

Geologia della Sicilia - *Geology of Sicily*

II - Il dominio d'avampaese - *The foreland domain*

LENTINI F., CARBONE S.

1. - IL BLOCCO PELAGIANO

Nel Mediterraneo centrale il Dominio di Avampaese è formato dalle aree continentali poco deformate della placca adriatica, di cui fa parte il Blocco Apulo, separato a partire dal tardo Paleozoico dal Blocco Pelagiano (BUROLLET *et alii*, 1978), appartenente alla placca nord africana, per mezzo della crosta oceanica del Bacino Ionico (v. fig. 1).

In Sicilia e nelle aree circostanti, l'Avampaese è rappresentato dalla porzione indeformata del Blocco Pelagiano e dal Bacino Ionico. Il Blocco Pelagiano rappresenta un segmento orientato ovest-est del margine africano, flessurato verso nord, dove va a costituire, senza soluzione di continuità, il Sistema a *Thrust* Esterno (v. Titolo III, Cap. 1.). Il settore settentrionale di tale blocco è caratterizzato da una crosta spessa da 17 a 28 km (FINETTI Ed., 2005); su di essa la copertura sedimentaria meso-cenozoica è rappresentata da una successione carbonatica di mare basso o di *open-shelf*, potente 6-7 km con ripetute intercalazioni vulcaniche.

Le sequenze indeformate del Blocco Pelagiano affiorano nella regione del Sahel in Tunisia e in Libia e si estendono per tutto il Canale di Sicilia, emergendo a Lampedusa, nelle isole Maltesi, nell'area di Sciacca (Sicilia occidentale) e nel *Plateau Ibleo* (Sicilia SE).

La delimitazione occidentale del Blocco Pelagiano si trova nell'entroterra tunisino ed è rappresentato da una fascia trascorrente sinistra (Asse N-S), che separa le pieghe dell'Atlas dalle aree indeformate del Sahel; quella orientale è definita dal sistema submeridiano della Scarpatà Ibleo-Maltese, che delimita il Blocco Pelagiano dal Bacino Ionico. Questo sistema di faglie, considerato un sistema *trastensivo* destro, attivo anche durante il Pliocene e Quaternario, taglierebbe l'originario margine della crosta Iblea. Esso viene descritto nel Paragrafo 1.5. di questo Titolo.

1.1. - CANALE DI SICILIA

La parte centrale del Blocco Pelagiano è rappresentato dal Canale di Sicilia, caratterizzato da un mare epicontinentale poco profondo, ma talora con un'irregolare batimetria laddove è interessato da fenomeni di *rifting*, che hanno originato, a partire dal Miocene superiore, le tre fosse orientate NO-SE di Pantelleria, Linosa e Malta. La profondità massima di queste fosse è di 1731 m. Esse solcano la piattaforma pelagiana, che normalmente non supera i 400 m di profondità, e sono separate l'uno dall'altra da faglie normali subparallele e riempite da 1000-2000 m di emipelagiti e torbiditi del Plio-Quaternario. Al processo di *rifting* intra-placca è associato un vulcanismo alcalino, le cui espressioni sono le isole di Pantelleria e Linosa (v. Titolo IV - Vulcanismo). In corrispondenza dell'asse di tali depressioni strutturali si registra una risalita della Moho a 17 km di profondità (FINETTI Ed., 2005).

In questo tratto del canale la velocità delle onde P cresce da 6-6,4 km/s nella crosta superiore a 6,5-7,2 nella crosta inferiore. Le anomalie gravimetriche di Bouguer variano da +40 a +90 mgal ed elevati risultano i flussi di calore (LENTINI *et alii*, 2006, *cum bibl.*).

Tra i primi profili prodotti sulla base di dati geofisici vanno citati quelli di FINETTI & MORELLI (1973), che comunque davano già allora un'immagine dell'assetto tabulare, solcato da numerosi sistemi di faglie e cioè tipico di aree di avampaese. Dagli studi che seguirono (WINNOCK, 1981; FINETTI, 1982, 1984; FINETTI & DEL BEN, 1986) emerge che il Canale di Sicilia, almeno la parte centro-meridionale, è dominato da un assetto tabulare solcato da un sistema principale orientato NO-SE, connesso ad un generale movimento trascorrente destro.

Più tardi un modello sismico-gravimetrico lungo un profilo trasversale tra la Tunisia e la zona di *rifting* viene proposto da SCARASCIA *et alii* (2000),

secondo cui la Moho si trova a circa 28 km sotto la costa tunisina e a 34 km sotto quella siciliana. La discontinuità crosta-mantello si solleverebbe fino a 20 km di profondità in corrispondenza dell'asse del *rift* ed il modello mostrerebbe una struttura crostale asimmetrica con il fianco rivolto alla Sicilia più ripido di quello sud-occidentale.

COLANTONI (1975) analizza la successione stratigrafica, riconoscendo nel Canale di Sicilia un substrato calcareo mesozoico-paleogenico, sul quale poggia una copertura del Miocene e Pliocene inferiore, ricoperta a sua volta in discordanza da depositi del Pliocene medio e del Plio-Pleistocene. Lungo le faglie orientate NO-SE sarebbero risaliti magmi, che hanno dato origine ad attività vulcaniche a partire dal Pliocene medio (v. Titolo IV).

Analizzando le griglie sismiche disponibili (*Italian Commercial Zone*), ARGNANI *et alii* (1987) riconoscono il fronte sommerso della "catena maghrebide siciliana", e denominato "*Egadi fold/thrust belt*", e due distinti bacini di avanfossa di età neogenico-quadernaria, che mettono in relazione con l'apertura tirrenica (ARGNANI, 1990). Quello più a NO è indicato come "*Adventure foredeep*" ed è localizzato tra il fronte delle Egadi e quello denominato "*Adventure thrust front*". In realtà tale depressione potrebbe già essere considerata un bacino satellite (v. Titolo III, Cap. 1 - Sistema a *Thrust* Esterno). Gli Autori inoltre riconoscono una "*trascorrent zone*" al largo di Sciacca e sottolineano il diacronismo del sistema di avanfosse, ascrivendo l'"*Adventure foredeep*" al Miocene medio-superiore e l'avanfossa di Gela al Plio-Quaternario.

ANTONELLI *et alii* (1988), utilizzando dati derivanti dall'esplorazione petrolifera, ricostruiscono l'assetto strutturale, distinguendo un segmento sviluppato nella parte occidentale del Canale di Sicilia con vergenza a SE e un settore orientale, rappresentato dalla Falda di Gela con vergenza SO. Nel settore nord-occidentale distinguono il fronte del Drepano, un fronte interno alle Maghrebidi e il fronte più avanzato di queste, che delimita con un'avanfossa tortoniano-messiniana (*Biddusa Foredeep*) (fig. 9); pertanto la messa in posto del fronte nord-occidentale viene ascritto al Miocene superiore, mentre quella del fronte orientale (*Gela Foredeep*) è plio-pleistocenica. Gli Autori producono anche uno schema litostratigrafico, valido per i domini trapanese-saccense, tunisino ed ibleo-maltese, e ricostruiscono l'evoluzione paleogeografica dell'area a partire dal Norico.

Numerosi sono i lavori che trattano gli aspetti strutturali e l'evoluzione geodinamica del Canale di Sicilia (BOCCALETTI *et alii*, 1989, 1990, *cum bibl.*), estendendo anche l'analisi ai rapporti tra quest'ultimo e il Sahel tunisino e trattando i processi di *rifting* (CELLO *et alii*, 1985; CELLO, 1987). I rapporti

tra il canale e il bordo meridionale della piattaforma iblea vengono invece analizzati da GRASSO & REUTHER (1988) e successivamente da GRASSO *et alii* (1990a). Questi autori integrano i dati dell'entroterra ibleo con quelli ottenuti dalla sismica a mare; l'inizio dell'attività neotettonica con componente destra rilevabile sul *Plateau* coinciderebbe con l'evoluzione del *Rift* di Pantelleria. La storia neotettonica mostra un processo alquanto continuo, anche se legato a differenti *stress* regionali. Strutture traspressive e trassensive si associano e danno evidenza di un vero e proprio meccanismo di *wrench* destro, che è l'espressione di due meccanismi apparentemente antagonisti: la distensione crostale in direzione NE favorirebbe nello stesso tempo la convergenza tra il fronte Maghrebide e il settore occidentale del margine ibleo (v. anche paragrafi 1.2 - *Plateau* Ibleo, e 1.3. - Avanfossa Gela-Catania e Falda di Gela).

Un più ampio quadro strutturale del Canale di Sicilia nell'ambito del Mediterraneo viene fornito da REUTHER *et alii* (1993) e da GARDINER *et alii* (1995), che trattano le implicazioni della tettonica regionale, cercando di individuare meccanismi e tempi di deformazione.

I numerosi lavori di geologia marina confermano che la successione stratigrafica è caratterizzata da un notevole spessore di rocce carbonatiche, prevalentemente mesozoiche, poggianti su un basamento cristallino tramite un orizzonte di arenarie quarzose di età paleozoica, ben noto nell'entroterra africano. Gli unici tratti affioranti, dove cioè si possono effettuare osservazioni della successione stratigrafica, sono quelli delle isole Lampedusa e Lampione, oltre ovviamente all'arcipelago maltese. GRASSO & PEDLEY (1988a) e TORELLI *et alii* (1995) forniscono un ampio quadro di conoscenze stratigrafiche, sedimentologiche e strutturali delle due isole e delle zone circostanti (figg. 10, 11).

La successione inizia con sedimenti di piattaforma carbonatica del Giurassico superiore, seguita da calcari, marne e depositi terrigeni del Neocomiano-Eocene inferiore. L'Eocene medio-superiore è rappresentato dai carbonati di mare basso della Formazione Halk el Menzel. Segue la Formazione Lampedusa (GRASSO & PEDLEY, 1988a), di età tortoniano-messiniana, costituita da biolititi coralgali e calcari biodetritici. Le evaporiti messiniane sono confinate nelle depressioni. Calcareniti del Pleistocene inferiore? affiorano nel settore occidentale dell'Isola.

Discordanze nell'intervallo cretacico-terziario sono state riferite da TORELLI *et alii* (1995) ad eventi compressivi, che hanno prodotto pieghe, faglie inverse e sollevamenti, riattivando strutture estensionali più antiche. Una discordanza regionale, dovuta ad emersione ed erosione durante l'Oligocene e il

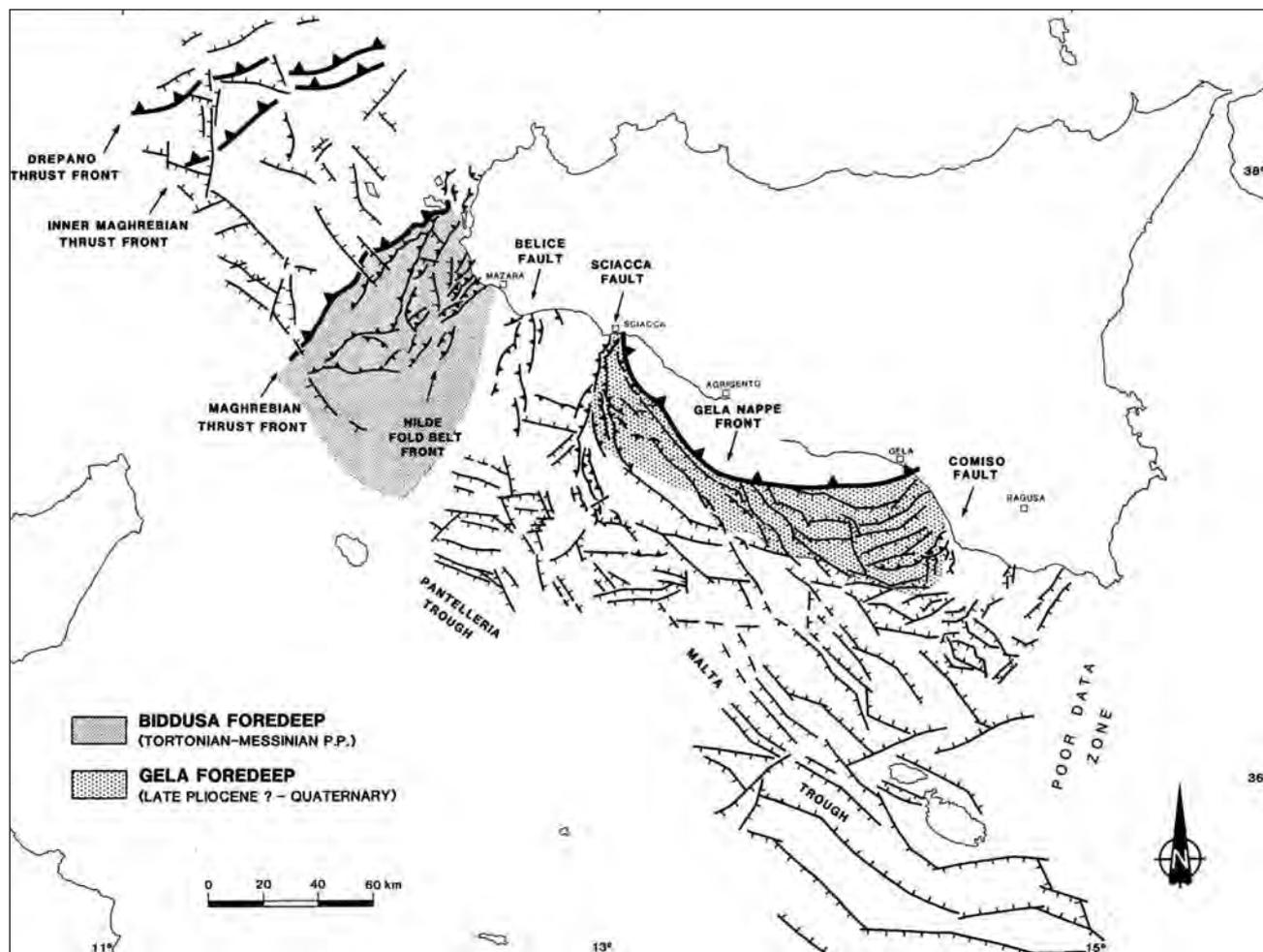


Fig. 9 – Schema strutturale del Canale di Sicilia, derivante dall'interpretazione di linee sismiche e mostrante l'evoluzione neogenico-quadernaria, in particolare del settore nord-occidentale e i caratteri traspressivi dell'offshore Sciacca-Mazara del Vallo (da ANTONELLI *et alii*, 1988).

- Structural sketch of the Sicily Channel, derived from seismic lines interpretation, and showing the Neogene-Quaternary evolution, particularly of the NW sector and the transpressive characters of the Sciacca-Mazara del Vallo offshore (after ANTONELLI *et alii*, 1988).

Miocene, viene ricondotta ad una fase compressiva più recente. Un importante evento distensivo nell'intervallo Miocene superiore-Quaternario produce un *trend* di faglie normali orientate ONO-ESE, e quindi l'evoluzione strutturale è controllata dai processi di *rifting* originati dall'estensione crostale del Blocco Pelagiano. TORELLI *et alii* (1995) riassumono in una colonna stratigrafica le fasi compressive e distensive che si sarebbero alternate nello *shelf* attorno a Lampedusa (fig. 12).

I caratteri strutturali del Canale di Sicilia vengono descritti anche da CATALANO *et alii* (2000a) nell'ambito del profilo CROP M23, per i quali tra le Egadi e l'*offshore* di Sciacca si succedono tre grandi rampe carbonatiche, i cui fronti sono riconoscibili in corrispondenza delle Isole Egadi, del Banco Avventura e dell'*offshore* di Sciacca. Il fronte della catena è dato dalla Falda di Gela, sovrapposta ad un substrato carbonatico debolmente deformato (v. Cap. 1.3.).

Profili sismici e sondaggi in tutta la letteratura

geologica assegnano l'intero settore centro-meridionale del Canale di Sicilia ad un'area di avampaese e cioè al Blocco Pelagiano, ad eccezione del settore nord-occidentale, che appartiene al dominio orogenico. Si conferma inoltre che esiste una transizione laterale senza soluzione di continuità delle facies dal dominio ibleo verso quello di Sciacca, cioè verso il settore sud-occidentale della Sicilia. L'interpretazione della linea sismica CROP M23A da parte di FINETTI & DEL BEN (2005b) mostra la continuità tra l'area di Sciacca e il *Plateau* Ibleo. Inoltre essa interseca importanti strutture a *flower* originate da faglie trascorrenti orientate N-S e NNE-SSO, che a terra corrispondono alle zone di Mazara, del Belice e di Sciacca in Sicilia occidentale (fig. 13), mentre altre faglie riconosciute nel tratto verso SE del profilo hanno la loro prosecuzione a terra nel *Plateau* Ibleo (Ragusa, Rosolini, P. Castellazzo e Pachino). Gli autori avanzano l'ipotesi che la Faglia di Sciacca possa aver generato il terremoto del Belice del 1968.

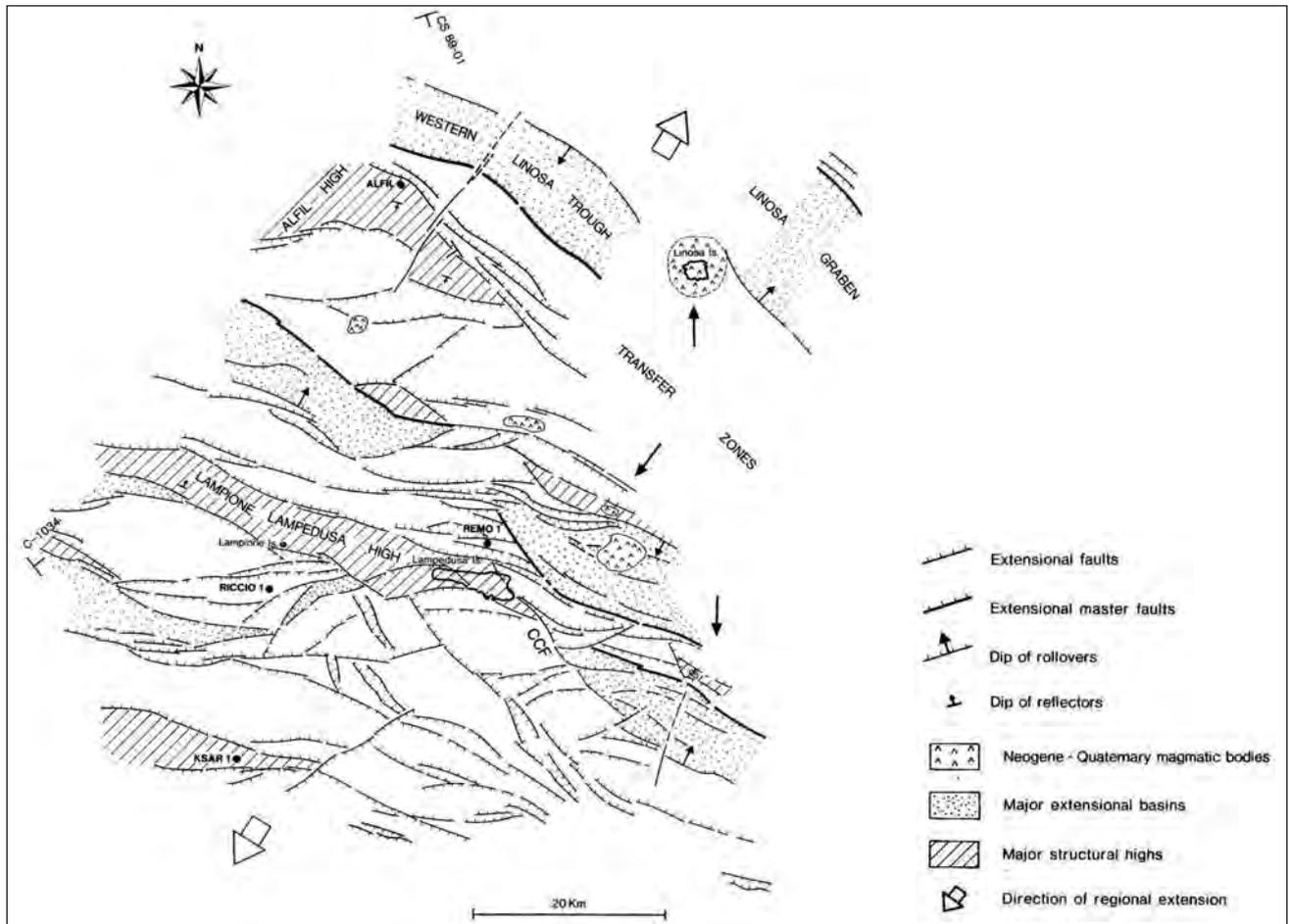


Fig. 10 - Principali elementi strutturali neogenico-quaternari nella zona delle isole Lampedusa e Linosa. Viene indicata anche l'ubicazione dei profili di figura 11. CCF: faglia di Cala Creta, che interessa Lampedusa (da TORELLI *et alii*, 1995).

- Main Neogene-Quaternary structural elements of the area around the Lampedusa and Linosa islands. The location of the cross-sections outlined on figure 11 are also shown. CCF: Cala Creta fault extending into mainland Lampedusa (after TORELLI *et alii*, 1995).

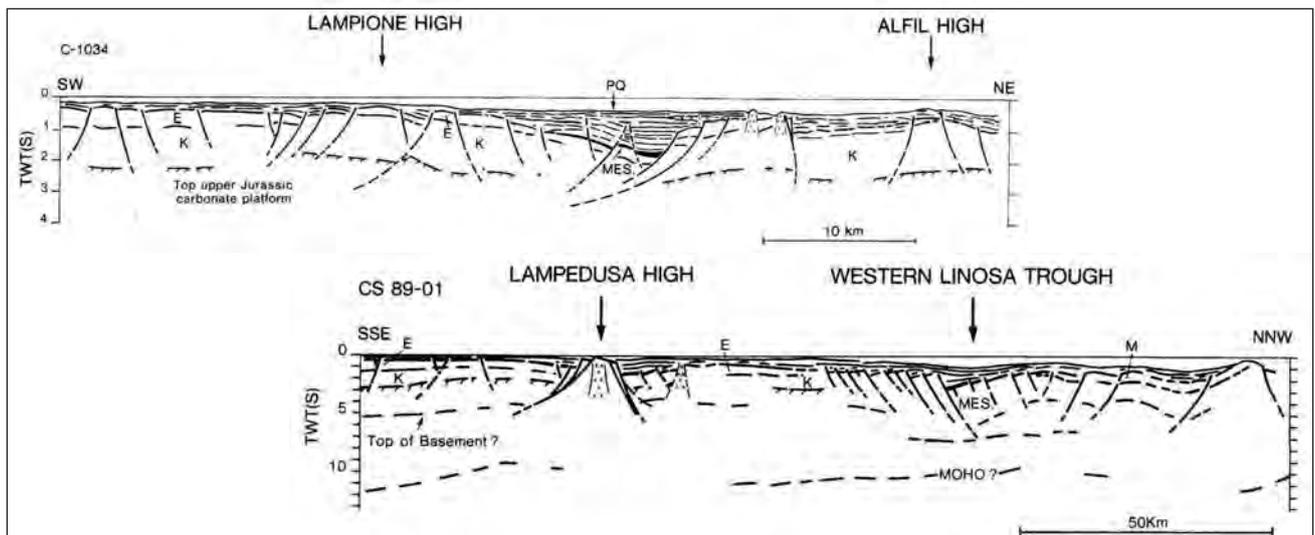


Fig. 11 - I profili (espressi in secondi) mostrano le principali strutture estensionali neogenico-quaternarie del Canale di Sicilia. La linea sismica C 1034 è ortogonale al graben principale, la linea CS 89-01 attraversa la parte occidentale del Graben di Linosa e l'alto di Lampedusa. Le evaporiti messiniane sono marcate con tratto nero (da TORELLI *et alii*, 1995). K: Cretacico; E: Eocene medio-superiore; M: Miocene superiore; MES: Messiniano; PQ: Plio-Quaternario.

- The cross-sections (time in seconds) show the major Neogene-Quaternary extensional structures of the Sicily Channel. The seismic line C 1034 is orthogonal to the main graben. The deep seismic line 89-01 crosses the western Linosa trough. Messinian evaporites are in solid black (after TORELLI *et alii*, 1995). K: Cretaceous; E: Middle-Upper Eocene; M: Upper Miocene; MES: Messinian; PQ: Plio-Quaternary.

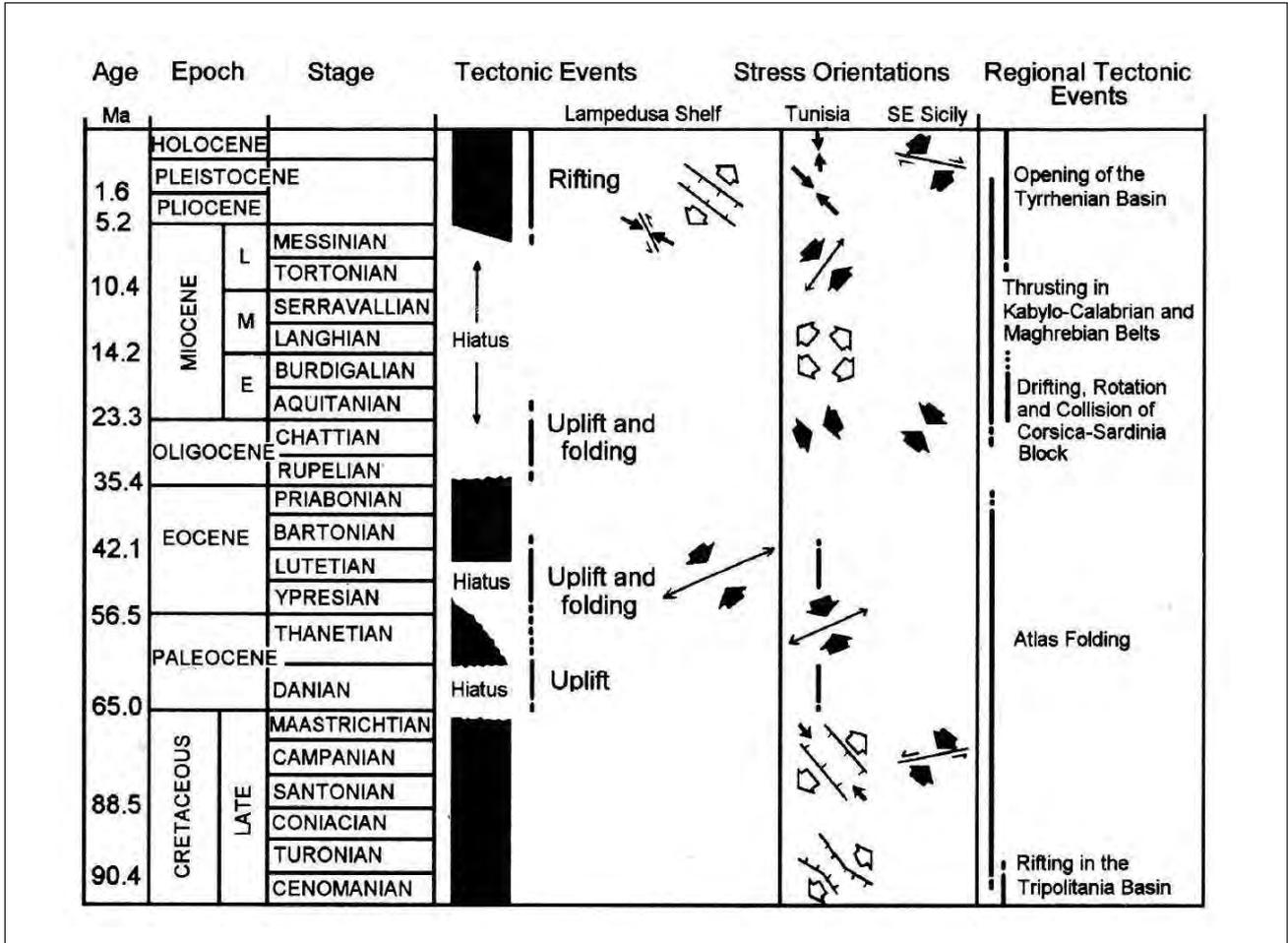
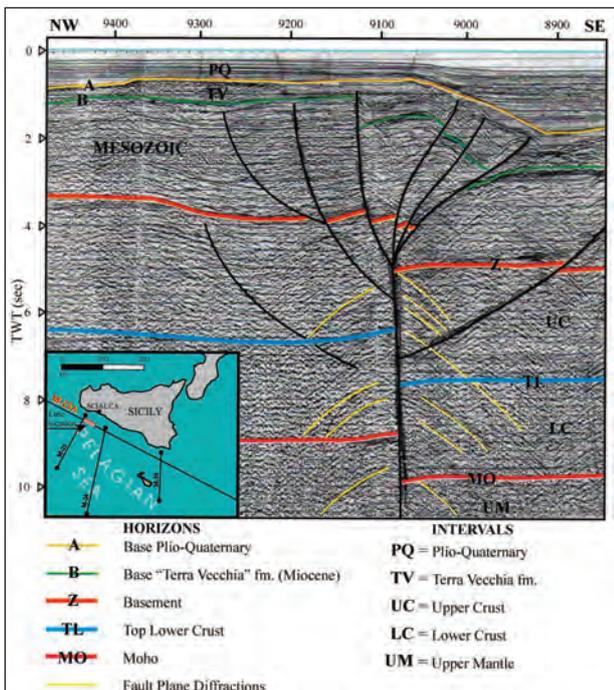


Fig. 12 - Evoluzione tettonica dello shelf di Lampedusa dal Cretaceo superiore al Quaternario con particolare riguardo agli eventi terziari; le orientazioni dei campi di stress sono state definite da TORELLI *et alii* (1995) sulla base della letteratura geologica.
 - Tectonic evolution of the Lampedusa shelf since late Cretaceous to Quaternary with particular emphasis to the Tertiary events; the stress orientations have been defined by TORELLI *et alii* (1995) on the base of geological literature.



Le linee sismiche M24 e M25 e la M39, trasversali rispetto al *trend* dominante del *rift* mettono ben in evidenza i caratteri strutturali del Canale di Sicilia. In particolare la M24, oltre ad evidenziare i caratteri crostali, mostra l'alto di Lampedusa e i *graben* di Linosa e di Malta, che costituiscono le depressioni più marcate di questo settore del Blocco Pelagiano (fig. 14).

Per CORTI *et alii* (2006) due processi, la subduzione appenninico-maghebide ed il *rifting*, avrebbero agito simultaneamente, in quanto il prisma di accrezione taglierebbe il sistema di faglie normali del *rift* e viceversa. Il magmatismo alcalino, associato al *rift*, sarebbe più pronunciato nel settore di avampese, dove l'estensione è maggiore.

Fig. 13 - Immagine sismica della faglia trascorrente sinistra orientata NNE-SSO al largo di Sciacca (Sciacca Fault), antitetica rispetto al sistema trascorrente destro ad orientazione NO-SE, che costituisce il sistema principale del *rift* del Canale di Sicilia (dalla linea CROP M23A di FINETTI & DEL BEN, 2005b).
 - Seismic image of the NNE-SSW oriented left-strike-slip fault in the offshore of Sciacca village (Sciacca Fault), antitetic to the main NW-SE right-transcurrent system of the Sicily Channel rift zone (CROP M23A line, after FINETTI & DEL BEN, 2005b).

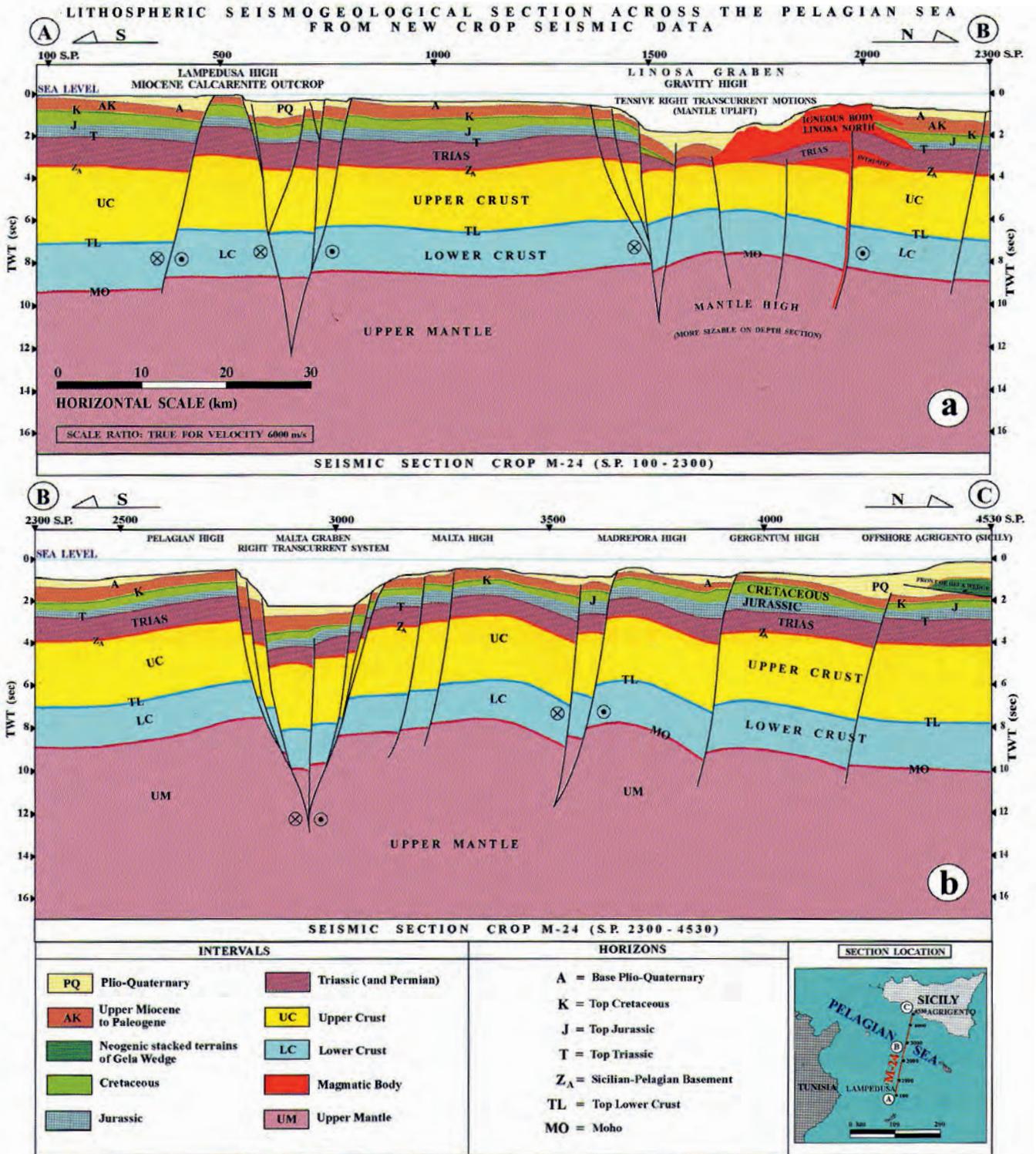


Fig. 14 - Sezione sismo-geologica crostale interpretata dalla linea CROP M24 attraverso il Canale di Sicilia (da FINETTI & DEL BEN, 2005b).
 - Crustal seismogeological section from the CROP M24 line across the Sicily Channel interpreted by FINETTI & DEL BEN (2005b).

1.2. - IL PLATEAU IBLEO

Il Plateau Ibleo rappresenta un settore emerso del Blocco Pelagiano, delimitato dalle aree flessurate sul suo margine nord-occidentale da un si-

stema di faglie normali di notevole rigetto orientate NE-SO (fig. 15). Queste ribassano verso NO, originando l'Avanfossa Gela-Catania, che è occupata dalle unità alloctone del cuneo frontale della catena, la Falda di Gela. Verso nord-ovest la succes-

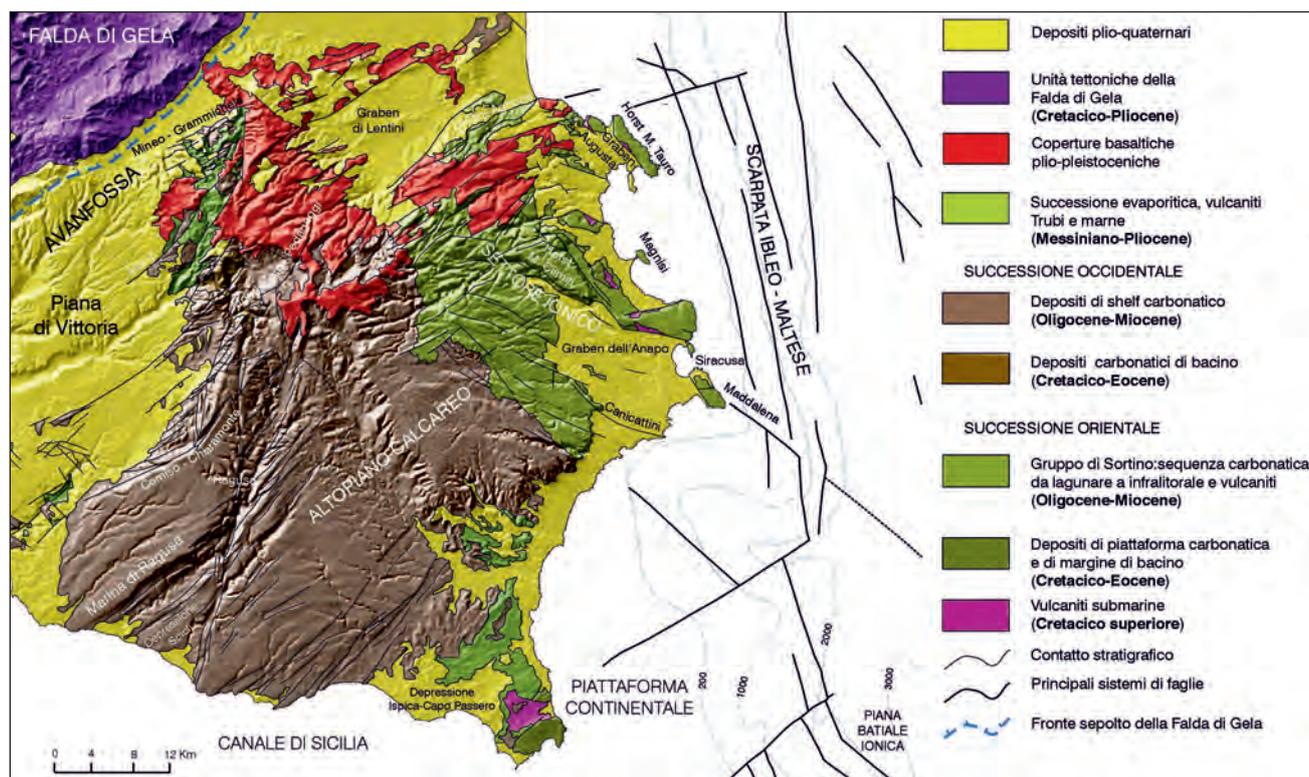


Fig. 15 – Schema stratigrafico-strutturale dell'Avampaese Ibleo (da LENTINI *et alii*, 1984 modificato), applicato su immagine DEM (*Digital Elevation Model*).
- *Digital model of stratigraphic-structural scheme of the Hyblean Foreland (after LENTINI *et alii*, 1984, modified).*

sione carbonatica iblea si estende al disotto delle unità tettoniche “pellicolari” del *roof thrust system* della Catena Appenninico-Maghrebide, per poi risalire, collegandosi ad una generale culminazione, che si esprime nel Sistema a *Thrust* Esterno.

Grazie al sondaggio Vizzini 1 (5.507 m, presso Contrada Boschitello, pochi chilometri a SO dell'abitato di Vizzini), la copertura sedimentaria del *Plateau* Ibleo è nota fino ad una profondità di circa 5.5 km, dove sono stati perforati livelli del Triassico medio, mentre non vi sono informazioni circa l'intervallo Permo-Triassico, identificato solamente nelle linee sismiche (BIANCHI *et alii*, 1987). La successione sedimentaria è formata da potenti calcari di piattaforma del Triassico-Giurassico inferiore con intercalazioni di vulcaniti basiche, sormontate da pelagiti carbonatiche ascrivibili all'intervallo Giurassico-Eocene, cui seguono estesi depositi terziari anch'essi carbonatici.

Sul *Plateau* Ibleo le rocce sedimentarie affioranti sono in prevalenza terziarie e quaternarie. Vengono distinti due settori: quello orientale caratterizzato da una sequenza di ambiente marino poco profondo, condizionato dallo sviluppo di prodotti vulcanici, e quello occidentale contrassegnato da sedimenti carbonatici di mare aperto, che includono cospicui risedimenti provenienti dalle aree orientali (v. fig. 15).

In questo capitolo verranno descritti dapprima le successioni mesozoiche presenti in sottosuolo, note solamente tramite i sondaggi. In seguito verranno trattate le successioni mesozoico-terziarie affioranti, distinguendo quelle orientali da quelle occidentali. Infine verranno descritti i depositi neogenico-quadernari.

In figura 16 vengono riportati i *logs* dei sondaggi Chiaromonte 1 e Melilli 1, che meglio riassumono le caratteristiche stratigrafiche dei due settori e le sezioni di Cozzo Telegrafo (Augusta) e di Priolo, campionate negli affioramenti più orientali, non lontano dalla costa ionica, che costituiscono un esempio di successione stratigrafica estremamente condensata e lacunosa.

Il *Plateau* Ibleo è stato sede di un'intermittente attività vulcanica dal Triassico fino al Pleistocene inferiore. Contrariamente ai prodotti delle fasi triassiche e giurassiche che sono sepolti, le vulcaniti submarine del Cretacico superiore affiorano, ricoperte da calcari a rudiste, nei settori orientali iblei. Un'attività vulcanica, con prodotti a composizione mafica alcalina, di ambiente da submarino a subaereo caratterizza il Miocene superiore. Nel Pliocene inferiore un'attività vulcanica basica alcalina ha continuato a interessare la parte settentrionale del *Plateau*. L'attività del Pliocene superiore fu marcata da un drastico cambiamento compositivo da al-

IBLEI (settore occidentale)

IBLEI (settore orientale)

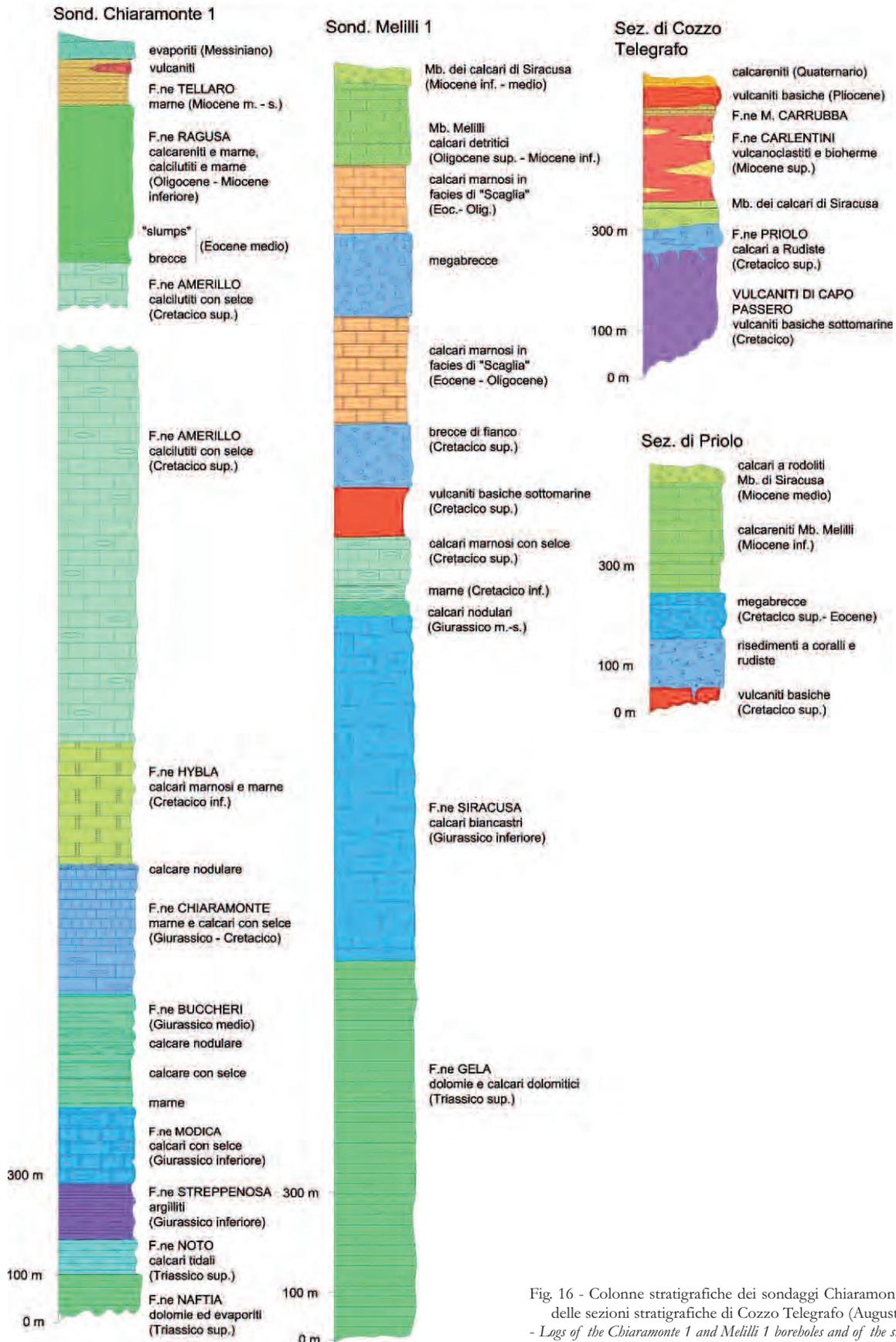


Fig. 16 - Colonne stratigrafiche dei sondaggi Chiaramonte 1 e Melilli 1, e delle sezioni stratigrafiche di Cozzo Telegrafo (Augusta) e di Priolo.
 - Logs of the Chiaramonte 1 and Melilli 1 boreholes and of the stratigraphic columns of Cozzo Telegrafo (Augusta) and Priolo.

calina a tholeiitica, e dall'emissione di enormi volumi di lava. Tale attività si verificò quando il settore nord-occidentale dell'Avampaese Ibleo collassò, sviluppando un sistema di faglie normali e originando l'Avanfossa. I potenti intervalli di vulcaniti perforate nell'avanfossa sono ben correlabili con le vulcaniti del margine settentrionale dell'Avampaese Ibleo, ma includono un'unità più giovane nel sottosuolo della Piana di Catania, che indica una migrazione dell'attività ignea verso l'area etnea.

1.2.1. - Caratteri delle vulcaniti iblee

L'attività ignea nel settore ibleo può essere distinta in quattro principali fasi: 1) dal Triassico superiore all'Hettangiano, 2) del Giurassico medio-superiore, 3) del Cretacico superiore-Paleocene, 4) dal Miocene superiore al Pleistocene inferiore. I prodotti della prima e seconda fase sono presenti in sottosuolo; quelli della terza e quarta fase si trovano sia in sottosuolo che in affioramento. Le vulcaniti affioranti ricoprono un'area di circa 350 kmq: quelle cretacico-paleoceniche occupano le parti orientale e sud-orientale del *plateau*; quelle neogenico-quadernarie si trovano nella sua parte settentrionale, intercalate a vari livelli in una successione sedimentaria estesa dal Miocene superiore al Pleistocene inferiore, e sono distribuite in due fasce orientate NE-SO separate dalla copertura quadernaria del *Graben* di Lentini (v. fig. 15).

Escludendo i prodotti non affioranti del Triassico-Hettangiano, intercalati nelle dolomie e nelle *black-shales* (Formazioni Noto e Streppenosa di PATACCA *et alii*, 1979), e quelli del Giurassico medio-superiore (Formazione Buccheri di PATACCA *et alii*, 1979), le vulcaniti più antiche affioranti negli Iblei sono rappresentate da limitati corpi lavici submarini, da ialoclastiti e da dicchi ad affinità moderatamente alcalina, presenti a Priolo (ALLISON, 1955), a Pachino (COLACICCHI, 1963; AMORE *et alii*, 1988) e a Cozzo Telegrafo (DI GRANDE, 1972; GRASSO *et alii*, 1979). I dati geocronologici misurati con il metodo K-Ar (BARBERI *et alii*, 1974; CARTER, 1976; CARTER & CIVETTA, 1977) indicano per i dicchi e le colate di Capo Passero un'età compresa tra 70.2 ± 2 e 84.1 ± 2.4 Ma, e per le lave alcali-basaltiche sottomarine affioranti tra Siracusa ed Agnone un'età tra 76.6 ± 2.4 e 81.1 ± 2.5 Ma; datazioni paleomagnetice assegnano alle vulcaniti di Punta Bònico (a nord-ovest di Brucoli) un'età di 67 Ma (GRASSO *et alii*, 1983).

Dopo un lungo periodo di stasi, l'attività effusiva è ripresa nel Miocene superiore lungo il margine settentrionale dell'altopiano ed è perdurata sino al Pleistocene inferiore.

I prodotti del Miocene superiore sono costituiti

da rare colate basaltiche e da prevalenti vulcanoclastiti messi in posto in ambiente subaereo o marino di acque basse con meccanismi di *base-surge*, e sono connessi a variazioni del livello del mare, che hanno condizionato lo stile eruttivo delle manifestazioni (CARBONE & LENTINI, 1981a).

La fase eruttiva del Pliocene-Pleistocene inferiore è caratterizzata da prodotti sia sottomarini che subaerei ad affinità da alcalina a subalcalina (CARVENI *et alii*, 1991; SCHMINCKE *et alii*, 1997); affiorano estesamente lungo il bordo settentrionale dell'altopiano, e mostrano una leggera migrazione verso nord rispetto a quelli del Miocene superiore (LENTINI *et alii*, 1987).

Le vulcaniti plioceniche del settore occidentale formano una potente successione costituita da ialoclastiti, breccie vulcanoclastiche e colate a *pillow*; lungo il bordo orientale sono prevalenti colate subaeree di età tra 5.3 e 1.74 Ma (BARBERI *et alii*, 1974) e subordinati depositi piroclastici.

Le vulcaniti del Pleistocene inferiore sono rappresentate da ialoclastiti e colate messe in posto in condizioni di acque poco profonde, localmente passanti a colate subaeree. I prodotti più recenti affiorano lungo il Vallone Loddiero (nei pressi di Scordia): datati con il metodo isotopico $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$, la loro età è compresa tra 1.62 ± 0.03 e 1.47 ± 0.02 (TRUA *et alii*, 1997).

In generale la successione vulcanica plio-pleistocenica è dominata da una complessa interazione fra vulcanesimo submarino e subaereo in relazione alle variazioni eustatiche e isostatiche che hanno interessato questo settore ibleo (SCHMINCKE *et alii*, 1997).

La prosecuzione verso nord dell'attività eruttiva durante il Pleistocene inferiore-medio è evidenziata da anomalie magnetiche (GRASSO & BEN-AVRAHAM, 1992) e da dati di pozzi perforati dall'AGIP (LONGARETTI *et alii*, 1991) nella Piana di Catania, che hanno attraversato, al di sotto della copertura alluvionale recente, alcune centinaia di metri di vulcaniti. Questi prodotti testimoniano la continuità spazio-temporale tra il vulcanesimo plio-pleistocenico del bordo settentrionale dei Monti Iblei e quello quadernario etneo, la cui attività iniziò circa 500 ka fa (GILLOT *et alii*, 1994) ed era localizzata nel Golfo di Catania (v. Titolo IV).

1.2.2. - Stratigrafia delle formazioni mesozoiche non affioranti

I livelli triassici e giurassici e in parte quelli cretacici sono noti soltanto dai dati di sottosuolo (figg. 17, 18). Il termine più profondo raggiunto dai sondaggi è rappresentato da calcari e dolomie ascrivibili al Trias medio-superiore e potenti oltre 4.800 m nel pozzo Vizzini 1.

M. Y.	STRATIGRAPHY	FACIES	
65	LATE CRETACEOUS	Maastrichtian	Portopalo Mb rudist lst. 20-300m
		Campanian	
		Santonian	
		Coniacian	Capo Passero Mb volcanics 600m
		Turonian	
		Cenomanian	AMERILLO Fm cherty marly limestones >300m
102	EARLY CRETACEOUS	Albian	
		Aptian	HYBLA Fm
		Barremian	marly limestones - marls 20-300m
		Hauterivian	
		Valanginian	CHIARAMONTE Fm cherty limestones 250m
		Berriasian	
123	LATE JURASSIC	Tithonian	
		Kimmeridgian	Scicli Mb volcanics 700m
		Oxfordian	
138	MIDDLE JURASSIC	Callovian	
		Bathonian	
		Bajocian	BUCCHERI Fm red cherty-marly limestones 130m
178	EARLY JURASSIC	Aalenian	
		Toarcian	
		Pliensbachian	Modica Fm deep marine limestones 350m
		Sinemurian	SIRACUSA Fm tidal lst. 700m
187			STREPPENOSA and NOTO Fms
192			black shales 300-3000m
LATE TRIASSIC	Rhaetian	NAFTIA and GELA Fms dolomites - evaporites >3000m	
	Norian		

Fig. 17 - Stratigrafia delle formazioni mesozoiche del Plateau Ibleo (da LENTINI *et alii*, 1987, modificato da GRASSO, 2001).

- Stratigraphy of the Mesozoic formations of the Hyblean Plateau (after LENTINI *et alii*, 1987, modified by GRASSO, 2001).

La successione mesozoica attraversata dai sondaggi per ricerca petrolifera è stata oggetto di revisione da parte di PATACCA *et alii* (1979), ai quali si rimanda per una più dettagliata descrizione. Basandosi sui dati di sottosuolo, gli stessi autori ricostruiscono la paleogeografia mesozoica. Dal Triassico superiore una fase di *rifting* interessò le facies di piattaforma della formazione Gela, dando

origine ai depositi bacinali della formazione Streppenosa; sugli alti strutturali tuttavia si instaurò una sedimentazione carbonatica pelagica di modesta profondità.

Dalla figura 16 si nota come anche le successioni mesozoiche dei due sondaggi Chiaramonte 1 e Melilli 1, messi a confronto, siano notevolmente diverse: la prima va ascritta a depositi di piattaforma evolventi a bacino, mentre la seconda va collocata in una piattaforma carbonatica ovvero al suo margine. Tale situazione sarà ereditata dai depositi del Cretacico superiore fino al Miocene superiore.

Di seguito vengono brevemente descritte le formazioni della sequenza iblea non affiorante; le età riportate sono ricavate da BIANCHI *et alii* (1987).

successione del Paleozoico-Triassico medio

Costituisce il substrato comune a vari domini paleogeografici prima che questi si differenziassero a seguito del *rifting* triassico.

L'intervallo Paleozoico-Triassico inferiore non è stato mai raggiunto dai sondaggi. Ipotesi sulla presenza e sugli spessori di questo orizzonte derivano dalla stima della profondità del basamento magnetico e dall'analisi del *modeling* gravimetrico, che porta a concludere che sopra il basamento poggia un intervallo a densità di 2,65 g/cm³, inferiore cioè a quella delle soprastanti dolomie e compatibile con litotipi arenacei. Si può far riferimento tuttavia all'entroterra tunisino, dove graniti precambriani e rocce metamorfiche costituiscono il basamento delle coperture sedimentarie.

Il sondaggio Vizzini 1 al di sotto di vulcaniti carniche ha attraversato da m 5145 fino a fondo pozzo (m 5507) calcari, calcari dolomitici e marne, di ambiente di piattaforma, ma differenziabili dalle soprastanti dolomie della formazione Gela. L'età è Anisico-Ladinico per posizione stratigrafica.

formazioni Gela e Naftia (Carnico-Retico)

La formazione Gela (PATACCA *et alii*, 1979) (fig. 17), attraversata per 4.500 m dal sondaggio Vizzini 1, è costituita da dolomie e calcari dolomitici bianchi di ambiente tidale con frequenti intercalazioni di vulcaniti basiche di vario spessore. In rapporto latero-verticale si trova la formazione Naftia (fig. 17) (PATACCA *et alii*, 1979), che è composta di dolomie ed evaporiti del Retico di ambiente supra-intertidale; essa non è facilmente distinguibile dalla formazione Gela.

Formazione Noto e formazione Streppenosa (Retico-Sinemuriano)

Ambedue le formazioni corrispondono alla Formazione Streppenosa *Auct.*, ma secondo PATACCA

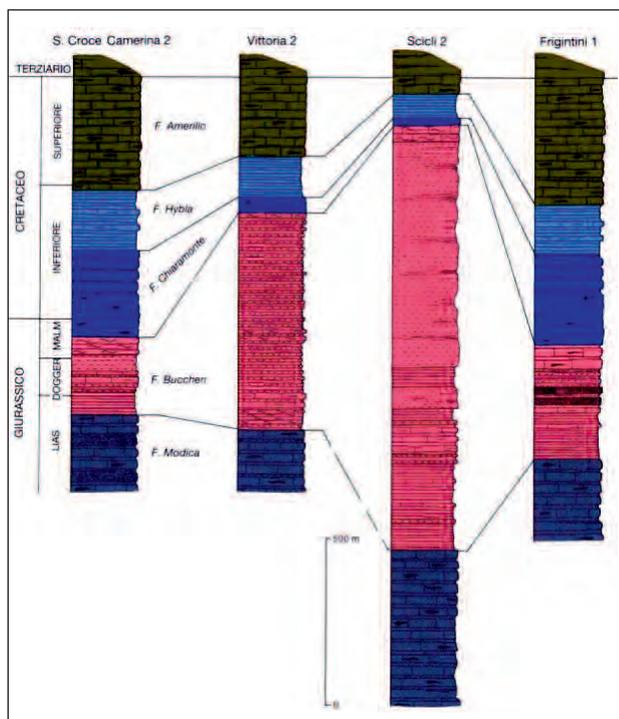


Fig. 18 – Logs di alcuni sondaggi del settore occidentale dell'Avampaese Ibleo (da GRASSO, 1999).

- Logs of some boreholes of the Hyblean Foreland (after GRASSO, 1999).

et alii (1979) la Formazione Noto, riferibile al Retico superiore, passa alla formazione Streppenosa s.s., ascritta all'Hettangiano–Sinemuriano (fig. 17). La F.ne Noto è parzialmente eteropica delle dolomie retiche sopra descritte. Si tratta di dolomie e calcari dolomitici laminati, con intercalazioni di argille nere più frequenti verso il depocentro del paleobacino.

La formazione Streppenosa è costituita da una sequenza bacinale di argille nere (*black-shales*), con intercalazioni di calcari marnosi e calcari dolomitici e di vulcaniti basiche. Si riconoscono anche facies di *slope* date da litotipi prevalentemente carbonatici.

Lo spessore varia da un massimo di 3500 m fino a scomparire del tutto specie verso i settori orientali. FRIXA *et alii* (2000), correlando i sondaggi Pachino 4 e Polpo 1 ed analizzando i caratteri sedimentologici e biostratigrafici, definiscono meglio i caratteri paleogeografici durante l'intervallo Retico-Hettangiano e riconoscono una generale ingressione della porzione superiore della formazione Streppenosa sulla Formazione Noto.

Questa formazione viene ritenuta la roccia madre degli idrocarburi presenti nell'area iblea, ma rappresenta anche la roccia di copertura dei giacimenti ad olio di Ragusa e di Gela. Il suo assottigliamento e la sparizione verso est potrebbero spiegare l'assenza di trappole e pertanto di mineralizzazioni nell'area siracusana.

formazione Siracusa (Hettangiano-Pliensbachiano), formazioni Modica e Rabbito (Sinemuriano-Pliensbachiano)

La formazione Siracusa (PATACCA *et alii*, 1979), ascritta al Lias inferiore–medio, è costituita da calcari intraclastici ed oolitici-oncolitici. La parte bassa è rappresentata da *packstone* e *weckestone* pellettiferi di ambiente tidale e risulta parzialmente eteropica con la f.ne Streppenosa, mentre verso l'alto passa bruscamente alla F.ne Buccheri. Lo spessore varia da 300 a 700 m (fig. 17).

La formazione Rabbito viene descritta da PATACCA *et alii* (1979) come un'alternanza di calcari pseudoolitici e di calcari micritici e considerata una facies di *slope* di raccordo cioè tra la piattaforma carbonatica (f.ne Siracusa) ed i depositi bacinali della f.ne Modica.

La formazione Modica (PATACCA *et alii*, 1979) (fig. 17), equivalente alla Formazione Villagonia (RIGO & BARBIERI, 1959), è composta da calcari pelagici ad ammoniti, alternanze di calcari marnosi e marne, talora con selce. Lo spessore varia da 80 a 350 m.

Le tre formazioni Modica, Rabbito e Siracusa rappresentano rispettivamente depositi di bacino, di scarpata e di piattaforma carbonatica, riferibili complessivamente all'intervallo Hettangiano-Pliensbachiano.

formazione Buccheri (Toarciano–Titonico inferiore)

È rappresentata in basso da marne rosse e verdi passanti a calcari con selce e radiolariti; verso l'alto compaiono marne a lamellibranchi pelagici. Sono presenti intercalazioni basaltiche submarine e localmente successioni condensate in facies di Rosso Ammonitico. Verso l'alto si ha un passaggio graduale alla formazione Chiamonte. Lo spessore varia da 50 a 700 m (fig. 17).

formazione Chiamonte (Titonico superiore–Hauteriviano inferiore)

È costituita da calcari bianchi a Calpionelle con lenti di selce, alternati a marne verdognole sempre più frequenti verso l'alto. Al tetto il passaggio alla F.ne Hybla è nettissimo e riconoscibile anche dai *logs* elettrici. Lo spessore varia da 150 a 250 m (fig. 17).

Formazione Hybla (Hauteriviano superiore–Albiano)

La formazione, formalizzata da PETTI in DELFRATI (2003f), è costituita da argille scure e da marne argillose con rari e sottili intercalazioni di calcari marnosi biancastri. Lo spessore varia da 20 a 300 m (fig. 17). Il passaggio alla soprastante f.ne Amerillo affiora a M. Boschitello nei pressi di Licodia Eubea.

1.2.3. - Successione meso-cenozoica affiorante degli Iblei orientali

Nell'area iblea il settore orientale è caratterizzato da una sequenza di ambiente marino poco profondo, condizionato dallo sviluppo di prodotti vulcanici. Esso costituiva anche l'area di notevole produzione organogena, in prevalenza algale, in condizioni di elevato idrodinamismo, che generava elevati volumi di sedimenti clastici; tale materiale a seguito di massicci fenomeni di risedimentazione verso le aree di *open-shelf*, andava a formare gli estesi depositi carbonatici di mare aperto, che caratterizzano invece il settore occidentale (figg. 19, 20).

Nell'intervallo Cretacico superiore-Eocene gli apporti clastici sono connessi ad una marcata tettonica sinsedimentaria, che determina lo sviluppo di megabrecce al limite fra i due settori. Nel settore orientale i depositi oligo-miocenici, rappresentati da biocalcareni e biolititi algali, progrediscono in discordanza verso est su un substrato costituito da vulcaniti e sedimenti. Le facies di transizione sono caratterizzate da corpi carbonatici bioclastici e talora da *slumping*. Biolititi, vulcanoclastiti e "lumachelle"

a faune oligotipiche del Tortoniano-Messiniano inferiore delle aree orientali, si contrappongono a vulcanoclastiti e marne delle aree occidentali. Vulcaniti plio-pleistoceniche e depositi calcarenitici e argillosi pleistocenici chiudono la sequenza iblea.

Le successioni terziarie esposte nelle aree orientali riflettono e in parte ereditano condizioni tettono-sedimentarie già delineatesi dopo le fasi tettoniche cretacico-eoceniche. Per di più, essendo di mare basso, registrano fedelmente le fasi tettoniche, che hanno determinato sollevamenti e abbassamenti e i contemporanei fenomeni di *highstand* del livello marino, nonché le attività vulcaniche che determinavano improvvise emersioni.

Tutte le formazioni sopra citate appartengono alla "serie orientale", indicate da GRASSO *et alii* (1979) col termine di Unità dei Monti Climiti, e successivamente riunite nel Gruppo di Sortino (GRASSO *et alii*, 1982). L'intera successione è ascrivibile a un ambiente marino di scarsa profondità, intervallato da fenomeni locali di emersione (PEDLEY, 1981). La definitiva generale emersione dell'*horst* centrale ibleo ha impedito la sedimentazione delle evaporiti messiniane presenti nelle aree occidentali iblee e in particolare nella Sicilia centrale.

Nelle zone di Pachino, Siracusa, Augusta e a S. Demetrio, sul bordo della Piana di Catania le successioni terziarie presentano lacune variabili degli intervalli paleocenici, eocenici e oligocenici. Talora, sui termini cretacici poggiano direttamente depositi del Miocene inferiore e medio, caratterizzati alla base da calcareniti bioclastiche e da biolititi algali nei livelli sommitali (formazione dei Monti Climiti, nei due membri di Melilli e dei calcari di Siracusa). Lo spessore affiorante varia da alcune centinaia di metri nei Monti Climiti a pochi metri a ovest di Brucoli. La riduzione di spessore si effettua a spese dei livelli inferiori, cioè verso est e nord-est si registra un appoggio sui terreni cretacici dei livelli via via più giovani.

Al di sopra della f.ne dei Monti Climiti sono presenti vulcaniti tortoniane, cui si intercalano biolititi a coralli (formazione Carlentini); seguono calcari a lumachella del Messiniano inferiore (formazione Monte Carrubba). Lungo la fascia costiera siracusana, la f.ne Monte Carrubba poggia, con variazioni di facies rispetto alle aree tipo, direttamente sui calcari del membro di Siracusa, per progressiva chiusura delle vulcanoclastiti della f.ne Carlentini. Le unità del Miocene superiore si estendono verso nord, al limite con la Piana di Catania, in modo discontinuo a causa delle prolungate emersioni post-messiniane (area di Lentini-Sigona Grande, cave di Grotte S. Giorgio e sondaggio S. Demetrio 1). L'intera sequenza cretacico-pleistocenica del settore nord-orientale ibleo è rappresentata, lungo un allineamento orientato da SO a NE da M. Carrubba a nord di Sortino fino a Faro S. Croce ad est di Augu-

M. Y.	STRATIGRAPHY		HYBLEAN PLATEAU S.E. SICILY		
			Western Facies	Eastern Facies	
0.01	Quaternary	Holocene			
0.5		Continental and transitional deposits			
1.0		marine terraces (ALGUSTA Fm) 0-3 m			
1.5	Pleistocene	(LENTINI Fm) marine calcarenites and clays 0-300 m			
1.8					
3	Pliocene	Late	vulcanics and marls	vulcanics and sands	
4		Middle			
5		Early	TRUBI		
5	Tertiary	Messinian	EVAPORITES limestones 0-90m	emergence	
10		Tortonian	PALAZZOLO Fm calcarenites 60-300m	M. CARRUBBA Fm 40m CARLENTINI Fm 80m reef 1st-volcanics	
15		Serravallian	0-200m	SIRACUSA Mb algal limestones	
15		Langhian	TELLARO Fm marls		
20		Burdigalian	IRMINIO Mb limestones	MONTI CLIMITI Fm 0-300m	
20		Aquitanian	RAGUSA Fm 200-400m	MELILLI Mb calcarenites	
22.5					
25	Oligocene	Chattian	LEONARDO Mb limestones and marls		
30		Rupelian	hardground	breccia reefal	
35	Eocene	Priabonian			
45		Lutelian			
50		Ypresian			
55	Paleocene				
65			> 300m AMERILLO Fm cherty limestones		

Fig. 19 - Stratigrafia e correlazioni delle formazioni affioranti nei settori orientale ed occidentale del Plateau Ibleo (modificato da COGAN *et alii*, 1989).
- Stratigraphy and correlation of Cenozoic formations cropping out on eastern and western Hyblean Plateau (after COGAN *et alii*, 1989, modified).

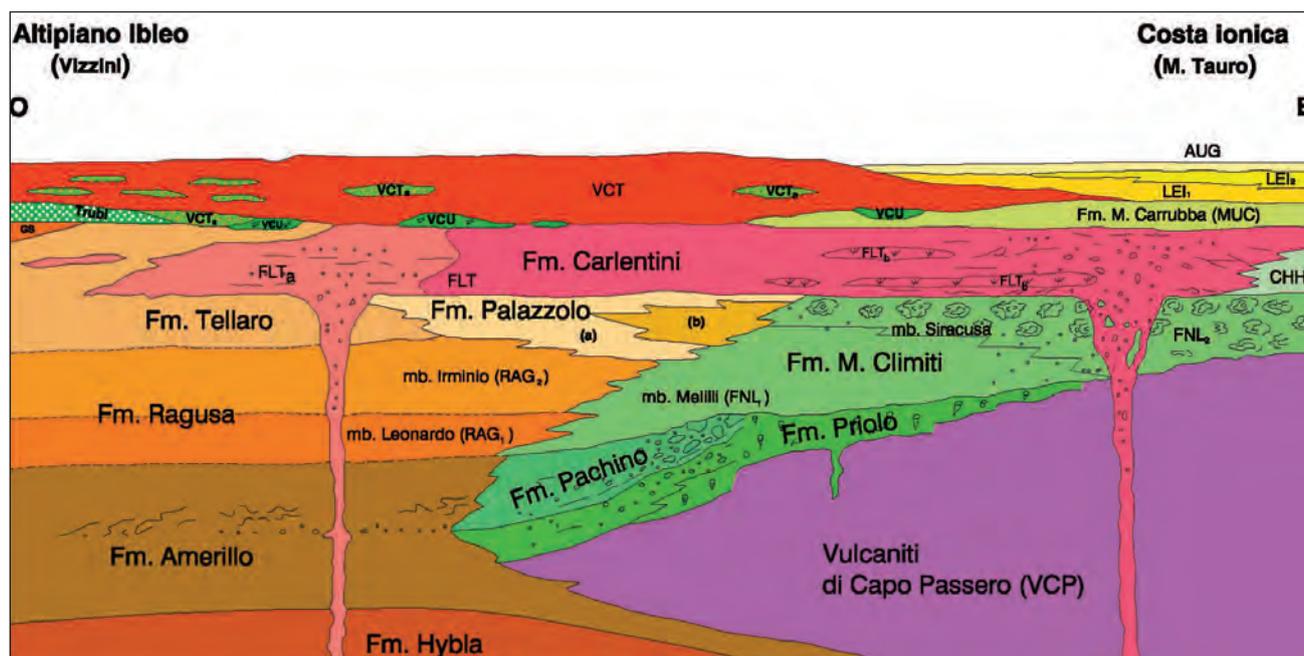


Fig. 20 – Schema della distribuzione delle facies cretatico-quaternarie attraverso il Plateau Ibleo dal Settore ionico all'Altipiano calcareo s.s. (da CARBONE *et alii*, 1986, modificato da CARBONE, 2011). Sigle delle formazioni: CHH - calcari a echinodermi e molluschi (Tortoniano); FLT - fm. Carlentini (vulcaniti con intercalazioni biohermali - FLT_b, e vulcaniti sottomarine - FLT_a, Tortoniano); GS - Gruppo della Gessoso-Solfifera (Messiniano sup.); gruppo di Palagonia: VCU – breccie e sabbie di Valle Cupa (Pliocene inf. e medio); VCT - fm. Militello in Val di Catania (vulcaniti con intercalazioni di sabbie e breccie - VCT_a e calcilutiti oolitiche - VCT_b; Pliocene medio-sup.); LEI - fm. Lentini (conglomerati, calcareniti e sabbie - LEI₁ e argille LEI₂, Pleistocene inf.-medio); AUG - fm. Augusta: (Pleistocene medio-sup.).

- Diagram showing the distribution of the Cretaceous-Quaternary facies through the Hyblean Plateau from Ionian Sector to the Calcareous Plateau s.s. (after CARBONE *et alii*, 1986, modified by CARBONE, 2011). Initials of the formations: CHH - Echinoderm and mollusc bearing limestones (Tortonian); FLT - Carlentini Fm. (volcaniclastics with intercalations of coral bioliths - FLT_b, and submarine volcanics - FLT_a, Tortonian); MUC - Monte Carrubba Fm. (Upper Tortonian-Lower Messinian); GS - Gessoso-Solfifera Group (Upper Messinian); Palagonia Group: VCU - Valle Cupa gravels and sands (Lower and Middle Pliocene); VCT - Militello in Val di Catania Fm. (volcanics with lens of sands and breccias - VCT_a and oolitic calcilutites - VCT_b; Middle-Upper Pliocene); LEI - Lentini Fm. (conglomerates, calcarenites and sands - LEI₁ and clays LEI₂, Lower-Middle Pleistocene); AUG - Augusta Fm.: Middle-Upper Pleistocene.

sta, nelle sezioni stratigrafiche campionate e descritte da GRASSO *et alii* (1979) e CARBONE (2011) (fig. 21).

successione vulcano-sedimentaria del Cretacico superiore-Paleogene

I terreni riferiti a questo intervallo cronostratigrafico sono esposti nell'“alto” di Capo Passero (tra Pachino e Portopalo), dove sulle vulcaniti del Cretacico superiore [K-Ar 70.7 (±2.0) / 84.1 (±2.4), BARBERI *et alii*, 1974], poggiano calcari a Rudiste del Maastrichtiano (COLACICCHI, 1963; SERV. GEOL. D'IT., 1972b; MATTEUCCI *et alii*, 1982; LENTINI *et alii*, 1984; CARBONE *et alii*, 1985), seguiti da livelli discontinui di biocalcareni a nummuliti e breccie calcaree dell'Eocene medio, e da calcari dell'Aquitano.

Negli affioramenti di Belvedere e di Priolo (rispettivamente a ovest e a nord-ovest di Siracusa e sulla strada per Porto Palo) sulle vulcaniti cretache sono presenti calcari recifali cretaci e paleogenici, anche qui caratterizzati da successioni lacunose e da improvvise variazioni di facies dovute alla tettonica sinsedimentaria e/o ad oscillazioni eustatiche (LENTINI *et alii*, 1984; CARBONE *et alii*, 1982c, 1987; MONTANARI, 1982a). Nella zona di S. Cusumano (a est

di Melilli) sulle vulcaniti cretache [K-Ar 77.1 (±1.5), GRASSO *et alii*, 1983] poggiano direttamente livelli di calcari a macroforaminiferi dell'Oligocene superiore, mentre sulle vulcaniti [K-Ar 81.1 (±2.5) / 78.5 (±2.5), BARBERI *et alii*, 1974] della zona di Monte Tauro e su quelle di Punta Bònico e di Cozzo Porte Rosse (poco a nord di Augusta) [K-Ar 66.5 (±1.3) / 65.3 (±1.3), GRASSO *et alii*, 1983] giacciono calcari a echinodermi e *Acteonellidae* del Cenomaniano-Turoniano (CARBONE, 2011), direttamente ricoperti da calcari miocenici (f.ne Monti Climiti, membro dei calcari di Siracusa) (fig. 21).

vulcaniti di Capo Passero

Studiata a Pachino da PONTE (1916) e da dati di pozzo (pozzo Pachino 1, FABIANI, 1952), l'unità è informalmente denominata vulcaniti di Capo Passero (VCP) (SERV. GEOL. D'IT., 2011d) dalla località dove è meglio esposta e dove in sottosuolo raggiunge spessore fino a 600 m (LENTINI *et alii*, 1984, 1987). Il sondaggio Polpo 1 (fig. 22), ubicato a mare ha attraversato, al disotto di 673 m di calcari fossiliferi del Maastrichtiano-Eocene, 514 m di vulcaniti basiche submarine, all'interno delle quali si intercalano calcilutiti riferibili alla formazione

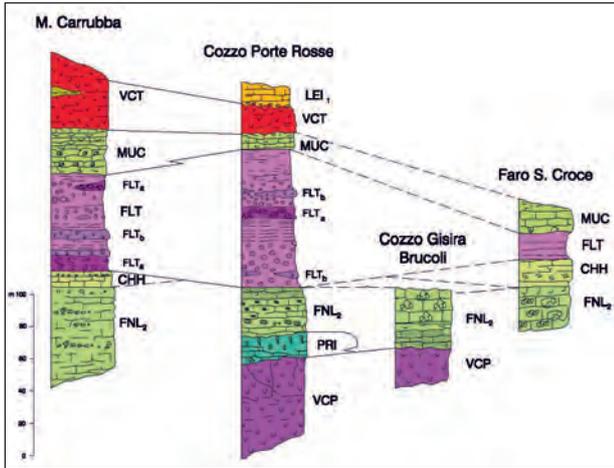


Fig. 21 – Colonne stratigrafiche ricostruite delle formazioni affioranti lungo un allineamento SO-NE da M. Carrubba (a nord di Sortino) a Faro S. Croce (a est di Augusta) (da CARBONE, 2011). Per le sigle delle formazioni vedi figura 20. - Restored stratigraphic logs of the outcrops along an alignment from M. Carrubba (north of Sortino village) to Faro S. Croce (est of Augusta) (after CARBONE, 2011). For the abbreviation of the formations see figure 20.

Amerillo del Cenomaniano–Senoniano. Ciò indica che i prodotti vulcanici sono stati effusi in ambiente marino relativamente profondo e che hanno determinato dei *sea-mounts*, sui quali si sono imposte le piattaforme carbonatiche a rudiste.

Gli affioramenti delle vulcaniti sono discontinui, con spessori variabili da 50 a 100 m, lungo la costa ionica da Capo Passero a Monte Tauro e a nord-ovest di Brucoli (P. Bònico, C.zo Gisira, C.zo dei Turchi e C.zo Porte Rosse), mentre dati di sottosuolo indicano una maggiore continuità lungo un trend N-S.

Si tratta di prodotti sottomarini costituiti da prevalenti vulcanoclastiti bruno-giallastre a grana fine, da breccie a *pillows* e lave a *pillows*, talora intrusi da filoni afirici a composizione alcali-basaltica, con tendenza a hawaiiite (fig. 23). Lave, vulcanoclastiti e dicchi basici sono di serie alcalino-sodica. BARBERI *et alii* (1974) e GRASSO *et alii* (1983, *cum bibl.*) hanno effettuato analisi paleomagnetiche, che, oltre a mostrare il comportamento solidale dell'area iblea con la crosta africana, indicano tra i 65 e gli 84 Ma l'età delle vulcaniti.

formazione Priolo

Istituita da SCHMIDT DI FRIEDBERG (1964-1965) per indicare calcari mastrichtiani, affioranti nella zona di Priolo e di Pachino-Portopalo (fig. 24) (già segnalati da GEMMELLARO, 1860; BALDACCI, 1886), la sezione tipo è stata definita da ALLISON (1955) sul versante orientale dei Monti Climiti, a sud-ovest di Priolo. Tale formazione è equivalente al membro dei calcari di Portopalo di figura 17.

La f.ne Priolo era stata descritta da COLACICCHI (1963), che l'aveva datata al Cretacico superiore per

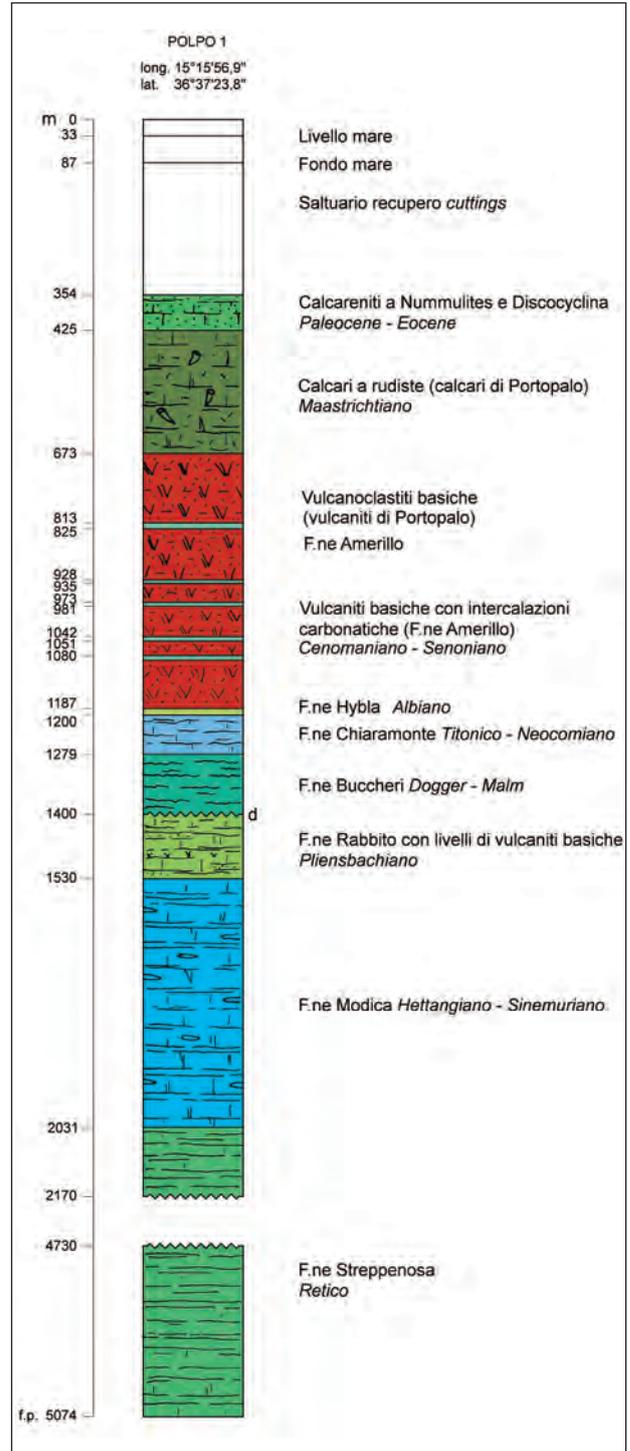


Fig. 22 - Log stratigrafico del sondaggio Polpo 1, ubicato sul bordo del Bacino Ionico al largo del Plateau Ibleo. La successione stratigrafica è caratterizzata da un elevato spessore della F.ne Streppenosa e dalle vulcaniti cretache. - Stratigraphic log of the Polpo 1 well, located on the margin of the Ionian Basin of the Hyblean Plateau. The stratigraphic succession is characterized by a high thickness of the Streppenosa Fm. and submarine Cretaceous volcanics.

la presenza di ippuritidi. Successivamente le associazioni faunistiche furono analizzate da CAMOIN & DUCHAUFOR (1980), CAMOIN (1983), e le relative considerazioni paleoambientali da MATTEUCCI



Fig. 23 – A Punta Bònico (a NO di Bruccoli) le vulcaniti VCP (A) sono intruse da un grosso filone basaltico (B). L'unità vulcanica è sormontata in discordanza dai calcari miocenici della fine Monti Climiti (membro dei calcari di Siracusa) (C).

- At Punta Bònico (NW of Bruccoli) the volcanics VCP (A) are intruded by a large basaltic dyke (B), and are unconformably topped by Miocene limestones of the Monti Climiti Fm. (Siracusa limestones Mb.) (C).



Fig. 24 – Calcari a rudiste del Maastrichtiano poggianti su vulcaniti del Cretacico superiore. Loc.: Zona archeologica con insediamenti di età a partire dal Paleolitico superiore, lungo la strada Marzamemi-Portopalo.

- Rudist-bearing limestones of Maastrichtian age lying up-on Late Cretaceous volcanics. Loc: Archaeological sites from the Upper Paleolithic age, along the Marzamemi-Portopalo road.

et alii (1982) e da CARBONE *et alii* (1985) (fig. 25).

Le migliori esposizioni si trovano lungo la strada Marzamemi-Portopalo di fronte alla vecchia tonnara, dove, oltre all'appoggio dei calcari cretatici sulle vulcaniti (v. fig. 24), si possono osservare calcari rosati massivi o a stratificazione appena accennata con ricche associazioni a rudiste (figg. 26, 27), tra cui *Hippurites cornucopiae*, *Sabinia* aff. *aniensis*, *Microcaprina bulgarica*; a coralli: *Hydnophoraraea* sp., *Montastraea* sp., *Actinastraea* sp. e *Columnastraea pachinensis*; a gasteropodi (Acteonidi) e a macroforaminiferi: *Orbitoides apiculata*, *Omphalocyclus macroporus*, *Siderolites* spp., *Simplorbites gensacicus*, *Heltenocyclina beotica*.

L'affioramento, per le parti preservate dall'edificazione indiscriminata di villette private, meriterebbe di essere tempestivamente protetto con l'istituzione di un geosito.

Nella zona di Priolo i livelli cretatici sono in facies di margine di scogliera, essendo rappresentati da megabrecce e da risedimenti grossolani a ele-

menti recifali, sovente canalizzati, alternati a calcari marnosi e marne emipelagiche con fauna della zona a *Globotruncana elevata* (CITA *et alii*, 1980). La successione ivi affiorante costituisce un punto chiave per la conoscenza dei rapporti tra le aree di

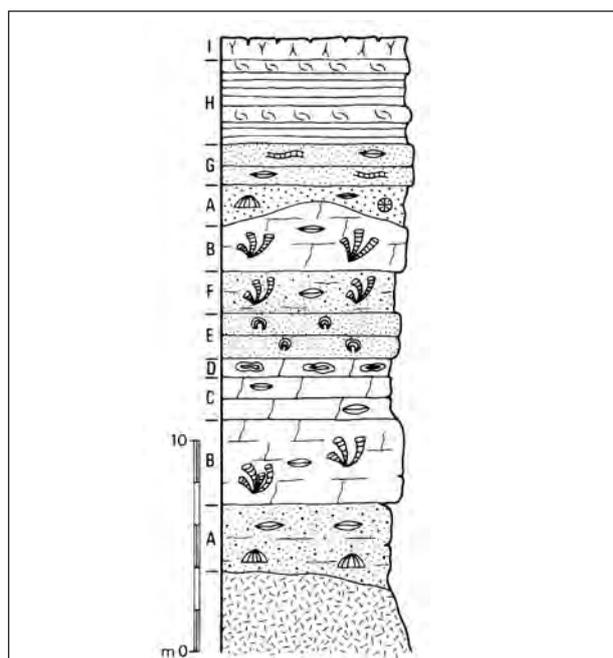


Fig. 25 – Rappresentazione schematica della successione stratigrafica dell'affioramento cretatico di Portopalo (da CARBONE *et alii*, 1985): A) Wackstone-packstone ad Orbitoidi; B) Wackstone a Ippuritidi; C) Mudstone ad Orbitoidi; D) Mudstone a foraminiferi; E) Wackstone-packstone ad alghe rosse; F) Wackstone-packstone a *Hippurites cornucopiae* e Orbitoidi; G) Packstone a Orbitoidi e alghe rosse; H) Wackstone-mudstone ad *Apricardia pachiniana* con intercalazioni di mudstone; I) Lamine di mudstone bioturbato a brachiopodi.

- Schematic picture of the stratigraphic succession of the Cretaceous of Portopalo (after CARBONE *et alii*, 1985): A) Orbitoides-bearing wackstone-packstone; B) Hippurites-bearing wackstone; C) Orbitoides mudstone; D) Foraminifera-bearing mudstone; E) red algae wackstone-packstone; F) Hippurites cornucopiae and Orbitoides wackstone-packstone; G) Orbitoides and red algae packstone; H) Apricardia pachiniana wackstone-mudstone with mudstone intercalations; I) Brachiopods-bearing laminae of bioturbated mudstone.

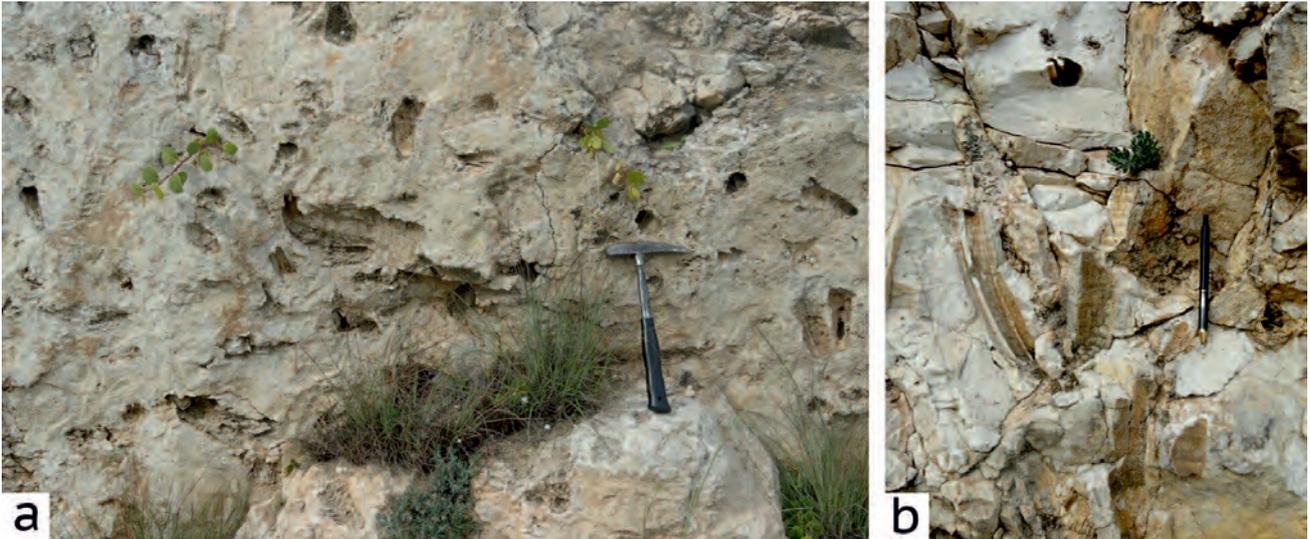


Fig. 26 - Calcarei a Ippuritidi e coralli del Cretaceo superiore (a). Individui di *Hippurites cornucopiae* in posizione di vita (b). Loc.: strada Marzamemi-Portopalo.
- Late Cretaceous *Hippurites* and corals limestone (a). *Hippurites cornucopiae* specimens in life position (b). Loc.: Marzamemi-Portopalo road.



Fig. 27 - formazione Priolo: l'affioramento di Portopalo mostra anche associazioni di coralli ed Ippuritidi.
- Priolo formation: the Portopalo outcrop displays also faunas with corals and *Hippurites*.

bacino, che si sviluppavano più a ovest, e i *sea-mounts*.

La sezione analizzata da ALLISON (1955) è stata revisionata da GRASSO *et alii* (1979), da CARBONE *et alii* (1982d) (fig. 28) e ristudiata da MONTANARI (1982a), che hanno fornito un modello deposizionale dei calcari di piattaforma di quest'area. Il profilo schematico mostra in particolare i rapporti di discordanza angolare tra le calcareniti ad alghe e briozoi della f.ne dei Monti Climiti e le facies cretache a loro volta legate alla presenza di un *sea-mount* vulcanico. Tali rapporti confermano che sul bordo ionico i depositi miocenici sigillano degli an-

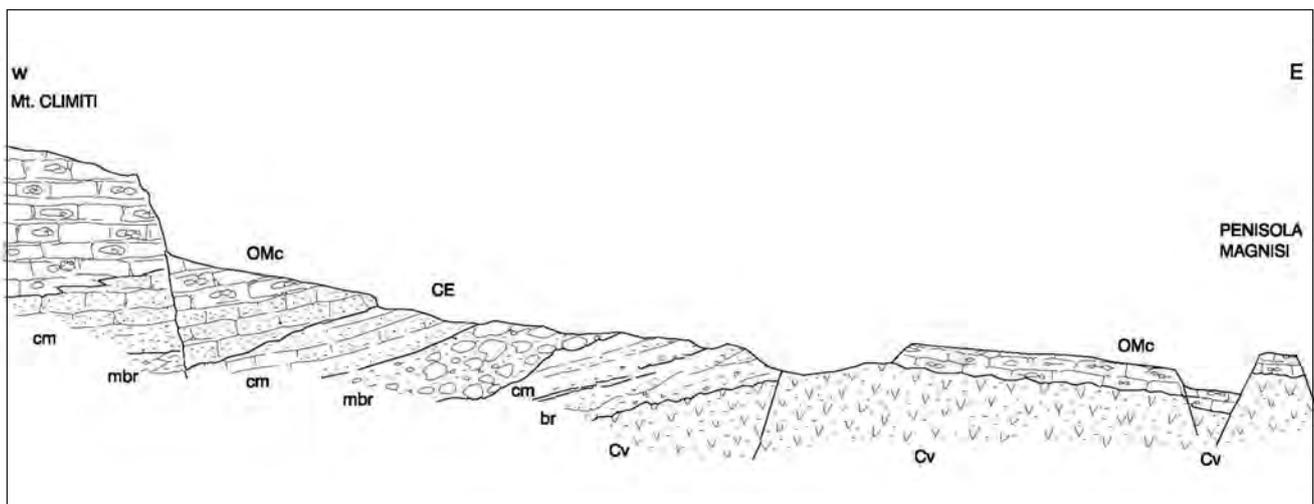


Fig. 28 - Profilo geologico schematico della zona di Priolo (da CARBONE *et alii*, 1982d, ridisegnato). Cv - vulcaniti cretache; CE - Cretaceo-Eocene (br: breccie di fianco; cm: calcareniti e marne; mbr: megabreccie); OMc - Calcareni ad alghe e briozoi (f.ne Monti Climiti), Oligocene superiore-Miocene medio.
- Schematic geological profile of the area of Priolo (from CARBONE *et alii*, 1982d, redrawn). Cv - Cretaceous volcanics; CE - Cretaceous-Eocene (br: slump breccias; cm: calcarenites and marls; mbr: megabreccias); OMc - algae and bryozoans bearing calcarenites (Monti Climiti Fm.), Late Oligocene-Middle Miocene.

tichi alti vulcanici del Cretacico superiore, con lacuna dei termini paleogenici. Ulteriori conferme si ottengono dalla reinterpretazione del sondaggio Melilli 1 (f.p. 2641 m, ubicato tra Augusta e Siracusa), dove sia al passaggio Cretacico-Eocene che nelle stesse calcilutiti eoceniche sono presenti intercalazioni di breccie ad elementi di calcari a rudiste (v. fig. 16). Intervalli cretacico-eocenici con facies calcareo-detritica sono stati attraversati nel sondaggio S. Demetrio (f.p. 1547 m, ubicato al margine con la Piana di Catania). La lacuna si fa particolarmente ampia nel settore nord-est dell'Avanfossa, dove il sondaggio Catania 10, ubicato nei pressi dell'aeroporto Fontanarossa, incontra al disotto della copertura plio-pleistocenica livelli giurassici del *Plateau Ibleo* (v. oltre Avanfossa Gela-Catania).

Dettagliati rilievi geologici eseguiti nell'area di Augusta mostrano che sopra le vulcaniti cretache giacciono banchi carbonatici di colore da bianco-giallastro a rosato, con grossi gasteropodi, coralli e alghe. Tali livelli (DI GRANDE, 1972; GRASSO *et alii*, 1979) sono simili a quelli del Cretacico superiore affioranti a Portopalo e a Capo Passero. Nel sottosuolo di Augusta e un po' ovunque lungo la costa ionica, sondaggi geognostici incontrano, sotto una sottile copertura quaternaria e miocenica, calcari del Cretacico superiore in facies di scogliera, poggianti su vulcaniti basiche. È da ritenere pertanto che in questo settore gli orizzonti cretaci non sono limitati agli sporadici affioramenti osservabili, ma costituiscono un corpo continuo, esteso da Portopalo fino al margine settentrionale dell'Altopiano Ibleo, dove interessano la parte nord-orientale della stessa avanfossa (v. oltre Avanfossa Gela-Catania).

formazione Pachino (Paleocene-Eocene)

Questa successione, già segnalata da ALLISON (1955), da SERV. GEOL. D'IT. (1972b) e da LENTINI *et alii* (1984), è costituita dal basso verso l'alto da calcareniti bianche, paleoceniche, in strati centimetrici a *Miscellania miscella*, *Alveolina primaeva*, *Discocyclina seunesi* (facies di banco e di margine), passanti lateralmente (Belvedere) a micriti di retroscogliera; calcareniti grigio chiaro in strati centimetrici a *Nummulites cf. deserti*, *N. distans*, *Operculina gr. canalicifera*, *Alveolina ellipsoidalis*, *A. schawageri*, dell'Eocene inferiore; calcari avana in banchi a *Nummulites millecaput*, *N. perforatus*, *Assilina spira*, dell'Eocene medio; marne tufacee e calcareniti (Priolo) a *Globorotalia cerroazulensis* e macroforaminiferi risedimentati (Eocene superiore). Alla base sono intercalate megabreccie ad elementi cretaci e alla sommità megabreccie ad elementi dell'Eocene inferiore. Lo spessore varia da pochi metri a un massimo di 50 m.

1.2.3.2. – Successione vulcano-sedimentaria dell'Oligocene superiore-Miocene

formazione Monti Climiti (Oligocene superiore-Tortoniano)

È costituita da due membri parzialmente eteropici nella parte medio-alta (fig. 29): membro di Melilli alla base, e membro dei calcari di Siracusa in alto. L'ambiente è di piattaforma carbonatica da prossimale a margine di scarpata. L'età complessiva della formazione è Oligocene superiore-Tortoniano. Lo spessore varia dai 400 m circa dell'area-tipo fino a una decina di metri procedendo verso la costa ionica.

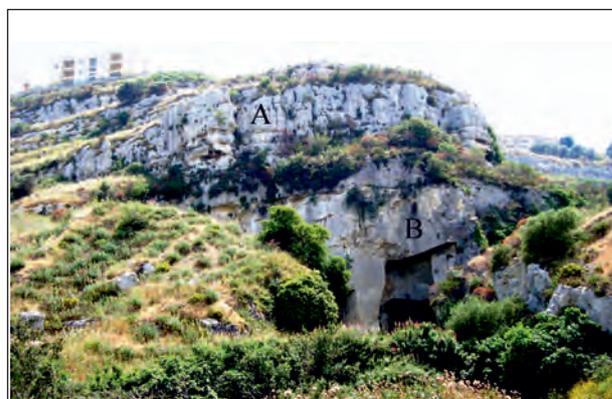


Fig. 29 - Sotto il paese di Melilli affiora la formazione Monti Climiti con il membro dei Calcari di Siracusa (A), e il membro di Melilli (B).

- At the base of the Melilli village the Monti Climiti Fm. crops out. The Siracusa limestone Member (A) lies above the Melilli Member (B).

membro di Melilli

Si presenta come una monotona successione di calcareniti biancastre da fini a grossolane bioturbate talora con pettinidi, modelli interni di bivalvi non determinabili, e con anellidi (*Ditrupea* spp.), in strati da medi a banchi, passante verso l'alto ad un'alternanza di calcari marnosi e marne in strati da 20 a 50 cm, con microfaune della zona a *Paragloborotalia partimlabiata*, sottozona *P. mayeri* (MMi7b) di SPROVIERI *et alii* (2002), rari individui di *Orbulina universa* e *O. suturalis* (Serravalliano); a luoghi sono presenti livelli ad *Heterostegina* spp.

membro dei calcari di Siracusa

È caratterizzato da calcareniti e calciruditi bianco-grigiastre a litotamni e briozoi, irregolarmente stratificate e spesso notevolmente carsificate (fig. 30), a volte passanti a biolititi algali con rodoliti (fig. 31) e talora anche resti di coralli coloniali; sono anche frequenti individui di *Clypeaster* spp.

Questa litofacies tende a progredire verso ovest, sostituendosi progressivamente al membro di Melilli. Nelle aree più orientali i livelli inferiori



Fig. 30 - formazione Monti Climiti, membro dei Calcari di Siracusa. Loc.: Necròpoli di Pantalica, lungo la Valle del F. Anapo, con tombe a “grotticella” preistoriche (dall’Età del Bronzo all’Età del Ferro).

- Monti Climiti Formation, Siracusa limestone Member. Loc.: Necropolis of Pantalica, with prehistoric (the Bronze Age to the Iron Age) “grotticella” tombs along the Anapo R. Valley.



Fig. 31 - Rodoliti algali del membro dei Calcari di Siracusa (a), particolare (b). Loc.: Baia di Brucoli.

- Rodolithes of the Siracusa limestone Member (a), detail (b). Loc.: Brucoli Bay

dell’unità sono costituiti da facies biocalciruditeche discretamente cementate, a frammenti di briozoi, echinodermi, alghe e bivalvi, sovente a stratificazione incrociata (a est di Melilli). A nord di Augusta la base è rappresentata da circa 15 m di biocalcareniti con associazioni ad *Amphistegina* sp e *Miogyopsis* spp., indicative del Burdigaliano. La medesima età è attribuibile ai livelli basali affioranti nell’area di Siracusa, contenenti *Pecten convexior*, *Lycopecten melii*, *Venus burdigalensis*. Calcari fini a *Ditrupa* sp. sono presenti nei livelli apicali della formazione in destra dell’alto corso del T. Belluzza (a sud di Villasmundo), nei pressi di Melilli e attorno a Pedagggi, nella zona di transizione con la formazione Palazzolo. Calcareniti friabili ricchissime di *Heterostegina* sp. si rinvencono in quasi tutta l’area orientale. Infine allo stesso membro sono state attribuite *rudstones* ad *Amphistegina* affioranti a sud-est di Priolo. Ovviamente la formazione è ampiamente presente

nella zona di Siracusa, dove costituisce anche i gradoni del Teatro Greco, le Latomie (profonde cave di pietra) (figg. 32, 33) e l’Anfiteatro Romano (prima metà del II sec. d.C.); il lembo più settentrionale dell’unità affiora nella cava di Grotte S. Giorgio, a nord-ovest della dorsale di S. Demetrio.

calcari a echinodermi e molluschi (Tortoniano)

Considerati una litofacies sommitale del membro dei calcari di Siracusa (GRASSO *et alii*, 1979), e informalmente definiti Calcari a *Chypeaster* e molluschi da CARBONE *et alii* (1986), sono stati elevati a rango di formazione da CARBONE (2011) e SERV. GEOL. D’IT. (2011d).

Affiora in tutto il settore del “belt siracusano” al top dei calcari di Siracusa, e costituisce un orizzonte isocrono, correlabile con l’intervallo inferiore delle vulcaniti tortoniane della f.ne Carlentini.

Per effetto del diacronismo delle facies carbo-

natiche essa può mostrare caratteristiche faunistiche differenti. A est dell'allineamento M. Pancali, Sortino, Florida tale orizzonte è caratterizzato in genere da "lumachelle" a *Pecten* sp, *Cardium* sp., *Panopaea* sp., *Conus* sp. e *Chypeaster* sp., ovvero da ricche associazioni a briozoi, alghe, ostreidi, *Amussium* sp. e *Chypeaster* sp. (a sud-est di Melilli); a luoghi compaiono anche *patch-reefs* a *Porites* o banchi a *Heterostegina* (area di Melilli). A Monte Tauro (C. da Cavaleria) sopra i calcari a rodoliti del mb. di Siracusa poggiano calcareniti ricche di *Chypeaster*, passanti verso l'alto ad una decina di metri di calcari giallastri brecciati a pettinidi e ostreidi, con isolati *patch-reefs* a *Porites* e *Tarbellastraea*. A ovest del suddetto allineamento le facies di questa formazione sono caratterizzate da rodoliti algali molto simili ai livelli apicali

dei calcari del mb. di Siracusa. Un particolare sviluppo di *patch-reefs* a *Tarbellastraea* è presente sulla costa siracusana (Scoglio due Fratelli) e al km 130,5 dell'ex SS 114. Lo spessore varia da 10 a 50 m.

formazione Carlentini (Tortoniano)

La formazione è caratterizzata da prevalenti vulcanoclastiti e da subordinate colate basaltiche, sia subaeree sia sottomarine, cui si intercalano due livelli di biolititi a coralli e/o a litotamni, o calcareniti ad *Halimeda* e, localmente si osservano depositi lacustri. Lo spessore in affioramento (Carlentini) raggiunge i 100 m, in sottosuolo 250 m.

Le vulcaniti mioceniche sono localizzate nella parte settentrionale del *Plateau* Ibleo all'incirca tra l'allineamento Siracusa-Sortino-M. Lauro a sud e



Fig. 32 - Teatro Greco di Siracusa, V secolo a.C. e la Latomia del Paradiso contenente il noto "orecchio di Dionisio".
- Greek theater in Syracuse, V century B.C. and the Latomia del Paradiso contains the famous "ear of Dionysius".



Fig. 33 - Gradoni del Teatro Greco di Siracusa. A destra particolare dei calcari a rodoliti del membro di Siracusa costituenti i gradoni.
- Steps of the Greek Theater of Syracuse. On the right particular of the rhodolitic limestone of the Siracusa Member constituting the steps.

la Piana di Catania a nord e cioè al margine dell'avanfossa lungo una fascia orientata NE-SO da Buccheri ad Agnone e nella dorsale di S. Demetrio. La formazione, apparentemente discontinua in affioramento perchè mascherata dai prodotti lavici e dai sedimenti più recenti, in sottosuolo è presente con continuità come dimostrano i sondaggi per ricerca di idrocarburi e i pozzi per ricerca idrica.

Prodotti vulcanici a carattere prevalentemente esplosivo, probabilmente appartenenti al medesimo ciclo, erano stati segnalati nell'area nord-occidentale dell'altopiano ibleo (tra Palagonia, Mineo e Vizzini) da CRISTOFOLINI (1969). GRASSO *et alii* (1979) hanno definito la sezione tipo attorno all'abitato di Carlentini; CARBONE & LENTINI (1981a) hanno descritto dettagliatamente le facies, la distribuzione dei prodotti, gli aspetti strutturali (CARBONE & LENTINI, 1981b), e riconosciuto i relativi centri di emissione (LENTINI *et alii*, 1984; CARBONE *et alii*, 1986).

L'attribuzione cronologica al Tortoniano dell'unità è basata su considerazioni stratigrafiche: essa poggia sui calcari di Siracusa del Miocene medio ed è ricoperta dai calcari della f.ne Monte Carrubba del Tortoniano superiore-Messiniano inferiore. In aree più occidentali (zone di Mineo, Vizzini, Buccheri) questi prodotti si rinvengono in corpi lavici e breccie ialoclastiche intercalati nei livelli apicali del Messiniano inferiore della f.ne Tellarò (GRASSO *et alii*, 1979) (v. oltre, settore occidentale).

Nelle vulcanoclastiti, in funzione della distanza dal centro di emissione, si distinguono tre litofacies in eteropia latero-verticale: breccia d'esplosione, a stratificazione incrociata, a laminazione ondulata

e/o parallela.

- La breccia d'esplosione (fig. 34) è costituita da materiale eterometrico con frammenti autigeni ignei e litici calcarei, strappati dal magma in risalita e incorporati caoticamente nella colonna eruttiva. La frazione carbonatica è rappresentata da calcari organogeni, da frammenti di coralli coloniali, rodoliti, e molluschi, strappati dai vari orizzonti del substrato. Questa facies è ricorrente all'interno o in prossimità dei condotti; lungo i bordi i clasti hanno granulometria minore e sono dispersi in elevata matrice cineritica.

- La facies a stratificazione incrociata (fig. 35) è rappresentata da un'alternanza di strati sottili e di lamine a ceneri e lapilli, generalmente con elevata frazione carbonatica, e vario grado di cementazione. Localmente si osservano strati e banchi a gradazione inversa. Questa facies è distribuita sui margini o in prossimità dei condotti.

- La facies a laminazione ondulata e/o parallela (fig. 36) è costituita da un'alternanza di livelli e lamine medio-sottili piano-paralleli continue, caratterizzati da omogeneità compositiva e da lieve scarto granulometrico, talora con lapilli accrezionali e "passate" a gradazione diretta e inversa. Questa litofacies è ricorrente nelle aree più distali dai condotti, oppure rappresenta il deposito di chiusura all'apice della sequenza vulcanoclastica.

Nella breccia d'esplosione e nella facies a stratificazione incrociata di alcuni diatremi sono stati rinvenuti numerosi xenoliti ignei. Essi hanno forme rotondeggianti o ovali, dimensioni variabili da 2 a 30 cm e talora sono circondati da un involucro di lava ospite (fig. 37).

La presenza o meno di feldspato permette di

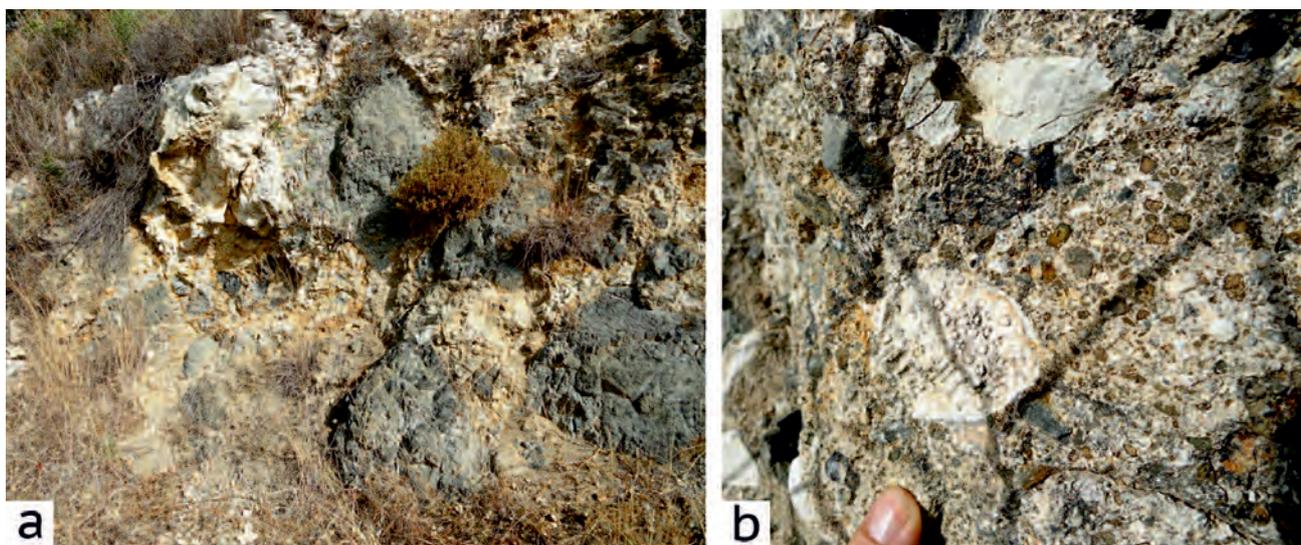


Fig. 34 - Diatrema di Costa Giardini (Sortino): breccia d'esplosione con elementi poligenici ed eterometrici all'interno del condotto (a), tra cui elementi di bioliti e coralli tortoniani (b).

- Costa Giardini (Sortino) diatreme: polygenic and heterometric tufo breccia lithofacies inside the vent (a) including Tortonian biolithitic elements with corals (b).



Fig. 35 – Litofacies a stratificazione incrociata da antidune: la freccia indica la migrazione sopra corrente della struttura. Loc.: SE di Carlentini.
- *Antidune cross-bedding lithofacies: the arrow indicates the migration over the current structure. Loc.: SE of Carlentini*



Fig. 36 – formazione Carlentini, litofacies a stratificazione parallela (a). Depositi finemente gradati (b). Loc.: Ponte Cava Lupo a SE di Carlentini.
- *Carlentini Formation, parallel lamination lithofacies (a). Fine graded deposits (b). Loc.: Ponte Cava Lupo, SE of Carlentini.*

distinguere due gruppi di xenoliti: ultrafemici e femici. I primi sono costituiti da peridotiti (prevalentemente harzburgiti) a struttura sia protogranulare sia porfiroclastica, e diversi tipi di pirosseniti, tutti riferibili, in base alle loro caratteristiche mineralogiche e geochemiche, al mantello superiore.

Gli xenoliti a feldspato, di sicura origine crostale, sono costituiti da ferrogabbri, che spesso presentano notevoli deformazioni protoclastiche e clastiche e hanno affinità tholeiitica tipo E-MORB, e da granuliti basiche a due pirosseni e spinello alluminifero riconducibili a protoliti gabbrici (SCRIBANO, 1988; MAZZOLENI & SCRIBANO, 1994; SCRIBANO *et alii*, 2006a). Gli xenoliti sia ultrafemici sia gabbrici talora mostrano trasformazioni mineralogiche e tessiturali riconducibili all'azione prolungata di sistemi idrotermali controllati dalla circolazione d'acqua marina, che, fin dal Triassico medio, hanno interessato il basamento crostale ibleo (SCRIBANO *et alii*, 2006b). Una delle conse-

guenze più importanti di questo idrotermalismo “fossile” è certamente l'estesa serpentinizzazione delle peridotiti e con questo la produzione di metano ed altri idrocarburi abiogenici. I dati delle analisi sopra riportate creano il problema dell'incompatibilità con il carattere continentale della crosta iblea, così come emerge dalla sismica profonda (v. oltre).

I corpi lavici (fig. 38) sono rappresentati da colate basaltiche di serie alcalino-sodica, formate da grossi ammassi sferoidali a desquamazione globulare, talora sono presenti breccie ialoclastiche in banchi di 1-2 m; la giacitura è lenticolare, lo spessore è fino a 20 m. Si rinvenivano intercalati alla base delle vulcanoclastiti, ovvero alla sommità a chiusura dell'evento eruttivo.

Analizzando la distribuzione delle facies delle

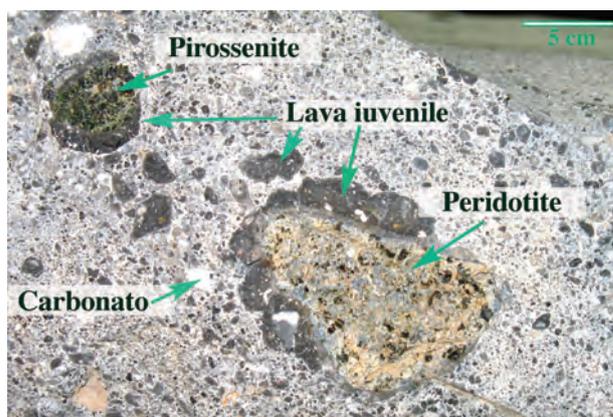


Fig. 37 - Tipico campione di tufo-breccia di riempimento del camino diatremico (località 2 km a nord di Melilli). I clasti iuvenili e accessori (xenoliti) sono cementati da calcite. Gli xenoliti ultrafemici, di origine mantellica, sono circondati da un guscio di lava iuvenile che, a sua volta, contiene xenocristalli e loro frammenti. (foto V. Scribano).

- *A typical sample of the tuff-breccia filling the diatreme vent (location 2 km north of Melilli). The juvenile and accessories (xenoliths) clasts are cemented by calcite. The mantle ultramafic xenoliths are covering by juvenile lava which, in turn, contains xenocrysts and their fragments. (photo V. Scribano).*

vulcanoclastiti tortoniane CARBONE & LENTINI (1981a) e CARBONE *et alii* (1986) hanno riconosciuto oltre 15 centri di emissione di tipo diatremico. Si tratta di condotti imbutiformi dai contorni subcircolari o subellittici, incisi nelle pareti calcaree contro le quali si addossava il materiale di riempimento riferibile alla facies a breccie d'esplosione. La morfologia originaria dei diatremi è sovente difficilmente riconoscibile, in quanto ricoperti da prodotti vulcanici e sedimentari più recenti, o perché svuotati dall'erosione attuale. Gli orli dei diatremi possono essere dissecati da faglie o mascherati da materiale d'esplosione riversatosi sui bordi, espandendosi oltre fino a risultare coalescente con i prodotti di centri vicini.

Il diametro dei diatremi varia da un centinaio di metri a un massimo di 1 km (diatrema dei Monti Cuppodia, a est di Pedagoggi), quello di Costa Giardini (a est di Sortino) (fig. 39) rappresenta uno dei migliori esempi. Si tratta di una depressione morfologica imbutiforme dal contorno semicircolare aperto a sud con un diametro di circa 700 m. I bordi sono costituiti dai calcari del membro di Siracusa sormontati dalle vulcanoclastiti riversatesi all'esterno del condotto, mentre l'interno è riev-

pito da materiale vulcano-sedimentario, costituito da breccie d'esplosione, corpi lavici, dicchi e da blocchi calcarei a volte di dimensione decametrica, collassati dalle pareti del condotto. Queste appaiono come superfici ondulate, debolmente inclinate verso il centro di emissione.

Intercalati nei prodotti vulcanoclastici della litofacies a laminazione ondulata e/o parallela, sono presenti uno o due lenti, spesse 2-5 m, di biolititi a coralli (fig. 40), nei quali sono stati riconosciuti i generi *Porites*, *Tarbellastraea*, *Montastraea* e *Favites*, oppure litotamni, o di calcareniti a *Halimeda* (GRASSO *et alii*, 1982). Questi litotipi spesso si rinvencono in frammenti nella breccia d'esplosione.

Sono particolarmente sviluppati tra Carlentini, Monte Pancali e il versante meridionale di M. Carubba, a sud-est di Villasmundo lungo il corso del F. Mulinello, e sulla terminazione settentrionale dei Monti Climiti lungo l'alto corso del T. Belluzza. Limitati lembi sono presenti a sud di P. Castelluccio, sulla costa ionica.

Nei pressi del diatrema di Sortino, all'interno della litofacies a stratificazione incrociata delle vulcanoclastiti, si rinviene una lente, estesa oltre 1,5 km e spessa sino a 10 m, costituita da strati sottili

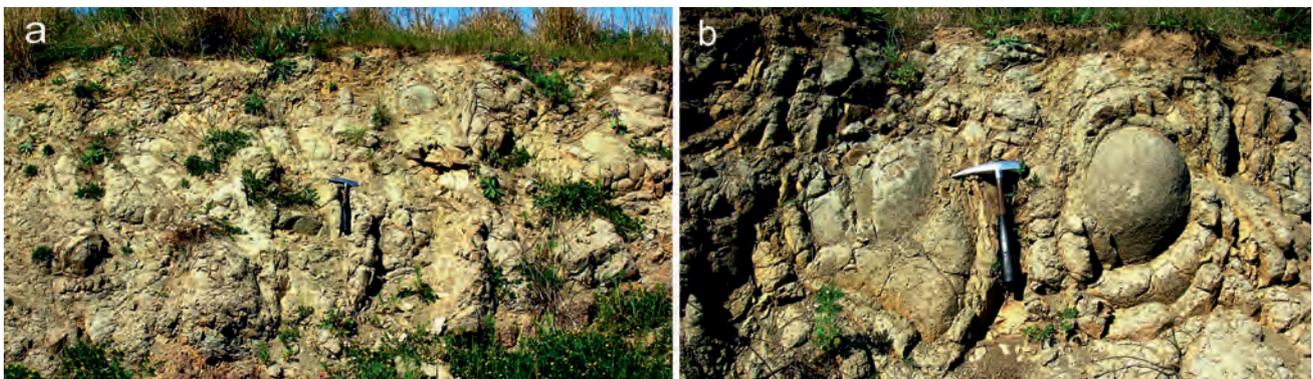


Fig. 38 - formazione Carlentini: (a) colata lavica a desquamazione sferoidale, (b) particolare. Loc.: Ponte Cava Lupo, a SE di Carlentini. (foto G.L. Cantarella).
- Carlentini Formation: (a) lava-flows with sphaeroidal weathering, (b) detail. Loc.: Ponte Cava Lupo, SE of Carlentini village. (photo G.L. Cantarella).

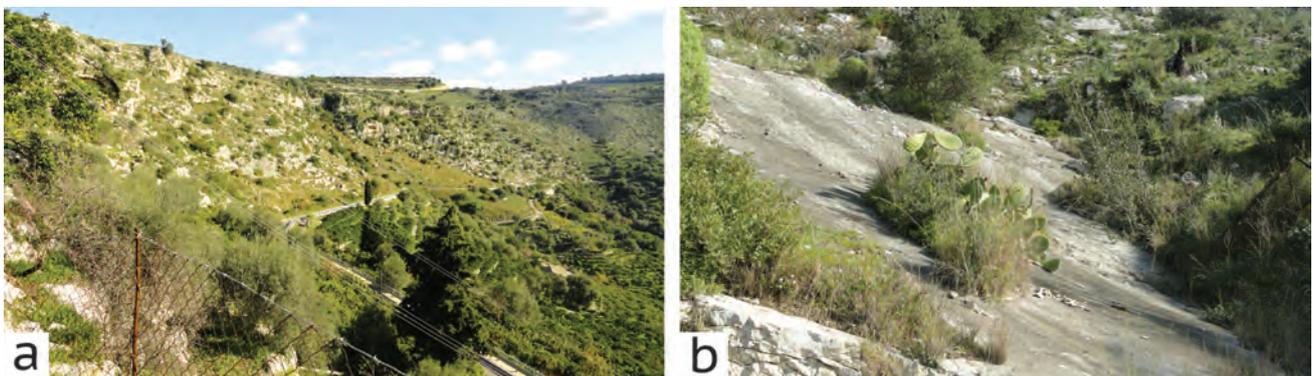


Fig. 39 - Costa Giardini (Sortino): bordo settentrionale del diatrema (a). Parete calcarea del condotto debolmente inclinata e caratterizzata da una patina di alterazione termica (b).
- Costa Giardini (Sortino): northern flank of the diatreme (a). Gently dipping limestone wall of the vent, marked by a thin skin of thermal alteration (b).



Fig. 40 – Secondo livello biohermale a coralli nelle vulcanoclastiti tortoniane. Loc.: Tenuta Gelsi, a sud di Carlentini.
- Second coral bioherm in the Tortonian volcanoclastics. Loc.: Tenuta Gelsi, south of Carlentini village.

di laminita marnose bianche, o da diatomiti varvate giallo-verdastre con resti vegetali e glomeroclasti micritici (*fecal pellets*) (fig. 41).

Si tratta del “disodile di Melilli”, già denominato da BOCCONE (1674) “bitume fossile” per il tipico odore emanato dalle lamine “elastiche” se bruciate. Il deposito fu successivamente studiato da BACCARINI



Fig. 41 - Diatreme di Costa Giardini (Sortino): “disodile di Melilli”.
- Costa Giardini diatreme (Sortino): “Melilli disodile”.

(1900), il quale vi rinvenne vestigia di microrganismi, e da PAMPALONI (1902) che vi scoprì, perfettamente conservate dal bitume, una macrofauna a prevalenti acari, e una microflora a peronosspore, pironomiceti, ipomiceti e qualche briofita. Il deposito veniva assegnato all’Elveziano (ALEMAGNA, 1936), in analogia all’età dei calcari affioranti nelle vicinanze.

formazione Monte Carrubba (Tortoniano superiore-Messiniano inferiore)

Corrisponde all’Alternanza calcareo-marnosa di DI GRANDE (1972) e ai Calcari a lumachelle di GRASSO *et alii* (1979), successivamente ridefiniti Formazione Monte Carrubba (GRASSO *et alii*, 1982; SERV. GEOL. D’IT., 2011d).

L’unità è bene esposta dall’allineamento Sortino–M. Carrubba–Lentini verso est fino alla penisola di Monte Tauro), dove a Punta Izzo costituisce la delimitazione naturale del Porto Xifonio della baia di Augusta. Ricompare nella città di Siracusa, in particolare nella penisola di Ortigia.

È caratterizzata da diverse lito e biofacies: calcareniti friabili bianco-giallastre a ostreidi o a pettinidi (*Pecten vigolenensis*, *Anadara turonica*) in strati da sottili a 2 m, di ambiente infralitorale (fig. 42),

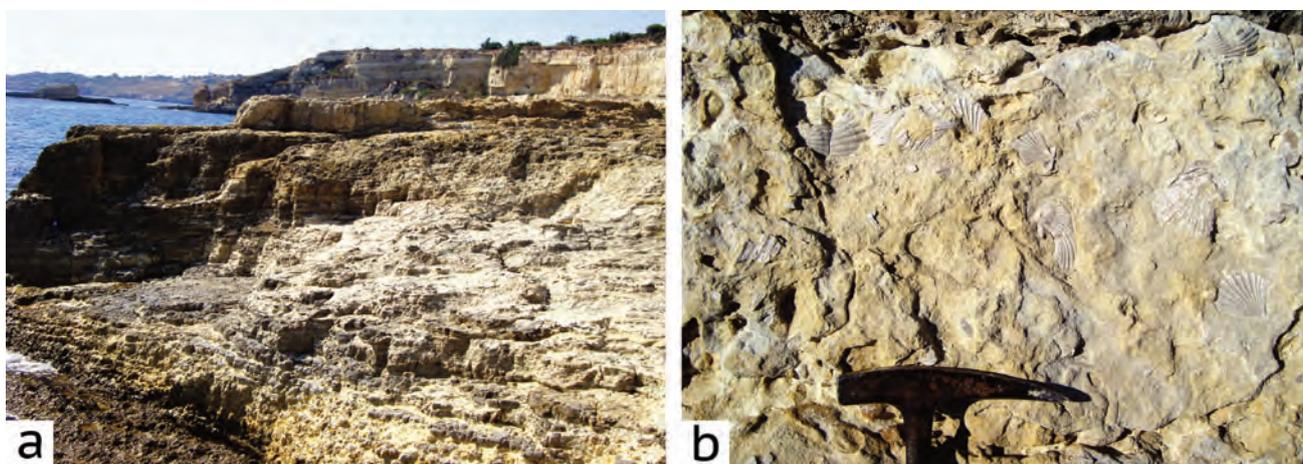


Fig. 42 – formazione Monte Carrubba (a - litofacies a calcareniti friabili bianco-giallastre ad ostreidi e pettinidi; b - particolare) in appoggio diretto sulla f.ne dei calcari a echinoidi e molluschi, in basso a sinistra. Loc.: Villa Marina (Penisola di Monte Tauro) e sullo sfondo la penisola di Capo Sbarcatore dei Turchi.
-The Monte Carrubba Formation (a - yellowish-white friable calcarenites with ostreids and pectinids lithofacies; b - particular) rests directly on the Echinoderma and molluscs limestones Fm. (bottom left). Loc.: Villa Marina (Monte Tauro Peninsula) and the Sbarcatore dei Turchi Cape in the background.

passanti verso l'alto a un'alternanza sottile di calcareniti e marne con resti di pettinidi, e a calcareniti friabili laminate con associazioni oligotipiche comprendenti *Euxinocardium* sp., *Abra* sp., *Didacna* sp., *Ervilia podolica*, di *habitat* dulcicolo-salmastro (M. Carrubba) (fig. 43); oppure calcareniti oolitiche grigio-biancastre a stratificazione incrociata (Capo S. Croce e zona est di Lentini) e *patch-reefs* a *Porites* (Faro S. Croce), passanti lateralmente e verso l'alto a calcari di ambiente tidale e/o lagunare con faune oligotipiche a prevalenti *Cardidae* e gasteropodi, alternati a calcareniti giallastre con pettinidi. Lo spessore massimo è 35 m. Lungo la fascia costiera per progressiva chiusura verso est dell'unità vulcanoclastica, la formazione può poggiare direttamente sui calcari ad echinoidi e molluschi.

L'attribuzione cronologica della formazione si basa su considerazioni stratigrafiche e paleoambientali: l'intervallo inferiore si è depositato in ambiente marino a basso idrodinamismo al limite circa-infralitorale (circa 20 m di profondità) (GRASSO *et alii*, 1982; DI GERONIMO & BARRIER, 1984); le associazioni a *Pecten vigolenensis* indicherebbero un'età tortoniana (VENZO & PELOSIO, 1963). L'intervallo superiore invece è riferibile a un ambiente a salinità anormale ed è stato considerato (GRASSO *et alii*, 1979; PEDLEY *et alii*, 2007) un episodio pre-evaporitico e attribuito al Messiniano inferiore.

1.2.4. - Successione meso-cenozoica affiorante degli Iblei occidentali

Anche nel settore occidentale del *Plateau* Ibleo i termini affioranti iniziano dal Cretacico, ma le facies rappresentate hanno carattere di *open shelf*, cioè si sono depositate in un'area di mare aperto, anche

se di modesta profondità. In gran parte i sedimenti carbonatici provenivano dalla risedimentazione dei notevoli volumi di materiale organogeno che si andava producendo nei bassifondi delle aree orientali, in particolare rodoliti algali e foraminiferi bentonici, oltre a molluschi ed echinoidi.

La successione più completa per quanto riguarda l'intervallo cronologico Cretacico superiore-Miocene medio affiora nella valle del F. Amerillo nei pressi di Monterosso Almo, mentre nel Vallone S. Leonardo nei pressi di Ragusa si possono osservare i caratteri litostratigrafici della f.ne Ragusa e la transizione alla f.ne Tellaro. Le colonne stratigrafiche di C.da Castelluccio e di Valle Guffari, versante meridionale di M. Lauro (tra Monterosso e Buccheri), illustrano la successione del Miocene medio-superiore, fino alle formazioni vulcano-sedimentarie plioceniche (fig. 44).

Formazione Hybla (Hauteriviano superiore-Albiano)

I litotipi riferiti a questa unità litostratigrafica costituiscono i terreni più vecchi affioranti nell'area iblea. Originariamente individuati nel pozzo Ragusa 11 da RIGO & BARBIERI (1959) e indicati come "membro Hybla" della Formazione Alcamo, sono stati riesaminati da RIGO & CORTESINI (1961), SCHMIDT DI FRIEDBERG (1964-1965) e successivamente elevati a rango di formazione da PATACCA *et alii* (1979). La formazione, come già precisato nel Sottopar. 1.2.2., è stata formalizzata da parte della Commissione Italiana di Stratigrafia (CIS) da PETTI in DELFRATI (2003f).

La formazione è presente sul versante settentrionale e occidentale di Contrada Boschitello (Vizzini) ed è costituita da un'alternanza di calcari

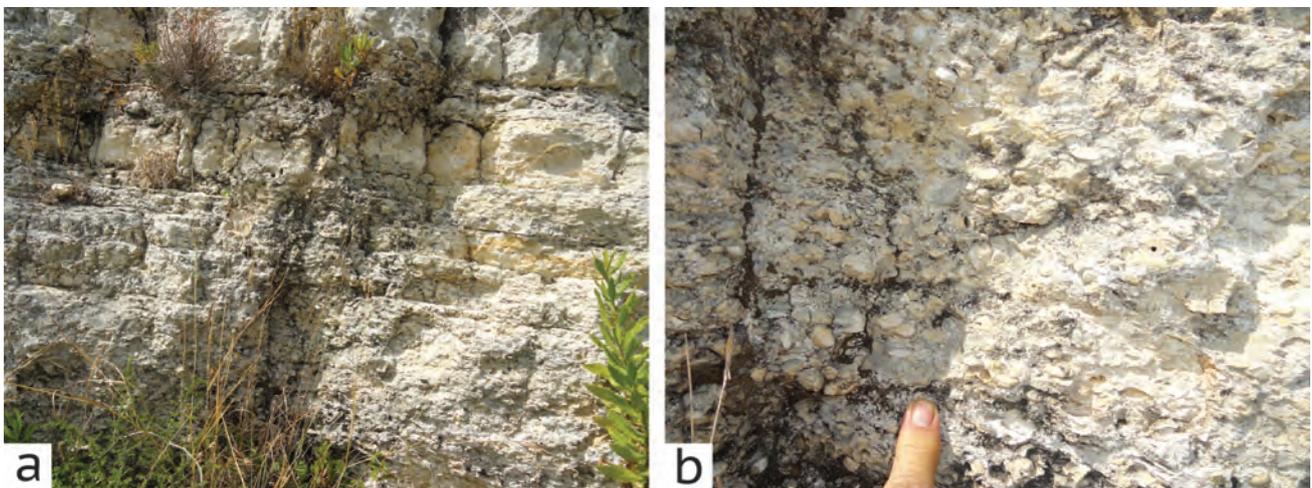


Fig. 43 – formazione Monte Carrubba: a) calcareniti e calcilutiti bianco-crema contenenti una macrofauna oligotipica a molluschi (*Cardidae*); b) particolare. Loc.: M. Carrubba (a nord di Sortino).

- Monte Carrubba Formation: a - creamish-white calcarenites and marly containing an oligotypic macrofauna of molluscs (*Cardidae*); b - particular. Loc.: M. Carrubba (north of Sortino).

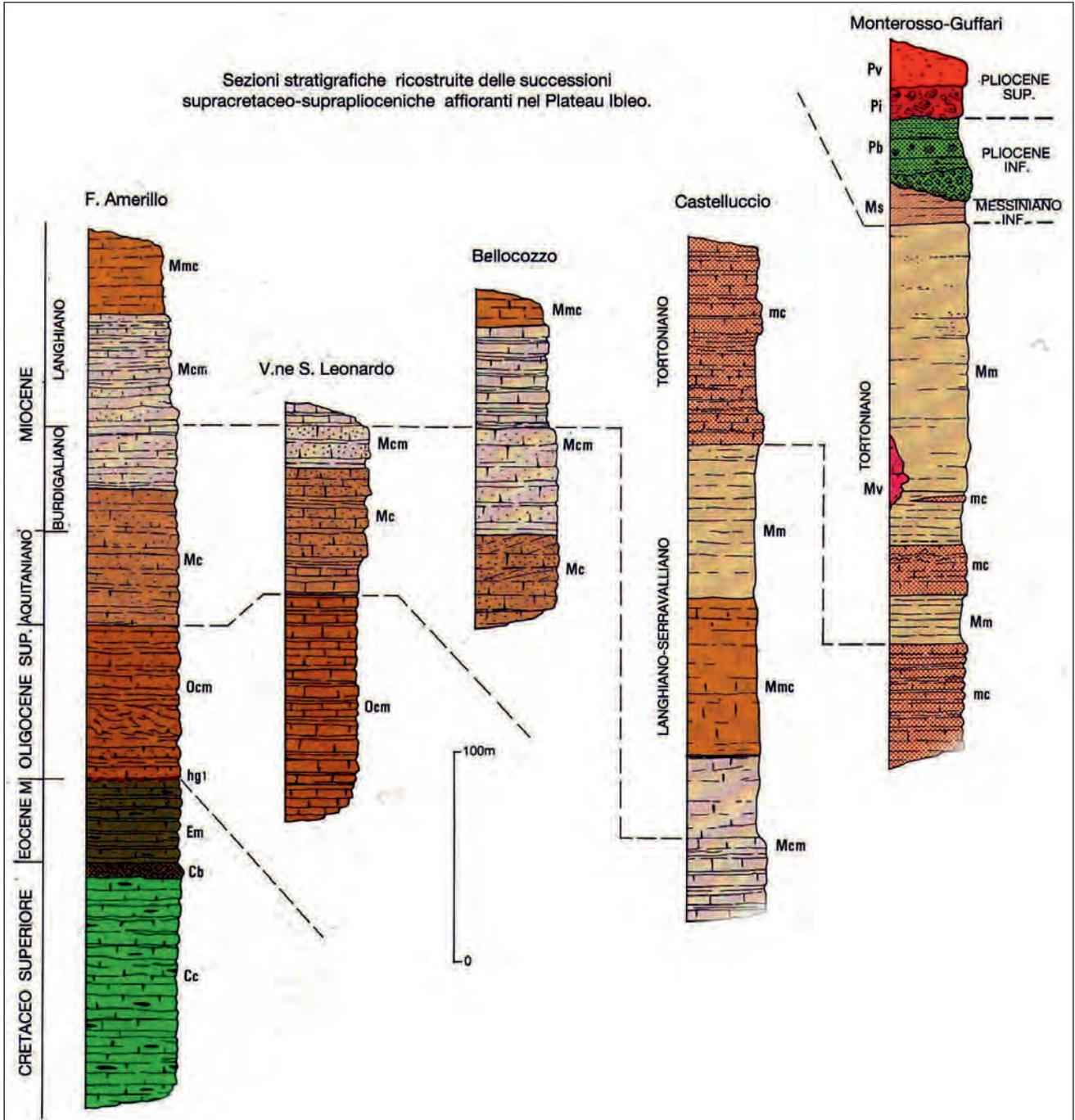


Fig. 44 – Sezioni stratigrafiche ricostruite delle successioni del Cretacico superiore-Pliocene superiore affioranti nel settore occidentale del Plateau Ibleo (da GRASSO, 1999). formazione Amerillo: Cc – calcilutiti silicifere, Cb – breccie, Em – calcilutiti marnose, hg1 – hard-ground; formazione Ragusa: Ocm - membro Leonardo, Mc: membro Irminio (calcareniti e calciruditi); Mcm: membro Irminio (calcareniti e calcari-marnosi); Mmc: membro Irminio (marne e calcari marnosi); formazione Tellaro: marne (Mm) cui si intercalano livelli calcareo marnosi (mc), vulcaniti (Mv) e calcari marnosi e marne (Ms); Breccie calcaree – Pb; Vulcaniti basiche: submarini – Pi, subaerei – Pv.

- Restored stratigraphic columns of the Late Cretaceous up to Late Pliocene sequences cropping out in the western sector of the Hyblean Plateau (after GRASSO, 1999). Amerillo Formation: Cc – cherty limestones, Cb – breccias, Em – marly limestones, hg1 – hard-ground; Ragusa Formation: Ocm - Leonardo Mb., Mc: Irminio Mb. (calcarenites and calcirudites); Mcm: Irminio Mb. (calcarenites and marly limestones); Mmc: Irminio Mb. (marls and marly limestones); Tellaro Formation: marls (Mm) with intercalation of marly limestones (mc), volcanites (Mv) and marly limestones and marls (Ms); Limestone breccias – Pb; Basalt volcanics: submarine – Pi, subaerial – Pv.

marnosi e marne grigio-verdastri ad ammoniti, apatici e belemniti, e da microfaune bentoniche con *Dorothia bechti*, *Lenticulina hyalina*, *Nodosaria bactroides*, *N. cf. procera* e *Vaginulinopsis humilis praecursoria*, indicative dell'intervallo Hauteriviano-Barremiano

(LENTINI *et alii*, 1984).

Verso l'alto i depositi della F.ne Hybla, sebbene interessati da strutture deformative (pieghe e faglie) passano progressivamente ai litotipi della f.ne Amerillo.

Lo spessore affiorante non è inferiore a 60 m, in sottosuolo (v. pozzo Vizzini 1) è circa 200 m.

formazione Amerillo (Cretacico–Eocene medio)

La formazione è ben esposta nella valle del F. Amerillo, nell'alto strutturale di Monterosso Almo–Licodia Eubea, ed è rappresentata da calcilutiti bianche a frattura concoide con noduli e liste di selce nerastra, in strati spessi 10-20 cm, separati da sottilissimi giunti argillosi (fig. 45). Dai dati di letteratura (PIERI, 1967; BIANCHI *et alii*, 1987; LENTINI *et alii*, 1987; COGAN *et alii*, 1989) (v. figg. 17, 19) la formazione risulta ascrivibile all'intervallo cronologico dall'Albiano superiore all'Eocene medio.

Nella zona di Monterosso Almo (LENTINI *et alii*, 1984) i livelli inferiori contengono associazioni faunistiche a *Stensioina* sp., *Tritaxia* sp., *Globotruncana* cf. *arca*, *G. linneiana*, *Rugoglobigerina rugosa*, *Pseudotextularia elegans*, *Bolivinooides draco*, indicativi della Biozona a *Globotruncana elevata*, del Cretacico superiore. Nella parte alta sono presenti associazioni microfaunistiche a *Globorotalia spinulosa*, *Hantkenina aragonensis* e *Globigerina senni*, indicative dell'Eocene medio. Al limite Cretacico-Paleocene si rinviene un intervallo di breccie e di *slumpings* molto esteso la-



Fig. 45 - Calcilutiti bianche con selce della parte alta della formazione Amerillo (Eocene medio). Loc.: a ovest di Monterosso Almo.
- White cherty limestones of the upper part of the Amerillo Formation (Middle Eocene).
Loc.: west of Monterosso Almo village.



Fig. 46 - formazione Amerillo: al passaggio Cretacico-Eocene sono presenti *slumpings* (a) e breccie ad elementi calcarei e selciferi (b). Loc.: zona di Monterosso Almo.
- Amerillo Formation: in the Cretaceous-Eocene limit are present *slumpings* (a) and breccias composed of limestones and cherts (b). Loc.: Monterosso Almo area.

teralmente e correlabile con alcuni sondaggi (PIERI, 1967) (fig. 46).

Nella sezione di Monterosso Almo in corrispondenza di tale intervallo si registra una lacuna stratigrafica del Paleocene-Eocene inferiore e la successione termina con le calcilutiti bianco-crema dell'Eocene medio. Queste ultime sono troncate da un *hard-ground*, in corrispondenza del quale si registra un'ulteriore lacuna dell'intervallo Eocene superiore–Oligocene inferiore e medio; al disopra infatti la base della soprastante formazione Ragusa è paraconcordante con un contatto notevolmente ondulato e data già al Cattiano (fig. 47).



Fig. 47 - Il membro Leonardo della f.ne Ragusa (Cattiano) poggia in paraconcordanza sulla parte alta della f.ne Amerillo (Eocene medio) con un contatto ondulato. Loc.: zona di Monterosso Almo.
- Undulating paraconformable boundary between the Chattian Irminio Member (Ragusa Fm.) and the upper part of the Amerillo Fm. (Middle Eocene). Loc.: Monterosso Almo area.

Lo spessore affiorante della formazione Amerillo è circa 250 m, quello totale è valutato, da dati di sondaggi, fino a circa 900 m.

formazione Ragusa (Oligocene superiore–Langhiano inferiore)

La formazione Ragusa (RIGO & BARBIERI, 1959; PIERI, 1967) è divisa in due membri (fig. 48):

quello inferiore, denominato membro Leonardo, è rappresentato da un'alternanza di calcisiltiti e marne di età Oligocene superiore, quello superiore, noto come membro Irminio, è dato da calcareniti e da calciruditi e marne sabbiose, ascrivibili al Miocene inferiore-medio. Lo spessore totale della formazione varia da 200 a 550 m.

membro Leonardo

È rappresentato da un'alternanza di calcisiltiti e di calcari marnosi di colore biancastro in strati di



Fig. 48 - La formazione Ragusa comprende il membro Leonardo in basso ed il membro Irminio verso l'alto. Loc.: Valle del F. San Leonardo (Ragusa).
- The Ragusa Formation is composed of the Leonardo Member (the lower one) and the Irminio Member (the upper part). Loc.: San Leonardo Valley (Ragusa).

30-80 cm le prime e di 5-20 cm i secondi (fig. 49). Lo spessore affiorante è circa 100 m.

Nelle aree attorno a Comiso, Ragusa, Modica e Scicli l'intervallo basale del mb. Leonardo è caratterizzato da un'alternanza di calcilutiti e marne bianco-crema in strati spessi 10-30 cm, contenenti associazioni microfaunistiche a *Globorotalia opima opima*, *G. opima nana*, *Globigerina angulituralis*, *G. venezuelana*, *G. ciperoensis*, *Catapsydrax unicavus* e *Globoquadrina predebiscens*. Verso l'alto compaiono

anche *Globigerina praebulloides*, *G. siakensis* e *Globigerinoides primordius*.

membro Irminio

È caratterizzato da calcareniti e calciruditi di colore bianco grigiastro o giallastro, talora a stratificazione incrociata con numerose tracce di bioturbazione, in banchi spessi fino a 10 metri separati da sottili livelli sabbioso-marnosi pulverulenti (fig. 50). Lo spessore varia da poche decine di metri a un massimo di 200 m.

Il contenuto faunistico nella parte bassa è limitato a rari esemplari di echinoidi riferibili a *Schizaster parkinsoni* e ad associazioni di *Miogypsina* sp. e *Amphistegina* sp. Verso l'alto invece le associazioni a *Globoquadrina debiscens*, *Globigerinoides altiapertura*, *G. trilobus*, *Praeorbulina sicana* e ancora più in alto la comparsa di *Praeorbulina glomerata* e *P. transitoria* permettono di assegnare il mb. Irminio all'intervallo cronologico Burdigaliano superiore-Langhiano.

Il mb. Irminio contiene anche un orizzonte fosfatifero di colore bruno e di spessore tra pochi cm a vari dm, ma notevolmente esteso, da rappresentare un buon livello guida su gran parte del Plateau Ibleo (CARBONE *et alii*, 1987).

formazione Tellaro e vulcaniti (Serravalliano-Messiniano inferiore)

Verso l'alto la Formazione Ragusa passa gradualmente alla Formazione Tellaro (fig. 51) tramite un'alternanza di calcari marnosi grigiastri e di marne grigio-biancastre a frattura concoide.

La F.ne Tellaro (RIGO & BARBIERI, 1959) è caratterizzata da calcilutiti e marne biancastre o grigio-azzurre a frattura subconcoide (fig. 52), contenenti sporadici livelli calcarenitico-marnosi di colore bianco-crema in strati di 30-50 cm. Anche qui si notano *slumpings* alla scala delle decine di metri.

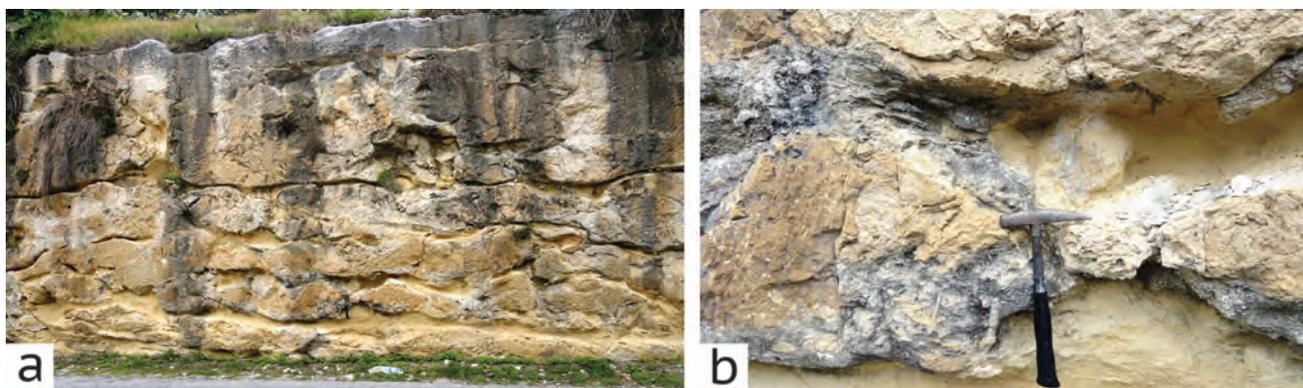


Fig. 49 - Intervallo di transizione dal membro Leonardo al membro Irminio della formazione Ragusa, caratterizzato da un'alternanza di calcareniti e calcisiltiti in strati boudinati (a) e intensamente bioturbati (b) (Oligocene superiore). Versante destro della Valle del F. Irminio, 3 km a sud di Ragusa.
- Transition from Leonardo Member to Irminio Member of the Ragusa Formation, characterized by an alternation of calcarenites and calcisiltites with boudinage layers (a) and intense bioturbation (b) (Late Oligocene). Right side of the Irminio River, 3 km south of Ragusa.



Fig. 50 – formazione Ragusa: membro Irminio (Aquitaniiano–Langhiano inferiore), affiorante in sinistra del Vallone San Leonardo. A destra: il Castello dei Conti di Modica della fine del VII secolo d.C. posto sulla sommità di uno sperone calcareo del membro Irminio (Modica).
 - Ragusa Formation: Irminio Member (Aquitanian–Early Langhian), cropping out in the hydrographic left of the San Leonardo Valley. To right: the Conti di Modica Castle of the end of VII century AD lies on the top of a calcareous outcrop of the Irminio Member (Modica town).



Fig. 51 - Passaggio stratigrafico graduale tra la f.ne Ragusa e la f.ne Tellaro affiorante in sinistra del Vallone San Leonardo (a). Nella valle del T. Alberi (a NE di Buccheri) il passaggio si presenta brusco (b).
 - The Ragusa Fm. grades upwards to the Tellaro Fm. cropping out in the hydrographic left of the San Leonardo Valley (a). In the T. Alberi Valley (NE of Buccheri village) the boundary is sharp (b).

Macrofaune con *Sepia* spp. e coralli quali *Aplocyathus pyramidatus* e *Acanthocyathus laterocristatus*, permettono di assegnare la formazione al Serravalliano-Tortoniano.

Lo spessore della formazione varia da 50 m (zona di Mineo) a un massimo di 400 m (Valle del F. Tellaro), anche in dipendenza dei rapporti di parziale eteropia con la formazione Palazzolo.

A Valle Guffari (Monte Lauro) è presente un potente intervallo di vulcanoclastiti grigiastre, talora associate a *pillow-breccia* e sporadiche colate submarine (fig. 53) (v. prodotti Mv della sezione Monterosso-Guffari di figura 44). I centri di emissione riconosciuti formano piccoli rilievi morfologici, circondati dalle marne della f.ne Tellaro. Questo orizzonte vulcanico sottomarino è correlabile con la f.ne Carlentini, ma presenta facies e modalità effusive diverse, dovute alla maggiore profondità dell'originario bacino, probabilmente non inferiore ai 300 m. Al disopra di tali prodotti

ricompaiono delle marne giallastre a volte alternate a calcari marnosi, che contengono microfaune oligotipiche, caratterizzate da *Turborotalia multiloba*,

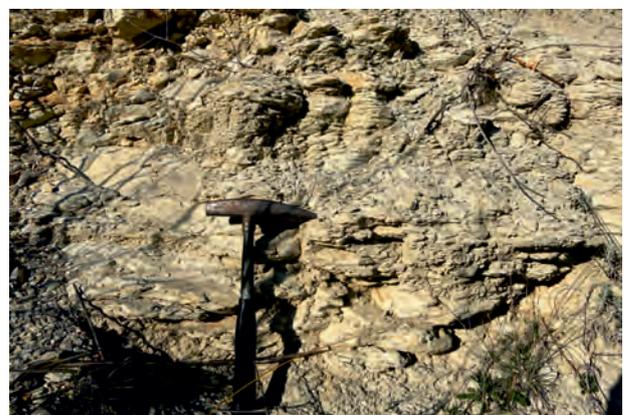


Fig. 52 - Calcari marnosi della formazione Tellaro. Loc.: a NE di Buccheri.
 - Marly limestones of the Tellaro Formation. Loc.: NE of Buccheri village.

Neogloboquadrina acostaensis e da *Globigerinoides obliquus extremus*, riferibili al Messiniano inferiore.

Non sono presenti in questa zona evaporiti, che non si sono mai depositate, a causa di una generale emersione del settore centrale del *Plateau Ibleo*. Verso ovest nell'area di Vizzini, Licodia Eubea e Mineo e a sud nelle zone di Scoglitti, Scicli e nella piana di Ispica–Capo Passero la f.ne Tellaro è ampiamente affiorante e passa verso l'alto ad evaporiti messiniane.

formazione Palazzolo (Serravalliano inferiore-Messiniano inferiore)

Nel settore centrale del *plateau* la formazione Tellaro passa lateralmente e verso l'alto all'alternanza di calcareniti e marne della formazione Palazzolo (RIGO & BARBIERI, 1959). L'eteropia, ben osservabile lungo la valle del F. Anapo, interessa livelli sempre più antichi procedendo verso est, tanto da arrivare ad una totale sostituzione della f.ne Tellaro da parte della f.ne Palazzolo. All'interno di questa formazione (fig. 54) si possono distinguere due litofacies: una costituita da un'alternanza di calcareniti grigie a grana fine e di calcari marnosi teneri in strati di 20-40 cm, l'altra caratterizzata da calcareniti bianco-giallastre più o

meno friabili in banchi di spessore metrico a geometria lenticolare (fig. 55). Lo spessore della formazione varia da 0 a 250 m.

Il contenuto fossilifero dei livelli di Valle Cupa (a nord-est di Buccheri) è ascrivibile alla zona a *Orbulina suturalis*–*Globorotalia peripheroronda* del Serravalliano inferiore. Nella zona di Noto i livelli alti dell'alternanza calcarenitico-marnosa sono ascrivibili al Tortonian medio per la presenza di *Globorotalia acostaensis*. Per i sopracitati rapporti di eteropia con la f.ne Tellaro è probabile che l'età della formazione possa essere estesa al Messiniano inferiore.

1.2.5 – Depositi e vulcaniti del Miocene superiore-Pleistocene medio dell'Avampaese Ibleo

Vengono di seguito descritti i prodotti vulcanici e i depositi dell'intervallo Messiniano–Pleistocene medio che appartengono al dominio di avampaese, mentre quelli legati al dominio orogenico verranno trattati in seguito, ad eccezione di quelli che compongono la Falda di Gela (v. oltre).

Le evaporiti e i prodotti vulcanici messiniani sono presenti attorno al *Plateau Ibleo*, ma sono totalmente assenti nell'*horst* centrale e nel settore nord-orientale, che ne rappresentava in realtà la

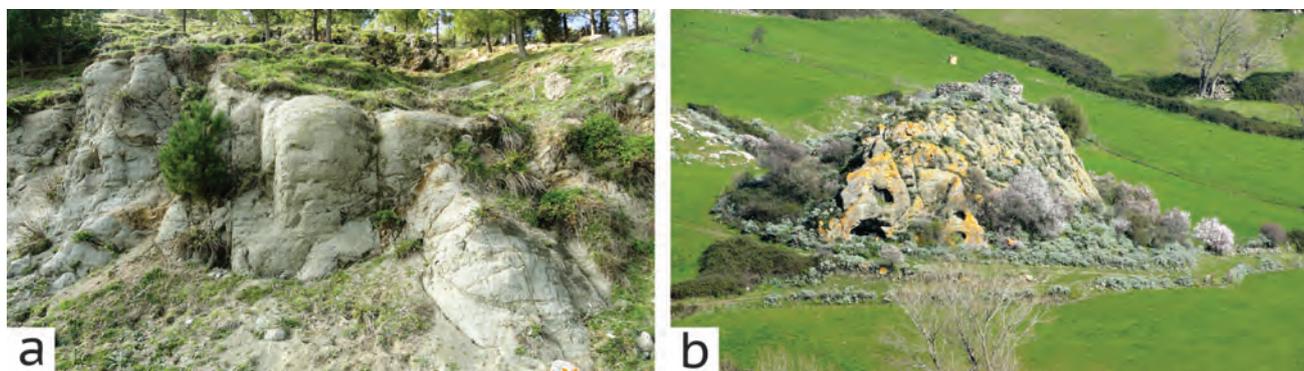


Fig. 53 – Laloclastiti mioceniche (a) e relativi centri di emissione (b) all'interno della f.ne Tellaro. Loc.: Valle Guffari (Monte Lauro).
- Miocene laloclastites (a) and relative volcanic centers (b) within the Tellaro Fm. Loc.: Guffari Valley (Mount Lauro).



Fig. 54 – Panoramica della formazione Palazzolo a SE di Avola Antica: corpi canalizzati costituiti da lenti calcarenitiche massive intercalate nella parte alta della formazione; la direzione di trasporto è quella verso l'attuale SO.

- Panoramic view of the Palazzolo Formation SE Avola Antica: channelized bodies made by massive calcarenitic lenses lying within the upper part of the formation; the transport of sediments was toward SW.



Fig. 55 - Calcareni friabili bianco-giallastre della formazione Palazzolo. Loc.: nei pressi di Avola Antica.
- Friable white-yellowish calcarenites of the Palazzolo Formation. Loc.: near Avola Antica village.

prosecuzione prima del collasso pliocenico (v. ricostruzione paleoambientale). La deposizione delle evaporiti messiniane non ha mai interessato il *plateau* centrale, come è dimostrato dalla totale assenza di clasti evaporitici all'interno di breccie medioplioceniche presenti alla base delle vulcaniti plioceniche (formazione Militello in Val di Catania) di M. Lauro. La successione miocenica, come descritta in precedenza, termina in quest'area con la f.ne Monte Carrubba, che rappresenta un deposito pre-evaporitico.

Le sequenze vulcano-sedimentarie plioceniche e quaternarie mostrano notevole discontinuità e variazioni di facies e, insieme a quelle mioceniche, costituiscono un prezioso elemento per definire l'evoluzione neotettonica e le variazioni tettono-eustatiche, che hanno interessato la Sicilia sud-orientale. In particolare le colate vulcaniche e le vulcanoclastiti associate appartengono ad eventi geologici essenzialmente istantanei rispetto ai depositi sedimentari e pertanto possono costituire degli orizzonti guida per una locale correlazione.

evaporiti messiniane

Sul margine nord-occidentale ibleo (zona di Licodia Eubea, Mineo e Grammichele) sulla f.ne Tellarò o direttamente sulle vulcaniti tortoniane poggia una successione costituita da una decina di metri di calcare evaporitico e da gessi in banchi potenti fino a 70 m; questi ultimi si presentano in sottili lamine o in grossi cristalli geminati (fig. 56). Seguono in discordanza breccie con elementi spigolosi di calcare evaporitico e di travertino immersi in una matrice a clasti carbonatici e gessosi. Verso l'alto si passa ad un silt grigio a faune dulcicole a Congerie e *Limnocardiidae* (Sabbie a Congerie, DI GERONIMO *et alii*, 1991). La successione termina

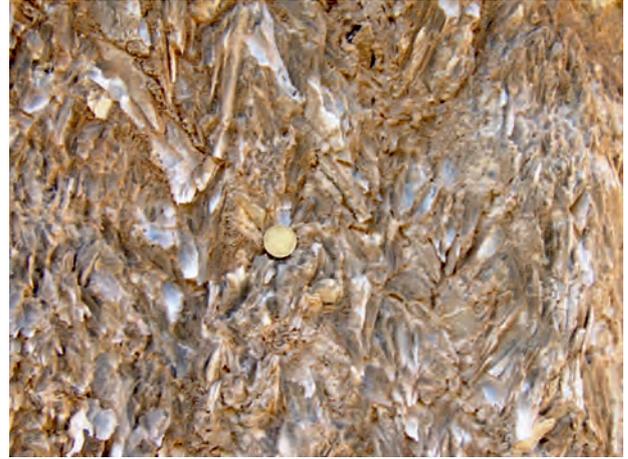


Fig. 56 - Gessi macroselenitici. Loc.: Contrada Torricoda, sud di Licodia Eubea (CT). (foto G. Sturiale).
- Macroselenite gypsum. Loc.: C.da Torricoda, south Licodia Eubea (CT). (photo G. Sturiale).

spesso con lave nefelinitiche nerastre subaeree bollose o a desquamazione sferoidale (cfr. formazione Catalicciardo).

Nella zona di Noto e in sinistra idrografica del basso corso del F. Ippari (a sud di Vittoria) il Messiniano è rappresentato esclusivamente da gessi cristallini.

formazione Catalicciardo (Messiniano)

Corrisponde al litosoma vulcanico riconosciuto e descritto da SCHMINCKE *et alii* (1997), denominato da GRASSO *et alii* (2004a) Unità Catalicciardo, e formazione Catalicciardo da CARBONE (2011). I relativi prodotti sono intercalati tra i sedimenti messiniani e i Trubi del Pliocene inferiore. Gli autori attribuiscono alle lave una composizione nefelinitica. L'età dell'unità, basata sulla posizione stratigrafica e su dati paleomagnetici (GRASSO *et alii*, 1983), e radiometrici, ricavati con datazione K/Ar, è 5.4 Ma (BEHNCKE, 2000).

Le lave riferite alla fase messiniana affiorano tra la terminazione occidentale della dorsale di S. Demetrio (C.da Scalpello) e quella orientale di Sigona Grande; lembi più o meno estesi sono presenti tra Palagonia e Licodia Eubea (GRASSO *et alii*, 2004b). Lo spessore dell'unità non supera in genere la decina di metri.

Macroscopicamente le lave sono di colore nero (fig. 57), presentano struttura porfirica con grandi fenocristalli di clinopirosseno augitico di dimensione a volte superiore al centimetro, e abbondanti fenocristalli di olivina spesso alterati (particolare della figura 57).

A questa unità vulcanica vengono riferiti, per analogia compositiva e tessitura, i dicchi presenti a Grotte San Giorgio (fig. 58a) e Contrada Scalpello (dorsale di S. Demetrio). Il primo, de-

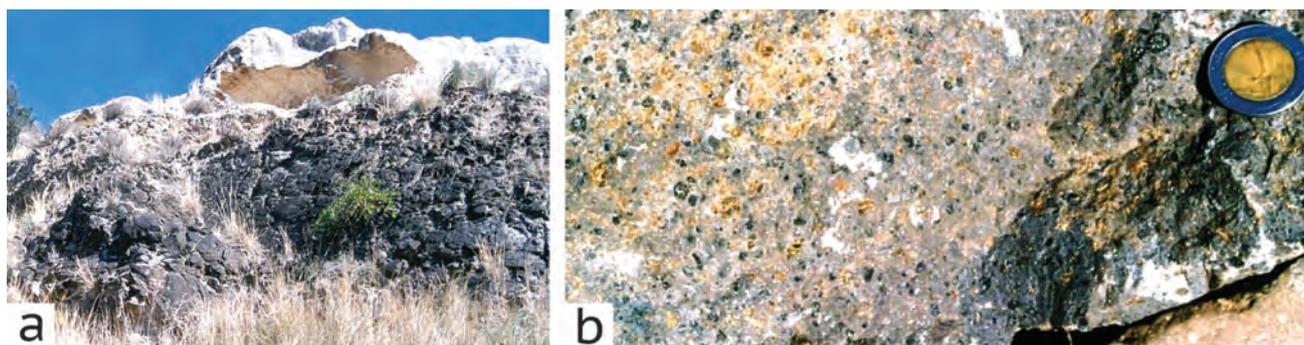


Fig. 57 – Colata lavica di colore nero della formazione Catalicciardo (a). Le lave sono sormontate dai conglomerati e calcareniti del Pleistocene inferiore. La lava (b) ha struttura porfirica con grossi fenocristalli di pirosseno augitico (di colore nero) e abbondanti fenocristalli di olivina alterata (di colore bruno). Loc.: versante in sinistra della Valle del Fiume S. Leonardo, a nord della Stazione di Lentini. (foto B. Behncke).

- Blackish lava flow of the Catalicciardo Formation (a). The lavas are topped by Pleistocene conglomerates and calcarenites. The lava (b) has a structure with large phenocrysts of augite (black) and abundant phenocrysts of altered olivine (brown). Loc.: on the left side of the S. Leonardo valley, north of the Lentini railway station. (photo B. Behncke).

scritto da CARVENI *et alii* (1991), è largo fino a 5 m, e orientato circa NO-SE; esso è intruso nei calcari miocenici della formazione Monti Climiti, membro dei calcari di Siracusa, ed è ricoperto dalle calcareniti del Pleistocene inferiore. Il secondo, orientato NNO-SSE, è intruso nei calcari della formazione Monte Carrubba (fig. 58b); la giacitura è a basso angolo inferiormente, e verticale verso l'alto.

Depositi e vulcaniti pliocenici

Trubi

Calcari marnosi e marne a microforaminiferi di colore bianco-crema e a frattura concoide, con associazioni a *Globorotalia margaritae* e *G. puncticulata* e talora con *Sphaeroidinellopsis* sp.

Sul bordo nord-occidentale del *plateau* (zone di Licodia Eubea, Mineo, Grammichele) si intercalano nella parte alta livelli di vulcanoclastiti e lave sub-marine basiche. Lo spessore è circa 100 m. Tutto intorno sul bordo meridionale la medesima formazione affiora estesamente nella depressione di Ispica-Capo Passero, e in quella di Scicli; ricompa-

iono nella Piana di Vittoria lungo il F. Ippari. Sulla costa siracusana (Penisola della Maddalena, Fontane Bianche, Cassibile) la formazione è caratterizzata da marne siltose giallastre massive, spesse circa 50 m, in appoggio diretto sui calcari miocenici. Altri piccoli lembi sono presenti nelle zone di Vizzini e Buccheri.

Depositi calciclastici del Pliocene medio-superiore

Sul *plateau* sotto le estese coperture basaltiche di M. Lauro (LENTINI *et alii*, 1984; cfr. formazione Militello in Val di Catania di CARBONE, 2011) si osservano lenti di breccie calcaree con elementi di Trubi, sabbie giallastre e calcareniti organogene a *Strombus coronatus* (fig. 59), passanti verso l'alto a breccie a *pillows*, riferite da GRASSO *et alii* (1979) e CARBONE *et alii* (1986) al Pliocene medio, localmente inferiore. Corrispondono alle breccie e sabbie a *Strombus coronatus* (Pb) della Carta Geologica della Sicilia sud-orientale (LENTINI *et alii*, 1984), recentemente denominate breccie e sabbie di Valle Cupa (CARBONE, 2011; SERV. GEOL. D'IT., 2011d).

Sono ascrivibili al Pliocene medio anche limi

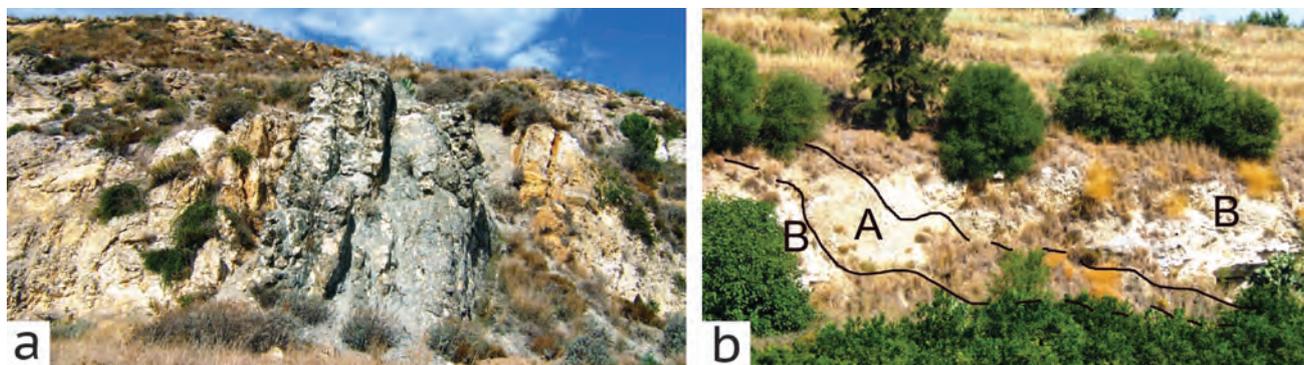


Fig. 58 – a) Dicco sub-verticale intruso nei calcari miocenici del membro di Siracusa, e sigillato dalle calcareniti del Pleistocene inferiore. Loc.: Grotte San Giorgio (terminazione nord-occidentale della dorsale di San Demetrio). b) Dicco (A) intruso nei calcari della formazione Monte Carrubba del Miocene superiore (B). Loc.: Contrada Scalpello (terminazione sud-occidentale della dorsale di San Demetrio). (foto G. Sturiale).

- a): Sub-vertical dyke intruded in the Miocene limestones of Syracuse member, and sealed by the lower Pleistocene calcarenites. Loc.: Grotte San Giorgio (north-western termination of S. Demetrio ridge). b): Dyke (A) intruded in the Upper Miocene limestones of the M. Carrubba Fm. (B). Loc.: Contrada Scalpello (south-western termination of the S. Demetrio Ridge). (photo G. Sturiale).



Fig. 59 – Breccie poligeniche, associate a sottili lenti di Trubi, passanti a sabbie contenenti *Strombus coronatus* (altezza dell'esemplare in figura cm 7), presenti alla base delle coperture basaltiche di M. Lauro, ascrivibili all'Unità Militello in Val di Catania. Loc.: Valle Guffari.

- Polygenic breccias, associated with thin lenses of Trubi and upgrading to sands with *Strombus coronatus* (height of the specimen in figure is 7 cm), cropping out at the base of the basalt cover of M. Lauro, ascribed to the Militello in Val di Catania Formation. Loc.: Guffari Valley.

continentali a faune dulcicole con *Limaea* sp. e *Planorbis* sp. (Valle Guffari e Valle del T. Alberi) e lumachelle a *Glycymeris* sp. (Monterosso e Vizzini). Affioramenti lentiformi correlabili a questi ultimi livelli sono presenti nel territorio di Melilli ad est di Malfitano.

Al Pliocene medio vanno riferite le marne grigio-azzurre della valle del F. Dirillo e di Licodia Eubea. Nell'area tra la Stazione di Vizzini e Mineo si infittiscono le intercalazioni di vulcanoclastiti e breccie a *pillow*; verso l'alto si passa a sabbie giallastre e biocalcareni riferibili già al Pliocene superiore. Sul versante in destra del F. Catalfaro la formazione va a costituire delle sottili intercalazioni nelle coperture basaltiche di M. Lauro (F.ne Militello in Val di Catania) consentendone anche la datazione.

Calcareni e calciruditi e "lumachelle" passanti lateralmente e verso il basso a marne calcaree giallastre con resti di molluschi, briozoi e anellidi, attribuiti al Pliocene medio-superiore, affiorano nella zona di Pachino.

Modesti affioramenti di sabbie calcaree a *Globorotalia aemiliana* sono presenti lungo la fascia costiera dell'estremità settentrionale della Penisola della Maddalena, che chiude a sud il golfo di Siracusa.

formazione Militello in Val di Catania.

La formazione Militello in Val di Catania, introdotta da SCHMINCKE *et alii* (1997) e mantenuta da GRASSO *et alii* (2004a, 2004b) e CARBONE (2011), raggruppa gli affioramenti di lave tholeiitiche sub-marine e subaeree dell'area settentrionale dell'Avampese Ibleo, e corrisponde agli espandimenti lavici (Pv) del Pliocene medio-superiore e localmente Pleistocene inferiore (Qv) della Carta Geologica del settore nord-orientale ibleo (CARBONE *et alii*, 1986).

L'unità costituisce la quasi totalità delle coperture vulcaniche del bordo settentrionale degli Iblei, affiorando estesamente lungo una fascia orientata NE-SO delimitata dagli abitati di Grammichele-Palagonia-Scordia e dalla dorsale di S. Demerio a nord, e dai rilievi di M. Lauro (Buccheri)-Malfitano-Madonna Adonai (Brucoli) a sud.

Lo spessore varia da pochi metri a 250 m; in sottosuolo, dai dati del sondaggio Palagonia, è superiore a 600 m.

Alla base della vasta copertura lavica affiorano breccie a *pillows* (fig. 60) poggianti sulle sabbie a *Strombus coronatus* descritte in precedenza. Ciò dimostra che le prime manifestazioni effusive sono avvenute in con-

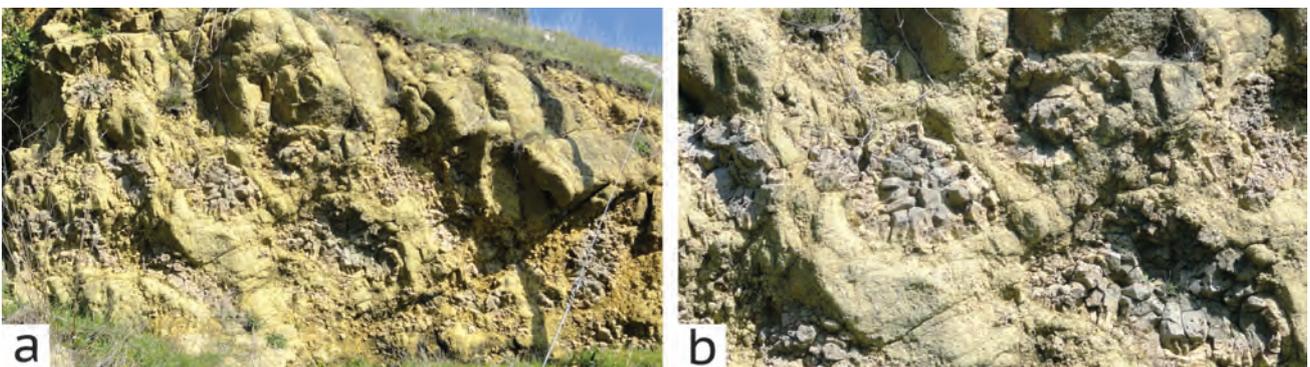


Fig. 60 – a) Breccie a *pillows* della formazione Militello in Val di Catania (Pliocene medio). b) particolare. Loc.: M. Lauro.

- a) Pillow-breccias of the Militello in Val di Catania Formation (Middle Pliocene). b) particular. Loc.: M. Lauro.

dizioni submarine, anche se di modesta profondità.

Trattasi di basalti tholeiitici a struttura afirica di colore grigio, in corpi lavici subaerei tabulari, caratterizzati da colate di spessore unitario metrico generalmente non superiore a 2 m (fig. 61). Le lave presentano una bollosità, più accentuata verso la parte alta di ogni singolo flusso, desquamazione cipollare (particolare della figura 61), fessurazione colonnare e struttura *pahoehoe*.

Lungo la fascia costiera orientale tra Agnone e Brucoli la formazione, caratterizzata da prevalenti colate laviche, è compresa tra la f.ne Carlentini o la f.ne M. Carrubba e le calcareniti del Pleistocene inferiore (fig. 62).

La f.ne Militello in Val di Catania è ascrivibile al Pliocene superiore. TRUA *et alii* (1997) forniscono per tale unità lavica campionata al T. Ossena (a sud di Militello in V.C.) un'età di 2.09 ± 0.07 Ma tramite datazione $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$. GRASSO & BEHNCKE (1998) estendono questa età a tutti gli affioramenti di pari caratteristiche petrografiche e posizione geometrica ricadenti sul bordo settentrionale del Plateau Ibleo. L'attribuzione al Pliocene supe-

riore di tale unità è stata confermata anche nella zona di Palagonia (SCHMINCKE *et alii*, 1997), dove nel membro submarino sono intercalate delle marne siltose contenenti associazioni microfaunistiche della Biozona a *Globorotalia inflata*.

Intercalati a vari livelli nei prodotti vulcanici sono presenti lenti di sedimenti di ambiente marino aperto poco profondo. Sul versante settentrionale di M. Carrubba lungo la SP per Sortino, ai km 9,3 e 11,8, si rinvengono lenti di sabbie grossolane bianco-giallastre, poco estese e spesse alcuni metri, con alla base brecce ad elementi calcarenitici in matrice sabbiosa, e localmente *pil- lows* interi o in frammenti (2-40 cm). Il contenuto macrofaunistico è rappresentato da qualche frammento di pettinide e da aculei di echinoidi. Tra i microfossili, mal conservati e rimaneggiati, si riconoscono foraminiferi bentonici quali *Planulina ariminensis*, *Gyroidina laevigata*, *Cibicides lobatulus*, *Ortbomorphina tenuicostata*, *Uvigerina pygmaea*, *Bolivina* sp., *Nonion* sp. Tra i planctonici sono presenti, insieme ad esemplari rimaneggiati di *Globorotalia margaritae*, *Orbulina universa*, *G. puncticulata padana*,

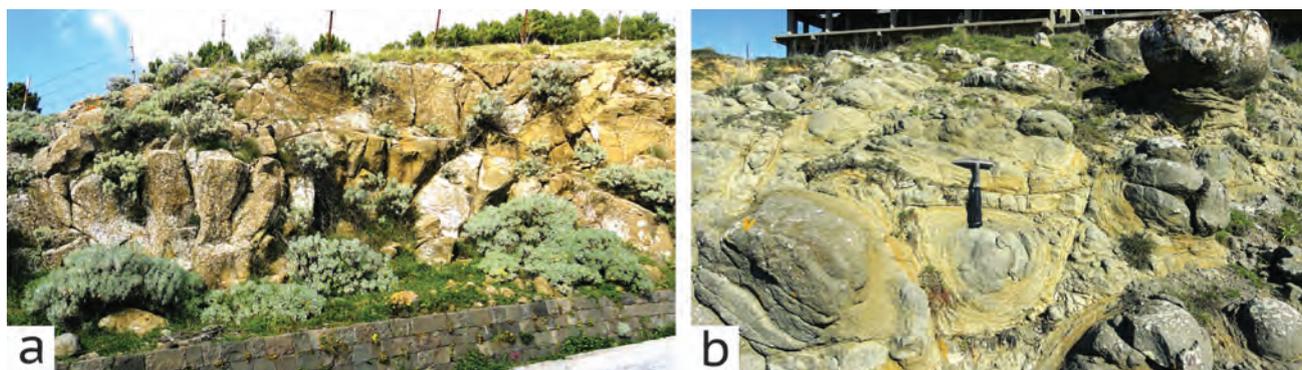


Fig. 61 – formazione Militello in Val di Catania: a) singole unità laviche sovrapposte di spessore metrico (versante occidentale di M. Lauro). b) Lave a desquamazione cipollare (periferia di Buccheri).

- Militello in Val di Catania Fm.: a) metres thick flow units (the western slope of M. Lauro). b) Spheroidal weathering in the lava flows (suburb of Buccheri village).

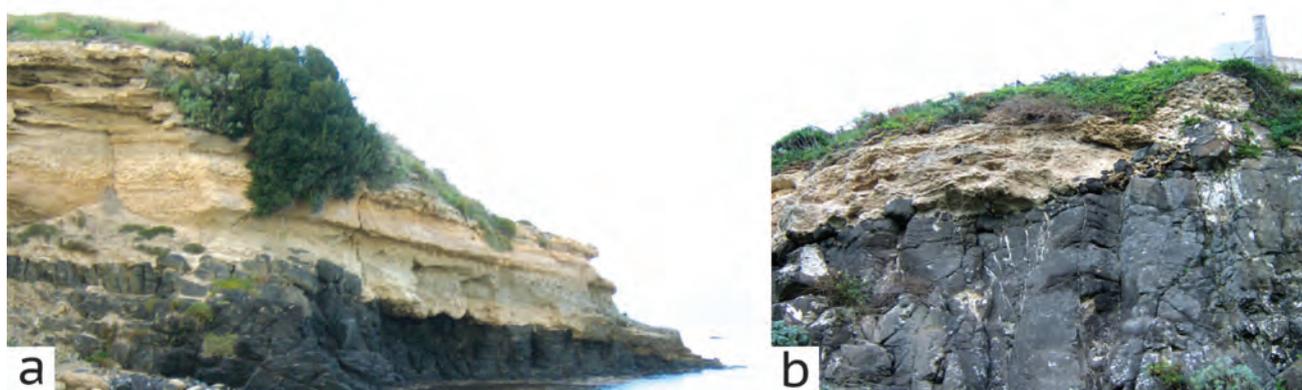


Fig. 62 - Le biocalcareniiti giallastre del Pleistocene inferiore giacciono sopra le colate laviche della formazione Militello in V.C. Il contatto è marcato da un conglomerato a grossi elementi lavici, visibile in basso nella foto a, e nel particolare della foto b. Loc.: Castelluccio (a SE di Agnone Bagni). (foto G. Sturiale).

- Lower Pleistocene yellowish biocalcareniites lie onto lava flows of the Militello in V.C. Formation. The contact is marked by a conglomerate with large volcanic pebbles, visible in the lower left of the picture a and in particular in the picture b. Loc: Castelluccio (SE of Agnone Bagni). (photo G. Sturiale).

G. crassaformis crassaformis, *Globigerinoides obliquus*, *Gl. trilobus*; sono inoltre presenti ostracodi a guscio ornato. La presenza di *G. puncticulata padana* e *G. crassaformis crassaformis* permettono di attribuire le sabbie al Pliocene medio. A nord di Lentini, nella parte alta delle vulcaniti è presente un'intercalazione di estensione pluri decametrica, spesso fino a 10 m, di calcari micritici oolitici di colore bianco crema, in cui sono state riconosciute *Globorotalia inflata* e *Planulina ariminensis* della zona a *G. inflata* di IACCARINO (1985) del Pliocene superiore.

Sulla base delle considerazioni biostratigrafiche l'intera unità è ascrivibile al Pliocene medio-superiore.

Depositi e vulcaniti del Pleistocene inferiore-medio

I depositi del Pleistocene nell'area di avampaese circondano il *plateau* senza mai ricoprirlo del tutto. Verso nord al disotto della Piana di Catania e ad ovest al disotto della Piana di Vittoria si collegano a quelli dell'avanfossa senza soluzione di continuità. Ad essi si intercalano prodotti vulcanici prevalentemente alcalini, affioranti soprattutto nel margine settentrionale dell'avampaese.

Le vulcaniti del Pleistocene inferiore sono state originariamente definite "vulcaniti di Poggio Vina" da PEDLEY *et alii* (2001), e successivamente denominate Unità S. Febronia da GRASSO *et alii* (2004b) e formazione S. Febronia da CARBONE (2011). Gli autori citati raggruppano sotto tale termine i prodotti vulcanici ad affinità alcalina, variabili da basaniti ad alcali basalti a nefeliniti, affioranti sul margine settentrionale dell'Altopiano Ibleo, tra la dorsale di Sigona Grande e gli abitati di Palagonia-Militello in V.C.-Scordia.

L'unità è costituita da prevalenti prodotti esplosivi, caratterizzati da scorie a granulometria compresa tra pochi centimetri e il decimetro, e da corpi vulcanici di colore nero e poco alterati di spessore anche superiore a 10 m, spesso rappresentati da singole unità laviche, a luoghi con marcata fessurazione colonnare. Le lave presentano struttura porfirica con prevalenti fenocristalli di clinopirosseno (augite) di dimensione superiore a volte a 2 mm, e minore olivina; esse passano lateralmente a ialoclastiti di colore dal grigio al rosso-bruno, con granulometria dalle ceneri fini ai lapilli. Le vulcanoclastiti a granulometria fine si presentano stratificate e hanno un alto contenuto di vetro più o meno alterato; quelle a granulometria grossolana sono massive con abbondante vetro vulcanico non alterato.

Alla periferia di Palagonia le ialoclastiti e le lave a *pillows* sono colonizzate da un ricco popolamento tipico di ambiente batiale denotante una profondità di circa 400 m e contenente *Madrepora oculata*, *Desmophyllum cristagalli*, *Keratoisis melitensis*, *Cidaris cidaris* e *Gryphus vitreus* (Paleocomunità dei coralli

bianchi). Intercalati a vari livelli dei prodotti vulcanici sono presenti lembi di sabbie calcarenitiche con microfauna bentonica di mare basso, tra cui *Elphidium crispum*, *E. complanatum*, *Planorbulina mediterraneanensis*, e/o *Cassidulina laevigata* var. *carinata*, *Bulimina marginata* e *Bolivina alata*, e foraminiferi planctonici tra cui *Globorotalia inflata* e *Globigerina calida* (zona a *Globigerina cariacensis*) di età Pleistocene inferiore (Santerniano-Emiliano).

I depositi pleistocenici dei Monti Iblei sono stati oggetto di studio già dai primi del '900. A parte le pubblicazioni a carattere prettamente paleontologico di GIGNOUX (1913), di MAUGERI PATANÈ (1928) e di AFFRICANO (1962), note stratigrafiche sul Quaternario di quest'area sono reperibili in ACCORDI (1962, 1963), DI GRANDE (1967, 1969, 1972), DI GRANDE & SCAMARDA (1973), DI GERONIMO *et alii* (1980). Per questi Autori sulla costa orientale iblea il Pleistocene inferiore è rappresentato da calcareniti giallastre e da argille azzurre, sulle quali poggia un paleosuolo con resti di vertebrati (ACCORDI, 1963), a loro volta ricoperte da una "panchina" trasgressiva di età milazziana con fauna banale di tipo temperato-caldo. La panchina costituisce un "lastrone calcarenitico" esteso da quota massima di 200 m fino al mare, e corrisponde al "Grande Terrazzo Superiore" (GTS) della Sicilia occidentale, attribuito da RUGGIERI & UNTI (1974, 1977) al "Crotoniano". Gli autori citati hanno considerato le argille discordanti sulle calcareniti del Pleistocene inferiore; pertanto nell'ambito del Pleistocene inferiore-medio venivano riconosciute tre trasgressioni, rispettivamente alla base delle calcareniti, delle argille e della "panchina". A tali litofacies, inoltre, è stato attribuito un significato cronostatigrafico, per cui le calcareniti rappresentavano il Calabriano, le argille il Siciliano e la "panchina" il Milazziano (ACCORDI & FRANCAVIGLIA, 1960). I più recenti lavori invece hanno accertato che l'intervallo calcarenitico presenta rapporti di parziale eteropia con le sovrastanti argille e che soltanto la "panchina" milazziana giace in discordanza su vari termini sottostanti (v. oltre).

Un terzo ciclo è rappresentato da esigui depositi localmente a *Strombus bubonius* (Tirreniano) presenti lungo la costa ionica e del Canale di Sicilia (DI GRANDE & SCAMARDA, 1973; DI GRANDE, 1975; DI GRANDE & NERI, 1988) (v. oltre, Par. 4.5.).

La distribuzione dei depositi pleistocenici in tutta la regione iblea è nota e rappresentata in diversi elaborati cartografici: Carta geologica della Sicilia sud-orientale, a scala 1:100.000 (LENTINI *et alii*, 1984); Carta geologica del settore nord-orientale ibleo, a scala 1:50.000 (CARBONE *et alii*, 1986); Carta geologica del settore nord-occidentale dell'Avampaese Ibleo e del fronte della Falda di Gela, a scala 1:50.000 (GRASSO *et alii*, 2004a). Pur trattandosi di un'area "stabile" essa, nei diversi blocchi

in cui è strutturalmente dissecata, presenta, per gli stessi intervalli temporali, litofacies che rispecchiano ambienti deposizionali, comportamento morfotettonico ed evolutivo notevolmente diversi.

I depositi marini del Pleistocene sono ubicati a quote variabili da pochi metri sul livello del mare fino a circa 500 m nei pressi di Palagonia (PEDLEY & GRASSO, 1991); quest'ultimo valore ridimensiona quanto sostenuto da vari autori circa lo stretto (quasi esclusivo) legame della sedimentazione con le fluttuazioni eustatiche, trascurando l'influenza dell'attività tettonica. Tuttavia rimane interessante il legame tra le oscillazioni eustatiche e la tipologia dei depositi. Mentre da una parte l'abbassamento del livello marino, dovuto alle fasi di estensione glaciale, consegnavano le aree emerse all'erosione, dall'altra l'innalzamento determinato dal riscaldamento originava ingressioni marine e favoriva la produzione di carbonati bioclastici e lo sviluppo di coralli del tipo *Cladocora*, così come avviene attualmente nel Mediterraneo orientale.

Sulla fascia ionica del *plateau*, procedendo da sud verso nord, i sedimenti del Pleistocene inferiore sono presenti nella depressione di Ispica-Capo Passero, come lembi residui di un'ampia copertura, che si estendeva tra il F. Tellaro e le Montagne di Avola e a sud dell'allineamento Pozzallo-Ispica-Rosolini.

Nella zona di Siracusa i depositi del Pleistocene inferiore sono disposti su due aree di affioramento a sud e a nord della città, separate dall'alto di Belvedere-S. Panagia (v. fig. 15). A sud i sedimenti colmano la depressione strutturale in corrispondenza della bassa valle del F. Anapo. Si tratta di biocalcareni giallastre, affioranti nelle parti periferiche della depressione a contatto con i termini miocenici, passanti lateralmente e superiormente ad argille azzurre a *Hyalinea baltica*. Il corpo argilloso immerge debolmente verso il mare e va ad occupare il fondo del Golfo di Siracusa, proteggendo così il sistema idrogeologico dall'intrusione di acqua marina e provocando la fuoriuscita di acqua dolce in corrispondenza della ben nota Fonte Aretusa, ubicata sull'*horst* calcareo della penisola/isola di Ortigia.

A nord di Siracusa da Priolo ad Agnone le biocalcareni giallastre del Pleistocene inferiore poggiano in discordanza sia sui calcari del membro di Siracusa, che sui basalti pliocenici, che sulla formazione Carlentini (fig. 63) e vanno a colmare il *graben* di Augusta e quello più meridionale del F. Mulinello, separato dal primo dall'*horst* di Petrarò.

CARBONE (1985) riferisce i depositi pleistocenici di quest'area a due cicli principali: quello del Pleistocene inferiore, sviluppato essenzialmente in un emiciclo trasgressivo, è costituito da calcareniti e da argille in rapporto di eteropia latero-verticale; il secondo ciclo, marcato da una debole discordanza

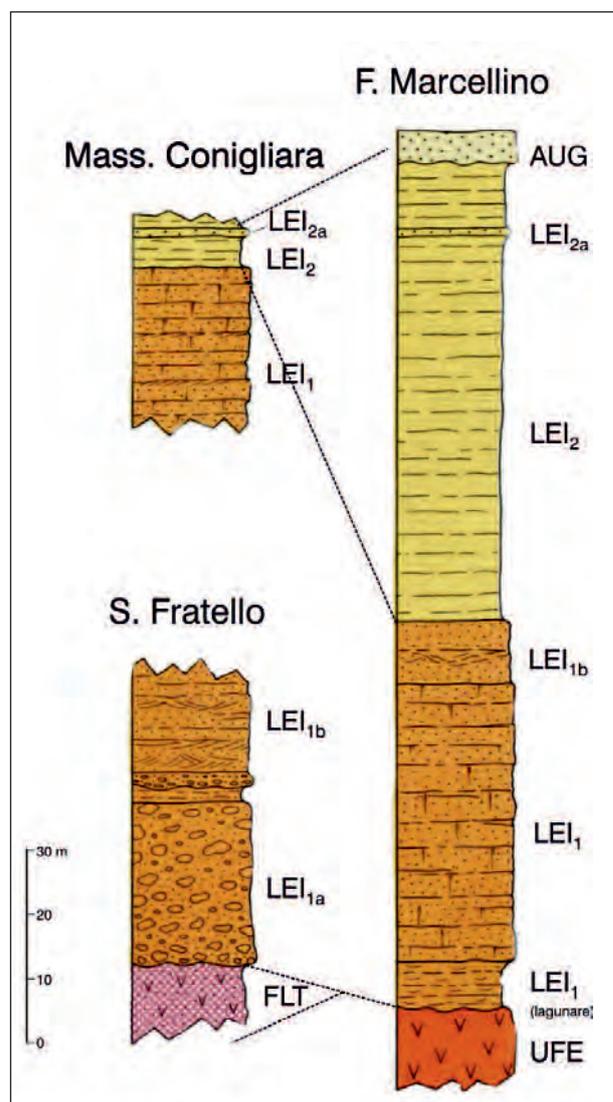


Fig. 63 - Colonne stratigrafiche ricostruite delle formazioni del Pleistocene inferiore e medio. Quella di S. Fratello (S.S. 114 incrocio con la SP Augusta-Villasmundo) rappresenta l'intervallo basale trasgressivo delle biocalcareni pleistoceniche (formazione Lentini - LEI). A Mass. Conigliara (a SE di Villasmundo) si osserva il passaggio stratigrafico tra le biocalcareni (LEI₁) e le argille grigio-azzurre (LEI₂). La colonna del F. Marcellino rappresenta l'intera successione del Pleistocene.

- Reconstructed stratigraphic columns of the lower and middle Pleistocene formations. That of S. Fratello (114 SS crossing the SP Augusta-Villasmundo) represents the basal horizon of the Pleistocene transgressive biocalcareni (Lentini Formation - LEI). At Mass. Conigliara (SE of Villasmundo) it is possible to observe the stratigraphic transition between the biocalcareni (LEI₁) and the blue-grey clays (LEI₂). The F. Marcellino column represents the entire Pleistocene sequence.

angolare e da un paleosuolo, è rappresentato da conglomerati e dalla "panchina" medio-pleistocenica, che ricoprono gran parte delle superfici spianate durante la "Regressione Romana". La massima ingressione marina è segnata da vecchie linee di costa che da quota 210 m giungono a pochi metri sul livello del mare.

Un dettagliato esame dei numerosi sondaggi perforati nella zona di Augusta ha permesso a CARBONE (1985) di rilevare come al centro dei *graben* le

argille raggiungano oltre 300 m di spessore e che invece le biocalcareni, estremamente ridotte nei depocentri, si ispessiscono notevolmente nei margini (fig. 64). Ciò dimostra che i sedimenti pleistocenici si sono depositi all'interno di depressioni già in precedenza individuate; ciò è di estrema importanza per definire l'età della fase tettonica respon-

sabile delle strutture presenti sul bordo ionico (v. oltre caratteri strutturali).

Per quanto riguarda le coperture plio-pleistoceniche del bordo nord-occidentale ibleo si fa riferimento ad alcuni lavori, che forniscono un quadro stratigrafico dei rapporti tra il *Plateau* Ibleo e l'Avanfossa Gela-Catania (GRASSO *et alii*, 2004b;

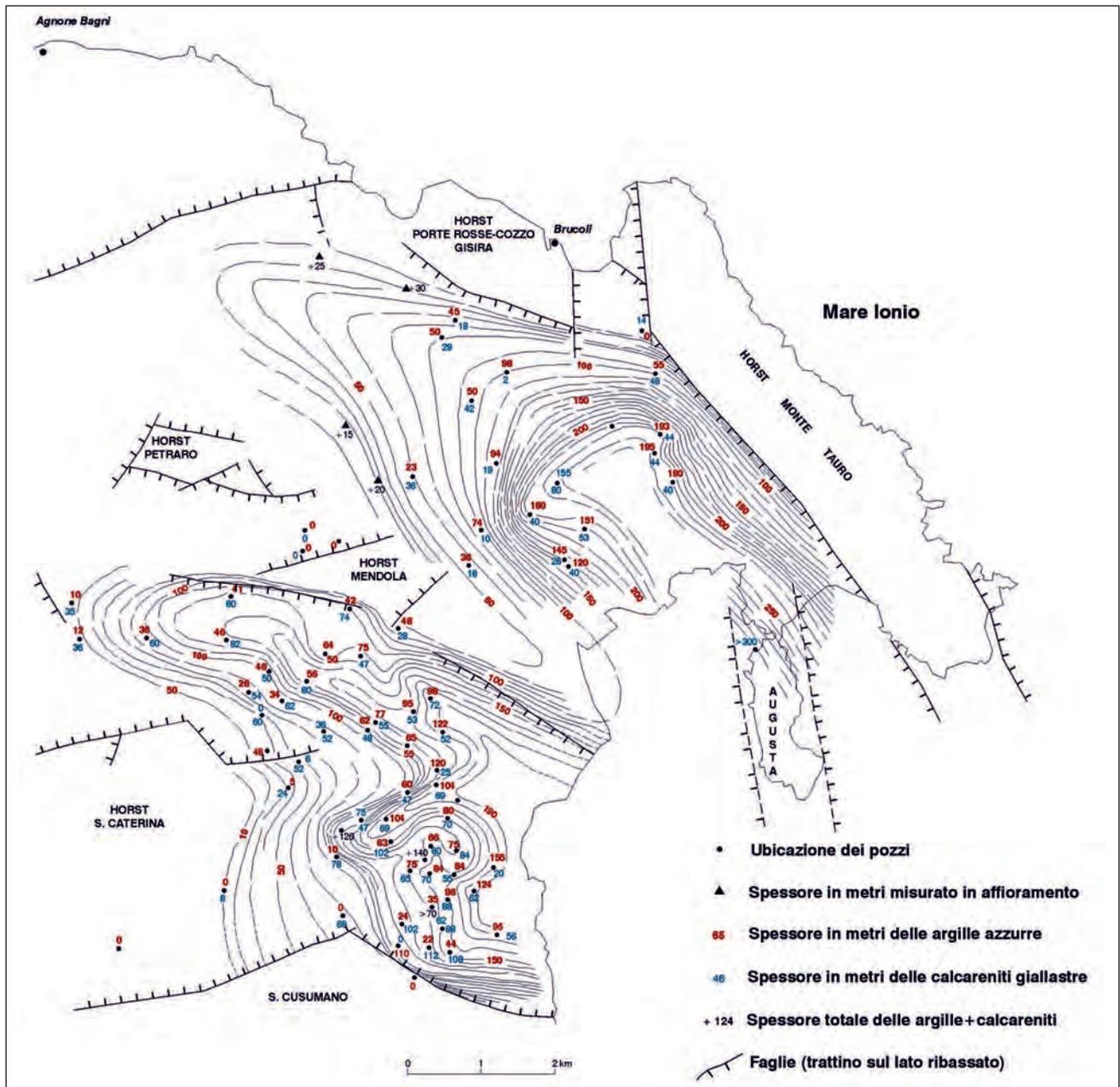


Fig. 64 – Carta delle isopache delle formazioni del Pleistocene inferiore e medio. Vengono indicati separatamente gli spessori relativi alle argille azzurre (in rosso) e delle calcareniti e sabbie giallastre (in blu) e, laddove non si hanno dati relativi alle due unità, solo lo spessore totale (in nero). Lo spessore delle facies sabbioso-calcarenitiche aumenta in prossimità degli horst, contemporaneamente si riduce quella delle argille che invece raggiungono rapidamente i valori più elevati nei depocentri strutturali, sostituendo parzialmente le calcareniti. Ciò dimostra che lo sviluppo dei depositi più grossolani avveniva su un substrato strutturalmente delineato, controllato dai sistemi orientati ONO-ESE di età Pliocene (modificato da CARBONE, 1985).

- Map of the isopachs of Lower and Middle Pleistocene formations. The thickness of the blue clays (shown in red) is indicated separately from that of the calcarenites and the yellowish sands (shown in blue) and, where there are no data relative to the two units, just the total thickness (shown in black). The thickness of the sandy-calcarenitic facies increases in proximity to horst, at the same time as the clay one reduces; the clay facies, on the other hand quickly gets to its maximum thickness in the structural depocenters, partially substituting the calcarenites. This demonstrates that the development of the coarsest deposits took place on a structurally delineated substrate controlled by systems that were oriented WNW-ESE in the Pliocene time (modified after CARBONE, 1985).

PEDLEY *et alii*, 2001).

Sul bordo settentrionale il *Plateau Ibleo* è dissecato da sistemi di faglie prevalentemente orientate NE-SO, che producono una depressione strutturale, il *Graben* di Lentini, compreso tra l'alto di Mineo-S. Demetrio a nord e il sistema Lentini-Agnone a sud. Ciò ha favorito l'erosione delle argille negli alti, che invece sono caratterizzati da estesi affioramenti di biocalcareni e viceversa ha conservato l'intervallo pelitico nel *graben*, attualmente occupato dal Lago di Lentini. In questa zona gli scavi effettuati per la discarica di Contrada Grotte S. Giorgio (sulla terminazione nord-orientale della dorsale di S. Demetrio) hanno messo in luce i rapporti stratigrafici tra le calcareniti bioclastiche del Pleistocene inferiore e i vari termini del substrato sui

quali esse poggiano trasgressive (fig. 65).

Il limite di base della formazione è definito da una netta superficie d'erosione orizzontale. Nella discarica si osserva l'appoggio delle biocalcareni, tramite un conglomerato basale con elementi di diametro talora superiore al metro. Il substrato su cui le calcareniti trasgrediscono è rappresentato dalle vulcanoclastiti della f.ne Carlentini con strati fortemente inclinati verso nord ed attraversati da numerose faglie a "gradinata" immergenti a sud con 40-50° di inclinazione (fig. 66), ovvero da una colata basaltica ascrivibile alla f.ne di Militello in V.C. Il contatto tra la colata basaltica e la f.ne Carlentini è notevolmente ondulato e contrassegnato da sacche e/o lenti di paleosuolo (fig. 67).



Fig. 65 - Successione neogenico-quadernaria affiorante nella discarica di Grotte S. Giorgio (Lentini). In basso la f.ne Carlentini è interessata da sistemi di faglie distensive a basso angolo immergenti a sud, ed è ritagliata da una superficie di erosione notevolmente ondulata, sulla quale poggia una colata basaltica (a sinistra) riferibile alla f.ne Militello in V.C. Infine al di sopra di una netta paleosuperficie suborizzontale poggiano le biocalcareni del Pleistocene inferiore con delle clinostratificazioni immergenti a nord.

- *Neogene-Quaternary succession outcropping at the landfill site of Grotte S. Giorgio (Lentini). At the bottom the Carlentini Formation affected by low-angle extensional fault systems dipping to the south, this formation is cut from an erosional surface greatly undulating, on which a basalt flow (on the left) referred to the Militello in V.C. Fm. lies. Finally, on a sharp subhorizontal paleosurface Lower Pleistocene biocalcareniites unconformably rest. These are characterized by clinoforms northwards dipping.*



Fig. 66 - a) Particolare della figura 65, dove si osserva la colata basaltica, che riempie una depressione morfologica della f.ne Carlentini, marcata da un paleosuolo, e le soprastanti calcareniti e sabbie giallastre del Pleistocene inferiore con il livello basale conglomeratico. b) calcareniti e conglomerato basale poggiano in discordanza angolare sulla f.ne Carlentini, troncata da una netta superficie erosionale.

- *a) Detail of figure 65, where the basalt flow filling a morphological depression of the Carlentini Fm., marked by a paleosol, is overlay by Lower Pleistocene yellowish calcarenites and sands, characterized by the basal conglomerate. b) calcarenites and basal conglomerate rest with an angular unconformity on the Carlentini Fm., cut at the top by a sharp erosional surface.*

Particolarmente significativo ai fini della definizione delle fasi tettoniche che hanno interessato l'avampaese è l'analisi di dettaglio dei caratteri se-



Fig. 67 - Calcareniti del Pleistocene inferiore della formazione Lentini. Sono visibili clinostratificazioni e marcate discordanze intraformazionali. Loc.: Case Frangello (3 km a sud-est di Palagonia). (foto G. Sturiale).
 - Lower Pleistocene calcarenites of the Lentini Formation. Clinostratification and intraformational unconformities are evident. Loc.: Case Frangello (3 km south-east of Palagonia). (photo G. Sturiale).

dimentologici delle calcareniti del Pleistocene inferiore, depositatesi durante la fase tettonica al limite Pliocene–Quaternario. Le frequenti clinostratificazioni e le discordanze intraformazionali indicano marcati fenomeni di tettonica sinsedimentaria. Esse sono ben osservabili tra Carlentini e Lentini e nella zona di Palagonia (C.se Frangello) (fig. 67). Nella figura 65, per esempio, l'immersione verso nord dei clinoforimi di C.da Grotte S. Giorgio indica la provenienza da sud, cioè da una zona di alimentazione che corrisponde all'attuale Graben di Scordia-Lentini, che quindi solo successivamente è collassato (v. Titolo V - Tettonica).

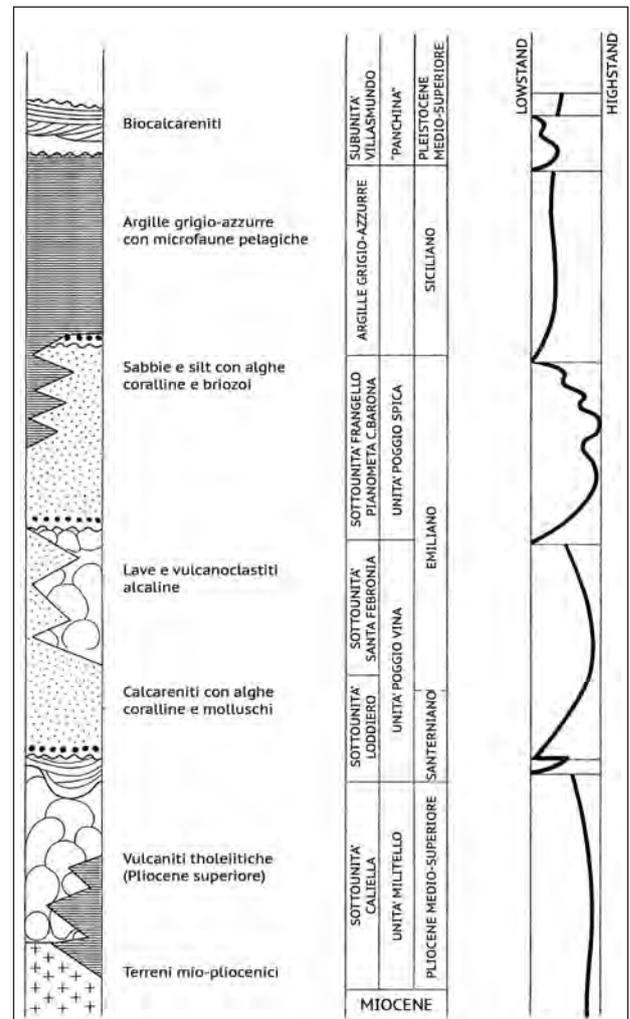
PEDLEY *et alii* (2001), forniscono un'accurata descrizione dei caratteri sedimentologici e paleo ambientali dei depositi quaternari affioranti sul margine nord-occidentale del *plateau* e propongono una cronostratigrafia correlata con le variazioni eustatiche (tab. 3).

Una delle successioni più complete è quella affiorante a Poggio Spica, nella zona di Mineo. Ad essa fanno riferimento numerosi lavori, anche per i rapporti tra il margine ibleo e l'avanfossa. L'intervallo basale è rappresentato da circa 60 m di Trubi del Pliocene inferiore, ricoperti in discordanza da 120 m di marne grigie sabbioso-argillose, sabbie e calcareniti contenenti *Hyalinea baltica* e pertanto ascritte al Pleistocene inferiore. Al disopra seguono 40 m di sabbie e calcareniti ad *H. baltica* (AMORE *et alii*, 1977, 1984; DI GERONIMO *et alii*, 1978).

Un eccellente esempio dei rapporti tra i prodotti vulcanici tholeiitici ed alcalini e di questi con i sedimenti marini del Pleistocene inferiore è esposto nel versante in sinistra del Vallone Loddiero, circa 3 km a SO del paese di Scordia. La succes-

Tab. 3 – *Colonna stratigrafica ricostruita della successione plio-quaternaria della regione settentrionale iblea (non in scala). A destra della tabella è rappresentata la curva di oscillazione del livello di base dedotta dalle geometrie deposizionali delle unità sedimentarie. Le argille e marne deposte nelle aree di bacino (p.e. nella Piana di Catania) durante il Santerniano e l'Emiliano sono coeve con le unità rappresentate nella Tab. (da PEDLEY *et alii*, 2001, ridisegnata).*

- Proposed late Pliocene-Quaternary stratigraphy for the north Hyblean region (not to scale). The right hand of the table shows the suggested base-level signature for the new units. N.B. Although schematically only shown within the mid-late Pliocene, late Emilian and Sicilian parts of the column, basal clays and marls also probably developed continuously throughout the Santernian and Emilian in all basinal settings (e.g. beneath the Piana di Catania). (after PEDLEY *et alii*, 2001, redrawn).



sione quaternaria (fig. 68) poggia su vulcaniti tholeiitiche, appartenenti alla Formazione Militello–M. Caliello di SCHMINCKE *et alii* (1997) ed inizia con sabbie e calcareniti con associazioni faunistiche circolatori e con livelli ricchi di colonie di *Cladocora*

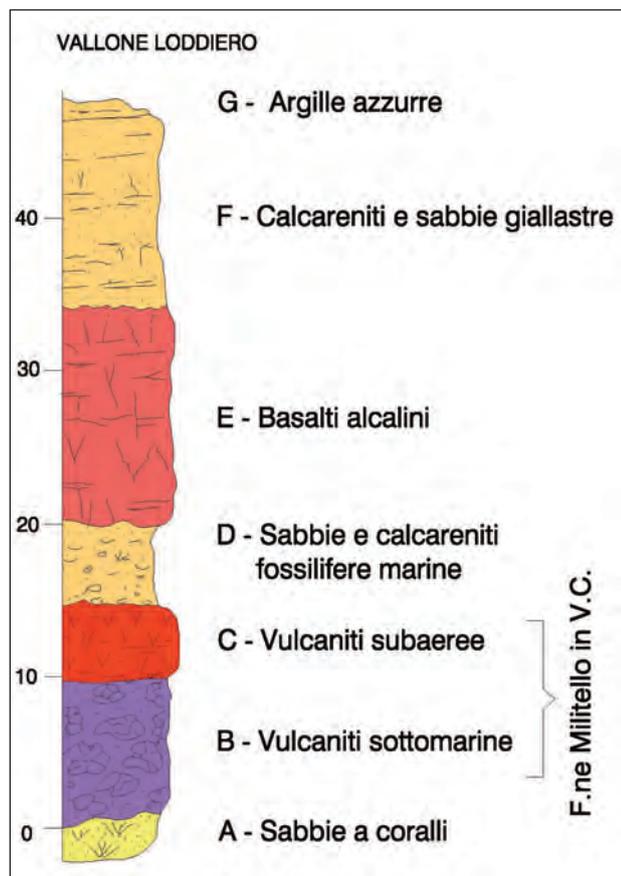


Fig. 68 - Successione stratigrafica affiorante in sinistra idrografica del Vallone Loddiero, circa 3 km a SO di Scordia.

- Stratigraphic succession cropping out on the left flank of the Loddiero Valley, about 3 km SW of Scordia.

in posizione di vita, ben conservate (fig. 69). Sulla base delle associazioni faunistiche PEDLEY *et alii* (2001) assegnano questo intervallo al Santerniano.

La successione prosegue verso l'alto con vulcaniti tholeiitiche submarine, rappresentate da breccie a *pillow* nei primi 7-10 m, passanti rapidamente a

basalti subaerei scoriacei e bollosi con numerosi esempi di desquamazione sferoidale (fig. 70). Ciò è ben esposto in una cava dismessa ai lati della strada senza sbocco che dal paese di Scordia si congiunge con una mulattiera che sale verso Miliello, e rappresenta un esempio di rapido colamento della colonna d'acqua da parte delle colate prima submarine e poi subaeree.

Il tetto dell'intervallo basaltico subaereo è caratterizzato da una netta superficie d'erosione leggermente irregolare; su di essa poggia un conglomerato ad elementi calcarenitici e piccoli ciottoli vulcanici evolvente verso l'alto ad alcuni metri di sabbie e biocalcareniti ricche in fossili (fig. 71). Ciò indica il proseguimento del fenomeno trasgressivo, i cui effetti sono stati annullati dal riempimento delle colate. Per PEDLEY *et alii* (2001) l'età sarebbe Pleistocene inferiore (Emiliano) (tab. 3).

Verso l'alto è presente un ulteriore intervallo di prodotti vulcanici costituito da basalti alcalini neri a fessurazione colonnare (fig. 72), con spessore variabile da 0 a circa 15 m, ma che altrove può raggiungere il centinaio di metri.

Il contatto tra queste vulcaniti e le sottostanti calcareniti (intervallo D della figura 68) è netto ed è osservabile ai lati della strada per Scordia lungo il Vallone Loddiero (fig. 73).

La successione è chiusa verso l'alto da biocalcareniti e sabbie giallastre fossilifere, che si raccordano alle ampie coperture, che attorniano il Plateau Ibleo e che fanno transizione per variazioni di facies latero-verticali alle argille grigio-azzurre pleistoceniche descritte in precedenza per il settore nord-orientale.

PEDLEY *et alii* (2001) distinguono la formazione in sottunità (tab. 3) sulla base di discordanze intraformazionali che sembrano peraltro contatti erosionali (fig. 74). Ai medesimi autori tuttavia si rimanda per ulteriori dettagli.

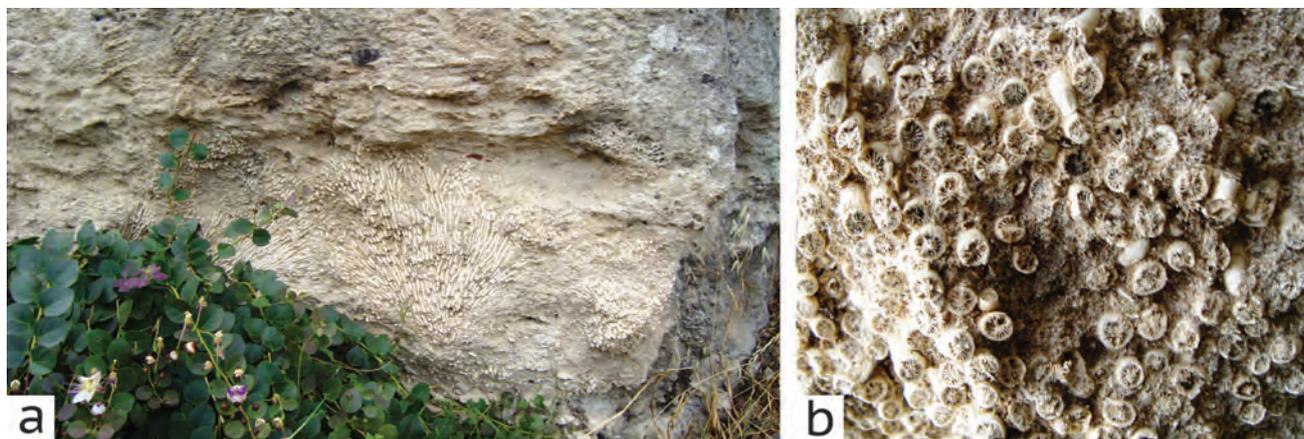


Fig. 69 - a) Colonie di *Cladocora coespitosa* alla base della successione pleistocenica (intervallo A in figura 68). b) un particolare della colonia. Loc.: Vallone Loddiero.

- a) *Cladocora coespitosa* colony in the basal horizon of the Pleistocene succession (interval A of figure 68) and detail of the colony (b). Loc.: Loddiero Valley.

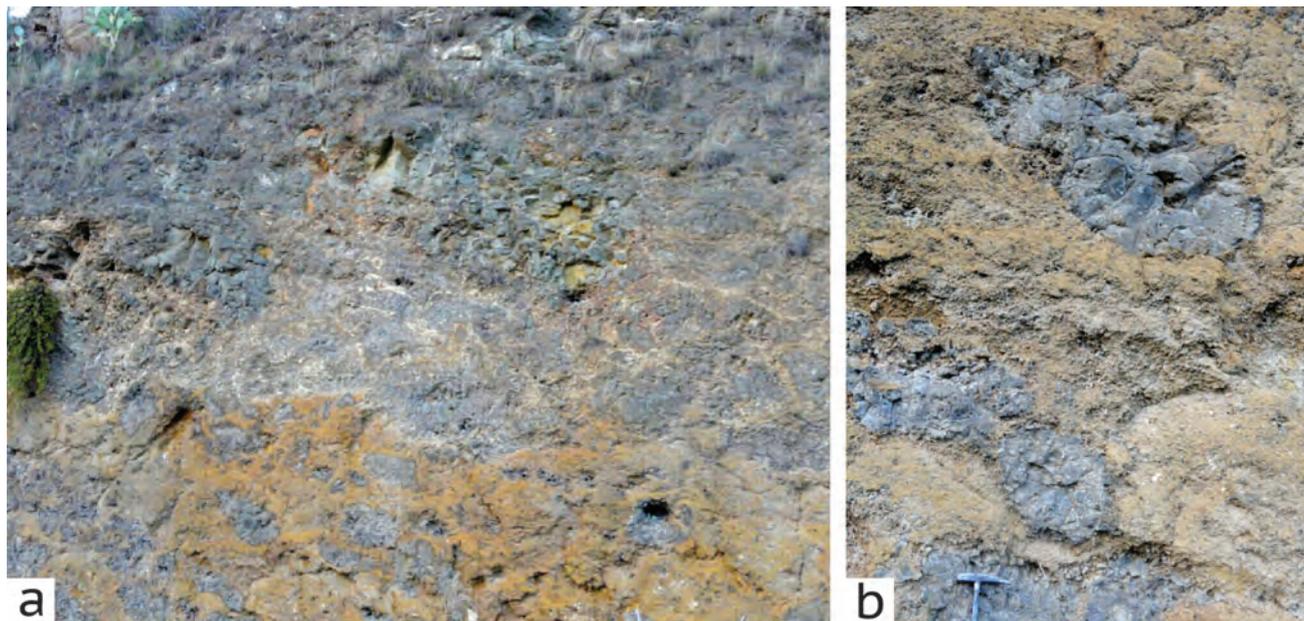


Fig. 70 – Passaggio tra le breccie a *pillows* e le lave subaeree della formazione Militello in V.C. (intervalli B e C di figura 68) (a). Particolare delle breccie a *pillows* (b). Loc. cava sul versante sinistro del Vallone Loddiero.

- *Pillow-breccias grading up to subaerial lavas of the Militello in V.C. Formation (intervals B and C of figure 68) (a). Detail of the pillow breccias (b). Loc.: quarry on the left flank of the Loddiero Valley.*



Fig. 71 – Le lave tholeiitiche subaeree sono tagliate al tetto da una netta superficie di erosione, sulla quale poggia un conglomerato a clasti vulcanici passante verso l'alto alle calcareniti (v. intervalli C e D di figura 68). Loc. Vallone Loddiero, 3 km a SO di Scordia.

- *Subaerial tholeiitic lavas cut by a flat erosional surface, on which a basal volcanic clasts conglomerate lies, grading upwards to the yellow calcarenites (see intervals C and D in figure 68). Loc.: Loddiero Valley, 3 km southwest of Scordia village.*

Le calcareniti giallastre passano verso l'alto ad argille grigio-azzurre (intervallo G di figura 68), conservate nelle depressioni strutturali, e, come ad est di Scordia, costituiscono il substrato del Lago di Lentini.

I rapporti spaziali tra i vari corpi geologici sopra descritti si osservano lungo il versante in sinistra del V.ne Loddiero (fig. 75).

Nel bordo nord-occidentale del *Plateau* Ibleo le calcareniti della formazione Lentini presentano



Fig. 72 – Lave alcaline nerastre a struttura colonnare (intervallo E di figura 68) di età Pleistocene inferiore, riferibili alla formazione di Poggio Vina. Loc.: Vallone Loddiero.

- *Blackish alkaline lava flows, showing columnar jointing (interval E in figure 68), Early Pleistocene in age referred to the Poggio Vina Formation Loc.: Loddiero Valley.*



Fig. 73 – Dettaglio del contatto tra le vulcaniti alcaline nere della formazione di PoggioVina e le sabbie e calcareniti del Pleistocene inferiore (rispettivamente intervalli E e D in figura 68).

- *Detail of the contact between the blackish alkaline volcanics of the Poggio Vina Formation and the Lower Pleistocene sands and calcarenites (respectely intervals E and D of figure 68).*

blande immersioni verso l'avanfossa con stratificazioni incrociate generate da una tettonica sinsedimentaria connessa al sollevamento dell'avampaese. Chiari esempi sono osservabili lungo la strada che collega il paese di Lentini ad Agnone. Ad ovest dell'abitato di Carlentini sul poggio ad est di Cugno Carubba le stesse calcareniti presentano strette pieghe di crescita al contatto con le vulcaniti mioceniche lungo le faglie del sistema orientato NE-SO (fig. 76).

La fascia di transizione tra l'Avampaese ibleo e l'Avanfossa Gela-Catania è stata oggetto di numerosi lavori, in particolare attorno alla Piana di Vittoria (GRASSO, 1999; GRASSO *et alii*, 2000a,b).

In questo settore il sistema di faglie dominante del bordo ibleo ruota, assumendo un'orientazione NNE-SSO e ribassa il *plateau* verso la Piana di Vittoria, che costituisce un elemento di transizione alla vera e propria avanfossa. In quest'area i carbo-



Fig. 74 - Biocalcareni e sabbie giallastre del Pleistocene inferiore (intervallo F della figura 68) affioranti ai lati della strada lungo il Vallone Loddiero. Si noti la superficie erosionale che divide la porzione superiore da quella inferiore incisa e riempita da un canale di sedimenti più grossolani.

- Early Pleistocene yellowish biocalcareni and sands (interval F of the figure 68) cropping out in the roadside along the Loddiero Valley. Note the erosional surface, dividing the upper portion from the lower one, incised and filled by a coarse channel.

nati iblei sono ricoperti da depositi pliocenici e quaternari, che mascherano i sistemi di faglie, individuabili soltanto dai dati di sottosuolo. Al sistema principale si associa un altro ad orientazione NO-SE ed ambedue hanno controllato la deposizione dei sedimenti pleistocenici, producendo repentini cambiamenti in litologia e spessore dei medesimi. GRASSO *et alii* (2000a) hanno riconosciuto depressioni rombiche, interpretandole come generate da sistemi trascorrenti destri lungo il sistema principale.

Il substrato è rappresentato dalla formazione Ragusa dell'Oligocene superiore-Langhiano inferiore, passante alla formazione Tellaro, datata anche qui al Miocene medio-superiore. Le evaporiti messiniane sono esposte in piccoli affioramenti lungo la valle del F. Ippari e, nonostante sia riconoscibile una fase erosionale precedente alla deposizione dei Trubi, esse sono ampiamente diffuse in sottosuolo, interessando anche l'avanfossa.

I depositi plio-pleistocenici sono stati interessati nel Pliocene inferiore e nel Pleistocene inferiore da fasi erosive, che hanno causato discontinuità degli affioramenti. I Trubi, discontinui nel margine del *plateau*, sono invece più continui nelle aree strutturalmente depresse, come dimostrato dalla correlazione tra i sondaggi Acate 1 e Contrada Ulmo 1 (v. Par. 1.3. - Avanfossa Gela-Catania e Falda di Gela). In quest'ultimo la sedimentazione pliocenica è stata più continua, in quanto ubicato in piena avanfossa.

I depositi del Pleistocene inferiore sono rappresentati da argille e silts, mentre sui margini esterni dell'Avanfossa Gela-Catania i depositi sono costituiti da biocalcareni discordanti su vari termini miopliocenici (v. Cap. Avanfossa Gela-Catania). Si tratta



Fig. 75 - Panoramica del versante in sinistra del Vallone Loddiero: A) calcareniti e sabbie a *Cladocora* e molluschi; vulcaniti tholeiitiche della Formazione Militello in V.C.; B) lave submarine a *pillows*; C) lave subaeree; D) sabbie e calcareniti; E) basalti alcalini; F) calcareniti e sabbie giallastre. Le lettere si riferiscono alla colonna stratigrafica di figura 68.

- Panoramic view of the left flank of Loddiero Valley: A) *Cladocora* and mollusks bearing calcarenites and sands; tholeiitic volcanics of the Militello in V.C. Formation; B) submarine pillow basalts, C) subaerial lava flows; D) sands and calcarenites; E) alkaline basalts; F) Yellowish calcarenites and sands. Letters are referred to the stratigraphic column of figure 68.



Fig. 76 – Sul margine nord-occidentale dell’Avampaese Ibleo a SO di Carlentini e ad est di Cugno Carrubba sul versante destro tra le case Speziale e Spezialello le calcareniti del Pleistocene inferiore mostrano strutture di crescita connesse al sistema di faglie orientato NE-SO. L’immagine permette di ricostruire con estrema precisione l’attività della faglia, che prima taglia nettamente le calcareniti e successivamente le deforma.

- On the north-western margin of the Hyblean Foreland SW of the Carlentini village and east of Cugno Carrubba on the right side between the houses Speziale and Spezialello the Early Pleistocene calcarenites show growing structures related to the NE-SW oriented fault system. The image allows carefully to reconstruct the activity of the fault, which first affects the calcarenite and subsequently deforms.

di una formazione ubiquitaria, datata al Pleistocene inferiore (Emiliano), diffusa tutt’attorno al *Plateau* Ibleo e generata da una trasgressione regionale.

Al di sopra delle argille pleistoceniche la regressione da origine a sedimenti con facies di transizione oppure limniche. Durante la trasgressione del Pleistocene medio, anche qui, come nel settore orientale, si depositava la “panchina”, che nella Piana di Vittoria arriva fino a quota 130 m s.l.m. circa.

1.3. - AVANFOSSA GELA-CATANIA E FALDA DI GELA

L’Avampaese Ibleo subisce una flessurazione al disotto delle coltri della Catena Appenninico-Maghrebide, formando una depressione strutturale, che assume il significato di un’avanfossa. La flessurazione si esprime con sistemi di faglie dirette, che nel caso del *Plateau* Ibleo presentano in prevalenza un’orientazione NE-SO. Qui in effetti si produce una prima depressione, delimitata dai sistemi Comiso-Chiaramonte, Monterosso A.-Pedagaggi e Lentini-Agnone; ad essa CARBONE *et alii* (1982a, 1982c) avevano dato il significato di un’avanfossa esterna o “zona di transizione”, caratterizzata da coperture tipiche di avampaese, non alimentate cioè dalla catena. L’avanfossa *s.s.* comincia invece a nord-ovest della Fiumara di Caltagirone, dove ai caratteri strutturali propri di un’avanfossa si aggiungono quelli sedimentari. Un ulteriore allinea-

mento strutturale, legato ai sistemi orientati NE-SO, è quello Grammichele-Mineo-Palagonia, che ribassa definitivamente il *plateau* al disotto delle coperture quaternarie e più oltre si immerge sotto il fronte delle coltri della Catena Appenninico-Maghrebide, rappresentato dalla Falda di Gela, per non riapparire più in superficie.

La prosecuzione del *Plateau* verso nord fino all’area etnea, dove la profondità è tale da non consentire l’esplorazione diretta mediante sondaggi, era stata ipotizzata da CRISTOFOLINI *et alii* (1979) sulla base di dati geologici e geofisici. I risultati del progetto CROP-Mare hanno permesso di accertare che la crosta africana e le relative coperture sedimentarie del Blocco Pelagiano si estendono in sottosuolo ben oltre l’area etnea fino al margine tirrenico della Sicilia. Si ha però una transizione dell’avanfossa da una depressione strutturale a carattere distensivo verso un vero e proprio sistema a *thrust* prevalentemente sepolto in Sicilia centro-orientale, ma affiorante nel settore occidentale dell’Isola (v. oltre: Sistema a *Thrust* Esterno).

Il presunto collegamento dell’avanfossa alla depressione nota come “Bacino di Caltanissetta” va ripensato in termini sia strutturali che sedimentologici. La letteratura di fine anni “50 (BENEO, 1958; FLORES, 1959) raffigurava tale “bacino” come un semplice *graben* delimitato da faglie dirette sul margine interno e riempito da vari km di “olistostromi”.

Successivamente si è passati a considerarlo una depressione strutturale esterna della catena (BIANCHI *et alii*, 1987; GRASSO & BUTLER, 1991; LICKORISH *et alii*, 1999; LENTINI *et alii*, 1994, 1996a, 2006; FINETTI *et alii*, 1996, 2005a) riempita dalle coltri alloctone e da materiali terrigeni scollati e ricoperti da depositi "satelliti" del Miocene superiore e plio-pleistocenici, per cui il termine più appropriato dovrebbe essere "Fossa di Caltanissetta" (PATACCA & SCANDONE, 2004). Attualmente i dati più recenti (FINETTI *et alii*, 2005a; LENTINI *et alii*, 2006) indicano che il substrato è costituito da un sistema a *thrust* esterno, il Sistema Siculo-Pelagiano, ricoperto da un edificio pellicolare generato da una tettonica polifasica, e cioè appartenente alla fascia esterna della Catena Appenninico-Maghrebide (v. oltre).

L'Avanfossa Gela-Catania si estende longitudinalmente dall'*offshore* di Catania alla Piana di Gela, fino a collegarsi alla depressione al largo della costa meridionale della Sicilia. Nella Piana di Catania raggiunge la profondità di circa 700 m a sud della città. Infatti il sondaggio Catania 10 attraversa una successione argillosa con sottili livelli sabbiosi per varie centinaia di metri, ascrivibili al Quaternario, ed altri 80 m di sabbie del Pliocene, raggiungendo le lave della successione iblea. Più a SO nel sondaggio Mineo 1 si hanno 670 m di copertura plio-quadernaria, si registra poi una discreta elevazione in corrispondenza di Caltagirone, per poi deprimersi nuovamente verso SO. Il margine occidentale del *Plateau Ibleo*, infatti, registra valori molto alti di subsidenza che hanno portato a notevolissimi rigetti, tanto che le stesse rocce serbatoio ad idrocarburi, che nell'altopiano di Ragusa si trovano a profondità non superiori ai 1500 m, nella zona di Gela si incontrano a circa 3000 m sotto il livello del mare.

L'estremità nord-orientale dell'avanfossa è occupata dalla Piana di Catania, caratterizzata dalle ampie coperture alluvionali dei fiumi Simeto e Gornalunga, che mascherano il proseguimento del margine settentrionale ibleo verso nord ed i rapporti con il fronte della Falda di Gela (fig. 77).

Verso est nel Golfo di Catania TORELLI *et alii* (1998), analizzando una griglia sismica ubicata nell'*offshore* catanese di fronte alla foce del F. Simeto e alcuni sondaggi a terra, forniscono un quadro degli elementi strutturali plio-quadernari tra il bordo ibleo e la Piana di Catania. Si riconoscono infatti da sud verso nord gli alti strutturali di Cozzo Telegrafo, S. Demetrio e Catania ed il *Graben* di Lentini. L'orientazione prevalente delle strutture è NE-SO con un'estensione al settore sommerso per una fascia larga 7-8 km (fig. 78). Inoltre l'analisi delle geometrie delle coperture sedimentarie indica che nell'*offshore* il trend NE-SO è intersecato da quello NNO-SSE, subparallelo alla Scarpatà ibleo-maltese, che quindi

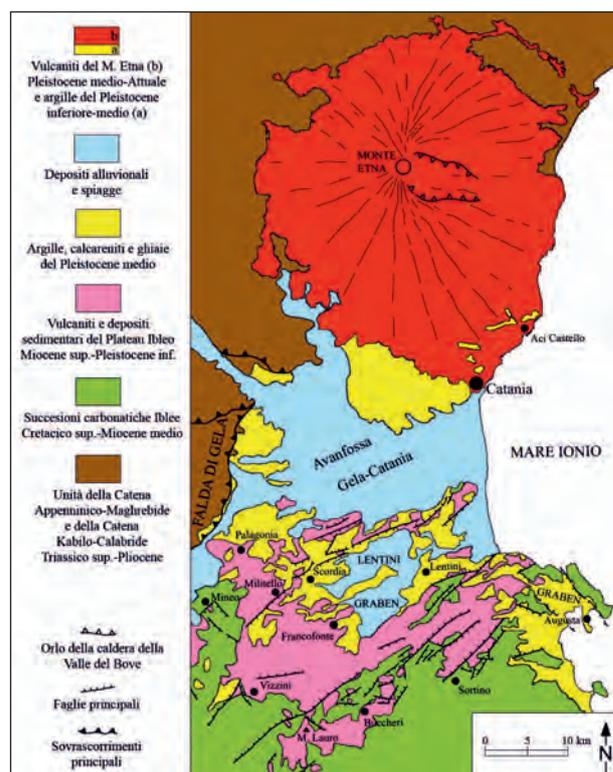


Fig. 77 - Schema strutturale del settore centro-orientale della Sicilia: margine settentrionale dell'avampaese, Piana di Catania (Avanfossa Gela-Catania), fronte della Catena Appenninico-Maghrebide (Falda di Gela) e area etnea. Il fronte estremo della Falda di Gela non corrisponde al limite affiorante tra questa e i depositi plio-pleistocenici, ma si trova sepolto e inserito a cuneo nei sedimenti di avanfossa. (da CARBONE, 2011).

- Structural schema of the central-eastern sector of Sicily: northern margin of the foreland, Catania Plain (Gela-Catania Foredeep), front of the Apenninic-Maghrebide Chain (Gela Nappe) and Mount Etna Volcano. The extreme front of the Gela Nappe does not coincide with the boundary cropping out between the nappe units and the plio-pleistocene deposits, but it is buried within the foredeep sediments. (after CARBONE, 2011).

viene giudicato attivo. Secondo i medesimi autori il collasso del bordo settentrionale del *Plateau Ibleo*, sia a terra che a mare, è avvenuto nell'intervallo Pliocene-Pleistocene inferiore, associato ad un esteso vulcanismo basaltico, e contemporaneamente all'avanzamento della Falda di Gela.

Il substrato carbonatico dell'Avanfossa Gela-Catania presenta una successione stratigrafica di tipo ibleo, ma spesso con sequenze condensate e lacunose. Nel sondaggio Catania 10, ubicato nei pressi dell'aeroporto, infatti si registra una ampia lacuna dei termini compresi tra il Cretacico e il Pliocene inferiore (v. oltre). In affioramento nella cava di Grotte S. Giorgio, ubicata sul prolungamento della dorsale di S. Demetrio, depositi conglomeratici e calcarenitici del Pleistocene inferiore giacciono direttamente sui calcari del membro di Siracusa del Miocene medio. Anche nel sondaggio Ramacca 1 (v. fig. 81), il tetto della serie iblea di avanfossa è dato da Trubi discordanti su pochi metri di formazione Ragusa. Tutti questi dati definiscono un alto

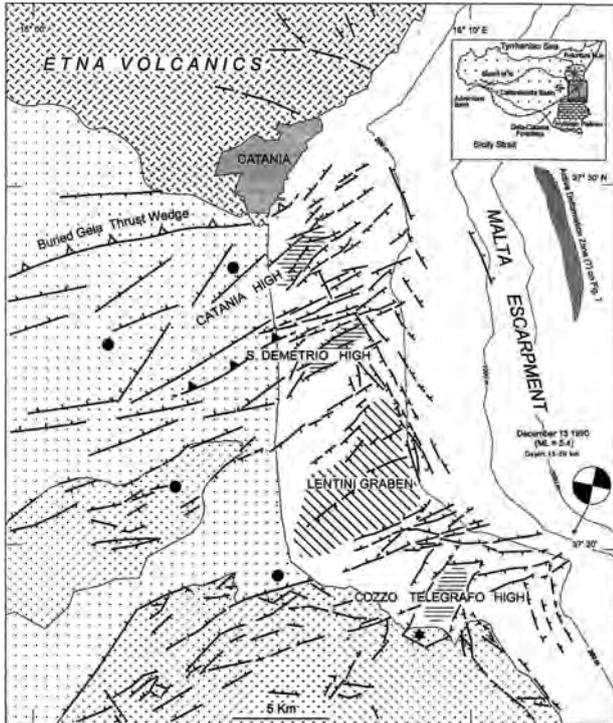


Fig. 78 - Distribuzione dei maggiori elementi strutturali plio-quadernari dell'area compresa tra il margine settentrionale ibleo, la Piana di Catania e la parte sommersa di fronte alla foce del F. Simeto. Il *set* di faglie sommerse è stato tracciato per mezzo di griglie sismiche disponibili. Il trend di faglie normali orientate NE-SO controlla l'evoluzione tettonica del margine ibleo. Al largo il sistema di faglie dirette attive orientate NNO-SSE produce la ripida scarpata del margine continentale ibleo, che coincide con la Scarpata Ibleo-Maltese. Viene indicato anche l'epicentro del terremoto del 13 Dicembre 1990. (da TORELLI *et alii*, 1998).

- Distribution of major Plio-Quaternary structural elements of the area between the northern Hyblean margin, the Catania Plain and the offshore extending in front of the Simeto River. The submerged fault set has been traced analysing the available seismic grid. The normal faults trending NE-SW control the tectonic evolution of the Hyblean margin. Offshore, active normal faults trending NNW-SSE produce the steep scarp of the Hyblean continental margin, which coincides with the Malta-Hyblean Scarpment. The offshore epicentre of the December 13, 1990 earthquake is also shown. (after TORELLI *et alii*, 1998).

strutturale che interessava questo settore prima che collassasse, originando l'avanfossa.

Nell'estremità sud-occidentale l'avanfossa si collega alla depressione del Canale di Sicilia, dove ARGNANI *et alii* (1987) segnalano la presenza di un sistema di avanfosse di età neogenico-quadernaria con differenti direttrici tettoniche: il bacino occidentale, chiamato *Adventure Foredeep*, è occupato da sedimenti del Miocene medio-superiore in un depocentro orientato NE-SO; mentre verso est la depressione fa parte dell'Avanfossa di Gela s.s., ha orientazione circa E-O ed è riempita da depositi plio-quadernari. Per gli Autori l'*Adventure Foredeep* può essere messo in relazione con la distensione del Canale di Sardegna, avvenuta prima e durante le fasi precoci dell'apertura tirrenica e terminato con il Messiniano, mentre l'Avanfossa di Gela sarebbe connessa ad un successivo stadio di apertura del Tirreno orientale, iniziato con il Pliocene.

Il settore più "interno" dell'avanfossa è occupato dalla Falda di Gela, che rappresenta il cuneo frontale della Catena Appenninico-Maghrebide ed è formata da un insieme di coltri sud-vergenti a geometria pellicolare, con spessori che nella parte frontale non superano i 1000 metri, ma inserite a cuneo per vari chilometri entro le successioni plio-pleistoceniche dell'avanfossa. In genere il limite affiorante tra le unità della falda e le coperture plio-pleistoceniche non corrisponde all'effettivo fronte, in quanto questo si trova più avanzato e sepolto dai sedimenti pleistocenici e dalle coperture alluvionali, che ovviamente lo suturano. I contatti tra formazioni mioceniche e i sedimenti pleistocenici che si osservano per esempio in sinistra della Valle del F. Dittaino nella zona di Poggio Disa alla confluenza con il Vallone Sferro sono da considerarsi interni alla falda stessa.

La falda è composta da formazioni mio-pleioceniche poggianti su diversi orizzonti delle Ionidi e

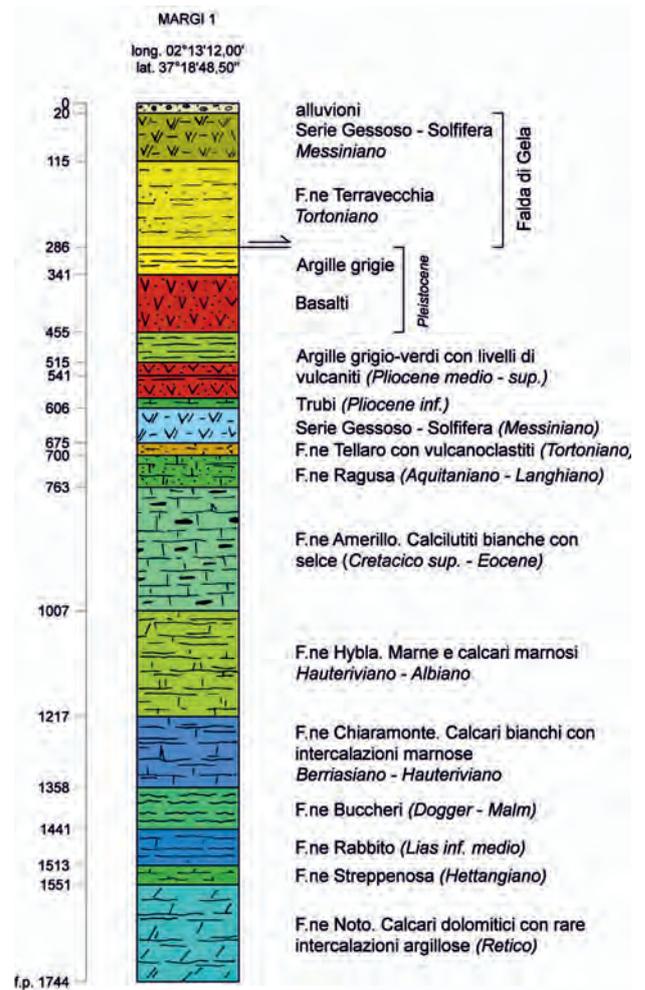


Fig. 79 - Il sondaggio Margi 1, ubicato nell'Avanfossa Gela-Catania, incontra argille del Pleistocene al di sotto della Falda di Gela, qui rappresentata da terreni del Tortoniano-Messiniano.

- The Margi 1 well, located in the Gela-Catania Foredeep, reached Pleistocene clays below the Gela Nappe, here represented by Tortoniano-Messinian terrains.

su unità alloctone di provenienza molto più interna (Unità Sicilidi). Solo nelle parti frontali si hanno coperture quaternarie coinvolte nel trasporto.

Tra i primi autori BENEIO (1958) aveva messo in evidenza il carattere di *mélange* di questa unità, applicandole il termine di olistostroma e ascrivendola ad una fase quaternaria; ma in realtà accurate analisi sul terreno e i dati di sottosuolo dimostrano che è possibile identificarvi un sistema di *thrust-fold belt*, in cui la sedimentazione è controllata dalla tettonica e il sistema è soggetto ad una progradazione spazio-temporale tipico del cuneo di accrezione al fronte della catena. È vero che sono presenti corpi caotici, prodotti da frane sottomarine, tipo argille brecciate (A.B. *Auctt.*), ma essi costituiscono dei prismi sedimentari marginali rispetto agli elementi strutturali principali, e non rappresentano la massa complessiva della Falda di Gela.

L'estensione della Falda di Gela nel Canale di Sicilia è stata analizzata da ARGNANI (1987) con l'ausilio di profili sismici e di sondaggi per l'esplorazione petrolifera. Egli considera la falda come il prodotto di un regime compressivo, riferibile al Pleistocene inferiore, interpretandola come un cuneo di accrezione. La falda si estende ad occupare anche la zona sommersa di fronte alla costa meridionale della Sicilia, come riportata nella fig. 10 di PATACCA & SCANDONE (2004).

Nella periferia di Catania la posizione del fronte sepolto si ricava da alcuni dati di pozzo: in particolare il sondaggio Catania 6, ubicato immediatamente ad ovest della città, incontra nei primi 370 m delle argille quaternarie con intercalazioni di vulcaniti, che si fanno più spesse dai -370 ai -700 m, attraversa delle formazioni mio-plioceniche tra i 760 e gli 835 m e raggiunge le sottostanti argille marine pleistoceniche, che a -1070 poggiano su 84 m di lave basaltiche. Ciò significa che sugli orizzonti quaternari dell'avanfossa poggiano tettonicamente un centinaio di metri di terreni appartenenti alla Falda di Gela. Più a sud però nel sondaggio Catania 10 la falda non è più presente e pertanto se ne può determinare con assoluta certezza la chiusura a cuneo verso SE, oltre che l'età estremamente recente del trasporto orogenico.

Nel segmento centrale dell'avanfossa dati di sondaggi indicano con precisione la posizione del fronte della Falda; per esempio il sondaggio Margi 1 (long. 02° 13' 12" E, lat. 37° 18' 48,50"), ubicato a nord di Mineo ai lati della SS 417 nei pressi della Mass. Margi, attraversa 286 m di evaporiti messiniane e argille con livelli arenacei neogeniche, che sono da ascrivere alla Falda di Gela poiché sotto si incontrano argille con intercalazioni sabbiose del Pleistocene. Per il resto e fino a -1744 m si entra nell'avanfossa e la successione attraversata è quella tipica dell'Avampaese Ibleo (fig. 79).

Poco più a SO il pozzo Mineo 1 (02° 11' 33" E, 37° 16' 51") (fig. 80), ubicato tra le SS 417 e 385 poco a nord di Mass. Niscima al disotto delle alluvioni del F. Caltagirone incontra la successione iblea, i cui livelli apicali sono costituiti dall'intervallo plio-quaternario senza intercalazione della Falda di Gela. Il sondaggio Mineo 2 (2° 09' 18,5" E, 37° 16' 45,5") (fig. 80), ubicato più a NO ai lati della SS 417 nei pressi del bivio per la Mass. Il Salto nei primi 295 metri, invece, attraversa argille e sabbie ascrivibili al Pleistocene, che giacciono su terreni neogenici a loro volta sovrapposti tettonicamente ad orizzonti pliocenici al tetto della successione dell'avanfossa anche qui di tipo ibleo. La correlazione tra i due sondaggi permette di definire, oltre che la geometria delle formazioni iblee anche l'esatta posizione della Falda di Gela in questo settore.

Il sondaggio Ramacca 1 attraversa circa 1000 m di coltri della catena e raggiunge il substrato ibleo, il cui tetto è costituito dai Trubi del Pliocene inferiore, discordanti sulla formazione Ragusa (fig. 81).

In questo tratto dell'avanfossa la sovrapposizione della Falda di Gela è chiaramente da riferire ad un evento post-Pliocene inferiore.

Il profilo di figura 82, compilato sulla base dei rilievi di superficie, di sondaggi e di linee sismiche, mostra anche la geometria dei corpi geologici ed i rapporti tettonici all'interno della falda stessa e permette una precisa ricostruzione dell'evoluzione geodinamica di questo settore esterno dell'orogene. Un dato sorprendente è quello che l'età dei contatti tettonici risulta via via più recente, procedendo dall'alto verso il basso. Il più antico contatto infatti è quello di ricoprimento delle Unità Sicilidi sul flysch numidico (post-Miocene inferiore). Ambedue le unità subiscono poi solidalmente il trasporto orogenico al disopra degli orizzonti medio-Miocene delle argille e arenarie glauconitiche di Catenanuova, per poi trovarsi tutti insieme sovrapposti ai livelli evaporitici del Messiniano. Questi ultimi costituiranno un orizzonte di scollamento, su cui tutto l'edificio così composto va ulteriormente in ricoprimento al di sopra dei Trubi del Pliocene inferiore, che pavimentano l'avanfossa.

Per quanto riguarda l'avanfossa i dati di sottosuolo pongono in evidenza un'ampia lacuna dei termini miocenici della successione iblea, che indicherebbe la presenza di un paleo alto strutturale, da collegarsi verso NE alla dorsale di S. Demetrio.

In tutta questa zona inoltre sia dai dati di sottosuolo (Sondaggio Ramacca 1, v. figura 81), che da quelli di superficie (Mofeta dei Palici, Palagonia) risulta molto elevata la presenza di CO₂.

Poco più a SO negli affioramenti dell'area di Ramacca (fig. 83) la falda è composta dalle argille marine glauconitiche dell'Oligocene-Serravalliano,

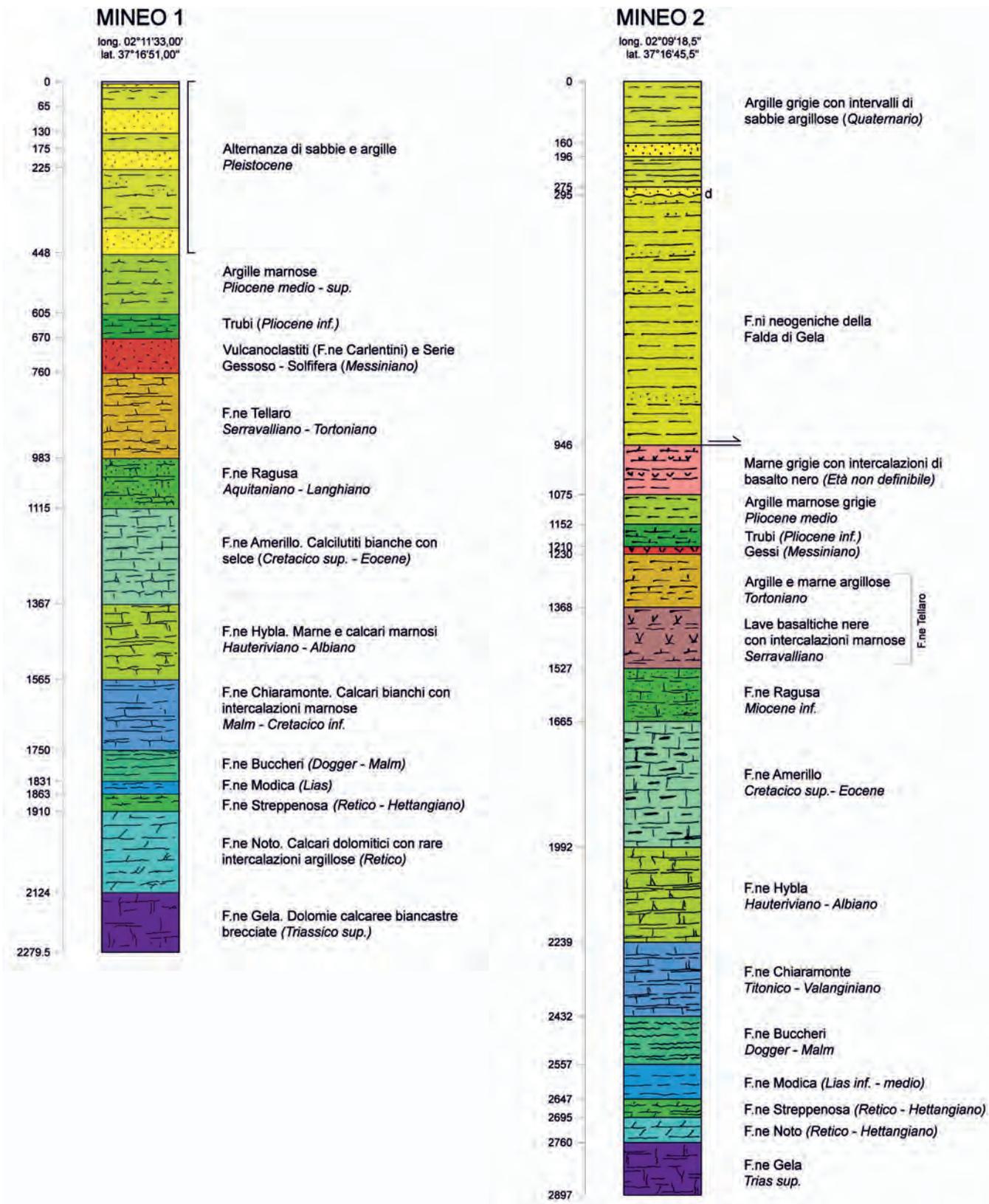


Fig. 80 – Colonne stratigrafiche dei sondaggi Mineo 1 e Mineo 2. Il primo, ubicato nel settore esterno dell’Avanfossa Gela-Catania, non attraversa la Falda di Gela, a differenza del sondaggio Mineo 2, che sotto circa 300 m di depositi pleistocenici ha incontrato terreni alloctoni fino a -946 m. Questi dati consentono di definire esattamente la posizione del fronte della falda e di datare al Pleistocene inferiore il sovrascorrimento del cuneo frontale. d – discordanza stratigrafica.

- Stratigraphic logs of the Mineo 1 and Mineo 2 wells. The first, located in the outermost sector of the Gela-Catania Foredeep, does not cross the Gela Nappe, unlike the Mineo 2 well, that below about 300 m of Pleistocene deposits penetrates up to -946 m allochthonous terrains. These data allow to define the exact location of the nappe front and to ascribe to Lower Pleistocene the frontal wedge overthrusting. d – stratigraphic unconformity.

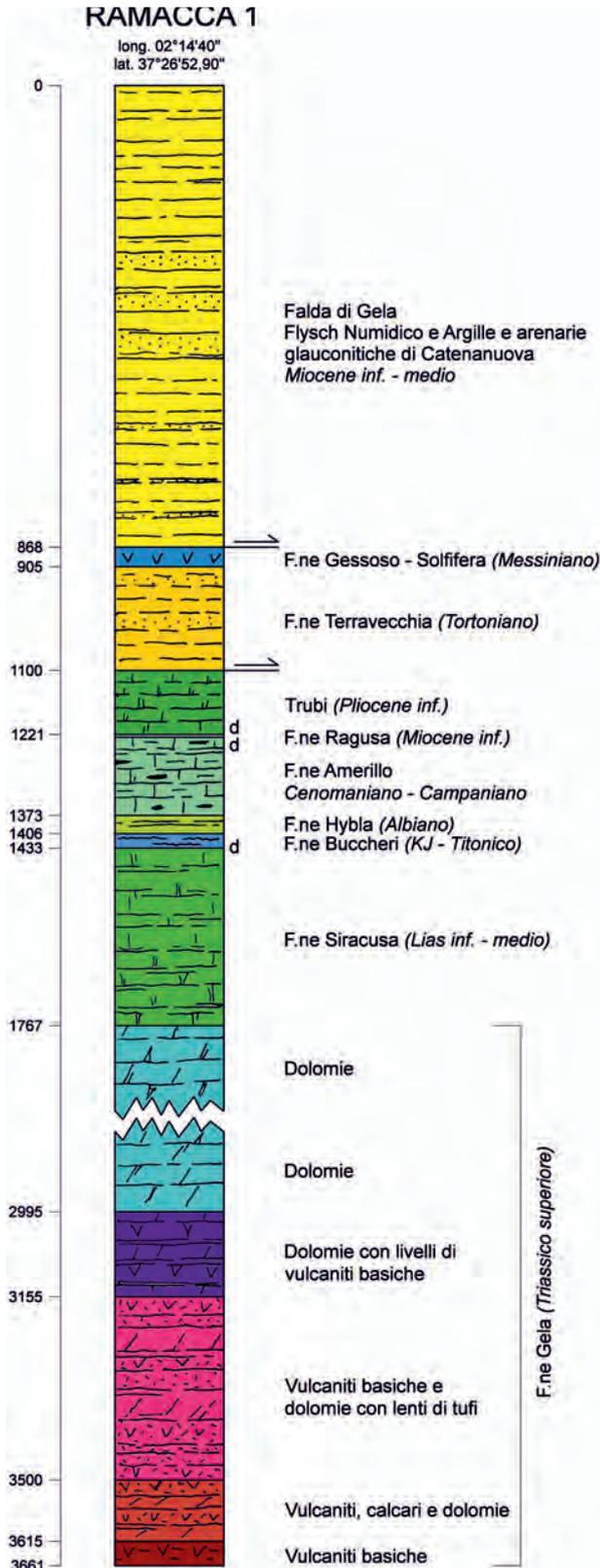


Fig. 81 - Colonna stratigrafica del sondaggio Ramacca 1, ubicato tra M. Gambanera e il F. Gornalunga e cioè nel settore esterno della Falda di Gela. Dopo aver attraversato circa 1000 m di terreni alloctoni, il sondaggio raggiunge i Trubi del Pliocene inferiore al tetto della successione di tipo ibleo. d - discordanza stratigrafica. - Stratigraphic log of the Ramacca 1 well, located between M. Gambanera and Gornalunga River, that is in the outermost sector of the Gela Nappe. Beneath the allochthonous terrains the Ramacca well reaches the Lower Pliocene Trubi Fm., that rests at the top of the Hyblean like sequence. d - stratigraphic unconformity.

originaria copertura della successione di M. Judica, ampiamente scollate, dalla f.ne Terravecchia del Tortoniano superiore, dalle evaporiti del Gruppo Gessoso-Solfifera del Messiniano, dai Trubi e dalle marne argillose del Pliocene. Queste ultime, ascritte al Pliocene superiore da GRASSO *et alii* (2004a), appartengono ancora alla Falda di Gela, poiché più recenti risultano i livelli apicali dell'avanfossa sottostanti all'alloctono (Qai di figura 83).

Secondo quanto emerge dal profilo il fronte sepolto della falda è "saturato" dai depositi con sigla Qa, ascritti al Siciliano, che quindi contribuiscono a datare sia il contatto di ricoprimento principale, sia modesti fenomeni di "fuori sequenza".

Procedendo longitudinalmente verso SO l'avanfossa si estende all'area di Gela-Piana di Vittoria. Qui i numerosi sondaggi permettono di ricostruire l'andamento dell'avanfossa e della Falda di Gela. Il sondaggio Acate 1 (01° 53' 48,5" E; 36° 59' 36") (fig. 84) risulta ubicato sul margine del *plateau*, cioè contiguo all'avanfossa, e attraversa una successione di tipo ibleo esterna al fronte della falda con 850 m di depositi argillosi del Plio-Pleistocene. Nel sondaggio Contrada Ulmo 1 (01° 58' 54" E, 37° 06' 41") (fig. 84) la successione plio-pleistocenica raggiunge i 1200 m, di cui un migliaio circa sono riferibili al Pleistocene. La Falda di Gela non è ancora presente; mentre il sondaggio Gela 1 raggiunge la successione plio-pleistocenica dell'avanfossa dopo aver attraversato 1020 m di formazioni alloctone. Una decina di chilometri a NE dell'abitato di Gela, in piena avanfossa, il sondaggio Ponte Olivo 1 (01° 53' 44,39" E, 37° 10' 12") dopo aver attraversato 2030 m di "falde neogeniche" raggiunge il tetto della successione iblea, costituito da una trentina di metri di Trubi, che giacciono sulla serie gessoso-solfifera (24 m) a sua volta soprastante la f.ne Tellaro.

Interessante appare il sondaggio Rabbito 1 profondo 4974 m, ubicato a SO dell'abitato di Gela, nel quale l'intervallo alloctono, potente oltre 2500 m e caratterizzato da terreni mio pliocenici tettonicamente ripetuti, poggia su marne del Pliocene medio (fig. 85). Al disotto la successione è di tipo ibleo con i Trubi del Pliocene inferiore e le evaporiti messiniane in sequenza sulla f.ne Tellaro a sua volta sovrapposta alla f.ne Ragusa. È evidente che qui la Falda di Gela ha subito il trasporto orogonico durante il Pliocene medio o anche successivamente, se si dovesse tener conto di eventuali fenomeni di *rabotage* di orizzonti pliocenici.

La Piana di Gela è localizzata sull'estremità sud-occidentale dell'avanfossa. Questa però prosegue nell'*offshore*, collegandosi al Canale di Sicilia prima descritto.

Nella figura 86, tratta da GRASSO *et alii* (1998), si osserva un profilo geologico orientato N-S, ri-

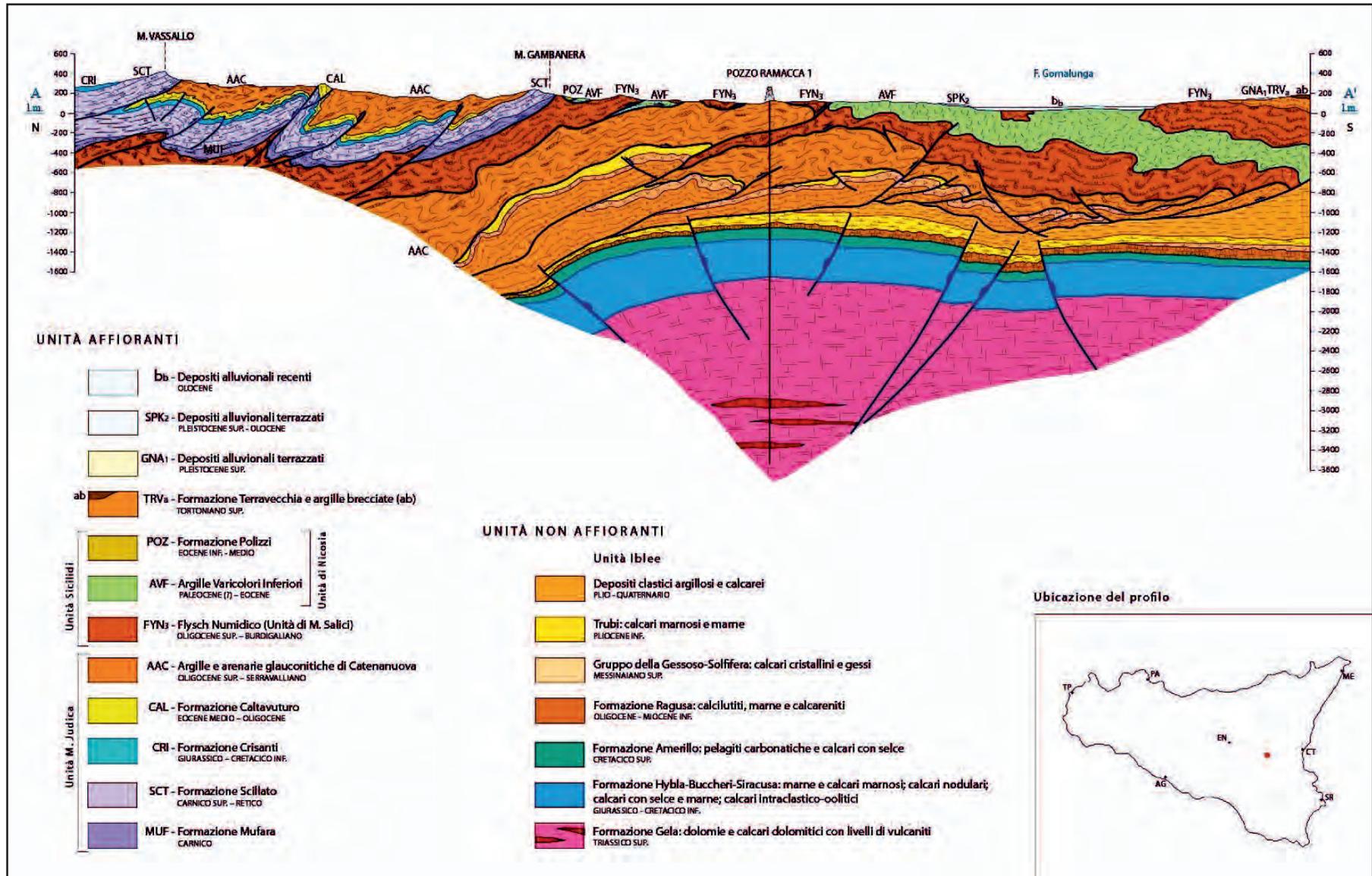


Fig. 82 - Il profilo, compilato sulla base di rilievi di campagna, di sondaggi e di linee sismiche, mostra le relazioni tra le unità che compongono la Falda di Gela e quelle tra essa e il substrato ibleo dell'Avanfossa Gela-Catania. L'età dei contatti tettonici tra le varie unità della falda risulta più recente procedendo verso il basso e ciò consente la ricostruzione della propagazione dei vari sistemi a *thrust*, in questo che rappresenta il cuneo frontale della Catena Appenninico-Maghrebide. Per ulteriori spiegazioni si rimanda al testo. (da SERV. GEOL. D'IT., 2010a).

- The profile, compiled on the base of geological field work, of boreholes, and seismic lines, shows the relationships between the units that compose the Gela Nappe and the ones between the nappe and the Hyblean substratum of the Gela-Catania Foredeep. The age of the tectonic contacts among the different units of the nappe appears more young, from the top to the downwards and this permits the restoration of the thrust propagation in that which represents the frontal wedge of the Apenninic-Maghrebic Chain. See the text for further explanations. (after SERV. GEOL. D'IT., 2010a).

costruito mediante i sondaggi eseguiti a mare. In esso è evidente che la Falda di Gela ha pienamente coinvolto i livelli messiniani e poggia sull'intervallo pliocenico dell'avanfossa. Nel loro complesso tuttavia i dati disponibili e le considerazioni sopra esposte suggerirebbero di disegnare la base della falda con un andamento sub-orizzontale, e non come un contatto ad alto angolo.

Chiare immagini della geometria della falda vengono offerte dall'interpretazione di parte della linea CROP M24, nella quale il riflettore della base pliocenica è pienamente coinvolto, e quello relativo al Pleistocene inferiore forma delle anticlinali di rampa. L'analisi della linea sismica consente così di ricostruire i tempi della deformazione (fig. 87).

Più a SE, nella linea sismica dell'*offshore* di Licata la Falda di Gela si presenta come un sistema a *thrust*, dimostrando così che essa rappresenta un *wedge* tettonico fondamentalmente sequenziale. Infatti risultano coinvolti con una deformazione progressiva i termini dal Pliocene inferiore al Quaternario (fig. 88). Interessante risulta la correlazione con il sondaggio Patty Est 1 (fig. 89).

I numerosi studi che hanno avuto come oggetto la ricostruzione dei caratteri strutturali della Falda di Gela, hanno messo in evidenza che non si tratta di un semplice olistostroma (BENEJO, 1958), ma di un sistema a *thrust*, in cui sono riconoscibili i vari elementi di sovrapposizione tettonica e le relative geometrie tipo *ramp-flat* (v. anche BUTLER *et alii*, 1992) e dove le masse caotiche costituiscono dei corpi relativamente limitati, originati da meccanismi sedimentari di colamento in massa, indotti dall'evoluzione della progradazione del sistema verso le aree esterne di avampaese. Come si osserva nelle linee sismiche al sistema a *thrust* si associano strutture distensive di "adeguamento", che consistono in sistemi di faglie dirette immergenti verso l'avampaese (fig. 90). Si riconoscono altresì i depositi di *thrust top basins*, cioè di bacini satelliti, che si sono impostati sopra il *thrust-belt* e che contribuiscono a post-datate le fasi tettoniche, insieme con i livelli sottostanti, che costituiscono il tetto del substrato autoctono.

In tale modo è possibile datare le fasi di avanzamento delle unità della Falda di Gela e in particolare accertare, tramite l'analisi delle linee sismiche disponibili, che l'evoluzione è ancora in atto. Al largo della costa meridionale in corrispondenza di Porto Empedocle l'interpretazione di linee sismiche "ministeriali" indica la presenza di un sistema a *thrust* all'interno della Falda di Gela, sistema che sembra tuttora attivo e al quale si potrebbe legare la presenza di terrazzi tra le quote 50 e 70 m s.l.m., la cui origine va connessa ad un processo tettono-eustatico.

Per quanto riguarda l'influenza della tettonica o dell'eustatismo nella sedimentazione si registrano

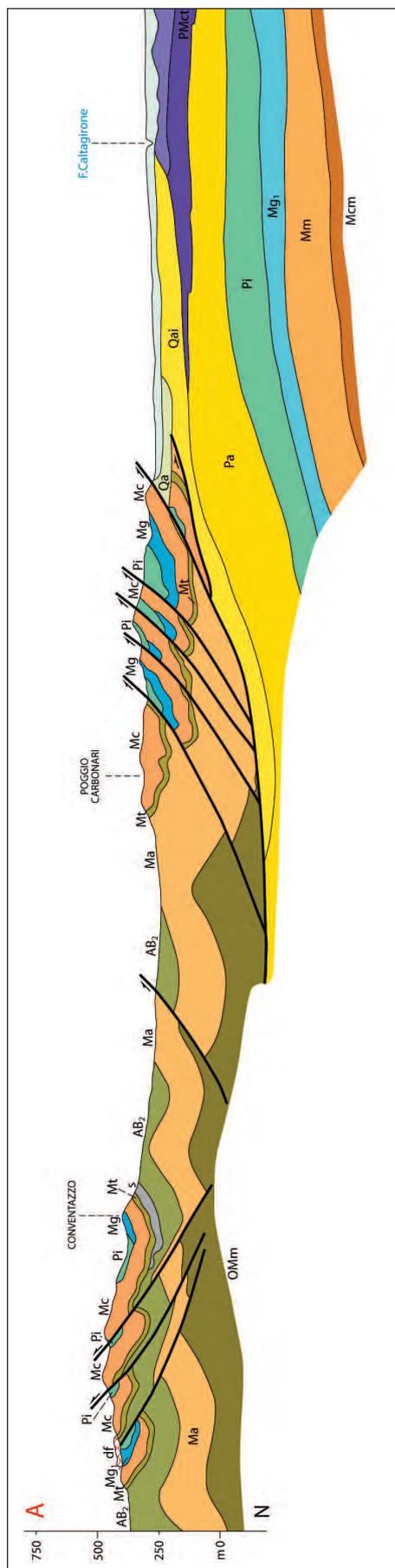


Fig. 83 - Profilo della Falda di Gela orientato circa N-S da Conventazzo (a SO di Ramacca) fino alla Fiumara di Callaghirone (da GRASSO *et alii*, 2004a). Sequenza Iblea: Mcm - f.ne Ragusa; Mm - f.ne Tellaro; Mg1 - conglomerati fluviali e sabbie a Congerie; Pi - Trubi; Pa - argille marnose con vulcaniti della f.ne M. Calicella (PM); Qa - argille azzurre del Santerniano. Falda di Gela: Omm - argille e arenarie glauconitiche; Ma - f.ne Terravecchia; AB2 - argille brecciate con lenti sabbiose (s); Mt - Tripoli; Mc - Calcere di base; Mg - gessi; Mg1 - gessi; Mg1 - complesso evaporitico superiore; Pi - Trubi; Qa - argille grigio-azzurre del Siciliano; df - frane.

- N-S oriented geological profile of the Gela Nappe from Conventazzo (SW of Ramacca) to the Callaghirone River (after GRASSO *et alii*, 2004a). Iblean sequence: Mcm - Ragusa Fm.; Mm - Tellaro Fm.; Mg1 - fluvial conglomerates and "Congerie" sands; Pi - Trubi; Pa - marly clays with volcanic of M. Calicella Fm. (PM); Qa - Santernian blue clays; Gela Nappe: Omm - clays and glauconitic sandstones; Ma - Terravecchia Fm.; AB2 - brecciated clays with sandy lenses (s); Mt - Tripoli; Mc - Calcere di base; Mg - gypsum; Mg1 - upper evaporitic complex; Pi - Trubi; Qa - Sicilian greyish-blue clays; df - frane.

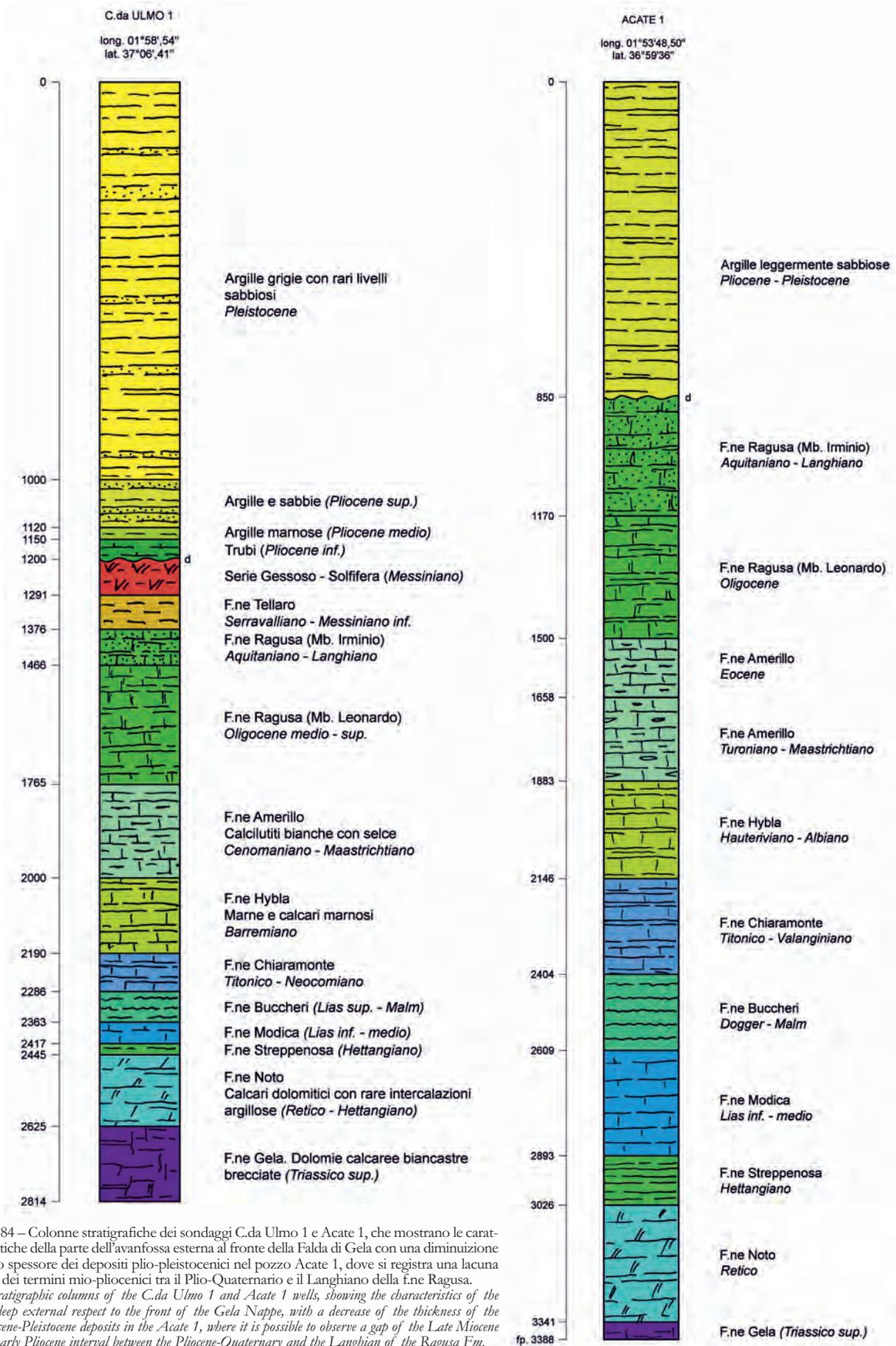


Fig. 84 – Colonne stratigrafiche dei sondaggi C.da Ulmo 1 e Acate 1, che mostrano le caratteristiche della parte dell'avanfossa esterna al fronte della Falda di Gela con una diminuzione dello spessore dei depositi plio-pleistocenici nel pozzo Acate 1, dove si registra una lacuna dei termini mio-pliocenici tra il Plio-Quaternario e il Langhiano della f.ne Ragusa.

- Stratigraphic columns of the C.da Ulmo 1 and Acate 1 wells, showing the characteristics of the foredeep external respect to the front of the Gela Nappe, with a decrease of the thickness of the Pliocene-Pleistocene deposits in the Acate 1, where it is possible to observe a gap of the Late Miocene Early Pliocene interval between the Pliocene-Quaternary and the Langhian of the Ragusa Fm.

SONDAGGIO RABBITO

long. 01° 43' 10"

lat. 37° 06' 04"

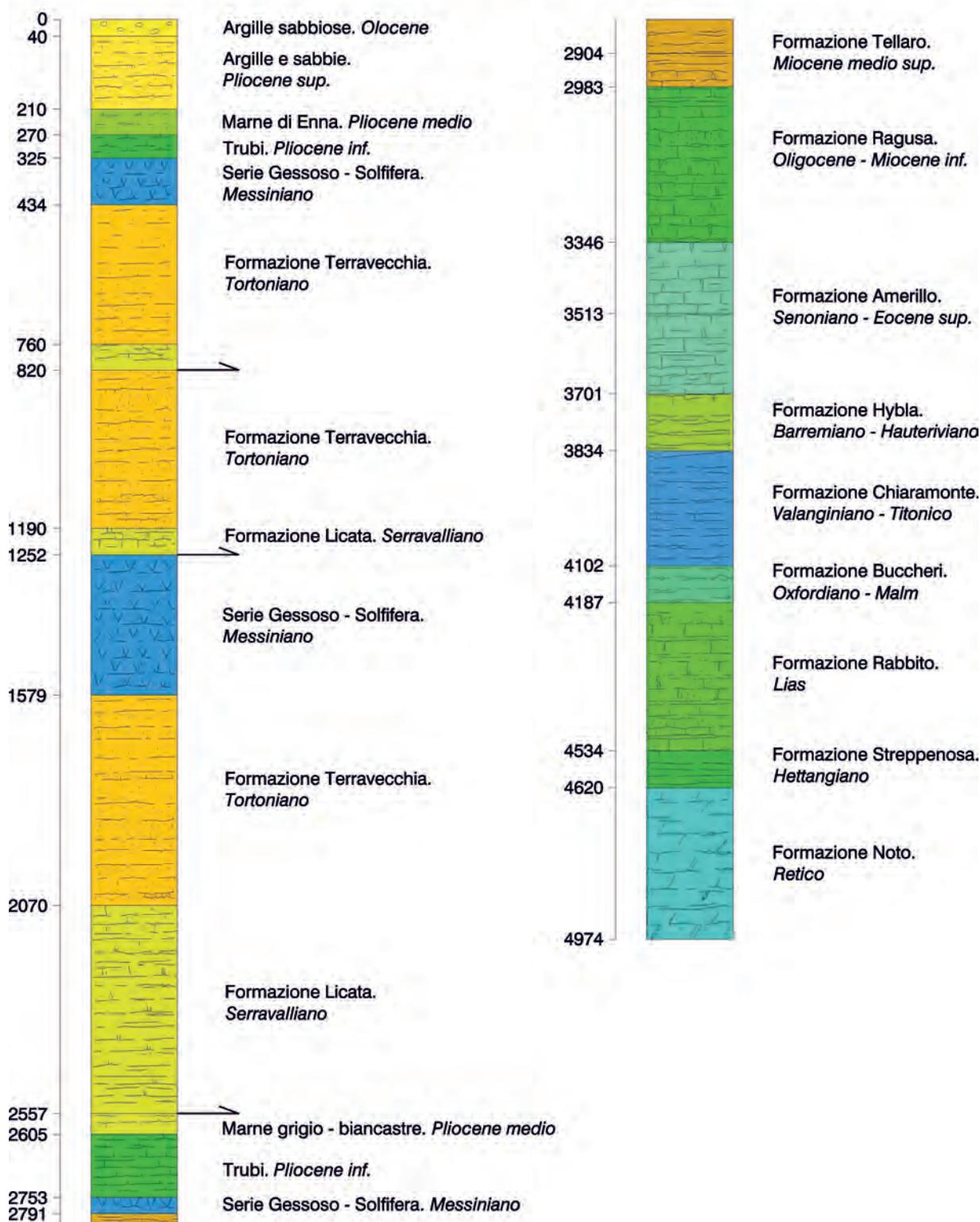


Fig. 85 - Colonna stratigrafica del sondaggio Rabbito 1, ubicato nell'entroterra della Piana di Gela in corrispondenza dell'estremità meridionale della Falda di Gela. Esso attraversa, al disopra di orizzonti mediopliocenici al tetto della successione iblea oltre 2550 m di terreni in falda, costituiti da formazioni mio-plioceniche appartenenti al fronte della Catena Appenninico-Maghrebide.

- Stratigraphic column of the Rabbito 1 well, located onshore in the Gela Plain on the southern extremity of the Gela Nappe. This borehole drilled more than 2550 mt of Miocene-Pliocene tectonic units, belonging to the frontal wedge of the Apenninic-Maghrebide Chain, tectonically lying onto the Middle Pliocene top level of the Hyblean sequence of the foredeep.

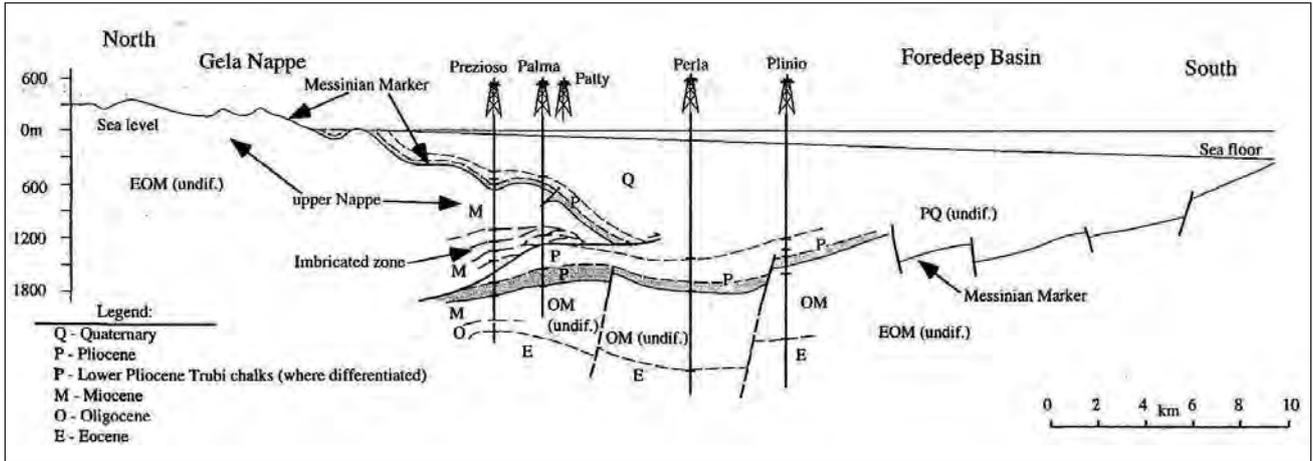


Fig. 86 – Sezione della parte frontale della Falda di Gela, compilata dai dati *off-shore* della sismica e dei pozzi, e sua connessione a terra con l'orizzonte del Messiniano (da GRASSO *et alii*, 1998).

- Cross section of the frontal part of the Gela Nappe, and its connection to the on-shore Messinian horizon. Compiled from *off-shore* seismic and well data (after GRASSO *et alii*, 1998).

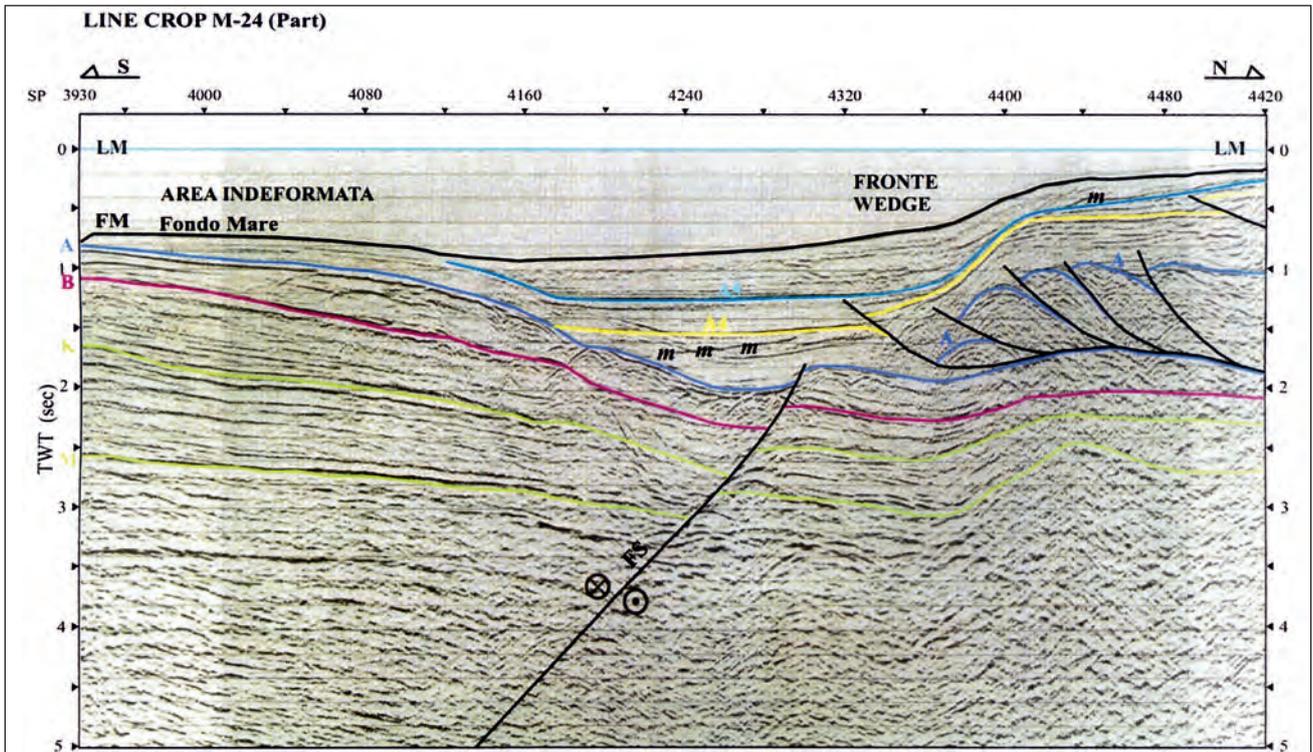


Fig. 87 – Parte della Linea CROP M24 interpretata lungo il settore ubicato nell'*off-shore* in corrispondenza della costa agrigentina. In verde (M e K) orizzonti del Mesozoico; in viola (B) Miocene; in azzurro (A) Pliocene inferiore; in giallo (A4) Pleistocene inferiore; in celeste (A5) Pleistocene medio. FS: faglia inattiva da 3 Ma (cortesia Prof. I.R. Finetti).

- Part of the interpreted M24 CROP line along the *off-shore* located in front of the Agrigento coast. In green (M and K) horizons of the Mesozoic; in blue (A) Lower Pliocene; in yellow (A4) Lower Pleistocene; in sky-blue (A5) Middle Pleistocene. FS: fault inactive since 3 Ma (courtesy Prof. I.R. Finetti).

delle opinioni differenti. CATALANO *et alii* (1997) sottolineano il sincronismo dei limiti in tutte le sezioni analizzate, dai depositi di mare aperto delle aree di avampaese a quelli dei bacini satelliti posti al *top* della Falda di Gela. Ciò significherebbe che la tettonica sinsedimentaria avrebbe localmente influenzato forma, spessore e volume dei riempimenti dei bacini, ma non controllerebbe il *timing*

dei limiti nelle successioni stratigrafiche.

Diversamente, BUTLER & GRASSO (1993) e LICKORISH *et alii* (1999) minimizzano l'influenza del controllo eustatico e sottolineano l'importanza della tettonica nell'evoluzione sedimentaria dei bacini satelliti in Sicilia centro-meridionale, documentando meccanismi di "crescita" delle pieghe (*thrust-folds*) con discordanze progressive, che

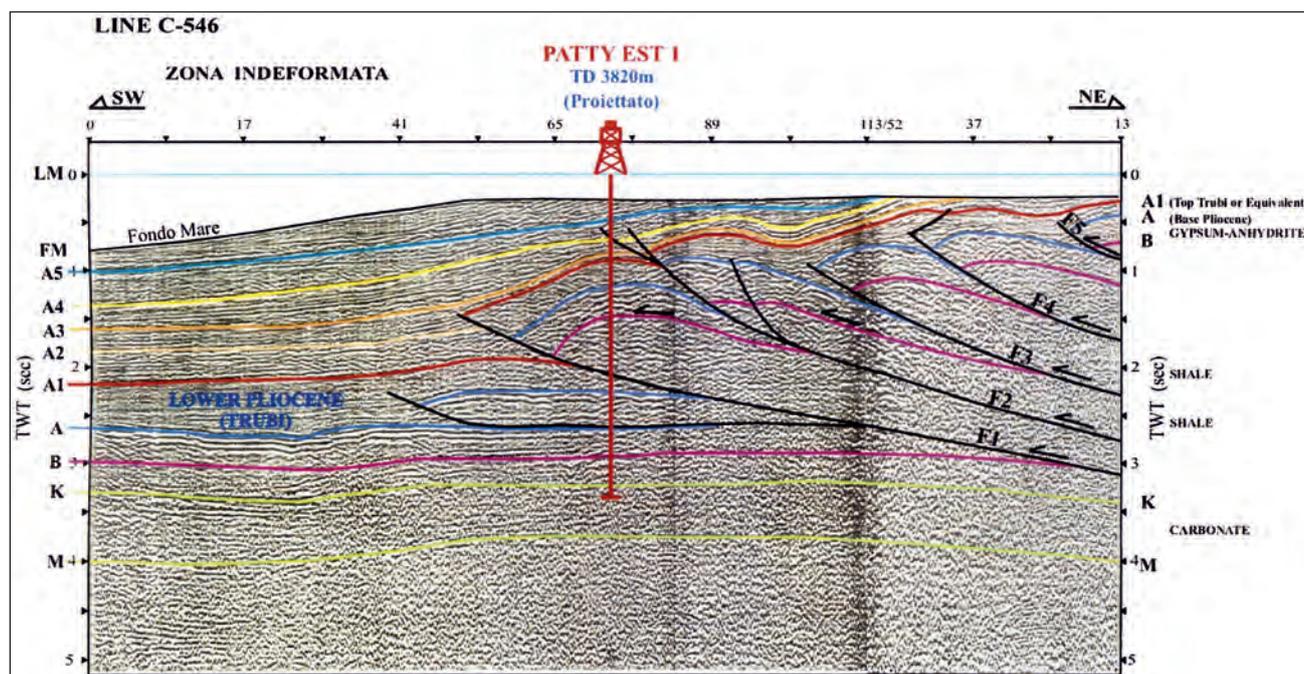


Fig. 88 – Linea sismica interpretata ubicata nell'*offshore* di Licata e sondaggio Patty Est 1 (proiettato). Gli orizzonti riconosciuti sono: M e K - carbonati mesozoici; B - Miocene; A - base Pliocene; A1 - *top* Trubi (Pliocene inferiore); A2 - Pliocene medio-superiore; A3 - Pliocene superiore- Pleistocene inferiore; A4 - Pleistocene medio; A5 - Pleistocene superiore. F1-F5 - *thrust-faults* in sequenza. (cortesia Prof. I.R. Finetti).

- Interpreted seismic line located in the *offshore* in front of Licata village and Patty Est 1 well (projected). The recognized horizons are: M and K - Mesozoic carbonates; B - Miocene; A - base of Pliocene; A1 *top* of Trubi (Lower Pliocene); A2 - Middle Upper Pliocene; A3 - Upper Pliocene-Lower Pleistocene; A4 - Middle Pleistocene; A5 - Upper Pleistocene. F1-F5 *thrust-faults* in sequence (cortesia Prof. I.R. Finetti).

hanno condizionato la geometria dei depositi all'interno dei bacini. Ciò significa in sostanza che le variazioni eustatiche influenzerebbero soltanto sequenze minori o parasequenze all'interno di successioni controllate tettonicamente.

PATACCA & SCANDONE (2004) offrono un sostanziale contributo per la comprensione delle relazioni tra tettonica e sedimentazione in un sistema a *thrust* nell'Appennino meridionale e Sicilia, analizzando anche la Falda di Gela. Gli autori tendono a sottolineare l'importanza della periodicità nell'attività tettonica come uno dei fattori di controllo nei processi ciclici e distinguono tre sequenze deposizionali tettonicamente controllate, separate da discordanze angolari o discontinuità a carattere regionale (v. oltre Cap. 4. - Coperture neogenico-quadernarie, Sottop. 4.4.7.).

1.4. - L'AVAMPAESE SACCENSE

Dai profili sismici, supportati da dati di sondaggi, si evince un'indubbia continuità del dominio ibleo fino all'area di Sciacca (CATALANO, 1987; ANTONELLI *et alii*, 1988; CATALANO *et alii*, 2000b). L'interpretazione del profilo CROP M23A conferma il collegamento tra le due aree (FINETTI & DEL BEN, 2005b).

Ad eccezione di alcuni *thrust* limitati alle coperture parzialmente scollate del Tortoniano-Messiniano, la deformazione sembra maggiormente legata

alla tettonica trascorrente espressa dai sistemi NNE-SSO identificati nell'*offshore* di Sciacca (ARGNANI *et alii*, 1987; ANTONELLI *et alii*, 1988; LENTINI *et alii*, 1990b). Un'importante struttura a *flower* viene riconosciuta da FINETTI & DEL BEN (2005b) ed interpretata come l'effetto di una traspressiva sinistra (v. fig. 13).

Nella zona di Sciacca la successione stratigrafica è ben esposta a M. San Calogero (fig. 91), noto anche come M. Kronio, che dai suoi 386 m domina la città. Sul ripido versante rivolto a sud si osserva una transizione dai carbonati di piattaforma ai calcari pelagici. La successione consiste di calcari stromatolitici biancastri con *Megalodon* sp. e doloclastiti bianco-giallastre del Triassico superiore, passanti verso l'alto a calcari bianchi massivi a crinoidi dell'Hettangiano-Sinemuriano, e ad un livello di "Ammonitico Rosso" del Lias-Malm con basalti, a calcari a *Calpionella* del Giurassico-Cretaceo inferiore, seguiti da calcareniti a nummuliti rimaneggiate (Eocene-Oligocene), da calcari a *Lepidocyclina* dell'Oligocene superiore, e infine da marne del Serravalliano-Tortoniano, da argille, sabbie, arenarie ed evaporiti del Tortoniano-Messiniano e dai Trubi del Pliocene inferiore.

Le osservazioni sul terreno hanno messo in evidenza la presenza di un reticolo di faglie orientate NE-SO e NO-SE, che interessano sia il rilievo carbonatico, che i suoi contorni. Solamente sul versante

PATTY EST 1

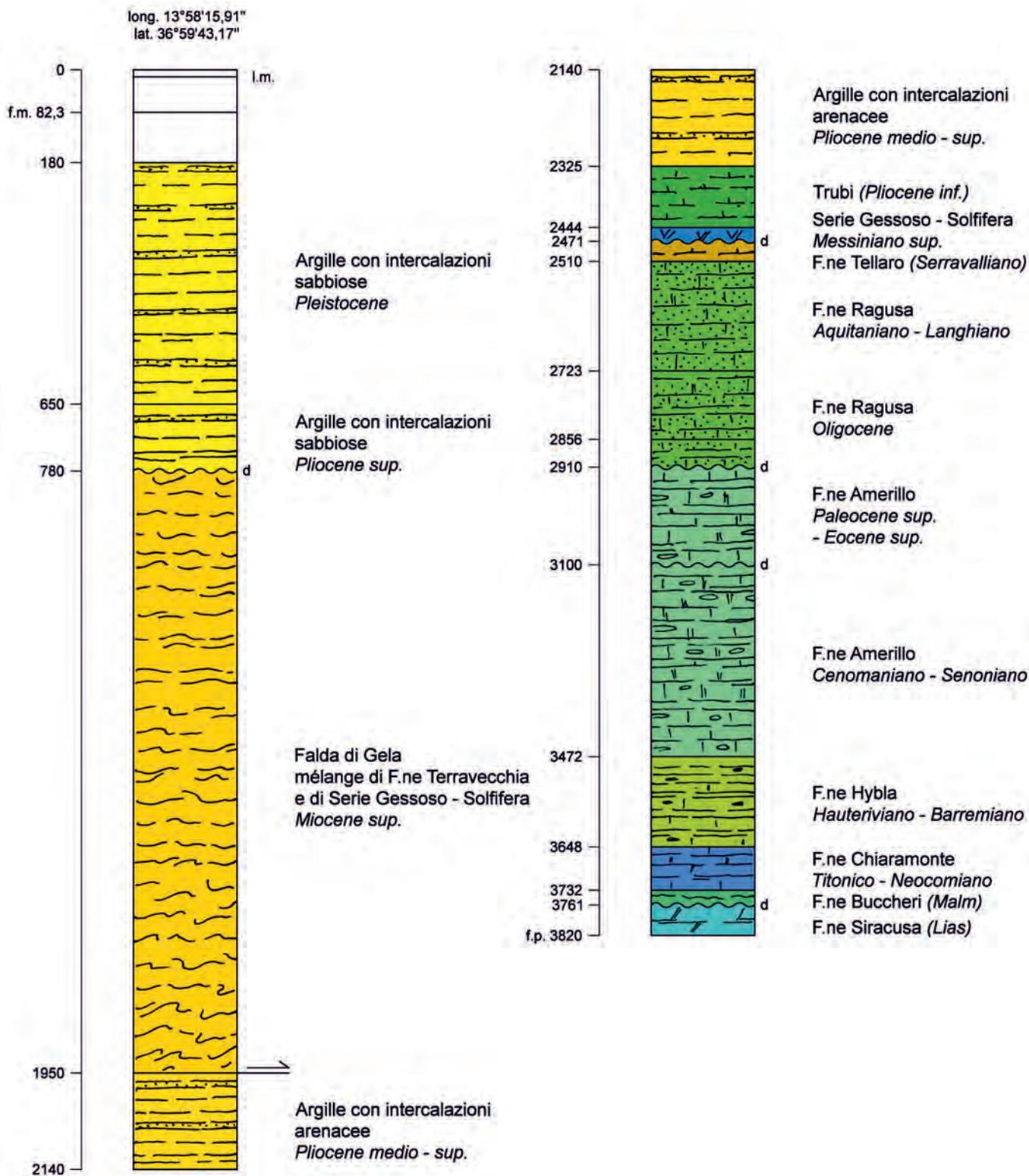


Fig. 89 - Colonna stratigrafica del sondaggio Patty Est 1. La copertura plio-pleistocenica poggia in discordanza sulla Falda di Gela, che a sua volta ricopre tettonicamente livelli del Pliocene superiore al tetto di una successione di tipo ibileo.

- Stratigraphic log of the Patty Est 1 well. The Pliocene-Pleistocene cover unconformably rests above the Gela Nappe, that in turn overthrusts the Late Pliocene at the top of a typical succession of the Hyblean Foreland.

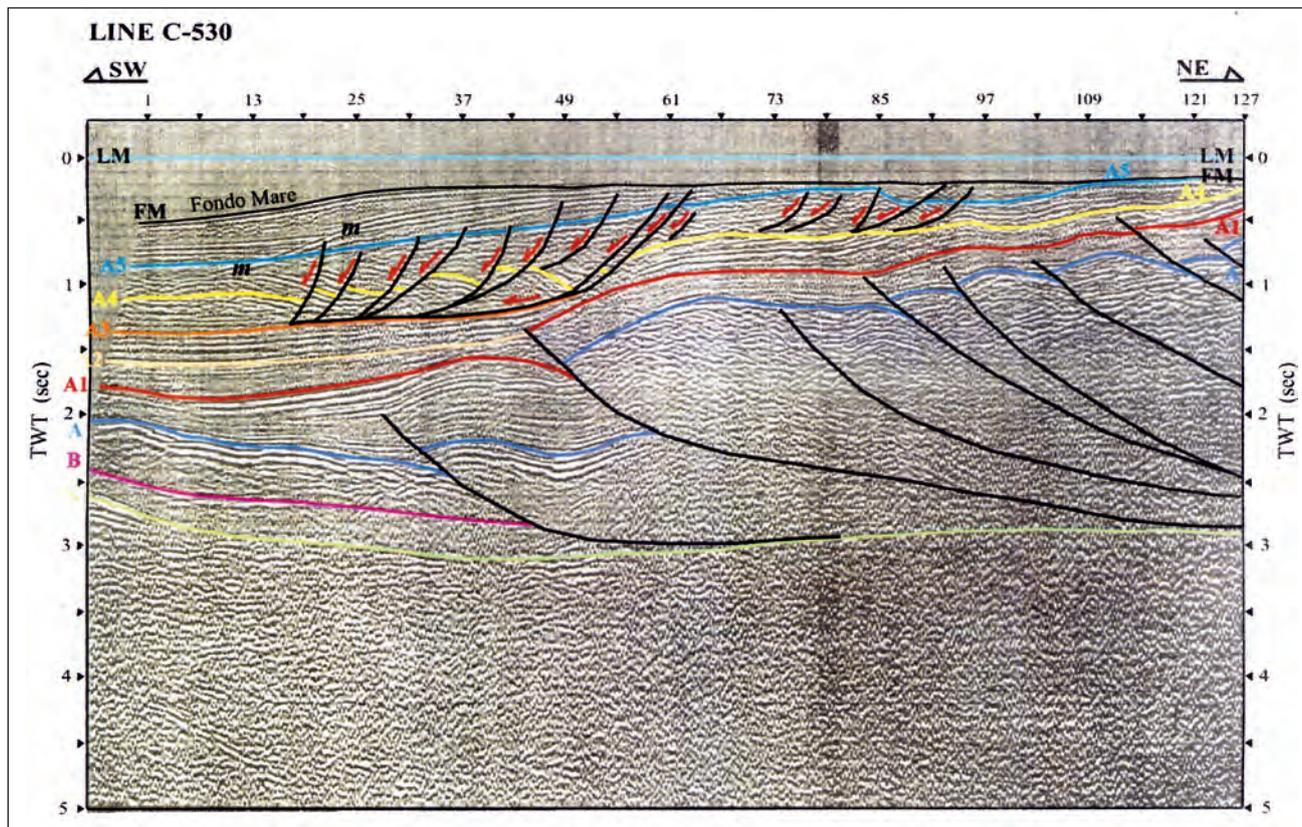


Fig. 90 – Sezione sismica interpretata localizzata al largo di Eraclea Minoa (tra Sciacca ed Agrigento). Esempio di tettonica gravitativa indotta dal sistema a *thrust* della Falda di Gela, espresso da faglie dirette a basso angolo tra gli orizzonti A3 e A5 (Quaternario). Per gli altri orizzonti sismostratigrafici vedi figura 88. (cortesia Prof. I.R. Finetti).

- Interpreted seismic section located in the offshore of Eraclea Minoa (between Sciacca and Agrigento). Example of gravity tectonics induced by the thrust system of the Gela Nappe, expressed by low-angle normal faults between the horizons A3 and A5 (Quaternary). For the other seismostratigraphic horizons see figure 88. (courtesy Prof. I.R. Finetti).

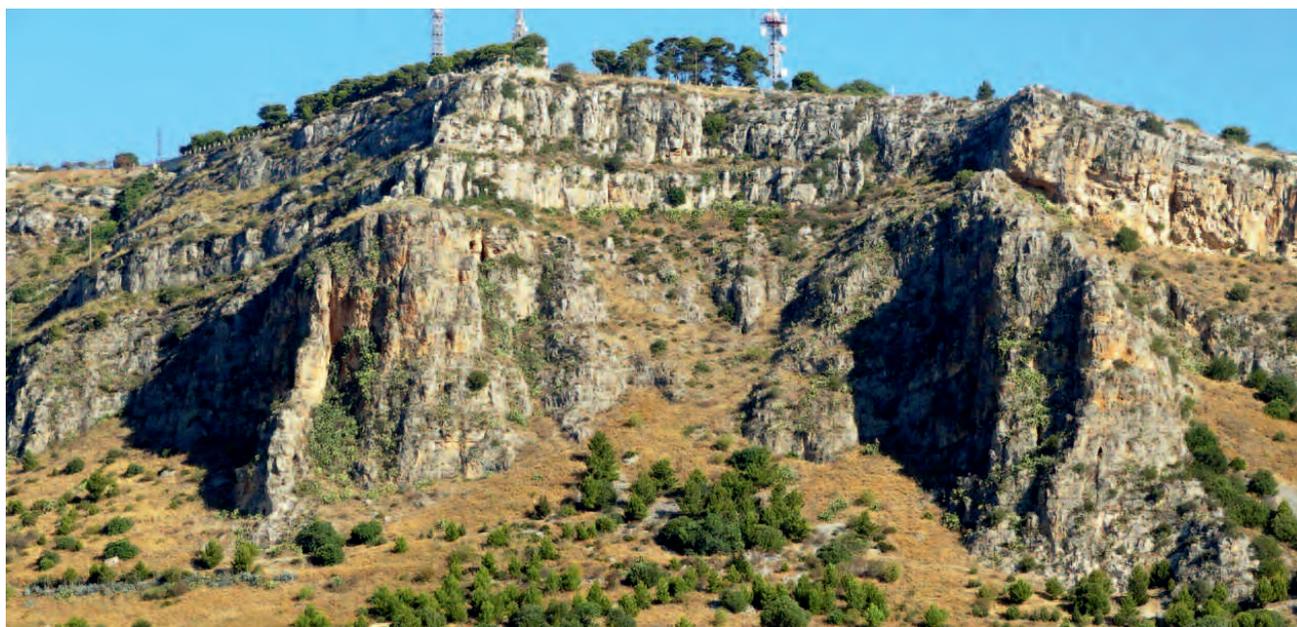


Fig. 91 - Il M. San Calogero di Sciacca è costituito da calcari stromatolitici con *Megalodon* sp. e doloclastiti del Triassico superiore, passanti verso l'alto a calcari massivi biancastri a crinoidi dell'Hettangiano-Sinemuriano e ad un Rosso Ammonitico ascrivibili all'intervallo Lias superiore-Malm. Versante meridionale di M. San Calogero ad ovest dell'abitato di Sciacca.

- M. San Calogero (Sciacca) is composed of Late Triassic stromatolitic limestones with *Megalodon* sp., and dolostones, grading up to whitish massive crinoidal limestones Hettangian-Sinemurian in age, and to Rosso Ammonitico, ascribed to the Upper Liassic-Malm interval. Loc.: Southern slope of M. San Calogero west of Sciacca village.

sud si potrebbe ipotizzare l'esistenza di una faglia inversa; tuttavia il quadro strutturale differisce notevolmente da quello che caratterizza i rilievi localizzati più a nord, come per esempio la dorsale di M. Maggiasco-Pizzo Telegrafo (v. oltre). Ciò si ritiene dovuto all'appartenenza di Monte S. Calogero ad un sistema trascorrente sinistro orientato NE-SO o N-S (Sciaccia *Fault* di FINETTI & DEL BEN, 2005b), messo in evidenza dalla sismica profonda (v. fig. 13).

Per questi motivi l'affioramento di Sciaccia viene considerato il limitato affioramento di un blocco di avampaese e non un elemento appartenente al Sistema a *Thrust* Esterno (PSTB).

Inoltre, considerato il coinvolgimento dei Trubi nella strutturazione dell'area di Sciaccia, si deduce che l'attività tettonica può essere ritenuta posteriore al Pliocene inferiore.

1.5. - IL BACINO IONICO E LA SCARPATA IBLEO-MALTESE

I due blocchi Afro-Adriatici (v. tab. 1) appartenenti al dominio di avampaese sono separati dal Bacino Ionico. Esso è delimitato ad ovest dalla Scarpata Ibleo-Maltese e a NE dalla congiungente Cilento-Crotone, che con orientazione NO-SE costituisce il bordo della crosta continentale apula.

Fino agli anni '70 dello scorso secolo varie ipotesi erano state formulate sulle caratteristiche crostali del bacino e cioè se esso fosse caratterizzato da crosta continentale od oceanica. Una decina di anni dopo, ma soprattutto alla fine degli anni '90, i dati del progetto CROP-Mare indicarono con assoluta certezza che il Mar Ionio è localizzato su una crosta oceanica. La sismostratigrafia mostra che al disopra del basamento oceanico poggia una sottile successione sedimentaria condensata estesa dal Triassico all'Oligocene, passante verso l'alto a sedimenti quarzosi e/o silicoclastici del Miocene medio-inferiore, a loro volta ricoperti da un notevole spessore di evaporiti messiniane, cui segue un modesto intervallo di pelagiti clastiche del Plio-Quaternario (fig. 92). Questi dati indicano inoltre che l'apertura del bacino ha avuto inizio nel Permo-Triassico. La copertura sedimentaria che drappeggia i fondali dell'attuale Mar Ionio è in realtà ciò che rimane di un più ampio bacino, il Paleoionio, la cui crosta oceanica è in gran parte subdotta sotto la crosta continentale panormide (FINETTI *et alii*, 2005a,b; LENTINI *et alii*, 2006). Gran parte delle coperture bacinali, che sono state denominate Ionidi, si sono scollate e deformate nella fase orogenica Tirrenica (v. Titolo V - Tettonica) e sovrascorse sui margini del dominio di avampaese; esse formano cunei di accrezione sia in Sicilia che nell'Appennino meridionale e lungo la fascia ionica dell'Arco Calabro. Gli studi geolo-

gici indicano che parte di queste coperture tappezzavano bracci dell'originario paleo-bacino, contribuendo a definire la paleogeografia anche dei settori subdotti. I dati CROP, nonché la distribuzione degli ipocentri dei terremoti in corrispondenza dell'Arco Calabro, mostrano una chiara immagine dello *slab* ionico, immergente verso NO al disotto dell'orogene e dello stesso Bacino Tirrenico (v. fig. 5). Una vastissima letteratura esprime ormai l'ipotesi di una subduzione attiva, confermata dall'attività vulcanica presente nel Tirreno (v. Titolo IV, Cap. 2., e Titolo V - Tettonica).

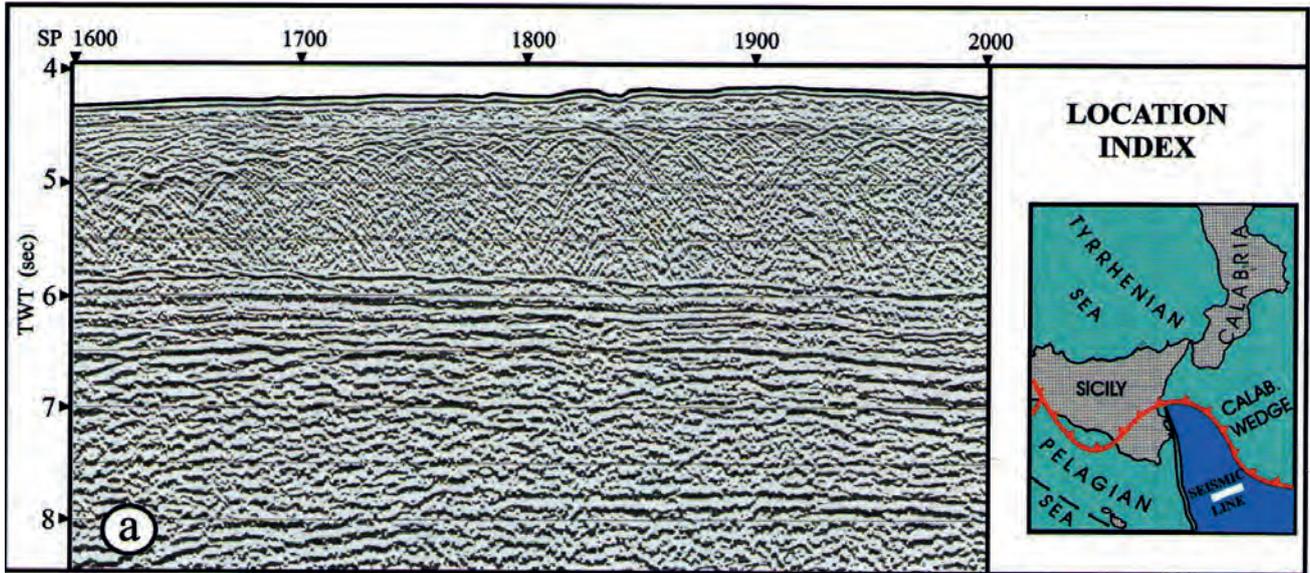
Il settore nord-occidentale del Bacino Ionico, prospiciente cioè l'Arco Calabro è interessato dallo sviluppo di un cuneo di accrezione, formato in gran parte dallo scollamento delle stesse coperture bacinali del basamento ionico (fig. 93).

Dati preliminari sulle caratteristiche strutturali del settore occidentale del Bacino Ionico, prospiciente cioè la costa orientale siciliana, si possono ricavare da FINETTI (1982), che ricostruisce l'andamento della Scarpata Ibleo-Maltese.

Tale scarpata appare presto un elemento strutturale regionale, che diviene oggetto di studio da parte di vari autori, tra cui SCANDONE *et alii* (1981), CARBONE *et alii* (1982c); CASERO *et alii* (1984).

SARTORI *et alii* (1991) riportano i dati ottenuti da dragaggi effettuati nel *seamount* di M. Alfeo (campagna oceanografica J/89), sulla terminazione meridionale del *Rise* di Messina, a circa 35 Mn (miglio nautico) ad est di Noto (fig. 94), e la revisione dei profili ministeriali di sismica a riflessione, permettono di ipotizzare che la parte meridionale del *rise* suddetto, esteso sino a profondità superiori a -3000 m, rappresenti un segmento di avampaese collassato dopo il Pliocene medio con distensione ancora attiva nel Pleistocene.

Infatti l'età dei più antichi sedimenti neogenici dragati al M. Alfeo, a -2712 e a -2840 m (v. carote n.10 e 11, in SARTORI *et alii*, 1991) lungo lo stesso elemento morfostrutturale, è Pliocene medio. Le due carote presentano caratteristiche sedimentologico-stratigrafiche e sismostratigrafiche analoghe: il sedimento è caratterizzato da fanghi calcarei a foraminiferi (zona a *Globorotalia aemiliana*), entro i quali sono diffuse faune risedimentate del Pliocene inferiore (zona a *Globorotalia margaritae* e a *G. punctulata*). Questi sedimenti poggiano in discordanza su un substrato indurito, corrispondente ad una superficie di erosione subaerea successiva al Messiniano inferiore (CASERO *et alii*, 1984; EVANGELISTI, 1991). Il substrato è costituito da fanghi carbonatici a foraminiferi del Messiniano inferiore (zona a *Globorotalia conomiozea*, subzona a *G. mediterranea*) e/o da una potente successione detritica tortoniano-messiniana, e sono ricoperti da fanghi argillosi con significativa frazione terrigena e vulcano-



INTERPRETED CRUSTAL SEISMIC STRATIGRAPHY OF THE IONIAN SEA

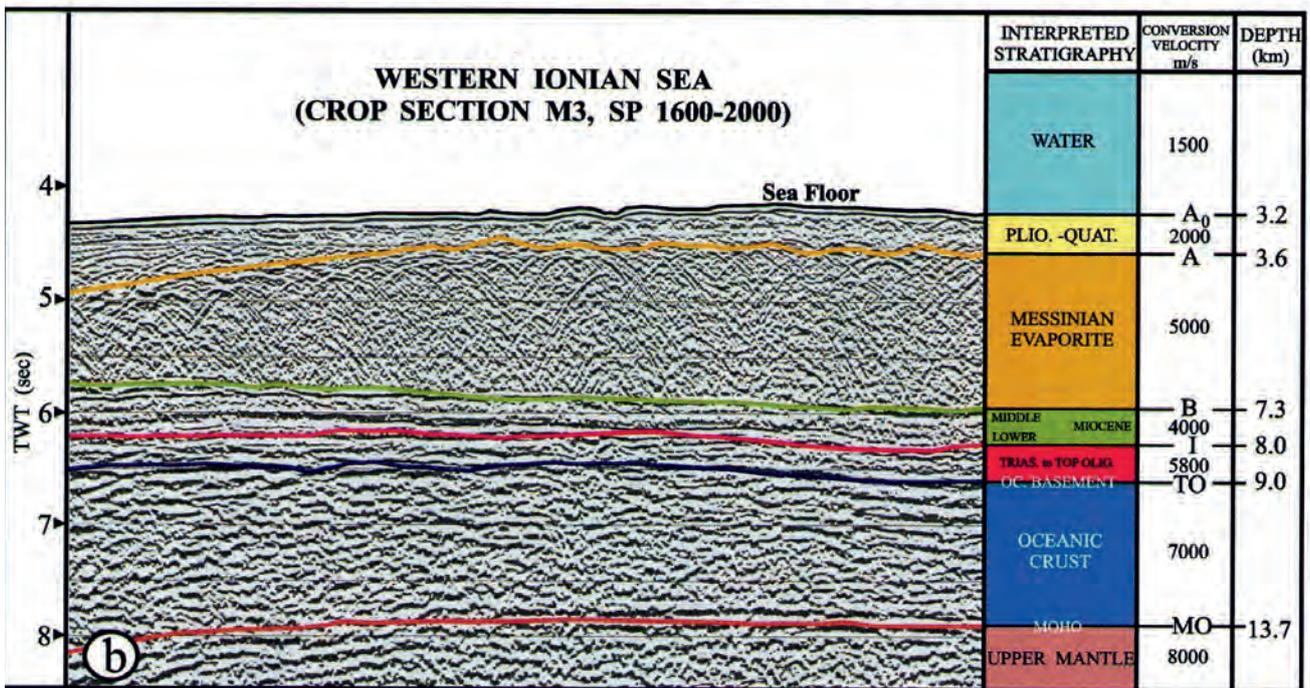


Fig. 92 - Dettaglio tratto dalla sezione CROP M3 ubicata nella parte SO del Mar Ionio (a), la cui sismostratigrafia è interpretata sotto (b). In questo settore la crosta oceanica si presenta molto sottile. Sul basamento oceanico (TO) poggia una copertura con facies pelagica estesa dal Triassico all'Oligocene (intervallo I-TO), sottostante ad un livello del Miocene medio-inferiore (B-I), a sua volta passante ad un potente intervallo salino del Messiniano (A-B) e a depositi del Plio-Quaternario (A₀-A). La successione I-TO (Ionidi) è equivalente a quelle deformate e tettonicamente trasportate, che costituiscono attualmente le Unità Lagonegresi (Appennino meridionale) e Imeresi-Sicane (Sicilia) all'interno dell'attuale Orogeno Appenninico-Magrebide (da FINETTI & DEL BEN, 2005a).

- Close-up of the CROP Seismic section M3 in the SW sector of the Ionian Sea (a), and the interpreted seismostratigraphy (b). In this sector the oceanic crust is very thin. The oceanic basement (TO) is covered by a continuous deep-water condensed sedimentation from Triassic up to Oligocene (I-TO), overlain by a Lower-Middle Miocene level (B-I), up-grading to a Messinian thick salty horizon (A-B), in turn covered by a thin Plio-Quaternary interval (A₀-A). The succession I-TO (Ionides) is equivalent to those deformed and tectonically transported, which compose the Lagonegro (Southern Apennines) and Imerese-Sicilian units within the modern Apenninic-Magrebide Orogen (after FINETTI & DEL BEN, 2005a).

clastica, nella cui porzione basale è presente un *debris flow* con ciottoli del fango messiniano a foraminiferi. L'età di questo intervallo, che non supera i 60 cm, è estesa dal Pleistocene pre-glaciale o glaciale (zona a *Globorotalia truncatulinoides*) al Pleisto-

cene tardo-glaciale (BONAZZI, 1991). Lo spessore totale della sequenza, per le due carote, è di circa 1,50 m.

La presenza di faglie di "crescita", nelle quali i sedimenti quaternari formano un ventaglio, dimo-

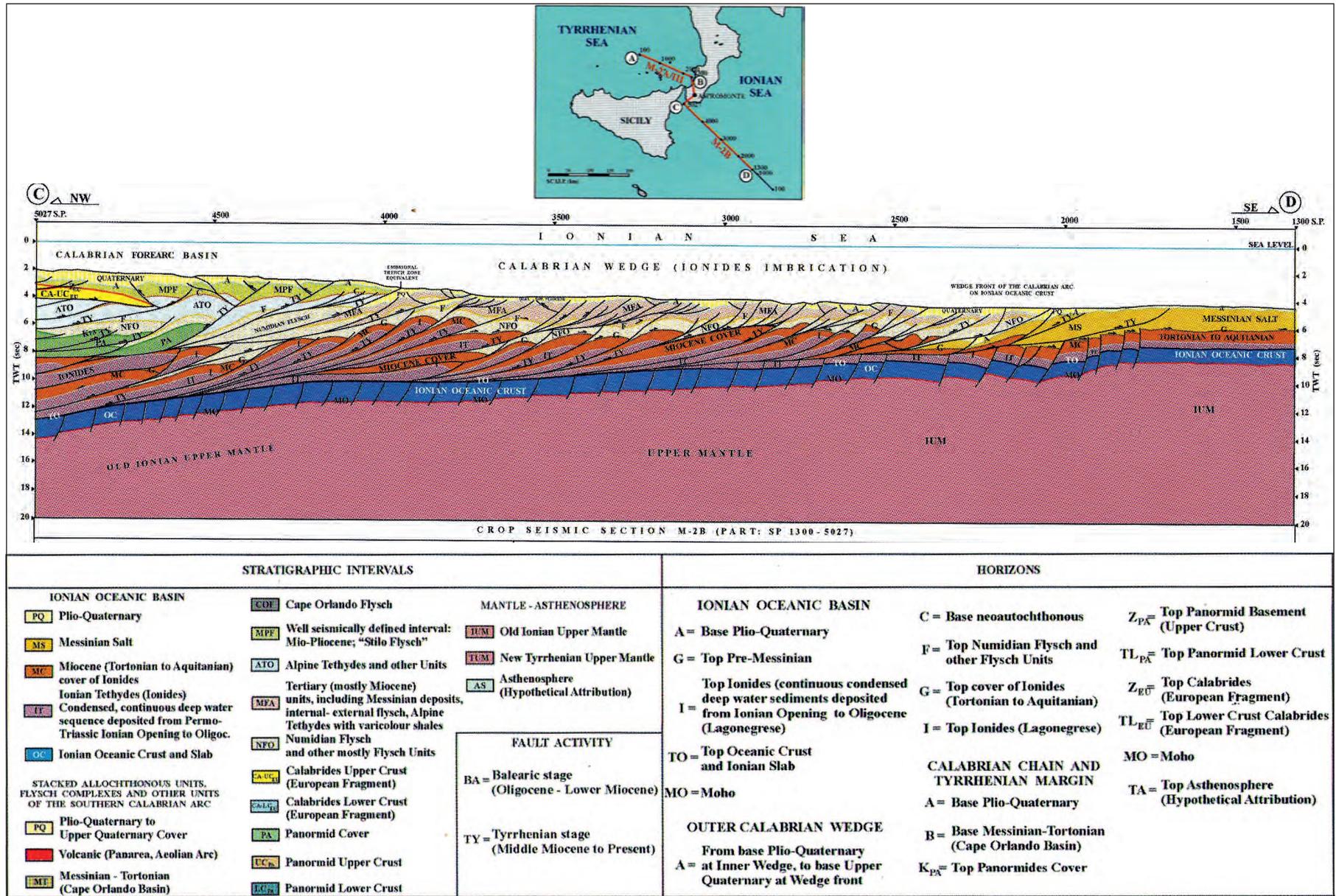


Fig. 93 - Sezione sismo-geologica litosferica attraverso l'estremità sud-occidentale dell'Arco Calabro-Peloritano, mostrante il cuneo frontale costituito in gran parte dall'accrezione delle Ionidi, scollate dal basamento oceanico ionico (da FINETTI, 2005a).
 - Lithospheric seismo-geological section crossing the south-western extremity of the Calabria-Peloritani Arc, showing the frontal wedge mainly composed of Ionides, accreted and detached from the Ionian oceanic basement (after FINETTI, 2005a).

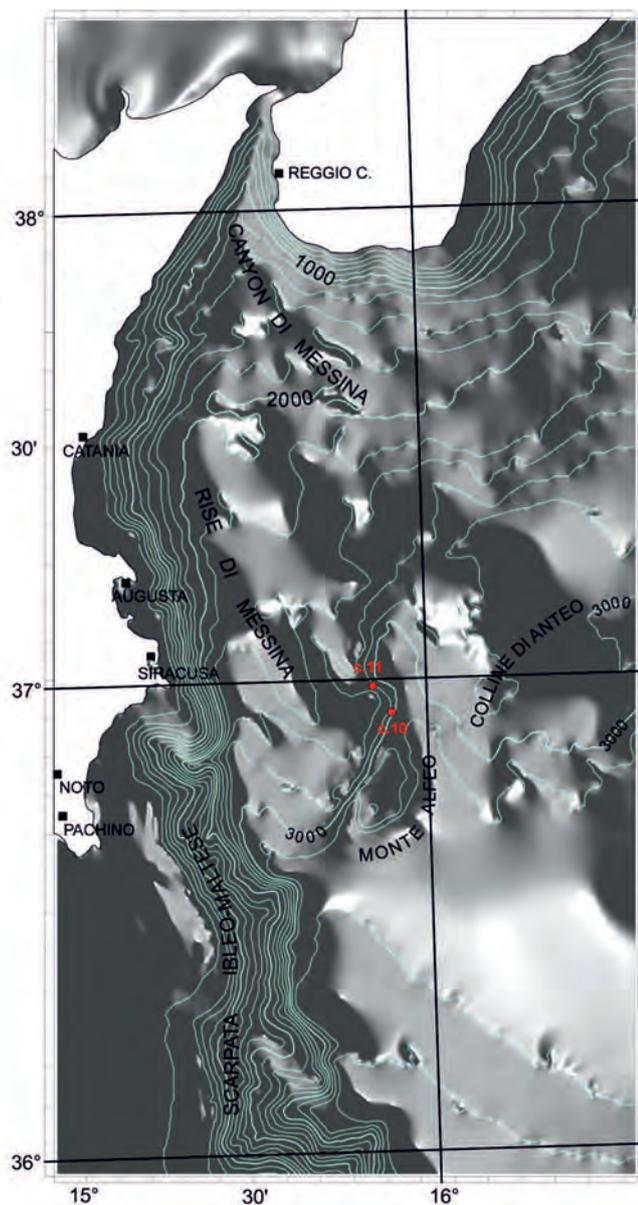


Fig. 94 – Batimetria e principali elementi morfologici dell'area del “Rise di Messina” con l'ubicazione dei campioni c.10 e c.11. Modificata ed aggiornata dalla carta O.G.S. 1:250.000 sulla base dei dati ottenuti nella campagna oceanografica J/89 (da SARTORI *et alii*, 1991).

- Bathymetry map and the main morphological elements of the “Messina Rise” with location of the samples c. 10 and c. 11. The map has been modified and updated after the O.G.S. 1:250.000 map, on the basis of oceanographic data obtained during the cruise J/89 (after SARTORI *et alii*, 1991).

strebbe l'attività delle strutture anche in tempi molto recenti (TORTORICI *et alii*, 1995; MONACO *et alii*, 1996; LANZAFAME & BOUSQUET, 1997).

Nell'esaminare la linea sismica del progetto CROP – M23 CATALANO *et alii* (2000b) interpretano come margine continentale passivo il limite tra il Plateau Ibleo e il Bacino Ionico. Procedendo da ovest verso est la crosta da 30 km di spessore passa a circa 19 km. Sistemi di faglie crostali e supposte intrusioni ignee testimonierebbero un *rifting* continentale avvenuto dal Permiano al Cretacico

inferiore. Per gli autori la Scarpata Ibleo-Maltese “è il risultato della deformazione dell'originale margine per opera di un sistema di faglie dirette o transtensive, sviluppatesi successivamente al Tortoniano inferiore”. Inoltre il limite continente/oceano viene collocato alcune decine di chilometri ad est della scarpata stessa.

NICOLICH *et alii* (2000) utilizzano profili sismici per definire la struttura crostale del margine ionico della Sicilia e l'influenza di questa sull'origine e l'evoluzione del vulcano Etna.

ARGNANI & BONAZZI (2005) suddividono la Scarpata Ibleo-Maltese in due tronchi, caratterizzati da differenti strutture: quello a sud di Siracusa non sarebbe interessato da faglie recenti; viceversa quello più settentrionale sarebbe caratterizzato da sistemi di faglie estensionali orientate NNO-SSE ed immergenti verso est, che controllano dei bacini sedimentari recenti. I medesimi autori riconoscono, accanto ai sistemi di faglie estensionali, anche strutture contrazionali e ipotizzano dei movimenti trascorrenti lungo faglie ad orientazione N-S.

Dall'analisi della linea M31 del progetto CROP-Mare, ubicata nel Mare Ionio di fronte all'Etna, FINETTI Ed. (2005) fornisce una versione interpretativa della struttura profonda della Sicilia orientale. Lo stesso Autore, analizzando la linea CROP M23, interpreta il bordo sud-occidentale ionico, rappresentato dalla Scarpata Ibleo-Maltese, come l'originario margine della crosta continentale africana (fig. 95).

DEL BEN *et alii* (2008) analizzano, su dati sismici, gli effetti della deformazione plio-pleistocenica dell'Arco Calabro. I dati suggeriscono un chiaro legame tra lo sviluppo di sistemi trascorrenti che tagliano la catena e la direzione del trasporto orogenico. In particolare gli autori evidenziano una struttura crostale a carattere trascorrente destro, che denominano “*West-Ionian tear fault*”, che con orientazione NO-SE si estenderebbe dall'isola di Vulcano fino alla piana abissale ionica alcune decine di chilometri a SE del bordo ibleo.

1.5.1. – *Lo Stretto di Messina*

Verso nord il bacino ionico si collega allo Stretto di Messina attraverso il cosiddetto Rise di Messina. Dal punto di vista strutturale lo stretto può essere diviso in due settori: quello settentrionale è controllato da strutture distensive orientate ENE-OSO (Sistema Ganzirri-Scilla), mentre quello meridionale assume un andamento prossimo a quello NE-SO, che in effetti nell'entroterra domina la dorsale peloritana (fig. 96).

La trattazione dei caratteri sismotettonici esula dalla presente memoria, tuttavia si fa rilevare che

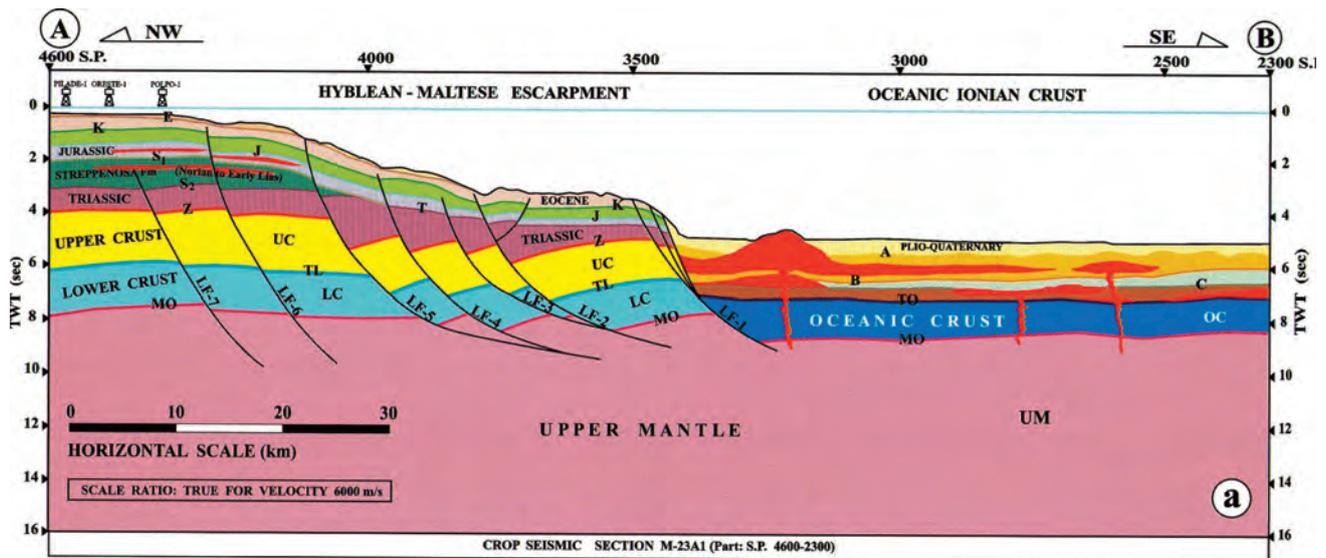


Fig. 95 – Parte della Sezione litosferica CROP - M23, attraverso il settore orientale del Plateau Ibleo, caratterizzato da faglie listriche, la Scarpata Ibleo-Maltese e il Mare Ionio occidentale, pavimentato da una crosta oceanica molto sottile, con manifestazioni di un'intensa attività ignea (da FINETTI & DEL BEN, 2005a). - Part of the lithospheric seismicological CROP section (M23), crossing the eastern Hyblean Plateau, characterized by listric faults, the Hyblean-Maltese Escarpment and the western Ionian Sea, floored by a very thin oceanic crust, with intense igneous activity (after FINETTI & DEL BEN, 2005a).

dal punto di vista geodinamico l'area dello Stretto di Messina ricade in un contesto di bacini sedimentari di *forearc* a partire dal Miocene medio-superiore, cioè contemporaneamente con l'apertura del Bacino Tirrenico, alle spalle del cuneo di accrezione dell'Arco Calabro-Peloritano, e cioè in una condizione di sottoscorrimento della crosta oceanica ionica verso NO.

L'analisi dei depositi plio-pleistocenici ed in particolare delle ghiaie e sabbie di Messina permette di ricostruire l'evoluzione geodinamica dello Stretto. Intanto emerge chiaramente che prima del Pliocene superiore lo Stretto non esisteva. Limitandosi agli ultimi 250.000 anni, si può affermare che il quadro paleogeografico ha subito dei profondi cambiamenti, senza i quali non potrebbero trovare spiegazioni gli immensi volumi di ghiaie e sabbie medio pleistoceniche, che certamente non potevano ricevere adeguata alimentazione da una configurazione morfologica come quella attuale. È evidente, per esempio che il bordo tirrenico della penisola di Capo Peloro è originato da un collasso verso nord, posteriore alla deposizione delle ghiaie e sabbie di Messina, che mostrano clinostratificazioni e una provenienza da nord. La stessa formazione è ampiamente presente nel settore nord dello Stretto, che è controllato da faglie del Sistema Ganzirri-Scilla orientate ENE-OSO, che proseguono a terra interessando la città di Messina.

Oltre ai sistemi sopra menzionati, non va sottovalutato quello orientato N-S, come quello di Faro Superiore, che sebbene non dia chiare evidenze morfologiche, separa settori con un tasso di sollevamento ai due lati della faglia notevolmente diversi.

Infine, varie linee sismiche mostrano che alcune faglie possono interessare i sedimenti dell'attuale fondo marino (v. fig. 9 in GUARNIERI *et alii*, 2004).

Il terremoto del 28 dicembre 1908, uno degli eventi più disastrosi verificatosi nel Mediterraneo in tempi storici, ha stimolato l'interesse della comunità scientifica mondiale, che si è impegnata a costruire un modello della faglia responsabile di tale evento.

L'interpretazione delle strutture tettoniche dell'area dello Stretto, la ricostruzione dell'evoluzione neotettonica della zona e la valutazione dei rischi geologici, con particolare riguardo ad eventi sismici attesi, non trovano esauriente ed unanime risposta sia negli studi geologici che nella modellazione eseguita sul terremoto del 1908. I vari Autori pervengono a conclusioni alquanto differenti (v. anche VALENSISE & PANTOSTI, 1992).

Le strutture sismogenetiche di quest'area sono ritenute da molti Autori caratterizzate in prevalenza da estensione e talvolta da meccanismi trascorrenti legati alla subduzione. La struttura responsabile dell'evento deve comunque avere una lunghezza di una quarantina di km e pertanto non dovrebbe passare inosservata. Non sempre tuttavia la ricerca di tale struttura si è avvalsa di accurati rilievi geologici, che potessero mettere in relazione le analisi sismologiche con le osservazioni di campagna.

Alla proposta di una faglia distensiva orientata N15°, immergente verso est e ubicata lungo l'asse dello Stretto (SCHICK, 1977), seguono nel periodo 1983-2008 varie proposte, tra cui una faglia distensiva con blocco ribassato verso ovest (MULARGIA & BOSCHI, 1983), ovvero con immersione verso NO

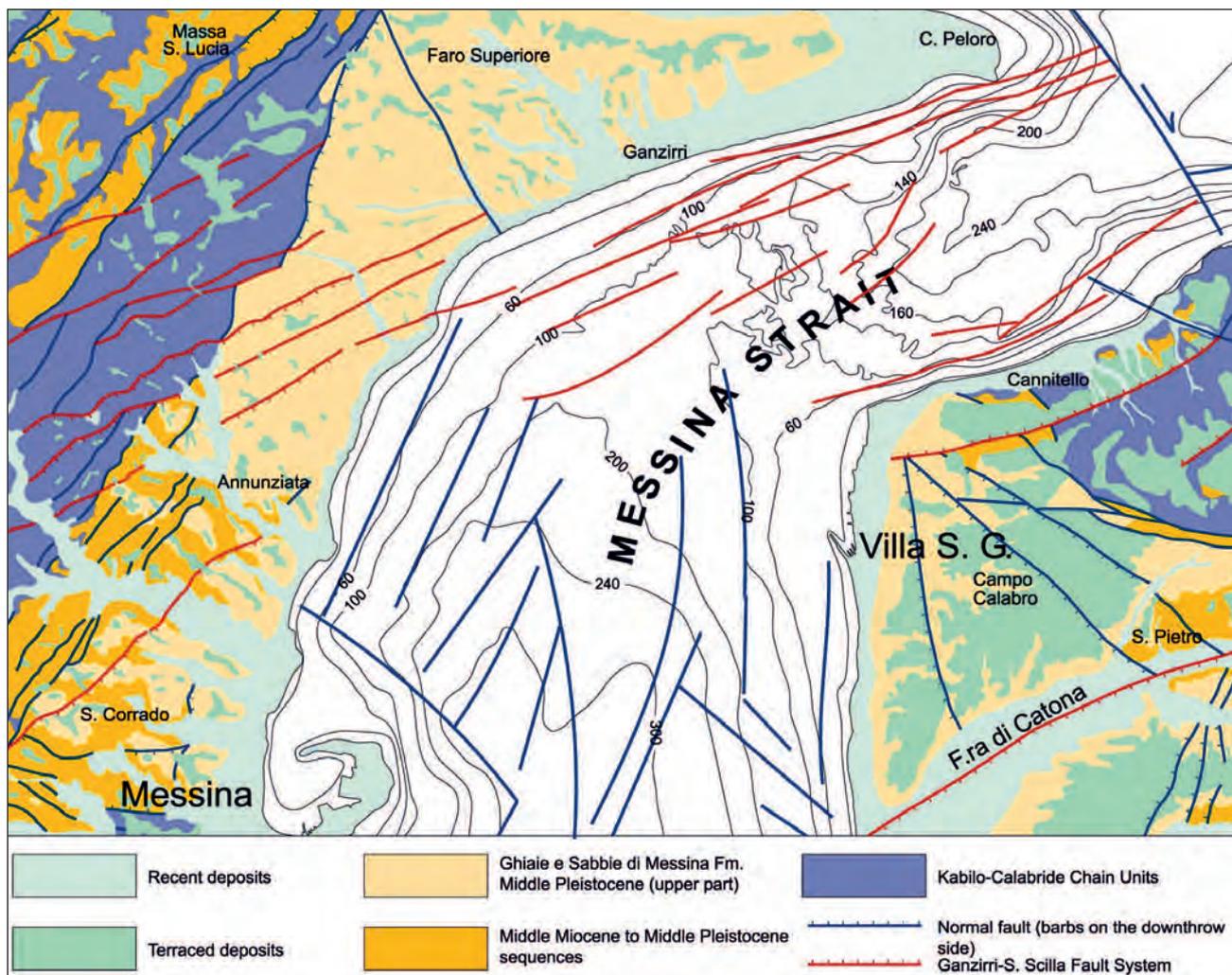


Fig. 96 – Schema tettonico dello Stretto di Messina. Lo schema mostra la distribuzione delle Ghiaie e sabbie di Messina del Pleistocene medio e i recenti sistemi di faglie che interessano l'intera area (da GUARNIERI *et alii*, 2004). Il Sistema Ganzirri-Scilla, orientato circa N70, controlla la morfologia della parte terminale dello Stretto e parte della zona urbana di Messina, compresa la "falce" del porto e la culminazione di basamento cristallino alle spalle di questo. Da non sottovalutare il sistema N-S, che disegna il bordo occidentale calabrese e che sul versante siciliano interessa la zona di Faro Superiore.

- Tectonic scheme of the Messina Strait. The map shows the distribution of the Middle Pleistocene "Ghiaie e sabbie di Messina" and the recent fault systems affecting the whole area (after GUARNIERI *et alii*, 2004). The N70 oriented Ganzirri-Scilla system controls the morphology of the northern end of the Strait and part of the urban area of Messina, including the "sickle" of the port and the culmination of the crystalline basement, observed on-shore. Do not underestimate the NS, which draws on the western edge of the Calabrian and Sicilian side affects on the area of Faro Superiore.

(BOTTARI *et alii*, 1986). CAPUANO *et alii* (1988) propongono una faglia a basso angolo immergente a ENE, BOSCHI *et alii* (1989) una struttura che attraversa la città di Messina, mentre DE NATALE & PINGUE (1991) optano per una faglia orientata N-S con immersione ad est; questa risulterebbe più allungata verso sud secondo AMORUSO *et alii* (2002).

CATALANO & DE GUIDI (2003) ipotizzano una faglia parallela alla costa ionica della Sicilia ed immergente a SE. Altri Autori, come per es. TORTORICI *et alii* (1995), MONACO & TORTORICI (2000) e CATALANO *et alii* (2003) ritengono che le faglie sismogenetiche siano ubicate ai lati dello Stretto e in prevalenza vanno ricercate sulla sponda calabrese. Sulla base di dati strumentali e di livellazione VALENSISE *et alii* (2008) propongono per una faglia "cieca" lunga 40-80 km, orientata da NNW-SSE a NNE-SSW, con compo-

nente estensionale e immergente verso est.

ARGNANI *et alii* (2008) identificano, mediante l'analisi di linee sismiche, una scarpata di faglia al largo della costa sud-occidentale della Calabria, con evidenti segni di collasso dei sedimenti. Resta il dubbio che tale struttura possa avere un alto potenziale sismogenetico.

Reinterpretando le linee sismiche di ARGNANI *et alii* (2008), e sulla base di linee sismiche pubbliche, di dati CROP e OGS (fig. 97), FINETTI (2008) propone una differente interpretazione dell'intero Stretto di Messina e riconosce un elemento strutturale dal significato di trascorrente destra. Per tale Autore le immagini delle sezioni sismiche indicano chiaramente che la parte meridionale dello Stretto non è un *graben*, originatosi da sistemi distensivi, ma è il prodotto dell'accavallamento del blocco Pe-

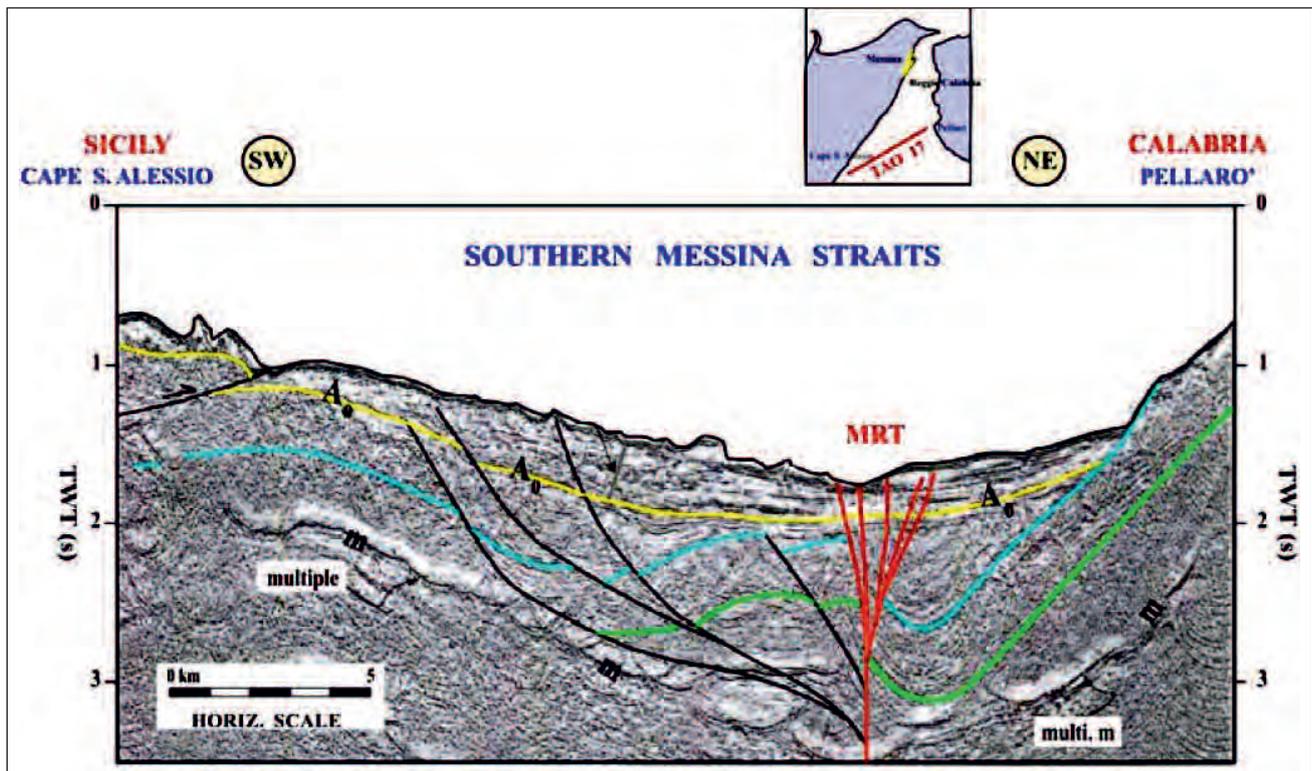


Fig. 97 – Interpretazione della linea TAO-17 (da FINETTI, 2008) localizzata a sud di Messina, che permette di osservare lo stile tettonico legato alla presenza di una trascorrente destra, orientata N-S, che deforma fortemente l'intervallo sottostante Ao, che rappresenta una superficie di forte discontinuità. L'interpretazione della linea sismica mette in evidenza un regime contrazionale del versante siciliano.

- *Sketched interpretation of line TAO-17 (after FINETTI, 2008), located south of Messina, that allows to observe the tectonic style connected to a N-S oriented transcurrent dextral fault, deeply deforming Ao, which represents a marked unconformity. The interpretation points out the Straits restriction after deposition of young layer Ao, due to contractional deformation of the Sicily side.*

loritano su quello dell'Aspromonte, nell'ambito di un cuneo di accrezione legato al sottoscorrimento della crosta ionica. All'interno di esso egli riconosce una struttura a "fiore", identificabile come una faglia trascorrente destra, orientata N-S. Tale struttura, localizzata all'interno della parte meridionale dello Stretto, passerebbe poco al largo della città di Messina e si estenderebbe verso nord nell'entroterra all'incirca in corrispondenza dell'abitato di Faro Superiore, dove i dati geologici di superficie e studi geomorfologici, nonché i differenti tassi di sollevamento, come prima citato, indicherebbero la presenza di una faglia orientata circa N-S, non particolarmente evidente perché le ghiaie e sabbie di Messina non favoriscono il riconoscimento e la puntuale collocazione di tale struttura.

Sulla base di queste osservazioni sembra che soltanto l'estremità dello Stretto sia da interpretare come una fossa tettonica (*graben*), mentre la parte centro-meridionale, che si apre verso lo Ionio con il cosiddetto *Rise* di Messina, potrebbe avere un significato totalmente differente. La struttura trascorrente, orientata N-S, riconosciuta da FINETTI (2008), si inserirebbe abbastanza bene nel quadro strutturale regionale descritto nel Capitolo Inquadramento Geologico, in un regime trascorrente destro del seg-

mento meridionale dell'Arco Calabro-Peloritano. Si è visto che tale trasferimento si esprime con un sistema di faglie trascorrenti destre orientate NO-SE (Sistema Sud-Tirrenico), citato in precedenza, cui si associano anche strutture ad orientazione N-S, talora ad alto potenziale sismogenetico, come la Scarpata Ibleo-Maltese.

2. - PRINCIPALI CARATTERI STRUTTURALI E PALEOGEOGRAFICI DEL DOMINIO DI AVAMPAESE

2.1. – CARATTERI STRUTTURALI

Riassumendo i principali elementi strutturali delle aree di avampaese, descritti in precedenza, appare chiaro che l'attività tettonica è condizionata sia dall'interazione del margine del Blocco Pelagiano con il dominio orogenico, il cui elemento profondo è costituito dalla deformazione di parte del vecchio avampaese (Sistema a *thrust* Esterno), sia dai processi tettonici intraplacca. In tale quadro fenomeni convergenti e divergenti si sovrappongono.

Il *Plateau Ibleo* è la parte emergente della cosiddetta "*Malta Platform*" (fig. 98) e forma un *horst* al-

lungato in senso NE-SO, controllato da prevalenti lineamenti tettonici estensionali ad alto angolo. Per spiegare la compatibilità di queste strutture con il quadro regionale a carattere compressivo LENTINI (1982) fornisce l'ipotesi che esse siano l'espressione superficiale di un inarcamento del *plateau* e della generale flessurazione al disotto della Catena Appenninico-Maghrebide in un regime di convergenza tra avampaese ed edificio orogenico.

Sul bordo nord-occidentale la flessurazione della "Malta Platform" da origine all'Avanfossa Catania-Gela localizzata tra il *Plateau* Ibleo e il fronte sepolto della Falda di Gela. Le faglie presentano un'orientazione prevalente NE-SO e la loro attivazione è riferibile al Pleistocene inferiore.

Al largo della costa orientale la "Malta Platform" è troncata dal sistema meridiano della Scarpata Ibleo-Maltese, che la separa dalla Piana batiale Ionica, costituendo così il bordo occidentale dell'intero Bacino Ionico (v. fig. 98).

Ad ovest l'avanfossa si amplia in corrispondenza della Piana di Vittoria e si connette poi con la zona sommersa del Canale di Sicilia, caratterizzato da una zona di *rift*, in precedenza descritto (v. Titolo II, Par. 1.1.).

Il *plateau* si compone di due elementi morfo-

strutturali, l'Altopiano calcareo *s.s.* o ragusano e il Settore Ionico o siracusano (CARBONE *et alii*, 1982c), separati trasversalmente dalla Linea del Tellaro con cinematica trastensiva sinistra (CATALANO *et alii*, 2006).

L'Altopiano ragusano, la parte più elevata del tavolato calcareo, è delimitato dai sistemi di Comiso-Chiaramonte a NO, e di Pozzallo-Ispica-Rosolini a SE (LENTINI *et alii*, 1984) (fig. 99); nella sua parte mediana è attraversato dalla zona di taglio destro pleistocenica N10° Scicli-Ragusa-Irminio (GHISSETTI & VEZZANI, 1980). Ad eccezione delle aree periferiche (*Graben* di Scicli), nel suo insieme l'altopiano calcareo non è stato mai ricoperto da sedimenti quaternari, e l'assenza di evaporiti messiniane è connessa ad un'emersione post-Messiniano inferiore (GRASSO & LENTINI, 1982).

Il Settore ionico dell'altopiano fino al Pliocene ha seguito la stessa evoluzione tettono-sedimentaria e modificazioni dell'altopiano ragusano, distaccandosene nettamente nel Plio-Pleistocene. In questo settore mancano, infatti, i depositi pliocenici e quelli quaternari tendono a colmare delle depressioni strutturali, ricoperti solo a tratti dai livelli apicali della successione quaternaria. L'altopiano siracusano è disseccato da due principali depressioni

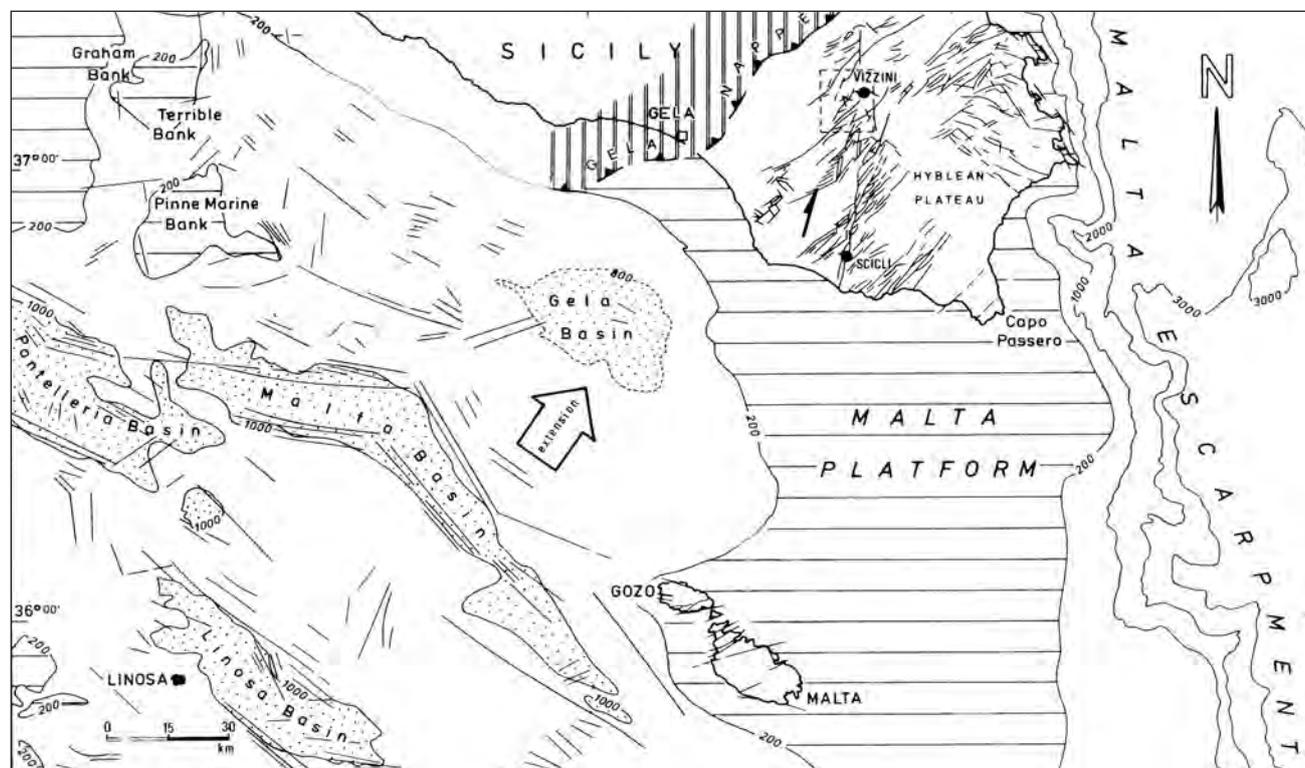


Fig. 98 – Schema strutturale del Blocco Pelagiano sul quale si osserva il fronte Plio-Pleistocenico della Catena Appenninico-Maghrebide (Falda di Gela), il *Plateau* Ibleo, quale parte emersa della "Malta Platform" e il *rift* del Canale di Sicilia con la direzione NE-SO dell'estensione crostale. La *shear zone* destra espressa dal sistema Scicli-Vizzini è obliquo rispetto al fronte della catena, ma all'incirca parallelo alla direzione di estensione del *Rift* (da GRASSO & REUTHER, 1988).

- Structural sketch of the Pelagian Block, showing the Plio-Pleistocene front of the Apenninic-Maghrebide Chain (Gela Nappe), the Hyblean Plateau as emergent part of the Malta Platform and the Rift system of the Sicily Channel with NE-SW oriented crustal extension. The dextral shear zone expressed by the Scicli-Vizzini fault system is oblique to the front of the chain, but roughly parallel to the extensional direction of the Rift (after GRASSO & REUTHER, 1988).

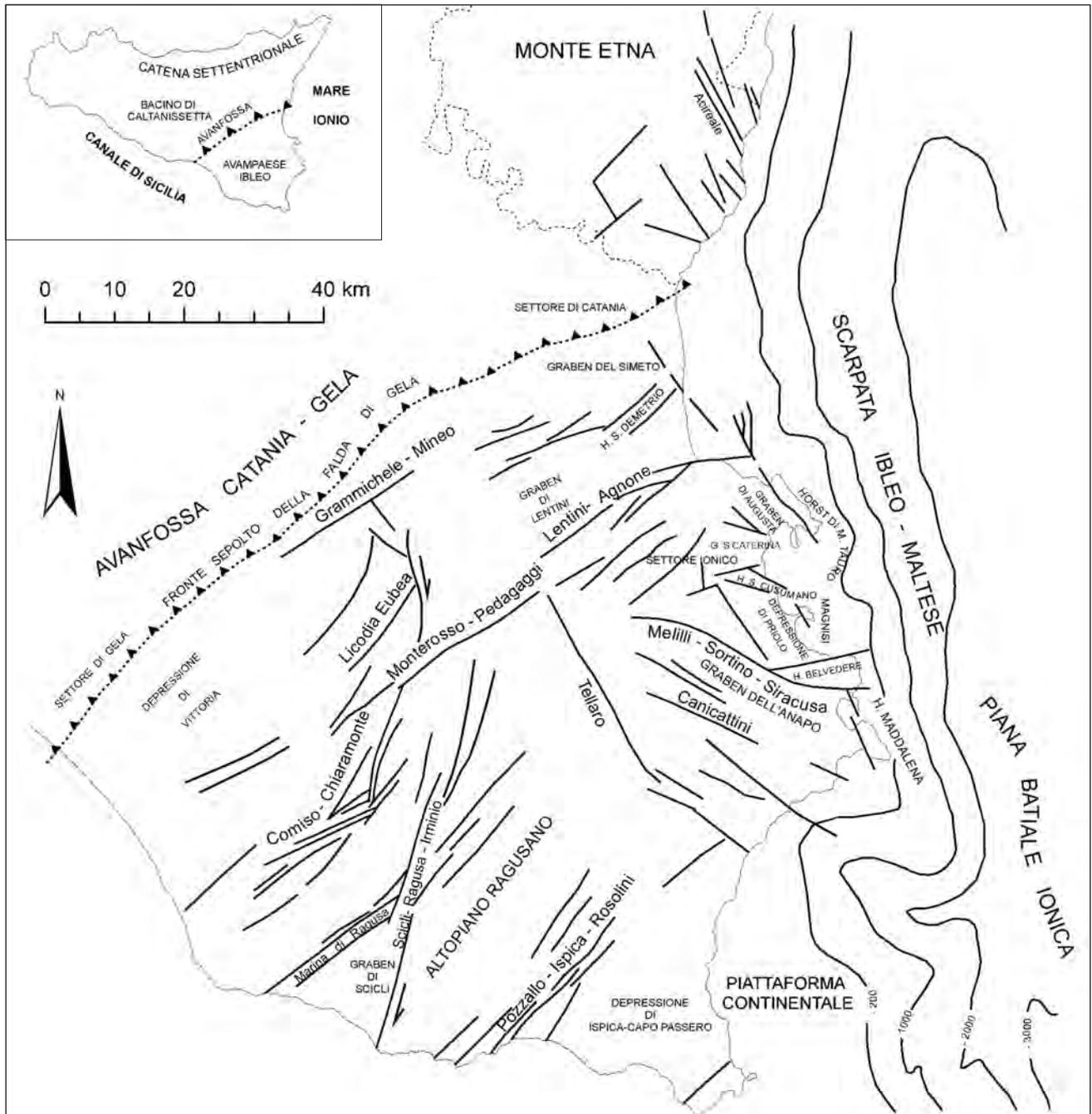


Fig. 99 – Principali elementi strutturali della Sicilia sud-orientale e del settore meridionale dell'edificio etneo (da CARBONE *et alii*, 1982a, modificato).
 - Main structural elements of the south-eastern Sicily and the southern sector of the Etna volcano (after CARBONE *et alii*, 1982a, modified).

controllate da faglie normali: il *Graben* di Augusta, collocato sulla terminazione settentrionale dei Monti Climiti e delimitato verso mare dalle penisole di Monte Tauro e di Magnisi, e il *Graben* dell'Anapo posto tra i Monti Climiti orientali e i promontori di Belvedere e della Penisola della Maddalena.

Il bordo meridionale dell'altopiano si è delineato nel Pliocene medio-superiore, anche se esso registra riattivazioni nel Quaternario; quello nord-occidentale invece è legato all'evoluzione dell'avan-

fossa e mostra notevole attività nel Quaternario (CARBONE *et alii*, 1982a).

La zona di taglio destro Scicli-Ragusa-Irminio diseca il sistema Comiso-Chiaramonte-Agnone; essa si prolunga verso nord, dove nell'area di Vizzini e Licodia Eubea assume carattere compressivo, generando delle culminazioni, che favoriscono l'esposizione in superficie di termini cretaci. Uno studio dettagliato di GRASSO & REUTHER (1988) fornisce un quadro strutturale dell'area attorno a Licodia Eubea, una zona di convergenza, dominata da una

tettonica compressiva, che produce anche nella zona ad ovest tra le faglie trascorrenti destre di Mangalavite e di Margi una serie di *thrust* vergenti a SO. Il carattere neotettonico di queste strutture è dimostrato dall'attività sismica di quest'area.

L'interpretazione del profilo CROP M23 consente a FINETTI & DEL BEN (2005b) di riconoscere, accanto al sistema trascorrente dominante orientato NO-SE, all'origine del *rifting*, anche un sistema antitetico NE-SO, che si prolungherebbe nell'entroterra.

Un quadro strutturale complessivo dell'area di avampaese viene proposto da GRASSO & REUTHER (1988), per i quali la zona di taglio destro sopra descritta appare come una trasforma connessa alla direzione di massima estensione del *rift* del Canale di Sicilia (fig. 100).

2.2. – CARATTERI PALEOGEOGRAFICI

L'intervallo mesozoico della successione iblea in gran parte non affiora; pertanto le condizioni paleogeografiche e le relative variazioni possono essere ricavate solamente dai dati di sottosuolo.

La configurazione paleogeografica e paleotettonica dell'area iblea, già nota nella letteratura geologica all'epoca delle ricerche petrolifere (RIGO & BARBIERI, 1958; RIGO & CORTESINI, 1961; E.N.I., 1969), è stata perfezionata da PATACCA *et alii* (1979) per l'intervallo non affiorante triassico-cretacico. Nell'area iblea a tutte le fasi tettoniche più incisive

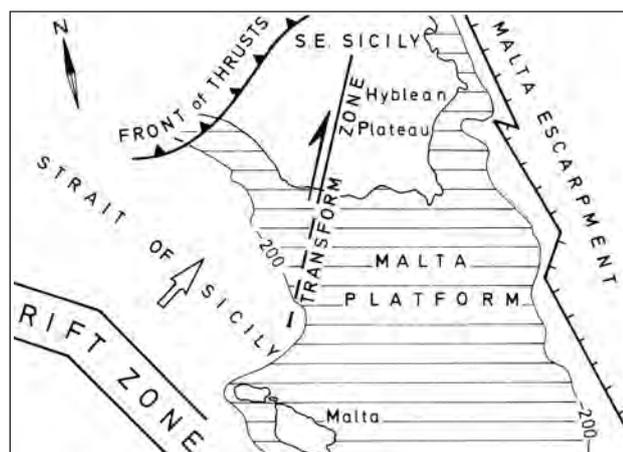


Fig. 100 – Modello semplificato indicante le relazioni tra il fronte estremo della Catena Appenninico-Maghrebide (Falda di Gela), il Plateau Ibleo quale parte settentrionale emersa della Malta Platform, troncata ad est dalla Scarpata di Malta e ad ovest dalla zona di rift dello Stretto di Sicilia. Nel contesto tettonico regionale la *shear zone* di Scicli può essere interpretata come una trasforma compresa tra la zona di rift neotettonico e l'attuale zona di sottoscorrimento (da GRASSO & REUTHER, 1988).

- Simplified model illustrating the relationships between the frontal wedge of the Apenninic-Maghrebic Chain (Gela Nappe), the Hyblean Plateau as the northern emerged part of the Malta Platform, truncated to the east by the Malta Escarpment and to the west by the rift-zone of Sicily Straits. In the regional tectonic context the Scicli shear zone can be interpreted as a transform link between the neotectonic rift zone and the actual zone of underthrusting (after GRASSO & REUTHER, 1988).

sono associate manifestazioni basaltiche e rapidi cambiamenti nel regime sedimentario. Dopo la fase di *rifting* hettangiana si individuano due paleodomini: siracusano e ragusano (PATACCA *et alii*, 1979). Il primo costituisce un "alto", il secondo un bacino profondo a forti tassi di sedimentazione (f.ne Streppenosa). Tale suddivisione si mantiene fino al Domeriano superiore, quando, per effetto della tettonica sin sedimentaria, che progressivamente fa "annegare" l'alto siracusano, la sedimentazione tende ad omogeneizzarsi su tutta l'area. Verso la fine del Dogger si ha la ripresa dell'attività eruttiva submarina (*seamount* di Scicli) in condizioni pelagiche, seguita da un ulteriore periodo di quiescenza che perdura fino al Cretacico superiore, quando si sviluppano i sistemi di faglie ad andamento NE-SO e ONO-ESE, cui si associano vulcaniti, in parte affioranti. Nella zona siracusana fino a Cozzo Porte Rosse (a ovest di Brucoli), le vulcaniti del Cretacico superiore sono distribuite secondo un *trend* sub-meridiano, parallelo all'attuale andamento della Scarpata Ibleo-Maltese. I dicchi adduttori connessi alle vulcaniti sono anch'essi allineati su direzioni N140-150 in tutti gli affioramenti della zona siracusana. La presenza di vulcaniti cretatiche sulla Scarpata Ibleo-Maltese antistante questo tratto di costa è accertata (CITA *et alii*, 1980; SCANDONE *et alii*, 1981; CASERO *et alii*, 1984; LONGARETTI & ROCCHI, 1990; GRASSO & BEN-AVRAHAM, 1992), mentre è difficile ricostruire la loro presenza più a largo nello Ionio e il loro rapporto con le successioni sedimentarie a causa dell'arretramento verso ovest del margine ionico, successivamente al Cretacico.

Il confronto tra i sondaggi Noto 1, Pachino 4 e Polpo 1 hanno consentito a FRIXA *et alii* (2000) di ricostruire l'evoluzione paleogeografica durante l'intervallo Norico-Hettangiano. Nel settore meridionale dell'area investigata si instaura un ambiente bacinale euxinico dove la f.ne Streppenosa supera i 2500 m di spessore (v. fig. 22).

In sottosuolo, nelle aree centrali del *plateau*, le vulcaniti cretatiche diminuiscono costantemente di spessore fino a sparire del tutto (BIANCHI *et alii*, 1987). La loro scomparsa è evidenziata da una fascia di megabrecce carbonatiche ad elementi vulcanici affioranti nella zona di Priolo, e riscontrate in sottosuolo dal pozzo Melilli (ubicato a circa 1,5 Km a SO dell'abitato omonimo). Tali sedimenti grossolani sintettonici si ritrovano intercalati sino ai livelli di età paleogenica, e marcano una zona di cerniera tra un alto strutturale parallelo all'attuale linea di costa e le aree bacinali che si delineavano più ad ovest (CARBONE *et alii*, 1982c; GRASSO & LENTINI, 1982; MONTANARI, 1982a).

Per quanto concerne l'intervallo cronologico a partire dal Cretacico all'Attuale le informazioni

sulla successione vulcano-sedimentaria, affiorante nella regione iblea, si basano soprattutto su accurati rilievi di campagna integrati da analisi di terreno e in laboratorio; infatti l'analisi delle facies e la loro distribuzione hanno permesso di ricostruire le condizioni paleogeografiche dell'area e di tracciarne l'evoluzione geodinamica (GRASSO *et alii*, 1979; PEDLEY, 1981; CARBONE *et alii*, 1982c, GRASSO & LENTINI, 1982).

A differenza dei livelli cretacici scarsamente affioranti, le formazioni mioceniche e plioceniche costituiscono una copertura continua e omogenea che sigilla le strutture tettoniche più antiche, le quali, limitatamente alla fase cretacio-eocenica, possono essere osservate solo nella zona di Capo Passero e di Priolo e nei dintorni di Monterosso Almo.

L'evoluzione tettono-sedimentaria del margine settentrionale ibleo dal Cretacico all'Attuale può essere sintetizzata in tre intervalli temporali, separati da due fasi tettoniche che hanno originato profonde modificazioni paleogeografiche (fig. 101).

A) Intervallo Cretacico-Eocene superiore

La distribuzione delle facies cretacio-eoceniche nei limitati affioramenti presenti in tutto il *plateau*, la geometria dei corpi carbonatici e i loro rapporti con i termini oligo-miocenici, permettono di ricostruire un articolato quadro paleogeografico riconducibile ad una vasta area di *sea-mounts* vulcanici, ubicata nell'odierno settore orientale: tali apparati eruttivi costituivano il supporto di scogliere e di sedimenti carbonatici di basso fondo (calcarei a rudiste, coralli e macroforaminiferi cretacici, calciclastiti a macroforaminiferi paleocenici ed eocenici).

Nel settore nord-orientale la successione più completa affiora nell'area di Priolo (tra Augusta e Siracusa) e permette di definire i rapporti con le contigue aree di bacino, poste a occidente (fig. 101A). La transizione tra settore di basso fondo ad aree bacinali è contrassegnata per tutto l'intervallo Cretacico superiore-Eocene da megabrecce a faune cretache e da risedimenti a nummuliti e alveoline, legate ad attività tettonica lungo una scarpata orientata NO-SE (Linea Melilli-Sortino-Siracusa, PEDLEY, 1981; CARBONE *et alii*, 1982c) (per la denominazione dei sistemi di faglia v. fig. 99), i cui effetti sono registrati da strutture di scivolamento e da canali di erosione, ben sviluppati nelle coeve facies di bacino.

B) Intervallo Oligocene-Messiniano inferiore

Le successioni oligo-mioceniche forniscono chiare indicazioni sulle relazioni ambientali tra persistenti condizioni di *shelf* carbonatico e di bacino (fig. 101B), anteriormente alle manifestazioni vulcaniche tortoniane. Questi sedimenti discordanti

mascherano qualunque discontinuità morfologica e strutturale determinatasi durante gli eventi tettonici cretacio-eocenici. La loro continuità suggerisce condizioni di relativa stasi tettonica, e una moderata subsidenza che ha permesso la deposizione degli elevati spessori della formazione dei Monti Climiti. Inoltre la ricostruzione delle isopache delle formazioni oligo-mioceniche (PEDLEY & GRASSO, 1992) evidenzia una serie di ondulazioni del bacino di sedimentazione della f.ne Tellaro legate ad un già delineato *trend* NE-SO.

La presenza di strutture sinsedimentarie nelle calciclastiti dimostra l'esistenza di un blando pendio (rampa monoclinale) costituente la zona di transizione al mare aperto verso occidente e lungo il quale si rimobilizzava la frazione bioclastica derivante dalla disgregazione di cospicui volumi di depositi algali in formazione sulla piattaforma orientale. Pertanto le successioni calcarenitico-marnose derivano dall'azione combinata della sedimentazione e della subsidenza nelle due aree iblee. Per esempio la f.ne Tellaro, caratterizzata da sedimenti fini, corrisponde al più elevato tasso di subsidenza delle aree di bassofondo ad oriente, mentre la f.ne Palazzolo, tessituralmente più grossolana, si è sedimentata in un'area di bacino durante una fase tendenzialmente regressiva.

Il quadro paleogeografico ricostruito per il Messiniano inferiore (GRASSO *et alii*, 1982) è in parte ereditato da quello del Tortoniano (CARBONE & LENTINI, 1981b). La distribuzione delle facies suggerisce che un'area emersa doveva trovarsi in corrispondenza dell'odierno tratto di costa fra Agnone e Monte Tauro (fig. 102) e si estendeva anche verso l'attuale margine settentrionale ibleo fino all'avanfossa, nei dintorni di Catania (LENTINI *et alii*, 1987; BUTLER *et alii*, 1997; TORELLI *et alii*, 1998).

Nel Messiniano superiore il generale abbassamento del livello marino (*lowstand*) determinò l'emersione di quella parte del *plateau* occupata da sedimenti lagunari e/o di transizione (formazione Monte Carrubba), mentre nelle aree ancora sommerse iniziava la deposizione delle evaporiti. Con la suddetta emersione si modifica profondamente il quadro paleogeografico e termina la configurazione area orientale-area occidentale, che si era protratta per tutto l'intervallo Cretacico-Miocene.

C) Intervallo Pliocene-Quaternario

Dalla distribuzione dei depositi del Pliocene inferiore, prevalentemente Trubi e talora brecce o calcareniti, si deduce che dopo l'emersione messiniana si è avuta una moderata ingressione, che non ha modificato sostanzialmente la distribuzione delle aree emerse (fig. 101C). La presenza dei de-

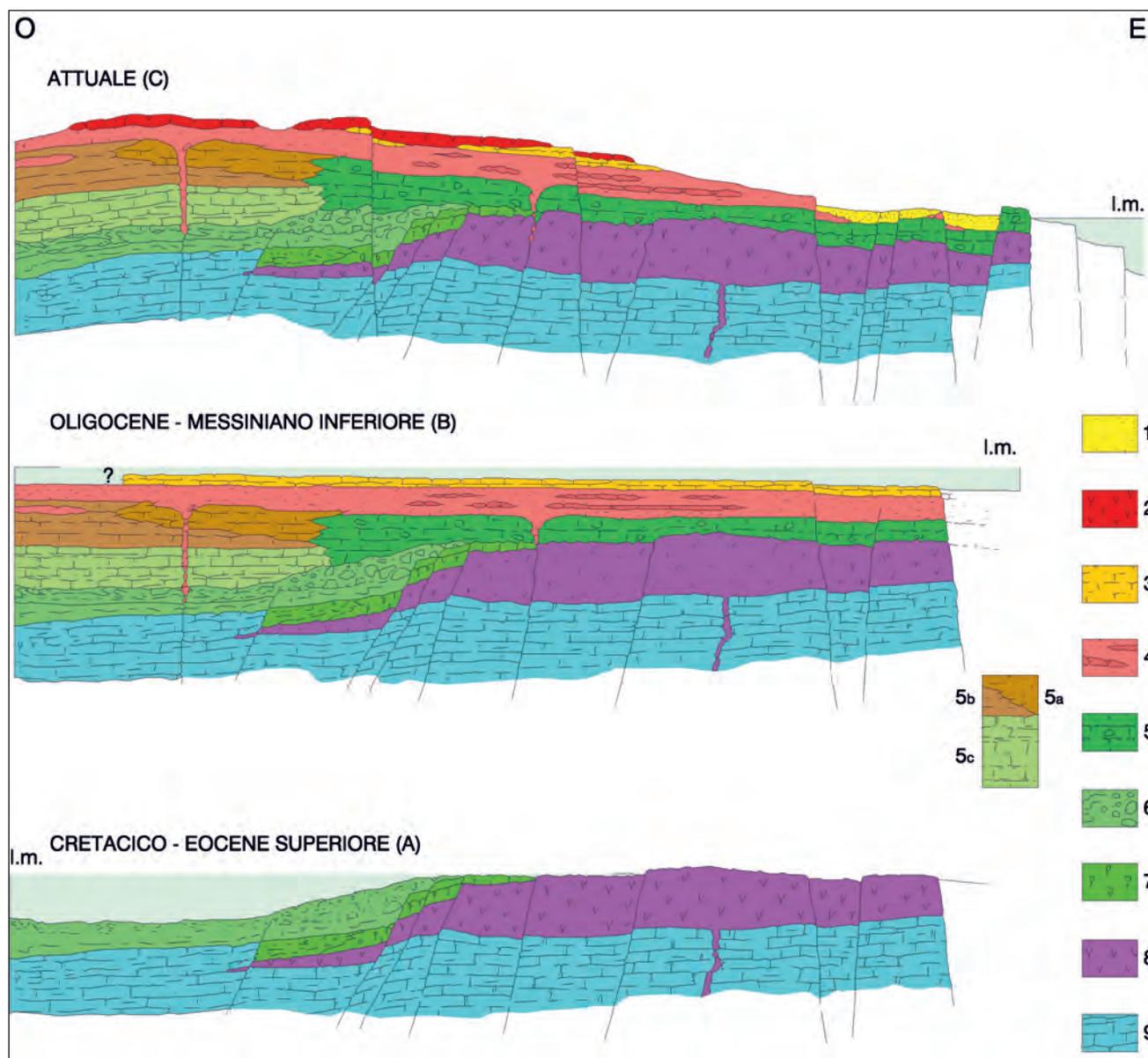


Fig. 101 – Profili schematici dalla costa ionica alle aree centrali del Plateau Ibleo, mostranti l'evoluzione tettono-sedimentaria dal Cretacico superiore all'Attuale. 1 – calcareniti e argille della f.ne Lentini (Pleistocene inferiore-medio); 2 – vulcaniti plio-pleistoceniche; 3 – f.ne M. Carrubba (Tortoniano superiore-Messiniano inferiore); 4 – f.ne Carlentini (Tortoniano-Messiniano inferiore); 5 – f.ne Monti Climiti: 5a- f.ne Palazzolo (Miocene medio-superiore), 5b- f.ne Tellaro (Miocene medio-superiore), 5c- f.ne Ragusa (Oligocene-Miocene inferiore); 6 – f.ne Pachino (Paleocene-Eocene); 7 – f.ne Priolo (Cretacico superiore); 8 – vulcaniti di Capo Passero (Cretacico superiore); 9 – f.ne Amerillo *p.p.* (Cretacico medio-superiore) (da CARBONE *et alii*, 1982c, modificato).

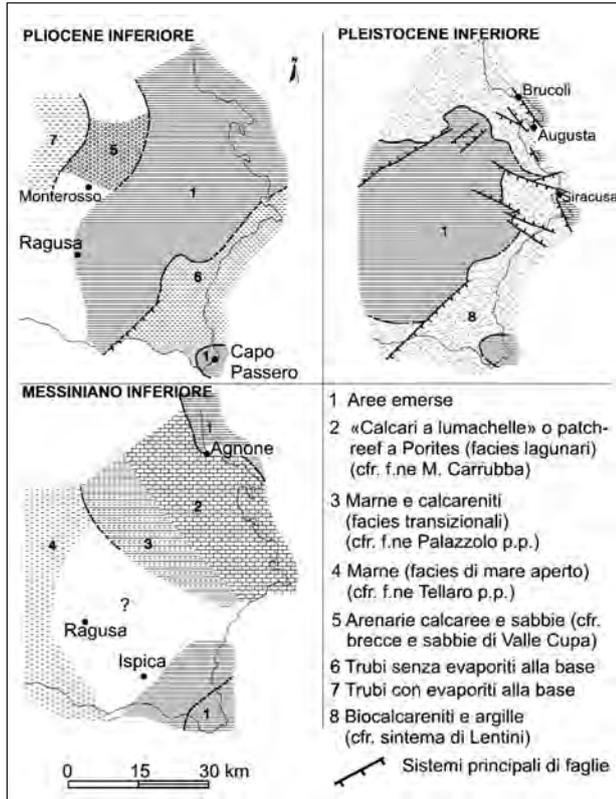
- Schematic profiles from the Ionian coast to the central areas of the Hyblean Plateau, showing tectono-sedimentary evolution of the Late Cretaceous to the Present. 1 - calcarenites and clays of the Lentini Fm. (Lower-Middle Pleistocene); 2 - Plio-Pleistocene volcanics; 3 - M. Carrubba Fm. (Upper Tortonian-Lower Messinian); 4 - Carlentini Fm. (Tortonian-Lower Messinian); 5 - Monte Climiti Fm.: 5a- Palazzolo Fm. (Middle-Upper Miocene), 5b- Tellaro Fm. (Middle-Upper Miocene), 5c- Ragusa Fm. (Oligocene-Lower Miocene); 6 - Pachino Fm. (Paleocene-Eocene); 7 - Priolo Fm. (Upper Cretaceous); 8 - Capo Passero volcanics (Upper Cretaceous); 9 - Amerillo Fm. *p.p.* (Middle-Upper Cretaceous) (after CARBONE *et alii*, 1982c, modified).

positi pliocenici nelle depressioni, come quella di Ispica-Capo Passero, fa ritenere che queste strutture fossero già individuate (v. fig. 102).

Durante tutto il Pliocene l'area nord-orientale, dal bordo attuale dell'avanfossa fino a Siracusa, rimase emersa al pari della zona centrale del plateau. La fase tettonica che ha agito nel Pliocene medio-superiore ha infatti prodotto notevoli rigetti nelle faglie del trend NE-SO che nell'insieme costituisce il sistema Comiso-Agnone (v. fig. 99), tant'è che gli

espandimenti basaltici sono interessati da faglie di questo sistema.

Al limite Pliocene-Pleistocene sono ascrivibili le dislocazioni che hanno interessato l'estremità nord-orientale dell'altopiano calcareo (Settore ionico). Attualmente le coperture quaternarie mascherano una serie di strutture tettoniche sepolte, determinate dal sistema NO-SE. I depositi quaternari riempivano *graben* costieri già individuati nel Pliocene (CARBONE, 1985) (v. fig. 64), che conti-



nuarono ad essere subsidenti nel corso della sedimentazione delle argille del Pleistocene inferiore. Il sistema NO-SE produce anche l'allineamento degli *horst* di M. Tauro, di Magnisi e della Maddalena, paralleli alla costa (v. fig. 99) e orientati come la Scarpata Ibleo-Maltese.

Nella zona di transizione all'Avanfossa Catania-Gela la fase tettonica quaternaria crea *horst* (p.e. dorsale di S. Demerio) e *graben* (depressione di Lentini), diretti NE-SO. Lo stesso margine dell'avanfossa taglia termini quaternari recenti, post-falda e i rigetti calcolati, insieme agli elevati spessori delle argille che riempiono l'avanfossa, testimoniano un'intensa attività tettonica sinsedimentaria durante il Pleistocene.

Fig. 102 – Schemi paleogeografici della regione iblea al Messiniano inferiore, Pliocene inferiore e al Pleistocene inferiore, che evidenziano il mutamento della distribuzione delle aree emerse negli intervalli cronologici considerati (da CARBONE *et alii*, 1982c, modificato).

- *Palaeogeographic sketch of the Hyblean region during Early Messinian, Early Pliocene and Early Pleistocene, which shows the change in the distribution of the emerged areas in the considered chronological intervals (after CARBONE et alii, 1982c, modified).*