

OSCILLAZIONI EUSTATICHE, BIOCRONOLOGIA DEI DEPOSITI CONTINENTALI QUATERNARI E NEOTETTONICA NELLA SICILIA NORD-OCCIDENTALE (PENISOLA DI SAN VITO LO CAPO - TRAPANI)*

C. Di Maggio ⁽¹⁾ - A. Incandela ⁽¹⁾ - F. Masini ⁽¹⁾ - D. Petruso ⁽¹⁾ - P. Renda ⁽¹⁾
C. Simonelli ⁽¹⁾ - G. Boschian ⁽²⁾

⁽¹⁾ Dipartimento di Geologia e Geodesia, C.so Tukory, 131; I - 90134 Palermo

⁽²⁾ Dipartimento di Scienze Archeologiche, Via S. Maria, 53; I - 56100 Pisa

ABSTRACT - *Quaternary eustatic fluctuations, biochronology of continental deposits and neotectonic in North - Western Sicily (San Vito lo Capo Peninsula - Trapani)* - In the San Vito lo Capo Peninsula (North - Western Sicily) Quaternary deposits unconformably overlay a Mesozoic - Tertiary substrate. These deposits are marine and neritic, however, transitional and continental ones also occur. The marine terrain are mainly terrace deposits, while the continental ones, usually rich of fossil vertebrates, are predominantly preserved in morphological traps (wave cut notches, marine caves and karst cavities) and sometimes alternate with the terrace deposits. In the considered area we have identified seven order terraces related to the eustatic fluctuations and to the tectonic movements of the Late and Middle Pleistocene. The complete succession is exposed in the Piana di Cornino area and, partially, in the Piana di Castelluzzo, Piana di Sopra, Piana di San Vito lo Capo and in Zarbo di Mare areas. The various phases of marine high stand level are also recorded by wave cut notches and caves which are frequently filled by continental and/or marine deposits. The Piana di Sopra area has been studied more in the detail. In this area a wide top abrasion surface (I order terrace), dislocated by quaternary faults, ranges from 53 to 83 m a.s.l. Numerous marine cavities cut in the inactive cliffs of Piana di Sopra and the karst depressions located on the abrasion surface, contain deposits which yielded the most representative continental faunal assemblages of the Peninsula. These assemblages belong to the early Middle Pleistocene *Elephas falconeri* Sicilian Faunal Complex (Semaforo, Torre Isoldida 2 sites), to the *Elephas mnaidriensis* Complex (K22, Bivio, Caletta Cofano, Seno dell'Arena, Tonnara del Secco sites), late Middle Pleistocene - early Late Pleistocene in age and to the Lateglacial Castello Complex (K22 site). The geomorphological data, the relationships of Pleistocene marine and continental deposits with the terrace succession allowed us to propose a correlation of the ancient shore lines with the succession of marine high stand phases and consequently with the North Atlantic $\delta^{18}O$ isotope variation curve. This correlation has finally been constrained by the ages inferred by the mammal assemblages. Even though dating of the terraces and the related deposits retain some uncertainties, these data, integrated with mesostructural analyses, allowed to draw palaeogeographic evolutionary model and to date the main Pleistocene tectonic events affecting the area. The VI order terrace has been dated to the Eutyrrhenian by the finds of a rich warm - temperate "Senegalense" fauna, including *Strombus bubonius*. Tectonic disturbance renders the dating of the older terraces and their correlation with mammal bearing deposits less direct. In the area, vertical movements produced 30 m maximum throws, while horizontal components seem to have played a remarkable role, locally causing tilting and folding also after the Tyrrhenian. In any case the terraces can be correlated with marine high stand levels as follows: the VII order terrace correlates with "neotyrrhenian" phase (isotopic sub - stage 5a or 5c); the VI order terrace with the Eutyrrhenian (isotopic sub - stage 5e); the V order one with the isotopic stage 7, the IV order terrace with stage 9; that of III order with the stage 11; and finally the II order one with the isotopic stages 13 - 15. The I order terrace has probably a polyphase origin during the late Early Pleistocene - early Middle Pleistocene. In the Piana di Castelluzzo area the different heights of the inner edge of Eutyrrhenian terrace are indicative of a greater tectonic uplift in the central part of this sector (18 m a.s.l.) respect to the marginal areas (on the average 10 m a.s.l.). The correlation of the mammal deposits with the terrace succession is consistent with the aminostratigraphic and radiometric dating known in literature for the Sicilian Faunal Complexes. The *Elephas falconeri* Complex is correlated to the interval between isotopic stages 17 and 9, while the *Elephas mnaidriensis* Complex between stages 8 and 4. Three main tectonic events occurred in the area: just after the formation of the II and IV order terraces (stage 12 ? and 8 ? respectively) and after the Tyrrhenian. A rather moderate average uplifting rate can be inferred from our data (about 0.11 - 0,14 m/kyr) during Middle to Late Pleistocene.

RIASSUNTO - *Oscillazioni eustatiche, biocronologia dei depositi continentali quaternari e neotettonica nella Sicilia nord - occidentale (Penisola di San Vito lo Capo - Trapani)* - Vengono presentati i risultati di uno studio interdisciplinare condotto nella Penisola di San Vito lo Capo, Sicilia nord - occidentale. In questa area i terreni quaternari sono rappresentati da depositi marini e di spiaggia distribuiti a varie quote e da depositi continentali contenenti resti di vertebrati. Questi terreni si rinvengono all'interno di solchi e grotte marine, dove sono state riconosciute anche fasce a fori di litodomi, o costituiscono corpi sedimentari che giacciono sopra superfici di abrasione marina. Le associazioni a mammiferi presenti in tali terreni appartengono al complesso faunistico a *Elephas falconeri* del primo Pleistocene medio, al complesso a *Elephas mnaidriensis* del tardo Pleistocene medio - Pleistocene superiore e al complesso di Castello del Tardiglaciale. Lungo le aree costiere sono stati individuati sette ordini di terrazzi, situati a differenti quote, riferibili a più fasi di stazionamento alto del livello del mare succedutesi tra la fine del Pleistocene inferiore / inizio Pleistocene medio e il Pleistocene superiore. Le successioni terrazzate e i relativi depositi sono dislocati da faglie che, a più riprese, hanno interessato l'area in esame. L'indagine geomorfologica, lo studio delle associazioni faunistiche continentali, l'analisi delle relazioni intercorrenti tra i terrazzi e i depositi marini e continentali e l'analisi mesostrutturale hanno permesso di avanzare un'ipotesi di correlazione fra i diversi ordini di terrazzi, e i depositi ad essi associati, e gli stadi isotopici e di datare i principali eventi tettonici che hanno interessato l'area. In particolare, il terrazzo di VII ordine si correla con il sotto - stadio isotopico 5a o 5c, quello di VI ordine con il sotto - stadio 5e mentre maggiori incertezze si sono avute per la datazione dei terrazzi più antichi.

* C. Di Maggio ha curato gli aspetti geomorfologici, F. Masini, D. Petruso e C. Simonelli si sono occupati della biocronologia a mammiferi e della stratigrafia dei depositi continentali, A. Incandela e P. Renda hanno curato la parte geologica e G. Boschian ha eseguito lo studio sedimentologico dei depositi del sito K22. Tutti gli autori sono coinvolti per le parti generali e per le conclusioni.

I terrazzi compresi tra il V e il II ordine potrebbero essere correlati con le fasi di stazionamento alto del livello marino corrispondenti agli stadi isotopici da 7 a 15, mentre il terrazzo di I ordine potrebbe essere riferibile a stadi isotopici del primo Pleistocene medio o del tardo Pleistocene inferiore. Le correlazioni dei depositi a vertebrati con la successione terrazzata sono coerenti con le datazioni aminostratigrafiche e radiometriche note in letteratura per i complessi faunistici siciliani. Il complesso a *E. falconeri* risulta grossomodo correlabile all'intervallo compreso fra gli stadi 17 e 9, mentre quello a *E. mnaidriensis* risulta compreso fra gli stadi 8 e 4. Sulla base delle correlazioni proposte, il tasso medio di sollevamento dell'area dal Pleistocene medio all'Attuale risulterebbe dell'ordine di 0,11 - 0,14 m/ka.

Parole chiave: oscillazioni eustatiche, neotettonica, faune a mammiferi, Quaternario, Penisola di San Vito lo Capo, Italia
Key words: eustatic fluctuations, neotectonic, mammal faunas, Quaternary, San Vito lo Capo Peninsula, Italy

1. INTRODUZIONE

Studi sui terrazzi e sui depositi quaternari marini sono comuni per la estremità occidentale e nel settore orientale della Sicilia (Ruggieri & Unti, 1974; 1977; Ruggieri *et al.*, 1975; Carbone *et al.*, 1982; Mauz & Renda, 1991; Bonomo *et al.*, 1996; D'angelo & Vernuccio, 1996), mentre lavori relativi alle relazioni tra i terrazzi marini e le associazioni a mammiferi sono stati finora effettuati solamente nella Sicilia orientale (cfr. Bonfiglio, 1991; Bonfiglio *et al.*, 1997).

La Penisola di San Vito lo Capo (Sicilia nord - occidentale) è stata oggetto di numerosi lavori a carattere geologico (Giunta & Liguori, 1970; 1972; Catalano & D'Argenio, 1978; 1982; Oldow *et al.*, 1990; Abate *et al.*, 1991; 1993; D'Angelo *et al.*, 1997; Abate *et al.*, 1998), mentre minore attenzione è stata rivolta allo studio dei depositi quaternari sia marini che continentali (Burgio *et al.*, 1989; Mauz *et al.*, 1997). In quest'area, le evidenze delle oscillazioni del livello marino del Quaternario sono registrate sotto forma di depositi terrazzati, piattaforme di abrasione, falesie, solchi di battente, grotte marine e fasce di fori di litodomi distribuiti a differenti quote. Depositi continentali, alcuni dei quali molto ricchi in fossili di mammiferi, si rinvengono prevalentemente in "trappole morfologiche" (solchi di battente, grotte marine e cavità carsiche), talvolta in successione con i depositi terrazzati marini.

Nel presente lavoro sono stati effettuati un'indagine geomorfologica di dettaglio, uno studio delle associazioni a mammiferi, una ricostruzione dei rapporti tra i depositi continentali e depositi marini pleistocenici e un'analisi mesostrutturale, con lo scopo di correlare i differenti ordini di terrazzi e le successioni continentali con gli stadi isotopici dell'Ossigeno e di datare i principali eventi tettonici pleistocenici che hanno interessato l'area.

Gli studi più dettagliati sono stati condotti a Piana di Sopra, area tra le più significative per la comprensione degli eventi che hanno interessato la penisola, per la presenza di numerose cavità, grotte e solchi marini contenenti depositi con associazioni faunistiche continentali e di forme del rilievo ben conservate.

2. INQUADRAMENTO GEOLOGICO

I Monti della Penisola di San Vito lo Capo, estremo settore nord - occidentale della catena montuosa siciliana, sono costituiti dalla sovrapposizione di varie unità tettoniche impilatesi con vergenze orientali e sud -

orientali durante le fasi tettoniche tardo - mioceniche e plioceniche. Queste unità sono state successivamente frammentate in blocchi dalla tettonica disgiuntiva del Pliocene superiore - Pleistocene inferiore (Giunta & Liguori, 1972; 1973; Abate *et al.*, 1993; D'Angelo *et al.*, 1997; Abate *et al.*, 1998). L'ossatura montuosa è costituita, dal basso verso l'alto, da successioni carbonatiche, silico - carbonatiche e silico - clastiche di età Triassico superiore - Miocene superiore e da successioni silico - carbonatiche e carbonatiche del Pliocene inferiore - medio.

Le fasi tettoniche che hanno prodotto i complessi rapporti esistenti tra i terreni affioranti hanno agito tra il Miocene ed il Quaternario (Giunta & Liguori, 1970; 1972; Catalano & D'Argenio, 1978; 1982; Oldow *et al.*, 1990; Abate *et al.*, 1991). Dal Miocene inferiore i domini paleogeografici, che durante il Mesozoico - Terziario facevano parte del segmento Siculo Appenninico del Margine Continentale Africano, cominciano a deformarsi e si individuano le unità tettoniche che nel Tortoniano medio si strutturano con vergenze orientali e sud - orientali. Nel Pliocene medio una fase tettonica determina un complesso sistema di strutture plicative, una parziale riattivazione dei vecchi piani di sovrascorrimento e movimenti di retroscorrimento che coinvolgono anche i depositi del Pliocene inferiore, "Trubi" (Abate *et al.*, 1993). Dal Pliocene superiore al Pleistocene medio la tendenza al sollevamento produce lo smembramento in blocchi lungo linee ad andamento N - S, NE - SO e NO - SE e determina da luogo a luogo sollevamenti differenziali (Abate *et al.*, 1993).

In particolare nell'area di Piana di Sopra, settore nord-occidentale della Penisola di San Vito lo Capo (Fig. 1), il substrato mesozoico - terziario è costituito da terreni di età compresa tra il Dogger e l'Eocene dati da:

- Calcilutiti e calcisiltiti marnose nodulari ad ammoniti, biocalcareni a crinoidi, marne e radiolariti di spessore variabile da 2 a 10 metri. A più altezze stratigrafiche si rinvengono livelli di *hardground*. L'età è riferibile all'intervallo Dogger - Malm.

In discordanza seguono:

- Calcilutiti e calcisiltiti marnose sottilmente stratificate a liste e noduli di selce con sottili intercalazioni di marne e di biocalcareni e biocalciruditi in livelli lenticolari. Affiorano per uno spessore di pochi metri in piccoli lembi a Nord di Piana di Sopra. L'età è Titonico - Cretaceo inferiore.

In paraconcordanza seguono:

- Calciruditi e calcareniti coralgali, calcari dolomitizzati, biolititi a lamellibranchi e gasteropodi di età Creta-

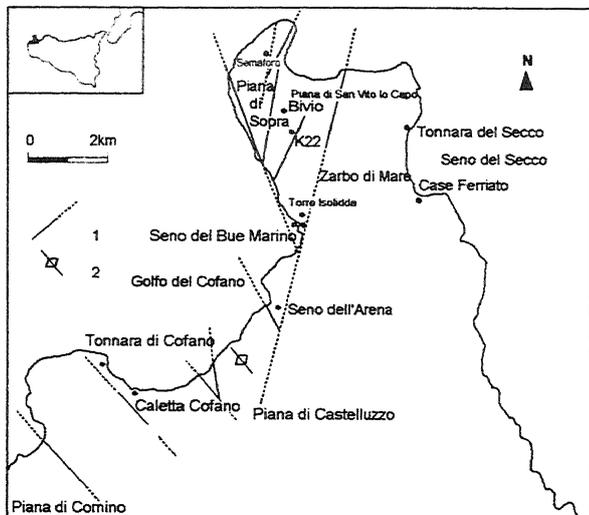


Fig. 1 - Località considerate e principali lineamenti tettonici plio-pleistocenici. 1. faglia; 2. asse di anticlinale.

Localities and main plio-pleistocenic tectonic features. 1. fault; 2. anticline axe.

ceo inferiore - superiore. Si presentano stratificati in grossi banchi dell'ordine del metro e costituiscono il blocco di Piana di Sopra. Lo spessore è circa 150 metri.

In discordanza seguono:

- Calcilutiti, calcisiltiti marnose e marni a foraminiferi planctonici e radiolari, con intercalazioni di sottili livelli lenticolari di calciruditi e calcareniti "Scaglia Auct.". Affiorano per uno spessore di circa 100 metri a Sud di località Isoldida e per qualche metro in località Semaforo (Piana di Sopra). L'età è Cretaceo superiore - Eocene.

Questi terreni costituiscono un lembo dell'Unità Monte Monaco (Abate *et al.*, 1991; 1993) e sono disposti in giacitura monoclinica, con strati mediamente inclinati verso E e NE, frammentati da fasci di faglie trascorrenti e dirette orientati NO - SE, N - S, NNE - SSO ed E - O di età Pliocene superiore - Pleistocene (Fig. 2). Una faglia trascorrente destra, orientata NO - SE, borda il margine occidentale di Piana di Sopra. Lungo questa direttrice è impostata una falesia che costituisce l'espressione superficiale della interazione dei processi tettonici e morfologici. I sistemi orientati N - S e NNE - SSO sono per lo più costituiti da faglie trascorrenti sinistre coniugate della precedente, che danno luogo a strutture di espulsione (*flowers*) a scala metrica e decametrica. Spesso lungo queste direttrici sono impostate cavità o grotte. In particolare la faglia trascorrente sinistra orientata N - S che borda il promontorio di località Semaforo, taglia i depositi mesozoici e i depositi continentali qui presenti (Figg. 7, 9). Un'altra faglia trascorrente sinistra, orientata NNE - SSO, diseca il blocco di Piana di Sopra frammentandolo in due settori. Il primo, posto a settentrione, costituisce una placca basculata verso O e NO, il secondo, posto a meridione, dà anch'esso luogo ad una placca basculata verso N e NO.

3. DEPOSITI QUATERNARI

I terreni quaternari presenti nell'area studiata poggiano in discordanza sul substrato mesozoico - terziario

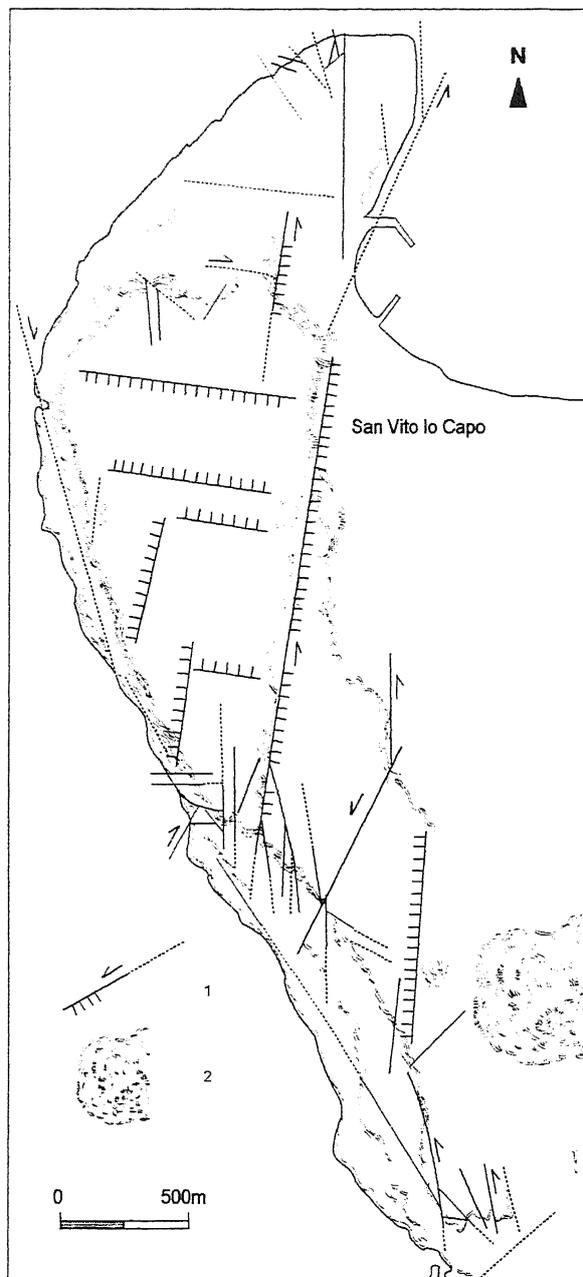


Fig. 2 - Schema tettonico dell'area di Piana di Sopra. 1. faglia plio-pleistocenica (le frecce, ove presenti, indicano la componente orizzontale di movimento; i trattini indicano il settore ribassato); 2. detrito di frana.

Tectonic sketch of the Piana di Sopra area. 1. plio-pleistocenic fault (the arrows, where present, indicate the horizontal component of movement; the dashes indicate the downlift sector); 2. landslide debris.

e si rinvencono per lo più in sottili lembi discontinui. Sono costituiti da depositi marini, transizionali e continentali, distinti sulla base delle loro caratteristiche sedimentologiche, paleontologiche, stratigrafiche e morfologiche.

I depositi più antichi affiorano nelle piane di Castelluzzo e Comino. Si tratta di calcareniti bioclastiche giallastre di ambiente per lo più neritico, contenenti una ricca fauna a lamellibranchi, gasteropodi, briozoi, esacoralli, ostracodi e macroforaminiferi. Terreni con le stesse caratteristiche sono comuni lungo le aree costiere della

Sicilia nord - occidentale e sono stati generalmente attribuiti al Pleistocene inferiore (Ruggieri, 1967; 1978; Mauz & Renda, 1991).

Depositi del Pleistocene medio (questo lavoro) si rinvennero all'interno di depressioni carsiche, incisioni, grotte e solchi marini e costituiscono prevalentemente relitti di litosomi originariamente più estesi; affiorano a Piana di Sopra (Fig. 1) alle quote di 60-72 m s.l.m. (località Torre Isolidda), 55 m (località K22) e di circa 45 m (località Semaforo). Si tratta di conglomerati di spiaggia mal stratificati, di spessore decimetrico, a matrice sabbiosa e scheletro costituito da ciottoli carbonatici variamente arrotondati, contenenti localmente resti di invertebrati marini e occasionalmente di mammiferi. Questi sedimenti sono ricoperti da conglomerati, brecce, paleosuoli e depositi colluviali, spesso contenenti resti di vertebrati e molluschi polmonati, riferibili a più cicli deposizionali.

In prossimità dell'abitato di San Vito lo Capo a circa 20 m s.l.m. affiora un corpo biocalcarenitico spesso circa 2,5 m, organizzato in due cicli, che poggia sul substrato mesozoico e su un orizzonte a "terre rosse". Tale corpo presenta struttura granosostenuta con elementi prevalentemente carbonatici e quarzosi; la matrice, quando presente, è micritica. Nelle piane di Castelluzzo e di Cornino affiorano depositi di spiaggia costituiti da calcareniti bioclastiche e da calciruditi coralligene a *Cladocora coespitosa*. In questi settori sono presenti anche calcareniti eoliche, a stratificazione e laminazione incrociata, talvolta intagliate da superfici di abrasione marina tirreniane. Sulla base del contenuto fossilifero e della loro posizione geometrica, questi terreni sono correlabili alle fluttuazioni eustatiche e ai cicli climatici riferibili a vari stadi isotopici del tardo Pleistocene medio.

Lungo la fascia costiera, a quote comprese fra 1 - 10 m s.l.m. si rinvennero lembi di biocalcareniti e conglomerati fossiliferi dello spessore medio di 1 metro. Si tratta di depositi di ambiente infralitorale - transizionale costituiti da elementi calcarei e marnosi di taglia ruditica e arenitica talvolta con matrice terrosa arrossata. La fauna è caratterizzata da echinidi, coralli, lamellibranchi e gasteropodi. *Strombus bubonius* è occasionalmente presente nei depositi di quota compresa fra 3 e 5 m. L'età è riferibile al Tirreniano (Ruggieri *et al.*, 1968; Mauz *et al.*, 1997). A Cala Mancina e in prossimità di Punta Negra i depositi tirreniani sono seguiti verso l'alto da una breccia a clasti carbonatici spigolosi di dimensioni decimetriche con matrice terrosa e sabbiosa rossastra, verosimilmente riferibile all'ultimo ciclo glaciale. Depositi colluviali e paleosuoli del Pleistocene superiore affiorano in modesti lembi nell'estremità settentrionale della penisola e nella Piana di Castelluzzo. Questi terreni talvolta costituiscono anche la parte superiore delle successioni alloggiate nelle trappole morfologiche. Depositi continentali successivi allo stadio isotopico 5, localizzati sulle superfici di abrasione tirreniane, affiorano nei siti Tonnara del Secco, Seno dell'Arena e Caletta Cofano (Fig. 1). Queste successioni sono caratterizzate da brecce, areniti e peliti contenenti, occasionalmente, resti di mammiferi e molluschi polmonati.

I terreni più recenti sono costituiti da vari tipi di depositi legati a processi gravitativi, costieri e pedogenetici e all'attività dell'uomo. I depositi di versante comprendono accumuli di frana e detriti stratificati e/o cementati attribuibili alle fasi più fredde del tardo Pleistocene supe-

riore e all'Olocene. Nelle grotte e in modeste cavità carsiche sono conservati accumuli di origine antropica del Tardiglaciale - Olocene costituiti da suoli scuri rimaneggiati contenenti gasteropodi polmonati, resti di pasto (mammiferi e molluschi marini), industrie litiche e altri manufatti. I terreni attuali sono costituiti da tempestiti, da sabbie e conglomerati di spiaggia e da suoli.

4. ASSETTO GEOMORFOLOGICO

Nella Penisola di San Vito lo Capo si riconoscono due settori interessati da una diversa evoluzione geomorfologica.

a) La dorsale allungata in senso N - S, compresa fra Monte Monaco e Monte Speziale, contrassegnata da versanti generalmente disuniformi, da debolmente a fortemente acclivi, interrotti da scarpate, gradini, nicchie, ripiani e aree in contropendenza la cui origine è il risultato della tettonica, dell'erosione selettiva e di movimenti gravitativi (Agnesi *et al.*, 1995). In quest'area sono altresì presenti modesti lembi di "spianate", situate a differenti quote, formatesi a seguito di processi di erosione areale durante fasi di continentalità. Tali "spianate" sono carsificate e dissecate da valli relitte.

b) Le piane di San Vito lo Capo, Castelluzzo e Cornino, costituite da estese superfici sub-orizzontali ubicate a varie quote, separate da scarpate e gradini. La configurazione geomorfologica di questo settore è il risultato della morfogenesi costiera quaternaria che, in seguito alle oscillazioni del livello marino determinate sia da variazioni eustatiche che da movimenti tettonici, è responsabile della presenza di diversi ordini di terrazzi (Ulzega, 1989; Antonioli *et al.*, 1998b).

I rilievi di dettaglio e le analisi fotointerpretative delle aree costiere hanno consentito di individuare sette ordini di superfici terrazzate il cui margine interno è compreso, rispettivamente, fra le quote di circa: 95 - 105 m, 43 - 76 m, 45 - 50 m, 28 - 50 (?) m, 15 - 40 m, 7 - 18 m e 1 - 5 m s.l.m. Questi terrazzi vengono informalmente indicati come I, II, III, IV, V, VI e VII ordine, a partire da quello più elevato (Figg. 3 e 4). Il riconoscimento dei terrazzi è stato effettuato sulla base di elementi diagnostici ampiamente usati in letteratura (vedi Carobene, 1980; Carobene & Pasini, 1982; Carobene & Ferrini, 1993) quali: superfici di abrasione talvolta ricoperte da depositi marini, di spiaggia e/o continentali; falesie e ripe di erosione inattive con grotte e ripari marini, orizzonti a fori di litodomi e solchi di battente talvolta interessati dalla presenza di depositi marini e/o di spiaggia. La correlazione di questi elementi con le superfici sub-pianeggianti situate a varie quote e con scarpate e gradini disposti circa parallelamente all'attuale linea di costa ha consentito di interpretarne l'origine e di stabilire a quali ordini di terrazzi essi appartengono.

Dallo studio delle forme litorali risulta evidente come l'intera successione terrazzata si sia ben conservata nella Piana di Cornino (Figg. 4, 5) dove è direttamente intagliata su depositi biocalcarenitici del Pleistocene inferiore.

Nella Penisola di San Vito lo Capo (Fig. 3), dove i terrazzi sono solitamente impostati sui terreni carbonatici mesozoico - terziari, i limiti fra i vari ordini risultano spesso meno netti e di più difficile interpretazione. In questo settore l'assenza di evidenti ripe o falesie continue è pro-

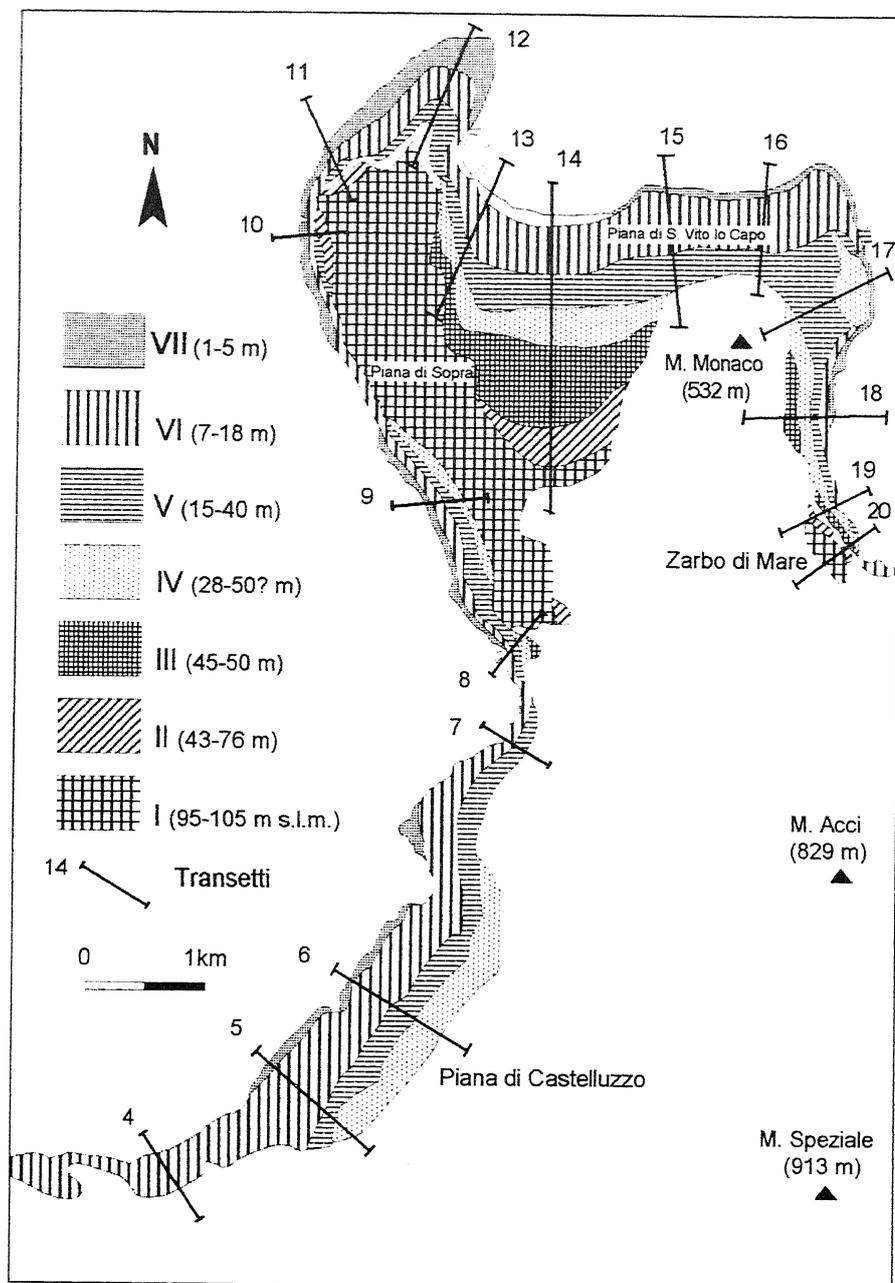


Fig. 3 - Distribuzione dei terrazzi marini nell'estremità settentrionale della Penisola di San Vito lo Capo e nella Piana di Castelluzzo. In legenda sono riportate le quote dei margini interni relative ai diversi ordini.

Distribution of marine terraces in the northern extremity of the San Vito lo Capo Peninsula and in the Piana di Castelluzzo. The heights of the inner edge of the various order terraces are reported in the legend.

tabilmente dovuta a successivi processi erosivi che hanno in parte cancellato tali elementi, o al fatto che in queste aree l'intensità del moto ondoso non è stata sufficiente a modellare ripe o falesie. La recente attività tettonica, che ha comportato dislocazioni fra i vari blocchi, costituisce un ulteriore elemento di disturbo per una puntuale definizione della successione terrazzata. Le osservazioni di campagna e le indagini aereofotogrammetriche hanno tuttavia consentito di accertare la continuità sul terreno delle superfici di abrasione marina appartenenti a ciascun ordine di terrazzo. Un'ulteriore verifica di tale conti-

nuità è stata fornita dall'analisi altimetrica delle stesse superfici di abrasione e dalla presenza di deboli gradini, interpretabili come ripe di erosione marina, che le separano. Ciò ha permesso di proporre una ipotesi di correlazione fra i differenti ordini di terrazzi della Piana di Cornino e quelli esistenti nelle piane di Castelluzzo e di San Vito lo Capo.

La superficie di abrasione più alta e ragionevolmente più antica, riferibile al terrazzo di I ordine, è stata riconosciuta nella Piana di Cornino (Fig. 4). Il suo margine interno, situato ai piedi di una paleofalesia alta qualche decina di metri, è stato osservato tra 95 e 105 m s.l.m. mentre quello esterno, nettamente troncato da una continua ripa di erosione marina, si sviluppa dalle quote di 73 m fino a circa 80 m s.l.m. A Piana di Sopra e in Contrada Zarbo di Mare sono presenti due piattaforme di abrasione, intagliate nei calcari mesozoici, rispettivamente comprese fra circa 53 - 83 e 75 - 95 m s.l.m. I margini interni di queste piattaforme non sono direttamente osservabili in quanto ricoperti da detriti di versante. Sulla base delle loro quote è probabile che tali spianate siano riferibili al terrazzo di I ordine. In particolare, a Piana di Sopra la superficie terrazzata appare variamente fagliata e dislocata, come testimoniano i gradini di faglia degradati aventi direzione E - O e NNE - SSO, nonché la scarpata di faglia orientata in senso NNE - SSO (Fig. 6). I movimenti tettonici hanno altresì generato modeste depressioni nei settori di Portella delle Vacche e di località Semaforo ed un generale basculamento dei blocchi verso N e NO. L'individuazione della piana è comunque da collegare a sistemi di faglie disposti in senso NO - SE e NNE - SSO. Infatti l'andamento delle falesie inattive che delimitano il margine esterno del terrazzo è chiaramente influenzato dalle principali direttrici tettoniche, a testimonianza del condizionamento operato dai fattori strutturali nell'evoluzione geomorfologica dell'area.

Nella Piana di Cornino, a quote immediatamente più basse rispetto al terrazzo di I ordine è presente una superficie di abrasione localizzata fra le quote di 48 - 51 m (margine esterno) e 71 - 76 m s.l.m. (margine interno). Questa superficie è delimitata a monte e a valle da due nette ripe di erosione marina alte da 1 fino a 3 m,

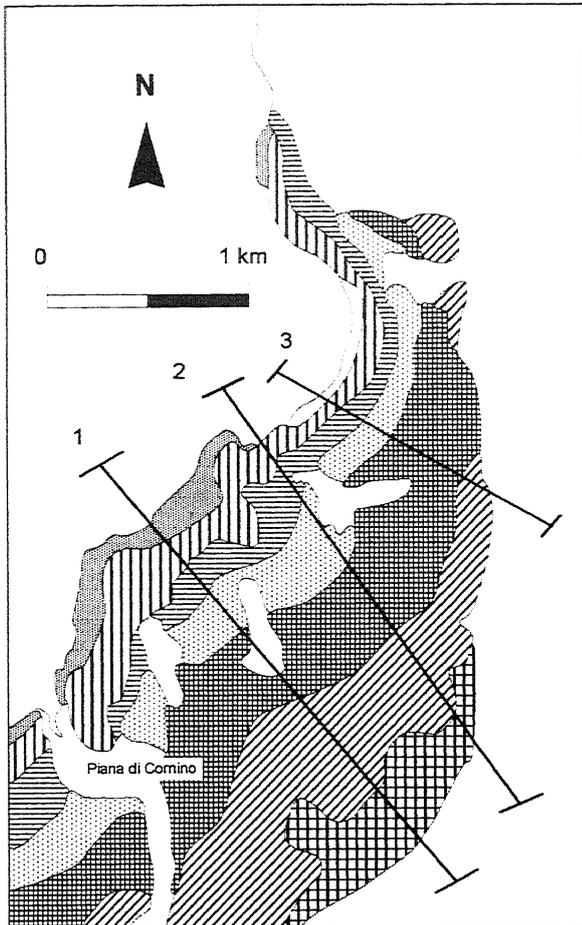


Fig. 4 - Distribuzione dei terrazzi marini nella Piana di Cornino. Per la legenda vedi Fig. 3.

Distribution of the marine terraces in the Piana di Cornino. Legend as in Fig. 3.

che identificano rispettivamente la scarpata interna e la scarpata esterna (*sensu* Carobene, 1980). Poco più a Nord sono stati riconosciuti due lembi di piattaforme di erosione situate, rispettivamente, fra le quote di 50 - 74 e 50 - 73 m s.l.m. Le morfologie sopra descritte costituiscono nel loro insieme il terrazzo di II ordine. Nelle estremità nord - occidentale e sud - orientale di Piana di Sopra sono presenti esigui relitti di superfici di abrasione marina le cui scarpate interne, alte qualche metro, intagliano la piattaforma di erosione appartenente al terrazzo di I ordine. Il loro margine interno è situato a 50 m (settore NO) e 76 m s.l.m. (settore SE), mentre quello esterno, troncato a NO da una paleofalesia, è posto rispettivamente a 45 e 70 m s.l.m. In località Zarbo di Mare si rinvengono due modesti lembi di superfici di abrasione intagliate nei terreni carbonatici mesozoici, delimitati a monte da una paleofalesia alta circa 10 m

(il margine interno è qui ubicato fra 65 e 74 m s.l.m.) e verso mare da una ripa inattiva alta qualche metro (con margine esterno compreso fra le quote di 49 e 55 m s.l.m.). Tenendo conto di questi elementi, è probabile che anche tali superfici e scarpate siano nel loro complesso riferibili al terrazzo di II ordine, mentre le vistose differenze di quota cui si rinvengono i margini interni suggeriscono l'esistenza di movimenti tettonici verticali differenziali fra i vari blocchi. Nella piana di San Vito lo Capo i limiti del terrazzo in esame sono meno netti ed evidenti. Tuttavia la sua esistenza è probabilmente testimoniata da una superficie di abrasione che si sviluppa fra le quote di 46 e 55 m s.l.m., compresa fra due gradini discontinui alti 1 m, circa paralleli all'attuale linea di costa, degradati e per larghi tratti ricoperti da prodotti eluviali. Le fasi di stazionamento del livello del mare che hanno prodotto il terrazzo di II ordine sono presumibilmente evidenziate anche dalla presenza di frequenti grotte, ripari e solchi di origine marina che si rinvengono intagliati nella paleofalesia che delimita la superficie sommitale di Piana di Sopra. All'interno di tali cavità sono sovente presenti fasce a fori di litodomi e depositi di spiaggia o marini. Queste incisioni, chiaramente dislocate e localizzate a quote variabili da 42 (Semaforo) a 72 m s.l.m. (Torre Isolidda), sono ad ogni modo regolarmente ubicate circa 10 m più in basso del margine esterno del terrazzo di I ordine.

Il terrazzo di III ordine individuato nella Piana di Cornino è costituito da una estesa superficie di abrasione compresa tra due evidenti ripe di erosione marina di altezza variabile da uno a pochi metri. Le quote del margine interno sono qui comprese fra 47 - 50 m s.l.m., mentre quelle del margine esterno variano da 40 a 35 m s.l.m. Altri lembi di piattaforme di abrasione marina presumibilmente riferibili a questo terrazzo sono inoltre presenti nella Piana di San Vito lo Capo e ad Est di Monte Monaco. Nel primo settore, immediatamente ad Est della località Bivio, è ben visibile una scarpata esterna alta qualche metro che più ad oriente prosegue con un modesto e discontinuo gradino di 0,5 m. Il margine esterno è qui situato a quota 31 m s.l.m., mentre quello interno si rinviene a 45 - 50 m s.l.m. Ad est di Monte Monaco tali lembi sono delimitati verso mare da una ripa di erosione marina alta 1 - 2 m; il margine esterno è posto a

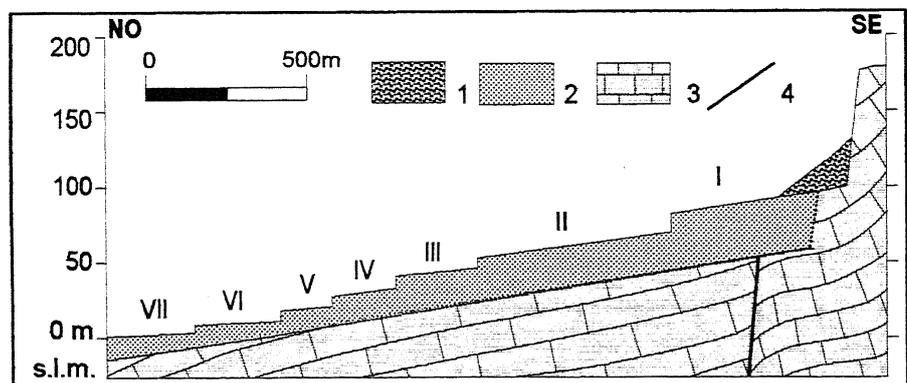


Fig. 5 - Sezione geologica schematica della successione terrazzata della Piana di Cornino. I numeri romani indicano i vari ordini di terrazzi. 1. detrito di versante; 2. calcarenite (Pleistocene inferiore); 3. calcare (Giurassico-Cretaceo); 4. faglia.

Geological schematic section of the terrace succession of the Piana di Cornino area. The roman numbers indicate the various order terraces. 1. talus slope; 2. calcarenite (Early Pleistocene); 3. limestone (Jurassic-Cretaceous); 4. fault.

33 m s.l.m., mentre quello interno non è direttamente osservabile in quanto mascherato da detriti di versante.

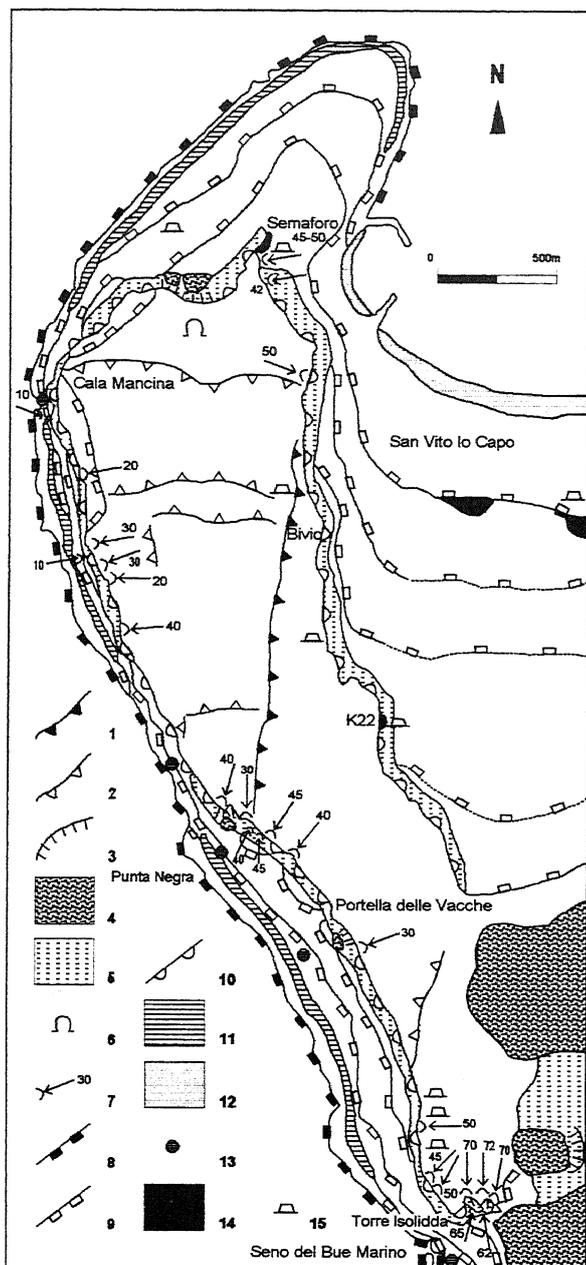


Fig. 6 - Schema geomorfologico dell'area di Piana di Sopra. 1. scarpata di faglia; 2. gradino di faglia degradato; 3. nicchia di frana; 4. accumulo di frana; 5. detrito di falda; 6. grotta carsica; 7. solco, riparo o grotta marina (la quota indicata è riferita alla loro base); 8. ripa di erosione marina attuale; 9. ripa di erosione marina inattiva; 10. falesia inattiva; 11. cordone di tempesta attuale; 12. deposito di spiaggia attuale; 13. deposito marino o di spiaggia del Tirreniano; 14. deposito marino o di spiaggia del Pleistocene medio; 15. cava.

Geomorphological sketch of the Piana di Sopra area. 1. fault scarp; 2. degraded fault step; 3. landslide crown; 4. landslide debris; 5. talus deposit; 6. karst cave; 7. wave cut notch, shelter or sea cave (the indicated height is referred to their base); 8. active marine erosion cliff; 9. inactive marine erosion cliff; 10. abandoned cliff; 11. active storm ridge; 12. actual beach deposit; 13. Tyrrhenian marine or beach deposit; 14. Middle Pleistocene marine or beach deposit; 15. quarry.

Inoltre è probabile che alcune delle grotte marine intagliate lungo la paleofalesia che delimita la Piana di Sopra e ubicate fra 40 e 50 m s.l.m., siano state scavate dall'azione del mare che ha dato origine a questo ordine di terrazzo.

Le spianate marine appartenenti al terrazzo di IV ordine sono state riconosciute nella Piana di Cornino a quote comprese fra 20 - 25 m (margini esterni) e 28 - 33 m s.l.m. (margini interni) chiaramente delimitate, a monte e a valle, da due continue ripe di erosione marina alte 1 - 2 m. Nella Piana di Castelluzzo, fra 37 e 45 m s.l.m., è presente una superficie di abrasione intagliata nelle biocalcareni del Pleistocene inferiore e parzialmente ricoperta, verso l'interno, da un deposito alluvionale di tipo conoide, mentre più a valle è delimitata da un gradino discontinuo alto 0,5 m. Ad OSO di Piana di Sopra, lembi relitti di piattaforme di erosione marina presenti fra 20 - 25 m s.l.m. sono troncati esternamente da ripe di erosione marina degradate alte circa 1 m; i loro margini interni sono invece ricoperti da detriti di versante. A NNE della stessa Piana di Sopra è ben visibile un'altra ripa di erosione marina inattiva, alta qualche metro, che diviene meno netta e discontinua lungo la Piana di San Vito lo Capo. Tale ripa costituisce la scarpata esterna di una superficie di abrasione che si sviluppa da 21 a 30 m s.l.m. Nel loro insieme, le forme costiere appena descritte sono probabilmente riferibili al terrazzo di IV ordine. Relitti di spianate marine presumibilmente appartenenti a questo ordine di terrazzo sono altresì presenti nell'estremità nord - orientale della Penisola, localizzate fra le quote di 18 m (margine esterno) e 32 m s.l.m. (margine interno) e delimitate da ripe inattive (scarpate esterne ed interne) alte da 1 a 3 metri.

Le superfici del terrazzo di V ordine sono state identificate nella Piana di Cornino fra 15 e 24 m s.l.m. Affiorano altresì, con una certa continuità, lungo l'intera fascia costiera che si sviluppa dalla Piana di Castelluzzo a Zarbo di Mare. Le loro scarpate, interne ed esterne, sono costituite da chiare e pressoché continue ripe di erosione inattive alte fino a 3 m. Le quote dei margini interni sono localizzate a 19 - 24 m (Piana di Cornino), 36 - 40 m (Piana di Castelluzzo), 15 - 19 m (a Ovest di Piana di Sopra), 19 - 20 m (Piana di San Vito lo Capo) e 17 - 20 m s.l.m. (estremità nord - orientale della penisola). In particolare, in prossimità di una cava situata a Sud dell'abitato di San Vito lo Capo, alla base di una successione stratigrafica riferibile al terrazzo di V ordine è presente un paleosuolo spesso 0,5 m che giace su calcari mesozoici, a sua volta ricoperto da calcareniti bioclastiche di origine marina di circa 2,5 m di spessore.

Al terrazzo di VI ordine sono riferibili le piattaforme di erosione marina presenti lungo ampi settori marginali alle coste che si sviluppano nell'area di Cornino e nella Penisola di Capo San Vito e che costituiscono una fascia pressoché continua, estesa da qualche metro fino a poco meno di un chilometro. Verso l'interno queste piattaforme sono delimitate da una ripa di erosione marina inattiva, di altezza variabile da 1 a 3 m, che si estende per diversi chilometri lungo l'intero settore costiero. I margini interni si rinvergono a circa 13 - 18 m (Piana di Cornino), 10 - 18 m (Piana di Castelluzzo), 7 - 16 m (a Ovest e Nord di Piana di Sopra), 9 - 12 m (Piana di San Vito lo Capo) e 10 - 15 m s.l.m. (margine nord - orientale della penisola). A luoghi sulle superfici di abrasione marina riferibili a questo ordine di terrazzo

sono presenti conglomerati e calcareniti fossiliferi riferibili all'Eutirreniano (Case Ferriato, Seno del Secco, Cala Mancina, Punta Negra, Seno del Bue Marino e Tonnara di Cofano), contenenti talvolta resti di *Strombus bubonius* posti a quote di 3 - 5 m s.l.m..

Il terrazzo di VII ordine, non sempre presente, è costituito da spianate marine solitamente poco estese che intagliano il terrazzo di VI ordine. La quota del loro margine interno, che si identifica con la base di ripe di erosione marina alte 1 - 3 m, varia da 1 a 5 m s.l.m. In particolare, in località Seno del Bue Marino la superficie di abrasione marina appartenente a questo terrazzo è ricoperta da un deposito conglomeratico e calcarenitico fossilifero.

Lo studio delle quote dei margini interni dei terrazzi ha evidenziato la presenza di settori caratterizzati da velocità di sollevamento differenti (Fig. 15). Nell'estremità nord - orientale della penisola e nella Piana di San Vito lo Capo le superfici terrazzate sembrano avere subito spostamenti verticali di pochi metri. In queste aree, i margini interni dei terrazzi di II, III, IV, V e VI ordine, anche se interessati da deboli ondulazioni, si mantengono rispettivamente alle quote medie di circa 70 m, 47 m, 30 m, 18 m e 12 m s.l.m. Nella Piana di Sopra le superfici più antiche sono ubicate a quote inferiori. Complessivamente, per gli stessi ordini di terrazzi il margine interno scende rispettivamente fino alle quote di circa 43 m, al di sotto di 40 m, 25 m, 15 m e 7 m s.l.m. Nella Piana di Castelluzzo i terrazzi raggiungono le quote più elevate (la quota del margine interno riferibile al terrazzo di V ordine è qui situata a 40 m, mentre quella del terrazzo di VI ordine si rinviene a 18 m s.l.m.).

In letteratura sono state avanzate diverse ipotesi, spesso tra loro contrastanti, in merito agli ordini e all'età dei terrazzi della Penisola di San Vito lo Capo. D'Angelo *et al.* (1980) hanno proposto un'età più recente di 500.000 anni per la superficie di abrasione della Piana di Sopra, interpretandola come Grande Terrazzo Superiore (G.T.S. *sensu* Ruggieri & Unti, 1974). Ulzega (1989) ha riconosciuto nello stesso settore quattro ordini di terrazzi le cui superfici di abrasione, a partire dal livello del mare, sono localizzate alle quote di 0 - 1 m, 3 - 10 m, 15 - 40 m e 55 - 73 m, quest'ultima talvolta dislocata e sollevata alle quote di 72 - 82 m s.l.m. L'età di tali terrazzi è stata riferita, rispettivamente, all'Olocene, all'Eutirreniano, al Pleistocene inferiore - medio e al Pleistocene inferiore o Pliocene superiore. Antonioli *et al.* (1998b) individuano nel settore costiero di San Vito lo Capo cinque ordini di superfici terrazzate ubicate alle quote di 3 m e 8 - 10 m (margini interni) e di 15 - 20 m, 40 m e 65 - 80 m s.l.m. (quote medie delle rispettive superfici di abrasione). Questi Autori attribuiscono ad un evento successivo al Pleistocene inferiore la formazione del terrazzo più alto che viene dubitativamente correlato al G.T.S., al Pleistocene medio l'origine dei terrazzi di quota 40 m e 15 - 20 m s.l.m., mentre le due superfici di abrasione di quote inferiori sono riferite all'Eutirreniano e al "neotirreniano". Essi rinvengono, inoltre, lembi di terrazzi sommersi compresi tra -23 e -18 m, riferibili allo stadio isotopico 3, e tra -48 e -54 m, di età incerta. In un lavoro successivo Antonioli *et al.* (1998a) hanno riconosciuto nel Promontorio di San Vito Lo Capo sette ordini di terrazzi marini, di cui uno sommerso, con margini interni posti a quote tra circa +90 e -18 m s.l.m., e forniscono una descrizione dettagliata solamente per il ter-

razzo eutirreniano.

Nel presente lavoro, sulla base della posizione geometrica, il terrazzo di VII ordine viene riferito al "neotirreniano" (ovvero al sotto - stadio isotopico 5a o 5c); quello di VI ordine all'Eutirreniano, in relazione alla presenza di depositi a *Strombus bubonius* presenti a Tonnara di Cofano e Seno del Bue Marino (vedi anche Mauz *et al.*, 1997). Gli altri ordini di terrazzi, a luoghi intagliati sulle calcareniti del Pleistocene inferiore, sono invece attribuibili a varie fasi di stazionamento del livello marino del tardo Pleistocene inferiore (?) - Pleistocene medio. Le ipotesi di correlazione di tali terrazzi con gli stadi isotopici verranno comunque discusse nel capitolo conclusivo.

I risultati dei lavori citati e i dati qui presentati concordano in modo chiaro relativamente all'esistenza dei due terrazzi di quote inferiori (VII e VI ordine nel presente lavoro) e di quello di quota più elevata (I ordine), mentre una diversa interpretazione viene proposta per i terrazzi di ordine intermedio. In particolare, le differenze riscontrabili rispetto alla ricostruzione di Antonioli *et al.* (1998b) riguardano essenzialmente l'esistenza di due ordini di terrazzi. Gli Autori citati correlano i solchi e le grotte marine di quota 60 - 70 m s.l.m. presenti sulla paleofalesia di Piana di Sopra (es. Torre Isolidda), da noi riferite al terrazzo di II ordine, ad una delle fasi di stazionamento alto del livello marino che hanno prodotto il terrazzo di I ordine. Sulla base delle quote e della descrizione riportata, i terrazzi di II e III ordine degli stessi Autori corrispondono verosimilmente a quelli da noi identificati rispettivamente come III - IV e V ordine. Tali differenze sono probabilmente dovute al fatto che questi Autori hanno focalizzato la loro attenzione quasi esclusivamente sull'area di Piana di Sopra, dove le evidenze di stazionamento alto del livello marino sono costituite da elementi relitti discontinui e da modesti lembi di superfici di abrasione dislocate a causa della tettonica.

5. STRATIGRAFIA DEI DEPOSITI CONTINENTALI

Tra gli affioramenti considerati quelli presenti in località Semaforo e K22 sono stati oggetto di uno studio più accurato. In quest'ultima località l'Università di Palermo ha effettuato uno scavo con gli auspici della Sovrintendenza BB. CC. AA di Trapani nell'autunno del 1994 (Petrucci, 1996). La biocronologia a mammiferi relativa ai depositi è riportata in tabella 1.

5.1 Località Semaforo

Nell'estremità nord - orientale di Piana di Sopra (Figg. 1, 3) affiorano depositi quaternari marini e continentali e sono presenti evidenze di stazionamento del livello marino, quali solchi del battente e fasce a fori di litodomi.

In questa località, sulla paleofalesia orientale è visibile il residuo di un solco di battente inciso nei calcari mesozoici a una quota di circa 42 m s.l.m. (Fig. 6). All'interno del solco, che ha un'altezza di 1,5 m ed una profondità di circa 1 m, è presente una fascia a fori di litodomi situata a circa 0,5 m dalla volta. Alla base sono presenti lembi relitti di un conglomerato di spiaggia poligenico, con clasti eterometrici perforati da spugne clinoidi e rari resti di molluschi marini, fra cui *Spondylus*

Complessi Faunistici	Fauna olocenica	Complessi di Pianetti-Castello	Complesso ad <i>Elephas mnaidriensis</i>	Complesso ad <i>Elephas falconeri</i>	Rapporti stratigrafici
TORRE ISOLIDDA 2 (PIANA DI SOPRA)				<i>Elephas falconeri</i>	Conglomerato di spiaggia giacente in una grotta marina la cui base è a circa 72 m s.l.m.
SEMAFORO (PIANA DI SOPRA)				<i>Elephas falconeri</i> <i>Leithia</i> sp.	Deposito continentale sovrastante un deposito marino alloggiato in un incavo marino a circa 45-47 m s.l.m.
BIVIO (PIANA DI SOPRA)			<i>Elephas</i> cf. <i>mnaidriensis</i> , <i>Hippopotamus</i> cf. <i>pentlandi</i> , <i>Sus scrofa</i> , <i>Megaceroides carburangelensis</i> , <i>Cervus elaphus</i> cf. <i>siciliae</i> , <i>Bos primigenius</i> , <i>Ursus</i> sp.		La successione è alloggiata in una cavità carsica a circa 60 m s.l.m., la cui base non è affiorante.
TONNARA DEL SECCO			<i>Megaceroides carburangelensis</i>		Il deposito giace all'interno di una cavità carsica impostata su una superficie di abrasione marina eutirreniana a circa 3 - 10 m s.l.m.
CALETTA COFANO			<i>Elephas</i> cf. <i>mnaidriensis</i> , <i>Bos primigenius</i> , <i>Crocota crocuta</i>		Il deposito giace su una superficie di abrasione marina eutirreniana, a circa 1 m s.l.m., intagliata su depositi calcarenitici marini
SENO DELL'ARENA			<i>Megaceroides carburangelensis</i>		Il deposito giace su una superficie di abrasione marina eutirreniana a circa 10 m s.l.m.
K22 (PIANA DI SOPRA)	<i>Homo sapiens</i> , <i>Sus scrofa</i> , <i>Cervus elaphus</i> , <i>Bos</i> sp., <i>Vulpes vulpes</i> , <i>Crocidura</i> cf. <i>sicula</i> , <i>Microtus (Terricola) savii</i>	<i>Sus Scrofa</i> , <i>Cervus elaphus</i> cf. <i>siciliae</i> , <i>Crocidura</i> cf. <i>sicula</i> , <i>Apodemus</i> sp., <i>Microtus (Terricola) ex gr. savii</i>	<i>Hippopotamus</i> cf. <i>pentlandi</i> , <i>Sus</i> sp., <i>Leithia</i> ex gr. <i>melitensis-carstei</i> , <i>Maltamys</i> aff. <i>wiendictensis</i> , <i>Crocidura</i> aff. <i>esuae</i>		La successione continentale poggia su depositi marini, all'interno di una cavità la cui base è a circa 55 m s.l.m.

Tab. 1 - Biocronologia dei depositi della Penisola di San Vito lo Capo.

Biochronology of considered deposits.

sp., immersi in una matrice rosata di taglia arenitica. Il solco ed il relativo deposito, parzialmente sigillati da speleotemi, sono verosimilmente riferibili alla fase di stazionamento alto del mare che ha prodotto il terrazzo di II ordine.

Circa 10 m più a Nord lungo un taglio di cava è esposto, per un'estensione di circa 20 m, l'affioramento più significativo. Si tratta di una successione sedimentaria, disturbata dalla tettonica post - deposizionale, alloggiata in un incavo di erosione selettiva la cui base è si-

tuata ad una quota variabile fra 45 - 47 m s.l.m. Tale incavo, prodotto dall'azione del moto ondoso, è intagliato in un livello più erodibile di marne e calcari marnosi ("Scaglia") interposto tettonicamente tra i calcari a rudiste del Cretaceo (Fig. 7). Le osservazioni di campagna suggeriscono che l'incavo e il solco del battente precedentemente descritto siano riferibili alla stessa fase di stazionamento del mare e che le differenze di quota siano riconducibili alle dislocazioni tettoniche successive, qui particolarmente evidenti.

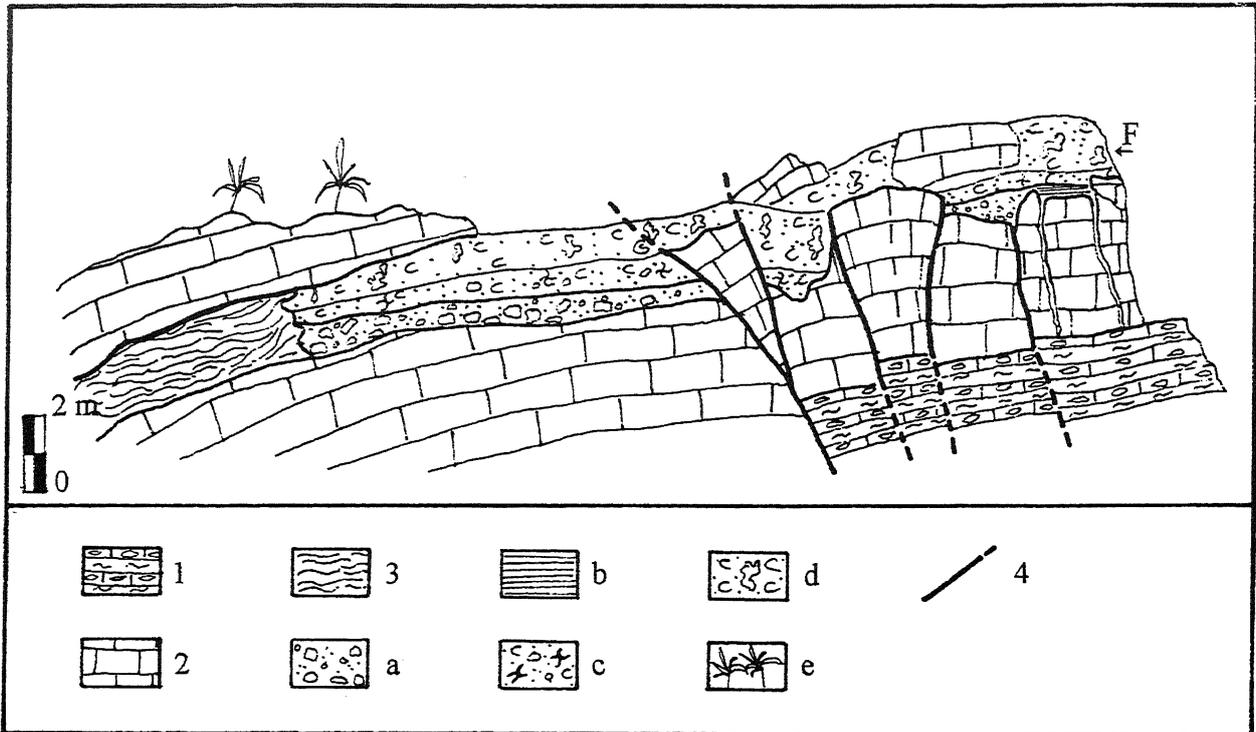


Fig. 7 - Sezione geologica schematica dell'affioramento di località Semaforo. 1. calcilutite a calpionelle (Titonico - Cretaceo inferiore); 2. calcare coralgale (Cretaceo inferiore - superiore); 3. calcilutite e calcisiltite a foraminiferi planctonici "Scaglia" (Cretaceo superiore - Eocene); a. conglomerato marino (Pleistocene medio); b. speleotemi; c. livello continentale inferiore (Pleistocene medio); d. livello continentale superiore (Pleistocene medio); e. suolo attuale; 4. faglia; F. resti fossili.

Schematic geological section of the Semaforo locality outcrop. 1. calcilutite with calpionelle (Turonian - Early Cretaceous); 2. coralgal limestone (Early and Late Cretaceous); 3. calcilutite and calcisiltite with planctonic foraminifera, "Scaglia" (Late Cretaceous - Eocene); a. marine conglomerate (Middle Pleistocene); b. speleothem; c. lower continental level (Middle Pleistocene); d. upper continental level (Middle Pleistocene); e. soil; 4. fault; F. fossil occurrence.

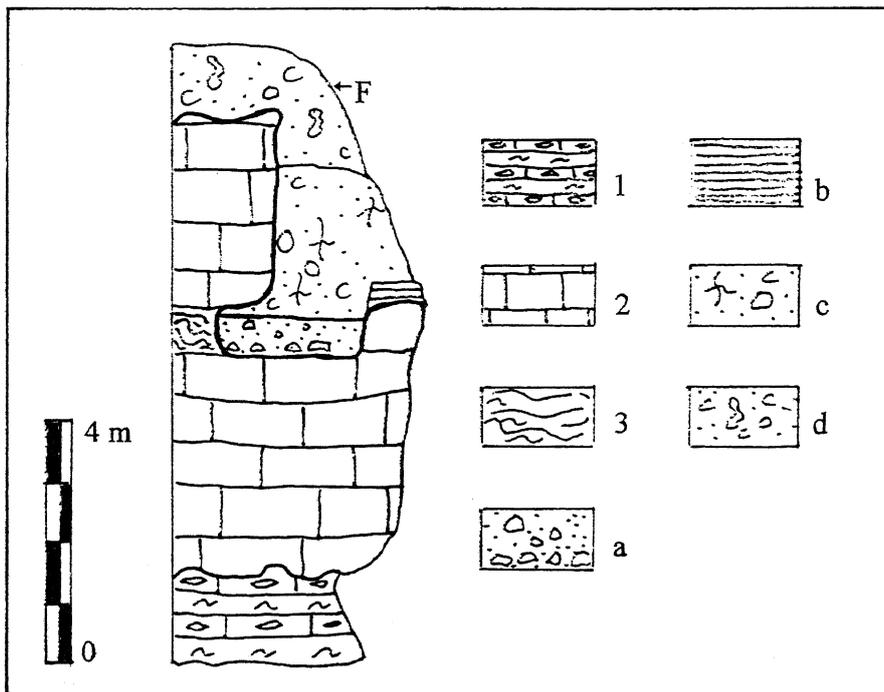


Fig. 8 - Colonna stratigrafica di località Semaforo. Per la legenda vedi Fig. 7.

Stratigraphic column of the Semaforo locality. Legend as Fig. 7.

La successione pleistocenica (Figg. 7, 8) è costituita, dal basso verso l'alto, da un conglomerato poligenico di spiaggia sommersa con tracce di stratificazione (spessore 40 - 60 cm) i cui ciottoli, arrotondati e/o appiattiti, sono immersi in una matrice arenitica di colore grigio - biancastro (Figg. 7, 8: a). Con un contatto erosivo segue un livello continentale pelitico di colore rosso (spessore di 0.40 - 1 m) ben cementato, di aspetto vacuolare, contenente rari clasti carbonatici spigolosi centimetrici e decimetrici e molluschi continentali (c). Alla base di tale livello affiorano lembi di uno speleotema sottilmente laminato (b) spesso fino a 15 cm, nel quale sono inclusi rari resti di molluschi polmonati e che poggia direttamente sui calcari mesozoici. Superiormente, con un contatto sfumato si passa ad un secondo livello continentale (d) dello spessore di 1,5 m, di colore rosso, irregolarmente cementato, con

sacche di riassorbimento e rari clasti angolosi, in cui sono stati rinvenuti frammenti di molluschi continentali e resti di *Leithia* sp. e *Elephas falconeri*. L'associazione a mammiferi appartiene al complesso faunistico ad *Elephas falconeri* (*sensu* Burgio & Cani, 1988; Bonfiglio & Insacco, 1992; Bonfiglio *et al.*, 1997) e consente di riferire questi depositi alla parte inferiore del Pleistocene medio. Una faglia trascorrente sinistra orientata N - S taglia i depositi mesozoici sottostanti, mentre un fascio di faglie orientato E - O e NNO - SSE, con componente orizzontale destra, taglia anche i depositi quaternari e genera strutture di espulsione a scala metrica (Figg. 7, 9).

Circa 10 m ad Ovest di questo affioramento in un incavo irregolare è esposta, ad una quota di circa 48 - 50 m s.l.m., una successione di spessore ridotto (circa 1 m) correlabile con la precedente. Tale successione è costituita, dal basso verso l'alto, da un conglomerato di spiaggia con clasti di dimensioni variabili fino ad un massimo di 25 cm e scarsa matrice, da un conglomerato a grana più fine, da un livello discontinuo a speleotemi, da un sottile orizzonte continentale e da una breccia a spigoli vivi.

Interpretazione

Il solco di battente e l'incavo marino si sono formati durante una fase di stazionamento alto del livello del mare, probabilmente corrispondente a quella che ha intagliato le superfici di abrasione riferibili al terrazzo di II ordine. La presenza di uno strato marnoso interposto fra i calcari ha favorito l'erosione dando origine ad un incavo più profondo in corrispondenza dell'affioramento principale. Morfologie analoghe sono osservabili anche attualmente lungo la costa in località Seno del Bue Marino dove affiorano depositi di tipo "Scaglia". Durante la stessa fase di stazionamento si sono depositi anche gli orizzonti conglomeratici di spiaggia (a). In seguito al ritiro del mare si ha la formazione di speleotemi (b) e la successiva deposizione dei terreni continentali (c, d). La presenza di resti di *E. falconeri* indica un'età precedente alla parte alta del Pleistocene medio per il deposito continentale e conseguentemente per i conglomerati di spiaggia sottostanti. Successivamente uno o più eventi tettonici hanno frammentato l'intera successione dislocandola a differenti quote.

5.2 Località K 22

L'affioramento, esposto in una cava abbandonata, è costituito dal riempimento di una cavità aperta nel calcare del Cretaceo ubicata in prossimità del margine della paleofalesia orientale di Piana di Sopra (Figg. 1, 6). Di tale cavità, impostata su una frattura orientata N - S

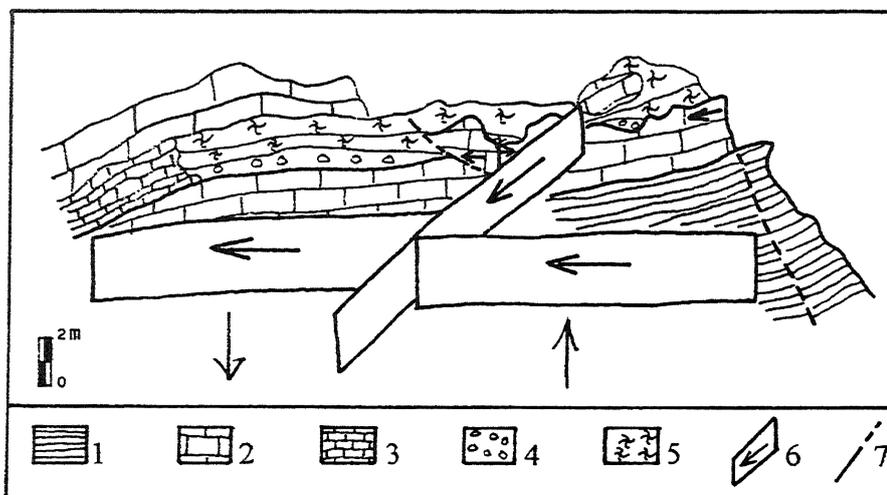


Fig. 9 - Sezione interpretativa dell'affioramento di località Semaforo. Legenda: 1. calcilutite a calpionelle (Titonico - Cretaceo inferiore); 2. calcare coralgale (Cretaceo inferiore - superiore); 3. calcilutite e calcisiltite a foraminiferi planctonici "Scaglia" (Cretaceo superiore-Eocene); 4. livello marino; 5. livelli continentali; 6. piani di faglia (la freccia indica la componente di movimento); 7. faglie; F. resti fossili.

Interpretative section of the Fig. 7. Legend: 1. calcilutite with calpionelle (Titonic - Early Cretaceous); 2. coralgale limestone (Early and Late Cretaceous); 3. calcilutite and calcisiltite with planctonic foraminifera, "Scaglia" (Late Cretaceous - Eocene); 4. marine level; 5. continental levels; 6. fault plane (the arrow indicates the component of movement); 7. fault; F. fossil occurrence.

e ampliata da fenomeni di dissoluzione carsica, è conservata una porzione larga da 4 a 10 m, profonda circa 9 metri ed estesa in altezza per 6 m. La base si trova ad una quota di 55 m s.l.m. e, verso l'alto, la cavità è attualmente aperta sulla superficie sommitale di Piana di Sopra (Fig. 10). La cavità, che presenta nella porzione inferiore numerosi fori di litodomi, si articola sul lato occidentale in due grotticelle aperte in corrispondenza di piani di faglia orientati NNO - SSE ed E - O. La faglia trascorrente sinistra orientata N - S che margina la paleofalesia orientale di Piana di Sopra e il sistema di faglie NNO - SSE e E - O che localmente dà luogo a piccole strutture di espulsione, interessano solo il substrato mesozoico.

Nella cavità giace un riempimento ben stratificato costituito in basso da una calcarenite rosa fortemente cementata (Figg. 10, 11: a), che riempie alcune fratture presenti alla base, composta da clasti carbonatici eterometrici elaborati dal mare e perforati dall'azione di spugne clionidi e da rari frammenti di molluschi marini immersi in una scarsa matrice pelitica. In maniera graduale si passa ad un conglomerato cementato (b), spesso circa 50 cm, costituito da clasti carbonatici eterometrici con grado di arrotondamento variabile, immersi in una matrice arenitica rosata a tratti più abbondante. Sono diffusi aggregati argillosi bruno - rossastri il cui scheletro, piuttosto scarso, è costituito prevalentemente da quarzo, rara selce e lamine di muscovite (pedorelliti). Sono presenti anche frammenti scheletrici di pesci, rilevati all'osservazione microscopica, e resti di molluschi marini tra cui *Spondylus* sp. e *Jujubinus* sp. (Ruggieri, c.p.). Sia i clasti che i fossili presentano fori di spugne clionidi. Con un contatto erosivo si passa ad un livello di arenaria calcarea rosata (c), spesso 30 - 40 cm, di aspetto vacuolare, i cui clasti raramente centimetrici sono immersi in una matrice ben cementata costituita da

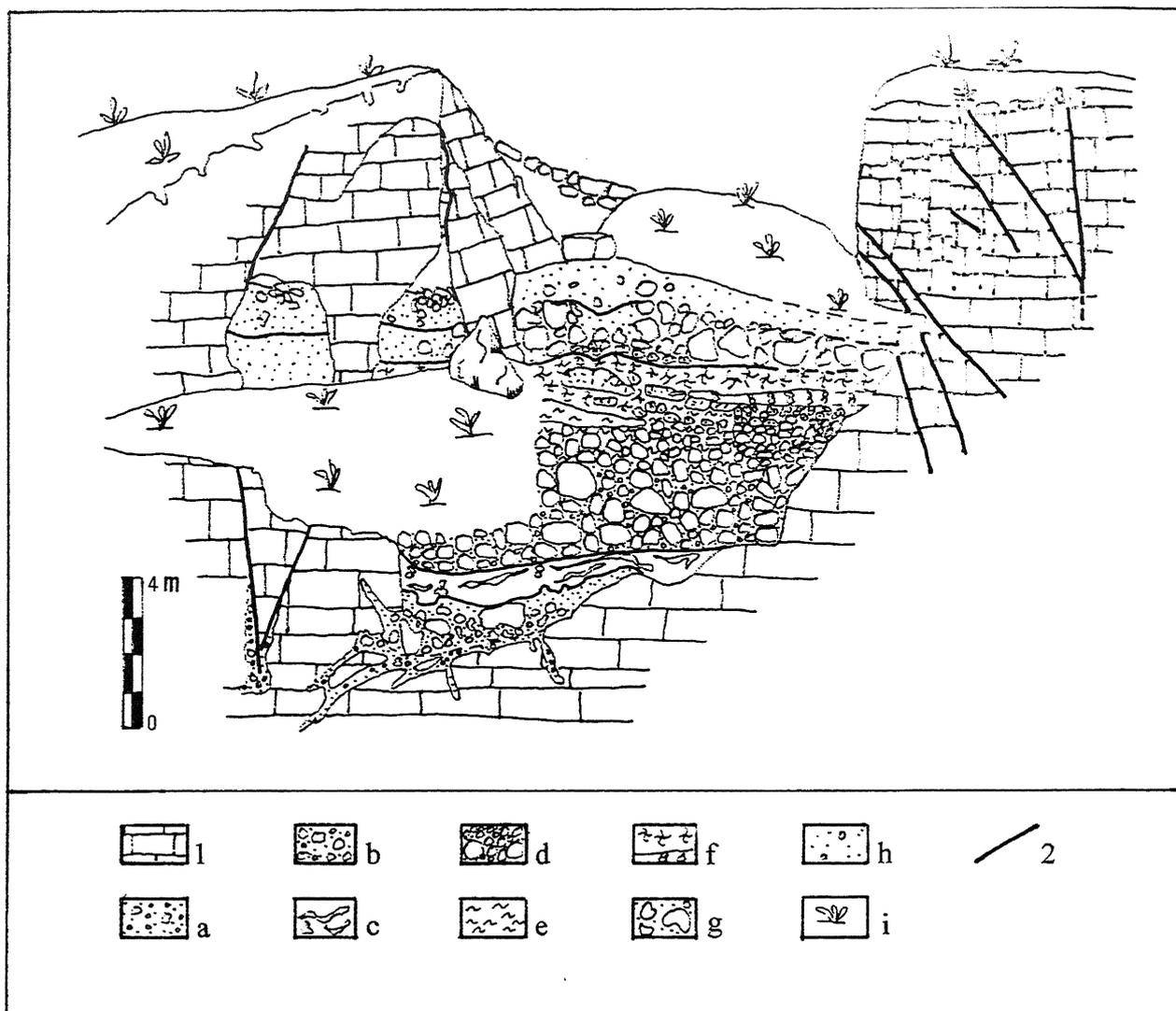


Fig. 10 - Sezione schematica dell'affioramento di località K22. 1. calcare coralgale (Cretaceo inferiore - superiore); a. arenaria; b. conglomerato inferiore; c. livello di arenaria rosata; d. conglomerato superiore (tardo Pleistocene medio - Pleistocene superiore); e. lente arancio (tardo Pleistocene medio - Pleistocene superiore); f. orizzonte rosso e livello petrocalcico (tardo Pleistocene medio - Pleistocene superiore); g. livello a blocchi ("pleniglaciale"); h. livello bruno (Tardiglaciale-Olocene); i. materiale rimaneggiato; 2. faglia.

Schematic section of the K22 locality outcrop. 1. coralgall limestone (Early - Late Cretaceous); a. sandstone; b. lower conglomerate; c. rose coloured sandstone; d. upper conglomerate (late Middle Pleistocene); e. orange lens (late Middle Pleistocene); f. red horizon and petrocalcic level (late Middle Pleistocene); g. blocks level ("pleniglacial"); h. brown level (Lateglacial - Holocene); i. reworked material; 2. fault.

granuli sabbiosi da grossolani a fini. L'analisi microscopica ha rilevato la presenza di resti vegetali con tracce o fantasmi di strutture cellulari evidenziate da concrezioni di ossidi di manganese. Sono presenti, inoltre, frequenti pedorelitti e rari frammenti di scheletro di pesci.

Il passaggio all'orizzonte sovrastante è marcato da una superficie erosiva, concava e irregolare, e da un brusco cambiamento di facies. Segue infatti un livello conglomeratico (d), di spessore variabile tra i 2 e i 2.5 m a clasti centimetrici e decimetrici variamente arrotondati di natura carbonatica e marnosa, questi ultimi derivati dallo smantellamento dei depositi di tipo "Scaglia". Alla base si presenta granosostenuto con una matrice prevalentemente di taglia arenitico - ruditica di colore biancastro. Verso l'alto i clasti sono di minori dimensioni e compare un'abbondante matrice terrosa di origine conti-

mentale, in cui sono frequenti pedorelitti argillosi e ferri. In prossimità del contatto con il deposito sovrastante, la matrice assume una colorazione rossastra e i clasti sono spigolosi, fortemente alterati e incrostati da ossidi di ferro - manganese. Alla base di tale livello sono stati ritrovati resti di *Hippopotamus cf. pentlandi*. Verso Ovest la parte alta dell'orizzonte conglomeratico passa lateralmente ad un livello terroso di colore arancio (e), dello spessore di circa 30 cm, debolmente cementato. Lo scheletro è costituito da sporadici elementi ghiaiosi calcarei, di dimensioni massime di 3 cm, sub - arrotondati per dissoluzione. Sono inoltre presenti aggregati argillosi ricchi in ossidi di ferro, rare lamine di muscovite e selce sub - arrotondata e abbondanti resti dei gliridi *Leithia ex gr. melitensis - cartei*, *Maltamys aff. wiendincitensis* e di *Crocidura aff. esuae*.

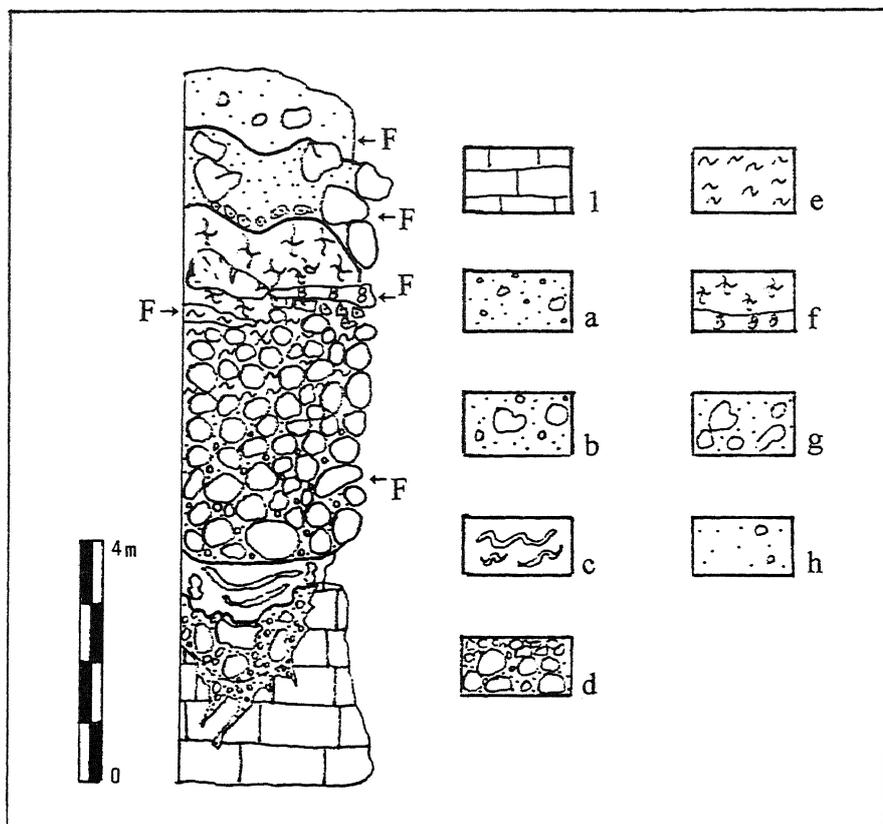


Fig. 11 - Colonna stratigrafica di località K22. Per la legenda vedi Fig. 10; F, resti fossili.

Stratigraphic column of the K 22 locality. Legend as Fig. 10; F, fossil occurrence.

Con un contatto netto si passa ad un orizzonte pelitico fortemente rubefatto di aspetto terroso (paleosuolo, f), dello spessore variabile da 50 a 90 cm, con aggregazione poliedrica, abbondanti placchature e noduli ferro - manganeseiferi e concrezioni carbonatiche nodulari (*poupées*). Lo scheletro è sabbioso, prevalentemente quarzoso, con frammenti di lamine di muscovite, lava e rari pedorelliti. Da questo orizzonte provengono abbondanti resti di *Crociodura* aff. *esuae*, *Leithia* ex gr. *melitensis* - *cartei*, *Maltamys* aff. *wiendincientis*, rari macromammiferi rappresentati da *Hippopotamus* cf. *pentlandi* e da *Sus* sp., resti di rettili, anfibi, uccelli e gasteropodi polmonati. Sul lato orientale la base del livello si presenta fortemente cementata e costituisce un orizzonte petrocalcico dello spessore di circa 25 cm.

Le associazioni di mammiferi finora citate sono riferibili al complesso faunistico ad *Elephas mnaidriensis* del tardo Pleistocene medio - Pleistocene superiore (*sensu* Burgio & Cani, 1988; Bonfiglio & Insacco 1992; Bonfiglio *et al.*, 1997).

Il contatto con il sovrastante livello è marcato da una superficie erosiva ondulata e da un allineamento di ciottoli alterati immersi in una matrice pelitica ("stone line" *sensu* Ruhe, 1959; Retallack, 1990) indicativi di una lacuna la cui notevole entità è desunta dal profondo rinnovamento nell'associazione faunistica. Segue un livello di spessore variabile tra 60 e 80 cm, a blocchi calcarei eterometrici (g) modellati dagli agenti esogeni, derivati dallo smantellamento dei calcari cretacei di Piana di Sopra. I clasti sono immersi in una matrice pelitico -

arenitica rosso - bruna, con aggregazione poliedrica, che al centro dell'affioramento diviene più abbondante. La frazione sabbiosa, prevalentemente quarzosa, contiene lamine di muscovite, frammenti di selce e "Scaglia". Sono presenti, inoltre, pedorelliti argillosi e concrezioni carbonatiche nodulari (*poupées*) in numero ridotto rispetto al livello sottostante. Questo orizzonte contiene un'abbondante associazione di micromammiferi composta da *Microtus* (*Terricola*) ex gr. *savii*, *Apodemus* sp., *Crociodura* cf. *sicula*, macromammiferi (*Cervus elaphus* cf. *siciliae* e *Sus scrofa*), resti di rettili, anfibi e molluschi continentali riferibili all'ultimo ciclo glaciale (Complessi faunistici di Pianetti - Castello, vedi Tab. 2).

Segue un deposito terroso bruno (h), di origine antropica, di spessore variabile tra i 60 e i 70 cm e granulometria siltoso - sabbiosa in cui sono inclusi clasti carbonatici eterometrici prevalentemente spigolosi. Lo scheletro è costituito da abbondante quarzo, lamine di muscovite, frammenti di selce, "Scaglia", lava e rari aggregati argillosi. Sono

presenti molluschi continentali, micromammiferi (*Microtus* (*Terricola*) ex gr. *savii* e *Crociodura* cf. *sicula*), macromammiferi (*Vulpes vulpes*, *Sus scrofa* e *Cervus elaphus*) e resti di pasto costituiti da frammenti di *Patella* sp. e *Trochus* sp. Il rinvenimento di industrie litiche, frustoli di materia organica e resti di *Homo sapiens sapiens* è indicativo di frequentazione antropica. La tipologia delle industrie litiche e la presenza di frammenti di ossidiana permettono di riferire tale livello al Mesolitico finale (Tusa, c. p.) e quindi alla transizione Pleistocene - Olocene.

Sul piano di cava antistante l'affioramento, in un blocco costituito da un'arenaria rosata fortemente cementata di aspetto vacuolare, sono stati rinvenuti un frammento di molare appartenente ad *Elephas falconeri* e molluschi continentali. Questo blocco potrebbe provenire da un orizzonte, smantellato dall'attività di cava, forse correlabile ad un lembo di arenaria rosata fortemente cementata che affiora anche sulla superficie di abrasione sommitale all'estremità settentrionale della cavità, a contatto con il calcare incassante.

Interpretazione

La presenza di fori di litodomi e di depositi con molluschi marini, resti di pesci, clasti perforati da spugne clonidi e pedorelliti nella parte inferiore della successione (unità a, b), sono indicativi di un ambiente di mare poco profondo (spiaggia intertidale o sommersa?) riconducibile ad una fase di stazionamento alto del livello marino successiva alla formazione del terrazzo di I ordine e probabilmente coeva a quella che ha dato ori-

Complessi Faunistici	Taxa caratterizzanti	Caratteristiche delle associazioni
COMPLESSO DI CASTELLO	<i>Equus asinus hidruntinus</i> <i>Cervus elaphus</i> <i>Bos primigenius</i> <i>Vulpes vulpes</i> <i>Microtus (Terricola) savii</i>	Associazione non endemizzata. Diffusione dell'uomo. Età: Pleistocene superiore (Pleniglaciale superiore - Tardiglaciale).
COMPLESSO DI CONTRADA PIANETTI	<i>Cervus elaphus siciliae</i> <i>Bos primigenius siciliae</i> <i>Vulpes</i> sp. <i>Ursus</i> cf. <i>arctos</i> <i>Erinaceus europaeus</i> <i>Crocidura</i> cf. <i>sicula</i> <i>Microtus (Terricola)</i> ex gr. <i>savii</i> <i>Apodemus</i> sp.	Popolamento con scarse o nulle caratteristiche endemiche. Estinzione dei pachidermi, dei grandi predatori, dei micromammiferi endemici e di alcuni dei grandi mammiferi della fase precedente. Età: Pleistocene superiore (inter - pleniglaciale).
COMPLESSO AD <i>ELEPHAS MNAIDRIENSIS</i>	<i>Elephas mnaidriensis</i> <i>Hippopotamus pentlandi</i> <i>Magaceroides carburangelensis</i> <i>Cervus elaphus siciliae</i> <i>Bos primigenius siciliae</i> <i>Bison priscus siciliae</i> <i>Ursus</i> cf. <i>arctos</i> <i>Panthera leo</i> <i>Crocuta crocuta</i> cf. <i>spelaea</i> <i>Leithia</i> ex gr. <i>melitensis-cartei</i> <i>Maltamys</i> aff. <i>wiendincitensis</i> <i>Crocidura</i> aff. <i>esuae</i>	Endemismo moderato dei grandi mammiferi con l'eccezione di <i>M. carburangelensis</i> . I taxa di grandi mammiferi derivano da eventi dispersivi di origine europea. I micromammiferi sono forme derivate dal complesso precedente. Età: tardo Pleistocene medio e primo Pleistocene superiore
COMPLESSO AD <i>ELEPHAS FALCONERI</i>	<i>Elephas falconeri</i> <i>Nesolutra trinacriae</i> <i>Leithia melitensis</i> <i>Leithia cartei</i> <i>Maltamys gollcheri</i> <i>Crocidura esuae</i> [<i>Geochelone</i>]	Associazione fortemente endemizzata. Età: parte inferiore del Pleistocene medio.
COMPLESSO DI MONTE PELLEGRINO	<i>Pellegrinia panormensis</i> <i>Pannonictis arzilla</i> <i>Asoriculus burgioi</i> Girirdi indeterminati	Taxa fortemente endemizzati sono associati a taxa con endemismo moderato. Gli eventi dispersivi sono di origine sia africana che europea. Età: Pleistocene inferiore.

Tab. 2 - Complessi faunistici a mammiferi quaternari della Sicilia.
Quaternary mammal faunal complexes of Sicily.

gine al terrazzo di II ordine. Anche se l'attività estrattiva ha modificato l'originaria morfologia del sito rendendo difficoltosa la ricostruzione degli eventi, i dati acquisiti si conciliano con l'ipotesi che la cavità fosse inizialmente aperta sulla paleofalesia.

Il livello arenaceo immediatamente sovrastante (c) rappresenta una fase di deposizione in ambiente marino a bassa energia, come testimoniano anche gli abbondanti elementi biogenici di origine algale. Il livello conglomeratico superiore (d) ha una genesi complessa. La presenza di resti di *Hippopotamus pentlandi* relativamente ben conservati, anche se disarticolati, fa supporre che il deposito si sia formato in un ambiente a bassa energia. La sua origine può essere riconducibile allo smantellamento di un conglomerato preesistente a seguito di processi gravitativi che hanno determinato il crollo della volta della cavità, oppure in conseguenza di processi di dilavamento che hanno favorito il trasporto all'interno della cavità stessa anche dei resti di vertebra-

ti. Le grandi dimensioni e il grado di arrotondamento dei clasti indicano che il conglomerato preesistente si era formato in un ambiente costiero ad alta energia (spiaggia). In questo caso tale conglomerato poteva rappresentare la copertura sedimentaria della superficie sommitale di Piana di Sopra, riferibile al terrazzo di I ordine. In alternativa lo stesso conglomerato potrebbe essere interpretato come un deposito di tipo tempestite accumulatosi durante una fase di high stand successiva a quella responsabile della formazione dei depositi sottostanti (orizzonti a, b, c) e verosimilmente corrispondente alla fase che ha prodotto il terrazzo di III ordine. Di contro l'origine fluviale del deposito è poco verosimile, sia per le considerazioni sopra esposte e tenendo conto anche della configurazione morfologica sub-pianeggiante dell'area e dell'assenza di paleoalvei e di altre morfologie fluviali, relitte o attuali. La presenza dei resti di vertebrati del complesso ad *E. mnaidriensis* il cui inizio, sulla base dei dati noti in letteratura (vedi capitolo 6), si

colloca nella parte alta del Pleistocene medio, si concilia meglio con la prima ipotesi. Nel caso si trattasse di una tempestate, tenendo conto dell'ipotesi di datazione della successione terrazzata (vedi capitolo conclusivo), i resti fossili sarebbero coevi agli stadi isotopici 11 - 15 (?) e quindi la dispersione di *Hippopotamus pentlandi* sull'isola risulterebbe molto più antica, in contrasto con le numerose correlazioni finora note.

La porzione superiore della successione, dal livello terroso di colore arancio (e) all'orizzonte antropico (h), rappresenta più fasi di sedimentazione in ambiente francamente continentale. L'aspetto generale del deposito rispecchia la policiclicità dei suoli fersiallitici ("terre rosse") ed è probabilmente riconducibile all'erosione di questi suoli e all'accumulo dei relativi prodotti nella cavità. La presenza di pedorelliti argillosi e ferriferi testimonia il trasporto cui furono sottoposti i materiali che costituiscono tali livelli, mentre le lamine di muscovite dimostrano l'importanza dell'apporto eolico nella formazione delle "terre rosse". Il quarzo grossolano arrotondato presente negli ultimi due orizzonti indica un aumento del trasporto eolico, probabilmente legato ad un inaridimento climatico.

5.3 Località Bivio

L'affioramento è localizzato all'interno di una cavità carsica presente sulla superficie di abrasione sommitale di Piana di Sopra ad una quota di circa 60 m s.l.m. (Figg. 1, 6). La successione, il cui limite inferiore non è esposto, affiora per uno spessore molto limitato ed è costituita da due orizzonti arenitici di ambiente continentale. L'orizzonte inferiore spesso circa 70 cm ha un aspetto vacuolare, un colore rosato e contiene pochi clasti carbonatici spigolosi di taglia centimetrica. Al tetto affiorano localmente resti fossili di mammiferi e un maggior numero di clasti di dimensioni decimetriche (*stone line*). L'orizzonte superiore, spesso circa 60 cm, è di colore rossastro e include abbondanti clasti spigolosi, fino a decimetrici, disposti caoticamente. La matrice arenitico - pelitica, irregolarmente cementata, presenta tasche di riassorbimento contenenti depositi di "terre rosse" e noduli di ossidi ferro - manganesiferi. La presenza di frammenti di concrezioni calcaree, di abbondanti resti fossili e di clasti privi di tracce di alterazione, fa supporre che la formazione di tale orizzonte sia legata al parziale smantellamento della cavità carsica e all'erosione e rideposizione di un preesistente suolo ad opera delle acque dilavanti.

L'associazione di macromammiferi, dominata da *Megaceroides carburangelensis*, comprende *Sus scrofa*, *Elephas* cf. *mnaidriensis*, *Ursus* sp., *Cervus elaphus* cf. *siciliae*. Sono presenti, inoltre, resti indeterminati di micromammiferi ed abbondanti frammenti di gasteropodi pulmonati. Tale associazione è riferibile al Complesso Faunistico ad *Elephas mnaidriensis* del tardo Pleistocene medio - Pleistocene superiore.

5.4 Località Torre Isoldida

Nei pressi di "Torre Isoldida" la paleofalesia che borda a Sud la superficie di abrasione sommitale di Piana di Sopra riferibile al terrazzo di I ordine (Figg. 1, 6), è

articolata in alcune insenature nelle quali sono presenti delle cavità impostate in corrispondenza di fratture di origine tettonica. Tali cavità, modellate dalla dissoluzione chimica e dall'erosione marina e ubicate a quote comprese fra 62 e 72 m s.l.m., contengono lembi di depositi marini e continentali. Nella insenatura occidentale è particolarmente evidente il residuo di un solco di battente inciso sulla paleofalesia ad una quota di circa 65 m s.l.m. (cfr. Antonioli *et al.*, 1998b). Tre delle numerose cavità presenti in questo settore sono state esaminate in modo dettagliato.

5.4.1 Sito Torre Isoldida 1

L'affioramento si trova in una incisione, ad andamento verticale, intagliata nella paleofalesia per una profondità di circa 20 m e impostata in corrispondenza di una faglia trascorrente sinistra orientata N - S. Circa 10 m più in basso della superficie di abrasione sommitale, qui ubicata a 83 m s.l.m., è presente il relitto di una cavità di cui sono conservati due incavi sovrapposti, profondi rispettivamente 1 e 3 m e con aperture del diametro di circa 1 m, le cui basi ad andamento sub-orizzontale sono situate rispettivamente a 70 e 72 m s.l.m. Sulle pareti della cavità, alle stesse quote, sono presenti fasce di fori di litodomi parzialmente sigillati da un sedimento pelitico, indizio di una successiva fase di riempimento. Al piano di faglia è associata una frattura riempita da una breccia calcarea a spigoli vivi molto cementata. Sulla parete della cavità si ritrovano lembi discontinui di speleotemi che sigillano i residui di un deposito continentale arrossato di taglia arenitico - pelitica in cui sono inclusi rari clasti millimetrici e frammenti di speleotemi.

Lungo il pendio antistante gli incavi, a quote comprese fra 60 e 70 m s.l.m., affiora una successione continentale inclinata di circa 30° verso S dello spessore di 4 metri. Tale successione è costituita, dal basso verso l'alto, da un livello pelitico cementato rosato - giallastro che reca tracce di una sottile stratificazione e include clasti carbonatici centimetrici a spigoli vivi. Segue una breccia con matrice limosa rossastra, che include grossi blocchi carbonatici eterometrici, fino a dimensioni metriche, derivati dal crollo delle pareti e della volta della cavità, resti di gasteropodi continentali e rarissimi resti di vertebrati. Chiude la successione un altro livello pelitico rosato, di aspetto vacuolare e di spessore e giacitura irregolari, contenente frammenti di gasteropodi continentali. Il sedimento limoso che riempie i fori di litodomi è probabilmente riconducibile ad uno dei due livelli pelitici.

Interpretazione

La faglia trascorrente su cui è impostata la cavità è riconducibile alla tettonica del Pliocene superiore - Pleistocene inferiore (?). In seguito, nelle fratture associate al piano di faglia si deposita la breccia calcarea e successivamente la dissoluzione carsica dà origine alla cavità (Pleistocene inferiore - primo Pleistocene medio ?). Durante una fase di *high stand* successiva a quella responsabile della formazione della superficie di abrasione sommitale, e probabilmente riconducibile alla fase che ha prodotto il terrazzo di II ordine, la cavità viene intercettata e rimodellata dall'azione del mare come evidenziato dalla presenza dei fori di litodomi e dalla morfologia dei due incavi. Segue un primo ciclo di depo-

sizione continentale con formazione di speleotemi che si intercalano al deposito e lo sigillano (Pleistocene medio). Dopo una fase erosiva che asporta gran parte della successione si ha la deposizione di una nuova serie continentale (Pleistocene superiore ?). In particolare, dopo la messa in posto del livello limoso inferiore e durante la deposizione dei livelli rosso brecciato e limoso superiore, si ha il parziale smantellamento della cavità che porta, infine, al crollo della volta. Il rimaneggiamento e l'asportazione della parte superiore del deposito sono riconducibili all'attività antropica.

5.4.2 Sito Torre Isolidda 2

Sul lato orientale della insenatura ad Ovest di Torre Isolidda 1 sono presenti tre cavità ravvicinate. Solo due di queste sono state studiate e indicate con il nome di "Torre Isolidda 2" e "Torre Isolidda 3".

Il sito di Torre Isolidda 2 è costituito da due cavità sovrapposte (A e B in Figg. 12, 13), sviluppatesi lungo un piano di faglia trascorrente destra ad andamento NNO - SSE, in cui si ritrovano depositi marini, di spiaggia, continentali e speleotemi. La base della grotta superiore (A), la cui apertura ha un diametro di circa 3 metri, è ubicata a 72 m s.l.m., ed è costituita da un sottile diaframma di calcare su cui poggia una successione fortemente cementata, spessa circa 2 m, che viene a costituire parte della volta della cavità inferiore (3, 4 in

Fig. 13). La successione è formata da un deposito conglomeratico di ambiente di spiaggia (3), con ciottoli calcarei eterometrici arrotondati e/o appiattiti e perforati da spugne clonidi, immersi in una matrice di taglia arenitico - ruditica di colore rosato - giallastro contenente resti di molluschi marini, su cui poggia un livello cementato di breccia ad elementi eterometrici (4). Blocchi staccati di entrambi i livelli si trovano ai piedi della grotta di quota inferiore (11). In un blocco di conglomerato è stata recuperata una lamina di un molare attribuibile ad *Elephas falconeri*.

La base della grotta inferiore (B), che è profonda circa 10 metri con un'apertura alta 7 m e larga 15 m, è posta ad una quota di circa 62 m s.l.m. All'interno di fratture e cementati alle pareti si trovano lembi di una breccia (2) i cui clasti, fino a decimetrici, sono immersi in una matrice micritica rosata. Tale breccia è precedente all'azione dei processi carsici responsabili della formazione del fusoide e costituisce il residuo del riempimento delle diaclasi associate alla faglia. Nella porzione più interna della cavità, ad una quota di circa 65 m s.l.m., sono conservati lembi di un conglomerato di spiaggia cementato (5) con ciottoli decimetrici immersi in una matrice arenitica rossastra. Alla stessa quota è presente una fascia di fori di litodomi (6) associata ad un solco di battente che è riconducibile alla fase di stazionamento alto del livello marino evidente lungo tutta l'insenatura occidentale di Torre Isolidda (cfr. anche Antonioli *et al.*, 1998b). Infine, sono presenti almeno tre cicli di speleo-

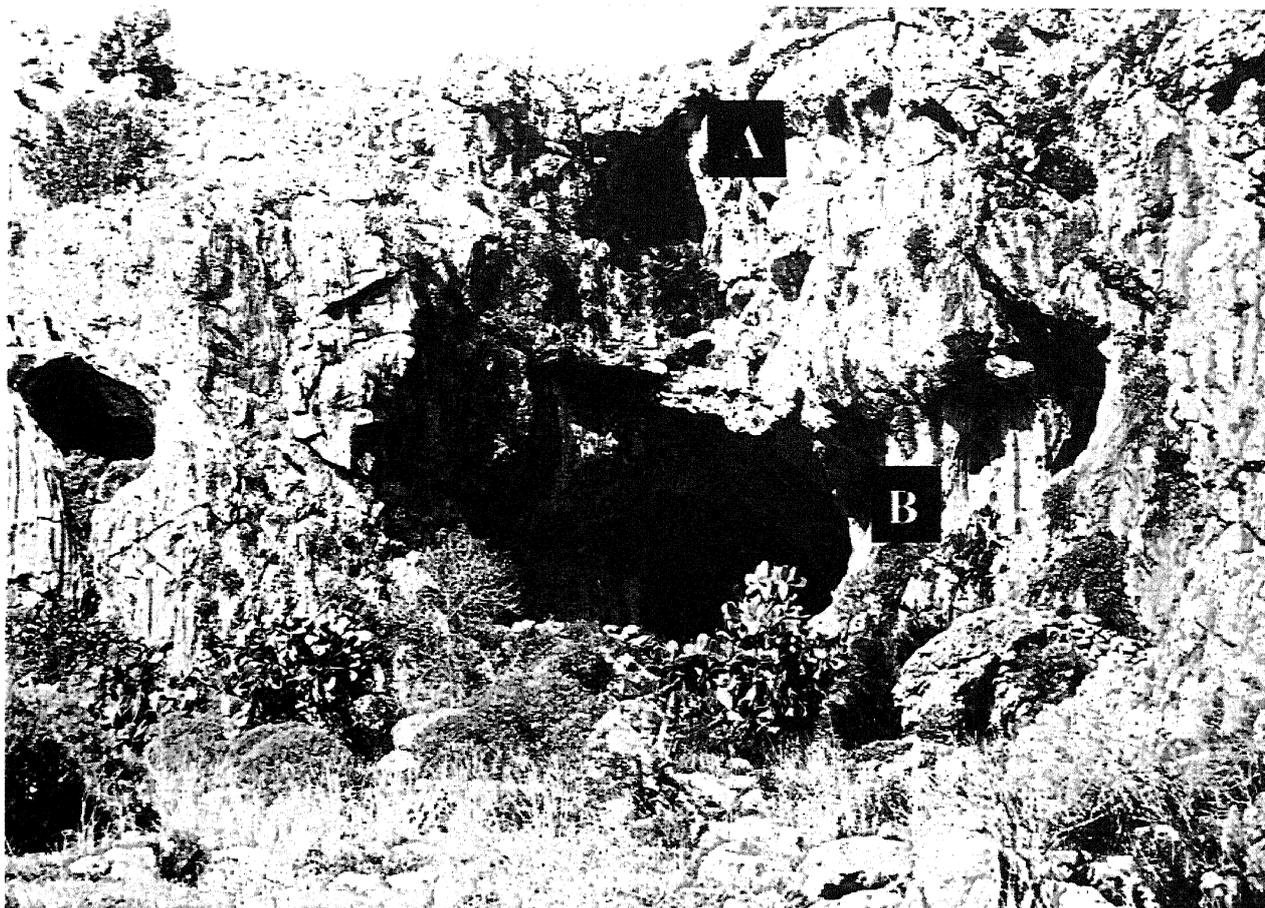


Fig. 12 - Grotte marine di Torre Isolidda 2. A. cavità superiore; B. cavità inferiore.

Marine caves at Torre Isolidda 2 locality. A. upper cave; B. lower cave.

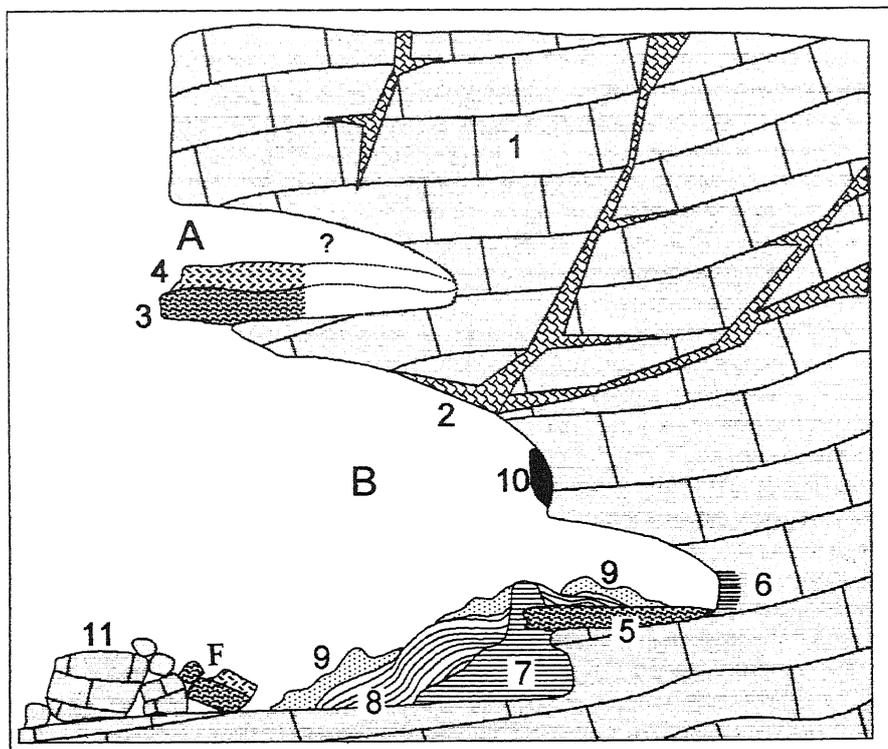


Fig. 13 - Sezione schematica delle grotte marine (A e B) di località Torre Isolidda 2. 1. calcareo coralgale (Cretaceo inferiore - superiore); 2. breccia; 3. conglomerato superiore; 4. breccia superiore; 5. conglomerato inferiore; 6. parete forata da litodomi; 7. speleotema calcareo domiforme; 8. speleotema calcareo laminato; 9. speleotema calcareo con abbondante deposito limoso-sabbioso; 10. deposito continentale; 11. accumulo di crollo; F. resti fossili.

Schematic section of caves A and B of the Torre Isolidda 2 locality. 1. coralgale limestone (Early - Late Cretaceous); 2. breccia; 3. upper conglomerate; 4. upper breccia; 5. lower conglomerate; 6. wall bored by lithophaga; 7. dome-shaped calcareous speleothem; 8. laminated calcareous speleothem; 9. calcareous speleothem with abundant silt-sandy deposit; 10. continental deposit; 11. debris fall; F. fossil occurrence.

temi aventi giacitura irregolare e tra loro discordanti. Il primo ciclo è rappresentato da una concrezione domiforme (7) di aspetto massivo sovrapposta anche al conglomerato marino (5); il secondo ciclo è costituito da uno speleotema, che localmente è fittamente laminato con intercalazioni di "terre rosse" (8); l'ultimo ciclo comprende concrezioni calcaree che cementano un abbondante deposito limoso - sabbioso giallastro a luoghi laminato (9). A contatto con la parete, fino ad una quota di circa 67 m s.l.m., sono presenti lembi fortemente discontinui di un deposito continentale (10), i cui elementi di taglia arenitico - ruditica sono immersi in una matrice rossastra cementata, che rappresentano i relitti di un litosoma originariamente più esteso.

Interpretazione

Analogamente a Torre Isolidda 1, alla fase tettonica trascorrente del Pliocene superiore - Pleistocene inferiore (?) sono riferibili la faglia e le fratture, in cui si è in seguito deposta la breccia (2) e in corrispondenza delle quali si sono originate, per processi di dissoluzione carsica, le due cavità (fase ipogea). Successivamente, durante una o più fasi di *high stand* marino, presumibilmente le stesse che hanno dato origine al terrazzo di II ordine, l'azione del moto ondoso ha determinato l'arretramento della falesia intercettando le cavità e rimodellan-

dole. Probabilmente una fase di stazionamento più antica è responsabile dell'apertura della grotta superiore (72 m s.l.m.) e della deposizione del conglomerato di spiaggia superiore (3) in cui si trova il resto di *Elephas falconeri*. Su questi sedimenti si è successivamente deposto il livello di breccia superiore (4; primo Pleistocene medio). Anche se il resto di elefante può non essere in giacitura strettamente primaria, esso è inglobato sotto forma di clasto nel conglomerato di spiaggia e non può essersi depositato molto tempo dopo la formazione del conglomerato stesso, tenuto conto anche del fatto che tutto il settore della paleofalesia è prevalentemente in erosione e che il conglomerato e la breccia sporgono attualmente a cornice dalla paleofalesia stessa. In un tempo successivo il moto ondoso intercetta e modella anche il fusoide di quota inferiore (62 m s.l.m.) e si ha la deposizione del conglomerato di spiaggia inferiore (5) del quale sono conservati lembi sul fondo della cavità. Questa fase di stazionamento alto del livello marino è evidenziata anche dalla fascia di fori di litodomi posta a circa 65 m s.l.m. (6). A seguito della definitiva emersione dell'area, l'erosione provoca l'asportazione di parte dei precedenti depo-

si. Segue quindi una fase di concrezionamento articolata in tre cicli (7, 8 e 9) e successivamente la deposizione del sedimento continentale (10), di cui sono conservati solo pochi lembi a contatto con le pareti della grotta. Come nel caso di Torre Isolidda 1, l'asportazione del deposito più recente e il rimodellamento parziale della grotta sono riconducibili ad una successiva azione antropica.

5.4.3 Sito Torre Isolidda 3

L'affioramento è localizzato all'interno di un riparo marino intagliato sulla paleofalesia 5 metri più ad Est di Torre Isolidda 2 ad una quota di circa 65 m s.l.m. Tale riparo, profondo 4 m e con una apertura larga 4 m ed alta 5 m, è in continuità con una stretta cavità carsica ad andamento orizzontale, orientata N - S, che si sviluppa per almeno una decina di metri. Sulle pareti del riparo sono presenti più fasce di fori di litodomi. Sulla parete orientale e all'imboccatura della cavità si ritrovano lembi di un conglomerato di spiaggia, con clasti centimetrici perforati da spugne clionidi, e di un deposito continentale. La successione risulta, infine, sigillata da speleotemi. L'evoluzione del riparo e la genesi dei depositi sono riconducibili a quelle della cavità di quota inferiore (B) di Torre Isolidda 2.

5.5 Sito Caletta Cofano

Questo affioramento, ubicato in una caletta lungo la costa sud - occidentale della Penisola (Fig. 1) ad una quota compresa fra 0 e 3 m s.l.m., è costituito da una successione continentale che giace in discordanza su un deposito marino. Quest'ultimo è formato alla base da una calcarenite giallastra a granulometria omogenea, notevolmente cementata e scarsamente fossilifera con laminazioni centimetriche, passante verso l'alto ad un livello a clasti carbonatici e silicei eterometrici perforati da spugne clionidi. Il passaggio con la successione continentale è marcato da una superficie di abrasione marina localizzata fra 0.5 e 1 m s.l.m. In questo settore della penisola tale superficie si segue con continuità fino ad una quota di circa 10 m s.l.m., dove è sepolta da detriti di versante. Sulla base della quota e delle osservazioni di campagna, che evidenziano la sua continuità con le superfici riferibili al terrazzo di VI ordine, è ragionevole riferire questa piattaforma all'Eutirreniano (Fig. 3).

Il deposito continentale è costituito in basso da un livello arenitico arrossato, notevolmente cementato, con lenti di "terra rossa". Si tratta di un orizzonte petrocalcico con al tetto un livello di clasti angolosi carbonatici e calcarenitici alterati a giacitura sub-orizzontale, interpretabile come una *stone line*. Scarsamente fossilifero alla base, verso l'alto si arricchisce in molluschi continentali. Si notano tracce di una intensa bioturbazione attribuibile ad apparati radicali. Lo spessore osservato in affioramento è di circa 70 cm. Segue un orizzonte pelitico di "terre rosse", con lenti petrocalciche, contenente fossili di vertebrati (*Elephas mnaidriensis*, *Bos primigenius*) e molluschi continentali disposti su un piano sub-orizzontale. Anche in questo caso sono presenti tracce di bioturbazione. Superiormente si passa ad un livello a clasti spigolosi di dimensioni decimetriche e giacitura sub-orizzontale, immersi in una matrice terrosa rossastra (*stone line*). Vi sono inclusi abbondanti resti di mammiferi appartenenti ad *Elephas mnaidriensis*, *Bos primigenius* e *Crocota crocuta* (Complesso Faunistico ad *Elephas mnaidriensis*), frammenti di gasteropodi polmonati e concrezioni lentiformi ondulate. Lo spessore complessivo degli ultimi due livelli è di circa 70 cm. Un suolo di colore rosso scuro spesso circa 60 cm, omogeneo e privo di fossili, chiude l'intera successione.

5.6 Sito Tonnara del Secco

L'affioramento si trova nel settore nord - orientale della Penisola di San Vito lo Capo ad una quota variabile da 3 a 10 m s.l.m. (Fig. 1). Si tratta del riempimento di una serie di fratture orientate NO - SE che interessano i calcari del Tortonico - Cretaceo inferiore, a loro volta intagliati da una superficie di abrasione marina riferibile, sulla base dell'analisi geomorfologica, all'Eutirreniano (Fig. 3). Il riempimento è costituito da una calcarenite marina di colore giallastro, fortemente disturbata e a giacitura irregolare, su cui giacciono lembi discontinui di un deposito continentale caratterizzato da elementi eterometrici a spigoli vivi immersi in una matrice arenitica di colore rosato e contenente abbondanti resti di gasteropodi continentali e di *Megacerooides carburangelensis* (Complesso Faunistico ad *Elephas mnaidriensis*). Livelli concrezionati sono presenti tra il calcare e la calcarenite

ed all'interno di quest'ultima. Nel deposito continentale gli speleotemi si trovano sia in posto che rimaneggiati.

5.7 Sito Seno dell'Arena

L'affioramento è ubicato nel settore centro - occidentale della Penisola (Fig. 1), ad una quota di circa 10 m s.l.m., e giace su una superficie di abrasione eutirreniana (Fig. 3). E' costituito da lembi di una breccia fortemente cementata e debolmente arrossata contenente resti di *Megacerooides carburangelensis*, taxon diagnostico del complesso ad *Elephas mnaidriensis*, e frammenti di molluschi continentali.

6. BIOCRONOLOGIA DEI MAMMIFERI DEL PLEISTOCENE MEDIO - SUPERIORE DELLA SICILIA E IPOTESI DI CORRELAZIONE CON LA STRATIGRAFIA ISOTOPICA

Negli ultimi anni la stratigrafia a mammiferi continentali della Sicilia è stata profondamente rinnovata grazie ai lavori di Burgio & Cani (1988), Bonfiglio & Insacco (1992) e Bonfiglio & Burgio (1992), che hanno tracciato un quadro biocronologico che riconosce l'esistenza di cinque complessi faunistici derivati da eventi dispersivi di mammiferi dalle aree continentali o da vicine aree insularizzate. I "complessi faunistici" sono unità biocronologiche e possono essere assimilati alle cenozone della biostratigrafia delle rocce del dominio marino (cfr. Lindsay, 1990, con bibliografia). Anche se l'affinamento e la calibratura della scala biocronologica siciliana richiedono ulteriori approfondimenti, le associazioni a mammiferi costituiscono uno strumento affidabile, anche se affetto da un certo grado di imprecisione, per la cronologia dei depositi continentali e transizionali. La successione aggiornata dei complessi faunistici siciliani (vedi anche Bonfiglio *et al.*, 1997, con bibliografia) è riportata in tabella 2.

6.1 Calibratura dei complessi faunistici e correlazioni con la stratigrafia isotopica

La calibratura dei complessi faunistici siciliani è basata su dati di diversa natura: datazioni geocronometriche (Bada *et al.*, 1991; Rhodes, 1996) e correlazioni con depositi marini e/o con evidenze geomorfologiche di stazionamenti del livello del mare, finora elaborate quasi esclusivamente nel settore orientale e sud orientale dell'isola (cfr. Bonfiglio, 1991; Bonfiglio *et al.*, 1997). Una prima ipotesi di correlazione con gli stadi isotopici è stata proposta da Agnesi *et al.* (1997).

Depositi limnici contenenti resti di *Elephas falconeri* e *Leithia melitensis* giacciono al di sopra di depositi marini fossiliferi riferibili al Pleistocene inferiore e sono sovrastati da depositi marini del primo Pleistocene medio in località Comiso Chiaramonte Gulfi (Bonfiglio & Insacco, 1992). Nella stessa area, resti di mammiferi del complesso ad *Elephas mnaidriensis* sono contenuti in depositi di conoide alluvionale sommerso che poggiano sulla successione lacustre. Sempre sull'altopiano Ibleo i depositi contenenti l'associazione ad *E. falconeri* della cavità inferiore di Spinagallo (località tipo del complesso faunistico) giacciono al di sopra di depositi calcarenitici riferibili alla parte infe-

riore del Pleistocene medio (Bonfiglio & Insacco, 1992; Bonfiglio, 1992b), mentre nella sovrastante cavità superiore sono preservati resti di una associazione a *E. mnaidriensis*.

In località Contrada Fusco (Siracusa) depositi fluviali e palustri contenenti una ricca associazione di vertebrati del Complesso Faunistico ad *E. mnaidriensis*, giacciono su sedimenti depositi su una superficie di erosione che taglia argille marine di età Siciliano (*sensu* Ruggieri *et al.*, 1984) e primo Pleistocene medio, e sono sigillati da calcareniti attribuite al Tirreniano (Caruso, 1996; Chilardi, 1996; Chilardi & Gilotti, 1996). In località Acquedolci sulla costa settentrionale della Sicilia, un deposito palustre - lacustre contenente una ricca associazione del complesso ad *E. mnaidriensis* giace su una piana di abrasione pre - tirreniana. A quota inferiore nelle ghiaie litorali che si trovano su una piattaforma di abrasione riferibile all'Eutirreniano, sono contenuti resti di mammiferi dello stesso complesso (Bonfiglio, 1992a).

Le età ricavate da Bada *et al.* (1991) col metodo dell'epimerizzazione delle isoleucine su fossili appartenenti ad associazioni del complesso a *E. falconeri* e ad *E. mnaidriensis*, provenienti da numerose località della Sicilia, hanno restituito valori di età di 455.000 +/- 90.000 anni B.P. per i resti di *Elephas falconeri* e di 200.000 +/- 40.000 anni B.P. per elementi del complesso ad *Elephas mnaidriensis*. Recenti misure di età effettuate col metodo ESR sui reperti provenienti da Contrada Fusco (Rhodes, 1996) hanno fornito risultati che indicano un'età grossomodo compresa fra 140.000 e 170.000 anni B.P., con un intervallo totale di errore che si estende da più di 200.000 a 90.000 anni B.P. Poiché il deposito calcarenitico che giace al di sopra dei livelli a mammiferi è stato riferito al Tirreniano (Caruso, 1996) le datazioni ESR tendono a confermare l'età pre - tirreniana dei depositi.

na dei depositi.

L'insieme dei dati stratigrafici e geocronometrici disponibile permette un tentativo di correlazione dei complessi faunistici con la stratigrafia isotopica del $\delta^{18}O$ (Shackleton, 1995), che deve essere considerato una ipotesi di lavoro (Fig. 14).

La terminazione dello stadio di Castello può essere correlata con la fase ingressiva dello stadio isotopico 1, che corrisponde a un generalizzato ripristino della copertura arborea. Gli equidi sono infatti assenti dagli orizzonti stratigrafici con culture materiali umane della fase Mesolitica, il cui inizio è datato in Sicilia attorno a 10.000 anni B.P. Gli eventi dispersivi che determinano l'inizio del complesso di Castello sono verosimilmente collocabili in una fase arida e regressiva che può essere identificata con lo stadio 2 ("pleniglaciale superiore" - Tardiglaciale). Le datazioni ^{14}C degli orizzonti archeologici ad industrie epigravettiane che accompagnano questa associazione si estendono grossomodo da 15.000 - 11.000 anni B.P., indicando un tempo che corrisponde al Tardiglaciale.

I rapporti stratigrafici di alcuni depositi ad *Elephas mnaidriensis* con i depositi marini eutirreniani indicano che la terminazione del Complesso Faunistico a *E. mnaidriensis* si colloca in un tempo più recente del sotto - stadio isotopico 5e. D'altra parte la fauna di Contrada Pianetti (Bonfiglio *et al.*, 1997) indica che alcuni degli elementi caratteristici del complesso a *E. mnaidriensis* erano già assenti nell'isola prima dell'inizio del complesso di Castello. E' verosimile ipotizzare che il deterioramento climatico dello stadio isotopico 4 ("Würm 2" o "pleniglaciale inferiore" della stratigrafia climatica) possa segnare grossomodo la fine del complesso a *E. mnaidriensis*. Nella penisola italiana l'elefante antico (che è la forma continentale strettamente affine a *E. mnaidriensis*) e l'ippopotamo divengono elementi rari nelle asso-

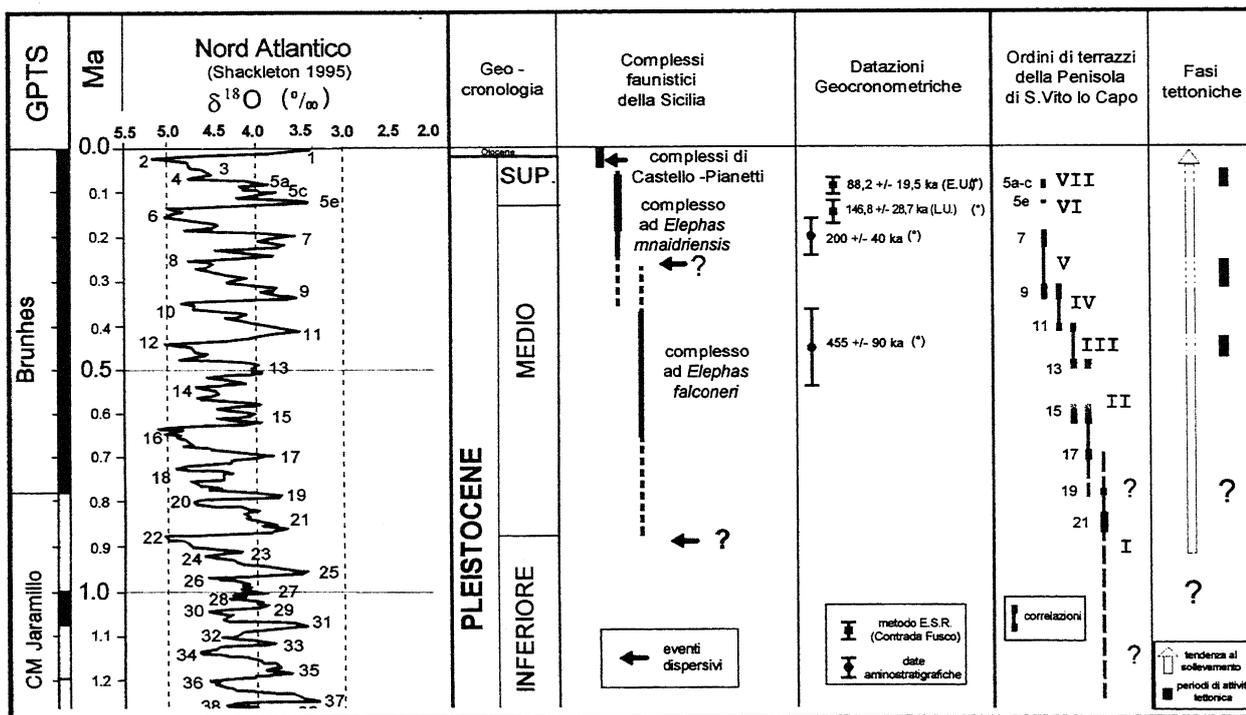


Fig. 14 - Schema di correlazione cronologico. (*) Da Rhodes, 1996; (°) da Bada *et al.*, 1991.

Chronological correlation frame. (*) From Rhodes, 1996; (°) from Bada *et al.*, 1991.

ciazioni post – eutirreniane, e i due pachidermi sembrano estinguersi localmente in corrispondenza dello stadio 4; questi dati fornirebbero una conferma indiretta a questa correlazione. Il complesso faunistico di Contrada Pianetti verrebbe quindi, secondo queste ipotesi, a collocarsi fra gli stadi isotopici 4 e 2 e comprenderebbe grossomodo l'ultimo interstadiale (stadio 3).

Elementi meno probatori sono disponibili per stabilire i tempi della transizione fra il Complesso Faunistico ad *E. falconeri* e il complesso a *E. mnaidriensis*. Le evidenze stratigrafiche infatti dimostrano l'esistenza di faune del complesso a *E. mnaidriensis* in un tempo almeno corrispondente allo stadio isotopico 6. Le datazioni aminostratigrafiche e ESR sono anch'esse compatibili con una correlazione con lo stadio 6, ma possono indicare anche un'età leggermente più antica fino a comprendere lo stadio 7. In tal caso, data la scarsa probabilità del verificarsi di eventi dispersivi durante le fasi di stazionamento alto del livello marino, si può supporre una correlazione dell'inizio del complesso ad *E. mnaidriensis* con lo stadio isotopico 8. Un'ulteriore fonte di incertezza risiede nelle datazioni aminostratigrafiche ricavate dai fossili di *Elephas antiquus leonardii* di località "Giardini di Via Libertà" (Palermo) che hanno fornito un'età comparabile con quelle misurate per *E. falconeri* (Bada *et al.*, 1991) e che possono indicare una correlazione con gli stadi isotopici 12-13. Questo dato tende a favorire l'ipotesi che almeno la dispersione dell'antenato di *E. mnaidriensis* sia più antica delle età cui l'intera associazione può essere affidabilmente riferita e costituisce comunque un elemento a favore per un invecchiamento del tempo di origine del complesso. La correlazione della transizione fra i due complessi quindi rimane per il momento poco precisa e può collocarsi in corrispondenza degli stadi 10 (?), 8 oppure 6.

Incertezze ancora maggiori si hanno per i tempi di origine del complesso a *E. falconeri*. La fase di popolamento corrispondente a questo complesso è indicativa di una minore estensione delle terre emerse e di una paleogeografia più articolata dell'isola siciliana, nonché di un forte isolamento geografico. Le date aminostratigrafiche suggeriscono che l'associazione a *E. falconeri* fosse già esistente nel tempo corrispondente agli stadi isotopici 14 - 12. È verosimile ritenere che questa associazione preceda in parte la fase di sollevamento generalizzato della Sicilia collocabile nella parte alta del Pleistocene medio, e corrisponda a fasi climatiche mediamente più temperate o temperato - calde che si correlano agli stadi da 15 a 12. I dati di Comiso Chiaramonte Gulfi sembrano sostenere queste ipotesi e suggeriscono che il limite inferiore di questo complesso si collochi in un tempo successivo alla fase ingressiva del Siciliano. La di-

spersione di *E. falconeri*, o del suo diretto progenitore nel complesso insulare siculo – maltese, potrebbe corrispondere ad una fase di ritiro del mare legata ad un sollevamento generalizzato che ha investito l'Appennino (Carobene & Dai Pra, 1990). Tale fase potrebbe essere collocata alla fine dell'ingressione del Siciliano e quindi nell'intorno dello stadio isotopico 22 (Ruggieri *et al.*, 1984; Azzaroli, 1995).

7. DISCUSSIONE E CONCLUSIONI

L'analisi e il confronto dei dati geologici, geomorfologici e stratigrafico - paleontologici permettono di ricostruire un quadro dell'evoluzione morfotettonica e stratigrafica dell'area.

È stata riconosciuta una successione di 7 ordini di terrazzi la cui genesi è riconducibile alle fluttuazioni eustatiche e ai movimenti di sollevamento del Pleistocene medio e superiore. Questa successione è completa e ben conservata nella Piana di Cornino, dove i vari ordini di terrazzi sono separati da evidenti falesie o ripe di erosione marina inattive, e lungo le aree costiere nord occidentali della penisola (Piana di Castelluzzo, Piana di Sopra, Piana di San Vito lo Capo, Zarbo di Mare), dove però i limiti fra i terrazzi non sempre sono netti e facilmente riconoscibili. Le varie fasi di stazionamento alto del livello marino sono altresì contrassegnate da solchi e grotte marine, che si rinvengono intagliati nelle falesie inattive, al cui interno sono generalmente presenti fasce a fori di litodomi e depositi marini e continentali talvolta con resti di vertebrati. Anche se le quote dei terrazzi non possono essere considerate strettamente indicative a causa delle dislocazioni tettoniche che hanno frammentato l'area in blocchi (Figg. 1, 2), con settori caratterizzati da velocità di sollevamento e da comportamenti differenti, è stata proposta una correlazione fra i differenti lembi di

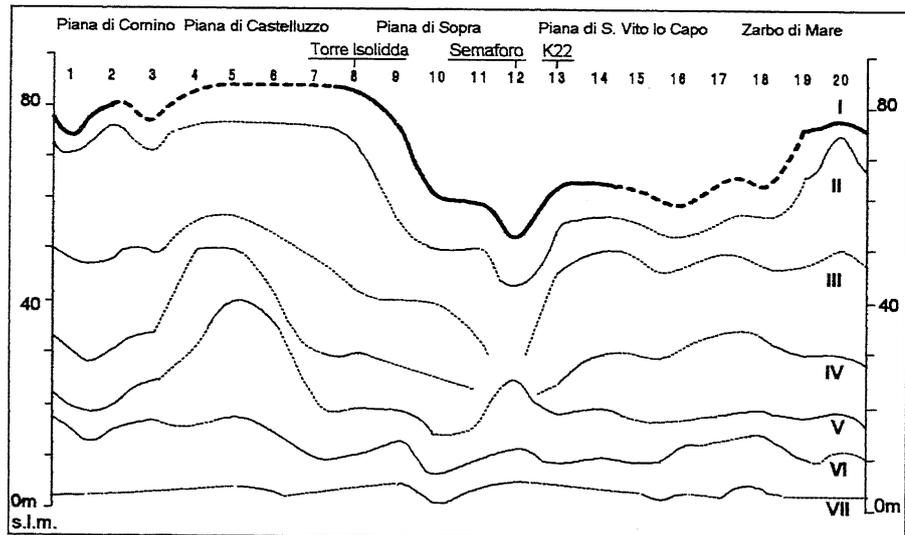


Fig. 15 - Andamento delle linee di riva della Penisola di San Vito lo Capo. Per i terrazzi compresi fra il II e il VII ordine è riportata la quota del margine interno, mentre per il terrazzo di I ordine quella del margine esterno. I numeri arabi indicano i transesti delle Figg. 3 e 4.

Shore line trend of the San Vito lo Capo Peninsula. The inner edge height is reported for the terraces from the II to the VII order, while the outer edge is reported for the I order terrace. The arabic numbers indicate the transects of the Figg. 3 and 4.

superfici terrazzate (Figg. 3, 4, 15). I dati paleontologici, quando disponibili (vedi Tab. 1), sono stati impiegati come elemento di controllo.

Anche se la datazione dei terrazzi e dei relativi depositi presenta elementi di incertezza, la successione degli eventi può essere ricostruita sulla base dei dati stratigrafici e paleontologici (Fig. 16).

Il dato più vincolante è rappresentato dalla presenza di una associazione di invertebrati marini di tipo "Senegalese" a *Strombus bubonius* (cfr. Mauz *et al.*, 1997) nei depositi che ricoprono le superfici di abrasione del terrazzo di VI ordine, che consente di datare tale terrazzo all'Eutirreniano (sotto - stadio isotopico 5e). Il ritrovamento di mammiferi caratteristici del complesso a *Elephas mnaidriensis* in depositi che poggiano direttamente sulle superfici di abrasione di tale terrazzo a Caletta Cofano e a Seno dell'Arena, o le intersecano a Tonnara del Secco, non è in contrasto con questa determinazione di età.

I vincoli riguardanti i terrazzi più antichi derivano da una serie di considerazioni che hanno consentito di correlare solchi, grotte marine e relativi depositi ai differenti ordini di terrazzi. La constatazione che, nel settore di Piana di Sopra, i solchi e le grotte di località Torre Isolidda, Semaforo e K22 presentano un dislivello costante di circa 10 m rispetto alla quota dei margini esterni del terrazzo di I ordine (trassetti 8, 12, 13 in Figg. 3, 15), suggerisce che queste forme siano riconducibili ad una stessa fase di stazionamento alto del livello marino identificabile con quella che ha prodotto le superfici del terrazzo di II ordine. I dati relativi alle associazioni di mammiferi che si ritrovano nei depositi di queste località sono sostanzialmente in accordo con questa interpretazione e, sebbene con qualche aspetto problematico, permettono di vincolare l'età dello stesso terrazzo. Particolarmente significativa è la presenza di elementi faunistici del complesso a *Elephas falconeri* nel deposito di spiaggia di Torre Isolidda 2 (conglomerato superiore di quota 72 m s.l.m.) e nei sedimenti continentali sovrastanti il deposito mari-

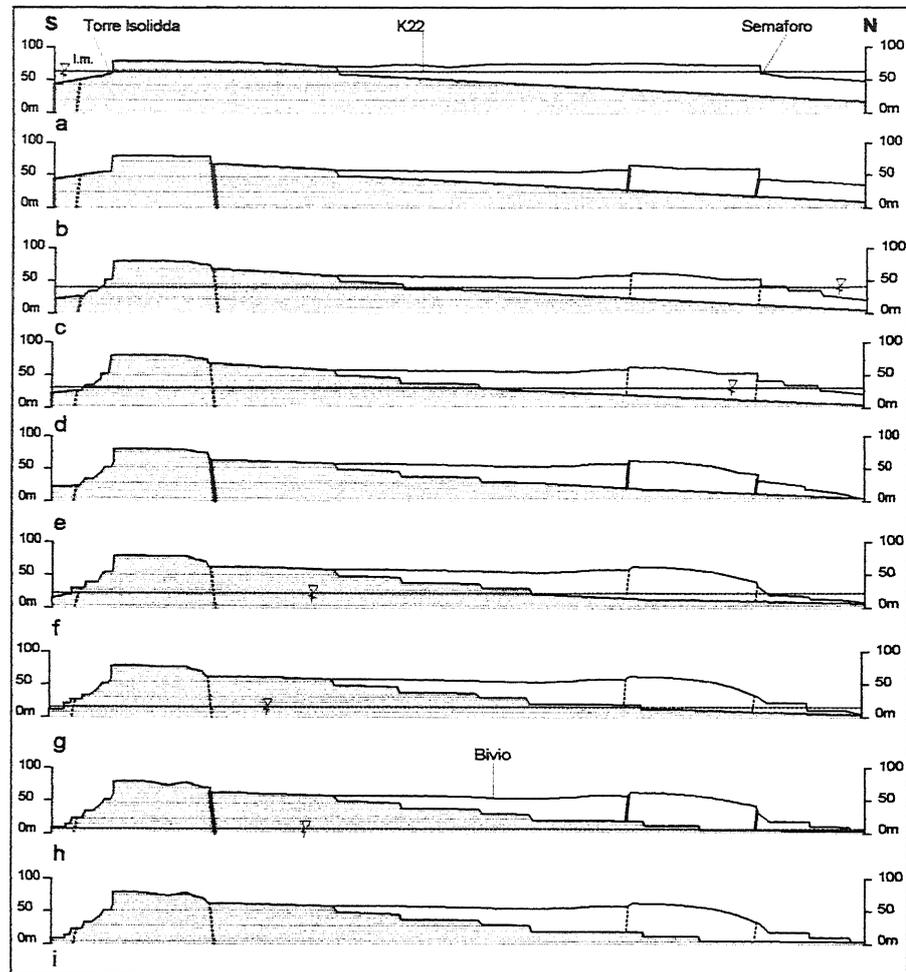


Fig. 16 - Schema evolutivo della Piana di Sopra e della Piana di San Vito lo Capo: a) individuazione della Piana di Sopra (terrazzo di I ordine del tardo Pleistocene inferiore ? - inizio Pleistocene medio) e origine delle superfici di abrasione del terrazzo di II ordine e dei solchi e delle grotte marine di località Torre Isolidda, K22 e Semaforo (stadi isotopici 15 - 13); b) evento tettonico che disloca la Piana di Sopra e determina basculamenti verso N e NO e la presenza di alti strutturali e depressioni tettoniche (stadio isotopico 12 ?); c) formazione delle superfici di abrasione del terrazzo di III ordine (stadio 11) e (d) di IV ordine (stadio 9); e) evento tettonico che determina, a Nord di località Semaforo, basculamenti verso N e il ribassamento dei terrazzi di III e IV ordine (stadio 8 ?). In seguito, le fasi di mare alto corrispondenti allo stadio 7 (f) e al sotto - stadio isotopico 5e (g) smantellano, a Nord del Semaforo, i terrazzi di III e IV ordine; h) deposizione dei terreni di località Bivio, origine delle superfici di abrasione riferibili al terrazzo di VII ordine (sotto - stadio 5c o 5a) e successiva ripresa dei movimenti tettonici che dislocano a varie quote anche le stesse superfici di abrasione tirreniane; i) configurazione attuale.

Evolutionary sketch of the Piana di Sopra and Piana di San Vito lo Capo areas: a) emersion of the Piana di Sopra area (I order terrace of the late Early Pleistocene ? - early Middle Pleistocene) and formation of the II order terrace abrasion surfaces and of the wave cut notches and caves of the Torre Isolidda, K22 and Semaforo localities (isotopic stages 15-13); b) tectonic event dislocating the Piana di Sopra area, determining the tilting to North and North - West and the formation of structural heights and tectonic depressions (isotopic stage 12 ?); c) formation of the III and IV (d) order terrace abrasion surfaces (stages 11 - 9); e) tectonic event determining a northward tilting in the Northern part of the Semaforo area and the lowering of the III and IV order terraces (stage 8 ?). Then, high stand sea levels, corresponding to the stage 7 (f) and to the sub - stage 5e (g), wipe off the III and IV order terraces in the North part of the Semaforo area; h) settling of Bivio locality deposits, formation of the VII order terrace abrasion surfaces (sub - stage 5c or 5a) and subsequent reactivation of the tectonic movements, dislocating to various heights also the Tyrrhenian abrasion surfaces; i) present setting.

no di quota 42 - 45 m s.l.m. in località Semaforo, che indica un'età più antica almeno degli stadi isotopici 8 o 10. La presenza di *Hippopotamus*, elemento tipico del Complesso Faunistico ad *E. mnaidriensis*, nel conglomerato superiore del sito K22 (unità d in Figg. 10, 11,

di quota 57-59 m) non costituisce un elemento di forte contraddizione come discusso nel paragrafo 5.2, anche se è indicativa di una lacuna considerevole nella successione locale. D'altra parte nell'area considerata le associazioni di questo complesso faunistico si ritrovano in depositi situati a varie quote (dal livello del mare a Caletta Cofano a più di 60 m in località Bivio; vedi Tab. 1), mentre le due uniche presenze di *E. falconeri* sono in successione con depositi marini a quote più elevate coerentemente con la loro età più antica. Inoltre la datazione di una stalagmite, che si trova in un solco a quota 42 m s.l.m. localizzato sulla paleofalesia occidentale di Piana di Sopra e probabilmente correlabile al terrazzo di III o IV ordine, ha restituito un'età maggiore di 300.000 anni (Antonoli *et al.*, 1998a). Ciò implica che il solco è riferibile ad una fase di *high stand* più antica dello stadio 7, in sostanziale accordo con le indicazioni di età derivate dalle associazioni a mammiferi. Di conseguenza, i depositi marini di Torre Isoldida 2 e di località Semaforo non possono essere considerati più recenti degli stadi isotopici 9 o 11.

Sulla base di queste valutazioni e considerando la serie dei terrazzi come una successione ordinata, i differenti ordini possono essere così correlati con le fasi di *high stand* del livello marino (Fig. 14). Il terrazzo di VII ordine si correla con il "neotirreniano" (sotto - stadio isotopico 5a o 5c), il terrazzo di VI ordine con l'Eutirreniano (sotto - stadio isotopico 5e), quello di V ordine con lo stadio isotopico 7, il terrazzo di IV ordine con lo stadio 9, quello di III ordine con lo stadio 11 ed, infine, quello di II ordine con gli stadi 13 - 15. Pertanto la superficie di abrasione sommitale di Piana di Sopra, riferibile al terrazzo di I ordine, sarebbe più antica degli stadi 13 - 15 (primo Pleistocene medio o tardo Pleistocene inferiore) e la sua frammentazione in blocchi, inclinati talvolta anche del 7% verso N e NO, sarebbe necessariamente riconducibile ad un evento tettonico successivo alla sua formazione (Figg. 14, 16).

La correlazione fra gli stadi isotopici ed i terrazzi più antichi del VI ordine è comunque affetta da un ulteriore fattore di incertezza poiché, se l'entità delle variazioni eustatiche non è stata compensata dal tasso di sollevamento, è possibile che durante alcune delle fasi di *high stand* l'azione del mare abbia in qualche modo cancellato le superfici di abrasione preesistenti (Bosi *et al.*, 1996). In particolare, in letteratura è noto che il mare tirreniano può avere insistito sulle superfici terrazzate riferibili allo stadio 7 o che tali superfici si ritrovino sommerse. In questo caso il terrazzo di V ordine sarebbe correlabile allo stadio 9 e, di conseguenza, occorrerebbe ricondurre a stadi isotopici più antichi l'età dei terrazzi più alti. Di questa possibilità è stato tenuto conto nello schema di correlazione di Fig. 14. Le stesse problematiche sono state evidenziate da Mauz *et al.* (1997) per i terrazzi pre tirreniani dell'area costiera del Golfo di Castellammare.

Le correlazioni dei depositi a vertebrati con la successione terrazzata sono coerenti con le datazioni aminostratigrafiche e radiometriche note in letteratura per i complessi faunistici siciliani. Sulla base di quanto esposto in precedenza, il complesso a *E. falconeri* risulta grossomodo correlabile all'intervallo compreso fra gli stadi isotopici 15 - 9, mentre quello a *E. mnaidriensis* è compreso fra gli stadi 8 - 4.

In merito all'attività tettonica, è probabile che il primo evento responsabile della dislocazione Piana

di Sopra sia successivo alla formazione del terrazzo di II ordine (stadio isotopico 12 ?) come testimoniano la scarpata e i gradini di faglia presenti sulla superficie di abrasione sommitale e i dislivelli fra le grotte dei siti Torre Isoldida, K22 e il solco di località Semaforo (Figg. 14 e 16 - b). Il fatto che il margine interno di questo terrazzo, ubicato a 76 m s.l.m. nella Piana di Cornino e nel settore sud - orientale di Piana di Sopra, si trovi ribassato a 50 m s.l.m. nel settore nord - occidentale della stessa Piana di Sopra e che i depositi del Semaforo siano deformati e dislocati fino a 42 m s.l.m., conforta questa interpretazione. L'assenza di tracce dei terrazzi di III e IV ordine nell'area a Nord del Semaforo (trasetti 9 - 10 di Fig. 15) permette inoltre di ipotizzare che questo settore abbia subito un ribassamento in un tempo posteriore all'origine di tali terrazzi, con il conseguente smantellamento degli stessi durante le successive fasi di *high stand* marino. L'età di questo secondo evento tettonico potrebbe essere quindi riferibile allo stadio isotopico 8, cioè allo stadio successivo all'origine del terrazzo di IV ordine e precedente a quello che ha portato alla formazione del terrazzo di V ordine (Figg. 14 e 16 - e). L'esame dell'andamento delle linee di riva di Fig. 15 suggerisce inoltre che le aree esterne poste a Nord di località Semaforo, dove sono presenti i terrazzi più recenti (V, VI e VII ordine), siano state soggette a velocità di sollevamento maggiori rispetto a quelle più interne in cui si rinvengono i terrazzi di ordine inferiore.

I movimenti verticali hanno comportato rigetti massimi di circa 30 m, mentre gli spostamenti orizzontali sembrano essere responsabili dei locali basculamenti e piegamenti che perdurano anche dopo il Tirreniano (Figg. 14 e 16 - h). Infatti dall'analisi delle linee di riva (Fig. 15) e considerando in particolare le quote del margine interno del terrazzo eutirreniano, si desume che la Piana di Castelluzzo abbia subito un sollevamento maggiore nella sua parte centrale (margine interno a 18 m s.l.m.) mentre nelle porzioni marginali (area di Piana di Sopra) la linea di riva è ubicata a quote di circa 10 m s.l.m., raggiungendo quota 13 m s.l.m. in località Torre Isoldida e quota 7 m s.l.m. a Cala Mancina. Lo studio delle deformazioni presenti nei depositi pleistocenici della Piana di Castelluzzo (*joints* con geometrie a X, Y e K, *sensu* Hancock, 1985) ha permesso di ricostruire una blanda anticlinale, con asse orientato NO-SE (Fig. 1), che interessa la successione terrazzata e che è responsabile dell'innalzamento della linea di riva eutirreniana a 18 m s.l.m. nella zona di culminazione assiale. Il differente comportamento nei meccanismi di deformazione e nella orientazione delle strutture suggerisce che la faglia orientata in senso NNE - SSO presente immediatamente ad Est dell'abitato di San Vito (Fig. 1) potrebbe rappresentare una zona di *transfer* tra il settore della Piana di Castelluzzo e quello della Piana di Sopra. Riassumendo, sembra che l'area sia stata interessata da una fase tettonica che si è manifestata nel tempo alternando periodi di stasi a periodi di attività. I dati acquisiti mostrano che le fasi di attività tettonica si sarebbero verificate: a) dopo la formazione del terrazzo di II ordine (stadio isotopico 12 ?); b) successivamente alla formazione del terrazzo di IV ordine (stadio isotopico 8 ?); c) posteriormente al Tirreniano.

La tendenza generale al sollevamento risulta essere piuttosto moderata. Se il terrazzo di II ordine è riferibile allo stadio 13 il tasso medio di sollevamento sarebbe di circa 0.14 m/ka, se invece è correlabile con lo stadio 15 risulterebbe di 0.11 m/ka. Tassi analoghi sono riportati da Mauz *et al.* (1997) per l'area del golfo di Castellammare relativamente al Pleistocene medio. Il tasso di sollevamento post - tirreniano, considerando che il mare durante il massimo eustatico dell'Eutirreniano abbia raggiunto una quota di circa + 6 m rispetto al livello attuale (Harmon *et al.*, 1983; Bloom & Yonekura, 1985; Radtke, 1989) risulta compreso fra 0.01 (Cala Mancina) e 0.1 m/ka (Piana di Castelluzzo) ed è leggermente inferiore rispetto ai valori pre-tirreniani. Il tasso medio stimato per l'intera area è di circa 0.05 m/ka, localmente più elevato di quello calcolato da Cosentino & Gliozzi (1988) per i sollevamenti post - tirreniani dell'estremità nord - occidentale della Sicilia (0.02 m/ka) e decisamente inferiore rispetto a quello stimato da Mauz *et al.* (1997) per il settore orientale del Golfo di Castellammare (0.25 m/ka).

RINGRAZIAMENTI

Si ringraziano Fabrizio Antonioli e Laura Bonfiglio per le proficue discussioni, Tommaso Macaluso e Valerio Agnesi per i preziosi consigli durante l'elaborazione del testo e i *Referee* anonimi che, con i loro suggerimenti critici e puntuali, hanno contribuito alla stesura definitiva del lavoro. Un ringraziamento va inoltre alla Sovrintendenza BB. CC. AA di Trapani che ha autorizzato il saggio stratigrafico del sito K22, al Comune di San Vito lo Capo (TP) che ha fornito un appoggio tecnico - logistico fondamentale durante lo scavo dello stesso sito, alla società EnviGeo e al Museo G. Gemmellaro che hanno curato le operazioni di scavo.

Lavoro eseguito con fondi MURST ex 40% (Pietro Renda, Rodolfo Sprovieri e Valerio Agnesi) ed ex 60% (Pietro Renda e Federico Masini).

LAVORI CITATI

- Abate B., Di Maggio C., Incandela A. & Renda P., 1991 - *Nuovi dati sulla geologia della penisola di Capo San Vito (Sicilia nord - occidentale)*. Mem. Soc. Geol. It., **47**, 15-25.
- Abate B., Di Maggio C., Incandela A. & Renda P., 1993 - *Carta Geologica dei Monti di Capo San Vito, scala 1:25.000*. Dip. Geologia e Geodesia, Università Palermo.
- Abate B., Incandela A., Nigro F. & Renda P., 1998 - *Plio-Pleistocene strike-slip tectonics in the Trapani Mts. (NW Sicily)*. Mem. Boll. Geol. It., **117**, 555-567.
- Agnesi V., Di Maggio C. & Macaluso T., 1995 - *Deformazioni gravitative profonde e superficiali nella Penisola di Capo San Vito (Sicilia occidentale)*. Mem. Soc. Geol. It., **50**, 11-21.
- Agnesi V., Macaluso T. & Masini F., 1997 - *L'ambiente e il clima della Sicilia nell'ultimo milione di anni*. In AA. VV. (Eds) - *Prima Sicilia. Alle origini della società siciliana*. Ediprint Siracusa, vol. **1**, 66-89.
- Antonioli F., Cremona G., Puglisi C., Silenzi S., Valpreda E. & Verrubbi V., 1998a - *Valutazione quantitativa di movimenti crostali differenziali quaternari nell'area costiera del promontorio di S. Vito Lo Capo (NW Sicilia)*. Atti 79° Congresso Nazionale della Società Geologica Italiana. Palermo 21-23 sett. 1998, vol. **A**, 70-73.
- Antonioli F., Puglisi C., Reitano G. & Tusa S., 1998b - *Evoluzione geomorfologica pleistocenica del settore costiero di San Vito lo Capo (TP): rapporti tra neotettonica, eustatismo e comunità preistoriche*. Mem. Descr. della Carta Geol. d'Italia, **52**, 251-257.
- Azzaroli A., 1995 - *The "Elephant - Equus" and the "end Villafranchian" Events in Eurasia*. In: Vrba E. *et al.* (Eds.) - *Paleoclimate and Evolution*. Yale University Press, 311-318.
- Bada J. L., Belluomini G., Bonfiglio L., Branca M., Burgio E. & Delitalia L., 1991 - *Isoleucine epimerization ages of Quaternary Mammals of Sicily*. Il Quaternario, **4** (1a), 5-11.
- Bloom A. L. & Yonekura N., 1985 - *Coastal terraces generated by sea-level change and tectonic uplift*. In: Woldenberg M. J. (Ed.), *Models in Geomorphology*. 139-154.
- Bonfiglio L., 1991 - *Correlazioni tra depositi a Mammiferi, depositi marini, linee di costa e terrazzi medio e tardo-pleistocenici nella Sicilia orientale*. Il Quaternario, **4** (1b), 205-214.
- Bonfiglio L., 1992a - *Campagna di scavo 1987 nel deposito pleistocenico a Hippopotamus pentlandi di Acquedolci (Sicilia nord-orientale)*. Boll. Soc. Paleont. It., **30** (3), 157-173.
- Bonfiglio L., 1992b - *Middle and Upper Pleistocene Mammal-bearing deposits in South-Eastern Sicily: New stratigraphical records from Coste di Gigia (Syracuse)*. Geobios, M. S., **14**, 189-199.
- Bonfiglio L. & Burgio E., 1992 - *Significato paleoambientale e cronologico delle mammalofaune Pleistoceniche della Sicilia in relazione all'evoluzione paleogeografica*. Il Quaternario, **5** (2), 223-234.
- Bonfiglio L. & Insacco G., 1992 - *Palaeoenvironmental, palaeontologic and stratigraphic significance of Vertebrate remains in Pleistocene limnic and alluvial deposits from South Eastern Sicily*. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, **95**, 195-208.
- Bonfiglio L., Insacco G., Marra A.C. & Masini F., 1997 - *Large and small mammals, amphibians and reptiles from a new fissure filling deposit of the Hyblean Plateau (South Eastern Sicily)*. Boll. Soc. Paleont. It., **36** (1-2), 97-122.
- Bonomo R., Cali' M., D'Angelo U., Ribauda R. & Vernuccio S., 1996 - *I terrazzi del Pleistocene medio e superiore della fascia costiera tra Trapani e Marsala*. Il Naturalista sicil., **20** (1-2), 3-20.
- Bosi C., Carobene L. & Sposato A., 1996 - *Il ruolo dell'eustatismo nella evoluzione geologica nell'area mediterranea*. Mem. Soc. Geol. It., **51**, 363-382.
- Burgio E. & Cani M., 1988 - *Sul ritrovamento di elefanti fossili ad Alcamo (Trapani, Sicilia)*. Il Naturalista sicil., **12** (3-4), 87-97.
- Burgio E., Di Patti C., Fischetti L. & Galletti L., 1989 - *Primi ritrovamenti di mammiferi fossili pleistocenici nella penisola di Capo S. Vito (Trapani)*. In: Agnesi V., Ma-

- caluso T. & Ulzega A. (Eds.) - *Guida alle escursioni*. Gruppo Nazionale Geografia Fisica e Geomorfologia, C.N.R., Trapani 27-30 giugno 1989, 69-72.
- Carbone S., Grasso M. & Lentini F., 1982 - *Considerazioni sulla evoluzione geodinamica della Sicilia sud-orientale dal Cretaceo al Quaternario*. Mem. Soc. Geol. It., **24**, 367-386.
- Carobene L., 1980 - *Terrazzi marini, eustatismo e neotettonica*. Geogr. Fis. Dinam. Quat., **3**, 35-41.
- Carobene L. & Dai Pra G., 1990 - *Genesis, chronology and tectonics of the Quaternary marine terraces of the Tyrrhenian coast of Northern Calabria (Italy). Their correlation with climatic variations*. Il Quaternario, **3** (2), 75-94.
- Carobene L. & Ferrini G., 1993 - *Morphological, sedimentological and tectonic features of Diamante - M. Carpinoso marine Terrace flyigh (Tyrrhenian coast of Northern Calabria, Italy)*. Earth surface processes and landforms, **18**, 225-230.
- Carobene L. & Pasini G., 1982 - *Contributo alla conoscenza del Pleistocene superiore e dell'Olocene del Golfo di Orosei (Sardegna orientale)*. Boll. Soc. Adriatica Sc. Trieste, **64**, 5-36.
- Caruso A., 1996 - *Le associazioni microfaunistiche a foraminiferi e nannofossili calcarei*. In: Basile B. & Chilardi S. (Eds.) - *Le ossa dei Giganti. Lo scavo paleontologico di Contrada Fusco*. Arnaldo Lombardi, Siracusa, 35-38.
- Catalano R. & D'Argenio B., 1978 - *An essay of palinospastic restoration across the Western Sicily*. Geol. Rom., **17**, 145-159.
- Catalano R. & D'Argenio B., 1982 - *Schema geologico della Sicilia*. In: Catalano R. & D'Argenio B. (Eds.) - *Guida alla geologia della Sicilia occidentale*. Mem. Soc. Geol. It., Guide geologiche regionali, Suppl. A, **24**, 9-41.
- Chilardi S., 1996 - *I macromammiferi*. In: Basile B. & Chilardi S. (Eds.) - *Le ossa dei Giganti. Lo scavo paleontologico di Contrada Fusco*. Arnaldo Lombardi, Siracusa, 73-80.
- Chilardi S. & Gilotti A., 1996 - *Stratigrafia e sedimentologia*. In: Basile B. & Chilardi S. (Eds.) - *Le ossa dei Giganti. Lo scavo paleontologico di Contrada Fusco*. Arnaldo Lombardi, Siracusa, 27-34.
- Cosentino D. & Gliozzi E., 1988 - *Considerazioni sulle velocità di sollevamento di depositi eutirreniani dell'Italia meridionale e della Sicilia*. Mem. Soc. Geol. It., **41**, 653-665.
- D'Angelo U., Giorgianni A., Giunta G., Nigro F. & Vernuccio S., 1997 - *Osservazioni sulla neotettonica della Penisola di Capo San Vito (Sicilia nord-occidentale)*. Il Quaternario, **10** (2), 349-354.
- D'Angelo U., Ruggieri G., Unti M. & Vernuccio S., 1980 - *Neotettonica dei fogli 248 (Trapani), 249 (Palermo), 250 (Bagheria), 258 (Alcamo), 259 (Termini Imerese) e 266 (Sciaccà)*. Contributi alla realizzazione della Carta Neotettonica d'Italia, Progetto finalizzato Geodinamica - Sottoprogetto Neotettonica. Parte I, 203-236, C.N.R. Roma.
- D'Angelo U. & Vernuccio S., 1996 - *I terrazzi marini quaternari dell'estremità occidentale della Sicilia*. Mem. Soc. Geol. It., **51**, 585-594.
- Giunta G. & Liguori V., 1970 - *Geologia della Penisola di Capo San Vito (Sicilia nord-occidentale)*. Lav. Ist. Geol. Univ. Palermo, **9**, 1-21.
- Giunta G. & Liguori V., 1972 - *Geologia della estremità nord - occidentale della Sicilia*. Riv. Min. Sic., **136-138**, 165-226.
- Giunta G. & Liguori V., 1973 - *Evoluzione paleotettonica della Sicilia nord - occidentale*. Boll. Soc. Geol. It., **92**, 903-924.
- Hancock P. L., 1985 - *Brittle microtectonics: principles and practice*. Journal of structural geology, **7**, 417-457.
- Harmon R. S., Mitterer R. M., Kriausakul N., Land L. S., Swarcz H. P., Garret P., Larson G. J., Vacher H. L. & Rowe M., 1983 - *U-series and amino-acid racemization geochronology of Bermuda: implications for eustatic sea-level fluctuations over the past 250000 years*. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, **44**, 41-70.
- Lindsay E. H., 1990 - *The setting*. In: Lindsay E. H. Fahlbusch V. & Mein P. *European Neogene mammal Chronology*. NATO ASI, Series A, Plenum Publishing Corporation, **180**, 1-14.
- Mauz B., Buccheri G., Zöller L. & Greco A., 1997 - *Middle to Upper Pleistocene morphostructural evolution of the NW - coast of Sicily: thermoluminescence dating and palaeontological-stratigraphical evaluations of littoral deposits*. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, **128**, 269-285.
- Mauz B. & Renda P., 1991 - *Evoluzione tettono - sedimentaria del bacino plio - pleistocenico di Castellammare del Golfo (Sicilia Nord - Occidentale)*. Mem. Soc. Geol. It., **47**, 167-180.
- Oldow J. S., Channel J. E. T., Catalano R. & D'Argenio B., 1990 - *Contemporaneous thrusting and large-scale rotations in the western sicilian fold and thrust belt*. Tectonics, s. IV, **9**, 661-681.
- Petruso D., 1996 - *Le faune a mammiferi del Pleistocene medio e superiore della Penisola di S. Vito. Correlazioni con i terrazzi marini*. Tesi di laurea in Scienze Geologiche, Università Palermo, 96 pp.
- Radtke U., 1989 - *Marine Terrassen und Korallenriffeddas Problem der quaterneren Meeresspiegelschwankungen erlaeutert an Fallstudien aus Chile, Argentinien und Barbados*. Duesseldorfer Geogr. Schr., **27**.
- Retallack G. J., 1990 - *Soils of the past - An introduction to Paleopedology*. Harper Collins Academic.
- Rhodes E.J., 1996 - *ESR dating of tooth enamel*. In: Basile B. & Chilardi S. (Eds.) - *Le ossa dei Giganti. Lo scavo paleontologico di Contrada Fusco*. Arnaldo Lombardi, Siracusa, 39-44.
- Ruggieri G., 1967 - *Quadro sintetico del Quaternario fra Castellammare del Golfo e Altavilla (Palermo)*. Atti Acc. Gioenia Sc. Nat., **18**, 345-355.
- Ruggieri G., 1978 - *Una trasgressione del Pleistocene inferiore nella Sicilia Occidentale*. Naturalista sicil., **2** (3-4), 159-171.
- Ruggieri G., Buccheri G. & Rendina M., 1968 - *Segnalazione di Tirreniano fossilifero a Trapani*. Riv. Min. Sic., **112 - 114**, 1-4.
- Ruggieri G., Unti A., Unti M. & Moroni M. A., 1975 - *La calcarenite di Marsala (Pleistocene inferiore) e i terreni contermini*. Boll. Soc. Geol. It., **94**, 1623-1657.

- Ruggieri G. & Unti M., 1974 - *Pliocene e Pleistocene nell'entroterra di Marsala*. Boll. Soc. Geol. It., **93**, 723-733.
- Ruggieri G. & Unti M., 1977 - *Il Quaternario del Pianoro di S. Margherita di Belice (Sicilia)*. Boll. Soc. Geol. It., **96**, 803-812.
- Ruggieri G., Rio D. & Sprovieri R., 1984 - *Remarks on the chronostratigraphic classifications of Lower Pleistocene*. Boll. Soc. Geol. It., **103**, 251-259.
- Ruhe R. V., 1959 - *Stone lines in soils*. Soil Science, **87**, 223-231.
- Shackleton N.J., 1995 - *New data on the Evolution of Pliocene Climatic Variability*. In: Vrba E. et al. (Eds.) - *Paleoclimate and Evolution*. Yale University Press, 242-248.
- Ulzega A., 1989 - *San Vito lo Capo, Piana di Sopra, Macari*. In: Agnesi V., Macaluso T. & Ulzega A. (Eds.) - *Guida alle escursioni*. Gruppo Nazionale Geografia Fisica e Geomorfologia, C.N.R., Trapani 27-30 giugno 1989, 18-23.

Ms. ricevuto il 12 dicembre 1997

Testo definitivo ricevuto l'1 giugno 1999

Ms. received: December 12, 1997

Final text received: June 1, 1999