

GEOMORFOLOGIA STRUTTURALE E DOMINI DI FRATTURA DEI FONDALI MARINI PERICOSTIERI DELL'ISOLA DI PROCIDA (CAMPI FLEGREI INSULARI, ITALIA MERIDIONALE)

Maria Luisa Putignano & Marcello Schiattarella

Dipartimento di Scienze Geologiche, Università della Basilicata, Potenza
Corresponding author: M. Schiattarella <marcello.schiattarella@unibas.it>

RIASSUNTO: Putignano M.L. & Schiattarella M., *Geomorfologia strutturale e domini di frattura dei fondali marini pericostieri dell'Isola di Procida (Campi Flegrei insulari, Italia meridionale)*. (IT ISSN 0394-3356, 2010)

I fondali marini che orlano l'Isola di Procida nel Golfo di Napoli sono stati oggetto di uno studio morfostrutturale basato sull'indagine diretta, fino alla profondità di circa 30 m, e sulla interpretazione di profili sismici ed ecografici che hanno portato alla redazione di una carta geomorfologica. Sono stati in tal modo cartografati depositi, superfici erosionali e morfolineamenti di origine tettonica che hanno contribuito a definire il quadro morfoevolutivo della fascia pericostiera procidana. La buona corrispondenza tra il sistema di frattura rilevato sull'isola e ai Campi Flegrei con il *pattern* dei morfolineamenti sottomarini induce a ritenere non dissimile la storia strutturale tardo-quadernaria di queste aree. In aggiunta a ciò, la definizione di diversi paleolivelli di base dell'erosione consente di dettagliare meglio l'interazione tra oscillazione eustatica e sollevamento o subsidenza indotti da vulcanesimo e tettonica. In particolare, l'attribuzione cronologica dei prodotti vulcanici recenti e le loro relazioni morfostratigrafiche con le superfici di abrasione sommerse hanno permesso di discriminare le tappe morfoevolutive dell'area di studio.

ABSTRACT: Putignano M.L. & Schiattarella M., *Structural geomorphology and fracture system of the pericoastal sea floor of the Procida Island (Insular Phlegraean Fields, southern Italy)*. (IT ISSN 0394-3356, 2010)

Sea floors surrounding Procida Island in the Bay of Naples have been studied from a morpho-structural point of view. Such a study has been based on both direct survey of the submarine environment (up to the depth of 30 m) and seismic lines and echographic data interpretation, and allowed us to realize an accurate geomorphological map of the pericoastal areas. Marine recent deposits, tectonic morpho-lineaments, submarine erosional terraces, submerged notches and other submerged sea level markers have been mapped, so contributing to define the Holocene morpho-evolutionary picture of the Phlegraean offshore. The good fit between the submarine fracture system and the inland fault and fracture pattern suggests that the investigated coastal marine areas underwent the same late-Quaternary structural history of the nearby continental region. In addition, the recognition of several base-palaeolevels of the erosion allows to better define the interplay among sea-level changes, tectonics, and volcanogenic vertical movements. Archaeological data, ages of the volcanic products, their morpho-stratigraphic relationships with the submarine erosional terraces and other geomorphological constraints permit now a suitable chronological attribution to the different orders of land surfaces, making more reliable the calculation of the subsidence rates and helping the comprehension of the morpho-evolutionary trend of the study area.

The planimetric geometry of the strain field has been achieved by both submarine survey and morphostructural analysis: it clearly shows an echelon style, consisting of three dimensionally similar fault-bounded sectors (Canale di Procida, Isola di Procida p.p. and Promontorio di Solchiaro - Isola di Vivara - Canale di Ischia). From a physiographic viewpoint, such sectors result separated by E-O to N120°-striking faults producing an apparent dextral offset. It is likely that they may represent transfer structures due to extensional deformation by NNE-SSO-striking master faults and, therefore, featured by a "passive" left-lateral slip. The fault set displacing the Neapolitan Yellow Tuff in the Capo Posillipo area and absent in the Procida Island area is N50-60° oriented. Such a trend also characterizes joint sets affecting submarine outcrops associated to hydrothermal phenomena. Then, one can conclude that this trend represent very recent structures, cut only by erosional surfaces located at a depth of 14/-15 m and attributed to the Middle Bronze Age. The subsidence rate calculated for five different orders of submarine erosional surfaces is apparently constant, showing always values around 4-5 mm/y and so suggesting a regular evolution through the time of the studied pericoastal system, characterized by the submersion of portions of coastal sectors by continuous and invariable volcano-tectonic subsidence. Yet, using the Post-Holocene sea-level rising curve to set the eustatic correction, it is possible to obtain a more articulated picture of the morpho-evolutionary sequence, characterized by alternating periods of different subsidence rates. This scenario seems to be more realistic in an area of complex interplay between tectonics and sea-level changes such as the Phlegraean Fields.

Parole chiave: Geomorfologia strutturale, Geologia dell'Olocene, domini di frattura, superfici di abrasione marina, Campi Flegrei insulari (Italia).

Keywords: Structural geomorphology, Holocene geology, fracture system, submarine erosional terraces, insular Phlegraean Fields (Italy).

INTRODUZIONE E INQUADRAMENTO TETTONICO

La diffusione crescente della pratica del rilievo geomorfologico subacqueo e della consapevolezza che le fasce di giunzione tra la terraferma ed i bacini marini rappresentano delle aree di particolare fragilità ambientale - ma anche delle preziose fonti di dati poco valorizzati - ha stimolato l'interesse scientifico di chi scrive verso lo studio morfostrutturale delle zone pericostiere

che orlano le isole di Procida e Vivara e fronteggiano le coste dei promontori di Monte di Procida - Capo Miseno e di Capo Posillipo - Nisida (Fig. 1). Si tratta di un'area complessivamente ben studiata per quanto attiene alle zone emerse ma scarsamente conosciuta nei suoi aspetti geologici e geomorfologici della fascia costiera sommersa. SACCHI *et al.* (2009) hanno recentemente pubblicato diversi profili sismici interpretati riguardanti l'*offshore* napoletano, in parte utilizzati in

questo lavoro per la verifica del posizionamento di alcune strutture (faglie e fratture) dedotte da rilievi diretti e analisi morfobatimetriche. Per tale scopo sono stati inoltre utilizzati i profili sismici (acquisizione *Sparker* monocanale ad alta risoluzione) resi disponibili durante i lavori del Progetto CARG Campania (Foglio 465 - Isola di Procida).

Va ancora ricordato che il territorio flegreo costituisce un'area di particolare rischio geologico, poiché affetta da fenomeni sismici e vulcanici accompagnati da deformazione del suolo, che spesso stimolano fenomeni gravitativi pellicolari in ambiente continentale (BENEDEUCE *et al.*, 1988), o più complessi, a sviluppo sia subaereo che sottomarino (CHIOCCI & DE ALTERIIS, 2006).

L'area dei Campi Flegrei e delle isole adiacenti (Procida e Ischia) è localizzata lungo il margine tirrenico tra la latitudine 40° e 41° N. Tale margine è impostato su litosfera continentale assottigliata, che rappresenta la transizione verso l'area più propriamente oceanica, coincidente con la piana batiale del Tirreno centrale (piane del Marsili e del Vavilov), poste a più di 3000 m di profondità (DE ALTERIIS *et al.*, 2006). Il Mar Tirreno è un bacino estensionale neogenico formatosi almeno parzialmente durante la strutturazione della catena appenninica, accompagnando la rotazione antioraria della penisola italiana (CHANNEL & TARLING, 1975; MALINVERNO & RYAN, 1986; KASTENS & MASCLE, 1988; PATACCA *et al.*, 1990; NICOLSI *et al.*, 2006). Le faglie normali orientate secondo gli andamenti N-S e NNO-SSE hanno caratterizzato le fasi estensionali iniziali dal Tortoniano al Pliocene, mentre quelle con direzione NO-SE, NE-SO e E-O hanno interessato il margine tirrenico durante tempi plio-quadernari (BARTOLE *et al.*, 1984; TRINCARDI & ZITELLINI, 1987; DOGLIONI, 1991). Più autori riconoscono che le prime due famiglie sono prevalenti nella strutturazione dei bacini sedimentari peritirrenici, pur fornendo diverse interpretazioni cinematiche (FABBRI *et al.*, 1981; MARIANI & PRATO, 1988; ORTOLANI *et al.*, 1992; CINQUE *et al.*, 1997; MILIA & TORRENTE, 1999; ACCIOLLA & FUNICIELLO, 1999; BRUNO *et al.*, 2002).

Durante il Quaternario il margine tirrenico campano viene strutturato da faglie dirette ad andamento NO-SE e NE-SO, che hanno determinato settori in forte subsidenza. È il caso dell'ampia depressione della Piana Campana, delimitata a nord-

ovest dall'alto morfostutturale del Monte Massico e a sud-est dai Monti Lattari, che costituiscono l'ossatura della Penisola sorrentina. All'interno della piana, e segnatamente lungo la fascia costiera, si individuano le morfostutture vulcaniche del complesso del Somma-Vesuvio e dei Campi Flegrei, un distretto policroaterico articolato in un'area continentale ed in una insulare, corrispondente alle isole di Ischia e di Procida-Vivara (Fig. 1).

Il vulcanismo continentale e insulare dei Campi Flegrei risulta impostato su un alto strutturale (DI GIROLAMO *et al.*, 1984; BRUNO *et al.*, 2002), i cui bassi adiacenti sono rappresentati dal Golfo di Napoli e dalla Piana del Volturno. Tale horst continua in terraferma con andamento antiappenninico fino alle aree più settentrionali della Piana Campana in territorio casertano (FINETTI & MORELLI, 1974; DI GIROLAMO *et al.*, 1984).

Il Golfo di Napoli è attraversato dalla faglia Campi Flegrei - Ischia (DE ALTERIIS & TOSCANO, 2003) e dalla

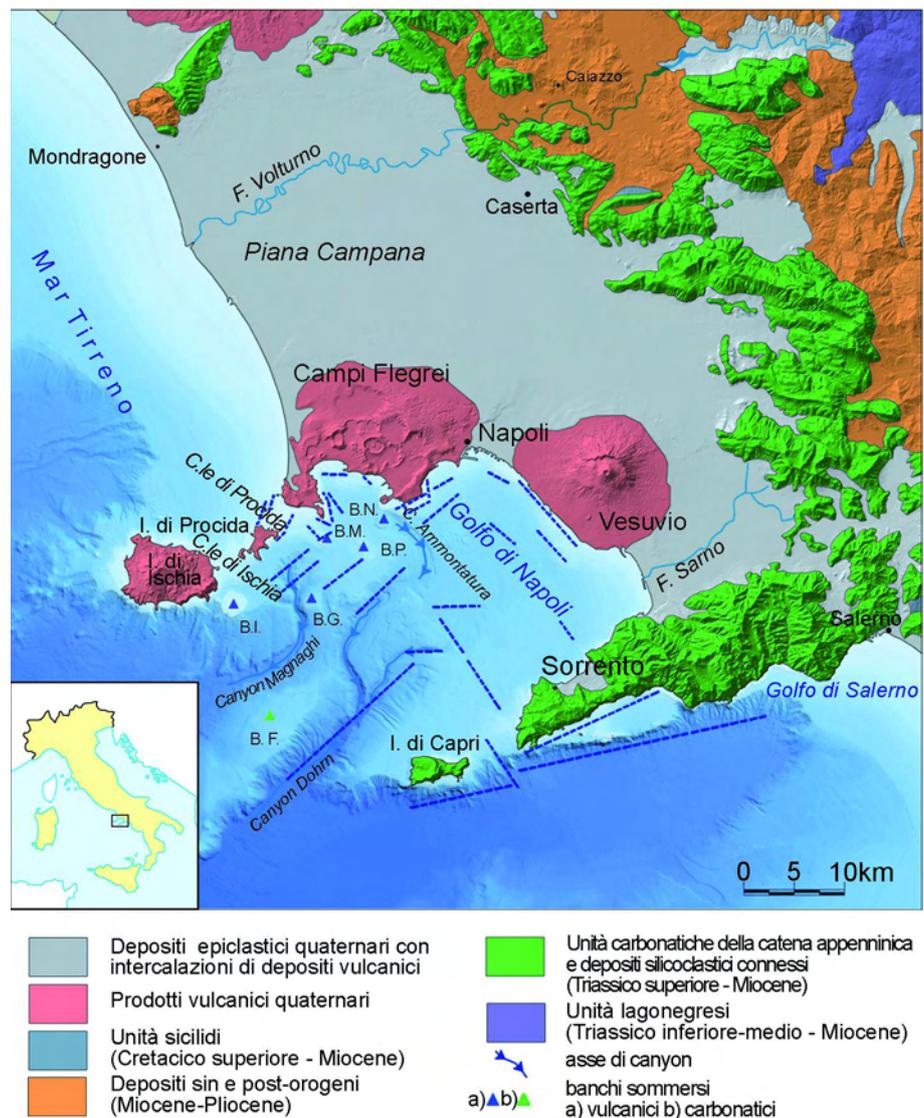


Fig. 1 - Ubicazione dell'area di studio nel quadro morfostutturale del Golfo di Napoli e in quello geologico della Piana Campana. B.N.: Banco di Nisida, B.P.: Banco di Pentapalumbo, B.M.: Banco di Miseno, B.G.: Banco Gaia, B.I.: Banco di Ischia, B.F.: Banco di Fuori.

Location map of the study area in the morpho-structural frame of the Bay of Naples. B.N.: Nisida Bank, B.P.: Pentapalumbo Bank, B.M.: Miseno Bank, B.G.: Gaia Bank, B.I.: Ischia Bank, B.F.: Fuori Bank.

faglia del Dhorn (MILIA & TORRENTE, 1999), ed è confinato a sud dalla faglia Capri - Penisola Sorrentina (SACCHI *et al.*, 1994). In corrispondenza di queste faglie si osservano significativi rigetti delle successioni meso-cenozoiche che rappresentano il basamento acustico. Tra le sintesi a carattere geo-strutturale sull'evoluzione tettono-stratigrafica del Golfo di Napoli sono da ricordare gli scritti di MARIANI & PRATO (1988), SACCHI *et al.* (1994), FERRANTI *et al.* (1996) e MILIA & TORRENTE (1999; 2007). Le strutture estensionali pleistoceniche che hanno interessato il Golfo di Napoli sono costituite da famiglie di faglie ad andamento appenninico, antiappenninico ed E-O, la cui cronologia relativa permette di delineare la seguente storia deformativa (MILIA & TORRENTE, 1999; 2007): un primo evento tettonico, responsabile della formazione del Golfo di Napoli, si è esplicato durante il Pleistocene inferiore con sistemi di faglie dirette ad andamento NO-SE; il secondo evento tettonico, di età compresa tra il Pleistocene inferiore ed il Pleistocene medio, ha prodotto strutture asimmetriche di tipo *half-graben* con asse antiappenninico, che caratterizzano tutto il margine campano, in accordo con quanto già descritto da MARIANI & PRATO (1988) e da SACCHI *et al.* (1994); faglie di nuova formazione, o che riprendono lineamenti precedenti, sono attive alla fine del Quaternario e mostrano ancora orientazioni NO-SE, NE-SO ed E-O (post-Ignimbrite Campana *Auctt.*). Queste sono responsabili dell'attuale assetto strutturale del Golfo di Napoli ed interessano anche le vulcaniti flegree (BENEDEUCE & SCHIATTARELLA, 1989-1990).

I depositi sedimentari alluvionali, marini e transizionali quaternari della Piana Campana, con frequenti intercalazioni di prodotti vulcanici, hanno spessori notevoli (fino a oltre 3000 m; cfr. IPPOLITO *et al.*, 1973). Il cuneo sedimentario prosegue a mare con uno spessore di almeno 2 km nel centro del Golfo di Napoli (FUSI *et al.*, 1991; AIELLO *et al.*, 1997; MILIA, 1999; MARSELLA *et al.*, 2001). Le piane alluvionali attuali si raccordano alla piattaforma continentale tramite i complessi di foce dei fiumi Sarno e Sebeto nel Golfo di Napoli e del Volturno nel Golfo di Gaeta.

2. CARATTERI GEOLOGICI E GEOMORFOLOGICI DELLE ISOLE DI PROCIDA E VIVARA

Le isole vulcaniche di Vivara e Procida sono state generate da più eruzioni che hanno originato un campo policraterico. I prodotti più antichi sono rappresentati dai tufi degli apparati vulcanici di Vivara e di Pozzo Vecchio e Terra Murata (in Procida), la cui età è ancora indeterminata. DE ASTIS *et al.* (2004) propongono un'età di circa 70 ka per l'inizio dell'attività vulcanica procidana, mentre al successivo vulcano di Fiumicello viene attribuita un'età compresa tra 60 e 75 ka (FEDELE *et al.*, 2010). L'ultimo evento eruttivo (vulcano di Solchiaro) è datato a 19 ka (ALESSIO *et al.*, 1976) oppure a 17 ka (LIRER *et al.*, 1991). Tutti questi apparati sono ascrivibili a tipologie morfologiche di tipo *tuff cone*. Altri prodotti, legati ad eruzioni dei vulcani limitrofi dell'Isola di Ischia, del Canale di Ischia e della porzione continentale dei Campi Flegrei (DI GIROLAMO *et al.*, 1984), drappeggiano le unità di raffreddamento messe in posto localmente.

Gli eventi eruttivi hanno generato collassi vulcano-tettonici nell'area, peraltro affetta da diverse famiglie

di faglie e fratture, responsabili dello smembramento delle strutture originarie. Tali fenomeni si sono innescati sin dall'inizio della costruzione dei primi apparati vulcanici (DI GIROLAMO & STANZIONE, 1973; AIELLO *et al.*, 2007) e hanno portato più volte in ambiente marino settori prima emersi. A testimonianza di ciò, depositi marini e/o transizionali si ritrovano intercalati ai depositi vulcanici antichi lungo le falesie dell'Isola di Procida, associati talora a tracce di solchi di battigia (Aiello *et al.*, 2007). Lungo le stesse falesie si ritrovano anche piccoli lembi relitti terrazzati, talvolta con caratteri di superfici di abrasione marina. Le ricostruzioni degli eventi morfoevolutivi più recenti dei settori sommersi circostanti le isole (PUTIGNANO *et al.*, 2009) hanno consentito di ricostruire la storia evolutiva degli ultimi 4.000 anni, a partire dalle ben documentate frequentazioni dell'età del Bronzo (MARAZZI, 1994).

Le isole di Vivara e Procida sono caratterizzate prevalentemente da coste alte, con falesie in gran parte attive. I versanti emersi interni ed esterni del cratere di Vivara mostrano pendenze anche superiori ai 40° e, in genere, coincidono con le superfici di strato per buona parte della loro estensione. Le loro porzioni inferiori individuano infatti le falesie ancora attive, le cui altezze sono comprese tra una decina di metri fino a circa 40 m. Il piede delle falesie sommerse a Vivara è posto ad una profondità variabile: generalmente si attesta intorno a -9/-10 m nei settori meridionali e a -10/-12 m in quelli occidentali. Solo nell'area di Punta Mezzogiorno il piede della falesia sommersa raggiunge la profondità di -21 m. Nel Golfo di Genito e a nord di Punta Capitello il piede della falesia sommersa è sepolto da depositi detritici e sabbiosi, mentre la parte esposta è alla profondità variabile compresa tra -2.5 e -5 m. L'interno del cratere (Golfo di Genito) è caratterizzato da una morfologia subacquea con debole pendenza che degrada dolcemente fino alla profondità di -20 m al largo di Punta Mezzogiorno (per la toponomastica usata qui ed in seguito cfr. Fig. 2).

Le coste alte dell'Isola di Procida sono spesso caratterizzate da scarpate sub-verticali osservabili lungo i tratti di costa compresi tra Punta della Lingua e Punta dei Monaci, lungo i promontori di Punta Pizzaco e di Santa Margherita, nel tratto compreso tra Capo Bove e Punta Serra e in brevi segmenti della costa settentrionale a est di Punta Pioppeto. Tratti di costa alta con pendenze di circa 30°-40°, spesso identificabili come versanti di strato, caratterizzano invece le coste della baia di Solchiaro e la porzione settentrionale di costa a ridosso di Punta Pioppeto. Il piede delle falesie è posto a profondità variabile tra -9 e -15 m, tranne che nella porzione del promontorio di Punta Serra, dove raggiunge le profondità di circa -18 m. Nella porzione meridionale le falesie sommerse raggiungono profondità anche superiori a -30 m, fino ai circa -90 m di Punta Pizzaco e Punta Solchiaro. All'interno della baia di Solchiaro, i versanti sommersi, il cui piede raggiunge profondità variabili tra -18 e -25 m, sono piuttosto articolati e spesso coperti da depositi detritici. I rimanenti tratti della costa procidana sono occupati da strette fasce litoranee sabbiose poco estese arealmente ed in profondità, con pendenze inferiori ad 1°, alle cui spalle si ritrovano talora falesie non più attive da un punto di vista della morfoevoluzione marino-costiera e che, tuttavia, generano occasionali crolli.

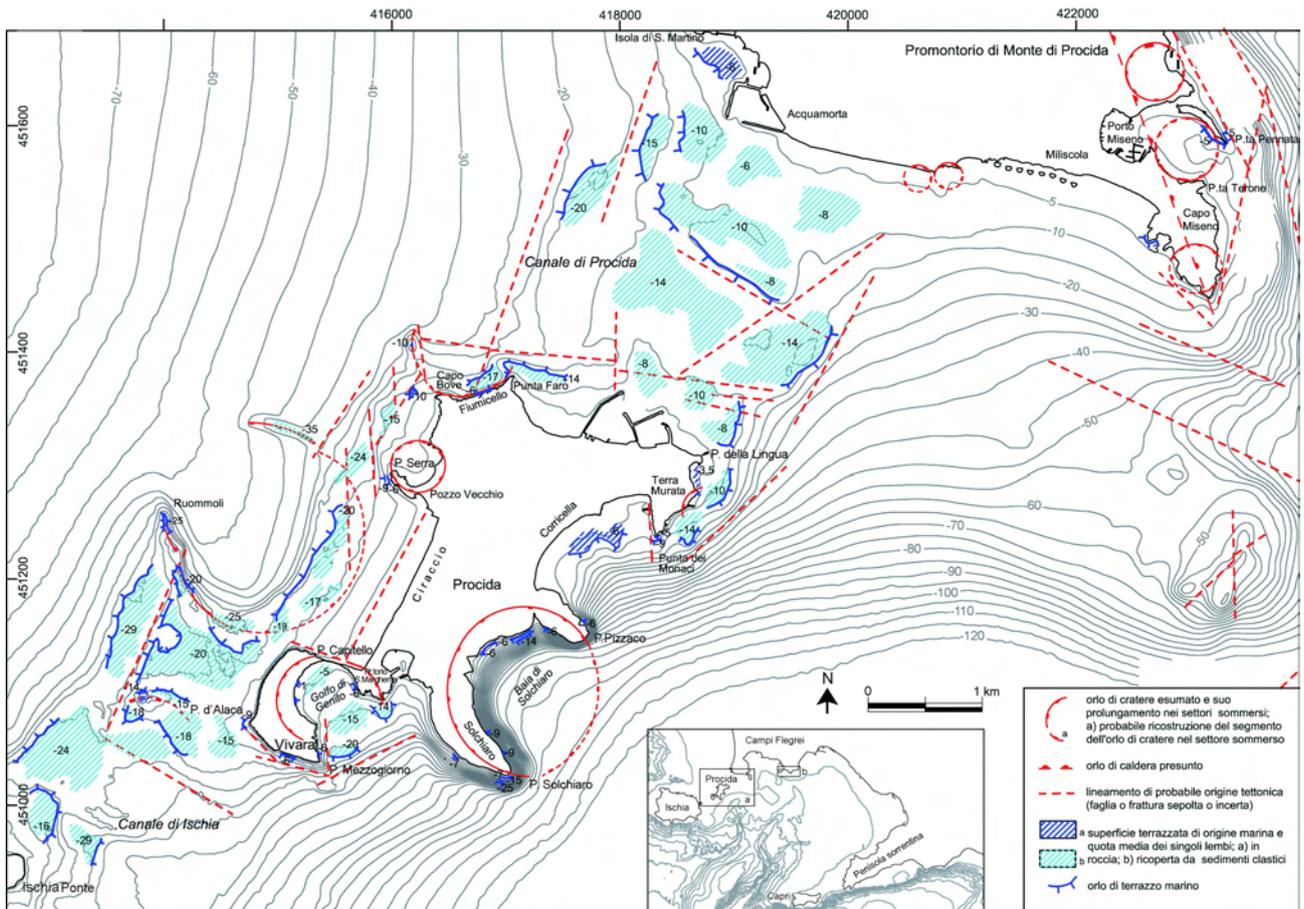


Fig. 2 - Carta morfostrutturale dei fondali delle isole di Vivara e di Procida e compresi tra queste ed il promontorio di Monte di Procida e Capo Miseno.

Morpho-structural map of the sea floors surrounding Vivara and Procida islands and of the pericoastal areas around Monte di Procida - Cape Miseno promontory.

3. CARATTERISTICHE GENERALI DEI FONDALI MARINI PERICOSTIERI

Le aree di fondale marino antistanti la costa possono essere considerate la naturale prosecuzione geologica e morfologica della fascia costiera emersa. Con tali settori presentano, infatti, analogie morfologiche e affinità litologiche. La sommersione di parti significative di coste italiane ha avuto del resto corso durante il Post-Glaciale, peraltro a luoghi - per esempio nell'area campana - con ripetute fasi di esposizione subaerea legate nell'area di studio a motivi tettonici e vulcanici. La ricostruzione dell'evoluzione dei settori sommersi costituisce, dunque, sia un importante anello di congiunzione con la storia delle aree della fascia costiera attualmente emerse, che un elemento di raccordo con i settori marini più profondi. Ad una lettura comparata, un simile assemblaggio tripartito evidenzia efficacemente gli stadi più recenti relativi alle fasi di innalzamento del livello del mare nonché il ruolo della tettonica quaternaria.

Nell'area di studio sono presenti terreni sia vulcanici che sedimentari quaternari. Più precisamente, il substrato altopleistocenico-olocenico è costituito essenzialmente da vulcaniti, mentre le coperture sedimentarie che in buona parte lo ricoprono sono intera-

mente oloceniche. Queste rappresentano l'espressione delle fasi finali (*highstand system tract*) della sequenza deposizionale tardo-quaternaria della fascia costiera sommersa campana. Tale settore è attualmente soggetto a processi marini che vengono risentiti a partire dall'interfaccia terra-mare. In aree poco profonde, peraltro, anche l'interazione con le strutture di origine antropica influenza la distribuzione dei sedimenti attuali, come del resto ha influenzato quella dei depositi di epoca storica. I fondali marini pericostieri studiati presentano pertanto una complessa evoluzione geologico-geomorfologica.

4. ELEMENTI MORFOLOGICO-STRUTTURALI

4.1 Generalità

L'area di studio ricade in un settore di piattaforma continentale caratterizzato da una morfologia articolata (Figg. 1, 2 e 3), soprattutto per la presenza di relitti di edifici vulcanici sommersi, ma anche per gli elementi legati alle principali vie di trasporto dei sedimenti verso la scarpata continentale (canyon Dohrn e Magnaghi), posti immediatamente a sud della fascia rilevata. Non mancano, inoltre, strutture della deformazione fragile

recente, talvolta responsabili della dislocazione degli elementi morfologici sopra menzionati. La porzione continentale dei Campi Flegrei che orla l'area sommersa qui investigata comprende parte del Promontorio del Monte di Procida (Fig. 2) e di quello di Posillipo (Fig. 3). Tra questi due promontori è inclusa l'insenatura del Golfo di Pozzuoli, che comprende le isole di Procida e Vivara. Queste rappresentano alti morfostutturali di origine vulcanica che si elevano dalla piattaforma continentale, a costituire - unitamente all'Isola di Ischia - la porzione insulare dei Campi Flegrei.

Le isole di Ischia, Procida e Vivara formano un'alineamento (Fig. 1) che suddivide settori di piattaforma continentale tipologicamente differenti, separando quello antistante il litorale del basso Lazio - Campania settentrionale, caratterizzato da processi deposizionali in atto, da quello a meridione dell'area napoletana, dominato dall'interazione accumulo-erosione (de ALTERIIS & TOSCANO, 2003).

4.2 I fondali pericostieri del settore insulare

La fascia costiera sommersa che orla le isole di Vivara e Procida è delimitata a sud-ovest dal Canale di Ischia e a nord dal Canale di Procida (Fig. 2). Questi due bracci di mare sono caratterizzati da profondità relativamente basse: l'isobata dei -30 m collega infatti le isole di Vivara e Procida con quella di Ischia, mentre l'isobata dei -20 m le collega con la porzione continentale dei Campi Flegrei, rappresentata dal Monte di Procida (Fig. 2). Nel complesso, l'area che comprende le isole flegree costituisce un alto morfologico in corrispondenza della soglia tra la piattaforma continentale del Golfo di Gaeta a nord e quella più profonda del Golfo di Napoli a sud. Una simile soglia morfologica sembra marcare una zona di transizione con differenti caratteri crostali rispetto ai settori contigui (DE ALTERIIS & TOSCANO, 2003). Il Canale di Ischia e quello di Procida rappresentano le uniche vie di transito di sedimenti dai settori di piattaforma adiacenti.

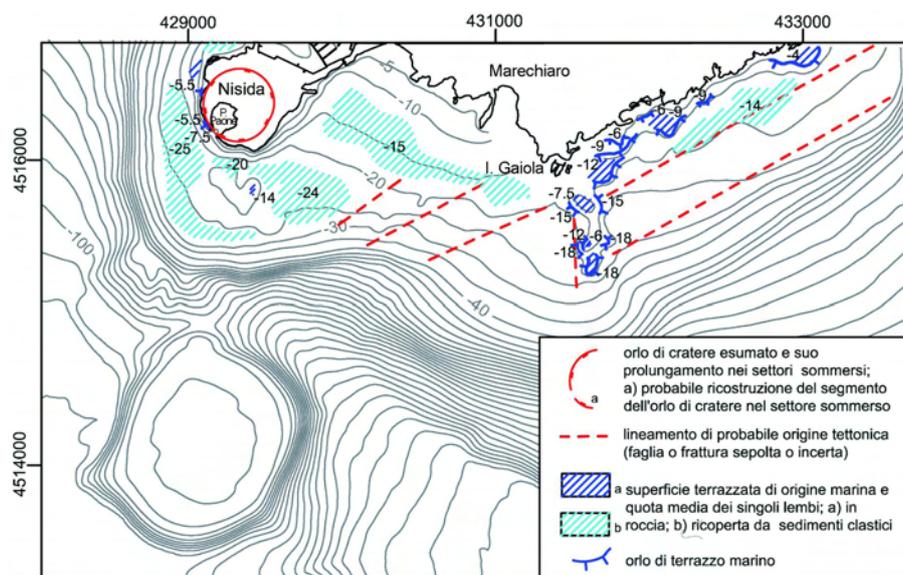


Fig. 3 - Carta morfostutturale del tratto pericostiero antistante il promontorio di Capo Posillipo e l'Isola di Nisida.

Morpho-structural map of the pericoastal area around Cape Posillipo and Nisida Island.

I canali di Procida e di Ischia

Il Canale di Procida costituisce un'ampia area sub-pianeggiante che collega le isole di Procida e Vivara alla terraferma. L'area è caratterizzata da una serie di superfici sub-orizzontali, organizzate in più ripiani compresi tra i -6 m e i -15 m. Questa quota rappresenta la profondità massima del canale (Fig. 2). Più precisamente, le aree terrazzate sono poste a -13/-15 m, -9/-11 m e -6/-8 m. Lungo la scarpata che delimita il canale a ovest, si osserva inoltre un ripiano posto a circa -20 m, che tuttavia - almeno in questa zona - appare un elemento ribassato del paesaggio sommerso, forse correlabile con le superfici immediatamente superiori. Ripiani posti a quote simili sono comunque largamente osservabili anche lungo la costa occidentale di Procida e ad ovest di Vivara.

Nella parte centrale del canale, una scarpata ad inviluppo basale rettilineo con direzione all'incirca N120°, interpretabile come una faglia, separa i ripiani più profondi dalle superfici che li delimitano. Fa eccezione un piccolo lembo corrispondente ad una secca allungata, ricoperta da sedimenti sabbiosi di piattaforma e da biocostruzioni a fanerogame marine e bordata a sud-ovest dalla faglia sopra citata. Il canale è orlato su entrambi i fianchi da scarpate controllate da faglie con direzione N20-30° ed è attraversato nella sua porzione più orientale da faglie orientate all'incirca N50-60° (Fig. 4 e Fig. 2). Morfolineamenti in direzione E-O separano, infine, il canale dalla porzione settentrionale dell'Isola di Procida.

Famiglie di strutture fragili con orientazioni N20-30° e N120° circa si trovano anche nel settore settentrionale del Canale di Ischia e in alcuni settori antistanti la costa occidentale di Procida. La prima famiglia, in particolare, costituisce il motivo tettonico principale della morfostuttura positiva dell'isola e dei due adiacenti canali, seppur rappresentato da più linee di faglia segmentate in diversi tronconi.

Il Canale di Ischia, relativamente più profondo rispetto a quello di Procida, presenta una morfologia asimmetrica, con fianchi più ripidi nel settore sud-orientale ed un'area centrale sub-pianeggiante che si estende fino ai settori antistanti l'Isola di Vivara. Nel canale si rileva la presenza di superfici piane sommerse di significativa estensione, al pari di quanto osservato a nord di Procida. Questi elementi sono riconducibili ad ampi terrazzi posti alle profondità di -28/-30 m, -23/-26 m, -20/-21.5 e -18/-20 m. La morfologia sommersa suggerisce la presenza di diverse faglie e fratture con gli andamenti sopra ricordati (Fig. 2 e Fig. 5a). Nella parte settentrionale del Canale di Ischia, all'interno dell'ampia area sub-pianeggiante, si elevano i relitti di edifici vulcanici le cui sommità costituiscono le secche delle Formiche e dei Ruommoli (Fig. 2). Più al

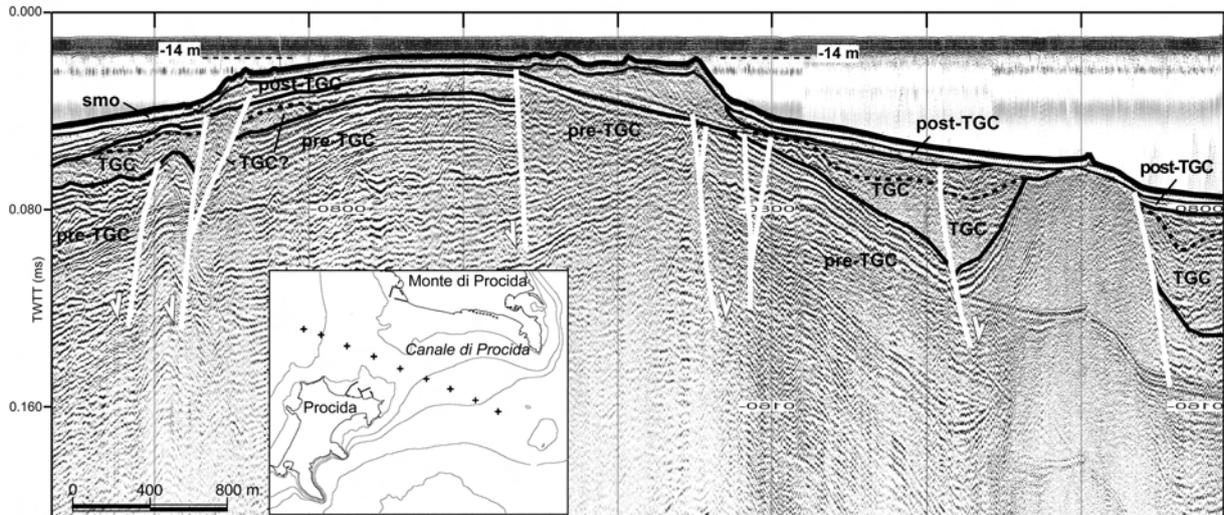


Fig. 4 - Profilo sismico interpretato attraverso il Canale di Procida in direzione NO-SE, acquisito durante i lavori del Progetto CARG (Regione Campania, Foglio Isola di Procida, scala 1:50.000; per l'interpretazione cfr. anche SACCHI *et al.*, 2009). Acronimi delle unità, dalla più antica: pre-TGC = successioni piroclastiche precedenti il Tufo Grigio Campano; TGC = successioni del Tufo Grigio Campano (39 ka, DE VIVO *et al.*, 2001); post-TGC = successioni piroclastiche e marine successive al Tufo Grigio Campano; smo = sedimenti marini olocenici ed attuali. Le faglie sono tracciate in bianco, mentre i limiti stratigrafici sono riportati in nero; discontinuità di ordine minore sono rappresentate da linee nere in tratteggio; la superficie di abrasione marina alla profondità di -14 m è indicata dalla linea tratteggiata e relativa batimetria.

NW-SE trending interpreted seismic profile across the Procida Channel (data from CARG Project, Regione Campania, Sheet "Isola di Procida", scale 1:50.000; see also SACCHI *et al.*, 2009, for an interpreted profile). Legend: pre-TGC = pyroclastic units placed before the "Tufo Grigio Campano" Formation emplacement; TGC = "Tufo Grigio Campano" Fm. (39 ka, after DE VIVO *et al.*, 2001); post-TGC = pyroclastic and marine successions younger than the "Tufo Grigio Campano" Fm.; smo = Holocene and Present marine sediments. Faults traced in white, whereas stratigraphic boundaries are reported in black; minor unconformities are represented by dotted black lines; -14 m marine abrasion surface is indicated by a dotted line.

largo, nel settore meridionale, ad una profondità compresa tra -50 e -70 m, altri due relitti vulcanici sono responsabili della presenza delle secche della Catena e di Pertuso (non comprese nell'area mostrata in Fig. 2).

La forte asimmetria del Canale di Ischia determina un'area con un accentuato idrodinamismo (DE ALTERIIS & TOSCANO, 2003) e variabilità stagionale dei flussi di entrata e uscita delle masse d'acqua (DÜING, 1965).

L'Isola di Vivara - Promontorio Santa Margherita

L'isola di Vivara è caratterizzata da una forma semicircolare, riconducibile alla sua genesi vulcanica, che prosegue nel promontorio di Santa Margherita (Isola di Procida). Nell'area emersa è infatti possibile tracciare parte dell'orlo del cratere grazie allo smantellamento erosivo delle coperture piroclastiche più recenti. L'insenatura del Golfo di Genito rappresenta la parte centrale del cratere attualmente sommersa. Il cratere, aperto a sud, è in realtà comunicante anche verso nord con l'area della Baia di Ciraccio. Nella parte settentrionale del Golfo di Genito, Vivara è infatti collegata al promontorio di Santa Margherita tramite un ponte, adagiato su fondali che raggiungono profondità molto basse (-3 m ca.).

L'attuale assetto della morfostruttura vulcanica di Vivara è dovuto anche alla scomposizione dell'edificio ad opera di faglie con diverse orientazioni (N-S, N70°, N110°, N135°), come peraltro suggerito dall'andamento rettilineo di tratti della linea di costa (come tra Punta d'Alaca e Punta Mezzogiorno) e dalla batimetria che evidenzia in alcune aree scarpate rettilinee, più pronunciate nei settori meridionali, con una sostanziale asim-

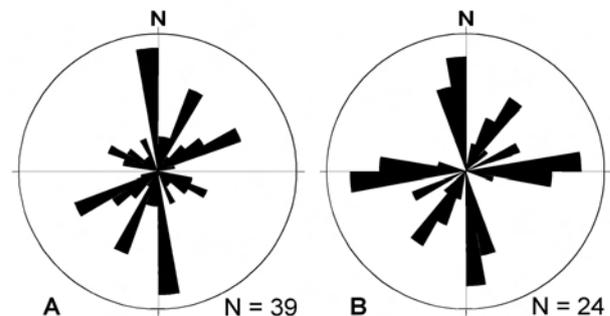


Fig. 5 - Rose diagrams relativi alle famiglie di discontinuità tettoniche dei fondali rilevati: A) faglie e fratture alla scala cartografica; B) diaclasi misurate alla scala dell'affioramento.

Rose diagrams of the joint sets from the surveyed sea floors: A) map-scale faults and fractures; B) outcrop-scale tectonic joints.

metria dei fianchi sommersi. DI GIROLAMO & STANZIONE (1973) attribuiscono l'assetto descritto ad un collasso vulcano-tettonico dovuto alla formazione di un successivo cratere, tentativamente ubicato allo sbocco del Golfo di Genito. All'altezza di Punta d'Alaca, l'intenso stato di fratturazione delle vulcaniti dell'unità di Vivara e i fenomeni di scalzamento al piede ad opera del moto ondoso sono responsabili dei fenomeni di instabilità attualmente osservabili. Gli andamenti degli elementi morfostrutturali riconosciuti sono in accordo con i sistemi di frattura rilevati nelle vulcaniti di Vivara e della Solfatarà di Pozzuoli (Fig. 6).

Intorno all'alto morfostrutturale di Vivara - prevalentemente ad ovest e a sud-ovest dell'isola, in coincidenza con i fondali del Canale di Ischia - sono presenti ampie superfici terrazzate sommerse. La maggior parte presentano la tipica forma e continuità di terrazzi marini di origine erosionale (PUTIGNANO *et al.*, 2009). Oltre a quelli più profondi del Canale di Ischia, si osservano comunemente terrazzi a -18/-20 m, -15/-16 m e -13/-14 m. A minore profondità (-9/-10 m), superfici piane rappresentate da piccole piattaforme di abrasione intagliate prevalentemente nelle vulcaniti di Vivara si ritrovano a Punta d'Alaca, mentre il terrazzo costituito da lembi con la maggiore continuità di espressione morfologica si osserva alla profondità di -5.5/-6 m. In particolare, quest'ultimo ordine è ben visibile nel tratto compreso tra Punta Mezzogiorno e Punta d'Alaca. Tali superfici sono spesso butterate da forme costiere quali pozze e vasche di eversione marina, particolarmente evidenti nel caso della superficie presente lungo costa a nord-ovest di Punta Mezzogiorno, dove è presente un campo di marmitte di erosione marina, anche di grosse dimensioni. All'interno del cratere di Vivara, e dunque nella baia del Golfo di Genito, lungo le falesie sommerse sono spesso scolpiti piccoli lembi di una piattaforma marina a quota di circa -1 m, a cui sono talvolta associati solchi di battaglia. Ulteriori testimonianze di antichi livelli del mare sono fornite da simili indicatori geomorfologici alle profondità di -2.7 m e -3.5 m (PUTIGNANO *et al.*, 2009).

L'Isola di Procida

Le numerose insenature semicircolari che orlano

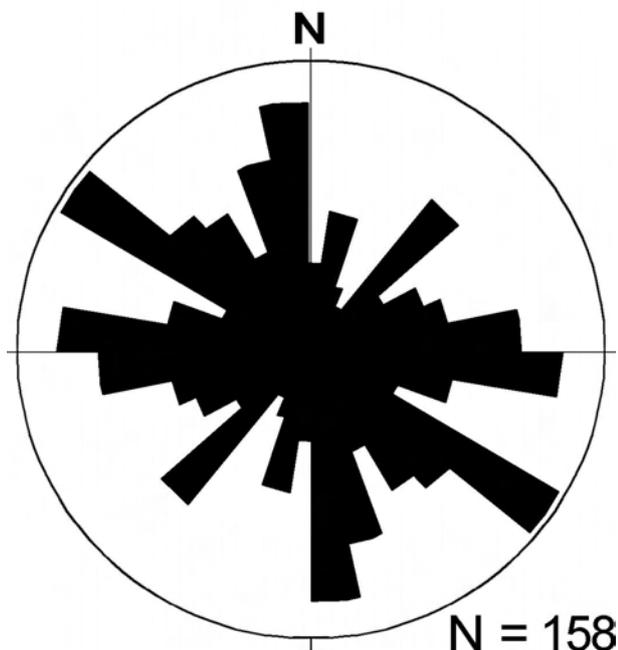


Fig. 6 - Diagramma azimutale del sistema di fratturazione rilevato nella aree emerse, e segnatamente nelle piroclastiti basali dell'Isola di Vivara e in quelle del vulcano della Solfatara di Pozzuoli nella porzione continentale dei Campi Flegrei.

Rose diagram of the joint sets from the surveyed subaerial areas (Vivara Island and Solfatara Volcano in the continental portion of the Phlegraean caldera).

l'Isola di Procida le conferiscono una morfologia costiera piuttosto articolata. Tali baie coincidono con i relitti degli edifici vulcanici, le cui forme proseguono in alcuni casi sotto il livello del mare, parzialmente o totalmente erose dal moto ondoso. La loro assenza in ambiente sottomarino è imputabile anche a motivi strutturali, come nel caso di Vivara o di Terra Murata, dove le faglie con diversi andamenti hanno disarticolato i crateri, o all'*infill* sedimentario delle morfostrutture negative, come nel caso di Solchiaro. Ben conservati anche sotto il livello del mare risultano i crateri di Pozzo Vecchio, perfettamente preservato nel settore nord-ovest a ridosso della costa, e di Fiumicello, osservabile più al largo, a nord di Capo Bove nel settore settentrionale dell'isola.

Al largo del tratto costiero della spiaggia della Chiaiolella, a partire dalle profondità di -40 m fino alla profondità di -20 m, si rileva la presenza di ripide scarpate ad andamento semicircolare, riconducibili alla struttura del vulcano dei Ruommoli, il cui orlo, interamente sommerso, è ancora in parte ben visibile seppur tagliato da più superfici erosionali.

L'assetto generale dell'isola è certamente riconducibile ai numerosi collassi vulcano-tettonici, anche coevi alla formazione di altri edifici vulcanici. Le faglie che bordano l'alto strutturale di Procida (Fig. 2 e Fig. 5a), inoltre, dislocano ed elidono parte degli apparati.

I principali lineamenti morfostrutturali evidenziati dall'andamento batimetrico dei fondali che circondano l'isola sono riconducibili a famiglie di faglie e fratture orientate parallelamente a tratti rettilinei di costa. In particolare, nel settore orientale sono individuabili lineamenti prevalentemente orientati secondo gli andamenti NNE-SSO e NE-SO (Fig. 2). Quest'ultima famiglia è per esempio rappresentata dalla faglia antistante l'area di Punta dei Monaci, ben visibile a circa 25 m di profondità, caratterizzata da una scarpata di circa 4-5 m ricoperta da depositi sabbiosi di esiguo spessore. Nella porzione settentrionale predominano lineamenti orientati intorno all'andamento N100-110°, segmentati da discontinuità disposte in senso meridiano (Fig. 2). Nel settore occidentale, al pari di quello orientale, è riconoscibile una famiglia di faglie orientate secondo la classe azimutale N20-30°. Una modesta parete corrispondente ad una scarpata di faglia con tale andamento è stata osservata a circa 15 m di profondità (Fig. 7a). Un simile *trend* si riscontra anche per la costa a ridosso della spiaggia della Chiaiolella, la più ampia dell'isola, che sembrerebbe pertanto di origine tettonica. A questa famiglia si associa un set di strutture, interpretabile come di secondo ordine rispetto all'andamento predominante, in direzione all'incirca N-S (Fig. 2).

Durante i rilievi subacquei sono state misurate le diaclasi che interessano le unità vulcaniche (Fig. 5b): le fratture alla mesoscala ricalcano in generale gli andamenti descritti per le discontinuità e i morfolineamenti maggiori (Fig. 2 e Fig. 5a), e le famiglie di frattura rilevate nelle aree emerse (Fig. 6).

Analogamente con quanto osservato nel Canale di Ischia e nei dintorni di Vivara, le faglie presentano scarpate più ripide nei settori orientali, evidenziando una generale asimmetria dell'alto morfostrutturale, con fondali che verso est digradano più rapidamente verso profondità maggiori.

Intorno all'alto strutturale di Procida sono presenti

diversi ordini di superfici piane sommerse, interpretabili nella maggior parte dei casi come superfici terrazzate di origine marina legate a paleolivelli di base dell'erosione. Come per l'Isola di Vivara, le superfici sub-orizzontali sono infatti prevalentemente erosionali e solo in subordinate possono avere un'origine strutturale (PUTIGNANO *et al.*, 2009).

Le superfici presentano la tipica forma e continuità di terrazzi marini, soprattutto nel settore occidentale e nord-occidentale, e sono perfettamente correlabili con quelle che circondano l'Isola di Vivara. Particolarmente sviluppati sono i terrazzi posti alle profondità di -29 m, -24/25 m, -20/-21.5 m, -18/-19 m e -14/-16 m, tutti visibili a largo di Ciraccio. Un terrazzo di abrasione marina posto a -24/25 m taglia i Tufi di Solchiaro ad ovest della omonima punta. Terrazzi a profondità minori si ritrovano a -13/-14 m, ben espressi nel Canale di Procida. A quest'ultimo ordine si associano elementi erosionali a scala minore, quali solchi di battigia (Fig. 7b), osservabili in località Fiumicello, e pic-

cole piattaforme di abrasione marina, poco ampie, ma che presentano continuità areale in tutta la baia di Solchiaro, talora ricoperte da depositi detritici. Lembi di piattaforme di abrasione marina intagliate prevalentemente nelle unità vulcaniche si ritrovano a -9/-10 m nella baia di Solchiaro, caratterizzate anche dalla presenza di bitte di probabile età romana (PUTIGNANO *et al.*, 2009). Le piattaforme di abrasione arealmente più rappresentative, corredate di marmitte di abrasione e testimonianze archeologiche, si ritrovano a quota -5.5/-6 m nelle zone di Fiumicello (a Punta Faro), nella baia di Solchiaro (Fig. 7c) e lungo il promontorio di Santa Margherita. Altre evidenze geomorfologiche sono inoltre riferibili a lembi di piattaforme di abrasione marina a profondità di -3.5 m, come documentabile a Punta Faro (PUTIGNANO *et al.*, 2009).

4.3 I fondali pericostieri del settore continentale

La morfologia dei fondali che bordano il settore continentale dell'area di studio è caratterizzata da

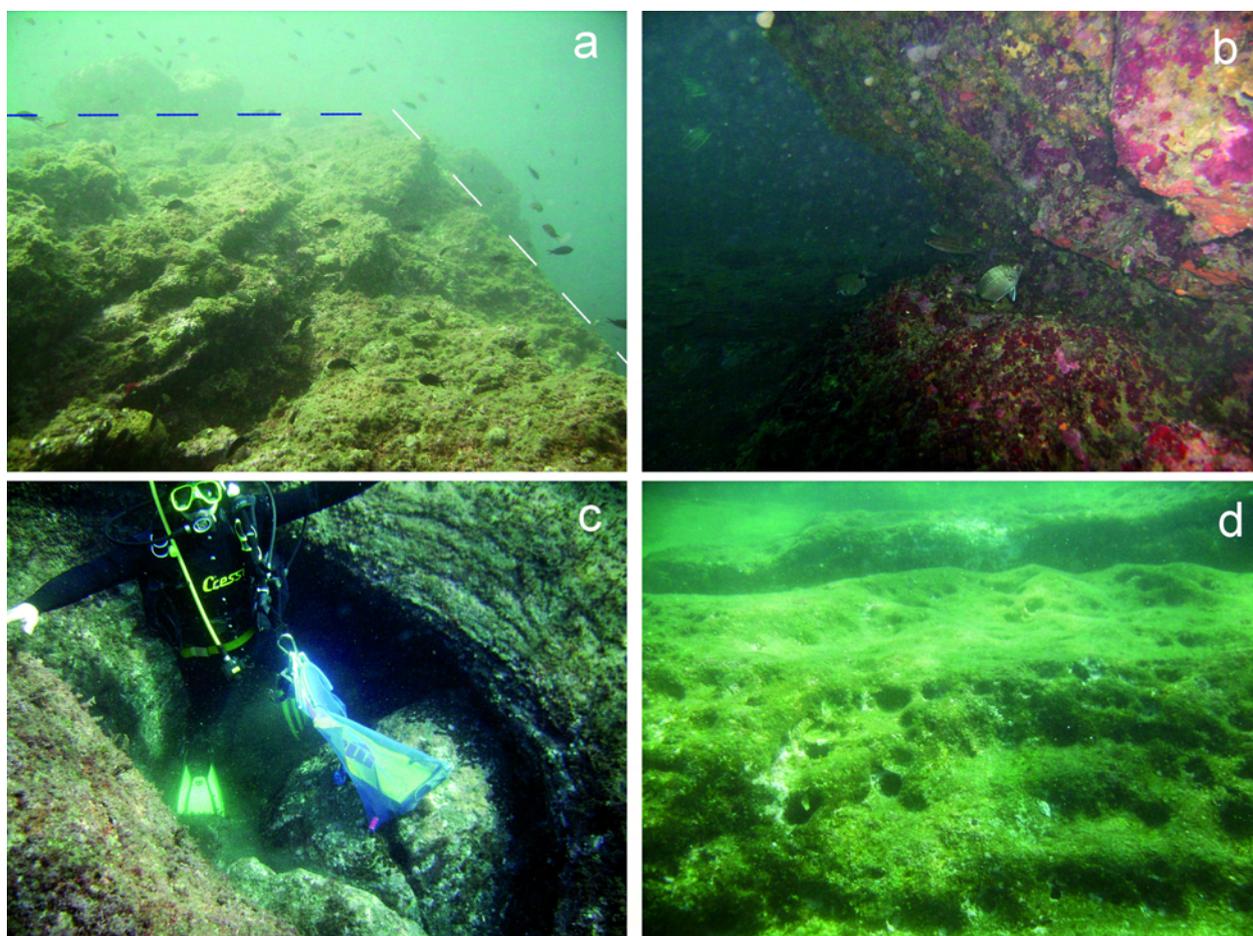


Fig. 7 - a) Scarpata di faglia in parte smantellata dall'erosione, il cui piede è posto a circa 15 m di profondità a ridosso di Capo Bove (Isola di Procida): la linea tratteggiata bianca corrisponde all'orlo superiore della scarpata, la linea tratteggiata in blu corrisponde alla superficie erosionale di origine marina posta a quota -10 m; b) Solco di battente presente in località Fiumicello (Isola di Procida) a quota di circa -14 m; c) Marmitte di abrasione presenti nell'area a SO del Promontorio di Solchiaro (Isola di Procida), indicanti un paleolivello di base dell'erosione posto a quota circa -5/-6 m; d) Forme alveolari legate all'azione erosiva del mare presenti su un terrazzo marino posto a quota circa -6 m presente nei fondali ad ovest della Gaiola (Capo Posillipo).

a) Fault scarp, partly disrupted by erosion, whose foot is located at about 15 m of depth, near Cape Bove (Procida Island): dashed white and blue lines respectively mark the upper edge of the scarp and the -10 m erosional terraced top; b) -14 m notch at Fiumicello (Procida Island); c) marine abrasion potholes located south-west of Solchiaro Promontory (Procida Island), indicating a base-palaeolevel of the erosion at -5/-6 m of depth; d) cell-like morphology due to marine erosion at the top of the -6 m terrace located west of Gaiola (Cape Posillipo).

deboli pendenze con vasti tratti sabbiosi e dalla presenza di zone sia di accumulo che di trasporto di sedimenti, che si alternano a tratti di costa alta. L'area investigata comprende il settore più meridionale del promontorio di Monte di Procida, la cui costa ad ovest di Capo Miseno fronteggia il Canale di Procida (Fig. 2) e chiude verso ovest il Golfo di Pozzuoli, ed il settore di Capo Posillipo, che - oltre ad includere Nisida, la più piccola delle isole minori - costituisce l'alto morfostrutturale che delimita ad est l'ampia baia puteolana. I fondali pericostieri dei due promontori che confinano il golfo sono peraltro le aree che meglio si prestano allo studio morfostrutturale, a causa del diffuso affioramento di substrato vulcanico e delle strutture che lo caratterizzano.

Capo Miseno - Monte di Procida

Immediatamente ad ovest del promontorio di Capo Miseno si dipana il litorale sabbioso compreso tra l'Isola di San Martino e Miliscola, poco al largo del quale affiorano estesamente i prodotti dell'Ignimbrite Campana *Auctt.*, a luoghi ricoperti dai sedimenti dei fondi mobili.

Il promontorio di Capo Miseno è diffusamente orlato da falesie sommerse che si spingono alla profondità massima di -18 m, nelle quali sono talora intagliati piccoli lembi di terrazzi di abrasione marina posti alla profondità di circa -5/6 m e -3 (Fig. 2), quest'ultimo evidenziato anche da solchi di battaglia. Dei tre crateri ubicati in terraferma, riferibili all'attività recente dei Campi Flegrei, solo quello centrale (baia di Porto Miseno) appare ben preservato, chiuso verso mare dalla struttura di Punta Pennata - Punta del Terono che continua in gran parte nella settore sommerso. L'assetto morfobatimetrico suggerisce la presenza di morfolineamenti con varie orientazioni (N140°, N170°, N10° e N120°) che circondano il promontorio di Capo Miseno. L'esistenza di alcuni di questi elementi strutturali, interpretabili come fratture, è corroborata dall'allineamento secondo gli stessi andamenti di punti di emissioni gassose.

Isola di Nisida - Capo Posillipo

Questa porzione dei fondali pericostieri continentali è modellata nelle piroclastiti relative al ciclo del Tufo Giallo Napoletano (ca. 15 ka B.P., in DEINO *et al.*, 2004) e caratterizzata da una morfologia piuttosto articolata. La porzione emersa dell'isolotto di Nisida, costituito da prodotti più recenti (ca. 3.9 ka B.P., in FEDELE *et al.*, a cura di, 2010), è rappresentata quasi per intero dall'orlo del cratere del vulcano omonimo, aperto solo in corrispondenza dell'ingresso di Porto Paone. Nell'area prospiciente l'isola si rileva la presenza di una superficie con pendenza di circa 2-3°, forse interpretabile come un terrazzo di abrasione marina in roccia, a profondità comprese tra -27 m e -21 m. Più probabilmente, questo elemento morfologico corrisponde a due superfici distinte, come del resto osservabile ad est di quest'area. A largo di Porto Paone si eleva, a partire dalla profondità di circa -24/-25 m, un alto morfostrutturale caratterizzato da affioramenti di tufi giallastri stratificati messi in posto prima dell'attività che ha dato origine al vulcano di Nisida. Tali tufi sarebbero connessi agli ultimi eventi deformativi che hanno interessato il Golfo di Pozzuoli (MILIA *et al.*, 2000) e riferibili all'attività eruttiva che ha generato il cratere di Capo Miseno (5.1 ka in INSINGA *et al.*, 2006). La genesi della superficie dei -24/-

25 m precede pertanto tale attività.

Altri lembi di superfici terrazzate si ritrovano alle profondità di -19/-20 m e -13/-16 m. Quelli riferibili a quest'ultimo ordine individuano terrazzi in roccia che rasano la sommità dei rilievi sottomarini presenti a sud di Porto Paone e sul prolungamento a mare del promontorio della Gaiola. A profondità minori si osservano superfici di abrasione marina intagliate nelle falesie sommerse all'altezza della Gaiola a profondità di -12 m, -9/-10 m, -7/-8 m e -5/-6 m. Questi ordini di terrazzi sono inoltre ben visibili lungo tutto il promontorio di Capo Posillipo ad est della Gaiola (Fig. 7d).

L'assetto morfobatimetrico è condizionato dalla presenza di una famiglia predominante di strutture fragili, con direzione N50-60° (Fig. 3), che nel loro insieme costituiscono una gradinata di faglie. Ad ovest della Gaiola si osserva una faglia orientata all'incirca N-S, responsabile del ribassamento del lembo occidentale, che sembra più giovane della famiglia rappresentata dalla classe azimutale N50-60°. Le fratture alla mesoscala mostrano direzioni N50°, congruenti con le strutture maggiori, ed E-O (Fig. 5b).

5. CONCLUSIONI

La geometria planimetrica del campo deformativo ricavato dai rilievi diretti, dall'interpretazione di profili sismici (canali di Procida e di Ischia) e, soprattutto, dall'analisi morfobatimetrica dell'area mostra, per la porzione insulare, una configurazione "a scaglioni", rappresentata da tre settori di dimensioni areali simili. Questi sono, da nord: i) Canale di Procida; ii) Isola di Procida *p.p.*; iii) Promontorio di Solchiaro - Isola di Vivara - Canale di Ischia. I tre settori così identificati (Fig. 8) sono orlati a est e ad ovest da faglie con direzione nei quadranti NE e SO, e risultano fisiograficamente separati - con un'apparente *offset* destro - da linee orientate da E-O a N120°. È tuttavia probabile che queste ultime rappresentino strutture di trasferimento della deformazione estensionale che ha agito lungo le faglie maestre orientate NNE-SSO. In tal caso, pertanto, le strutture "trasversali" rispetto all'allungamento dell'intero alto morfostrutturale assumerebbero una cinematica indotta, caratterizzata da movimento orizzontale sinistro. Ad ogni modo, un simile sistema di fratture doveva caratterizzare l'area anche prima dell'attività vulcanica più antica, nel corso del Pleistocene superiore, ed è verosimile che abbia condizionato gran parte degli eventi eruttivi. Il campo deformativo fragile è del tutto simile a quello dedotto dall'analisi mesostrutturale delle aree emerse (Fig. 6), a sua volta comparabile con quello regionale.

Il quadro morfostrutturale dell'area pericostiera flegrea è complicato dai diversi ordini di superfici erosionali sommerse che testimoniano le variazioni del livello del mare olocenico. Le superfici terrazzate poste alle profondità maggiori nel Canale di Ischia "rasano" i terreni vulcanici più antichi dell'intera area (> 70-75 ka B.P.) e parte delle faglie, mentre appaiono dislocate dalle faglie con andamento NNE-SSO. Poiché tutte le superfici erosive orizzontali sommerse poste a profondità inferiori ai 20 m sono state attribuite, su base geoarcheologica, all'Olocene e segnatamente al Bronzo Antico - Bronzo Medio italiano (PUTIGNANO *et al.*, 2009), si può supporre che anche quelle più profonde (intorno

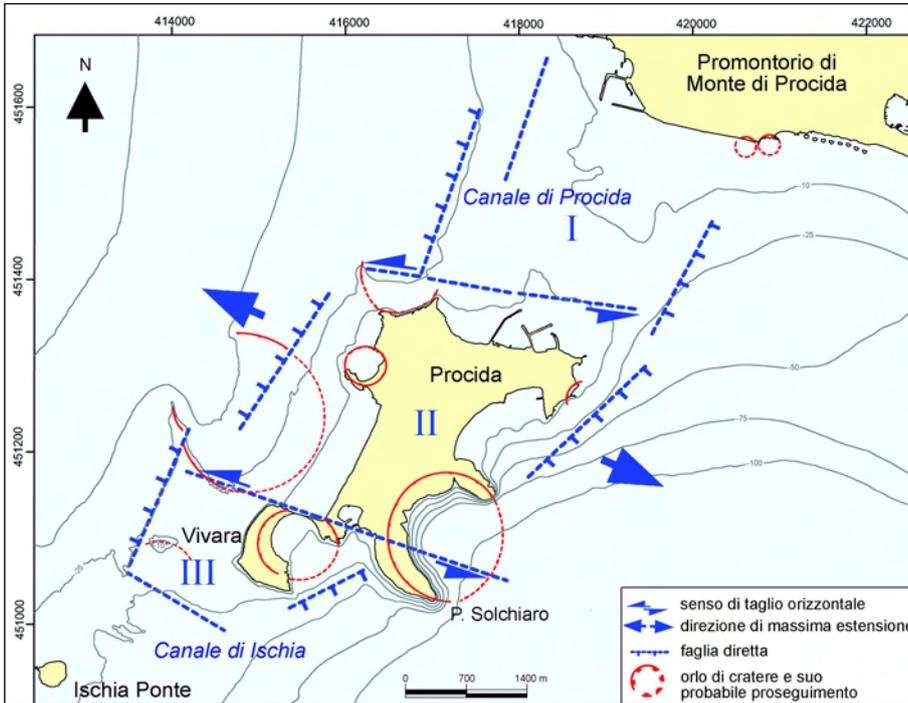


Fig- 8 - Schema cinematico dell'area insulare procidana (nel riquadro, ubicazione dell'area di studio nello schema morfo-batimetrico del Golfo di Napoli).

Kinematic scheme of the Procida Island area (in the frame: location of the study area in the morfo-bathymetric sketch map of the Bay of Naples).

ai -25/-30 m) siano state originate durante il Post-Glaciale e che siano dunque successive alle eruzioni del Tufo Giallo Napoletano (ca. 15 ka B.P., in DEINO *et al.*, 2004). Lo stesso quadro è del resto osservabile sia per il Canale di Procida, dove le superfici erosionali tagliano terreni appartenenti all'Ignimbrite Campana *Auctt.* (ca. 39 ka, ⁴⁰Ar/³⁹Ar; RICCI, 2000; DE VIVO *et al.*, 2001), che per il settore centrale (Isola di Procida), dove vengono terrazzati i Tufi di Solchiaro (ca. 18 ka B.P.) ad opera delle superfici poste a -24/-25 m. Si noti che una di queste superfici, a largo di Nisida, appare fossilizzata dai depositi tufacei che costituiscono un alto morfologico sommerso correlato all'attività di Capo Miseno (5.1 ka in INSINGA *et al.*, 2006).

La famiglia di faglie che disloca il Tufo Giallo Napoletano nella zona di Capo Posillipo, non presente nell'area procidana, è

Tab. 1 – Tassi di subsidenza relativa dei diversi ordini di superfici di erosione; 1) Inizio risalita eustatica post-Optimum climatico; 2) Eruzione del Vulcano di Nisida; 3) Passaggio Bronzo antico – Bronzo medio italiano (insediamento miceneo di Punta Mezzogiorno, Vivara, e superfici a -18 m in PUTIGNANO *et al.*, 2009); 4) Bronzo medio italiano (insediamento miceneo di Punta d'Alaca, Vivara, e superfici a -14 in PUTIGNANO *et al.*, 2009); 5) Epoca romana - II secolo a.C. (superfici a -10 m circa, Baia, Campi Flegrei continentali, in Pappalardo & Russo, 2001); 6) Epoca medioevale (superfici a -6 m circa, Baia, Campi Flegrei continentali, in Pappalardo & Russo 2001).

Profondità delle superfici	Età della superficie	Tasso di subsidenza relativa
Superficie a - 24 m	6000 y B.P. (1)	4.0 mm/a
Superficie a - 20 m	3900 y B.P. (2)	5.1 mm/a
Superficie a - 18 m	3650 y B.P. (3)	4.8 mm/a
Superficie a - 14 m	3500 y B.P. (4)	4.0 mm/a
Superficie a - 9 m	2000 y B.P. (5)	4.5 mm/a
Superficie a - 6 m	1000 y B.P. (6)	6.0 mm/a

*Relative subsidence rates for different orders of erosional submarine land surfaces. 1) Starting of post-climatic Optimum eustatic rising; 2) Nisida Volcano eruption; 3) Italian Old Bronze Age - Middle Bronze Age transition (Punta Mezzogiorno Mycenaean settlement, Vivara Island, and erosional surfaces at -18 m, after PUTIGNANO *et al.*, 2009); 4) Italian Middle Bronze Age (Punta d'Alaca Mycenaean settlement, Vivara Island, and erosional surfaces at -14, after PUTIGNANO *et al.*, 2009); 5) Roman period - II century B.C. (erosional surfaces at about -10 m, Baia, continental Phegraeen Fields, after Pappalardo & Russo, 2001); 6) Middle Ages (erosional surfaces at about -6 m, Baia, continental Phegraeen Fields, after Pappalardo & Russo, 2001).*

Tab. 2 - Tassi di subsidenza con correzione eustatica calcolati per i diversi ordini di superfici di erosione.

Eustatically corrected subsidence rates for different orders of submarine erosional land surfaces.

Profondità delle superfici	Correzione eustatica	Età della superficie	Tasso di subsidenza
Superficie a - 24 m	-6.2 m	6000 y B.P.	2.9 mm/a
Superficie a - 20 m	-3.2 m	3900 y B.P.	4.3 mm/a
Superficie a - 18 m	-3.0 m	3650 y B.P.	4.1 mm/a
Superficie a - 14 m	-2.8 m	3500 y B.P.	3.2 mm/a
Superficie a - 9 m	-1.3 m	2000 y B.P.	3.8 mm/a
Superficie a - 6 m	-0.5 m	1000 y B.P.	5.5 mm/a

invece orientata N50-60°. A tal proposito, è da notare che un simile andamento caratterizza anche le fratture rilevate direttamente in ambiente subacqueo e associate a manifestazioni idrotermali, oltre che da allineamenti di punti di emissione gassosa. Appare dunque verosimile che questo *trend* rappresenti le strutture attive in tempi recenti, peraltro fossilizzate solo da superfici erosionali più giovani attribuibili all'età del Bronzo Medio (PUTIGNANO *et al.*, 2009), poste a -14/-15 m di profondità.

Infine, le superfici a profondità di -9/-10 m, attribuite al periodo romano nel settore continentale flegreo (Baia e Capo Miseno) da PAPPALARDO & Russo (2001), intagliano i versanti sommersi dell'Isola di Nisida, costituiti da prodotti vulcanici di età intorno a 3.9 ka B.P.: poiché tali piroclastiti poggiano sulla superficie di abrasione dei -20 m, attribuita al Bronzo Antico (PUTIGNANO *et al.*, 2009), il quadro cronologico e morfoevolutivo presentato appare piuttosto consistente.

La costanza del tasso di subsidenza relativa calcolato per le superfici intorno ai -24 m, -20/-21 m, 18/-19 m, -14/-16 m e -9/-10 m, che risulta attestato intorno ai 4-5 mm/a (Tab. 1), suggerirebbe un'evoluzione costante nel tempo del sistema sommerso studiato, scandita dal regolare modellamento e successiva sommersione delle superfici di abrasione marina in un contesto di costante subsidenza vulcano-tettonica. Tuttavia, utilizzando le curve di risalita del livello del mare post-Glaciale (LAMBECK & BARD, 2000; BARD *et al.*, 2002; LAMBECK *et al.*, 2004a, 2004b, 2010) ai fini della correzione eustatica nel computo dei tassi, si ottiene un quadro maggiormente articolato (Tab. 2), caratterizzato dall'alternanza di periodi a diversa velocità di subsidenza (Fig. 9). Questo andamento appare certamente più realistico, sia in virtù dell'instabilità dell'area flegrea – con particolare riferimento alla mobilità verticale degli elementi fisiografici costieri – e della sua natura, legata all'evoluzione di un sistema vulcanico complesso, che della uniformità della curva di risalita del livello del mare nell'intervallo di tempo considerato.

RINGRAZIAMENTI

Gli Autori desiderano ringraziare il Prof. Paolo Orrù ed un anonimo *referee* per l'accurata revisione del manoscritto e gli utili consigli. Lavoro stampato con il contributo dei Fondi di Ateneo 2008 (Università della Basilicata, Resp. Prof. M. Schiattarella).

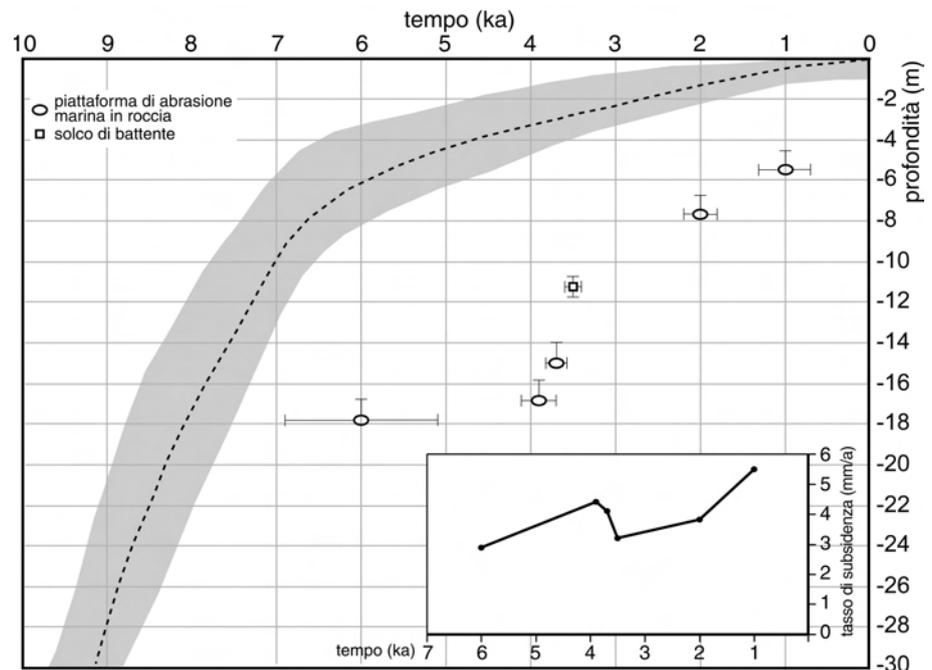


Fig. 9 - Comparazione dei marker geomorfologici delle variazioni del livello del mare e la curva glacio-eustatica di Lambeck *et al.* (2010). In grigio, l'involuppo entro cui ricadono le curve per i siti italiani selezionati nel lavoro; all'interno di questo, la linea tratteggiata in nero corrisponde alla curva relativa alle aree a nord della Piana Campana (sito 7), utilizzata per la calibrazione delle quote delle variazioni relative del livello del mare dedotte dai singoli indicatori. Nel riquadro in basso: tasso di subsidenza calcolato sulla base degli stessi marker.

Comparison between geomorphological markers related to sea-level changes and the glacio-eustatic predictions (after Lambeck *et al.*, 2010). Grey area include the eustatic curves of the selected Italian sites; the dotted black line represents the curve from the area to the north of Campania Plain (site 7), used to calibrate the sea-level variations related to the single geomorphological markers. In the frame to the bottom: subsidence rate calculated by using the same markers.

Si ringrazia inoltre la Dott.ssa L. Monti (Regione Campania, Responsabile del Progetto Carg - Aree marine costiere) per aver reso possibile l'utilizzo degli elaborati batimetrici e dei profili sismici prodotti nel progetto.

BIBLIOGRAFIA

- ACOCELLA V. & FUNICIELLO R. (1999) - *The interaction between regional and local tectonics during resurgent doming: the case of the Island of Ischia, Italy*. Journ. Volc. Geotherm. Res., **88**, 109-123.
- AIELLO G., BUDILLON F., DE ALTERIIS G., FERRANTI L., MARSELLA E., PAPPONE G. & SACCHI M. (1997) - *Late Neogene tectonics and basin evolution of the Southern Italy Tyrrhenian margin*. Abstract International Cong. "ILP Task Force: Origin of Sedimentary Basins", 6-7, Torre Normanna (Palermo, Italy).
- AIELLO G., BARRA D., DE PIPPO T., DONADIO C. & PETROSINO C. (2007) - *Geomorphological evolution of Phlegrean volcanic islands near Naples, southern Italy*. Z. Geomorph. N., F. **51**, 165-190.
- ALESSIO M., BELLA F., IMPROTA S., BELLUOMINI G., CALDERONI G., CORTESI C. & TURI B. (1976) - *University of Rome Carbon-14 dates XIV*. Radiocarbon, **18**, 321-349.

- BARD E., ANTONIOLI F. & SILENZI S. (2002) - *Sea-level during the penultimate interglacial period based on submerged stalagmite from Argentarola Cave (Italy)*. Earth and Planetary Science Letters, **196**, 135-146.
- BARTOLE R., SAVELLI D., TRAMONTANA M. & WEZEL C.F. (1984) - *Structural and sedimentary features in the Tyrrhenian margin of Campania, Southern Italy*. Mar. Geol., **55**, 168-180.
- BENEDUCE P., D'ELIA G. & GUIDA M. (1988) - *Morfodinamica dei versanti dell'area flegrea (Campania): erosione in massa ed erosione lineare*. Mem. Soc. Geol. It., **41**, 949-961.
- BENEDUCE P. & SCHIATTARELLA M. (1989-1990) - *Studio geomorfologico-strutturale del vulcano della Solfatara (Campi Flegrei, Napoli)*. Boll. Soc. Natur. in Napoli, **98-99**, 137-154.
- BRUNO P.P., DE ALTERIIS G. & FLORIO G. (2002) - *The western undersea section of the Ischia volcanic complex (Italy, Tyrrhenian sea) inferred from marine geophysical data*. Geophysical Research Letters, **29**, 57, 1-4.
- CHANNEL J.E.T. & TARLING D.H. (1975) - *Paleomagnetism and the rotation of Italy*. Earth Planet. Sci. Lett., **25**, 177-188.
- CHIOCCI F.L. & DE ALTERIIS G. (2006) - *The Ischia debris avalanche: first clear submarine evidence in the Mediterranean of a volcanic island prehistorical collapse*. Terra Nova, **18**, 202-209.
- CINQUE A., AUCELLI P.P.C., BRANCACCIO L., MELE R., MILIA A., ROBUSTELLI G., ROMANO P., RUSSO F., SANTANGELO N. & SGAMBATI D. (1997) - *Volcanism, tectonics and recent geomorphological change in the Bay of Napoli*. Suppl. Geogr. Fis. Dinam. Quat., **III**, 123-141.
- DE ALTERIIS G., TONIELLI R., PASSARO S. & DE LAURO M. (2006) - *Isole Flegree (Ischia e Procida)*. Liguori Ed., Napoli.
- DE ALTERIIS G. & TOSCANO F. (2003) - *Introduzione alla geologia dei mari circostanti le isole flegree (Ischia, Procida e Vivara)*. In: Gambi M.C., De Lauro M., Jannuzzi F. (a cura di), Ambiente marino costiero e territorio delle Isole Flegree (Ischia, Procida, Vivara) e Golfo di Napoli. Risultati di uno studio multidisciplinare. Mem. Acc. Sc. Mat. Fis. Nat., **5**, 3-25, Liguori Editore, Napoli.
- DE ASTIS G., PAPPALARDO L. & PIOCHI M. (2004) - *Procida volcanic history: new insights into the evolution of the Phlegrean Volcanic District (Campanian region, Italy)*. Bull. Volcanol., **66**, 622-641.
- DEINO A.L., ORSI G., DE VITA S. & PIOCHI M. (2004) - *The age of the Neapolitan Yellow Tuff caldera forming eruption (Campi Flegrei caldera - Italy) assessed by $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dating method*. J. Volcanol. Geotherm. Res., **133**, 157-170.
- DE VIVO B., ROLANDI G., GANS P.B., CALVERT A., BOHRSON W.A., SPERA F.J. & BELKIN H.E. (2001) - *New constraints on the pyroclastic eruptive history of the Campanian Volcanic Plain (Italy)*. Mineral. Petrol., **73**, 47-65.
- DI GIROLAMO P., GHIARA M.R., LIRER L., MUNNO R., ROLANDI G. & STANZIONE D. (1984) - *Vulcanologia e petrologia dei Campi Flegrei*. Boll. Soc. Geol. It., **103**, 349-413.
- DI GIROLAMO P. & STANZIONE D. (1973) - *Lineamenti geologici e petrologici dell'Isola di Procida*. Rend. Soc. It. Mineral. Petrol., **29**, 81-126.
- DOGLIONI C. (1991) - *A proposal for the kinematic modeling of W-dipping subductions - possible applications to the Tyrrhenian-Apennines system*. Terra Nova, **3**, 423-434.
- FABBRI A., GALLIGNANI P. & ZITELLINI N. (1981) - *Geological evolution of the peri-Tyrrhenian sedimentary basins*. In: Wezel. F.C. (Ed.), Sedimentary Basins of Mediterranean Margins. Tecnoprint, Bologna, Italy, 101-126.
- FEDELE L., MORRA V., PERROTTA A., SCARPATI C., PUTIGNANO M.L., ORRÙ P. & SCHIATTARELLA M. [A cura di] (2010) - *Note illustrative della Carta Geologica Regionale alla scala 1:10.000. Isole di Procida e Vivara*. Regione Campania, Settore Difesa Suolo. Napoli, in stampa.
- FERRANTI L., OLDOW J.S. & SACCHI M. (1996) - *Pre-Quaternary orogen-parallel extension in the Southern Apennine belt, Italy*. Tectonophysics, **260**, 325-347.
- FINETTI I. & MORELLI C. (1974) - *Esplorazione sismica a riflessione dei Golfi di Napoli e Pozzuoli*. Boll. Geof. Teor. Appl., **16**, 175-222.
- FUSI N., MIRABILE L., CAMERLENGHI A. & RANIERI G. (1991) - *Marine geophysical survey of the Gulf of Naples (Italy): relationship between submarine volcanic activity and sedimentation*. Mem. Soc. Geol. It., **47**, 95-114.
- IPPOLITO F., ORTOLANI F. & RUSSO M. (1973) - *Struttura marginale tirrenica dell'Appennino campano: reinterpretazione dei dati di antiche ricerche di idrocarburi*. Mem. Soc. Geol. It., **12**, 227-250.
- KASTENS K. & MASCLE J. (1988) - *ODP Leg 107 in the Tyrrhenian sea: insights into passive margin and back-arc basin evolution*. Geol. Soc. Am. Bull., **100**, 1140-1156.
- INSINGA D., CALVERT A.T., LANPHERE M., MORRA V., PERROTTA A., SACCHI M., SCARPATI C., SABUROMARU J. & FEDELE L. (2006) - *The Late-Holocene evolution of the south-western sector of Campi Flegrei as inferred by stratigraphy, petrochemistry and $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dating*. In: De Vivo B. (Ed): "Volcanism in the Campania Plain: Vesuvius, Campi Flegrei and Ignimbrites". Elsevier, Amsterdam, in the series Developments in Volcanology, **9**, 97-125.
- LAMBECK K., ANTONIOLI F., ANZIDEI M., FERRANTI L., LEONI G., SCICCHITANO G. & SILENZI S. (2010) - *Sea level change along the Italian coast during the Holocene and projections for the future*. Quaternary International, in stampa.
- LAMBECK K., ANTONIOLI F., PURCELL A. & SILENZI S. (2004a) - *Sea-level change along the Italian coast for the past 10,000 yr*. Quaternary Science Reviews, **23**, 1567-1598.
- LAMBECK K., ANZIDEI M., ANTONIOLI F., BENINI A. & ESPOSITO A. (2004b) - *Sea level in Roman time in the Central Mediterranean and implications for recent change*. Earth and Planetary Science Letters, **224**, 563-575.
- LAMBECK K. & BARD E. (2000) - *Sea-level change along the French Mediterranean coast for the past 30000 years*. Earth and Planetary Science Letters, **175**, 203-222.
- LIRER L., ROLANDI G. & RUBIN M. (1991) - ^{14}C Age of the

- "Museum Breccia" (Campi Flegrei) and its relevance for the origin of the Campanian Ignimbrite. *Journ. Volcanol. Geotherm. Res.*, **48**, 223-227.
- MALINVERNO A. & RYAN B.F. (1986) - *Extension in the Tyrrhenian Sea and shortening in the Apennines as result of arc migration driven by sinking of the lithosphere*. *Tectonics*, **5**, 227-245.
- MARAZZI M., (1994) - *Vivara e le prime navigazioni egeomicenee in occidente*. In: *Vivara. Centro commerciale mediterraneo dell'età del Bronzo*, Bagatto Libri, vol II, 17-54.
- MARIANI M. & PRATO R. (1988) - *I bacini neogenici costieri del margine tirrenico: approccio sismo-stratigrafico*. *Mem. Soc. Geol. Ital.*, **41**, 519-531.
- MARSELLA E., BUDILLON F., DE ALTERIIS G., DE LAURO M., FERRARO L., MOLISSO F., MONTI L., PELOSI N., TOCCACELI R., TONIELLI R. & VIOLANTE C. (2001) - *Indagini geologiche, geofisiche e sedimentologiche dei fondali della Baia dei Maronti (Isola d'Ischia)*. Salvatore Pironti Editore, Napoli, 77 pp.
- MILIA A. (1999) - *Aggrading and prograding infill of a peri-Tyrrhenian Basin (Naples Bay Italy)*. *Geo-Mar. Lett.*, **19**, 237-244.
- MILIA A. & TORRENTE M.M. (1999) - *Tectonics and stratigraphic architecture of a peri-Tyrrhenian half graben (Bay of Naples, Italy)*. *Tectonophysics*, **315**, 301-318.
- MILIA A. & TORRENTE M.M. (2007) - *The influence of paleogeographic setting and crustal subsidence on the architecture of ignimbrites in the Bay of Naples (Italy)*. *Earth and Planetary Science Letters*, **263**, 192-206.
- MILIA A., TORRENTE M.M. & GIORDANO F. (2000) - *Active deformation and volcanism offshore Campi Flegrei, Italy: new data from high-resolution seismic reflection profiles*. *Marine Geology*, **171**, 61-73.
- NICOLOSI I., SPERANZA F. & CHIAPPINI M. (2006) - *Ultrafast oceanic spreading of the Marsili Basin, southern Tyrrhenian Sea: Evidence from magnetic anomaly analysis*. *Geology*, **34**, 717-720.
- ORTOLANI F., PAGLIUCA S., PEPE E., SCHIATTARELLA M., TOCCACELI R.M. (1992) - *Active tectonics in the Southern Apennines: Relationships between cover geometries and basement structure. A hypothesis for a geodynamic model*. IGCP N° 276, Newsletter, **5**, 413-419.
- PATACCA E., SARTORI R. & SCANDONE P. (1990) - *Tyrrhenian basin and Apenninic arcs: kinematic relation since late Tortonian times*. *Mem. Soc. Geol. Ital.*, **45**, 425-451.
- PAPPALARDO U, RUSSO F. (2001) - *Il bradisismo dei Campi Flegrei (Campania): dati geomorfologici ed evidenze archeologiche*. In: Gianfrotta P.A., Maniscalco F. (a cura di), *Forma Maris*. Forum Internazionale di Archeologia Subacquea, Pozzuoli (Napoli), 22-24 settembre 1998, 107-129. Massa Editore, Napoli.
- PUTIGNANO M.L., CINQUE A., LOZEJ A. & MOCCHEGIANI CARPANO C. (2009) - *Late Holocene ground movements in the Phlegrean Volcanic District (Southern Italy): new geoarchaeological evidence from the islands of Vivara and Procida*. *Méditerranée*, **112**, 43-50.
- RICCI G. (2000) - *Il distretto vulcanico dei Campi Flegrei: petrologia e geochimica dei depositi di breccia e dei prodotti piroclastici associati*. Unpublished PhD Thesis, Università di Napoli, 95 pp.
- SACCHI M., INFUSO S. & MARSELLA E. (1994) - *Late Pliocene-Early Pleistocene compressional tectonics in offshore Campania (Eastern Tyrrhenian Sea)*. *Boll. Geof. Teor. Appl.*, **36**, 141-144.
- SACCHI M., ALESSIO G., AQUINO I., ESPOSITO E., MOLISSO F., NAPPI R., PORFIDO S. & VIOLANTE C. (2009) - *Risultati preliminari della campagna oceanografica CAFE_07 - Leg 3 nei Golfi di Napoli e Pozzuoli, Mar Tirreno orientale*. *Quad. Geof.*, **64**, 4-26.
- TRINCARDI F. & ZITELLINI N. (1987) - *The rifting of the Tyrrhenian Basin*. *Geo-Mar. Lett.*, **7**, 1-6.

Ms. ricevuto il 16 giugno 2010

Testo definitivo ricevuto il 4 novembre 2010

Ms. received: June 4, 2010

Final text received: November 4, 2010