Atti Soc. tosc. Sci. nat., Mem., Serie A, 108 (2002-2003)
pagg. 95-111, figg. 17

R. GRACIOTTI (*), L.M. FORESI (**), M. PANTALONI (*)

CARATTERISTICHE GEOMORFOLOGICHE DELL'ISOLA DI PIANOSA (ARCIPELAGO TOSCANO)

Riassunto - In questo lavoro vengono esposti i principali aspetti geomorfologici di Pianosa, emersi dopo alcune campagne di rilevamento mirate, tra l'altro, alla caratterizzazione geologica dell'isola.
L'evoluzione geomorfologica ed il modellamento attuale sono riconducibili principalmente a due processi morfogenetici: costiero e carsico, che hanno agito sia singolarmente sia in concomitanza sulle calcareniti organogene che costituiscono l'isola per la quasi totalità.
Il margine costiero è contraddistinto da falesie e da tre ordini di spianate (o piattaforme) di abrasione che testimoniano i diversi livelli di stazionamento medio del mare.
Le spianate elevate di 2-4 m sul livello del mare sono di età tirreniana, in quanto su di esse si rinvengono piccoli e rari lembi di panchina con tipiche faune. Peculiari e ben rappresentate sono le vasche di erosione incise sulle spianate, caratterizzate dalle forme più svariate che, anche se ormai al di sopra del livello medio marino, continuano ad essere modellate dall'erosione marina, concomitante ad episodiche mareggiate, dai processi aloclastici, dalla dissoluzione carsica e dall'azione bioerosiva esercitata da organismi animali e vegetali.
La superficie sommitale dell'isola è contraddistinta dall'emergenza di superfici strutturali sub-orizzontali, da spianate di erosione e da blande depressioni di forma allungata estese alcune centinaia di metri e profonde qualche metro. Si rinvengono, frequentemente, piccoli promontori rocciosi isolati, residui dell'antica linea di costa a falesia di età tirreniana, interessati da grotte e condotte, a prevalente sviluppo orizzontale, rivestite di concrezioni carbonatiche. Le forme epigee del processo carsico sono rappresentate da scannellature, docce e vaschette. Le tipologie areali del panorama carsico sono ampiamente mascherate dall'intensa attività agricola sviluppatasi negli ultimi due secoli.

Parole chiave - Pianosa, Mar Tirreno, Geomorfologia, Morfologia costiera.

Abstract - *Geomorphological features of Pianosa Island (Tuscan archipelago)*. Pianosa Island belongs to the Tuscany Archipelago; it has an extension of 10 km^2, 18 km of coastal development and a max altitude of 29 m a.s.l.
The island is made up of neogenic and quaternary sediments; pelitic Miocene sediments outcrops at the base of the cliff in the south-western coast, while the bio-calcarenitic Pliocene sediments cover most part of the island. Quaternary deposits are established by biodetrital shore sediments of Tyrrhenian age and by Late Pleistocene colluvial deposits.
The island is characterized by cliffs in the western and southern sector, by plain surfaces and by a small beach in the east side.
Cliffs have been distinguished in 3 different types. In the first type is always present a developing wave notch.
When the coast is not characterized by cliff we can found erosion plains (at maximum level of approximately 4 m) formed during the Tyrrhenian high stand (Isotopic stage 5e). These erosion planes can be suspended and sub-horizontal (when the layers of the pliocenic substrate dip towards inland), or gently tilted towards sea (when the layers of the pliocenic substrate dip towards sea).
On these various erosion planes are always present rock pools characterized by different shape and dimension, besides rare fossiliferous shore deposits (Panchina). In these sediments have been recognized, between others: Strombus bubonius, Patella ferruginea and Conus testudinarius, dating Tyrrhenian age.
On the island we can found three different order of erosion planes at 2-4 m, 8 m and 25 m a.s.l.
Karst process produced erosion epigean micro-landforms, such us dissolutional flutes, dissolutional groves and dissolutional pans (kamenitza), macro-landforms represented by E-W karst oval basin depressions, enlarged hundred meters and few meters deep. The same process left isolated rock promontory residual of the tyrrhenian cliffs coast lines.
Much diffused are hypogean karst shape such as caves and conduits that, sometimes, are opened on the cliff and are visible only by the sea. In some of these caves, characterized by speleothemes, we discovered, at a quote of 7 m a.s.l., marine deposits and litodomes holes probably of Tyrrhenian age. Frequently is the founding of breccias breeded by collapse of caves and conduits. Surface karst landforms are widening covered by high agricoltural activity developed in the last two centuries due to the presence of the agricoltural penal colony.

Key words - Pianosa, Tyrrhenian Sea, Geomorphology.

INTRODUZIONE

L'isola di Pianosa è la quinta per estensione delle sette isole dell'Arcipelago Toscano; è posta 13 km a S dell'Elba, dista circa 40 km dalla Corsica e 50 dal continente, ha una superficie di circa 10 km^2, un perimetro costiero di circa 18 km ed un'altezza massima di 29 m (34 m l'isolotto della Scola). Dal punto di vista strutturale, l'isola è una piccola porzione emersa di una dorsale sottomarina che a partire dallo Scoglio Africa (alcune miglia ad W di Montecristo) si allunga con direzione N-S chiudendosi poche miglia ad E dell'Isola di Capraia; tale dorsale, cui viene dato il nome di Dorsale o Altofondo di Pianosa, divide il Bacino tirrenico in due parti: quello compreso fra la dorsale e la Corsica, che raggiunge gli 800 m di profondità e quel-

(*) APAT, Dipartimento Difesa del Suolo, via Curtatone 3, 00185 Roma. E-mail: roberto.graciotti@apat.it
(**) Dipartimento di Scienze della Terra, Università di Siena, via Laterina 8, 53100 Siena.

lo fra la dorsale e il continente con profondità massime di 400 m.
Già a partire dalla seconda metà dell'Ottocento, autori come Pareto (1845), Gastaldi (1866), Forsyth Major (1882), Sommier (1909), Lotti (1910) e De Stefano (1913a,b) si sono occupati delle caratteristiche geologiche dell'Isola di Pianosa, che ha suscitato interesse anche in tempi più recenti. Si ricordano, infatti, i lavori di Masini (1953) e Raggi (1983) per l'idrogeologia dell'isola e di Dallan (1964, 1967) per lo studio dei foraminiferi dei sedimenti neogenici; inoltre, notizie sulla geologia sono riportate anche da De Giuli (1970) in un volume edito e curato dal Gruppo Ricerche Scientifiche Tecniche Subacquee (GRSTS) di Firenze. Studi più completi e in chiave moderna si devono a Colantoni e Borsetti (1973) che hanno operato una revisione

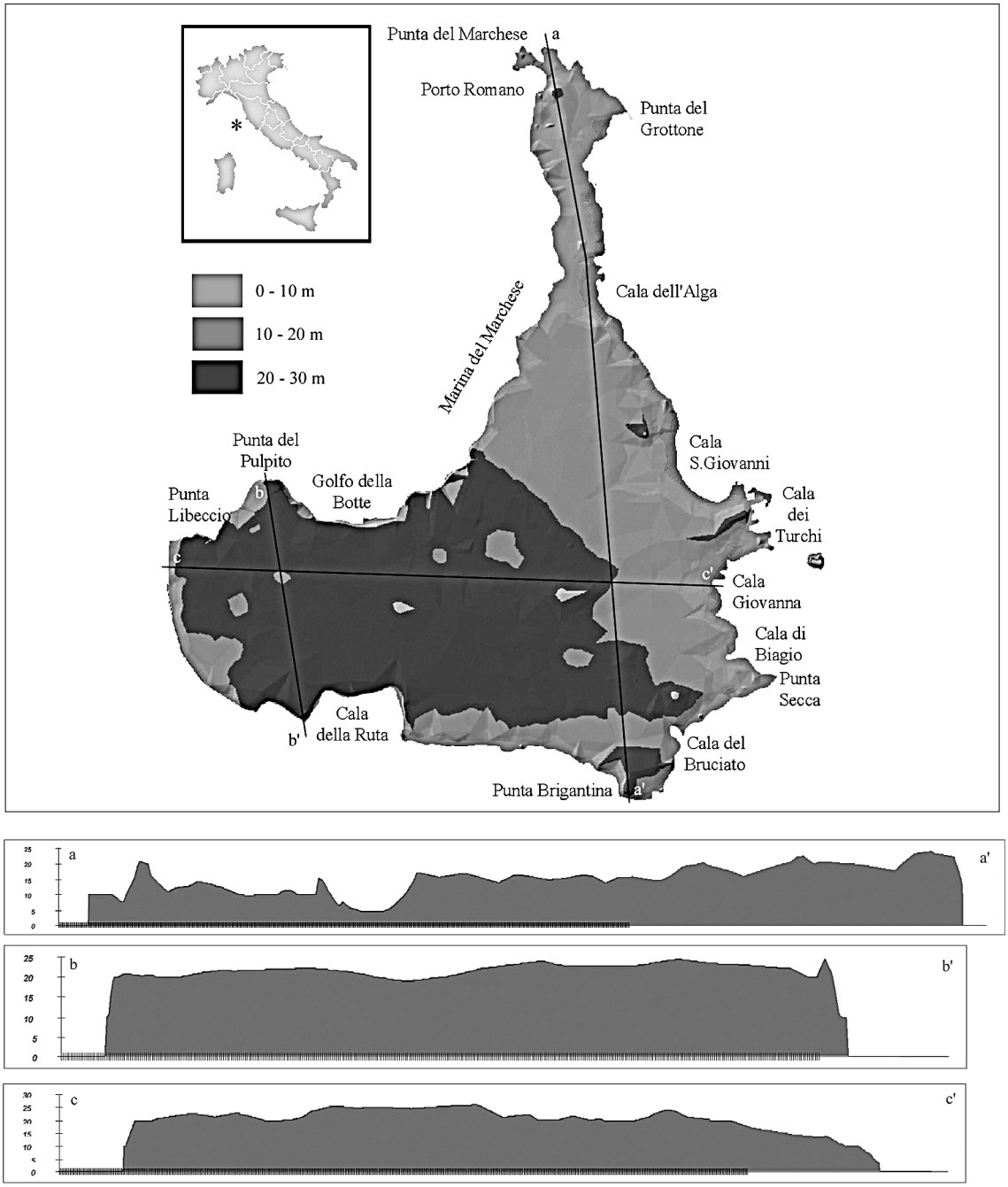

Fig. 1 - Ubicazione dell'Isola di Pianosa, modello digitale del terreno e traccia delle sezioni topografiche.

Fig. 2 - Località Cala San Giovanni. È presente un tratto di costa bassa, caratterizzato da un deposito di sabbia grossolana, sbarrato a monte da un muro di cinta, in cemento armato, realizzato negli anni '70.

della stratigrafia dell'isola, seguiti poi da note sui sedimenti del Quaternario (Mazzanti, 1983) e sulle cavità carsiche (La Morgia & Giuntoli, 1990-1991).
Durante recenti ricerche di uno degli scriventi (Foresi *et al*., 2000a,b) condotte principalmente sui litotipi miocenici dell'isola, sono state osservate peculiari caratteristiche geomorfologiche che si è ritenuto utile approfondire, anche perché non adeguatamente trattate in letteratura. Infatti, gli unici lavori di chiara impronta geomorfologica (Crema, 1920; Merciai, 1925) curano esclusivamente gli aspetti della morfologia costiera, trascurando quelli legati al processo carsico peraltro molto evidenti anche ad un esame speditivo. Si è ritenuto quindi utile l'avvio di una ricerca geomorfologica più completa, finalizzandola anche alla sperimentazione delle «Linee guida al rilevamento» della Carta Geomorfologica d'Italia alla scala 1:50.000 del Servizio Geologico Nazionale. Tale attività si inquadra, inoltre, nel progetto per la realizzazione della cartografia geomorfologica dell'Arcipelago toscano tuttora in corso.

INQUADRAMENTO GEOLOGICO

I depositi più antichi dell'isola, riconoscibili lungo gran parte della falesia occidentale e a Cala della Ruta, sono di età miocenica. Recentemente (Bossio *et al*., 2000) il Miocene di Pianosa è stato distinto in due formazioni: quella di Marina del Marchese (con questo nome Colantoni e Borsetti (1973) indicavano tutto il Miocene dell'isola) di età burdigaliana, caratterizzata da uno spessore affiorante di circa 150 m di marne-argillose in facies torbiditica di piattaforma esterna e quella di Golfo della Botte di età Tortoniano superiore - Messiniano, contraddistinta da circa 300 m di depositi argilloso-sabbiosi e conglomeratici nella porzione superiore, depostisi dapprima in ambiente lacustre e poi di acque salmastre o marine costiere. Fra le due formazioni mioceniche è presente, quindi, un'ampia lacuna stratigrafica che abbraccia l'intervallo Burdigaliano superiore - Tortoniano inferiore. Durante questo intervallo si sarebbe realizzato un sollevamento dei depositi burdigaliani e un successivo sprofondamento che giustifica l'inizio della deposizione della Formazione di Golfo della Botte. Quest'ultima probabilmente poggia in discordanza angolare (il contatto non è osservabile) sul Burdigaliano. Infatti, le due formazioni presentano immersioni di strato simili, ma inclinazioni differenti: fino a 15-20 gradi la prima, e 5-10 gradi la seconda.
Su entrambe le formazioni mioceniche poggia, in discordanza angolare (Fig. 3) e con assetto sub-orizzontale, la Formazione di Pianosa. La marcata discordanza fra quest'ultima e i depositi del Tortoniano superiore - Messiniano inferiore indica che fra le due fasi sedimentarie si è manifestato un sollevamento, con emersione e basculamento dei depositi del Miocene

Fig. 3 - Località Golfo della Botte. Discordanza angolare tra i terreni miocenici di natura marnoso-argillosa inclinati e le sovrastanti calcareniti organogene plioceniche sub-orizzontali.

superiore e conseguente ulteriore deformazione di quelli del Miocene inferiore. La Formazione di Pianosa è costituita da poche decine di metri di biocalcareniti, con esigua componente inorganica, ricche in fossili, in particolare Molluschi (Simonelli, 1889) ed Alghe, ma anche Briozoi (Gioli, 1889 e Neviani, 1902), Echinidi ed in minor misura resti di crostacei e pesci, a testimoniare una deposizione in ambiente marino di bassa profondità. Colantoni & Borsetti (1973), che per ultimi si occuparono di questa unità, la suddivisero in due membri distinti e sovrapposti (il «Membro sabbioso» inferiore e il «Membro sabbioso-organogeno» superiore) e la considerarono di età Pliocene medio. È nostra opinione, tuttavia, che tale suddivisione non sia facilmente applicabile a tutta la formazione; in essa sono invece riconoscibili due unità deposizionali di età differente. Infatti, lungo gran parte della falesia occidentale e presso Cala dell'Alga sulla costa orientale, è ben visibile e spesso in rilievo nel profilo morfologico, un livello bruno-rossastro ben litificato (un'analisi diffrattometrica a RX ha messo in luce la presenza di ossidi e carbonati di ferro, nonché di fluoroapatite ed è probabilmente quest'ultima che conferisce particolare durezza alla roccia) che «spezza» in due la successione sedimentaria. I sedimenti al di sotto di tale livello presentano giacitura sub-orizzontale ed hanno età Pliocene medio (Zona a Globorotalia aemiliana; Foresi *et al*., 2001), mentre quelli al di sopra si presentano spesso clinostratificati e contengono Globorotalia inflata, che ne determina un'età non più antica del Pliocene superiore. Le due unità della Formazione di Pianosa sono perciò paraconcordanti e l'ossidazione-fosfatizzazione al tetto dell'unità inferiore indica che fra i due episodi sedimentari si è realizzato un episodio di emersione.

Depositi del Pleistocene superiore

L'ultima fase di deposizione marina sull'isola si riconosce grazie alla presenza, anche se non molto diffusa, della Panchina tirreniana a giacitura orizzontale, di qualche metro di spessore e molto ricca in fossili (fra cui *Conus testudinarius*, *Strombus bubonius* e *Patella ferruginea*), che poggia sui depositi clinostratificati della sottostante unità pliocenica. Gli spessori stimati di affioramento della Panchina variano da 0,5 m ad un massimo di circa 6-7 m e la sua deposizione è dovuta al ben noto innalzamento eustatico del livello medio marino realizzatosi nel Pleistocene superiore, circa 125.000 anni BP.

Depositi più recenti di quelli tirreniani, di ambiente continentale, si riconoscono lungo ampi tratti del perimetro costiero, ad eccezione di quello contraddistinto da coste a falesia, soprattutto nel fondo di piccole calette e sulle spianate di erosione. Si tratta di sabbie a matrice marnoso-argillosa, di colore rosso, più raramente giallo, spesso sottilmente stratificate e a luoghi ben litificate, con alla base una breccia o, a volte, un

paleosuolo. Tali depositi spesso poggiano su quelli tirreniani preservandoli dall'erosione subaerea, oppure riempiono piccole incisioni e depressioni; la loro giacitura è spesso inclinata, ricalcando quella della superficie di contatto col substrato, più raramente è orizzontale. In questi depositi sono stati rinvenuti rarissimi resti di molluschi marini mal conservati e di piccole dimensioni che presentano segni di rimaneggiamento. Belle e significative, invece, alcune impronte da disseccamento osservate in un affioramento del versante orientale dell'isola. Anche se lo studio di questi depositi è ancora in corso, riteniamo che essi siano di origine colluviale (probabilmente anche con apporti eolici), deposti in un periodo con clima freddo ed arido del Pleistocene superiore, durante il quale il livello marino era sensibilmente inferiore a quello attuale.
Brecce monogeniche eterometriche, con clasti a spigoli vivi (la roccia madre è la Formazione di Pianosa) ad elementi anche di dimensioni metriche immersi in matrice marnoso-sabbiosa rossa, si rinvengono comunemente lungo le coste, nei pressi di piccoli promontori rocciosi isolati. Immersi nella matrice si rinvengono rari resti di vertebrati e numerosi gusci di gasteropodi polmonati, fra cui Helix è il più comune. Tali brecce sono accumuli istantanei dovuti a crolli di ambienti carsici ipogei.
All'interno delle depressioni carsiche a contorno subellittico presenti nella parte centro-meridionale dell'isola, sono stati rinvenuti, in sondaggi effettuati con trivella manuale, per uno spessore di circa 20-30 cm, depositi eluviali costituiti da clasti calcarei a spigoli vivi immersi in abbondante matrice sabbioso-argillosa rossastra, e terreno agrario più o meno pedogenizzato. Tali depositi sono stati interpretati come prodotti residui dell'attività carsica che ha interessato il substrato.
Altri depositi, di chiara origine continentale, sono quelli legati al riempimento di grotte e cavità. Si tratta di sedimenti prevalentemente argilloso-sabbiosi di color rosso frequentemente ricchi in resti fossili di gasteropodi polmonati e di vertebrati (studiati per la prima volta da Caterini, 1921) o, in alcuni casi, di resti dell'industria litica o di manufatti prevalentemente neolitici.
Attualmente, se si escludono i prodotti della pedogenesi ed alcuni modesti accumuli colluviali, i processi di deposizione sull'isola sono del tutto assenti.

INQUADRAMENTO GEOMORFOLOGICO

L'isola di Pianosa si presenta come un tavolato di forma sub-triangolare, leggermente basculato verso oriente, in cui è possibile riconoscere una blandissima anticlinale con asse a direzione N-S; la sua apparente omogeneità topografica è interrotta da alcune modeste sporgenze rocciose che si elevano di pochi metri dal piano campagna e da alcune depressioni endoreiche di forma sub-ellittica.
Esaminando il modello digitale del terreno (DEM) ed il profilo C-C' (Fig. 1) si può notare una netta differenza tra la parte occidentale e quella orientale dell'isola: la prima presenta coste ripide a falesia, un andamento piuttosto uniforme, ed è caratterizzata da una profonda ed ampia insenatura, il Golfo della Botte, con la concavità rivolta verso nord-ovest, coincidente con la direzione del vento dominante, il Maestrale (Vittorini, 1976), la seconda mostra coste meno ripide degradanti verso est, un andamento articolato e frastagliato dovuto alla presenza di promontori rocciosi, piccole baie e scogli isolati.
Questo differente contesto geomorfologico è strettamente legato alle condizioni geologiche. Infatti, nel settore occidentale affiorano, alla base della falesia, terreni miocenici costituiti da litotipi marnoso-argillosi, facilmente erodibili; in quello orientale sono presenti invece litotipi biocalcarenitici pliocenici, meno erodibili dei precedenti.
Il processo morfogenetico che ha maggiormente contribuito alla conformazione dell'attuale paesaggio è quello costiero che si manifesta con caratteristiche forme legate alla dinamica meteomarina quali: falesie, piattaforme d'abrasione, vaschette di erosione (marmitte), solchi di battente, scogli isolati, promontori rocciosi, archi e piccole cale.
Significativa è anche l'azione del processo carsico che ha originato caratteristiche forme epigee di dissoluzione chimica quali: solchi, scannellature, vaschette, docce ed un notevole sviluppo di forme ipogee come condotte e grotte, a volte con caratteristici depositi concrezionali e brecce di crollo.
Di particolare interesse sono le micro e mesoforme di erosione che scaturiscono dall'azione combinata di processi di alterazione meteorica, dissoluzione ipercarsica da miscelazione di acque dolci meteoriche e acque marine (Forti, 1993), aloclastismo e quelle connesse all'attività bio-erosiva.
La conformazione morfologica dell'isola fa sì che le forme di erosione e di accumulo dovute ai processi gravitativi sensu strictu siano localizzati soltanto lungo le pareti rocciose non più a diretto contatto con il mare (paleofalesie). In questi casi la dinamica gravitativa è strettamente connessa allo stato di fratturazione dell'ammasso roccioso ed innescata dall'azione disgregatrice operata dalle radici, dalle acque di infiltrazione che favoriscono la dissoluzione carsica, da fenomeni aloclastici e dalla continua alternanza di umidificazione ed essiccazione. La degradazione delle pareti rocciose ed il loro conseguente arretramento è in questi casi lento. Gli accumuli di materiale detritico presenti alla base della parete sono costituiti da clasti eterometrici a spigoli vivi con dimensioni che vanno dal centimetro al decimetro.
L'isola, a seguito del suo peculiare assetto geomorfologico, è completamente priva di rete idrografica di scorrimento superficiale. L'elevata permeabilità per fratturazione delle biocalcareniti plioceniche e l'assoluta mancanza di dislivelli topografici fanno sì che sull'isola non siano presenti forme d'erosione legate ai processi di denudazione fluviale. A volte, in piccole depressioni che arrivano fino al mare, si rinvengono depositi colluviali di modesta estensione e spessore, costituiti da terreni limoso-sabbiosi di colore rossastro contenenti clasti centimetrici di natura calcarea.
L'isola è stata sede, sino a pochi anni fa, di una colonia penale agricola; il suo territorio, pertanto, è stato intensamente coltivato ed in parte destinato a pascolo.

Tale attività antropica ha contribuito a modificare in parte il paesaggio che risulta essere caratterizzato dalla presenza di una enorme quantità di muretti, di antica e pregevole fattura, costruiti a «secco» ed a «sacco», realizzati con lo scopo di svolgere una importantissima azione frangivento, isolando campi e poderi.
Sull'isola si rinvengono, inoltre, un po' dovunque, numerosi accumuli di massi, frutto del dissodamento dei campi; questi ammassi, quando inerbiti e di dimensioni ragguardevoli, si integrano con il paesaggio interrompendone la apparente monotonia pianeggiante.
Alla fine degli anni '70 è stato costruito un imponente muro in cemento armato, alto diversi metri, che separa nettamente e senza soluzione di continuità la zona del paese a quella destinata a colonia penale agricola, per una lunghezza complessiva superiore al chilometro. Questa struttura, che da Cala Giovanna [1] arriva fino ai Bagni di Agrippa, oltre che a deturpare irrimediabilmente il paesaggio, arreca gravi danni all'ambiente circostante perché la sua presenza, a diretto contatto con gli unici sedimenti sabbiosi della spiaggia di Cala San Giovanni, altera il normale avvicendarsi dei processi morfogenetici di tipo erosivo e deposizionale ed impedisce il ripascimento della spiaggia con materiale proveniente dall'entroterra (Fig. 2).
I dati meteoclimatici (Vittorini, 1976), rilevati nel periodo 1960-69, mostrano una temperatura media di 16,9°C, con temperatura massima assoluta di 36,8°C e minima assoluta di -2,8°C; una precipitazione media annua di circa 400 mm, con il massimo della piovosità registrato tra i mesi di ottobre e dicembre e la minima nel mese di luglio. Sull'isola non esiste un avvicendamento stagionale dei venti; quelli da sud spirano per tutto l'arco dell'anno e quelli da nord, Maestrale e Tramontana, si manifestano con elevate velocità, ma è il Libeccio a esprimere quelle massime raggiungendo i 40 km/h. La calma è pari a circa l'11% delle frequenze.

Forme legate alla morfologia costiera

Falesie

L'isola è interessata da coste ripide a falesia, con pareti pressoché verticali, a volte aggettanti, alte da 10 a 25 metri; l'unico tratto di costa bassa pianeggiante, con deposito sabbioso, è compresa tra il Promontorio del Teglia ed i Bagni di Agrippa.
È stato possibile osservare che le falesie presentano caratteristiche nettamente differenti da luogo a luogo; comunque si è tentato di raggrupparle in tre classi principali in funzione dell'età, della posizione attuale rispetto al livello del mare, dello stato di attività e i tipi litologici su cui insistono.
Nella prima classe sono state inserite le falesie attuali, attive. La parete rocciosa, costituita interamente dalla calcarenite organogena pliocenica, è verticale, a diretto contatto con il mare e soggetta all'azione erosiva diretta del moto ondoso. Alla sua base è possibile identificare un solco di battente di neoformazione (Fig. 4). La costa con falesie attive s.s. si riscontra nella parte occidentale dell'isola tra Punta del Pulpito e Punta Libeccio, nella zona meridionale, nei pressi di Punta Brigantina e nella parte settentrionale tra la Punta del Grottone e la Punta del Marchese. I crolli ed i ribaltamenti della calcarenite organogena, a seguito dello scalzamento alla base della ripa rocciosa, avvengono direttamente in mare. Questo tipo di costa è contraddistinto dalla presenza di numerose grotte che hanno l'apertura sul livello del mare. La genesi di queste cavità ipogee a notevole sviluppo orizzontale è da attribuire a processi di ipercarsismo da miscelazione di acque meteoriche carbonatate e di acque marine clorurate (Forti, 1993). La dinamica del moto ondoso modella attualmente il loro ingresso.
Alla seconda classe appartiene un tipo di falesia caratterizzata dalla presenza costante, alla base, di estesi accumuli di materiale detritico a grossi blocchi, ora in ambiente subaereo, messi in posto per successivi fenomeni di crollo e di ribaltamento. Le grandi dimensioni dei massi ed il volume degli accumuli franati, ancora in posto, testimoniano il rapido ed intenso smantellamento a cui è stato sottoposto questo tratto di costa, probabilmente quando il livello del mare era più alto dell'attuale, durante l'ultimo interglaciale. In alcuni tratti della costa il materiale franato, proteso verso il mare per diversi metri, svolge una vera e propria azione di barriera frangiflutti, a protezione della falesia retrostante. Quando gli accumuli non sono interessati per lunghi periodi dall'azione diretta del moto ondoso o dagli spruzzi, si inerbiscono completamente (Fig. 5). In altre parti della costa il materiale franato è di modesta estensione e dimensione ed in concomitanza di violente mareggiate la falesia può subire una parziale riattivazione. Questo tipo di falesia è presente, senza soluzione di continuità, nella parte occidentale dell'isola, dove affiorano i litotipi marnoso-argillosi miocenici, nel Golfo della Botte, tra il Porto Romano e Punta del Pulpito e nella zona meridionale dell'isola, a Cala della Ruta, tra la Torretta San Marco e Punta del Segnale.
Alla terza classe appartiene un tipo di falesia definita inattiva, in quanto non in evoluzione e non più riattivabile nelle attuali condizioni climatiche, la cui base è posta a una quota di poco superiore all'attuale livello del mare. La ripa rocciosa verticale è arretrata rispetto all'attuale linea di costa ed è protetta da una spianata di abrasione, più o meno estesa, che ostacola l'azione erosiva diretta del moto ondoso, disperdendo l'energia dei frangenti durante le mareggiate (Fig. 6). Queste paleofalesie di età tirreniana sono presenti lungo la costa orientale, dalla Cala dell'Alga sino alla Cala Giovanna, nei pressi di Punta Secca e nella costa occidentale tra Punta Libeccio e Torretta San Marco. La loro morfogenesi è stata di chiara origine marina, quando il livello del mare era più alto dell'attuale; attualmente la

(1) Nelle recenti cartografie sia dell'Istituto Geografico Militare sia dell'Istituto Idrografico della Marina, i toponimi di Cala S. Giovanni e di Cala Giovanna sono stati cambiati rispetto a tutte le cartografie precedenti. Considerato lo scambio un errore, in questo lavoro vengono seguite le indicazioni geografiche della cartografia più antica.

Fig. 4 - Località Punta del Pulpito. Falesia attiva, a diretto contatto con il moto ondoso, con alla base un solco di battente di neoformazione.

loro degradazione è legata all'azione dei processi gravitativi, alla dissoluzione carsica, a fenomeni di aloclastismo ed alla continua alternanza di umidificazione ed essiccamento. Molto peculiare è la paleofalesia che caratterizza la costa in località Porto Romano. L'erosione marina ha smantellato quasi completamente la falesia lasciando dei pinnacoli rocciosi isolati, poco arretrati rispetto alla linea di costa, protetti parzialmente da una piccola spianata di erosione.

Solchi di battente

Un solco di battente di neoformazione, alto circa 1 m e profondo 50 cm circa, la cui genesi è da riferire all'azione congiunta della dinamica del moto ondoso ed a fenomeni di ipercarsismo per miscelazione di acque meteoriche e di acque marine (Forti, 1993), è visibile in più parti dell'isola, alla base della falesia attiva, in corrispondenza del livello medio del mare (Fig. 4).
Inoltre, in alcuni tratti della costa, incise sulla falesia ad una quota di circa 6-8 m, sono presenti forme di erosione allungate e concave, con andamento parallelo alla linea di costa, simili nelle loro caratteristiche geometriche ai solchi di battente di neoformazione. Questi morfotipi sono stati rinvenuti alla Punta del Grottone e al Porto Romano.
Nella falesia presente alla Cala dei Turchi, nei pressi del porticciolo, ad una quota stimata di poco superiore agli 8 m, è possibile osservare una forma allungata concava incisa nella formazione pliocenica (Fig. 7). Essa si estende parallelamente alla costa per una decina di metri ed è alta circa 1 metro. Osservato da una certa distanza, questo morfotipo potrebbe essere identificato come un antico solco di battente. Un esame più attento rivela, però, al suo interno la presenza di depositi carbonatici concrezionati rilevati, disposti trasversalmente alla sezione longitudinale; inoltre, il rinvenimento di una serie di massi franati alla base della parete, la sua altezza sul livello del mare, di poco maggiore rispetto ai solchi precedentemente descritti e lo sviluppo molto diffuso di carsismo ipogeo nelle immediate vicinanze, inducono a credere di essere in presenza di una sezione di un'antica condotta carsica, parzialmente riempita di concrezioni, successivamente messa a giorno a seguito dei crolli che hanno interessato la parete.
Per identificare con sicurezza le tracce di antichi solchi di battente ed effettuare correlazioni tra le varie zone dove essi sono presenti, sarà necessario procedere a misure topografiche di precisione per determinare la loro esatta altezza sul livello del mare ed eventuali dislivelli orizzontali.

Spianate di abrasione e vasche di erosione marina

Nell'isola si possono identificare tre ordini principali di spianate di erosione marina, oltre a quella di neoformazione sub-affiorante, identificate rispettivamente alle quote di circa 2-4 m, 7-9 m e 22-25 m.
Quelle appartenenti al primo ordine (Fig. 8) si rinvengono nei pressi del Porto Romano, nei tratti di costa

Fig. 5 - Località Golfo della Botte. La falesia arretrata non è più a diretto contatto con il moto ondoso perché protetta dai grandi accumuli di massi franati, in parte inerbiti.

Fig. 6 - Località Cala del Bruciato. Sono visibili due ordini di spianate, rispettivamente alle quote di circa 3 e 20 metri.

Fig. 7 - Località Cala dei Turchi. Forma di erosione identificata come solco di battente tirreniano dai vecchi Autori, e attribuita al processo carsico in questo lavoro.

Fig. 8 - Località il Cimitero. Spianata d'erosione del primo ordine posta alla quota di circa 3 m s.l.m.; le rampe clinostratificate, nettamente troncate alla sommità, hanno una direzione perpendicolare alla linea di costa.

compresi tra Punta Libeccio e la Torretta S. Marco, tra Punta del Segnale e Punta Brigantina e, con una certa continuità, in tutta la parte orientale dell'isola; non sono presenti, invece, nelle zone di Cala della Ruta, Golfo della Botte e Marina del Marchese, dove affiorano i litotipi miocenici marnoso-argillosi.
Molto spesso sulle spianate di abrasione affiorano piccoli lembi di Panchina. Di particolare interesse è la spianata ubicata nella zona del Cimitero dove sono presenti depositi di spiaggia sollevata, molto fossiliferi (gli unici dell'isola in cui sia stato rinvenuto *Strombus bubonius*) in appoggio su una litofacies a grossi ciottoli costituiti da clasti arrotondati e mal classati, spesso con fori di litodomi che interessano anche il substrato pliocenico.
L'estensione delle spianate di abrasione è molto varia sia in larghezza sia in lunghezza; a volte sono rappresentate da modeste superfici pochissimo estese, altre volte si protendono verso il mare per decine di metri e per lunghezze di diverse centinaia di metri.
Tutte queste spianate sono contraddistinte dalla presenza costante di una grande quantità di vasche di erosione marina, dalla disposizione e forma più svariata. Alcune possono presentarsi isolate, altre fittamente raggruppate; possono essere a contorno circolare e sviluppo cilindroide, altre ancora hanno il fondo svasato e forma ad orcio. I loro diametri variano dalla decina di centimetri sino al metro, la loro profondità è compresa tra i 20 cm ed il mezzo metro. Quando si intersecano, per fenomeni di cattura, la loro estensione raggiunge dimensioni ragguardevoli. Debbono la loro origine a processi di abrasione marina, ad aloclastismo, a dissoluzione chimica ed a processi di bioerosione dovuti ad organismi e microrganismi vegetali ed animali (De Pippo, 1999).
Ad un primo esame le piattaforme d'abrasione del primo ordine sembrano essere perfettamente piatte ma, in realtà, il loro profilo è a «dente di sega», essendo costituite da una serie di piccole superfici strutturali inclinate di circa 10-30 gradi, prevalentemente immergenti verso i quadranti meridionali. Questo particolare assetto mesomorfostrutturale è dovuto al fatto che le superfici d'abrasione si sono formate a spese di depositi di rampa, progradanti e clinostratificati. Inoltre, è molto interessante notare come la giacitura delle rampe clinostratificate influenzi la geometria delle spianate di erosione di primo ordine. Infatti, quando la direzione delle rampe è parallela alla linea di costa, le spianate si raccordano con un piano leggermente inclinato alle piattaforme di abrasione di neoformazione. Quando, invece, la direzione delle rampe è perpendicolare alla linea di costa le spianate sono troncate e quindi sospese sul livello attuale del mare.
Le piattaforme di primo ordine dissipano per attrito l'energia del moto ondoso, proteggendo la retrostante falesia.
Le piattaforme d'abrasione del secondo ordine sono poco frequenti; le più rappresentative si rinvengono in località Punta del Grottone (Fig. 9) e a Cala del Bruciato, dove è possibile notare le rampe clinostratificate, troncate nettamente ad una quota di circa 8 m.
Sulle piattaforme del secondo ordine, non sono stati osservate né vasche d'erosione marina né depositi tirreniani.
Di particolare interesse sono le spianate di erosione del terzo ordine, ubicate tra Punta del Pulpito e Punta Libeccio e nei pressi di Punta Brigantina, aree peraltro caratterizzate da falesie attive. In queste località la superficie di erosione tronca, in maniera evidentissima e suggestiva, le rampe progradanti clinostratificate della Formazione di Pianosa (Fig. 10). La loro identificazione è stata possibile solo attraverso osservazioni fatte dal mare.

Forme legate al processo carsico

L'Isola di Pianosa è interessata da particolari macro e microforme d'erosione carsica epigea e da un notevole sviluppo di carsismo ipogeo, anche se il limitato spessore della formazione calcarea pliocenica, le modeste precipitazioni meteoriche ed il peculiare assetto morfostrutturale dell'isola sembrerebbero escludere l'esistenza di forme legate al processo carsico.
Come si evince dalla analisi del modello digitale del terreno e dalla carta delle fasce altimetriche e relativi profili (Fig. 1) la sommità dell'isola non è perfettamente piana. I profili topografici, realizzati secondo diverse direzioni, mettono chiaramente in luce la presenza di ampie depressioni a contorno sub-circolare o sub-ellittico, profonde alcuni metri, allungate principalmente in senso est-ovest (Fig. 11).
In queste depressioni si rinvengono dei depositi eluviali costituiti da detriti calcarei a spigoli vivi, di dimensioni centimetriche, immersi in abbondante matrice rossastra sabbioso-argillosa, e da terreno agrario più o meno pedogenizzato.
La genesi delle depressioni e dei depositi eluviali a loro associati può essere ricondotta principalmente a fenomeni di dissoluzione carsica che hanno interessato la parte sommitale della formazione calcarea pliocenica, subordinatamente a motivi morfostrutturali.
Microforme epigee di dissoluzione carsica (karren) sono visibili in molte località dell'isola (Fig. 12). I karren più caratteristici si rinvengono nella zona a sud-ovest del Castello del Marchese dove affiorano tutta una serie di spuntoni rocciosi isolati.
Vaschette di dissoluzione si rinvengono soprattutto sulle superfici strutturali pianeggianti: presentano generalmente un contorno regolare di forma sub-circolare, con diametri a volte di qualche decimetrico ed una profondità di alcuni centimetri.
Gli esempi migliori e molto ben conservati si possono osservare negli affioramenti calcarei ubicati nella parte sommitale del paese (nel giardino dell'ex casa del direttore) ed alla sommità dei promontori rocciosi isolati.
Alcune piccole emergenze rocciose sono interessate da lunghe scannellature disposte in serie e separate da creste aguzze che evolvono, in qualche caso, in vere e proprie docce.
L'assenza di rete idrografica superficiale, la totale infiltrazione delle acque meteoriche ed il tipo di calcare, molto poroso, fanno sì che il carsismo ipogeo sia molto sviluppato. Il complesso carsico di Pianosa è costituito da grotte e condotte (Fig. 13), a preva-

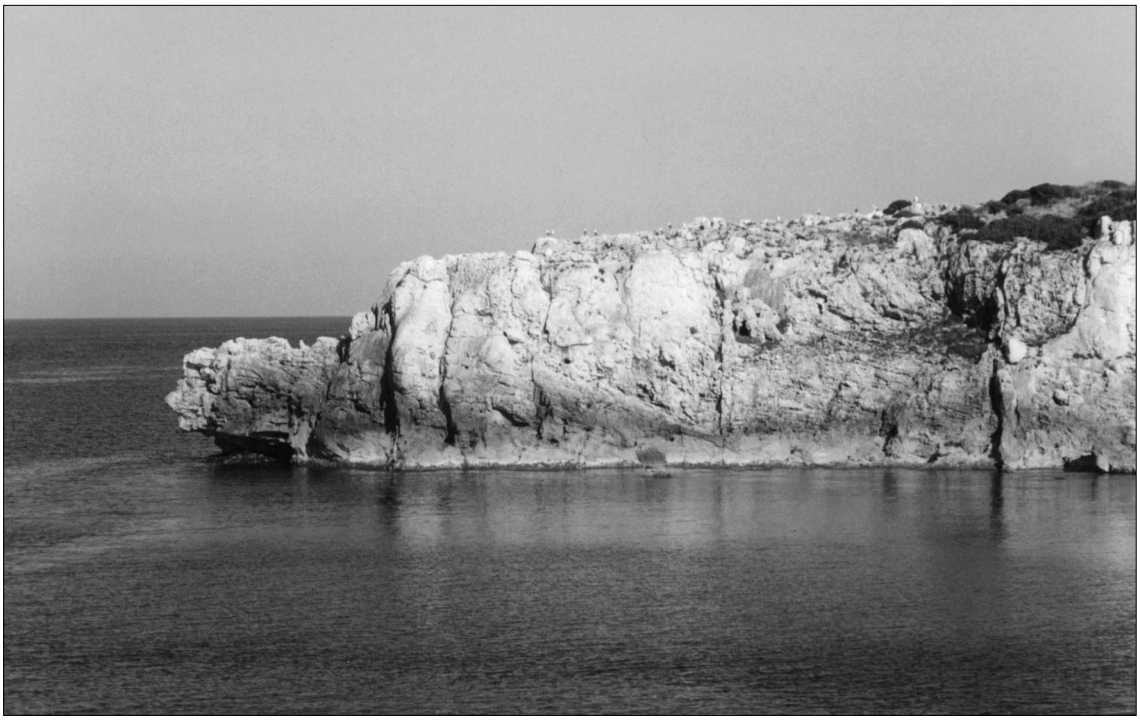

Fig. 9 - Località Punta del Grottone. Si possono notare il solco di battente di neoformazione, la spianata d'erosione del primo ordine e quella del secondo posta alla quota di circa 8 m s.l.m.

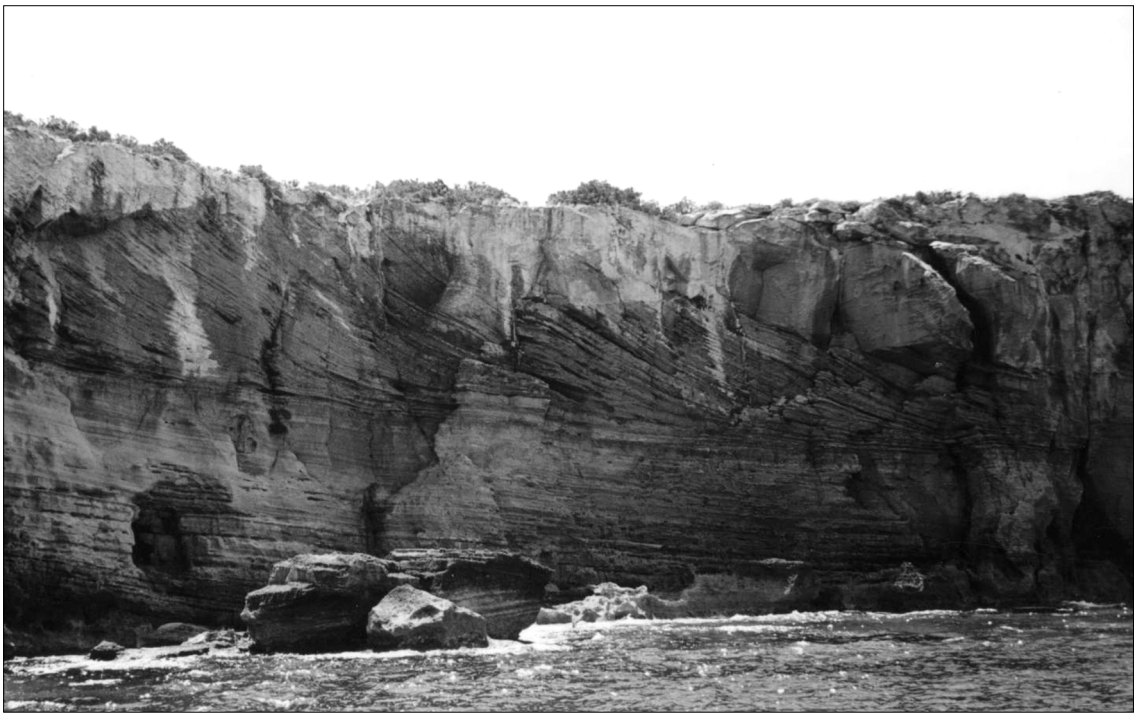

Fig. 10 - Località Punta Libeccio. Rampe clinostratificate progradanti nettamente troncate dalla spianata di erosione del terzo ordine.

Fig. 11 - Località il Cardon. Blanda depressione a contorno sub-ellittico di probabile origine carsica.

Fig. 12 - Località Cala dei Turchi. Forme epigee di dissoluzione carsica (rillenkarren); le docce interessano la calcarenite organogena pliocenica.

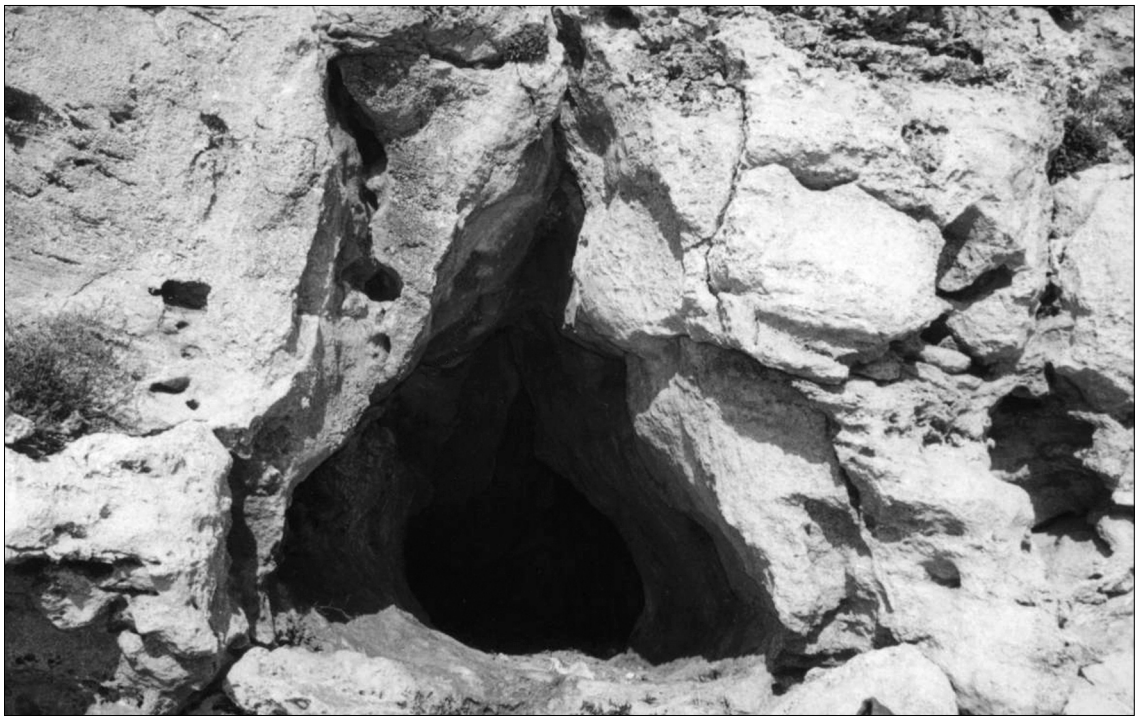

Fig. 13 - Località il Marchese. Condotta carsica a prevalente sviluppo orizzontale; l'ingresso è posto diversi metri sopra il livello attuale del mare.

Fig. 14 - Località il Grottone. Tipico esempio di cavità ipogea di origine carsica modellata attualmente dalla dinamica marina; la torretta è ubicata sulla spianata di erosione del secondo ordine alla quota di circa 8 m.

Fig. 15 - Località il Marchese. Depositi concrezionali all’interno di una cavità ipogea (a) e fori di litodomi (b).

Fig. 16 - A sud di Punta Secca. Piccolo promontorio roccioso isolato residuo dell'antica falesia tirreniana demolita dall'erosione marina ed ora soggetto ad erosione carsica, ad aloclastismo ed erosione sub-aerea. Alla sua base sono presenti brecce calcaree eterometriche con matrice rossastra, cementate, originate dal crollo di volte di originarie cavità ipogee.

Fig. 17 - Località Marina del Marchese. Brecce eterometriche costituite da clasti a spigoli vivi di natura carbonatica di dimensioni centimetriche e decimetriche, con abbondante matrice rossastra, fortemente cementate, originatesi a seguito di crollo di cavità ipogee.

lente sviluppo orizzontale, articolate su più livelli, a volte tra loro comunicanti. Numerose sono le grotte che hanno l'ingresso posto al livello attuale del mare (Fig. 14).
Il rilevamento speditivo, effettuato negli ingressi di alcune cavità, ha permesso di individuare alcuni depositi calcarei concrezionali (Fig. 15) e, in alcuni casi, delle vere e proprie stalattiti e stalagmiti di piccole dimensioni.
Datazioni radiometriche, da effettuare sui campioni prelevati, permetteranno di conoscere, pur con i limiti imposti dalla metodologie di indagine, l'età di tali concrezioni. Di particolare interesse sono, inoltre, alcune cavità prossime alla linea di costa attuale, di chiara origine carsica, al cui interno sono stati rinvenuti depositi marini riferibili al Tirreniano, o le cui pareti sono perforate da organismi litodomi. Questi rinvenimenti testimoniano, quindi, l'esistenza di un carsismo ipogeo precedente all'Ultimo Interglaciale.
Molto caratteristico è il paesaggio carsico presente sulla superficie di erosione alla sommità del vasto pianoro presente tra Punta Pulpito e Punta Libeccio. Quest'area è caratterizzata da tutta una serie di piccole vaschette circolari, con diametri che variano da 10 a 20 cm senza una orientazione preferenziale. La loro genesi, probabilmente, è stata di origine marina, ma attualmente sono fortemente interessate da fenomeni di dissoluzione carsica e da erosione sub-aerea che hanno ridotto sensibilmente il loro spessore, isolando soltanto il fondo della originaria cavità.
Il processo carsico è sviluppato principalmente lungo la fascia orientale e settentrionale dell'isola che appare più articolata e frastagliata di quella occidentale e meridionale.
Il paesaggio della zona orientale, infatti, è caratterizzato da frequenti piccoli promontori rocciosi isolati, di forma circolare, che possono essere assimilati a degli hum (Fig. 16). Questi morfotipi possono essere interpretati come i prodotti residui di un'antica linea di costa a falesia smantellata prima dalla dinamica marina e successivamente dall'intensa attività carsica e dalla degradazione meteorica. Sulla loro sommità pianeggiante si rinvengono molto spesso dei karren.
Spesso, alla base degli hum e lungo le piattaforme di abrasione si rinvengono delle brecce eterometriche anche a grossi massi, ben litificate, di cui si è detto nell'inquadramento geologico e la cui genesi può essere ricondotta all'evoluzione dei processi carsici che hanno favorito i crolli delle volte di ampie cavità ipogee (Fig. 17).

EVOLUZIONE GEOMORFOLOGICA

L'evoluzione geomorfologica dell'isola è strettamente connessa ai movimenti eustatici e tettonici che hanno interessato a più riprese il Tirreno settentrionale. Ad esempio, una chiara fase di emersione è testimoniata dalla netta superficie di erosione, ben visibile in alcuni tratti della costa occidentale, a metà altezza della falesia nel Golfo della Botte, che ha interessato i litotipi marnoso-argillosi miocenici. Una netta discordanza angolare testimonia la successiva trasgressione medio-pliocenica con i litotipi calcarenitici, in giacitura sub-orizzontale, che si sovrappongono ai termini miocenici inclinati. Il contatto tra le due unità è rappresentato da una ripida falesia (con profilo rientrante o addirittura caratterizzato da angoli maggiori di 90° rispetto all'orizzontale) in arretramento, per crolli e ribaltamenti, connessi allo scalzamento alla base dei termini miocenici facilmente erodibili dall'azione diretta del moto ondoso.
Un'altra importante ingressione marina è rappresentata da una calcarenite organogena più o meno litificata, denominata Panchina, presente in lembi sulle spianate di erosione del primo ordine, con un contenuto fossilifero costituito da faune tipiche della trasgressione tirreniana, avvenuta circa 125.000 anni BP, durante l'Ultimo Interglaciale (stadio 5 della curva isotopica, Daansgard *et al.*, 1993), quando il livello medio del mare era più alto dell'attuale di circa 6-8 m.
Le evidenze geomorfologiche della risalita marina durante il Tirreniano sono rappresentate da una netta piattaforma di abrasione, posta a 2-4 m sul livello attuale del mare, che ha interessato i sedimenti calcarenitici clinostratificati, da un probabile solco di battigia posto alla quota di circa 6-8 m sul livello attuale del mare, rinvenibile in alcuni tratti della falesia, e da fori di litodomi posti a diverse altezze sul livello attuale del mare fino ad un massimo di circa 7 m.
Dopo l'Ultimo Interglaciale il clima è andato via via raffreddandosi, fino a raggiungere l'acme del freddo durante l'Ultima Glaciazione, circa 24.000-20.000 anni fa. Il livello del mare in questo periodo era sensibilmente più basso dell'attuale, alcuni autori indicano abbassamenti dell'ordine dei -120 m (Pirazzoli, 1981). L'Isola di Pianosa era, pertanto, collegata all'Isola d'Elba ed alla penisola italiana. Il perdurare di condizioni continentali sull'isola hanno favorito lo sviluppo di un complesso carsico ipogeo, in particolare quando il livello del mare era sicuramente più basso dell'attuale e la superficie di roccia carsificabile era molto più estesa dell'attuale. Comunque, la presenza di depositi tirreniani rinvenuti all'interno di alcune cavità carsiche, presenti lungo la costa, testimonia lo sviluppo di un carsismo ipogeo precedente l'Ultimo Interglaciale. Questi riempimenti di sedimento tirreniano sono rarissimi; più comunemente nel complesso carsico ipogeo di Pianosa sono stati rinvenuti resti di industrie litiche della fase finale del Paleolitico superiore (La Morgia & Spinelli, 1994) e brecce ossifere costituite da resti di erbivori e carnivori. Dopo il Tardiglaciale, circa 15.000 anni fa, il clima è andato man mano riscaldandosi raggiungendo l'optimum climatico circa 5000 anni fa, con il livello del mare molto vicino a quello attuale.

CONSIDERAZIONI CONCLUSIVE

I processi morfogenetici che contribuiscono al modellamento del paesaggio attuale dell'Isola di Pianosa e che originano peculiari forme di erosione sono essenzialmente due: costiero e carsico.
Di particolare interesse sono i morfotipi riferiti all'azione congiunta dei due processi, oltre alle forme che debbono la loro genesi all'azione chimica delle acque di miscelazione meteoriche e marine, ai fenomeni di aloclastismo, alla bioerosione effettuata da organismi animali e vegetali ed all'erosione sub-aerea.
La dinamica costiera è stata direttamente condizionata sia dalle variazioni eustatiche indotte dai mutamenti climatici quaternari, sia dai sollevamenti tettonici nonché dall'assetto della Formazione di Pianosa, spesso in facies di rampa progradante clinostratificata, vergente verso i quadranti meridionali.
I diversi livelli di stazionamento del livello medio del mare sono documentati dalla presenza di tre ordini di spianate di abrasione marina poste rispettivamente alle quote di 2-4 m, 7-9 m e circa 22-25 m s.l.m. La spianata posta a quota più bassa è di età tirreniana.
Il livello raggiunto dal mare durante il Tirreniano è documentato dalla presenza di fori di litodomi riscontrabili a quote massime di circa 7 m, da solchi di battente, mal conservati, incisi nella falesia a quote comprese tra i 6 e gli 8 metri.
Lo studio delle falesie ha permesso di differenziarle e raggrupparle secondo tre principali categorie, in funzione della loro età (tirreniana od attuale), stato di evoluzione (attive od inattive), caratteristiche geometriche (al livello del mare od elevate su di esso) e litologiche (calcareniti organogene plioceniche o marne-argillose mioceniche).
La falesia che caratterizza il Golfo della Botte, contraddistinta dalla presenza costante di grossi accumuli franati alla base, indica che questo tratto di costa è stato interessato da un rapido ed intenso arretramento che ha coinvolto notevoli volumi di materiale litoide, messi in posto, probabilmente, durante l'ultima risalita del livello marino.
Molto interessanti sono le paleofalesie tirreniane presenti sulla costa orientale dell'isola, in quanto rappresentano la massima ingressione marina raggiunta durante l'Ultimo Interglaciale.
Attualmente la degradazione e l'arretramento delle falesie, non più a diretto contatto con il moto ondoso, sono dovuti ai processi gravitativi che danno luogo ad accumuli di materiale detritico alla base delle pareti rocciose.
L'unico tratto di costa bassa e pianeggiante, con depositi sabbiosi, è presente in località San Giovanni, tra il Forte Teglia ed i Bagni di Agrippa. La linea di costa sembra essere in arretramento come documentato dall'attuale quota raggiunta dal livello del mare che ormai lambisce le casette realizzate negli anni '60 quali servizi di balneazione, oltre che dai dissesti che interessano la stradina prospiciente la spiaggia stessa.
Il processo carsico è strettamente connesso all'affioramento della calcarenite organogena porosa, cementata, che favorisce la quasi totale infiltrazione delle acque

meteoriche. Il complesso carsico di Pianosa presenta una grande quantità di cavità ipogee a prevalente sviluppo orizzontale disposte a varie quote e in più ordini sovrapposti. Quelle che hanno l'ingresso sul livello attuale del mare debbono la loro genesi a fenomeni di corrosione ipercarsica connessa alla miscelazione di acque dolci meteoriche e acque marine salate. Particolarmente significative sono le cavità ipogee che presentano al loro interno depositi attribuiti al Tirreniano e fori di litodomi che permettono di ipotizzare che il processo carsico era già sviluppato in periodi precedenti l'Ultimo Interglaciale.

Tutte le coste dell'isola sembrano essere in arretramento, in quanto le forme erosive sono nettamente prevalenti su quelle di accumulo. Allo stato attuale delle nostre conoscenze questa considerazione risulta essere di tipo qualitativo, in quanto non sono stati ancora effettuati studi di dettaglio per quantificare il grado e la velocità dell'erosione.

RINGRAZIAMENTI

L'accesso e la permanenza sull'isola, resisi molto difficoltosi dopo la chiusura della Colonia penale agricola nel 1998, sono stati possibili solo grazie alla cortese collaborazione dell'Amministrazione Penitenziaria di Porto Azzurro, dell'Ente Parco dell'Arcipelago toscano e del Comune di Campo nell'Elba.

Un ringraziamento particolare va al presidio di Polizia Penitenziaria dell'isola e all'Associazione per la Difesa dell'Isola di Pianosa, per aver risolto i numerosi problemi.

BIBLIOGRAFIA

Bossio A., Cornamusini G., Ferrandini J., Ferrandini M., Foresi L.M., Mazzanti R., Mazzei R., Salvatorini G., 2000. L'evoluzione sedimentaria neogenica dell'area tirrenica settentrionale (Toscana Marittima, Isola di Pianosa, Bacino di Aléria). Atti del Congresso Environment et Identité en Mediterranée. Corte 13-15 Giugno 2000.

Caterini F., 1921. Resti fossili di uccelli della breccia ossifera del Monte Argentario e del deposito quaternario dell'isola di Pianosa nel Mar Tirreno. *Atti Soc. Tosc. Sci. Nat. Proc. Verb*. 30: 75-80.

Colantoni B., Borsetti A.M., 1973. Geologia e stratigrafia dell'isola di Pianosa (Arcipelago Toscano, Mar Tirreno). *Giorn. di Geologia* 39 (2): 287-302.

Crema C., 1920. Fenomeni di erosione sulle coste dell'isola di Pianosa nel Mar Tirreno. *Boll. Soc. Geogr. Ital*. 57: 116-122.

Dallan L., 1964. I foraminiferi miocenici dell'isola di Pianosa (nota preliminare). *Boll. Soc. Geol. It*. 58: 167-182.

Dallan L., 1967. I foraminiferi miocenici della Marina del Marchese (Isola di Pianosa). *Paleont. Ital*. 62: 79-141.

Daansgard W. *et al.*, 1993. Stadio x dei record oceanici e glaciali.

De Giuli C. 1970. Lineamenti geologici, morfologici e paleontologici dell'isola di Pianosa. In: Parco Nazionale Insulare di Pianosa nel Mar Tirreno: Relazione preliminare presentata al Congresso Nazionale «Pianificazione territoriale e conservazione del paesaggio vegetale» a cura della Società Botanica Italiana e di «Italia Nostra». Firenze, 19-20 Ottobre 1970: 11-19.

De Pippo T., 1999. Morphology, genesis and evolution of rockpools along italian coasts. *Geog. Fis. Dinam. Quat*. 22: 129-141.

De Stefano G., 1913a. Studio sopra due forme fossili del genere Bos Linneo attribuiti al Quaternario dell'isola di Pianosa. *Boll. Soc. Geol. Ital*. 32: 49-100.

De Stefano G., 1913b. Alcuni avanzi di mammiferi fossili attribuiti al Quaternario dell'isola di Pianosa. *Atti Soc. Ital. Sc. Nat*. 52: 1-31

Foresi L.M., Cornamusini G., Bossio A., Ferrandini M., Mazzei R., Salvatorini G., Argenti P., 2000a. The Miocene sedimentary succession of the Pianosa Island, Northern Tyrrhenian Sea. In: «Evoluzione geologica e geodinamica dell'Appennino» in memoria del Prof. G. Pialli. Foligno (PG) 16-18 Febbraio 2000: 155-157.

Foresi L.M., Cornamusini G., Bossio A., Mazzanti R., Mazzei R., Salvatorini G., 2000b. La successione miocenica dell'Isola di Pianosa nel Mar Tirreno Settentrionale. In: Environnement et identité en Méditerranée. Bastia 13-15 Giugno 2000.

Foresi L.M., Mazzei R., Salvatorini G., 2001. Appendice bio-cronostratigrafica alle note illustrative alla Carta Geologica di S. Maria di Leuca di Bossio A., Mazzei R. Monteforti B., Salvatorini G. *Atti Soc. Tosc. Sci. Nat., Mem, Ser. A* 107: 145-163.

Forsyth Major C.J., 1882. L'origine della fauna delle nostre isole. *Atti Soc. Tosc. Sc. Nat. Proc. Verb*. 3.

Forti P., 1993. Le cavità marine. Meccanismi genetici ed evolutivi. *Speleologia* 28: 63-68.

Gastaldi B., 1866. Intorno ad alcuni fossili del Piemonte e della Toscana. *Mem. R. Acc. Sc. Torino* 24 (2ª serie): 46 pp.

Gioli G., 1889. Briozoi neogenici dell'isola di Pianosa nel Mar Tirreno. *Atti Soc. Tosc. Sci. Nat.* 10: 251-266.

La Morgia J., Giuntoli R., 1990-1991. Cavità naturali e artificiali dell'isola di Pianosa (Arcipelago Toscano). In: Le grotte d'Italia - *Atti XVI Cong. Naz. Spel*. 15 (4): 235-244.

La Morgia J., Spinelli G.P., 1994. Localizzazione e collegamento ai documenti di archivi di caverne naturali e grotte artificiali di interesse paletnologico e geologico nell'Isola di Pianosa - Arcipelago Toscano. *Geo-archeologia* 2: 7-38.

Lotti B., 1910. Geologia della Toscana. *Mem. Descr. Carta Geol. d'Italia* 13.

Masini R., 1953. Note geoidrologiche sui nuovi pozzi dell'isola di Pianosa dell'Arcipelago di Toscana. *Atti Soc. Tosc. Sci. Nat., Mem, Ser. A* 60: 1-10.

Mazzanti R., 1983. Il punto sul Quaternario della fascia costiera e dell'Arcipelago Toscano. *Boll. Soc. Geol. It*. 102: 419-556.

Merciai G., 1925. Antichi livelli marini ed erosione marina dell'Isola di Pianosa. *Boll. Soc. Geol. It*. 44: 2-27.

Neviani A., 1902. I briozoi pliocenici e miocenici di Pianosa. *Boll. Soc. Geol It*. 21: 329-343.

Pareto L., 1845. Sulla costituzione geologica delle isole di Pianosa, Giglio, Giannutri, Montecristo, e Formiche di Grosseto. *Ann. Univ. di Pisa* I.

Pirazzoli P.A., 1981. Le variazioni di livello del mare durante il postglaciale. *Riv. Geog. It*. 88: 154-164.

Raggi G., 1983. Le acque del sottosuolo dell'isola di Pianosa. *Atti Soc. Tosc. Sci. Nat., Mem. Ser. A* 90: 75-84

Simonelli V., 1889. Terreni fossili dell'isola di Pianosa nel Mar Tirreno. *Boll. R. Com. Geol*. 10 (2ª serie), 193-237.

Sommier S. 1909. L'isola di Pianosa nel Mar Tirreno. *Riv. Geogr. It*. 16: 441-464, 528-540, 585-606.

Vittorini S., 1976. Le condizioni climatiche dell'Arcipelago toscano. *L'Universo* 56: 147-176.

(ms. pres. il 25 novembre 2002; ult. bozze il 31 dicembre 2003)