 8). Sono evidenti fenomeni di crollo con conseguente arretramento della stessa, facilitato oltremodo dalla forte tettonizzazione. Il limite occidentale del corpo di frana non è chiaramente individuabile a causa dell'interazione con altri processi gravitativi più recenti, tuttavia nella parte alta a luoghi sono individuabili strati caoticizzati a contatto con strati circa verticali riconducibili ad un substrato integro (Coltorti et al., 1987). Il limite orientale si presenta abbastanza netto nella parte alta e delimitato da uno sperone roccioso, mentre al piede si riscontra la coalescenza con altri corpi di frana (Fig. 9).

Visto che le caratteristiche geologiche e geomorfologiche illustrate per il Monte Conero sono del tutto simili a quelle che ricorrono sistematicamente in corrispondenza dei pendii calcarei dei fronti di sovrascorrimento della catena dell'Appennino centrale, e tenuto anche conto che le cinematiche gravitative ricorrenti nell'area di studio sono del tutto simili a quelle già note per la catena, si può affermare che le cause principali di tali complessi movimenti di massa siano da ricercare: nella presenza di masse rocciose calcaree sovrapposte a livelli marnoso-argillosi disposti a franapoggio; nell'intensa fratturazione subita dai corpi rocciosi, piegati ed accavallati durante la messa in posto delle strutture compressive; nel sollevamento e nella tettonica estensionale pleistocenica che, oltre ad aver generato elevati valori dell'energia di rilievo, hanno dislocato le strutture compressive; nei significativi incrementi della gravità connessi alla frequente ed intensa sismicità sia del settore di catena che dell'area anconetana (Baratta, 1901; Boschi et al., 1995; Dramis *et alii*, 1995; Aringoli et al., 2010b).

Riguardo a quest'ultimo aspetto, infatti, nell'area investigata gli studi storici testimoniano di un importante fenomeno franoso (posto poco ad est di quello di Portonovo) attivato dall'evento sismico del 558 d.C., sul cui accumulo sarebbe stata edificata la chiesa romanica di Santa Maria di Portonovo (1034-1048) con l'annesso convento, terminato nel 1070. Un successivo evento sismico, avvenuto nel 1269 d.C., è stato responsabile invece di un fenomeno franoso che ha distrutto il convento.

Infine, occorre evidenziare che per l'area di studio ricorre un ulteriore e fondamentale fattore favorevole all'attivazione e controllo evolutivo dei movimenti di massa: l'oscillazione del livello marino. A tale fenomeno si associano significative modificazioni della circolazione idrica sotterranea con conseguente incremento del carico idraulico e contestuale decadimento dei parametri geotecnici dei litotipi. Particolarmente significativa dovrebbe essere risultata la forte risalita pleistocenico-olocenica del livello del mare, ma anche, e soprattutto, la trasgressione flandriana (circa 6.000 anni B.P.) che ha elevato il livello del mare anche di oltre 2 m rispetto all'attuale (Lamb, 1982; Lambeck et al., 2004; Antonioli et al., 2007).

Ragionevolmente si può ritenere che in quest'ultimo contesto geo-ambientale si sia attivato un primo grande scorrimento traslativo (*block-slide*), guidato in ambito continentale dalle discontinuità stratigrafiche; il movimento in mare, invece, sarebbe stato favorito dalla immersione in acqua della massa rocciosa, dalla presenza dei sedimenti fini del fondale, ma anche e soprattutto dal probabile conseguente fenomeno di "surfing" (Fritz et al., 2003; Mazzanti e De Blasio, 2013), tanto da permettere al piede dell'accumulo di raggiungere la distanza di alcune centinaia di metri dalla zona di origine. Fenomeni franosi successivi, anche di notevoli dimensioni, avrebbero contribuito ad incrementare il volume dell'accumulo soprattutto nella sua porzione prossimale.

Conclusioni

Quanto illustrato in precedenza permette di trarre le seguenti considerazioni conclusive:

- l'azione erosiva del mare, che nell'area di studio si manifesta con periodiche mareggiate in accordo con gli eventi estremi che affliggono la costa, non è riuscita ad eliminare l'accumulo ed a rettificare la linea di riva, ciò permette di ipotizzare l'esistenza nell'accumulo di frana di uno "zoccolo duro" costituito da grandi massi calcarei particolarmente resistenti sia alla dinamica costiera che ai processi di alterazione;
- l'assetto morfologico che si riscontra anche a sud-est di Portonovo (Chiesa di S. Maria) è analogo: il fondale mostra una evidente convessità, anche se meno pronunciata, ma in superficie la linea di riva è blandamente convessa verso il mare, condizione da associare ad un accumulo di frana, costituito però da eventi ripetuti (piccoli scorrimenti e colate detritiche) che hanno prodotto pezzame minuto e quindi molto più facilmente erodibile;

- la linea di riva, a nord-ovest di Portonovo, è stata invece rettificata come nel tratto precedente, per la presenza di un substrato prevalentemente pelitico, che produce una falesia oggi ancora attiva per prevalenti fenomeni di colamento, i cui accumuli sono facilmente asportabili dal moto ondoso.

Pertanto, dal presente studio si possono trarre anche delle considerazioni di carattere generale: la genesi di una costa "bassa" non è sempre da associare, come ritenuto di norma, a processi fluvio-costieri in grado di smistare materiali sabbioso-ghiaiosi lungo i litorali, ma anche, molto più raramente, a fenomeni franosi, purché siano capaci di "mettere in posto" (sui fondali marini) grandi masse rocciose di caratteristiche litologiche adeguate. Solo in questo caso, i "promontori" così generati, ancorché interessati dall'azione erosiva operata dai moti del mare, in particolare dal fenomeno di rifrazione delle onde proprio di queste forme costiere, sono capaci di resistere nel tempo.

Per quanto sopra discusso, tutta la falesia del Monte Conero è da considerarsi un'area altamente instabile dal punto di vista dei movimenti di massa. I fenomeni franosi sono numerosi, attivi e quiescenti; la tipologia, l'estensione ed i materiali sono diversi, pertanto la dinamica evolutiva ha prodotto tratti di costa a diversa morfologia. Inoltre, alcuni di questi fenomeni sono particolarmente frequenti, specie in occasioni di sismi, forti mareggiate ed eventi meteorici estremi.

Queste fenomenologie rendono l'area altamente rischiosa, in considerazione della forte antropizzazione di alcuni tratti e l'elevata frequentazione turistica.

Bibliografia

- AA.VV. (1991) - *L'ambiente fisico delle Marche: geologia, geomorfologia, idrogeologia*. Regione Marche, Giunta Regionale, Selca srl, Firenze, pp. 255.
- Angeli M.G., Barbarella M., Dramis F., Garzonio C.A., Pontoni F. (1990) - *A monitoring project for the definition of the geosstructural model of Sirolo Landslide (Italy)*. Proc. ALPS, 90: 175-186.
- Antonoli F., Anzidei M., Lambeck K., Auriemma R., Gaddi D., Furlani S., Orru P., Solinas E., Gaspari A., Karinja S., Kovacic V., Surace L. (2007) - *Sea level change during the Holocene in Sardinia and in the northeastern Adriatic (central Mediterranean Sea) from archaeological and geomorphological data*. Quaternary Science Reviews 26: 2463-2486.
- Aringoli D., Buccolini M., Materazzi M., Gentili B., Pambianchi G. (2013) - *Large Landslides in sea-cliff areas of the central Adriatic coast (Italy)*. In Margottini et al., (eds.), *Landslide Science and Practice*, vol.5, Springer-Verlag Berlin Heidelberg, pp. 129-133.
- Aringoli D., Calista M., Crescenti U., Gentili B., Pambianchi G., Sciarra N. (2002) - *Modelling of two complex gravitational phenomena in Marche coastal areas (Central Italy)*. In: McInnes R. G. & Jakeways J. Eds., *Instability - Planning and Management*. Thomas Telford, London, pp. 195-202.
- Aringoli D., Gentili B., Materazzi M., Pambianchi G. (2010a) - *Deep seated gravitational slope deformations in active tectonic areas of the Umbria-Marche Apennine (Central Italy)*. Geogr. Fis. Dinam. Quat., 33: 127-140.
- Aringoli D., Gentili B., Materazzi M., Pambianchi G. (2010b) - *Mass Movements in Adriatic Central Italy: Activation and Evolutive Control Factors*. In: "Landslides: Causes, Types and Effects". Editors: Ernest D. Werner et al., Nova Science Publishers, Inc., pp. 1-71.
- Baratta M. (1901) - *I terremoti d'Italia: saggio di storia, geografia bibliografia sismica italiana*. Fratelli Bocca Editori, pp. 950.
- Boschi E., Ferrari G., Gasperini P., Guidoboni E., Smerglio G., Valensise G. (1995) - *Catalogo dei forti terremoti in Italia dal 461 a.C. al 1980*. Istituto Nazionale Geofisica, Storia Geofisica e Ambiente, pp. 973.
- Cancelli A., Marabini F., Pellegrini M., Tonnetti G. (1984) - *Incidenza delle frane sull'evoluzione della costa adriatica da Pesaro a Vasto*. Memorie della Società Geologica Italiana 27: 555-568.
- Carbognin L., Tosi L. (2002) - *Interactions between climate changes, eustasy and land subsidence in the North Adriatic region (Italy)*. Marine Ecology 23 (1): 38-50.
- Carminati E., Lustrino M., Doglioni C. (2012) - *Geodynamic evolution of the central and western Mediterranean: tectonics vs. igneous petrology constraints*. Tectonophysics 579: 173-192.
- Cello G., Coppola L. (1989) - *Modalità e stili deformativi nell'area anconetana*. Studi Geol. Camerti, XI, 37-48.
- Centamore E., Nisio S., Prestininzi A., Scarascia Mugnozza G. (1997) - *Evoluzione morfodinamica e fenomeni franosi nel settore periadriatico dell'Abruzzo settentrionale*. Studi Geologici Camerti XIV: 9-27.

- Coltorti M., Consoli M., Dramis F., Gentili B., Pambianchi G. (1991) - *Evoluzione geomorfologica delle piane alluvionali delle Marche centro-meridionali*. Geogr. Fis. Dinam. Quat., 14: 87-100.
- Coltorti M., Dramis F., Gentili B., Pambianchi G., Crescenti U., Sorriso-Valvo M. (1985) - *The December 1982 Ancona landslide: a case of deep-seated gravitational slope deformation evolving at unsteady rate*. Zeitschrift für Geomorphologie, N.F., 29(3): 335-345.
- Coltorti M., Nanni T., Rainone M.L. (1987) - *Il contributo delle Scienze della Terra nell'elaborazione di un piano paesistico. L'esempio del Monte Conero (Marche)*. Mem. Soc. Geol. It., 37(2): 629-647.
- Cortemiglia G. C. (1995) - *Proposta di inquadramento morfodescrittivo delle coste rocciose*. Memorie dell'Accademia Lunigianese di Scienze G. Capellini, LXIV-LXV: 107-129.
- Crescenti U., Ciancetti G., Coltorti M., Cunietti M., Bondi G., Fangi G., Moribondo A., Mussio L., Proietti F., Radicioni F., Vanissi A., Cassinis R., Tabacco I., Bruzzi G.F., Corno C., Brandolini A., Carabelli E., Bernadini M., Sciarra N., Bianco B., Esu F., Curzi P.V., Stefanon A., Dramis F., Gentili B., Nanni T., Pambianchi G., Rainone N., Sorriso Valvo M., Tazioli G.S. (1986) - *La grande frana di Ancona del 13 dicembre 1982*. Studi Geologici Camerti. Volume speciale, pp. 146.
- Crescenti U., Nanni T., Rampoldi R., Stucchi M. (1977) - *Ancona: considerazioni sismo-tettoniche*. Boll. Geol. Teor. Appl., 73-74.
- D'Alessandro L., Genevois R., Marino A. (2001) - *Dinamica recente della costa alta fra Ortona e Vasto (Abruzzo centro-meridionale)*. Mem. Soc. Geol. It., 56: 53-60.s
- Dramis F., Farabollini P., Gentili B., Pambianchi G. (1995) - *Neotectonics and large-scale gravitational phenomena in the Umbria-Marche Apennines, Italy*. In: O. Slaymaker (Ed.) - *Steepland Geomorphology*, J. Wiley & Sons, Chichester, pp.199-217.
- Dramis F., Garzonio C.A., Leoperdi S., Nanni T., Pontoni F., Rainone M. (1988) - *Damage due to landslides in the ancient village of Sirolo (Marche, Italy): preliminary analysis of risk mitigation on the historical site*. Proc. Int. Symp. IAEG, Athens, 19-23 Sept. 1988, 1: 217-224.
- Edwards R. (2005) - *Sea level: abrupt events and mechanisms of change*. Progress in Physical Geography 29, 4: 599-608.
- Faccenna C., Piromallo C., Crespo-Blanc A., Jolivet L., Rossetti F. (2004) - *Lateral slab deformation and the origin of the western Mediterranean arcs*. Tectonics 23 (1). <http://dx.doi.org/10.1029/2002TC001488> (TC1012 1-21).
- Farabollini P., Tarli A. (2002) - *The Portonovo landslide: example of mass movement affecting adriatic sea cliff*. In: Gentili et al., eds, 2002. Natural hazard on built-up areas. CERIG Intensive Course, september 2000, pp. 111-116.
- Fiorillo F. (2003) - *Geological features and landslide mechanisms of an unstable coastal slope (Petacciato, Italy)*. Engineering Geology 67: 255-267.
- Fritz H.M., Hager, W.H., Minor H.E. (2003) - *Landslide generated impulse waves. Part I: instantaneous flow fields*. Exp. Fluids, 35: 505-519.
- Fruzzetti V.M., Segato D., Ruggeri P., Vita A., Sakellariadi E., Scarpelli G. (2011) - *Fenomeni di instabilità della falesia del Monte Conero: ruolo dell'assetto strutturale*. Atti dell' Incontro Annuale Ricercatori Geotecnica, IARG, Torino, 4-6-luglio, 2011.
- Gentili B., Pambianchi G. (1987) - *Morfogenesi fluviale ed attività antropica nelle Marche centro-meridionali*. Geogr. Fis. Dinam. Quat., 10: 204-217.
- Giorgi F. (2006) - *Climate change hot-spots*. Geophysical Research Letters 33, L08707. <http://dx.doi.org/10.1029/2006GL025734>.
- Guerricchio A., Melidoro G. (1996) - *Deformazioni gravitative dei versanti costieri di Vasto*. Atti del Convegno internazionale "La prevenzione delle catastrofi idrogeologiche: il contributo della ricerca scientifica", Alba (Italy), 5-7 novembre 1996.
- Iadanza C., Trigila A., Vittori E., Serva L. (2009) - *Landslides in Coastal Areas of Italy*. Geological Society of London, Special Publications 322, pp. 121-141.
- ISPRA-APAT (2007) - *Rapporto sulle frane in Italia*. pp. 681.
- Lamb H.H. (1982) - *Climate, History and the Modern World*. Routledge, London, pp. 433.
- Lambeck K., Antonioli F., Purcell A., Silenzi S (2004) - *Sea-level change along the Italian coast for the past 10,000 yr*. Quaternary Science Reviews, 23: 1567-1598.

- Lambeck K., Purcell A. (2005) - *Sea-level change in the Mediterranean Sea since the LGM: model predictions for tectonically stable areas*. Quaternary Science Reviews 24: 1969–1988.
- Lionello P., Bhend J., Buzzi A., Della-Marta P.M., Krichak S., Jansá A., Maheras P., Sanna A., Trigo I.F., Trigo R. (2006) - *Cyclones in the Mediterranean region: climatology and effects on the environment*. In: Lionello P., Malanotte-Rizzoli P., Boscolo R. (Eds.), Mediterranean Climate Variability. Developments in Earth and Environmental Sciences 4: 324–372.
- Materazzi M., Gentili B., Aringoli D., Farabollini P., Pambianchi G. (2010) - *Elements of slope and fluvial dynamics as evidence of late Holocene climatic fluctuations in the central Adriatic sector, Italy*. Geografia Fisica e Dinamica Quaternaria, 33: 193-204.
- Mazzanti P., De Blasio F.V. (2013) - *Landslides surfing on water: a preliminary study*. Italian Journal of Engineering Geology and Environment – Book Series, 6: 425-435.
- Sabatier P., Dezileau L., Colin C., Briquieu L., Bouchette F., Martinez P., Siani G., Raynal O., Von Grafenstein U. (2012) - *7000 years of paleostormactivity in the NW Mediterranean Sea in response to Holocene climate events*. Quaternary Research 77 (1): 1–11.
- Trigo R., Xoplaki E., Zorita E., Luterbacher J., Krichak S.O., Alpert P., Jacobeit J., Saenz J., Fernandez J., Gonzalez- Rouco F., Garcia-Herrera R., Rodo X., Brunetti M., Nanni, T., Maugeri M., Turkes M., Gimeno L., Ribera P., Brunet M., Trigo I.F., Crepon M., Mariotti A. (2006) - *Relations between variability in the Mediterranean region and mid-latitude variability*. In: Lionello P., Malanotte-Rizzoli P., Boscolo R. (Eds.), Mediterranean Climate Variability. Developments in Earth and Environmental Sciences 4: 179–226.

Ricevuto il 07/04/2014, accettato il 10/06/2014.