

Caratteri geomorfologici delle falesie di Castelsardo (Golfo dell'Asinara, Sardegna settentrionale)

Sergio Ginesu¹, Alessio Valente²

¹Dipartimento di Scienze della Natura e del Territorio. Università di Sassari. ginesu@uniss.it

²Dipartimento di Scienze e Tecnologie. Università del Sannio. valente@unisannio.it

Riassunto

I frequenti dissesti verificatisi lungo la costa e nell'immediato entroterra del Comune di Castelsardo nella Sardegna settentrionale, localizzato sulla costa del pilastro tettonico dell'Anglona, hanno permesso di evidenziare l'importanza dei fattori geologici e geomorfologici nel controllo dell'evoluzione costiera. La linea di costa è sostanzialmente dominata da una falesia che si diversifica a seconda dell'unità geologica considerata; la sua dinamicità dipende dal processo evolutivo che si è manifestato in ciascun tratto considerato. In tale processo è risultato fondamentale per l'azione del moto ondoso il ruolo giocato dalla piattaforma costiera ristretta e acclive, piuttosto sviluppata al fronte delle falesie, nonché per la degradazione subaerea i livelli più erodibili (tuffiti terziarie, sabbie eoliche post-tirreniane) diffusi su queste falesie. Entrambi questi ruoli sono in grado di accelerare l'arretramento della falesia. Tuttavia, non sono da trascurare i fenomeni gravitativi a più grande scala a cui sono soggette queste aree e l'azione antropica esercitata con urbanizzazione e opere infrastrutturali senza idonea valutazione delle pericolosità.

Parole chiave: Falesia, evoluzione della costa, erosione, Sardegna, Italia.

Abstract

Frequent landslides occurred along the coast and in the hinterland of the town of Castelsardo in northern Sardinia, located on the coast of the Anglona horst. They revealed the importance of geological and geomorphological factors in the control of coastal evolution. The coastline, largely dominated by a cliff, shows different morphological characters according to the outcropping geological unit. Even its evolution depends on the process that occurred in each coastal tract considered. In this process the role played by the steep and narrow coastal shelf, rather developed in front of the cliffs of this coast, was crucial for the action of the waves as well as the more erodible layers (tuffites tertiary, post-Tyrrhenian eolian sands) diffuse on the same cliffs for weathering. Both of these roles are able to accelerate the retreat of the cliff. However, the gravitational phenomena at larger scale which are subject to these areas and anthropic action exerted by urbanization and infrastructure works without appropriate assessment of dangerousness are not to be neglected.

Keywords: Cliffs, coastal evolution, coastal erosion, Sardinia, Italy.

Introduzione

Il motivo principale per focalizzare l'attenzione sulle condizioni di questo tratto di litorale dell'Anglona in Sardegna settentrionale è stato determinato dai numerosi fenomeni di dissesto, che hanno ripetutamente interessato la fascia costiera e l'immediato entroterra (Fig. 1). L'eccezionale ondata di maltempo verificatasi



Figura 1 - Localizzazione dell'area in studio in Sardegna.

nel periodo autunno-inverno del 2000 e 2001, per le gravi conseguenze che ebbe nel territorio, fu il primo campanello di allarme per verificare come l'uso del territorio costiero debba tenere in considerazione l'assetto morfologico e la particolare storia evolutiva. Questi eventi meteorologici, che sempre più frequentemente e con maggiore intensità, si ripresentano in tutto il Mediterraneo, hanno evidenziato la situazione di estremo disequilibrio in cui si trova questo territorio. Infatti, le condizioni di maltempo possono innescare diffusamente episodi di frane, smottamenti ed esondazioni, che come nel caso del territorio in studio possono coinvolgere le strutture dell'area urbana, nella fattispecie del Comune di Castelsardo, e quelle delle aree limitrofe utilizzate per il turismo. I dissesti hanno continuato a manifestarsi in questi anni, esasperando il fenomeno dell'instabilità del litorale e ripercuotendosi anche nella zona interna, interessata a sua volta da estesi movimenti di versante. Tali movimenti sono altresì aggravati dal rischio derivante da un'inefficace sistema di regimazione dei corsi d'acqua. Al fine di opporsi a questo stato, si sono rese indispensabili opere urgenti quali il consolidamento di costoni rocciosi, che minacciavano l'incolumità cittadina e la viabilità stradale, nonché un accurato studio ambientale, promosso dal comune di Castelsardo, atto ad individuare gli interventi più idonei per il ripristino della fascia costiera e della zona interna. In questo lavoro si vuole offrire un contributo allo studio comunale, attraverso l'analisi delle caratteristiche delle falesie le quali determinano lo sviluppo dei processi erosivi così diffusi sul litorale.

Assetto geologico e geomorfologico

Nel territorio di Castelsardo in Sardegna settentrionale affiorano prevalentemente le formazioni vulcano-sedimentarie del ciclo calc-alcalino oligo-miocenico messe in posto in un intervallo fra 18,5 e 19,7 Ma (Lecca et al., 1997; Sowerbutts, 2000). Esse rappresentano il prodotto dei flussi piroclastici del primo ciclo, ricchi in pomici e ben saldati, che costituiscono plateaux estesi anche nell'area interna di Castelsardo (plateaux di Castelsardo e di Sedini, Fig. 2).

Questa unità ignimbratica di età miocenica inferiore si presenta molto compatta ed estesamente diffusa presso Castelsardo e nell'area dell'intera Anglona. Intercalati in questa unità si trovano depositi di ambiente lacustre con livelli tufaceo-pomici tra loro in eteropia di facies. A sud del promontorio di Castelsardo affiora, quasi ininterrottamente, un deposito marino rappresentato da calcari biohermali riferibili al Burdigaliano superiore (Asunis et al., 1983; Spano & Asunis, 1984; Lecca et al., 1997; Sowerbutts, 2000).

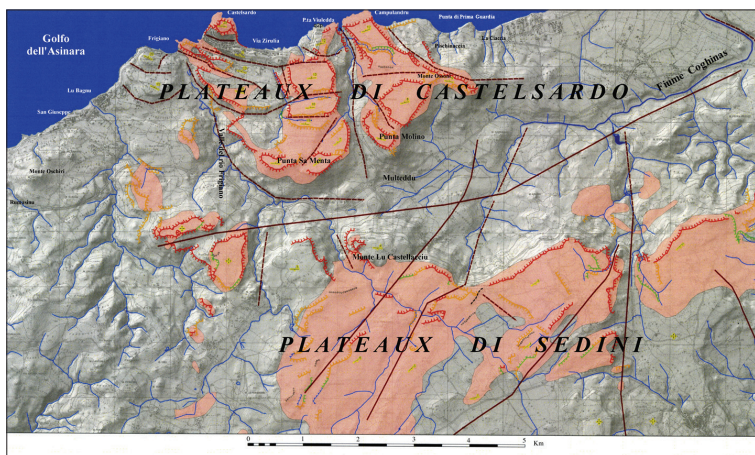


Figura 2 – La diffusione dei plateaux costituiti dall'unità ignimbratica (in rosa) nel contesto dell'area vasta di Castelsardo: nel settore settentrionale vergono verso mare, mentre nell'interno sono generalmente sub-orizzontali.

La successione stratigrafica si chiude con una lunga lacuna stratigrafica marcata da un orizzonte erosionale sul quale poggiano i depositi del Pleistocene rappresentati principalmente da sedimenti marini del tipo panchina, riscontrabili con discreta continuità lungo la fascia costiera del territorio in esame, e i depositi eolici costituiti da dune fossili e sabbie attuali (Fig. 3), che formano un ripiano di raccordo pressoché continuo fra la montagna

e il mare. Questi depositi hanno estesamente ricoperto tutta la porzione costiera continentale durante le varie oscillazioni climatiche del Pleistocene e, durante l'ultima fase temperata, sono state facilmente erose e conservate solo in situazioni di particolare fossilizzazione. Tali situazioni hanno consentito, in alcuni casi, di fornire precise indicazioni stratigrafiche e ricostruirne la ciclicità (Ozer & Thores, 1980; Carboni & Ginesu, 2006). In particolare, sono stati riconosciuti almeno due generazioni di dune interrotte da una stasi climatica che ha determinato la formazione di un orizzonte erosivo sulle sabbie e, localmente, come nell'area di Rumasinu, anche un sottile deposito di versante con elementi di natura effusiva (Carboni & Ginesu, 2006). Questa area ha subito un generale sollevamento definendo il pilastro tettonico dell'Anglona che ha determinato il paesaggio a *mesas* e *plateaux*; a testimonianza di ciò rimangono diffuse morfologie a *flatirons*, la forte inclinazione delle alluvioni antiche del Fiume Coghinas ed i terrazzi del Pleistocene lungo il suo corso (Ozer A. 1972; Ozer, 1976; Ozer, 1978; Ginesu et al., 2000). La tettonica recente ha inoltre indotto la frammentazione delle coperture ignimbriche sommitali che chiudono il ciclo vulcanico calc-alcalino del Terziario; queste superfici conservano nella parte interna una giacitura suborizzontale mentre, verso la costa dell'Anglona orientale, si mostrano basculate prevalentemente con direzioni settentrionali definendo un paesaggio a *cuestas* che si affaccia direttamente sulla costa con un litorale a *falesia* (Fig. 4).

Il litorale dell'Anglona occidentale e del paese di Castelsardo è, invece, caratterizzato dalla presenza, pressoché continua, di vaste distese sabbiose rappresentate essenzialmente da dune fossili. Tali tratti costieri costituiscono imponenti falesie e, verso l'interno, colmano gli antichi fondovalle generando una morfologia sub-orizzontale, raccordata dolcemente ai versanti. La deposizione e l'erosione dei depositi eolici sono il risultato delle variazioni del livello marino succedutesi durante le varie fasi climatiche del Pleistocene. Esse hanno in parte modellato la costa e fornito maggior energia del rilievo ai movimenti di riequilibrio dei versanti, profondamente fratturati e dislocati. Il paesaggio è, pertanto, dominato dal parallelismo delle scarpate impostate sulle rocce ignimbriche e della rete idrografica, così come dalla diffusione di frane differenti per tipologia e per stadio evolutivo.



Figura 3 – Falesia di San Giuseppe. I grossi blocchi ignimbrici della paleofalesia sepolta dalle eolianiti pleistoceniche giacciono sulle tufti terziarie tettonizzate.

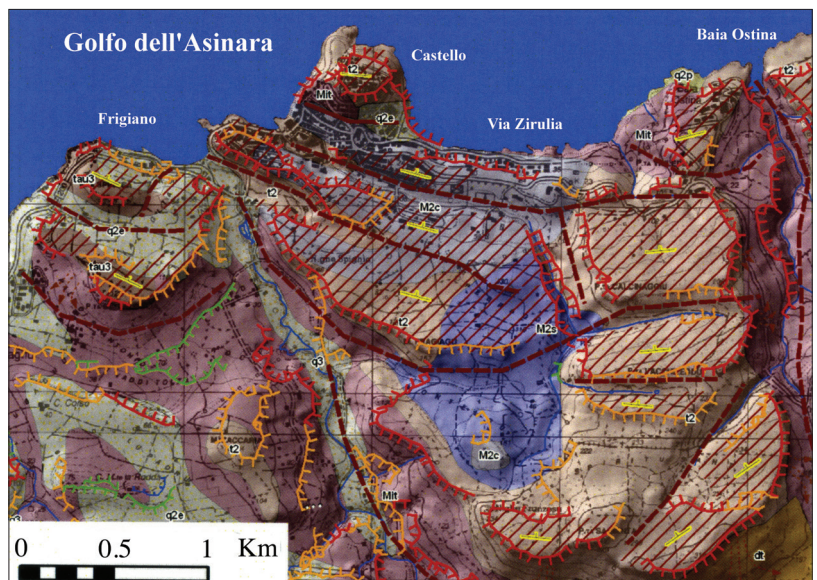


Figura 4 – Schema geomorfologico dell'area di Castelsardo dove si riconoscono i *plateaux* ignimbrici inclinati verso mare (barre inclinate) che determinano il paesaggio a *cuestas* dell'area; si sottolinea nell'area occidentale la diffusione delle coperture sabbiose eoliche post-Tirreniane indicate con q2e, mentre in quella del promontorio del Castello e della costa della zona orientale sono presenti gli affioramenti delle tufti terziarie indicate con Mit.

Tra le morfologie che riconducono all'assetto del paesaggio riferibile tra la fine del Miocene ed il Pliocene, vi sono le testimonianze di una importante valle che seguiva parallelamente la linea di costa lungo l'attuale incisione di Multeddu, dove corre la nuova strada provinciale (Fig. 4). Questa valle proseguiva verso oriente scavalcando l'attuale incisione del Coghinas fino alla costa settentrionale, in cui sono presenti le alluvioni ed i depositi fluviali di questo sistema fluviale, intercalati e documentati da plintiti fortemente rubefatte (Ozer, 1976; Ginesu et al., 2000).

Particolare significato assume la tettonica recente che ha determinato e continua a produrre importanti modificazioni all'equilibrio dei versanti ed ai movimenti gravitativi ad essi associati; un importante cambiamento morfologico associato a questi eventi è la migrazione verso oriente del corso d'acqua del Coghinas con l'abbandono della sua originaria foce un tempo in prossimità del Monte Osoni, meno distante dalla città di Castelsardo (Ginesu et al., 2000). Gli imponenti movimenti di sollevamento, che hanno coinvolto l'intero settore settentrionale dell'isola durante il Pliocene ed il Pleistocene inferiore (Marini & Murru, 1983; Sias, 1997), permettono di datare l'origine della foce del Coghinas durante questa fase tettonica e attribuire anche la sua migrazione verso l'attuale foce. Nel corso di tale attività il fiume nel suo medio corso ha avuto modo altresì di scavare imponenti gole.

Tra i processi morfologici evidenti in questo territorio si rilevano frane di varia tipologia; in particolare, l'instabilità dei versanti è spesso legata alla presenza della formazione lacustre basale che costituisce il litotipo più erodibile rispetto al sovrastante orizzonte ignimbrítico, più tenace. Questa differenza predispone i versanti dei rilievi ad una situazione di notevole instabilità per scalzamento alla base delle bancate ignimbrítiche sovrastanti, provocando, in particolare lungo il perimetro costiero, frane di crollo e di ribaltamento per effetto del movimento ondoso. Ciò è reso ancora più evidente dalla fragile situazione fisico-meccanica delle scarpate in ignimbrite che sovrastano i rilievi, poiché, essendo basculate e spesso profondamente fratturate e argillificate, creano una situazione che facilita il distacco dei blocchi. Un'altra tipologia di frana è rappresen-



Figura 5 – Punta di Prima Guardia all'estremità orientale dell'area in studio. La falesia è impostata sulle eolianiti che ricoprono il vasto corpo della deformazione gravitativa di versante proveniente dal Monte Osoni. I grossi blocchi dell'ignimbrite vengono isolati dal moto ondoso sulla piattaforma attuale.

tata dagli scivolamenti che colpiscono le estese coperture sabbiose post-tirreniane diffuse lungo la costa, i cui cumuli tendono facilmente ad essere dispersi dalla dinamica litoranea. Le frane mostrano stadi di evoluzioni differenti in funzione dell'età di distacco e dell'intensità dei processi esogeni che le hanno modificate nel tempo. Le frane più antiche, in rapporto al livello di base del sistema idrografico, sono riconducibili alla fine del Pliocene ed al Pleistocene inferiore (Ozer, 1976; Ginesu et al., 2000); tra queste si possono indicare le deformazioni gravitative profonde di versante dell'area di Punta Sa Menta, nella valle di Multeddu e l'esteso movimento di Monte Ossoni – Pischinaccia, che costituisce il tratto di costa orientale dell'area in studio (Fig. 5).

Tipi di falesia

Il profilo costiero del territorio in esame si presenta molto articolato, caratterizzato prevalentemente da falesie interrotte sporadicamente da brevi tratti di costa bassa o sabbiosa, tra cui risaltano per la loro vocazione turistica le spiagge di Frigiano e Baia Ostina. Tali spiagge sono da considerare delle spiagge di fondo baia particolarmente protette, il cui monitoraggio negli ultimi 30 anni ha evidenziato la loro stabilità (AA.VV. et al., 2012). Tuttavia, la costa risente del processo di erosione differenziale sulle rocce ascrivibili al vulcanismo terziario costituenti la maggior parte del profilo della costa dell'intera Anglona. Sopra queste rocce giacciono, con giacitura discordante, i depositi quaternari rappresentati dalla serie pleistocenica classica costituita dalla panchina del Tirreniano (OIS 5e), alla base, e dai depositi eolici post-Tirreniani, alla sommità. Questi ultimi depositi poggiano in falesia sui sedimenti del "lacustre" del Terziario, che rispondono in maniera plastica all'azione del moto ondoso, così da facilitare la formazione di un terrazzo di abrasione alla base in alcuni tratti di falesia. In particolare, tale terrazzo si osserva in alcuni tratti occidentali (Lu Bagnu) con la quota della superficie interna riferibile alla posizione del livello del mare raggiunta nell'ultimo interglaciale (OIS 5e) così come, ad oriente presso la costa di Campulandru, dove si riconosce scolpito lungo la superficie strutturale delle ignimbriti inclinate a franapoggio verso mare.

Il litorale, nel suo complesso, può essere suddiviso in tre settori, dove prevalgono forme della costa differenti e dove affiorano litologie dissimili. Il primo settore, quello occidentale, compreso tra la costa di San Giuseppe e il promontorio ad ovest di Frigiano (Fig. 6), è caratterizzato dalla presenza pressoché continua della "panchina" del Tirreniano, sepolta dai depositi eolici del post-Tirreniano (Ozer & Thores, 1980). La costa alta emersa comprensiva del terrazzo di abrasione, data dalla "panchina", si raccorda alla parte sommersa con una piattaforma costiera ampia oltre i 250 m e pendente meno del 3%, almeno fino alla isobata di 10. Questo morfotipo è classificabile come tipo A di Sunamura (1992) e tipo A1 in De Pippo et al. (2007). L'altezza della falesia è compresa tra i 5 ed i 25 m e presenta un profilo composito, con valori di pendenza in genere non eccessivi. Tale variabilità è da mettere in relazione al differente grado di erosione del materiale detritico che ricopre la coltre sabbiosa in falesia o che colma i piccoli talwegs che l'hanno incisa, ma anche al substrato delle sabbie che una volta venuto a giorno può costituire un fattore aggiuntivo. Si evidenzia pertanto una maggiore efficacia dei processi subaerei rispetto a quelli marini resi meno aggressivi dalla presenza del terrazzo, nonché della spiaggia de Lu Bagnu formatasi a ridosso della falesia. Questa spiaggia si trova presso la foce dell'omonimo torrente che fornisce un contributo al ripascimento sia pure modesto, favorito dalla bassa permeabilità del suo bacino idrografico. Un apporto ulteriore alla spiaggia deriverebbe dalla progressiva distruzione da parte del moto ondoso del terrazzo di abrasione del Tirreniano. In questo tratto la falesia arretra soprattutto per raccorciamento (*shortening*).

Poco prima di giungere al promontorio delimitante questo settore la costa si solleva rapidamente presentandosi con una marcata acclività (*plunging cliff*, Sunamura, 1992; De Pippo



Figura 6 - Il settore occidentale Lu Bagnu (in primo piano) – San Giuseppe (sullo sfondo).

et al., 2007). La falesia, che nella sua porzione emersa raggiunge i 20 m, prosegue al di sotto del livello del mare per altri 10 m. Essendo costituita dalle vulcaniti “post-lacustre” è soggetta ad una forte sollecitazione basale da parte del moto ondoso, che erode fortemente i sottostanti sedimenti lacustri. Tuttavia, i blocchi crollati dalla parte emersa per meccanismi di crollo e di ribaltamento (*rock falls; toppling*) non costituiscono una protezione efficace accumulandosi in profondità e quindi la falesia arretra soprattutto modificando la sua inclinazione (*slope decline*).

Il settore centrale interessa l’area urbana della città di Castelsardo, dove il promontorio del Castello (Fig. 7) separa due situazioni di falesia assai dissimili tra loro, ma entrambe soggette a dissesti, tali da costituire un elemento di preoccupazione per le amministrazioni comunali. A ovest del promontorio si sviluppa un tratto di costa rientrante, i cui caratteri originari sono in gran parte stati obliterati dalle strutture del porto turistico e dall’urbanizzazione, comunque a ridosso del promontorio del Castello si conserva ancora la piccola spiaggia di Frigiano, meta di un gran numero di turisti. La pressione antropica ha modificato le caratteristiche della costa non solo in corrispondenza della porzione di costa emersa, ma anche nei fondali antistanti. Infatti, in seguito all’ampliamento del porto e all’allungamento della diga foranea furono prelevati anche dai fondali marini materiali di natura ignibritico-lavica. Solo nell’ultima fase dei lavori sono stati utilizzati scarti provenienti dalle cave della Gallura testimoniati dall’ultimo tratto del molo che mostra una notevole differenza cromatica tra le vulcaniti terziarie e le rocce granitiche del Paleozoico. Le falesie attive conservate sono attribuite ancora al tipo A di Sunamura (1992) per la presenza della piattaforma costiera, anche se per le caratteristiche di quest’ultima sono classificate nel tipo A2 in De Pippo et al. (2007). Tale morfotipo si caratterizza in genere per una piattaforma alquanto ristretta (circa 100 m) ed una pendenza maggiore (>3%) di quella riscontrata nel primo settore, tranne per il tratto antistante la spiaggia di Frigiano, sotto le mura del Castello, dove la piattaforma si estende maggiormente. La stessa falesia emersa, in genere inattiva, si presenta per lo più composita con superfici sfruttate per le abitazioni di Castelsardo e la viabilità urbana. Tuttavia questi caratteri potrebbero essere stati direttamente o indirettamente determinati dall’azione dell’uomo.



Figura 7 - Il promontorio del Castello, sullo sfondo l’area del porto turistico.

Ad esempio, il porto turistico ha privato alcune zone della costa di Castelsardo di una parte delle difese naturali che possedeva, favorendo indirettamente l'azione continua del moto ondoso. L'erosione è presente lungo tutto il tratto di falesia interessato dall'insediamento urbano che si affaccia sui due lati, quello occidentale e quello orientale, del promontorio del Castello che divide in due parti il centro urbano. Le strutture civili lungo la costa, edificate senza una corretta pianificazione, sono state interessate da episodi di dissesto. Tra queste quelle che hanno risentito maggiormente di questo problema sono ubicate a monte della falesia di via Zirulia, ad est del promontorio del Castello (Fig. 8).

Questa falesia, che si mostra come scarpata acclive, ricoperta da una fitta vegetazione, è impostata sulle rocce del Terziario rappresentate dai termini vulcano-clastici e lacustri, e, come già detto, rispondono all'azione del moto ondoso determinando alla base un terrazzo di abrasione alla cui sommità della quale è possibile riscontrare un solco di battente inciso sulla roccia. Queste unità geologiche sono sormontate da potenti coperture di sabbie eoliche parzialmente compatte che poggiano e seppelliscono gli antichi depositi a grossi blocchi e i depositi di paleospiegata del Tirreniano; in particolare, alla base di questa falesia sono diffusi i blocchi di ignimbriti e di lave trachandesitiche rimaneggiati che sono la testimonianza dell'arretramento della falesia prima del Tirreniano oggi situata a monte del paese e sepolta dalle coltri eoliche e dall'attuale assetto urbano di Castelsardo. Appare evidente che la presenza di questi blocchi costituisce un ulteriore vulnus per l'equilibrio di questa falesia a causa della capacità erosiva di queste tenaci rocce nei confronti dei litotipi che connotano il tratto di costa. Inoltre, il prelievo effettuato in mare per l'utilizzo del materiale nell'allungamento della diga foranea e il carico sulle eolianiti da parte degli edifici costruiti sulla falesia, ha determinato un pericoloso movimento di distacco per il quale è stato necessario un importante intervento di consolidamento della falesia da parte del Dipartimento della Protezione Civile agli inizi degli anni novanta. In quest'area, la gran parte del materiale che deriva dalla demolizione delle falesie, si accumula ai piedi di queste, dove costituisce il deposito di scogliera attuale, derivante sia dall'arretramento della bancata ignimbratica retrostante, sia dalla demolizione dello stesso deposito del successivo episodio trasgressivo del Tirreniano (OIS 5c).



Figura 8 – La falesia di Via Zirulia di Castelsardo mostra l'espansione urbana nel terrazzo (B) sulle eolianiti pleistoceniche (A), alla base della stessa si osservano i blocchi riesumati della paleofalesia che poggiano sulla piattaforma attuale (C).

Appare chiaro in questo settore come in quello successivo che le falesie con piattaforme costiere ristrette e acclivi possano derivare dalla morfoevoluzione di una falesia strutturale. Tali aree costiere dell'Anglona infatti sono state interessate dal sistema di faglie NW-SE che ribassano questo tratto e che avrebbero indebolito fratturandola la roccia affiorante. Le temperature più rigide dell'ultimo glacio-eustatico, avrebbero favorito i fenomeni di dissesto lungo la falesia strutturale e quindi l'accumulo al piede di significativi volumi di blocchi. La successiva risalita del livello del mare avrebbe gradualmente rimosso il *talus* deposizionale e attivato l'arretramento parallelo della falesia. L'enfasi dei processi subaerei, soprattutto quelli recentissimi da mettere in relazione con l'attività antropica, ha consentito quindi lo sviluppo di una falesia decisamente meno acclive (*slope decline*).

Il terzo settore, situato tra l'estremità orientale del centro abitato, poco prima della Punta Viuledda e le località Peschinaccia - La Ciaccia, al margine orientale del pilastro tettonico dell'Anglona costiera, si differenzia essenzialmente per la presenza degli affioramenti ignimbratici e lavici del vulcanismo terziario che si affacciano direttamente a mare dove, localmente, costituiscono importanti falesie (Fig. 9). Esse non risultano diseguali a quelli descritti per l'area contigua per le caratteristiche morfologiche (piattaforma costiera <100 m; pendenza > 3%), anche se alcuni caratteri e l'evoluzione conseguente in questo tratto non risultano influenzate dall'azione antropica. La loro altezza si mantiene con discreta continuità a circa 25 m dal livello del mare ed il loro profilo si presenta in genere composito. Infatti, possono distinguersi alla base il terrazzo di abrasione marina alto all'incirca 4-5 m, la falesia piuttosto inclinata sovrastata a tratti da un orlo superiore in genere meno acclive. Il terrazzo modellato durante l'ultimo sollevamento glacio-eustatico in molti casi è stato ricoperto dai blocchi crollati dalla falesia o anche completamente distrutto per l'azione del moto ondoso. L'evoluzione di questa falesia sarebbe soggetta ad arretramento parallelo (*parallel retreat*), e localmente per *slope decline*, tuttavia i fenomeni gravitativi a più ampia scala a cui è soggetto questo tratto possono aver enfatizzato la velocità di arretramento. Per spiegare tale velocità non si possono altresì tralasciare alcuni interventi antropici realizzati in quest'area.



Figura 9 – Il pianoro ignimbratico di Campulandru (A) nel settore orientale mostra il gradino morfologico della paleofalesia (B) ai cui piedi si trova la superficie erosiva fossile (C) che termina con la scarpata attuale sul mare (D).

La presenza della piccola spiaggia di Baia Ostina interrompe per un breve tratto la continuità della costa alta e rocciosa e rappresenta insieme alla spiaggia di Frigiano, una delle poche aree di fruizione balneare per il flusso turistico. Tale spiaggia è inserita tra due promontori costituiti da bancate ignimbriche che, nonostante siano interessate da movimenti gravitativi, riescono ancora a conservare alcune forme e depositi originari. All'estremità di questo settore, appena si supera la Punta di Prima Guardia l'estensione e l'acclività della piattaforma costiera varia, così da essere classificabile nel tipo A di Sunamura (2002) e A1 di De Pippo et al. (2007), e davanti alla falesia, comunque presente, si sviluppa la spiaggia de La Ciaccia. Nel suo profilo si ritrovano i depositi di sabbie eoliche dell'ultimo glaciale che ricoprono i depositi di frana.

Discussione

La classificazione tipologica di questo litorale e l'evoluzione morfologica a cui sono soggette le falesie potrebbero spiegare alcuni dei fenomeni gravitativi che si verificano nell'area oggetto del presente studio. Tale evoluzione, tuttavia, potrebbe sovrapporsi a ben più importanti frane, che hanno coinvolto vaste aree dell'Anglona interna, oggetto di studi e ricerche fin dalla fine degli anni ottanta (Federici & Ginesu, 1991; Farinella, 2007/8; Bonannini, 1995; Ibba, 1996/1997; Ginesu et al. 2000). Da questi studi si è potuto osservare quanto le assise carbonatiche del Miocene e le coperture ignimbriche del Terziario siano state estesamente interessate da processi gravitativi del tipo DGPV; associate a queste convivono e prosperano movimenti di frana indotti dalle continue opere di regimazione idraulica e di infrastrutture che, inevitabilmente, percorrono le zone coinvolte negli stessi movimenti. Queste condizioni si presentano in modo analogo lungo la costa di Castelsardo, dove sono stati segnalati, sommariamente, anche in altri studi dedicati alla fascia costiera (Ozer, 1976; Ginesu, 1992; Ginesu et al., 2000). Oggi si riconoscono tipologie di frane differenti che inficiano l'equilibrio della fascia costiera in modo differente a secondo degli affioramenti litologici che predominano; si possono osservare alcune situazioni particolari dove le condizioni morfologiche ritardano o accelerano la regressione della falesia e, di conseguenza, la velocità di crollo del materiale. Laddove è presente un'ampia



Figura 10 – La spianata d'abrasione si mostra particolarmente estesa nell'area di Lu Bagnu-Castelsardo per la presenza degli episodi cineritico tufacci del Terziario.

piattaforma costiera e/o un terrazzo di abrasione marina il processo di scalzamento alla base della falesia è rallentato, come nel caso delle falesie a ridosso delle spiagge de Lu Bagnu o di Frigiano o de La Ciaccia, ma questo non impedisce all'erosione subaerea di continuare la sua azione specie laddove la scarpata è interessata dalle coltri sabbiose eoliche (Fig. 10).

Non sempre il terrazzo ha un ruolo difensivo poiché, come in precedenza accennato, essa si può facilmente formare sulle rocce siltitico argillose delle tufiti marine e del "lacustre" (Francolini & Mazzei, 1991), che affiorano spesso alla base della falesia attiva o, apparentemente, inattiva come nel settore occidentale di Lu Bagnu - San Giuseppe. La facile erodibilità di questa unità geologica si accompagna con la progressiva distruzione del deposito di spiaggia del Tirreniano che è costituito da ghiaie grossolane, verso Lu Bagnu, e da blocchi di caduta nella porzione di San Giuseppe; questo materiale viene slegato dal suo cemento e riutilizzato nella formazione di una nuova spiaggia ciottolosa aumentando in modo esponenziale la capacità erosiva del moto ondoso.

Questa caratteristica può fare risaltare l'assenza di spiagge e di depositi di spiaggia nel settore ad est, verso Campulandru e Punta Viuledda dove la frane di scivolamento hanno determinato un notevole accumulo di blocchi lungo la costa e nell'immediato fondale antistante. Il moto ondoso svolge la sua azione demolitrice enfatizzato da una piattaforma costiera ristretta e ripida e sulla falesia i fenomeni erosivi subaerei non sono impediti. Questo tratto di falesia, infatti, conserva la copertura eolica post tirreniana solo nel versante a mare, a ridosso della via Zirulia, evidenziando che il movimento gravitativo di Punta Viuledda è iniziato nel massimo della regressione precedente al Tirreniano, mentre viene sepolta dall'arrivo delle eolianiti pre-oloceniche (Fig. 11).

Il settore ovest della frana di Viuledda dimostra di essere una ripresa del movimento in periodo attuale, sebbene non si possieda nessun elemento per datarne la sua storicità; tuttavia l'assenza di depositi di sabbie o la costituzione di accumuli di sabbie nel fondale conforta nell'ipotesi di un movimento recente. Il tratto di costa di Pischinaccia - La Ciaccia, invece, appare assai differente, ma ripete in modo analogo la sequenza



Figura 11 - Punta Viuledda nel settore orientale. Il movimento di frana (A) staccatosi dal pianoro ignimbrítico (C) è stato ripreso da un successivo movimento (B) in epoca storica.

spazio-temporale e cambia solo la dimensione del movimento di frana che, trattandosi di una deformazione gravitativa profonda di versante, coinvolge un'imponente quantità di materiale e interessa l'intero versante del Monte Ossoni (Fig. 5).

Il deposito di frana è stato in seguito sepolto dalle coperture eoliche del Pleistocene superiore che hanno costituito le superfici erosionali di raccordo con il versante quando il livello del mare si era assestato a quote basse (probabilmente verso i 50-70 m sotto l'attuale livello secondo una ricostruzione effettuata sulla base dell'orizzonte di raccordo, eseguita valutando il grado di pendenza del pianoro ancora presente nell'area più interna). L'avanzata del mare nell'Olocene e l'abrasione verificatasi nel Versiliano (OIS 1) hanno determinato l'arretramento della linea di costa e l'asportazione del materiale fine costituito dalle sabbie eoliche e dal deposito di frana, abbandonando lungo la linea di arretramento una grande quantità di blocchi provenienti dalla caduta degli orizzonti ignimbrici e dall'episodio sedimentario successivo che costituisce ancora la superficie strutturale sommitale.

Di fronte a questa situazione di particolare disequilibrio del territorio, poco è stato fatto per contenere il livello di rischio che domina in vaste aree; gli interventi di una certa importanza sono stati eseguiti all'interno dell'area urbana dove, a seguito di un evento di particolare intensità verificatosi nell'anno 2000, alcune frane di crollo hanno messo a rischio elevato le abitazioni (Fig. 12) e i movimenti di scivolamento gravitativo e di crollo hanno interessato una gran parte dell'area di via Zirulia, dove incoscientemente si era sviluppata una consistente espansione urbana. I piccoli torrenti che interessano l'area hanno avuto un ruolo importante nella modifica parziale di tratti di costa e, laddove presenti, anche nella distruzione dei manufatti situati lungo il loro corso.

I lavori di consolidamento hanno permesso di interrompere il movimento e di intervenire sulle singole situazioni con interventi a tempo; ma considerando i lavori di regimazione di alcuni canali di drenaggio che si trovano, in alcuni casi, sepolti sotto il piano stradale e i più rapidi tempi di ritorno degli eventi eccezionali che stanno affliggendo l'intero territorio nazionale, questa situazione è da considerarsi ad elevato rischio per gran



Figura 12 – Gli eventi estremi dei primi anni 2000 hanno determinato diffusi dissesti nell'area urbana di Castelsardo, coinvolgendo anche i depositi carbonatici del Miocene a monte della Via Zirulia, indicati con M2c nella Fig. 4.

parte del territorio dell'intero comune di Castelsardo senza escludere una parte importante del costruito. Nell'accadimento di questi dissesti, inoltre, non sono da tralasciare le opere di escavo eseguite per la posa della condotta idrica che ha attraversato tutto il litorale dal Fiume Coghinas fino all'area industriale di Porto Torres. Lo scavo interessò, nell'area di Campulandru e Pischinaccia, sia il complesso eolico e detritico ad est della colata ignimbratica, sia lo stesso episodio ignimbratico di Campulandru, all'interno del quale la condotta viaggia in galleria. In entrambe le situazioni, verso la fine degli anni settanta, si ebbero fenomeni di dissesto legati alla ripresa dei movimenti nell'area di Pischinaccia e all'espansione laterale, a causa della presenza di orizzonti bentonitizzati nelle tufiti, alla base della colata ignimbratica di Campulandru. Tali fenomeni sono la risposta morfologica a interventi antropici effettuati in quest'area senza valutare nella giusta considerazione le morfologie ed i depositi presenti sui versanti e lungo la costa che rivelano i continui e ripetuti movimenti di frana e di riequilibrio conseguenti al sollevamento dell'intera Anglona.

Conclusioni

Dallo studio del territorio emerge, con una certa evidenza, che questo tratto di costa con il suo immediato entroterra, mostra una vistosa fragilità nel suo sistema morfologico. Ne deriva che eventi classificati come eccezionali, come quelli conseguenti all'ondata di maltempo registrata nel semestre autunno-inverno 2000-2001, in un territorio fortemente provato da una situazione di generale instabilità, finiscono per rientrare nella perfetta norma annuale e a breve periodo.

In questo contesto di elevata dinamicità e generale disequilibrio ambientale, acquista grande importanza il ruolo svolto dai processi morfo-dinamici fra cui, primi fra tutti, i movimenti gravitativi che generano il continuo arretramento delle bancate ignimbratiche e l'incessante cedimento dei depositi di paleospaggia. Definire l'evoluzione di un'area costiera impostata pressoché totalmente su "ripide falesie" non è certamente cosa facile, poiché rappresenta una tipologia di costa che, tra l'altro, risente gravemente dell'azione modellatrice continua del mare. Si deve riflettere sul fatto che basta un singolo evento meteorico, quale l'eccezionale ondata di maltempo verificatasi nel semestre autunno-inverno 2000/2001, per creare una situazione di emergenza e produrre una rilevante modifica del profilo costiero verticale e planimetrico.

L'arretramento delle falesie è un fenomeno del tutto naturale, insito nella loro stessa natura testimoniata da un profilo in disequilibrio (la stessa verticalità della parete), ma acquista un importante significato stabilire i fattori di propensione che determinano tali fenomeni. Quando l'origine della falesia è legata a movimenti gravitativi profondi di versante, anche se apparentemente fossili, i cui effetti sono evidenti nei depositi di frane locali e nelle forme di scollamento lungo la fascia costiera è particolarmente utile conoscere un indice di arretramento della costa. Alla situazione di particolare fragilità e disequilibrio del sistema morfologico, in cui versa il territorio in esame, si aggiunge l'aggravante dell'urbanizzazione ed il forte sviluppo economico, a ridosso della fascia costiera, che ha un ruolo fondamentale nell'innescare dei processi di erosione costiera accelerata, aggravando anche i problemi verso il territorio interno (Capula, 2001/2002).

Si rende pertanto necessario eseguire un'accurata programmazione del territorio, dettata dall'esigenza di individuare le singole aree a rischio, sia nelle località già segnalate sia in quelle potenzialmente instabili, al fine di elaborare una carta del rischio quale strumento che consenta di limitare la situazione di pericolo su cose e persone.

Bibliografia

- AA.VV. (2012) - *Le pocket beach. Dinamica e gestione delle piccole spiagge*. (a cura di Simeoni U., Corbau C., Pranzini E., Ginesu S.). Franco Angeli, Milano, pp.171.
- Asunis M., Pecorini G. & Spano C. (1983) - *Carta geologica del settore di Castelsardo (Sardegna settentrionale)*. Pubblicazione Dipartimento Scienze della Terra. Università degli Studi di Cagliari.
- Bonannini M. (1995) - *Studio geomorfologico dell'Anglona (Sardegna settentrionale)*. Tesi di Laurea inedita, Università degli Studi di Pisa, pp.150.
- Capula M. (2001/2002) - *Instabilità e conservazione della natura nell'ambiente fisico del territorio di Castelsardo*. Tesi di laurea inedita. Università degli Studi di Sassari. Corso di Laurea in Scienze Naturali, pp.185.
- Carboni D. & Ginesu S. (2006) - *La vocazione geoambientale del territorio del Cannonau come esempio di analisi spaziale di terroirs vitivinicoli sardi: il caso della Romangia*. Atti Convegno Internazionale in memoria del Prof. A. Biancotti (a cura di L.Gregori) "Paesaggi, terroirs e i paesaggi del vino", Perugia 6-9 novembre, pp.103-121.

- De Pippo T., Pennetta M., Terlizzi F. & Valente A. (2007) - *Principali tipi di falesia nella Penisola Sorrentina e nell'Isola di Capri: caratteri e lineamenti morfoevolutivi*. Bollettino della Società Geologica Italiana (It. J. Geosci), 126(2): 181-189.
- Farinella S. (2007/2008) - *Géomorphologie structurale de l'Anglona (Sardaigne) par la photo-interprétation*. Mémoire pour la Licencie en sciences géographiques. Département de Géographie, Université de Liège, pp.172.
- Federici P. & Ginesu S. (1991) - *I fenomeni di instabilità dei versanti con centri abitati della Sardegna centro-settentrionale*. Bollettino della Società Sarda di Scienze Naturali, 28(1990/91):1-8.
- Francolini L. & Mazzei R. (1991) - *Inquadramento bio-cronostratigrafico delle tufiti marine del Miocene inferiore affioranti nell'area di Castelsardo*. Atti Società Toscana di Scienze Naturali. Memorie, Serie A, 98: 327-338.
- Ginesu S. (1992) - *Aspects of erosion on the high coasts of the Murrizta – Prima Guardia tract (Castelsardo, northern Sardinia)*. Bollettino di Oceanologia Teorica ed Applicata, 10 (2-3-4): 117-122.
- Ginesu S., Ozer A., Panizza V., Pulina M.A. & Sias S. (2000) - *Geomorphological evolution of the Coghinas plain (northern Sardinia)*. Bollettino della Società Geologica Italiana, 119: 297-305.
- Ibba D. (1996/1997) - *Studio geologico geotecnico di un'area franosa nel paese di Castelsardo (Sardegna settentrionale)*. Tesi di Laurea inedita. Dipartimento di Ingegneria del Territorio. Università degli Studi di Cagliari, pp.126.
- Lecca L., Lonis R., Luxoro S., Melis E., Secchi F. & Brotzu P. (1997) - *Oligo-Miocene volcanic sequences and rifting stages in Sardinia: a review*. Periodico Mineralogia, 66: 7-61.
- Marini A. & Murru M. (1983) - *Movimenti tettonici in Sardegna fra il Miocene superiore ed il Pleistocene*. Geogr. Fis. Dinam. Quat. 6: 39-42.
- Ozer A. (1972) - *Le Quaternaire recent le long du Golf d'Asinara (Sardaigne septentrionale)*. Rendiconti Seminari Facoltà di Scienze. Università degli Studi di Cagliari, 72: 1-11
- Ozer A. (1976) - *Géomorphologie du versant septentrional de la Sardaigne. Etude des fonds marins, de la morphologie côtière et des terrasses fluviales*. These du Doctorat. Université de Liege. I-II-III, pp.360.
- Ozer A. (1978) - *Les terrasses du Coghinas (Sardaigne septentrionale). Proposition de chronologie*. Studi Sassari, 25, 1-78.
- Ozer A. & Thorez J. (1980) - *Le depots du Pleistocene superieur de San Giuseppe (Sardaigne septentrionale)*. CNRS Université de Paris, I: 255-270.
- Sias S. (1997) - *Modificazioni del reticolo idrografico ed evoluzione del paesaggio indotte dall'attività vulcanica plio-pleistocenica*. Tesi Dottorato, IX Ciclo 1993/96, Università degli Studi di Ancona e Sassari, pp.144.
- Sowerbutts A. (2000) - *Sedimentation and volcanism linked to multiphase rifting in an Oligocene Miocene intra-arc basin Anglona, Sardinia*. Geological Magazine, 137 (4): 395-418.
- Spano C. & Asunis M. (1984) - *Ricerche biostratigrafiche nel settore di Castelsardo (Sardegna settentrionale)*. Bollettino Società Sarda di Scienze Naturali, 23, 45-74.
- Sunamura T. (1992) - *Geomorphology of Rocky Coasts*. John Wiley & Sons, Chichester, pp.302.

Ricevuto il 16/01/2014, accettato il 15/07/2014.