ISPRA

Istituto Superiore per la Protezione e la Ricerca Ambientale

SERVIZIO GEOLOGICO D' ITALIA
Organo Cartografico dello Stato (legge n. 68 del 2.2.1960)

NOTE ILLUSTRATIVE della CARTA GEOLOGICA D'ITALIA alla scala 1:50.000

foglio 523

ROTONDELLA

A cura di
S. Carbone[1]

Con contributi di:
Tettonica: **F. Lentini**[1], *Biostratigrafia (nannofossili):* **A. Di Stefano**[1], *Biostratigrafia (foraminiferi):* **M. Romeo**[1], *Depositi marini terrazzati:* **G. Vinci**[1], *Geologia Applicata:* **D. Grassi**[2]

Area marina:
a cura di
M.R. Senatore[3], **T.S. Pescatore**[3]

Con contributi di:
Stratigrafia fisica: **A. Valente**[3], *Biostratigrafia (microfossili):* **F.O. Amore**[3], *Sedimentologia:* **G. Capretto**[3], *Mineralogia delle Argille:* **S. Fiore**[4]

Geologia Regionale: **S. Di Nocera**[5]
Geologia Marina: **F.L. Chiocci**[6]

(1) - Dipartimento di Scienze Geologiche, Università di Catania
(2) - Dipartimento di Geologia, Università della Basilicata
(3) - Dipartimento di Scienze per la Biologia, la Geologia e l'Ambiente, Università del Sannio, Benevento
(4) - CNR, Istituto per l'Analisi Ambientale, Laboratorio di Geochimica e Mineralogia Ambientale, Tito Scalo (PZ)
(5) - Dipartimento di Scienze della Terra, Università Federico II, Napoli
(6) - Dipartimento di Scienze della Terra - Sapienza Università di Roma

Ente realizzatore

REGIONE BASILICATA

PROGETTO CARG

Direttore del Servizio Geologico d'Italia (ISPRA): **C. Campobasso**

Responsabile del Progetto CARG per il Servizio Geologico d'Italia - ISPRA:
F. Galluzzo

Responsabile del Progetto CARG per la Regione Basilicata: **B. Anzidei**

PER IL SERVIZIO GEOLOGICO D'ITALIA - ISPRA

Revisione scientifica:
R. Di Stefano, A. Fiorentino, F. Papasodaro, P. Perini
S. D'Angelo, A. Fiorentino (parte a mare)

Coordinamento cartografico:
D. Tacchia (coord.), **V.Pannuti**

Revisione informatizzazione dei dati geologici:
L. Battaglini, R. Carta, A. Fiorentino (ASC)

Coordinamento editoriale:
D. Tacchia, V. Pannuti

PER LA REGIONE BASILICATA

Coordinamento informatizzazione:
B. Anzidei

Coordinamento scientifico editoriale:
S. Carbone

Informatizzazione ed allestimento cartografico per la stampa a cura di:
SystemCart - Roma

Gestione tecnico-amministrativa del Progetto CARG:
M.T. Lettieri - *Servizio Geologico d'Italia - ISPRA*
B. Anzidei - *Regione Basilicata*

Si ringraziano i componenti dei Comitati Geologici per il loro contributo scientifico.

Stampa:

PROGETTO CARG

INDICE

I - INTRODUZIONE . . . . . pag. 7
1. - SETTORE EMERSO . . . . . » 7
2. - SETTORE SOMMERSO . . . . . » 9
2.1. - METODOLOGIE . . . . . » 13

II - STUDI PRECEDENTI . . . . . » 17
1. - SETTORE EMERSO . . . . . » 17
2. - SETTORE SOMMERSO . . . . . » 20

III - INQUADRAMENTO GEOLOGICO . . . . . » 23
1. - SETTORE EMERSO . . . . . » 23
2. - SETTORE SOMMERSO . . . . . » 33

IV - STRATIGRAFIA . . . . . » 37
1. - UNITÀ DELLA CATENA APPENNINICA . . . . . » 37
1.1 - UNITÀ TETTONICA LAGONEGRESE II . . . . . » 37
1.1.1. - *sottounità Nova Siri* . . . . . » 38
1.1.1.1. - formazione di Monte Malomo . . . . . » 38
1.1.1.2. - argilliti del T. Serrapòtamo . . . . . » 39
1.1.1.3. - flysch numidico . . . . . » 40
1.1.1.4. - formazione di Serra Palazzo . . . . . » 41
1.1.2. - *sottounità Valsinni* . . . . . » 42
1.1.2.1. - argilliti del T. Serrapòtamo . . . . . » 43
1.1.2.2. - flysch numidico . . . . . » 43
1.1.2.3. - marne arenacee di Serra Cortina . . . . . » 46
1.1.3. - *sottounità Masseria Ruscola* . . . . . » 47
1.1.3.1. - Scisti Silicei . . . . . » 47
1.1.3.2. - formazione di Monte Malomo . . . . . » 48
1.2. - UNITÀ TETTONICA SILENTINA . . . . . » 49
1.2.1. - *formazione delle Crete Nere* . . . . . » 49
1.2.2. - *formazione del Saraceno* . . . . . » 50
1.2.3. - *formazione di Albidona* . . . . . » 51
1.3. - UNITÀ TETTONICA SICILIDE DI ROCCA IMPERIALE . . . . . » 55

PROGETTO CARG

1.3.1. - *sottounità Corleto Perticara* . . . . . pag, 56
1.3.1.1. - Gruppo delle Argille Variegate. . . . . » 57
1.3.2. - *sottounità Torrente Cerreto* . . . . . » 62
1.3.2.1. - Gruppo delle Argille Variegate. . . . . » 62
1.4. - Successioni sinorogene medio-miocene . . . . . » 63
1.4.1. - *formazione di Oriolo* . . . . . » 63
1.4.2. - *arenarie di Nocara*. . . . . » 66
2. - DEPOSITI MARINI E CONTINENTALI PLIOCENICI E PLEISTOCENICI . . . . . » 68
2.1. - Depositi dei bacini intrappenninici. . . . . » 72
2.1.1. - *gruppo di Caliandro*. . . . . » 72
2.1.1.1. - argille e sabbie del Canale del Ragone. . . . . » 73
2.1.1.2. - argille lagunari di La Fiumarella . . . . . » 73
2.1.1.3. - conglomerati, sabbie e calcareniti del T. Racanello . . . . . » 74
2.1.1.4. - argille diatomitiche bianche di Monticelli . . . . . » 75
2.1.1.5. - argille marnose azzurre del T. Sauro . . . . . » 75
2.1.2. - *gruppo di Sant'Arcangelo* . . . . . » 77
2.1.2.1. - argille marnose grigio-azzurre del F. Sinni. . . . . » 78
2.1.2.2. - sabbie di Aliano . . . . . » 79
2.1.2.3. - conglomerati di Castronuovo . . . . . » 80
2.2. - Depositi della Fossa Bradanica . . . . . » 81
2.2.1. - *argille subappennine* . . . . . » 81
2.3. - Depositi marini terrazzati . . . . . » 84
3. - DEPOSITI QUATERNARI . . . . . » 87

V - **GEOLOGIA DELLE AREE SOMMERSE** . . . . . » 93
1. - STRATIGRAFIA SISMICA . . . . . » 93
1.1. - Generalità. . . . . » 93
1.2. - Unità sismiche . . . . . » 94
1.3. - Interpretazione . . . . . » 97
2. - STRATIGRAFIA DEI CAROTAGGI . . . . . » 100
2.1. - Generalità. . . . . » 100
2.2. - Risultati. . . . . » 105
2.2.1. - *Elaborazione dei dati*. . . . . » 105
3. - ANALISI TESSITURALI . . . . . » 106
3.1. - Generalità. . . . . » 106
3.2. - Interpretazione dei dati. . . . . » 110
4. - ANALISI BIOSTRATIGRAFICHE E PALEOECOLOGICHE » 111
4.1. - Generalità. . . . . » 111
4.2. - Metodologia . . . . . » 112
4.3. - Risultati. . . . . » 114

PROGETTO CARG

5. - MINERALOGIA DELLE ARGILLE . . . . . pag 115
5.1. - Generalità . . . . . » 115
5.2. - Risultati . . . . . » 117
6. - DATAZIONI ASSOLUTE . . . . . » 117

VI - TETTONICA . . . . . » 121
1. - GENERALIÀ. . . . . » 121
2. - SEZIONE GEOLOGICA M. CARNARA-NOCARA ROTONDELLA. . . . . » 124
3. - GEOMETRIE DEL SUBSTRATO APULO . . . . . » 128
4. - GEOMETRIE DELLA CATENA APPENNINICA. . . . . » 128

VII - ELEMENTI DI GEOMORFOLOGIA . . . . . » 131
1. - OROGRAFIA E IDROLOGIA SUPERFICIALE E PRINCIPALI LINEAMENTI GEOMORFOLOGICI . . . . . » 131
1.1. - Morfologia valliva . . . . . » 134
2. - GEOMORFOLOGIA DELLA FASCIA COSTIERA . . . . . » 135

VIII - GEOLOGIA APPLICATA . . . . . » 139
1. - DISSESTO IDROGEOLOGICO. . . . . » 139
2. - CAVE . . . . . » 141
3. - IDROGEOLOGIA . . . . . » 142
4. - SISMICITÀ . . . . . » 142

APPENDICE 1
BIOSTRATIGRAFIA INTEGRATA DEI DEPOSITI PLIOPLEISTOCENICI DEI BACINI INTRAPPENINICI . . . . . » 143

BIBLIOGRAFIA. . . . . » 147

PROGETTO CARG

PROGETTO
CARG

I - INTRODUZIONE

Il Foglio 523 Rotondella della Carta Geologica d'Italia in scala 1:50.000 è stato realizzato nell'ambito del progetto CARG (legge 67/88) tramite convenzione tra Presidenza del Consiglio dei Ministri-Servizio Geologico d'Italia e Regione Basilicata.

Il Foglio è ubicato sulla terminazione meridionale della dorsale appenninica al confine con l'Arco Calabro; è compreso entro i confini amministrativi delle Regioni Basilicata e Calabria, dove ricadono le province di Potenza e Matera per la prima e di Cosenza per la seconda, ed è delimitato a est dall'alto Ionio.

1. - SETTORE EMERSO

Strutturalmente il Foglio "Rotondella" comprende un'ampia zona esterna dell'Appennino Meridionale ubicata lungo il margine sud-orientale del Bacino di Sant'Arcangelo e meridionale dell'Avanfossa Bradanica.

La cartografia geologica ufficiale più recente per quest'area risale ai Fogli 211-Sant'Arcangelo e 212-Montalbano Ionico alla scala 1:100.000, pubblicati rispettivamente nel 1969 e nel 1965 dal Servizio Geologico d'Italia.

A partire dagli anni '60 (Selli, 1962), mentre si procedeva alla stesura dei due fogli prima citati, l'area è stata oggetto di studi a carattere regionale (Ogniben, 1969) o puntuali con finalità stratigrafico-sedimentologiche; è numerosissima in tal senso la mole di dati pubblicati da ricercatori prevalentemente di scuola catanese o dell'industria petrolifera e ai quali si rimanda per un'analisi dettagliata delle formazioni (Vezzani, 1967a, 1967b, 1967c, *cum bibliografia*; Lentini, 1967, 1968; Panizza, 1967, 1968; De Blasio *et alii,* 1978; Ghezzi & Bayliss, 1963;

PROGETTO CARG

Ghezzi & Marchetti, 1964; Mostardini *et alii,* 1966).

Tra gli anni '80 e '90 tutta l'area del confine Calabro-Lucano è interessata da una ripresa della ricerca scientifica tendente ad una revisione dei dati già esistenti e finalizzata a una ridefinizione dei caratteri stratigrafico-petrografici e strutturali delle unità della catena, del loro significato ed attribuzione paleogeografica. I dati stratigrafici risultano spesso contrastanti rispetto a quelli precedenti. Anche il quadro tettonico risulta notevolmente modificato rispetto a quello degli anni '60, a seguito dei nuovi studi sugli eventi deformativi miocenici e plio-pleistocenici connessi anche con l'evoluzione profonda del substrato apulo (Lentini, 1979; Ciaranfi & Loiacono, 1983; Zuppetta *et alii,* 1984a, 1984b; Bonardi *et alii,* 1982, 1985, 1988; Bonardi, 1988; Lentini *et alii,* 1987, 1990; Critelli, 1991; Catalano & Monaco, 1990; Gallicchio, 1993; Monaco, 1993; e da ultimo, per citare solo i più recenti, Menardi Noguera & Rea, 2000; Patacca & Scandone, 2001; Lentini *et alii*, 2002; Finetti *et alii*, 2005).

Nell'ambito del Progetto CARG i rilevamenti geologici sono stati effettuati a partire dal 1996 fino alla fine del 2000, utilizzando i tipi IGM a scala 1:25.000, editi tra il 1949 e il 1959, integrati da quelli a scala 1:50.000, di poco più aggiornati sulla viabilità. Le date di edizione e l'inadeguatezza della scala delle basi topografiche, in un'area eterogenea dal punto di vista litologico-strutturale e caratterizzata da forti dislivelli tra la dorsale appenninica e la piana alluvionale e/o costiera dell'alto Ionio, ha comportato qualche difficoltà nella raccolta omogenea dei dati. Tuttavia la rappresentazione cartografica definitiva in scala 1:50.000 riporta fedelmente tutti gli elementi rilevati e le distinzioni operate, anche quando questi interessano unità litostratigrafiche e/o tettoniche di modesto spessore o estensione.

Per il rilevamento geologico e la relativa rappresentazione cartografica ci si è avvalsi del criterio litostratigrafico e geologico-strutturale. Le formazioni sono state raggruppate in sottounità e unità tettoniche e descritte nell'ordine dettato dalla posizione strutturale, dal basso verso l'alto.

Il lavoro di terreno è stato supportato ed integrato da analisi dei caratteri micropaleontologici e petrografici delle successioni affioranti. In considerazione della cospicua mole di dati bibliografici, disponibile per l'area del Foglio, le analisi sono state mirate alla caratterizzazione degli aspetti petrografici per quanto concerne le sequenze terrigene e al colmamento, integrazione e risoluzione delle attribuzioni cronologiche per tutte le successioni, per le quali in letteratura esiste una notevole diversità di interpretazione e di attribuzione temporale.

Sono state campionate e analizzate, mediante studio comparativo tra nannofossili calcarei e foraminiferi, numerose sezioni stratigrafiche, ponendo particolare attenzione a quelle formazioni per le quali l'assegnazione di un'età piuttosto che un'altra determina notevole variazione nella scansione temporale delle varie tappe deformative del sistema orogenico.

PROGETTO CARG

Sono stati studiati oltre 300 campioni derivanti da campionature sparse, a supporto del rilevamento geologico, e da campionature di sezioni stratigrafiche. La natura dei terreni, per lo più terrigena fine per gli intervalli plio-pleistocenici e silicoclastico-carbonatica per quelli mesozoico-terziari, ha comportato un approccio metodologico biostratigrafico differenziato: prevalentemente a nannofossili nel primo caso e a foraminiferi per sezione sottile nel secondo. Inoltre la natura terrigena delle sequenze flyschoidi e in gran parte arcosico-quarzoarenitica dei depositi che affiorano con maggiore estensione ha determinato qualche difficoltà nelle analisi biostratigrafiche, costringendo ad effettuare campionature a tappeto. Infatti molto spesso i campioni hanno mostrato caratteristiche simili con percentuale molto elevata di rimaneggiamento o ancora con contenuto fossilifero abbondante, ma poco significativo ai fini di una corretta attribuzione cronostratigrafica.

Nel tempo intercorso tra i rilevamenti geologici effettuati per l'area del Foglio e la stesura delle relative Note Illustrative, non essendo stato possibile adeguare l'età dei depositi plio-pleistocenici alla vigente scala cronostratigrafica che ha spostato la base del Quaternario al limite tra Piacenziano e Gelasiano, per lo studio di tali depositi è stata utilizzata la scala stratigrafica di Gradstein *et alii* (2004).

I vari aspetti petrografici e biostratigrafici verranno discussi nei capitoli che seguono o all'interno di paragrafi tematici.

Infine nella carta geologica sono stati differenziati i contatti primari di carattere stratigrafico dai contatti meccanici di natura tettonica e, all'interno di questi, le diverse generazioni di strutture che hanno interessato l'area.

Per rendere più immediata la corrispondenza tra le unità litostratigrafiche riconosciute nel Foglio e quelle già note in letteratura, si è preferito fare riferimento a queste ultime, anche se spesso non formalizzate. Tale scelta dovrebbe facilitare l'identificazione delle formazioni anche laddove vengono introdotte nuove suddivisioni litostratigrafiche e/o sottounità tettoniche.

2. - SETTORE SOMMERSO

Le attività di studio condotte nell'ambito del CARG-mare per il rilevamento del Foglio 523 Rotondella, alla scala 1:50.000, sono iniziate nel 2000. I primi risultati sulla piattaforma continentale hanno permesso di individuare e caratterizzare la sequenza deposizionale del Pleistocene superiore-Olocene. Per tali studi sono stati utilizzati profili sismici ad alta frequenza acquisiti tra il 1978 e il 1982 nell'ambito del Progetto Finalizzato "Oceanografia e Fondi Marini" del CNR (Sottoprogetto 4 - Piattaforma continentale - Unità Operativa dell'Università Federico II di Napoli, Responsabile scientifico prof. Tullio S.

PROGETTO CARG

Pescatore). Tali profili, essendo stati eseguiti con obiettivi diversi da quelli del CARG, hanno permesso di ottenere solo informazioni preliminari per eseguire la nuova cartografia geologica seguendo le norme stabilite dal Servizio Geologico Nazionale, inoltre la strumentazione usata in quegli anni, sia per quel che riguarda la sismica a riflessione che il sistema di localizzazione, è ormai superata da più flessibili e precise strumentazioni.

Le attività riguardanti il progetto CARG sono proseguite con l'organizzazione e l'esecuzione della campagna oceanografica.

La campagna oceanografica è stata affidata alla società Nautilus di Vibo Valentia. Sono stati svolti prima i rilievi sismici, essenzialmente profili Sparker, ed in un secondo momento sono stati prelevati i campioni di fondo e sottofondo, soprattutto con benna e carotiere a gravità.

Le linee sismiche sono state orientate sia parallelamente (longitudinali) che perpendicolarmente (trasversali) alla costa con campionamento del punto nave (fix) automatico ogni minuto. Il punto nave è stato eseguito utilizzando un GPS con differenziale (DGPS-RTK).

I profili con strumentazione Sparker, operante ad 1 kJ per garantire una penetrazione tra 200 e 400 ms (pari ad alcune centinaia di metri) sono stati eseguiti seguendo una griglia regolare definita in anticipo, sulla base di conoscenze precedenti.

In totale sono stati acquisiti 20 km lineari di profili di sismica a riflessione (Fig. 1).

L'ubicazione in pianta dei carotaggi è stata eseguita sulla base dei profili sismici.

La campagna di campionatura è stata effettuata dalla Società Nautilus tra Aprile e Maggio 2006 con M. - Peschereccio d'altura. È stato utilizzato un carotiere tipo Kullemberg con una massa di 500 kg e tubo di acciaio con lunghezza massima di 3 m. Per l'ubicazione dei punti di prelievo è stato utilizzato GPS con differenziale tipo GeoExplorer. Il numero complessivo dei carotaggi prelevati nelle aree ricadenti nel Foglio "Rotondella" è di 6 (Fig. 2).

PROGETTO CARG

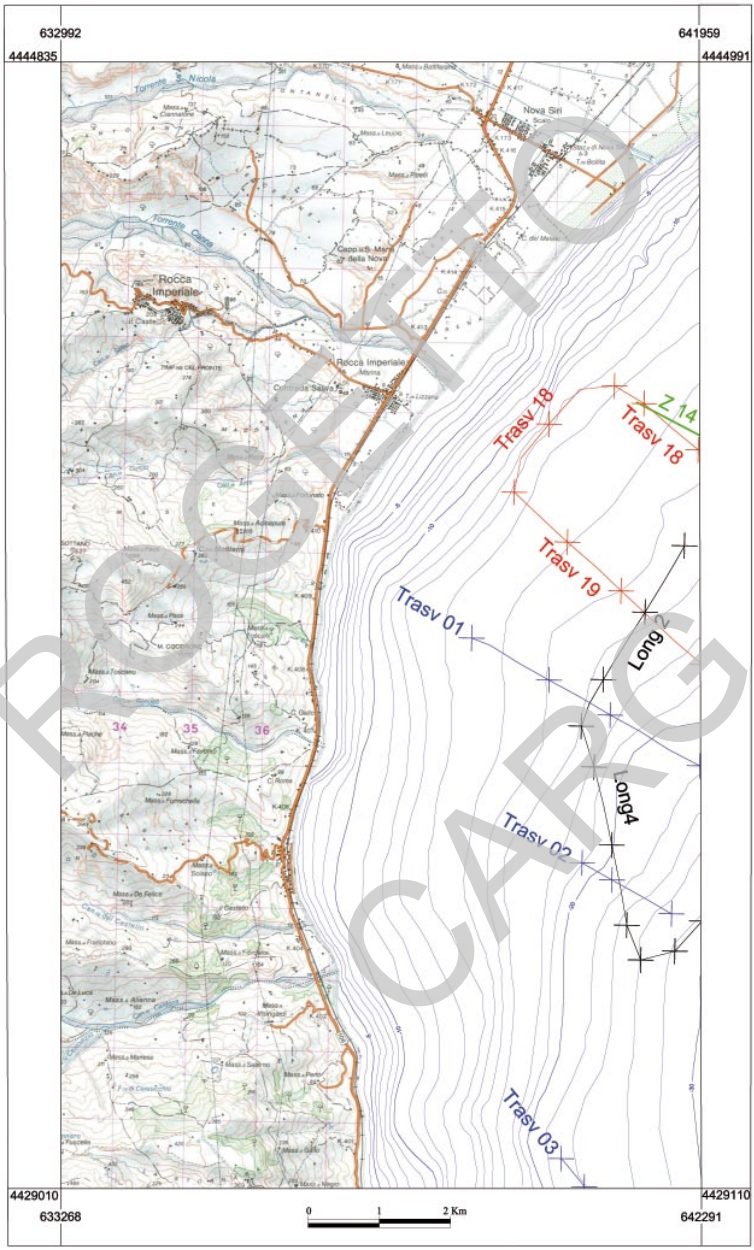

Fig. 1 - *Ubicazione dei profili sismici. In rosso: linee sismiche "gennaio 2005" trasversali alla costa; in nero: linee sismiche "gennaio 2005" longitudinali alla costa; in blu: linee sismiche "maggio 2005" trasversali alla costa; in verde linea sismica mostrata nelle Figg. 14 e 15.*

PROGETTO CARG

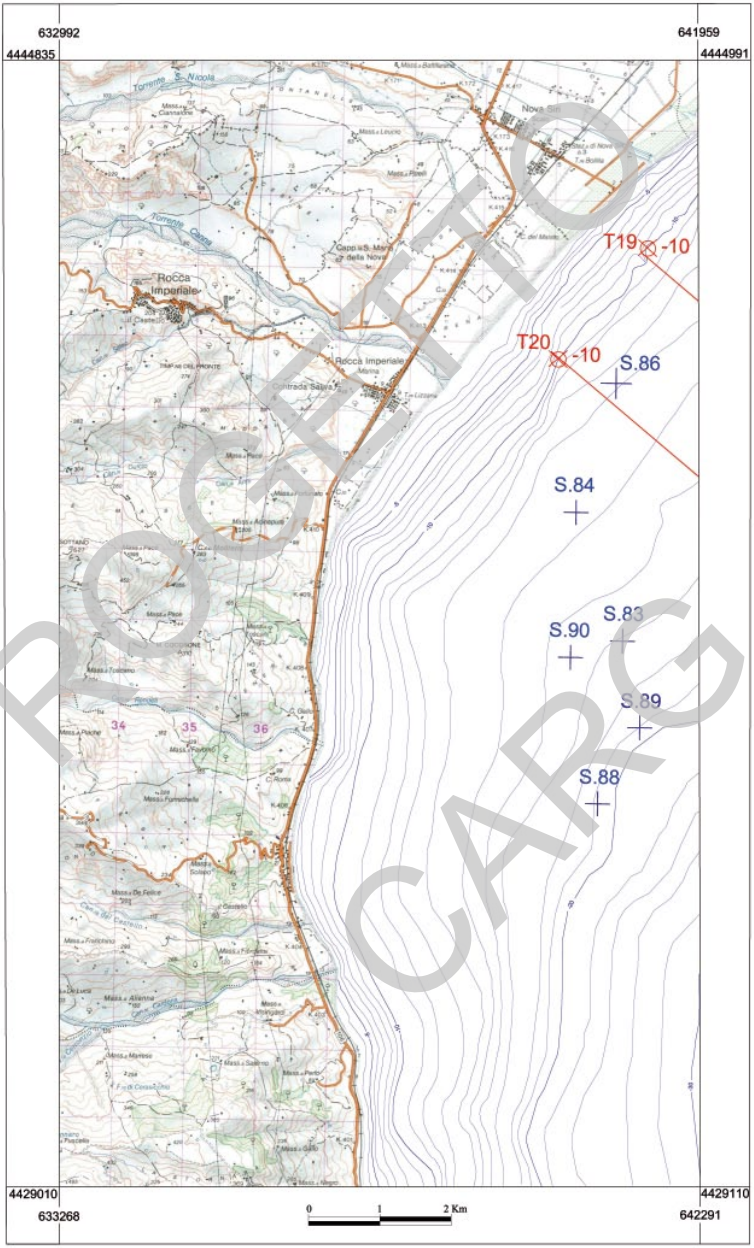

Fig. 2 - *Ubicazione campionatura. In blu: carotaggi; in rosso: bennate nei transetti T19 e T20.*

PROGETTO CARG

2.1. - Metodologie

Per una ottimale conservazione del sedimento all'interno dei *liner* i carotaggi sono stati stoccati in cella frigorifera con temperatura (4°C) e umidità (100%) costanti.

Si è proceduto al campionamento del "*top carota*" vale a dire che in ogni carotaggio è stata prelevata una parte del sedimento che rappresenta l'attuale fondo del mare. L'analisi di tale sedimento ha consentito di eseguire la cartografia tematica riguardante l'attuale distribuzione del sedimento e le sue caratteristiche fisiche.

L'operazione di campionatura del *top carota* (Fig. 3) è stata eseguita con le seguenti modalità:

1) individuazione della sezione del carotaggio corrispondente alla parte più alta del sedimento attraversato dal carotiere;
2) apertura della parte alta di tale sezione;
3) prelievo i 1 cm di sedimento in una sola metà di *liner*;
4) inserimento di polistirolo con uguale forma e spessore al posto del sedimento campionato;
5) indicazione sulla parte esterna del *liner* della posizione della parte campionata;
6) chiusura ermetica del *liner* mediante tappo e speciale nastro adesivo.

Il sedimento prelevato è stato suddiviso in tre buste di plastica riportanti la sigla completa del carotaggio, il numero 1, ovvero sedimento prelevato da 0 ad 1cm, e la lettera S per le analisi tessiturali, M per le analisi mineralogiche e P per le analisi micropaleontologiche. Contemporaneamente al prelievo è stata compilata una *tabella di prelievo* (Tab. 1) nella quale vengono registrate tutte le operazioni eseguite.

Successivamente è stato scelto il carotaggio S88 da studiare per tutta la lunghezza del prelievo. Si è quindi proseguito all'apertura longitudinale dei segmenti, alla descrizione stratigrafica ed infine alla campionatura del sedimento ogni 5 cm fino alla base del carotaggio.

Il carotaggio è stato tagliato in senso longitudinale; una metà del *liner* è stata avvolta in pellicola di plastica e conservata in cella, quale testimone, per eventuali future verifiche e/o campionature, mentre

Fig. 3 - *Il top carota viene campionato e riposto in busta opportunamente siglata.*

PROGETTO CARG

Tab. 1 - *Campioni prelevati al top di ogni carotaggio (fondo attuale del mare).*

Carotaggio	Campione	Profondità relativa (cm)	Profondità assoluta (cm)	S (Sedimen-tologia)	M (Minera-logia)	P (Peleon-tologia)
S 83	1	0-1	0-1	x	x	x
S 84	1	0-1	0-1	x	x	x
S 86	1	0-1	0-1	x	x	x
S 88	1	0-1	0-1	x	x	x
S 89	1	0-1	0-1	x	x	x
S 90	1	0-1	0-1	x	x	x

sull'altra metà è stata eseguita una dettagliata analisi stratigrafica, che è consistita nel riconoscimento, dal *top carota* fino alla base del carotaggio, delle variazioni nel tipo di sedimento e delle sue caratteristiche in termini di strutture, tessiture e contenuto in fossili. Questo tipo di analisi, integrata anche con altri dati come quelli derivanti dalle analisi granulometriche e paleontologiche, permette la ricostruzione nel tempo di variazioni ambientali.

Si è successivamente passati alla campionatura del sedimento (Fig. 4). Sono state campionate sezioni di sedimento semicircolari; ogni sezione campionata è stata suddivisa in tre bustine opportunamente siglate, per lo studio sedimentologico, micropaleontologico e mineralogico. Nel *liner*, al posto del sedimento prelevato è stata inserita una sezione di polistirolo con eguale forma e spessore.

Fig. 4 - *Campionatura dei carotaggi.*

PROGETTO CARG

Complessivamente sono stati prelevati n. 38 campioni.

Terminata la campionatura, i segmenti sono stati avvolti in pellicola di plastica e conservati in cella frigorifera.

È stata compilata una scheda di campionatura (Tab. 2) che riporta i dati relativi al carotaggio: la sezione, la profondità del prelievo dall'inizio di ogni sezione

Tab. 2 - *Scheda di campionatura del carotaggio S88.*

Carotaggio	Campione	Sezione	Profondità relativa (cm)	Profondità assoluta (cm)	S (Sedimen-tologia)	M (Minera-logia)	P (Peleon-tologia)
S 88	1	2	0-1	0-1	x	x	x
S 88	2	2	5-6	5-6	x	x	x
S 88	3	2	10-11	10-11	x	x	x
S 88	4	2	15-16	15-16	x	x	x
S 88	5	2	20-21	20-21	x	x	x
S 88	6	2	25-26	25-26	x	x	x
S 88	7	2	30-31	30-31	x	x	x
S 88	8	2	35-36	35-36	x	x	x
S 88	9	2	40-41	40-41	x	x	x
S 88	10	2	45-46	45-46	x	x	x
S 88	11	2	50-51	50-51	x	x	x
S 88	12	2	55-56	55-56	x	x	x
S 88	13	2	60-61	60-61	x	x	x
S 88	14	2	65-66	65-66	x	x	x
S 88	15	2	70-71	70-7	x	x	x
S 88	16	2	75-76	75-76	x	x	x
S 88	17	2	80-81	80-81	x	x	x
S 88	18	2	85-86	85-86	x	x	x
S 88	19	1	0-1	90-91	x	x	x
S 88	20	1	5-6	95-96	x	x	x
S 88	21	1	10-11	100-101	x	x	x
S 88	22	1	15-16	105-106	x	x	x
S 88	23	1	20-21	110-111	x	x	x
S 88	24	1	25-26	115-116	x	x	x
S 88	25	1	30-31	120-121	x	x	x
S 88	26	1	35-36	125-126	x	x	x
S 88	27	1	40-41	130-131	x	x	x
S 88	28	1	45-46	135-136	x	x	x
S 88	29	1	49,5-50,5	139,5-140,5	x	x	x
S 88	30	1	55-56	145-146	x	x	x
S 88	31	1	60-61	150-151	x	x	x
S 88	32	1	65-66	155-156	x	x	x
S 88	33	1	70-71	160-161	x	x	x
S 88	34	1	75-76	165-166	x	x	x
S 88	35	1	80-81	170-171	x	x	x
S 88	36	1	85-86	175-176	x	x	x
S 88	37	1	90-91	180-181	x	x	x
S 88	38	1	93-94,5	183-184,5	x	x	x

PROGETTO CARG

(profondità relativa) e dal *top carota* (profondità assoluta) e la suddivisione del campione prelevato per le successive analisi (analisi tessiturali (S), mineralogiche (M) e paleontologiche (P).

Successivamente si è proceduti al taglio longitudinale degli altri carotaggi effettuati nell'area marina ricadente nel Foglio "Rotondella". A tale scopo è stata preventivamente compilata la Tab. 3, che a fine operazione di taglio è stata aggiornata con l'inserimento delle note.

Tab. 3 - *Scheda riassuntiva riportante i dettagli tecnici dei carotaggi.*

N.	SIGLA	NUMERO SEGMENTI	LUNGHEZZA TOTALE (cm)	TOP (0-1cm)	CAMPIONI PRELEVATI (ogni 5cm)	NOTE
1	S83	1=115cm	115	1		Tagliato
2	S84	1=60cm	60	1		Tagliato
3	S86	1=57cm	57	1		Tagliato
4	S88	2=100+93cm	193	1	da 2 a 38	Tagliato e campionato
5	S89	1=108cm	108	1		Tagliato
6	S90	2=100+69cm	169	1		Tagliato
						Totale campioni prelevati = 43

I carotaggi eseguiti in quest'area sono in stoccaggio in cella frigorifera; le due metà dei *liner* sono avvolte separatamente in pellicola di plastica.

Le successive attività nell'ambito del Foglio "Rotondella" hanno riguardato lo studio dei profili sismici e della campionatura.

PROGETTO CARG

II - STUDI PRECEDENTI

1. - SETTORE EMERSO (S. Carbone)

I primi dati cartografici ufficiali relativi all'area del Foglio "Rotondella" risalgono agli inizi del XX secolo ad opera del Servizio Geologico d'Italia (1908a, 1908b) (F. 211 Sant'Arcangelo e F. 212 Montalbano Ionico, allora denominato Tursi, alla scala 1:100.000) sotto la direzione di Baldacci a partire dal 1888, successivamente di Viola e Cortese e di Crema (1905). Agli stessi anni risalgono i primi studi di carattere geologico-geografico dell'area ad opera di De Lorenzo (1896, 1904), che nella concezione autoctonistica dell'epoca considerava, insieme agli Autori prima citati, i terreni affioranti in successione continua dal Triassico al Miocene su cui trasgredivano, dopo la fase di corrugamento, i depositi plio-pleistocenici, seguita dall'emersione finale dell'area nel Quaternario.

La seconda edizione dei Fogli Sant'Arcangelo e Montalbano Ionico è stata realizzata alla fine degli anni '60 sempre dal Servizio Gelogico d'Italia, rispettivamente nel 1965 per il F. 212 e nel 1969 per il F. 211 e consiste in una notevole revisione e aggiornamento dei dati, supportata anche da una cospicua mole di pubblicazioni di ricercatori di scuola italiana principalmente e di enti e società minerarie.

Proprio in quegli anni iniziava la ricerca collegata all'esplorazione petrolifera nell'Italia meridionale e venivano eseguiti sondaggi profondi (S. Basilio 1, Cavone 1, Recoleta 1, Rotondella 1 e 2 e Montegiordano 1), che, partendo dai terreni prepliocenici, incontravano, a profondità modeste tra 1200 e 2200 m circa, terreni pliocenici stratigraficamente poggianti su livelli miocenici e mesozoici del cosiddetto "substrato murgiano".

Pertanto l'esplorazione petrolifera sanciva definitivamente il fenomeno

PROGETTO CARG

dell'alloctonia, già intuito in Appennino settentrionale da alcuni Autori (Merla, 1948, 1951; Beneo, 1950; Lazzari, 1957; Signorini, 1957; Selli, 1957, 1962) e poneva definitivamente fine ad un'altalenante diatriba scientifica tra faldisti e fissisti. Infatti, precursore per la teoria alloctonista, Tilmann (1912) fu il primo a riconoscere la sovrapposizione tettonica dei terreni "con rocce verdi" della Lucania meridionale sulla serie calcarea dell'Appennino meridionale. Nel frattempo Limanowski (1913) osservò per primo la sovrapposizione del Cristallino Calabro sul "flysch eocenico" sovrastante la successione calcarea mesozoica dell'Appennino (vedasi anche Porro, 1926 e Crema, 1925, 1926), laddove per Grzybowsky (1921) e Franchi (1923) sarebbero proprio i calcari mesozoici dell'Appennino meridionale in falda sul "flysch eocenico".

La pregevole documentazione paleontologica sugli argilloscisti con ofioliti di età giurassico-cretacica (Steinman, 1913, 1925, 1926; Sacco, 1925, 1928, 1930) non indusse gli Autori italiani dei primi del '900 a rivedere la questione dell'autoctonia e si continuò ad attribuire al cosiddetto "flysch eocenico" tutti i terreni terziari. Con tale termine si intendeva l'insieme di terreni intrusi da graniti, gabbri, diabasi e serpentine, cui si associavano anche rocce effusive.

Beneo (1950) per primo ammise l'alloctonia dei flysch terziari dell'Appennino meridionale, con l'istituzione di un unico "complesso alloctono" denominato Argille Scagliose (AS), assieme alle liguridi di Steinmann (1907, 1926) dell'Appennino settentrionale e alle AS della Sicilia (Beneo, 1949). L'Autore collocava in posizione autoctona una successione di terreni composta da calcari e dolomie mesozoici, cui seguivano calcari e brecciole nummulitiche oligoceniche, arenarie quarzose oligoceniche (cfr. Flysch Numidico degli Autori successivi), una serie conglomeratico-marnoso-calcareo-arenacea del Miocene medio, quindi la Serie Solfifera ed infine la serie pliocenica; inoltre l'Autore poneva il problema del "denudamento tettonico", attribuendo la mancanza dei termini terziari sopra i calcari mesozoici non al "carreggiamento" degli stessi sui flysch, ma allo scivolamento gravitativo verso NE di questi assieme ai terreni alloctoni di provenienza tirrenica.

Tra i contributi di notevole pregio e incisività alla conoscenza geologica dell'Appennino è la monografia di Selli (1962), che rappresenta il primo approccio "moderno" ai problemi geologici del Sud-Italia, supportato dai risultati di decenni di studio per ricerche petrolifere. Per l'Autore l'autoctono è costituito dalla successione carbonatica, estesa dal Triassico al Miocene inferiore-medio, mentre l'alloctono è formato dalle coltri silentine, lagonegresi e nord-calabresi; la Formazione di Albidona rappresenterebbe il mesoautoctono medio-miocenico, sul quale si sarebbero riversate le coltri alloctone lucane e nord-calabresi. Seguirebbe trasgressivo il neoautoctono Flysch di Gorgoglione di età "elveziana".

L'inquadramento geologico dell'Appennino meridionale di Selli (1962) viene modificato da Ogniben (1969), il quale nella totale accezione evolutiva

PROGETTO CARG

geosinclinalica raggruppa le varie unità tettono-stratigrafiche in complessi. Il Complesso Basale, costituito dalle successioni lagonegresi, rappresenterebbe il termine più profondo seguito verso l'alto dai complessi panormide, liguride, sicilide e calabride. Lo stesso Autore utilizza il termine di Complesso Ex-Basale per i terreni flyschoidi, che mostrano appunto una posizione basale rispetto ai termini circostanti e che avrebbero subìto un trasporto tardivo al di sopra della Fossa Bradanica; questi corrisponderebbero alle sequenze flyschoidi oggi riconosciute come ampiamente scollate dalle originarie successioni mesozoiche.

Dopo o contemporaneamente alla pubblicazione delle due monografie citate, gli studi sull'Appennino meridionale si fanno numerosi. Tra i contributi che più o meno direttamente trattano i problemi geologici dell'area del Foglio "Rotondella" si possono ricordare i lavori di Autori francesi (Grandjacquet, 1961; Glangeaud *et alii*, 1962; Bousquet, 1964, 1965, 1973) e i lavori di Autori italiani, di Enti Minerari, del Servizio Geologico d'Italia e di varie Università, che presero in esame principalmente le formazioni terziarie e quaternarie; relativamente all'area del Foglio ricorderemo quelli di Mostardini *et alii* (1966), Mostardini & Pieri (1967), Pieri (1966), Lentini (1967, 1979), Vezzani (1967b, 1967d), Ghezzi & Marchetti (1964), Crescenti (1966), Ippolito & Lucini (1957), Ghezzi & Bayliss (1963).

Sintesi paleogeografico-strutturali sono espresse nel lavoro di Pieri (1966) e nella monografia riguardante la serie calcareo-silico-marnosa mesozoica lagonegrese di Scandone (1967).

Scandone (1962) aveva già distinto nel "Lagonegrese" un'unità carbonatica di età Mesozoico-Miocene inferiore sovrascorsa su un unità silicea del Triassico medio-Cretacico inferiore, con una probabile autoctonia di quest'ultima e alloctonia di quella carbonatica. Anche Grandjacquet (1963) riconosce l'alloctonia dei massicci calcarei sui terreni lagonegresi, ma non si esprime sulla posizione paleogeografica del bacino lagonegrese.

L'alloctonia della serie lagonegrese viene negata da Pieri (1966) e da Crescenti (1966), che però collocano il bacino lagonegrese in posizione intermedia tra la piattaforma carbonatica "interna" e le "Murge". La totale alloctonia delle serie lagonegresi viene infine riconosciuta da Scandone (1967) D'Argenio & Scandone (1970) e Scandone (1971).

Il quadro tettonico dell'Appennino meridionale, relativamente a questo settore, si completa con la Fossa Bradanica, cioè un bacino sedimentario plio-pleistocenico allungato da NO a SE, compreso tra la Catena Appenninica ad ovest e il Gargano e le Murge ad est.

Le prime ricerche su queste aree risalgono a Migliorini (1937); gli studi sono basati principalmente su dati di sottosuolo (*log* stratigrafici di pozzi profondi) e, a partire dal 1950, anche su informazioni derivanti da prospezioni geofisiche (aeromagnetiche, gravimetriche e sismiche) (Jaboli & Roger, 1954; Agocs &

PROGETTO CARG

Terry, 1959; Agip Mineraria, 1968; Mongelli & Ricchetti, 1970; Agip-Ami, 1972; Ballarini *et alii*, 1972). Per le relazioni tra coltre alloctona e substrato vedasi Carissimo *et alii* (1962), Ricchetti (1965), Mostardini *et alii* (1966), Pieri (1966), Lentini (1967), Crescenti (1975), Ricchetti (1980), Balduzzi *et alii* (1982), Casnedi *et alii* (1982), Casnedi (1988, 1991), Casero *et alii* (1988), Sella *et alii* (1988), Pieri *et alii* (1994b). I dati di sottosuolo della Fossa Bradanica presso il margine appenninico hanno accertato la presenza di livelli miocenici trasgressivi su depositi eo-oligocenici nonchè sui calcari mesozoici; su entrambi trasgressiva giace una sequenza terrigena, prevalentemente sabbioso-argilloso-conglomeratica databile al Pliocene inferiore, con spessore variabile ma non superiore a 200 m circa. Verso le aree depocentrali e più esterne della fossa i sondaggi attraversano una potente successione di depositi terrigeni di età compresa tra il Pliocene medio e il Pleistocene inferiore, discordante sui sedimenti del Pliocene inferiore e sui calcari mesozoici.

Da ultimo in ordine temporale, nel quadro del Progetto Finalizzato Geodinamica, si sono sviluppate ulteriori ricerche geologiche e geofisiche tendenti sia all'elaborazione di carte sismotettoniche (De Vivo *et alii*, 1979), sia di carte neotettoniche (Ciaranfi *et alii*, 1979; Boenzi *et alii*, 1980).

I risultati più salienti di questi studi possono essere sintetizzati nella scansione temporale e nella modalità della migrazione del cuneo alloctono e nei tassi di sollevamento differenziato tra aree di catena e di avampaese. Il sollevamento alla fine del Pliocene lungo la direttrice Montegiordano-Colobraro, individua una dorsale, allungata in direzione appenninica, la cui emersione provoca la definitiva separazione del Bacino di Sant'Arcangelo dalla Fossa Bradanica.

Dopo oltre un secolo di ricerca, oggi il quadro strutturale dell'Appennino meridionale e del Sistema Catena-Avampaese risulta molto più chiaro, grazie soprattutto alla notevole mole di dati di sottosuolo e dei rilevamenti di superficie. Basta l'esempio del rinvenimento di orizzonti pliocenici al *top* delle Unità Apule nell'Alta Valle dell'Agri, da cui deriva l'entità della traslazione delle unità della Catena Appenninica in tempi molto recenti.

Informazioni utili si possono reperire in Mostardini & Merlini (1986), Carbone & Lentini (1990), Lentini *et alii* (1990), Carbone *et alii* (1991) e più recentemente in Finetti *et alii* (1996), Monaco *et alii* (1998), Menardi Noguera & Rea (2000), Patacca & Scandone (2001).

Si arriva così al progetto CROP di fine secolo che ha rilanciato gli interessi geologici su tutto il territorio nazionale *on* e *offshore;* ma questa è storia di oggi!

2. - SETTORE SOMMERSO (M.R. Senatore)

L'area marina ricadente nel Foglio "Rotondella" è parte del settore ionico della Basilicata; un grosso impulso alle conoscenze di tale settore, e più in

PROGETTO CARG

generale del Golfo di Taranto, è stato dato dalle ricerche condotte, nell'ambito del Progetto Finalizzato del CNR Oceanografia e Fondi Marini, dal gruppo dell'unità di ricerca dell'Università degli Studi di Napoli Federico II. Nell'ambito di tale progetto lo studio del Golfo di Taranto è iniziato nel 1978 ed è proseguito fino alla metà degli anni '80.

Belfiore *et alii* (1981) hanno utilizzato profili sismici, campioni di fondo (bennate) e carotaggi prelevati sulla piattaforma continentale del Golfo di Taranto allo scopo di analizzare i fenomeni geologici e climatici che ne hanno influenzato i processi sedimentari a partire dall'Olocene. Tali studi hanno abbracciato un'ampia gamma di discipline, che hanno fornito una grande mole di dati: analisi delle facies sismiche, misure idrologiche e correntometriche, analisi chimiche e mineralogiche, analisi tessiturali, analisi delle associazioni microfaunistiche a foraminiferi, sia bentonici che planctonici, e a ostracodi.

Dall'analisi di profili sismici ad alta risoluzione, gli Autori hanno ricostruito i tipi di fondali e le facies sisimiche del sottofondo ricostruendo in dettaglio la successione del Pleistocene superiore-Olocene. La piattaforma è di accrescimento sedimentario (progradazionale); sono state riconosciute varie unità delle quali la più profonda viene correlata alle Argille Subappenniniche (Boenzi *et alii*, 1971). Su questo substrato s'imposta la sedimentazione del Pleistocene medio e superiore nella quale gli Autori distinguono quattro cicli principali, separati da superfici di discordanza, sviluppati durante le fasi tettoniche pleistoceniche e i concomitanti movimenti eustatici del livello del mare. Una superficie sub-orizzontale molto marcata è stata correlata verso terra con l'alveo sepolto del Fiume Sinni riferito all'ultima regressione e datato 11.170±160 anni B.P. da Cotecchia *et alii* (1969). Le fasi tettoniche che hanno determinato il basculamento verso SE di questo settore della Fossa bradanica, hanno portato ad un approfondimento della superficie di regressione, la cui profondità raggiunge valori di circa 20 m superiori a quelli del Mediterraneo (Bonifay, 1973) e del mondo (Curray, 1964, 1969).

Nel pacco sedimentario al di sopra della superficie di regressione è stata ritrovata un'ulteriore discontinuità che separa, secondo gli Autori, depositi più francamente marini da depositi deltizi e costieri.

Sempre in Belfiore *et alii* (1981), misure idrologiche e correntometriche indicano che la circolazione è controllata da un flusso ciclonico (antiorario) delle acque superficiali più intenso sulla piattaforma continentale, cui si sovrappongono situazioni variabili. Sulla piattaforma tra Capo Spulico e il Bradano occasionalmente il flusso si presenta composto da vari vortici in transito che, secondo gli Autori, costituiscono il meccanismo di base del trasporto verso il largo dei sedimenti.

Dallo studio chimico e mineralogico dei sedimenti nonché delle microfaune, gli Autori hanno messo in evidenza che la composizione media della frazione non carbonatica è riconducibile a quella delle Argille Subappenniniche, mentre la frazione carbonatica aumenta linearmente con la latitudine. Le microfaune,

PROGETTO CARG

caratterizzate da specie tipiche di acque con salinità inferiore al 35‰ e da specie bentoniche eurialine, testimoniano l'influsso di acque dolci sull'ambiente marino; inoltre, il rinvenimento di specie costiere nei campioni profondi dimostra un trasporto per correnti di fondo e/o flussi gravitativi.

PROGETTO CARG

PROGETTO CARG

III - INQUADRAMENTO GEOLOGICO

1. - SETTORE EMERSO (S. Carbone)

Le unità affioranti nel Foglio "Rotondella" appartengono alla Catena Appenninica *s.s.* e cioè ad un sistema a *thrust* pellicolare, originatosi a partire dall'Oligocene superiore ed attualmente sovrapposto su orizzonti estesi dal Messiniano al Pleistocene inferiore delle successioni carbonatiche della "Piattaforma" Apula. Queste, a loro volta, risultano deformate nei settori interni, dove costituiscono un sistema a *thrust* in gran parte sepolto denominato "Catena Apula" da Carbone & Lentini (1990), "Sistema a *Thrust* Esterno" da Lentini *et alii* (1990), interpretato come un settore dell'originario Avampaese Apulo deformato a partire dal Miocene superiore e costituito da sistemi di *thrust folds* (Casero *et alii*, 1988). Tale settore, più profondo e originariamente più esterno, si riconosce in tutto l'Appennino meridionale ed in Sicilia, più o meno ampiamente sepolto, e riaffiora nell'Appennino centrale in corrispondenza dei Monti della Maiella e nella Sicilia occidentale (Rocca Busambra, Kumeta e Monti di Trapani, Finetti *et alii*, 2005). I settori più esterni della stessa "Piattaforma" Apula affiorano invece relativamente indeformati più a NE al di fuori dell'area del Foglio in corrispondenza dell'attuale Avampaese Apulo (Fig. 5).

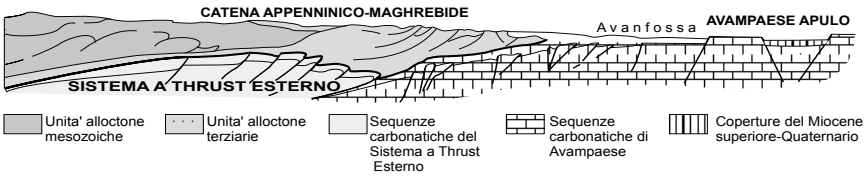

Fig. 5 - *Domini strutturali dell'orogene Appenninico-Maghrebide e loro geometrie, attraverso un profilo schematico orientato SO-NE nell'Appennino meridionale.*

Nel Foglio “Rotondella” affiorano soltanto unità della Catena Appenninica *s.s.* e le coperture plio-pleistoceniche. Tuttavia la presenza del Sistema a *Thrust* Esterno in sottosuolo è ben documentata dai risultati dell’esplorazione petrolifera. Il settore nord-orientale del Foglio corrisponde alla zona più interna dell’Avanfossa Bradanica, delimitata da una notevole culminazione del substrato carbonatico, denominata “Alto di Rotondella” da Lentini *et alii* (1996). Essa costituisce il fronte estremo di accavallamento delle Unità Apule sepolte, appartenenti al Sistema a *Thrust* Esterno. Tali unità proseguono con direzione appenninica in modo più o meno discontinuo a causa della tettonica trascorrente, fino a connettersi con l’alto di Tempa Rossa (Lentini *et alii*, 1994, 1996; Servizio Geologico d’Italia, 2005) (Figg. 6 e 7). Ad est di questa culminazione sepolta l’avanfossa forma una profonda depressione, nella quale i sondaggi Rotondella 3 e Tursi 1, 2 (AGIP) non hanno mai raggiunto il substrato carbonatico; essa influenza notevolmente lo sviluppo delle sequenze plio-quaternarie. Le linee sismiche infatti mostrano una geometria a “ventaglio”, che permette di analizzare gli effetti della tettonica recente sui depositi plio-pleistocenici lungo il margine interno dell’Avanfossa Bradanica.

Nell’area del Foglio al disotto delle unità alloctone della Catena Appenninica il tetto delle sequenze carbonatiche apule è ricoperto da sedimenti non più antichi del Pliocene inferiore. Ciò dimostra quanto sia recente il ricoprimento

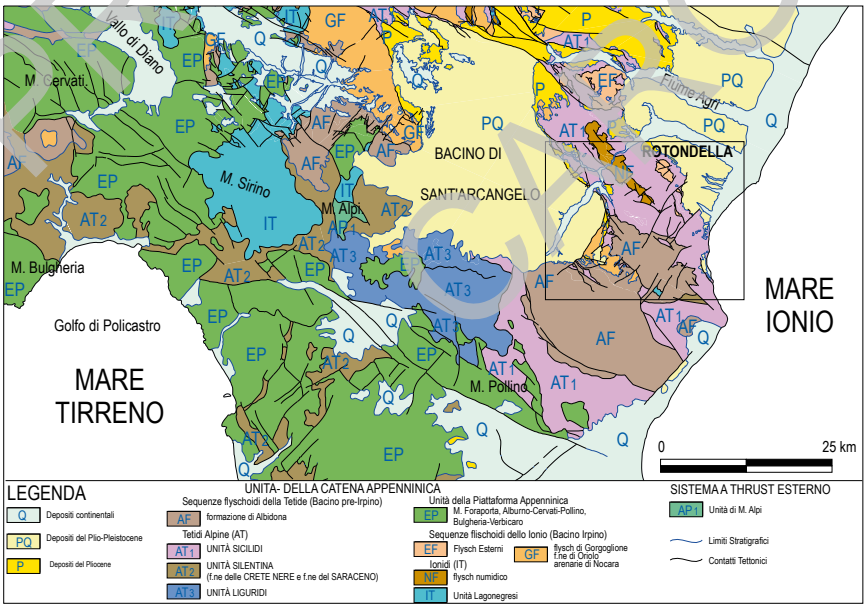

Fig. 6 - *Schema tettonico dell’Appennino meridionale nel settore Lucania - Calabria.*

PROGETTO GARG

della Catena Appenninica. Per di più ad esso ha fatto seguito un'ulteriore fase deformativa responsabile delle ondulazioni del substrato apulo, originando anche l'Alto di Rotondella. Tali ondulazioni hanno evidenti riscontri sulla geometria del soprastante edificio alloctono e delle coperture plio-quaternarie, che sono state passivamente coinvolte dalle deformazioni profonde tardive.

In generale, dai dati di sottosuolo, si registra un notevole ispessimento delle coltri in corrispondenza dei bassi strutturali dell'edificio apulo e ridotti spessori di alloctono in corrispondenza degli alti sepolti. In sostanza gli elevati rigetti del substrato apulo non trovano adeguato riscontro in superficie nell'edificio tettonico. Questa anomalia è spiegabile soltanto, ammettendo fenomeni di scollamento nel cuneo alloctono, con trasferimento di ingenti volumi nelle depressioni. Tale mobilità tettonica si è espressa con un generale avanzamento differenziale delle coperture mioceniche, cui hanno partecipato passivamente anche le soprastanti coltri sicilidi, rispetto ai relativi substrati mesozoico-terziari, che sono rimasti arretrati. Le originarie superfici di scollamento sono difficilmente rintracciabili sul terreno, perché ormai in gran parte deformate e ritagliate dalle generazioni di *thrust* più recenti (Carbone *et alii*, 1988, 1991; Lentini *et alii*, 1990, 1994, 1996). Laddove la mobilizzazione delle coltri alloctone non è stata sufficiente a bilanciare i rigetti all'interno dell'edificio apulo, come nel caso del "Bacino di Sant'Arcangelo", la depressione profonda si esprime in superficie con gli enormi spessori di sedimenti plio-pleistocenici.

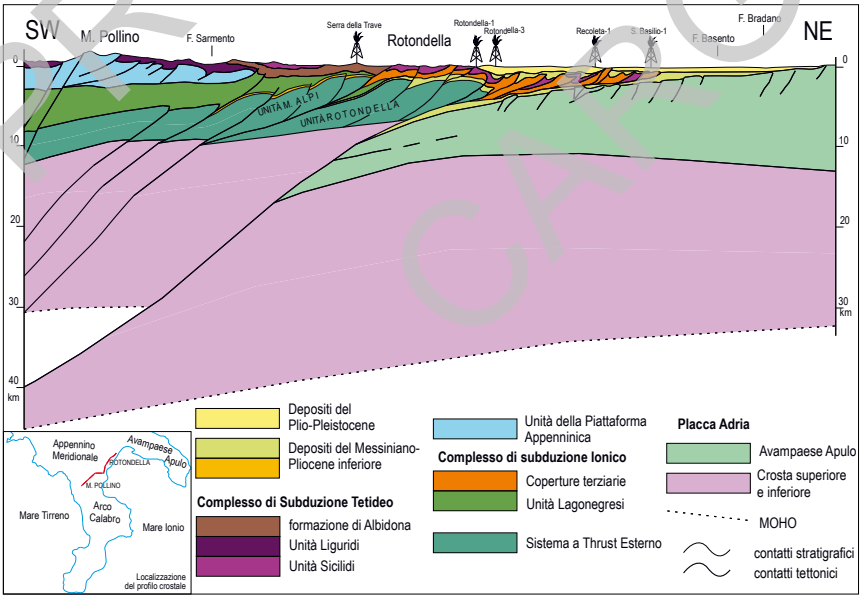

Fig. 7 - *Profilo crostale attraverso il confine calabro-lucano dal settore di catena (Monte Pollino) all'avampaese (F. Bradano), derivante dall'interpretazione di dati geofisici basati sulle linee sismiche e profondità della MOHO.*

PROGETTO CARG

All'interno della Catena Appenninica *s.s.* le coperture oligo-mioceniche delle varie successioni, insieme con le coltri interne liguridi e sicilidi ed i vari depositi degli originari bacini satelliti miocenici e pliocenici, risultano in gran parte scollati e sono sopravanzati sul substrato apulo (Fig. 7) fino al fronte estremo del *thrust belt* a formare la Falda di Metaponto (Ogniben, 1969), che s'incunea entro la successione pelitico-sabbiosa plio-pleistocenica della Fossa Bradanica.

Unità della Fossa Bradanica

La Fossa Bradanica (Migliorini, 1937) è il segmento meridionale dell'Avanfossa Adriatica plio-pleistocenica compresa tra l'Avampaese Apulo ed il settore lucano della Catena Appenninica, le cui tappe evolutive sono state tracciate in D'Argenio *et alii* (1973), Ciaranfi *et alii* (1979) e Casnedi (1988).

Malinverno & Ryan (1986), Royden *et alii* (1987), Doglioni (1991) hanno connesso lo sviluppo della fossa alla "subduzione appenninica" rivolta verso ovest e alla conseguente sensibile retroflessione verso est della placca adriatica, che ha determinato, nell'ambito dell'avanfossa, lo sviluppo sul margine esterno di una rampa regionale subsidente ad ampia inclinazione che si immerge sotto la Catena Appenninica.

La Fossa Bradanica è riempita da una sequenza argilloso-sabbiosa plio-pleistocenica, che raggiunge spessori di oltre 2000 metri. Alla base è talora riconoscibile, al disotto del cuneo alloctono della catena, un intervallo marnoso-argilloso-sabbioso del Pliocene inferiore, sul quale poggia in blanda discordanza una potente successione di argille con intercalazioni sabbiose del Pliocene medio-superiore. Il tutto è ricoperto dalle argille azzurre del Pliocene superiore-Pleistocene, passanti nella parte sommitale a sabbie argillose e conglomerati del Pleistocene (Servizio Geologico d'Italia, 1969; Ricchetti, 1980). Sul bordo appenninico i vari "cicli" si estendono via via a ricoprire le porzioni più interne del cuneo alloctono. Nel contempo, per effetto di un generale appoggio in *onlap* della successione plio-pleistocenica ben evidente nei profili di sismica a riflessione, sul *top* carbonatico murgiano dell'avanfossa vanno a poggiare progressivamente gli orizzonti più recenti. In questo contesto le calcareniti tipo "panchina" (ad es. le Calcareniti di Gravina), localmente alla base della successione, rappresentano i termini eteropici delle argille azzurre pleistoceniche del settore centrale dell'avanfossa.

Sul versante appenninico nella successione pelitico-sabbiosa plio-pleistocenica dell'avanfossa si inserisce il cuneo alloctono della Falda di Metaponto (Ogniben, 1969), formato in prevalenza dai Flysch Esterni miocenici, da modesti lembi di evaporiti messiniane e dagli stessi orizzonti pliocenici coinvolti nel trasporto tettonico. All'interno della successione plio-pleistocenica sono state rilevate diverse discordanze, di cui quelle più marcate e a carattere regionale cadono nella parte alta del Pliocene inferiore e nella parte sommitale del Pliocene superiore (v.

PROGETTO CARG

Lentini, 1968, 1969a, 1969b, 1971).

Nella parte meridionale del Foglio "Rotondella", nel versante appenninico dell'avanfossa, sul cuneo alloctono poggiano direttamente sedimenti del Pleistocene inferiore (equivalenti al gruppo di Sant'Arcangelo). I depositi del Pliocene medio e superiore compaiono in destra del F. Sinni, parzialmente ricoperti dai terreni del substrato prepliocenico; il tutto è in gran parte suturato dai depositi sabbiosi (sabbie di Tursi) ed argillosi (argille subappennine), che si estendono con geometrie di tipo *onlap*.

Unità del Sistema a *Thrust* Esterno

In Appennino meridionale l'esplorazione sismica (Finetti, 1982; Finetti & Del Ben, 1986) ha da tempo evidenziato che l'orogene ha coinvolto pienamente il margine della microplacca adriatica, dal quale si è originato il Sistema a *Thrust* Esterno (STE) (Lentini *et alii*, 1990). I dati della sismica profonda indicano la sovrapposizione delle unità della Catena Appenninica sul STE (Figg. 5 e 7) con un sopravanzamento dell'edificio alloctono rispetto a quello sepolto. Il fronte orogenico esterno è relativo al solo elemento pellicolare (Falda di Metaponto), che attualmente giace sulle successioni apule collassate a formare l'Avanfossa Bradanica ed ancora non raggiunte dai *thrust*.

Alla fine degli anni '90 l'interpretazione del profilo CROP-Terra - linea 04, esteso dalla costa tirrenica (Agropoli) alla costa adriatica (Barletta) (Scandone *et alii*, 2003), accertava la presenza del "*duplex* apulo" fino allo spartiacque tirrenico in corrispondenza dei Monti Alburni, ad una profondità non inferiore a 20-25 km. Più recentemente i dati del Progetto CROP-Mare (Finetti *et alii,* 2005) hanno indicato che tale dominio strutturale si estende fino alla costa tirrenica e mostra un graduale assottigliamento crostale, fino a passare ad uno *slab* probabilmente inattivo, ma legato alla subduzione di un'originaria crosta paleoionica contigua al settore apulo. L'embriciatura delle sequenze apule ha dato origine a culminazioni di elevata ampiezza e lunghezza che hanno passivamente coinvolto le coltri alloctone sovrastanti. L'entità di sovrascorrimento delle singole scaglie tettoniche apule è relativamente limitata se comparata con il trasporto orogenico delle sovrastanti unità appenniniche.

In superficie il STE è rappresentato dalla struttura di M. Alpi, che costituisce la massima culminazione, fin qui conosciuta in Appennino meridionale, dell'edificio a *thrust* apulo.

Unità della Catena Appenninica

La Catena Appenninica è formata da numerose coltri in sovrapposizione tettonica, completamente scollate dagli originari basamenti ed attualmente in ricoprimento sul substrato carbonatico apulo.

Questo edificio si è originato a partire dall'Oligocene superiore e coinvolge

PROGETTO CARG

successioni sedimentarie meso-cenozoiche riferibili a diversi domini paleogeografici. In posizione strutturalmente più elevata affiorano costantemente unità caotiche, a volte ofiolitifere, di derivazione interna (complessi Liguride e Sicilide *Auctt*.). Di esse soltanto le Sicilidi si estendono fino al fronte estremo della catena. Il complesso delle unità caotiche poggia su unità tettoniche a giacitura più regolare, contraddistinte da successioni meso-cenozoiche sia di mare basso (Piattaforma interna o appenninica) che di bacino oceanico (Complesso Lagonegrese *Auctt*.). Queste ultime erano state attribuite al paleomargine continentale afro-adriatico immediatamente adiacente alle aree dell'attuale avampaese (Scandone *et alii*, 1974; Ogniben, 1975). Il riconoscimento nel sottosuolo del Sistema a *Thrust* Esterno ha messo in luce che le successioni appenniniche esterne non erano adiacenti al margine dell'avampaese afro-adriatico, attualmente in affioramento, ma che l'originario margine dei bacini "esterni", come quello lagonegrese, si troverebbe sepolto in corrispondenza dell'attuale costa tirrenica. I caratteri stratigrafici delle successioni meso-cenozoiche delle unità esterne della Catena Appenninica, la natura e l'estensione areale delle relative coperture del Miocene inferiore e la loro posizione strutturale consentono una netta differenziazione dalle unità del Sistema a *Thrust* Esterno.

Alle unità della Catena Appenninica appartengono potenti successioni flyschoidi sin- e tardorogene di età miocenica. Su queste affiorano ulteriori depositi terrigeni del Miocene superiore e plio-pleistocenici, coevi alla deformazione in profondità del Sistema a *Thrust* Esterno. Nel complesso la Catena Appenninica deriva dallo scollamento delle coperture sedimentarie della Tetide Alpina e dello Ionio (Finetti *et alii*, 1996, 2005) con l'interposizione della Piattaforma Appenninica, originariamente poste tra il margine afro-adriatico ed il margine europeo.

Unità Lagonegresi: Le Unità Lagonegresi sono rappresentate da successioni bacinali mesozoico-paleogeniche, tettonicamente ricoperte da quelle dell'Unità della piattaforma carbonatica interna, non affioranti nell'area del Foglio "Rotondella", ma presenti più ad ovest lungo l'alta valle del F. Sinni e a sud nel gruppo del M. Pollino.

Scandone (1967, 1972) ha suddiviso le successioni lagonegresi in un'unità profonda, Unità Lagonegrese I, ed un'unità superiore, Unità Lagonegrese II, direttamente sottostante ai terreni della piattaforma carbonatica interna. Secondo l'Autore, alla diversa posizione geometrica corrispondeva anche una differente evoluzione verticale delle successioni che mostravano caratteri di prossimalità al dominio di piattaforma nell'unità superiore e caratteri di maggiore distalità nell'unità inferiore. Nell'Appennino meridionale tali sequenze affiorano prive delle coperture oligo-mioceniche, scollate e coinvolte in una serie di scaglie nelle aree esterne della catena (flysch numidico e marne arenacee di Serra Cortina).

In Carbone *et alii* (1991) le successioni lagonegresi sono state suddivise in due

PROGETTO CARG

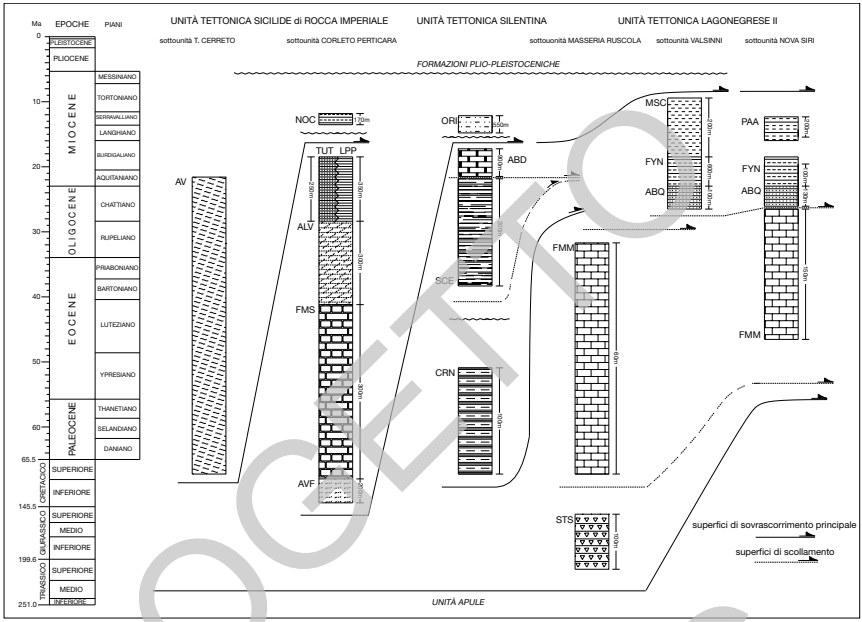

Fig. 8 - *Schema cronostratigrafico delle unità tettoniche presenti nel Foglio "Rotondella" e loro ruolo nell'evoluzione geodinamica dell'Appennino meridionale.*

unità tettoniche principali, quella di M. Sirino e quella di M. Torrette-M. Malomo, sulla base della loro posizione strutturale e sulla differente evoluzione dei livelli cretacici. Le due unità corrispondono rispettivamente alle unità I e II di Scandone (1967), seppur con modifiche nell'attribuzione di qualche affioramento.

Come in tutto l'Appennino lucano le successioni lagonegresi hanno subito imponenti fenomeni di scollamento degli intervalli terziari, che sovente vanno a costituire delle sottounità tettoniche traslate a formare il cuneo di accrezione frontale dell'edificio alloctono. Cosicché nel Foglio "Rotondella" affiorano generalmente i termini apicali dell'originaria successione lagonegrese, attribuiti alla formazione di M. Malomo. Questa successione è caratterizzata dall'assenza dei galestri del Cretacico inferiore ed è rappresentata da termini cretacici argilloso-carbonatici. Nella località tipo la successione di M. Malomo è costituita alla base da radiolariti passanti ad una potente sequenza argilloso-calcarenitico-marnosa con risedimenti carbonatici grossolani. Essa rappresenterebbe l'insieme degli orizzonti scollatisi dall'originario substrato lagonegrese ed attualmente coinvolto in una serie di scaglie tettoniche inserite all'interno delle sovrastanti Unità Sicilidi. Al tetto della successione di M. Malomo affiorano lembi di argille brune oligoceniche corrispondenti ai livelli basali del flysch numidico, che risulta

PROGETTO CARG

attualmente scollato e traslato verso le aree esterne della catena.

Limitatamente al settore meridionale del Foglio, affiora una successione spessa meno di 200 metri costituita da radiolariti e calcari (Diaspri di Masseria Ruscola di Mostardini *et alii*, 1966), che è stata interpretata come l'originario substrato mesozoico, da cui si sarebbero scollati i livelli cretacico-terziari attualmente affioranti nel settore centro settentrionale del Foglio e costituenti le sottounità di Nova Siri e di Valsinni (v. Fig. 8). L'attribuzione di queste formazioni mesozoiche all'unità lagonegrese consente di correlarli a quelli rinvenuti nel pozzo Serra della Trave, ad ovest di Montegiordano. Questi ultimi si trovano a una profondità compresa tra 1000 e 2000 m, direttamente in ricoprimento tettonico su unità carbonatiche di facies prossimale che di conseguenza vanno assegnate alle unità apule interne (v. Fig. 7 e sezione geologica - Fig. 24).

Le sequenze torbiditiche mioceniche affioranti nelle aree frontali del sistema a *thrust* appenninico, attualmente totalmente scollate, corrispondono alle Unità Irpine di Cocco *et alii* (1972), da questi ritenute depositate in un bacino individuatosi a partire dal Langhiano. Sebbene sia ampiamente riconosciuto (D'Argenio *et alii*, 1973; Pescatore, 1978; Lentini *et alii*, 1987) che il Bacino Irpino rappresenti l'evoluzione medio-miocenica di quello Lagonegrese, non vi sono elementi certi per considerare tutte le sequenze "flyschoidi esterne" come appartenenti originariamente alle unità lagonegresi. Nell'accezione degli A.A., tuttavia, i Flysch Esterni (sotto il generico nome di formazione di Serra Palazzo) si sarebbero deposti al tetto delle unità lagonegresi ancora indeformate nel Langhiano inferiore.

Poichè le successioni lagonegresi sono generalmente prive delle originarie coperture oligo-mioceniche concordanti, si può effettuare un bilancio approssimativo delle sequenze meso-cenozoiche denudate con gli enormi volumi di flysch affioranti nelle aree esterne privi dell'originario substrato mesozoico e ridotti in *thrust-sheet* sovrascorsi sul substrato apulo. Considerando che parte delle successioni lagonegresi passavano al flysch numidico, deformato a partire dal Langhiano inferiore, solo la porzione più esterna delle serie lagonegresi può essere considerata quale substrato dei Flysch Esterni, coinvolta solo tardivamente dalla deformazione a *thrust*. La contiguità dei Flysch Esterni con la Piattaforma Apula è suggerita dalle composizioni miste silicoclastico-carbonatiche (Ogniben, 1969; Palmentola, 1970), che indicano una graduale invasione del detrito di derivazione interna nelle aree più esterne del Bacino Irpino. La testimonianza è fornita dalle sporadiche intercalazioni quarzarenitiche all'interno della successione calcareo-marnosa affiorante nei dintorni di Rotondella. Nel Foglio "Rotondella" quindi la successione sedimentaria sembra legata ad una comune base numidica e pertanto viene considerata parte apicale del dominio lagonegrese (Unità Irpine *p.p.*).

PROGETTO SCARG

Unità tettonica Silentina: Sopra le unità mesozoiche lagonegresi, con contatto tettonico originariamente di ricoprimento, attualmente modificato da sovrascorrimenti retrovergenti, giace una potente successione silicoclastica costituita dal basso verso l'alto dalle formazioni delle Crete Nere, del Saraceno e di Albidona, di età Cretacico-Miocene inferiore (v. Fig. 8). La successione verso il basso, al di fuori del Foglio, si completa con i terreni ofiolitiferi dell'Unità del Frido, che costituiscono un relitto del dominio oceanico alpino-tetideo, contiguo cioè alla placca europea.

Ogniben (1969) considerava questi terreni facenti parte del Complesso Liguride, costituito da una successione di eugeosinclinale, di età compresa tra il Giurassico superiore e l'Eocene medio (v. anche Vezzani, 1968a, 1968b, 1969, 1970a, 1970b). Molti Autori, in epoca di poco posteriore, hanno negato la continuità stratigrafica tra i terreni metamorfici del "Frido" e le soprastanti successioni sedimentarie (Scandone, 1972; Bousquet, 1973; D'Argenio *et alii*, 1973; Amodio Morelli *et alii*, 1976; Lanzafame *et alii*, 1978), riconoscendo la natura tettonica di sovrapposizione tra i due gruppi di terreni.

A prescindere dalle diverse scuole di pensiero, questi terreni del confine calabro-lucano sono stati unanimemente considerati delle successioni interne e sostanzialmente correlabili con quelle del Cilento. Si è arrivati così a dividere il "Complesso Liguride" in due differenti unità tettoniche: l'Unità del Frido (epimetamorfica e metaofiolitica) geometricamente sottoposta all'Unità tettonica Silentina (D'Argenio *et alii*, 1973) o Unità del Cilento (Amodio Morelli *et alii*, 1976) e corrispondente alla successione sedimentaria di Ogniben (1969).

Ben diverse sono invece le considerazioni paleogeografiche e tettoniche che scaturiscono dalle interpretazioni dei vari Autori. Nell'ipotesi di Haccard *et alii* (1972), Alvarez (1976), Amodio Morelli *et alii* (1976), Grandjacquet & Mascle (1978) e Bonardi *et alii* (1982) i terreni metamorfici del "Frido" costituiscono elementi della catena eo-alpina Europa vergente, successivamente coinvolti nella costruzione della catena appenninica durante il Neogene. L'originario oceano di pertinenza era ubicato tra il blocco europeo ed il paleomargine africano, da cui deriverebbero le coltri cristalline austroalpine affioranti nell'Arco Calabro e su cui in discordanza si depositavano i terreni sedimentari dell'Unità Silentina.

Knott (1987) e Monaco *et alii* (1991), sulla scia di Ogniben (1969, 1973, 1985) e Boullin (1984), considerano il Complesso Liguride un elemento apulo-vergente con il significato di un bacino interposto tra il "dominio calabride" e quello africano ed interpretano i terreni relativi come resti di un cuneo di accrezione cretacico-paleogenico. Lentini *et alii* (2006) separano le unità semimetamorfiche ed ofiolitifere (Unità Liguridi), che rappresentano l'evidenza di una fase orogenetica eo-alpina, da quelle sicilidi, caratterizzate dalle Tufiti di Tusa e riferibili ad una fase orogenetica dell'Oligocene superiore-Miocene inferiore ("Fase Balearica"). Le due unità sono separate dalla formazione di Albidona, che

PROGETTO CARG

rappresenterebbe durante quest'ultima fase il deposito di un'avanfossa contigua alla piattaforma carbonatica appenninica (v. Fig. 8).

Unità Sicilidi: Nell'Appennino Lucano sono ampiamente diffusi terreni argillosi ed argilloso-calcarei, noti in letteratura come "Argille scagliose" o "Argille varicolori", originariamente appartenenti a domini interni. Esse, già distinte da Selli (1962) come "coltri lucane" interposte tra i Flysch di Albidona e di Gorgoglione e contenenti "zolle inglobate" delle formazioni di Monte Sant'Arcangelo e di Corleto Perticara, sono state riunite da Ogniben (1969) nel Complesso Sicilide, con chiaro riferimento ad analoghe successioni "eugeosinclinaliche" estesamente affioranti in Sicilia (Ogniben, 1960). Col termine di "unità sicilidi" vengono indicate anche da D'Argenio *et alii* (1973, 1975) le medesime successioni dell'Appennino campano-lucano. Da Amodio Morelli *et alii* (1976) le Unità Sicilidi vengono poste tra quelle *incertae sedis*, in quanto risulterebbe poco chiara la posizione del relativo paleodominio.

Le formazioni delle Unità Sicilidi sono distribuite in alcune falde a vari orizzonti tettonici, talora separate da depositi flyschoidi a carattere di mesautoctono (v. Fig. 8). Nel "Complesso Sicilide" Ogniben (1969) ha distinto due unità tettoniche: la Falda di Rosito e la Falda di Rocca Imperiale. Successivamente Lentini (1979) ha ridefinito due unità tettoniche separate da orizzonti del Miocene medio e superiore, denominando Falda di Cirigliano la coltre sicilide sottostante il flysch di Gorgoglione, mentre quella soprastante ai livelli del Tortoniano inferiore di tale flysch e delle coeve marne arenacee di Serra Cortina è stata indicata come Falda di Rocca Imperiale. All'interno di quest'ultima è stata distinta un'ulteriore unità, denominata Unità del Torrente Cerreto, caratterizzata da estrema caoticità e notevole estensione ed interpretata come raddoppio della Falda di Rocca Imperiale.

La Falda di Cirigliano è costituita da argille varicolori, da lembi carbonatici della Formazione di Monte Sant'Arcangelo e da areniti delle Tufiti di Tusa, oltre a inclusi di varia natura e provenienza tra cui anche calcari a rudiste.

Nella Falda di Rocca Imperiale la sequenza stratigrafica è più regolare ed è rappresentata, dal basso, da argille varicolori cretaciche passanti a calcari, calcari marnosi con argille e arenarie della Formazione di Monte Sant'Arcangelo datata al Cretacico-Paleocene. Seguono ancora argille varicolori dell'Oligocene evolventi verso l'alto ad una sequenza torbiditica litarenitico-feldspatolitica, talora alternata ad areniti tufitiche e a sottili livelli marnoso-calcarei (Tufiti di Tusa *sensu* Ogniben, 1960 o Arenarie di Corleto *sensu* Lentini & Vezzani, 1974).

L'Unità del Torrente Cerreto (Lentini & Vezzani, 1974) costituisce un *mélange* tettonico formato da argille varicolori contenenti livelli di diaspri, calcari marnosi e blocchi di calcari a rudiste.

Lentini (1979) riconosce almeno due fasi deformative nella messa in posto

PROGETTO CARG

di queste coltri a seguito delle quali il fronte delle unità sicilidi si sarebbe esteso fino alle aree più esterne. La prima, databile al Burdigaliano, è responsabile dei ricoprimenti sul flysch numidico della zona di Stigliano e di vari contatti di formazioni sicilidi sulle sequenze lagonegresi; la seconda, relativa al Tortoniano inferiore, ha prodotto un generale ricoprimento sul flysch di Gorgoglione e sui "Flysch Esterni". Ulteriori fasi sono responsabili dei rapporti tra unità sicilidi e coperture plio-pleistoceniche (Lentini, 1967, 1969a, 1969b, 1979, 1980).

Fra le unità della catena quelle sicilidi hanno subito il maggiore trasporto orogenico, tanto da raggiungere, pur provenendo da domini interni, anche il fronte estremo (Falda di Metaponto), inserito nella copertura plio-pleistocenica della Fossa Bradanica.

2. - SETTORE SOMMERSO (M.R. Senatore)

Questo tratto del litorale della Basilicata ricade nella porzione nord-occidentale del Golfo di Taranto, quest'ultimo è ubicato tra le coltri alloctone dell'Appennino Meridionale ad ovest e l'area tettonicamente stabile delle Murge ad est, rappresentando l'attuale area di avanfossa di catena (Selli & Rossi, 1975; Belfiore *et alii*, 1981; Mascle & Mascle, 1983; Mascle *et alii*, 1984; Pennetta *et alii*, 1986; Pennetta 1992; Senatore, 1988); in particolare la parte marina del Foglio "Rotondella" ricade nel settore di catena di cui rappresenta la fascia più esterna.

Le fasi tettoniche di compressione, che hanno determinato la messa in posto delle coltri alloctone di provenienza tirrenica, sono durate fino al Pliocene. Ad esse sono seguite intense fasi di sollevamento nel Quaternario (iniziate nel Pleistocene medio), il cui massimo valore è stato stimato di 1000-1200 m (Bousquet, 1972; Ciaranfi *et alii*, 1983) accompagnate da un leggero basculamento verso NE (Cinque *et alii*, 1993; Hippolyte *et alii*, 1994a, 1994b).

L'avanfossa bradanica si è individuata nel Pliocene ed è stata interessata da una subsidenza di 0.5-0.6 m per migliaia di anni negli ultimi 2.5 Ma (Crescenti, 1975; Belfiore *et alii*, 1981).

L'avampaese apulo è una zona tettonicamente stabile interessata da movimenti essenzialmente verticali; esso è costituito da un basamento cristallino ricoperto da una spessa successione carbonatica sedimentaria mesozoica e cenozoica. Il basamento cristallino che costituisce l'avampaese apulo è ribassato a gradinata e si estende al di sotto dei depositi dell'avanfossa bradanica fino al margine della catena, dove è stato rinvenuto al di sotto delle coltri (Carissimo *et alii*, 1962).

I rapporti tra queste unità continuano anche nel Golfo di Taranto, come risulta da vari profili sismici (Finetti & Morelli, 1972; Finetti, 1976; Senatore *et alii*, 1982; Pescatore & Senatore, 1986; Senatore, 1986, 1987, 1988; Senatore

PROGETTO CARG

et alii, 1988; *etc*.). Tale assetto strutturale condiziona l'andamento batimetrico del Golfo di Taranto che può essere distinto in tre settori (Senatore, 1987) con caratteri morfologici e aree di sedimentazione differenti.

Il settore occidentale è caratterizzato da una struttura ad embrici con deformazioni attive fino al Pleistocene (Senatore, 1988); sono presenti due fronti di sovrascorrimento, localizzati il primo al margine occidentale della dorsale dell'Amendolara e il secondo, che costituisce il limite delle coltri, al margine occidentale della Valle di Taranto. Tali fronti costituiscono degli alti morfologici e strutturali che limitano verso occidente bacini asimmetrici, il Bacino di Corigliano (tra la terra emersa e la dorsale) e il Bacino dell'Amendolara (tra la dorsale e la Valle di Taranto), nei quali la sedimentazione terrigena avviene contemporaneamente alle deformazioni (*piggyback basins*, Ori & Friend, 1984).

Sulla terraferma, il settore compreso tra il bacino di Sant'Arcangelo (bacino satellite plio-pleistocenico formatosi al di sopra delle coltri alloctone durante la strutturazione della catena) e la piattaforma Apula (in corrispondenza dell'alto strutturale di Matera), è caratterizzato da un *record* sedimentario quasi continuo al di sopra delle coltri alloctone. I depositi pliocenici affioranti nella zona più interna della Fossa Bradanica, costituiscono nell'insieme un ciclo sedimentario trasgressivo-regressivo (Patacca & Scandone, 2001) e sono stati ritrovati a profondità comprese tra i 500 m nella zona di Scanzano e gli 800 m nella zona di Metaponto in pozzi realizzati per esplorazioni petrolifere (AGIP, 1977). Essi sono ricoperti in modo discontinuo da argille e argille siltose di piattaforma interna del Pleistocene inferiore (Santerniano) che passano gradualmente ad argille di piattaforma aperta (Argille di Craco), costituendo nell'insieme una successione trasgressiva depostasi tra 1.83 e 1.5 Ma (Patacca & Scandone, 2001). Al piede del fronte alloctono, alla base di tali depositi sono stati ritrovati anche sedimenti di conoide che giacciono in discontonuità sulle sottostanti unità tardo plioceniche e che si assottigliano rapidamente con terminazione ad *onlap* verso il margine esterno dell'avanfossa. Al di sopra delle Argille di Craco giacciono in disconformità depositi arenacei di fronte deltizia e di piattaforma (Arenarie di Tursi datate 1.5-1.25 Ma; Patacca & Scandone, 2001), che si assottigliano gradualmente al di sopra delle coltri appenniniche. Le Arenarie di Tursi passano verso l'alto e lateralmente a depositi argillosi appartenenti all'unità delle Argille Sub-Appenniniche (Boenzi *et alii*, 1971) datate 1.25-0.70 Ma (Patacca & Scandone, 2001).

Le Argille Sub-Appenniniche sono state suddivise in due sotto unità, chiaramente riconosciute e ampiamente studiate nella sezione tipo di Montalbano Ionico: la prima che va da 1.25 a 0.92 Ma (corrispondente all'Intervallo I di Ciaranfi *et alii*, 1996) e rappresenta la parte basale in parte fagliata e leggermente basculata da eventi tettonici successivi a 0.92 Ma (Patacca & Scandone, 2001), e la seconda che va da 0.92 a 0.7 Ma (corrispondente all'Intervallo IIA di Ciaranfi

PROGETTO CARG

et alii, 1996). L'Intervallo I delle Argille Sub-Appenniniche, costituito da argille di piattaforma con associazioni bentoniche di acque relativamente profonde (Ciaranfi *et alii*, 1996) e contenente al suo interno un livello piroclastico chiamato V_1 e datato 1.1 Ma, rappresenta un chiaro *backstepping* delle unità della Fossa Bradanica con aumento verso l'alto della profondità alla quale si sono deposti tali sedimenti; la massima superficie di ingressione marina è stata datata 0.92 Ma (Patacca & Scandone, 2001). La parte superiore delle Argille Sub-Appenniniche (Intervallo IIA) rappresenta un sistema progradante contenente al suo interno tre livelli piroclastici (V_2, datato 0.92 Ma, V_3, datato 0.82 Ma e V_4, datato 0.79 Ma in Ciaranfi *et alii*, 1996), e correlato secondo Patacca & Scandone (2001) alla migrazione verso l'esterno delle coltri attive della catena. Questa subunità delle Argille Sub-Appenniniche passa verso l'alto a depositi sabbiosi di *nearshore* (Arenarie di Montalbano in Patacca & Scandone, 2001, corrispondenti all'Intervallo IIB di Ciaranfi *et alii*, 1996), contenenti al loro interno diversi livelli vulcanoclastici (V_5-V_9). Le Arenarie di Montalbano sono correlate lateralmente a depositi conglomeratici alluvionali (Conglomerati di Castronuovo) nelle zone più vicine al fronte alloctono e ad arenarie di un sistema barriera progradante (Arenarie di Monte Marano e di Staturo) a loro volta progradanti verso argille di piattaforma (Argille di Gravina) nelle zone più esterne della Fossa Bradanica (Patacca & Scandone, 2001).

PROGETTO CARG

PROGETTO
CARG

IV - STRATIGRAFIA

(S. Carbone, A. Di Stefano, F. Lentini e M. Romeo)

1. - UNITÀ TETTONICHE DELLA CATENA APPENNINICA

1.1. - Unità Tettonica Lagonegrese II

Nel Foglio "Rotondella" le sequenze bacinali lagonegresi sono rappresentate esclusivamente dall'Unità Lagonegrese II affiorante lungo le dorsali di Rotondella-Nova Siri e di Colobraro-Valsinni-M. Coppolo-Serra Maggiore, nel settore centro-settentrionale del Foglio. Un ulteriore lembo è presente in sinistra orografica del F. Ferro, nell'estremità centro-meridionale del Foglio.

L'Unità tettonica Lagonegrese II è l'orizzonte più profondo affiorante dell'edificio strutturale e costituisce il substrato su cui poggiano in sovrascorrimento principale i terreni delle unità tettoniche sia silentine che sicilidi (v. Fig. 8). Essa è caratterizzata da un ampio sviluppo dei termini terrigeni terziari (argilliti del T. Serrapotamo, flysch numidico e marne arenacee di Serra Cortina, formazione di Serra Palazzo) completamente scollati dagli orizzonti meso-cenozoici (formazione di Monte Malomo e Scisti Silicei).

Sono state distinte tre sottounità tettoniche: Nova Siri, Valsinni e Masseria Ruscola. Le prime due sono caratterizzate esclusivamente da termini terziari; la terza è formata dal solo intervallo giurassico-paleocenico. Le tre sottounità tettoniche sono strutturalmente separate e presentano distinti livelli di scollamento, rispettivamente in corrispondenza delle argilliti del T. Serrapotamo (ABQ) per la sottounità Valsinni e dei termini apicali della formazione di Monte Malomo per quella di Nova Siri. Quella di Masseria Ruscola è troncata verso l'alto da un

PROGETTO CARG

contatto di scollamento in corrispondenza di un caratteristico intervallo caotico della formazione di Albidona (ABD_1) ed è delimitata a sud da un *back-thrust*.

I terreni eocenico-miocenici costituiscono due dorsali disposte in direzione appenninica e delimitano una zona di basso strutturale interposta che ospita i terreni sicilidi. La dorsale di Nova Siri si estende con continuità lungo l'allineamento Rotondella-T.ne del Romito (m 446)-T.ne la Petrosa (m 448) e più discontinuamente fino a Murge di S. Caterina (m 393); quella di Valsinni si sviluppa da Colobraro ai rilievi di M. Coppolo (m 890)-T.ne del Caprio (m 862)-Serra Maggiore (m 780) fino ai limitati lembi in sinistra orografica del T. Canna. Nel tratto più settentrionale quest'ultima dorsale è intersecata dal F. Sinni, le cui sponde si restringono, formando la cosiddetta "stretta" di Valsinni. Il terzo elemento, molto più limitato arealmente, affiora tra il F. Ferro e C.da Gattuzzo.

L'Unità Lagonegrese II è sovrapposta in fuori sequenza sulle coltri silentine e sicilidi; il contatto originario di ricoprimento delle Unità Sicilidi su quelle Lagonegresi è conservato in limitati affioramenti e più precisamente sui livelli alti delle marne arenacee di Serra Cortina, come in alcune località ad ovest e a nord di Serra Maggiore. La dorsale di Nova Siri invece è caratterizzata da geometrie a *thrust* orientati NNO-SSE che la interpongono tra terreni sicilidi.

1.1.1. - *sottounità Nova Siri*

Questa sottounità comprende quattro formazioni originariamente deposte in continuità di sedimentazione, attualmente affioranti con contatti stratigrafici comunemente modificati da *thrust*. Nell'insieme costituisce una scaglia tettonica apulo vergente, ritagliata da faglie ad andamento NO-SE e NE-SO.

L'originario contatto di ricoprimento delle Unità Sicilidi è conservato lungo il versante occidentale della dorsale di Murge di S. Caterina, mentre ad est è troncato da un sovrascorrimento recente (v. Cap. V-Tettonica).

1.1.1.1. - formazione di Monte Malomo (**FMM**) (cfr. Flysch Rosso *Auct. p.p.*)

A nord dell'abitato di Nova Siri Ogniben (1969) segnala, ascrivendoli alla Formazione di Masseria Palazzo, circa 150 m "di calcareniti grigie a vene spatiche a rotalidi, in strati sottili" ed in banchi di 1-2 m, "per lo più ben classate tra 0.4 e 0.2 mm, con passaggio a brecciole fini a miogipsine e lepidocicline con globigerine e foraminiferi bentonici". Questo affioramento viene interpretato come "elemento tettonico sradicato, anche se emergente in posizione basale rispetto alle formazioni circostanti" (v. Ogniben, 1969, pag. 497).

Mostardini *et alii* (1966) avevano attribuito il medesimo affioramento ai Calcari detritici di Nova Siri, di probabile età aquitaniana, associandolo ad una

PROGETTO CARG

formazione denominata Alternanza marnoso-calcareo-arenacea di Rotondella del Miocene inferiore-medio che comprende gli affioramenti dell'omonimo paese.

Equivale in larga parte all'"Alternanza argilloso-calcarea di Monte Malomo" di Lentini & Vezzani (1974) riferita al Cretacico superiore-Eocene, riconosciuta in alcune aree al tetto degli Scisti Silicei lagonegresi ed in altre alla base del flysch numidico. Carbone *et alii* (1991) l'assegnano alla formazione di Monte Malomo di età Cretacico-Oligocene (?).

Gli intervalli sommitali della formazione, solidali con il flysch numidico, sono stati spesso segnalati, nei settori esterni dell'orogene, con il termine di "Flysch Rosso" o di "Argille Varicolori" (Dazzaro & Rapisardi, 1987).

La formazione affiora nei dintorni dell'abitato di Nova Siri ed è costituita da un'alternanza di calcareniti e calciruditi grigie in strati da 10 a 50 cm, talora oltre il metro per amalgamazione, e di argilliti rosse, grigie e verdi e marne in strati generamente sottili. Sono frequenti le liste di selce bianca e grigia spesse 2-5 cm. I clasti delle calciruditi, di diametro variabile da 2 mm a 3 cm, sono costituiti da micrite intracristallina fossilifera, sono arrotondati ed immersi in una matrice micritica spesso ricristallizzata.

La base della formazione non affiora. Il passaggio alle soprastanti argilliti brune (ABQ) è netto, come è osservabile lungo il contatto stratigrafico ad ovest dell'allineamento Nova Siri-T.ne La Petrosa, oppure è tettonizzato per una risalita in fuori sequenza sulle argilliti ABQ lungo il contatto che, con andamento iniziale circa E-O da nord di T.ne La Petrosa, prosegue in senso meridiano fino al settore orientale di Nova Siri.

Lo spessore affiorante si mantiene costante ed è di circa 150 m.

Le calcareniti contengono associazioni quasi esclusivamente planctoniche a *Morozovella* spp., *Acarinina* spp., *Globigerina* spp., *Turborotalia* spp., *Discocyclina* spp. e delle famiglie Ataxophragmiidae ed Anomalinidae dell'Eocene medio, e a *Lepidocyclina* sp., *Miogypsinoides* sp., *Amphystegina* sp., *Operculina* sp. e *Heterostegina* sp. dell'Oligocene superiore, oltre a *Nummulites* sp. e *Alveolina* sp.; sono presenti inoltre, briozoi e litotamni.

Relativamente ai terreni affioranti nell'area del Foglio, l'età della formazione è Eocene medio *p.p.*-Oligocene superiore *p.p.*

Si tratta di torbiditi carbonatiche prossimali in facies di base scarpata-bacino, in corpi da massivi per amalgamazione (prossimali) a sottili e a tessitura fine (distali), associate a micriti pelagiche e con abbondanti risedimenti di margine di piattaforma.

1.1.1.2. - argilliti del T. Serrapòtamo (**ABQ**)

Affiorano con continuità, anche se in un settore limitato, tra Rotondella e Nova Siri lungo la dorsale tra gli omonimi paesi. Relativamente alla sottounità

PROGETTO CARG

di appartenenza è la formazione meglio rappresentata nel Foglio, affiorando estesamente da ovest di Nova Siri attraverso Tempone del Romito fino a Mass. Mancini ad ovest di Rotondella.

Trattasi di argille silicifere bruno-vinaccia, scagliettate con strati sottili di quarzosiltiti giallo-biancastre o brune per spalmature manganesifere, a grana omogenea, e di calcari, calcareniti e calciruditi a macroforaminiferi, gradati, spatizzati e/o silicizzati.

Il passaggio alla sottostante formazione di M. Malomo è netto ed è osservabile ad ovest del paese di Nova Siri e sul versante occidentale di T.ne La Petrosa, mentre quello superiore, di transizione al flysch numidico, a SO di Rotondella è graduale, ma rapido, per l'infittirsi della componente arenitica silicoclastica. La successione in quest'ultimo tratto è rovesciata verso SO.

Lo spessore è valutabile intorno a 130 m.

Le argilliti silicifere sono sterili; le calcareniti contengono microfaune a foraminiferi bentonici prevalenti quali *Lepidocyclina* sp., *Amphystegina* sp., *Operculina* sp., *Heterostegina* sp. e *Spiroclypeus* sp. dell'Oligocene superiore.

L'età è Oligocene superiore *p.p.*

La formazione è costituita da emipelagiti e torbiditi fini bacinali, cui si associano subordinati depositi da flussi gravitativi.

1.1.1.3. - flysch numidico (**FYN**)

La formazione affiora in scaglie tettoniche orientate all'incirca N-S, da Rotondella a Murge di S. Caterina, interposta tra terreni siciliidi. La scaglia più continua è quella che in assetto monoclinalico rovesciato si estende dall'alto corso del Canale Ruggero alla strada al di sotto del cimitero di Rotondella; qui la formazione raggiunge uno spessore di 100 m. Altri limitati lembi, con spessore da 0 a 100 m, affiorano più a sud in scaglia tettonica con strati diritti tra Manganello (lungo il T. S. Nicola) e più a sud da Mass. Noiello alle Murge di S. Caterina.

La formazione è costituita da arenarie quarzolitiche di colore grigio-biancastro e giallastro all'alterazione, con granuli di quarzo fino a 5 mm di diametro, arrotondati e smerigliati, in matrice molto scura quarzoso-calcitico-argillosa e con scarso cemento, per lo più limonitico. I banchi sono debolmente gradati e sovente amalgamati fino a 5 m di spessore. Alla base degli strati sono presenti rare impronte di fondo, mentre sono abbondanti gli inclusi argillosi anche di grande diametro. Verso l'alto la formazione è caratterizzata da un'alternanza di quarzareniti litiche e argille marnose nerastre scagliettate con subordinate marne, calcari marnosi neri in strati sottili e calcareniti grossolane.

A sud di Rotondella l'unità passa verso l'alto alla formazione di Serra Palazzo, confermando il passaggio stratigrafico tra le due formazioni, come già segnalato

PROGETTO CARG

da Boenzi *et alii* (1968) e Palmentola (1967a, 1967b).

Dal punto di vista biostratigrafico, il prevalere della componente arenitica quarzosa ha vanificato l'analisi dei campioni prelevati che sono risultati tutti sterili. Anche le frazioni più sottili e persino le scarse lutiti a composizione silicea non hanno fornito faune, ad eccezione di radiolari e qualche raro foraminifero agglutinante; pertanto l'età della formazione è dedotta per correlazione con gli omologhi intervalli FYN della sottounità di Valsinni e dal confinamento in alto determinato dai livelli basali della formazione di Serra Palazzo.

Per gli affioramenti di Rotondella, bene esposti sotto il cimitero del paese, Ogniben (1969) riporta una successione quarzarenitica spessa circa 70-100 m "che fa regolare passaggio verso l'alto alla formazione delle marne arenacee di Serra Cortina" costituita da "un'alternanza di quarzareniti terrose e di argille marnose scagliettate nerastre e con subordinate marne, calcari marnosi in strati sottili e calcareniti grossolane, passante verso l'alto ad un'alternanza marnoso-calcarea e quindi prevalentemente calcarea della formazione di Masseria Palazzo".

Nella stesura della carta geologica del Foglio "Rotondella" gli Autori di queste note non attribuiscono i livelli sommitali del flysch numidico dell'area di Rotondella alle marne arenacee di Serra Cortina, bensì interpretano tali terreni come i termini di graduale rapida transizione del flysch quarzarenitico a composizioni via via più ibride, ad opera di addizionamenti silicoclastici che si estendevano in aree a sedimentazione carbonatica, e li assegnano alla soprastante formazione di Serra Palazzo (membro di Rotondella - PAA_1).

L'età della formazione è Oligocene superiore *p.p.*-Miocene inferiore *p.p.*, per analogia con omologhi intervalli della sottounità di Valsinni.

L'ambiente di sedimentazione è marino profondo, caratterizzato da depositi da scivolamento in massa e da flussi gravitativi.

1.1.1.4. - formazione di Serra Palazzo (**PA**A)

Questa unità litologica carbonatico-silicoclastica, originariamente denominata "Alternanza marnoso-calcareo-arenacea di Rotondella" da Mostardini *et alii* (1966), corrisponde alla Formazione di Serra Palazzo *p.p.* di Selli (1962), all'Unità Straface di Ghezzi & Bayliss (1964) e alla Formazione di Masseria Palazzo di Ogniben (1969).

In ambito CARG la formazione è stata suddivisa in tre membri: membro di Rotondella (PAA_1), membro di Vallone Forluso (PAA_2) e membro di Pantano dei Gamberi (PAA_3). Nell'area del Foglio è presente esclusivamente il membro di Rotondella (PAA_1).

Affiora principalmente nei dintorni di Rotondella ed è delimitata a NE da un fronte di sovrascorrimento secondario che, all'incirca dal km 158 della SS

PROGETTO CARG

Sapri-Ionio, prosegue verso est fino alla media incisione del C.le di Ruggero. Ad ovest è in continuità, in giacitura rovesciata, sui termini che costituiscono la monoclinale che si estende, in senso meridiano, dal Convento di S. Antonio alla bassa incisione del C.le Ruggero, troncata da una faglia che si sviluppa all'incirca lungo il fosso. Altri affioramenti di estensione limitata si ritrovano più a sud, in sinistra del Torrente S. Nicolò e a NE di Murge di S. Caterina, in entrambe le località in continuità stratigrafica sul flysch numidico.

La formazione è costituita da un'alternanza ciclica di prevalenti torbiditi calciclastiche e subordinatamente silicoclastiche. La frazione carbonatica è rappresentata da calcilutiti e da calcareniti di colore bianco-crema in strati sottili, cui si alternano marne e marne argillose in livelli millimetrici. Le calcareniti contengono abbondanti resti fossili spatizzati immersi in fango microcristallino talora ricristallizzato. Lungo il C.le di Ruggero la parte mediana della formazione è costituita da un intervallo marnoso in strati di 10 cm-2 m passante verso l'alto ad un'alternanza pelitico-arenacea in strati sottili. Le arenarie, di colore grigio-brunastro, hanno grana medio fine, composizione feldspatico-quarzosa e cemento argilloso-carbonatico. Sovente sono gradate e con impronte di fondo e tracce organogene. In prossimità del paese di Rotondella, la formazione si presenta come una fitta alternanza, estremamente scagliettata per tettonizzazione, di calcari marnosi biancastri, grigi al taglio, in strati decimetrici e di calcareniti fini grigio scuro o avana al taglio, sovente gradate in strati e banchi fino a 1-2 m. A Murge di S. Caterina affiora un'alternanza di calcari e calcari marnosi bianchi in strati medi e di marne grigiastre in assetto caotico contenenti fossili rimaneggiati dell'Eocene.

Lo spessore, mal calcolabile per tettonizzazione, non è inferiore a 200 m.

Il contenuto fossilifero è rappresentato da foraminiferi quali *Globigerinoides trilobus* (Reuss), *Globoquadrina* sp., *Globigerina* sp., *Praeorbulina* sp., *Paragloborotalia* sp.; le associazioni a nannofossili sono caratterizzate dalla presenza di *Calcidiscus premacintyrei* Theodoridis, *Helicosphaera carteri* (Wallich), *Sphenolithus heteromorphus* Deflandre, nei livelli più bassi e da *Calcidiscus macintyrei* (Bukry & Bramlette), *Reticulofenestra pseudoumbilicus* (Gartner), *H. walbersdorfensis* (Müller) in quelli più alti (intervallo tra le biozone MNN5 e MNN7 di Fornaciari *et alii*, 1996) riferibili al Langhiano-Serravalliano. L'età complessiva della formazione è Burdigaliano *p.p.*-Langhiano.

Torbiditi calciclastiche e silicoclastiche di ambiente bacinale caratterizzate da continuità laterale e geometria tabulare.

1.1.2. - *sottounità Valsinni*

Si tratta di una successione oligo-miocenica costituita da tre formazioni in continuità di sedimentazione, bene esposta lungo la dorsale M. Calvario-M.

PROGETTO CARG

Coppolo-Serra Maggiore, diretta NNO-SSE. La dorsale forma una monoclinale in prevalenza rovesciata a SO ed immergente a NE, costituita da ripetute scaglie originariamente vergenti a NE e delimitata tettonicamente su entrambi i fianchi da terreni sicilidi (v. Cap. V-Tettonica).

L'intera unità tettono-stratigrafica raggiunge uno spessore di circa 900 m. Le caratteristiche petrografiche e sedimentologiche la fanno ascrivere ad una sequenza flyschoide bacinale, cui nella parte medio-alta, al passaggio con le marne arenacee di Serra Cortina, si addizionano corpi "olistostromici" come già segnalato da Ghezzi & Bayliss (1964) e da Mostardini *et alii* (1966) e che denunciano le fasi deformative delle aree più interne.

1.1.2.1. - argilliti del T. Serrapòtamo (**ABQ**)

Affiorano esclusivamente a est e sud-est di Colobraro in modo discontinuo per tettonica.

Si tratta di argille siltose silicee di colore bruno, con rari livelli centimetrici di quarzareniti fini bruno-giallastre, debolmente gradate a cemento siliceo. Calcareniti a macroforaminiferi e marne rosse non cartografabili si osservano, in lembi sparsi, nelle argille brune affioranti sui banconi rovesciati di quarzareniti ad est del paese di Colobraro. Questi rinvenimenti confermano che tali terreni costituivano l'originaria copertura oligo-miocenica della formazione di Monte Malomo, rapporti che sono comunque ben noti più a nord al di fuori dell'area, come alla Stazione di Campomaggiore e sanciscono l'appartenenza dell'intera sequenza numidica all'Unità Lagonegrese II.

La base della formazione non è affiorante a causa di coperture detritiche.

La formazione fa graduale, anche se rapido, passaggio per l'infittirsi dei livelli arenitici al soprastante flysch numidico.

Nell'affioramento a nord di Cozzo Madonne della Rocca la formazione raggiunge lo spessore massimo di 100 m.

La datazione della formazione si basa sulla presenza di associazioni ad *Amphistegina* sp., *Miogypsinoides* sp., *Lepidocyclina* sp., *Heterostegina* sp., *Asterigerina* sp., *Spiroclypeus* sp. in livelli calcarenitici affioranti nell'area tipo (Foglio "Marsico Nuovo"), indicative dell'Oligocene superiore *p.p.*

1.1.2.2. - flysch numidico (**FYN**)

Questa formazione, originariamente definita Arenarie di Stigliano (Selli, 1962) o Unità Coppolo (Mostardini *et alli*, 1966), è rappresentata da un'alternanza arenaceo-pelitica potente 500-600 m, all'interno della quale gli intervalli arenitici,

PROGETTO CARG

costituenti banconi spesso verticalizzati, si elevano tra fasce morfologicamente depresse.

Affiora con continuità da M. Calvario (a nord di Colobraro) a Serra Maggiore-T. Canna, attraverso gli abitati di Valsinni e i rilievi di M. Coppolo-Timpone del Caprio (Fig. 9a).

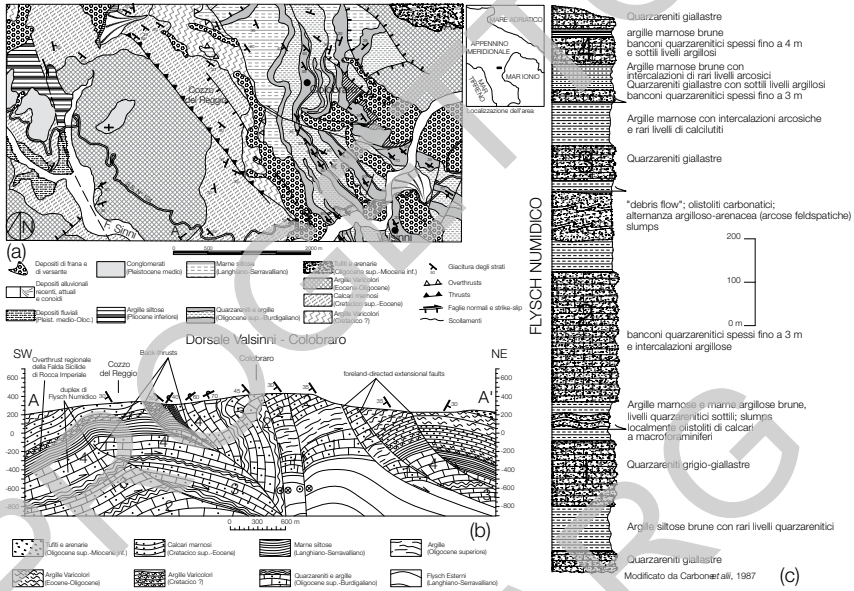

Fig. 9 - *Carta geologica dell'area di Valsinni-Colobraro (a), sezione geologica (b) e colonna stratigrafica (c) del flysch numidico misurata sulla sponda sinistra del F. Sinni, ad ovest di Valsinni.*

Si tratta di quarzareniti a grana da fine-media a grossolana, mal classate a matrice quarzosa o a cemento siliceo, talora calcitico, di colore grigio-biancastro e giallastro all'alterazione, in strati e banchi da 2 m fino a 10 m per amalgamazione (**FYN$_a$**), con interstrati fino a 10 cm di argille marnose e siltiti brune.

La base della formazione è caratterizzata da un'alternanza di argille marnose e marne argillose brune in strati di 1-2 m e di quarzareniti grigie in livelli di 5-20 cm, estremamente bioturbati e slumpizzati, cui si associano piccoli olistoliti di calcareniti grigie a nummuliti e discocicline, di calcari mesozoici di scogliera e di calcilutiti marnose biancastre.

In alto la successione passa gradualmente alle marne arenacee di Serra Cortina mediante un'alternanza pelitico-quarzarenitica con sottili strati di arcosi e con intercalazioni caotiche da *debris-flow* o da scivolamenti in massa

PROGETTO CARG

potenti fino a 200 m (**FYN_b**). Questi ultimi sono particolarmente sviluppati lungo il rilievo di M. Coppolo, dove ne sono stati cartografati due, di cui il più occidentale ha estensione e spessore maggiore e decorso parallelo alla superficie di sovrascorrimento orientata NNO-SSE. Un lembo più ridotto è bene esposto più a sud tra Mass. Carbone e Mass. Finocchio.

La litofacies FYN_b è costituita da brecce ad elementi arenitici, a composizione arcosica, e marnosi con matrice siltoso-sabbiosa, a Mass. Carbone sono presenti inoltre numerosi blocchi calcarei e pacchi interi di un'alternanza pelitico-arenitica colore tabacco. Gli olistoliti calcarei hanno diametro fino a 50 cm e sono composti da calcareniti e calciruditi grigio-biancastre a gasteropodi e rudiste e da calcareniti grigie a macroforaminiferi. In un altro affioramento, nei pressi di Mass. Calanche (q. 550 m), è esposta una sequenza formata dal basso da:
- un banco di brecce in abbondante matrice sabbioso-siltosa di colore grigio-avana, costituito da clasti spigolosi di marne grigio-biancastre a frattura concoide, da piccoli ciottoli di quarzo, da frammenti di quarzareniti, e da argilliti grigie,
- seguono argilliti grigiastre con sottili livelli di siltiti arcosiche, spesse circa 2,5 m ed, infine,
- un banco di 2-3 m di brecce come le precedenti.

Nel tratto della dorsale compresa tra gli abitati di Colobraro e Valsinni l'intera sequenza è ripetuta in scaglie tettoniche subparallele ed è costantemente rovesciata, per poi raddrizzarsi in corrispondenza di Colobraro (Fig. 9b).

Lo spessore della successione varia lungo la dorsale, anche a causa delle numerose ripetizioni tettoniche (Fig. 9b), raggiungendo i valori massimi tra Colobraro e M. Coppolo, fino quasi ad azzerarsi oltre la terminazione meridionale di Serra Maggiore (Fig. 9c).

Lungo la dorsale sono state effettuate delle campionature; grazie ad una migliore esposizione della porzione apicale della formazione, si è potuto analizzare in dettaglio la transizione alle soprastanti marne arenacee di Serra Cortina, essendo anche gli intervalli quarzarenitici sterili o contenendo foraminiferi agglutinanti di difficile riconoscimento. Nei livelli alti del flysch numidico sono presenti microfaune della zona a *Globigerinoides trilobus* (Iaccarino, 1985) e nannoflore a *Helicosphaera carteri*, *Sphenolithus moriformis* Brönnimann & Stradner *e Discoaster deflandrei* Bramlette & Riedel della biozona MNN2a (Fornaciari & Rio, 1996), indicative del Burdigaliano.

In letteratura la litofacies FYN_b, già segnalata da Ghezzi & Bayliss (1964) e da Mostardini *et alii* (1966), è stata oggetto di studio da parte di Carbone *et alii* (1987), e di Lentini *et alii* (2002). Nella ricostruzione della sequenza stratigrafica del flysch numidico effettuata da Carbone *et alii* (1987) le intercalazioni olistolitiche si collocano nella parte alta dell'intera sequenza. Rimangono sostanzialmente immutate anche le considerazioni sedimentologiche, per cui la successione numidica affiorante tra Valsinni e Colobraro viene interpretata come

PROGETTO CARG

deposito di lobo di un sistema torbiditico, caratterizzato dalla deposizione di grandi volumi di arenaria in strati piano-paralleli, senza significativi fenomeni erosivi alla base.

La presenza di litologie sfavorevoli ha reso impossibile il reperimento di dati biostratigrafici significativi per la parte basale dell'unità, la cui età è vincolata dall'età delle argilliti del T. Serrapotamo.

L'età complessiva è pertanto Oligocene superiore *p.p.*-Miocene inferiore *p.p.*

1.1.2.3. - marne arenacee di Serra Cortina (**MSC**)

Le marne arenacee di Serra Cortina (Ogniben, 1969) rappresentano una successione depositatasi in un bacino, in cui la sedimentazione sarebbe stata influenzata da incipienti deformazioni. Infatti, la bimodalità composizionale che caratterizza la formazione sarebbe il risultato della provenienza dei sedimenti sia da aree carbonatiche esterne che dalle unità della catena in via di strutturazione.

Interpretata da Lentini (1979) come un flysch deposto in un'area intermedia tra quella del flysch di Gorgoglione all'interno e della formazione di Serra Palazzo all'esterno, verrebbe a fare parte della "famiglia" dei Flysch del Bacino Irpino *sensu* Pescatore (1978).

La formazione affiora con buona continuità, anche se disturbata da ripetizioni tettoniche, dall'area di M. Calvario a S. Nicola sul versante occidentale della dorsale Valsinni-Monte Coppolo, fino agli isolati lembi tra Mass. Conca e Mass. Spartosa, ed è coinvolta, solidalmente con le quarzareniti numidiche, nei sistemi a *thrust* che interessano la dorsale (v. Fig. 9).

Si tratta di una fitta alternanza di marne siltose giallastre ed argille marnose grigio-verdi o azzurre in strati e banchi di 2-10 m, cui si intercalano strati sottili (2-10 cm) di siltiti o arenarie fini grigio acciaio a composizione da sub-arcosica ad arcosica, con quarzo a grana minuta subangoloso ben classato e minori feldspati, miche e cloriti in cemento spatico. Nelle areniti la componente carbonatica extrabacinale è praticamente assente, mentre quella bacinale è presente solo in alcuni campioni ed è rappresentata da foraminiferi sia bentonici che planctonici.

Nell'intervallo apicale le arenarie sono ridottissime od assenti e la sequenza diventa praticamente pelitica. Verso il basso, al passaggio con il flysch numidico, sono presenti olistoliti eterogenei con diametro da pochi centimetri ad alcuni decimetri costituiti da calcari marnosi biancastri e da calcilutiti riferibili a formazioni sicilidi, e calcareniti mesozoiche di piattaforma, associati a *slumping*.

Lungo la dorsale gli spessori della formazione variano notevolmente da nord a sud, a causa di elisioni tettoniche e/o ripetizioni per scaglie, raggiungendo la potenza massima di 200 m tra Cozzo del Reggio e M. Calvario. A sud del F. Sinni la formazione tende a sparire, a causa dell'accavallamento retrovergente,

PROGETTO CARG

che interessa la dorsale numidica rovesciata verso SO.

Le peliti contengono foraminiferi dell'intervallo compreso tra le biozone a *Praeorbulina glomerosa* s.l. e a *Globorotalia siakensis* (Iaccarino, 1985) (Langhiano-Serravalliano).

A nord di M. Calvario, al limite col Foglio "Pisticci", livelli di base di questa formazione, al passaggio con orizzonti quarzarenitici del flysch numidico, contengono associazioni a nannofossili della biozona MNN3a (Fornaciari & Rio, 1996) (*Sphenolithus belemnos* Bramlette & Wilcoxon, *Helicosphaera carteri, H. mediterranea* Müller), riferibili alla parte media del Burdigaliano. La formazione è comunque ben rappresentata nei dintorni dell'abitato di Gannano (cfr. Foglio "Pisticci"), dove livelli intermedi sono riferibili all'intervallo tra le biozone MNN4-MNN5 (*Helicosphaera ampliaperta* Bramlette & Wilcoxon, *Sphenolithus heteromorphus*, *Helicosphaera walbersdorfensis*) di età Burdigaliano-Langhiano e livelli alti all'intervallo tra le biozone MNN6 e MNN8a (Fornaciari *et alii*, 1996) (*Reticulofenestra pseudoumbilicus*, *Calcidiscus macintyrei* (Bukry & Bramlette), *Discoaster kugleri* Martini & Bramlette, *Helicosphaera walbersdorfensis, H. stalis* Theodoridis) del Serravalliano-Tortoniano inferiore.

L'età complessiva è Burdigaliano *p.p.*-Tortoniano inferiore.

L'ambiente è marino profondo caratterizzato da torbiditi distali ed emipelagiti.

1.1.3. - *sottounità Masseria Ruscola*

È costituita da una sequenza ridotta e condensata di pelagiti silicee (Scisti Silicei) e da emipelagiti (formazione di Monte Malomo) con risedimenti carbonatici provenienti dai margini della piattaforma appenninica.

Affiora a sud del Foglio, confinata tettonicamente da un *thrust* basale retrovergente a direzione appenninica, mentre al tetto è troncata da un orizzonte caotico della formazione di Albidona interpretato come livello di scollamento terziario per sostituzione di copertura col flysch numidico.

1.1.3.1. - Scisti Silicei (**STS**)

Noti in letteratura come "Diaspri di Masseria Ruscola" (Mostardini *et alii*, 1966), vengono descritti come un'alternanza di "diaspri, calcari selciosi ed argille scagliettate", spessa circa 15 m, inglobata sempre in piccoli lembi nel "Complesso caotico di Masseria Spartosa", termine con il quale gli stessi Autori indicavano un complesso caotico e tettonizzato, costituito da formazioni diverse (Calcari di Punta d'Appesa, Alternanza argilloso-arenacea di Colle Mazzarella,

PROGETTO CARG

Diaspri di Masseria Ruscola, Alternanza argilloso-arenacea di Montegiordano) di pertinenza "sicilide" e/o "silentina" (cfr. membro caotico della formazione di Albidona degli Autori delle presenti note con Alternanza argilloso-arenacea di Colle Mazzarella).

Affiorano esclusivamente in sinistra del F. Ferro, tra Mass. Ruscola e Gattuzzo, nel settore meridionale del Foglio, al limite con il Foglio "Trebisacce".

Trattasi di una fitta alternanza di diaspri di colore rosso vinaccia o bruno e di argilliti silicifere rosse scagliettate in strati da sottili a medi, passanti verso l'alto ad un'alternanza, in strati irregolari, di diaspri e calcari cristallini rossastri con dendriti manganesifere e zolfo in lamine o nelle fratture e plaghe di silice amorfa.

La formazione è troncata alla base da un sovrascorrimento retrovergente (*back thrust*) a direzione appenninica; verso l'alto da un contatto di scollamento con la formazione di M. Malomo (v. Fig. 8).

Lo spessore dell'affioramento, difficilmente calcolabile a causa del degrado legato ai dissesti e all'estrema tettonizzazione, non supera i 100 m.

Nei campioni esaminati sono presenti solo microrganismi a guscio siliceo, quali radiolari e spicole di spugne, che non permettono alcuna attribuzione cronostratigrafica.

L'età è ricavata per correlazione con analoghi livelli di questa formazione affiorante più estesamente nel Foglio "Lauria", ed è Retico *p.p.*-Giurassico*p.p.*

L'ambiente di sedimentazione è di piana abissale caratterizzato da pelagiti silicee con notevole persistenza laterale e da sottili strati tabulari.

1.1.3.2. - formazione di Monte Malomo (**FMM**) (cfr. Flysch Rosso *Auct. p.p.*)

Affiora in modo discontinuo tra Mass. Ruscola a nord e Gattuzzo a sud ed è caratterizzata da un'alternanza di calcari cristallini, di calcari marnosi e marne di colore bianco-rosate e di argille rossastre in strati da sottili a spessi. Localmente si intercalano lenti di brecce calcarenitiche grossolane e calciruditi debolmente gradate e blocchi eterometrici di brecce calcaree con clasti a macroforaminiferi, frammenti di rudiste, coralli e calcari oolitici.

La formazione è delimitata sia a letto che a tetto da superfici di scollamento.

Lo spessore oscilla tra 50 e 60 m ed è relativo all'intervallo del Cretacico superiore come evidenziato dalle associazioni a nannofossili formate da *Arkhangelskiella cymbiformis* Vekshina, *Micula* spp., *Eiffellithus turriseiffelii* Deflandre, *Watznaueria barnesae* Black e a foraminiferi rappresentate da *Siphovalvulina* sp., *Trocholina* sp., *Siderolites* sp., *Orbitoides* sp., *Cuneolina* sp., *Quinqueloculina* sp., *Glomospira* sp. Nelle argille rosse sono state riconosciute associazioni a nannofossili del Cretacico superiore e rari individui (*Dictyoccocites*

PROGETTO CARG

spp., *Coccolithus pelagicus* (Wallich) indicativi di un'età almeno paleocenica.

Nella località tipo (cfr. Foglio "Marsico Nuovo") l'età della formazione si estende all'Oligocene, pertanto l'età complessiva è Cretacico superiore-Oligocene.

L'ambiente deposizionale è bacinale, caratterizzato da emipelagiti con risedimenti carbonatici di margine di piattaforma.

1.2. - Unità tettonica Silentina

Le formazioni che costituiscono questa unità tettonica fanno parte di una successione che raggruppa terreni sedimentari di età Cretacico-Miocene inferiore in appoggio su un'unità di basamento oceanico, caratterizzato dalle ofioliti calabro-lucane e da metasedimenti, interpretati quali relitti del dominio oceanico tetideo.

Nel Foglio "Rotondella" affiorano tutti i terreni che costituiscono l'Unità tettonica Silentina, *sensu* D'Argenio *et alii* (1973). Essa è formata da una sequenza argillitica di colore nero-bluastro (formazione delle Crete Nere) e da una successione torbiditica costituita dalla formazione del Saraceno in basso, cui segue in continuità la formazione di Albidona (v. Fig. 8).

1.2.1. - *formazione delle Crete Nere* (**CRN**)

La formazione delle Crete Nere (Selli, 1962) costituisce il primo deposito sedimentario in facies pelagica, discordante sui terreni epimetamorfici e metaofiolitici ampiamente affioranti tra il confine calabro-lucano e il Cilento.

Affiora esclusivamente nell'estremità SE, a sud della confluenza dei canali Barbuzza-Cerronzio, tra Mass. Fuscella e Fonte di Cerasicchio, in assetto caotico per tettonizzazione ed è troncata a SO da un contatto di sovrascorrimento retrovergente sulla formazione di Albidona.

Generalmente si tratta di torbiditi distali di ambiente marino profondo, costituite da quarzareniti fini grigio-verdi in strati medio-spessi, alternate ad argilliti grigio-verdastre o bluastre in strati medio-sottili e *black shales* con intercalazioni di litareniti fini e, nella parte alta, di torbiditi calciclastiche a grana arenitico-ruditica.

Nel Foglio "Rotondella" affiora solo la parte alta della successione, costituita da argilliti nere o bluastre e da calcilutiti silicifere grigie con intercalazioni di torbiditi calcaree a grana fine.

Lo spessore, difficilmente calcolabile per tettonizzazione, si aggira intorno ai 100 m; il passaggio alla soprastante formazione del Saraceno è netto.

PROGETTO CARG

In letteratura alla formazione delle Crete Nere sono state assegnate età differenti: Neocomiano-Albiano da Ogniben (1969) per la coppia "Frido-Crete Nere"; Cretacico inferiore-superiore per Scandone (1972) e Amodio Morelli *et alii* (1976) e infine Malm-Eocene medio? per Bonardi *et alii* (1988).

I campioni esaminati per il presente Foglio, contengono associazioni a nannofossili del Cretacico superiore caratterizzate da *Stradneria crenulata* Bramlette & Martini, *Corollithion kennedyi* Crux, *Prediscosphaera cretacea* (Arkhangelsky), *Eiffellithus turriseiffelii*. I foraminiferi, rappresentati da *Bifarina* sp., *Globigerinelloides* sp., *Spiroplecta* sp., indicano un'età dubitativamente paleocenica. Se fosse accreditata l'età paleocenica fornita dai foraminiferi, sarebbero da ritenersi rimaneggiate le nannoflore cretaciche.

La presenza, in aree al di fuori del Foglio, di blocchi di calcareniti e calciruditi a nummuliti estenderebbe l'età almeno all'Eocene inferiore, confermando l'età dei livelli superiori fornita da Bonardi *et alii*, 1988 (cfr. Foglio "Lauria").

L'età complessiva della formazione è Cretacico *p.p.*-Eocene *p.p.*

1.2.2. - *formazione del Saraceno* (**SCE**)

Denominata da Selli (1962) e formalizzata da Vezzani (1968c), affiora solamente nella parte meridionale del Foglio, lungo alti strutturali delimitati da faglie orientate circa NO-SE, tra T.pa Giovannicchio (a est di Cersòsimo) e Farneta, lungo il F. Ferro al confine col Foglio "Trebisacce", in buone condizioni di esposizione a sud della confluenza dei canali Cerronzio-Cardona.

La formazione è rappresentata da una fitta alternanza di strati decimetrici calciclastici di colore bruno all'alterazione e grigio scuro al taglio contenenti liste di selce nera, da arenarie silicoclastiche grigio-ocracee e da sottili livelli argillosi grigi. Le arenarie hanno composizione variabile tra litareniti ed arcose e sono subordinate alle calcareniti; verso l'alto si infittiscono, costituendo un'alternanza argilloso-arenacea che prelude alla formazione di Albidona. Nel versante sud-occidentale del M. La Rotondella affiorano argilliti policrome che, presumibilmente, rappresentano la porzione inferiore della formazione.

Il passaggio alla soprastante formazione di Albidona è graduale e continuo ed è bene esposto lungo il fianco monoclinalico del placcone di C. Luzzi e sul fianco settentrionale dell'affioramento di Mass. Acciardi presso il F. Ferro. Dove la formazione di Albidona è scollata, l'orizzonte basale è formato da un *mélange* che comprende lembi caotici della stessa formazione del Saraceno.

Lo spessore, difficilmente valutabile in quanto l'unità è deformata da una serie di pieghe a corto raggio a *chevron* o a cuspide, non supera i 200 m.

Datata Albiano superiore-Daniano (Vezzani, 1968c; Ogniben, 1969; Servizio Geologico d'Italia, 1969), è stata riferita da De Blasio *et alii* (1978) all'Eocene

PROGETTO CARG

medio-superiore, e all'Eocene superiore-Oligocene superiore da Bonardi *et alii* (1988). Un ulteriore ringiovanimento della formazione, anche se indirettamente, viene operato da Monaco (1993), che attribuisce i termini basali della successione all'Oligocene superiore con una probabile estensione al Miocene inferiore di quelli apicali, come sostenuto da Ghezzi & Bayliss (1963). Da ultimo Di Staso & Giardino (2002), sulla base di un'analisi biostratigrafica condotta nell'area tipo di affioramento della formazione (T. Saraceno, cfr. Foglio "Trebisacce"), riconoscono associazioni a nannofossili di età Oligocene superiore sin dalle prime decine di metri dalla base e, nei restanti due terzi, dinocisti che indicano un'età non più antica del Miocene inferiore.

Della formazione del Saraceno sono state misurate tre sezioni; la più completa è ubicata a nord dell'abitato di Farneta, dove essa affiora con uno spessore di circa 200 m. Lungo la sezione sono stati raccolti quattro campioni per l'analisi biostratigrafica; tra questi solo uno ha fornito un'associazione a nannofossili significativa, caratterizzata da *Coccolithus eopelagicus* (Bramlette & Riedel), *Cyclicargolithus floridanus* (Roth & Hay), *Dictyococcites bisectus* (Hay, Mohler & Wade), *Discoaster saipanensis* Bramlette & Riedel, *Reticulofenestra dictyoda* (Deflandre), *Sphenolithus radians* Deflandre, che indica un'intervallo non più antico dell'Eocene superiore, mentre i foraminiferi sono del tutto assenti.

I livelli alti della successione, al limite con la soprastante formazione di Albidona, sono stati campionati nei pressi di Fontana Filice, a est di S. Paolo Albanese, e a sud di Serra Donna Rocca, nei pressi di Mass. Acciardi. Dei campioni raccolti, 10 in tutto, molti sono risultati totalmente sterili; alcuni contengono scarse associazioni a nannofossili indicative del Paleocene (*Fasciculithus* spp., *Toweius* spp., *Sphenolithus anarrhopus* Bukry & Bramlette), quasi certamente rimaneggiate. Solo in due campioni raccolti nei pressi di Mass. Acciardi, sono stati riconosciuti rarissimi foraminiferi, tra i quali *Spiroplecta* spp., *Globigerinelloides* sp. e *Hedbergella*, che indicano il Cretacico superiore, e pertanto rimaneggiati.

L'età complessiva della formazione è Eocene medio *p.p.*-Aquitaniano *p.p.* L'estensione all'Aquitaniano è basata sulla presenza di dinocisti come indicato da Di Staso & Giardino (2002).

L'ambiente di sedimentazione è marino profondo caratterizzato da torbiditi distali calciclastiche e silicoclastiche ed emipelagiti bacinali.

1.2.3. - *formazione di Albidona* (**ABD**)

Unità litologica costituita da un'alternanza di areniti torbiditiche e di peliti ed argille siltose, cui si intercalano livelli da decimetrici a mega strati di marne calcaree biancastre e di conglomerati silicoclastici a elementi cristallini. Le arenarie hanno composizione variabile da litareniti feldspatiche ad arcose litiche

PROGETTO CARG

(Critelli, 1991). L'assetto degli affioramenti è caotico, con giaciture spesso rovesciate e con intervalli a *slump*; nell'insieme tuttavia la formazione presenta un andamento più regolare, come mostrano le giaciture dei megastrati carbonatici.

Nell'area del Foglio la formazione è caratterizzata da un'alternanza di arenarie grigio-ocracee a grana fine in strati da sottili a medi e di marne, marne argillose ed argille siltose grigie con lenti di calcari marnosi e di marne calcaree in grossi banchi. Le arenarie hanno grana fine e generalmente non sono classate. L'analisi petrografica dei campioni analizzati indica una composizione che va da litarenite calciclastica ad arcose litica a cemento carbonatico, ma talora anche con matrice micaceo-quarzosa. Nella parte alta della formazione sono presenti banchi conglomeratici ad elementi prevalentemente granitici di derivazione da terreni cristallini calabridi. La parte medio-inferiore dell'unità è costituita da areniti fini prevalenti con sequenze di Bouma complete e da megastrati carbonatici canalizzati a base erosiva (**ABD$_a$**), la cui continuità laterale è sovente mascherata da copertura boschiva o interrotta da faglie. Nella porzione mediana prevalgono alternanze pelitico-arenitiche e pelitiche con sequenze di Bouma tronche alla base e livelli slumpizzati.

A Gattuzzo, tra le masserie Ruscola e Soria, la formazione è rappresentata da un intervallo caotico a grossi blocchi immersi in una frazione pelitica colore bruno (membro caotico - **ABD$_1$**), potente circa 50 m. Il pezzame è costituito da calcari marnosi, calcareniti e calciruditi a macroforaminiferi, *pillow lavas*, areniti silicoclastiche e carbonatiche. L'assetto di questo intervallo è estremamente caotico; il contatto con la sottostante formazione di Monte Malomo è tettonizzato ed è stato interpretato come contatto di scollamento. Non è da escludere che analoghi intervalli siano presenti nella vasta area di affioramento della formazione di Albidona, ma mascherati dai dissesti e da copertura boschiva.

Questo intervallo caotico è stato riconosciuto anche nell'alta Val d'Agri e corrisponde a quello denominato da Bonardi *et alii* (1985) "facies a blocchi del Flysch di Albidona" o attribuito da Carbone *et alii* (1991) ad un orizzonte caotico del Flysch di Albidona, estesamente affiorante tra Sarconi e Tramutola (cfr. Foglio "Moliterno") e assegnato alla Formazione del Vallone Cavolo *Auctt*.

Nel territorio del Foglio l'unità poggia stratigraficamente sulla formazione del Saraceno ed affiora estesamente e con continuità nella parte meridionale della carta da S. Paolo Albanese ad ovest, tra Oriolo e Colle S. Marco (a sud di Nocara) e da Montegiordano fino alla costa ionica.

L'intera successione è stata interpretata come un sistema torbiditico-emipelagico depositato in bacino profondo, interessato da mobilità tettonica, come dimostrato dai megastrati carbonatici e silicoclastici, cui si associano depositi da scivolamento in massa, colate di detrito, discordanze interne alla successione e livelli a *slumps*.

L'età della formazione di Albidona costituisce uno dei principali problemi

PROGETTO CARG

aperti dell'Appennino Lucano, perché l'attribuzione cronostratigrafica di tale formazione comporta anche la sua collocazione paleogeografica e la conseguente evoluzione tettonica della catena (Tab. 4).

Selli (1962) l'aveva ascritta al Langhiano superiore-Elveziano, dandole il significato di un "mesoautoctono". Successivamente alcuni Autori attribuirono a questi terreni un'età eocenica (Pavan & Pirini, 1963; Mostardini *et alii*, 1966; Vezzani, 1966, 1970b; Ogniben, 1969) o al massimo un'età oligo-miocenica (Zuppetta *et alii*, 1984a), con il significato di formazione interna originariamente depostasi nel dominio liguride e poi traslata in falda. Altri Autori ritengono di confermare l'età miocenica e tra questi Bonardi *et alii* (1985), che assegnano un'età compresa tra il Burdigaliano medio ed il Langhiano-Serravalliano. Ciò riporterebbe la formazione all'originario significato di deposito "mesoautoctono" compreso tra le coltri di ricoprimento ed originariamente più esterno.

Tab. 4 - *Attribuzione cronostratigrafica della formazione di Albidona nella letteratura geologica.*

Autori/Età	EOCENE			OLIGOCENE		MIOCENE			
	Inferiore	Medio	Superiore	Inferiore	Superiore	Aquitaniano	Burdigaliano	Langhiano	Serravalliano
Selli, 1962									
Pavan & Pirini, 1963									
Ghezzi & Bayliss, 1963 Ghezzi&Marchetti, 1964									
Vezzani, 1966; 1970b Ogniben, 1969									
Crescenti, 1966									
Mostardini *et alii*, 1966 Mostardini & Pieri, 1967	?								
Zuppetta *et alii*, 1984a									
Bonardi *et alii*, 1985									
Carbone *et alii*, 1991									
Baruffini *et alii*, 2000									

Lentini *et alii* (1987) ritengono di natura stratigrafica l'appoggio del "Flysch di Albidona" su varie unità, in particolare su quelle "Panormidi" (Carbone *et alii*, 1991) e lo considerano pertanto un deposito di bacino satellite relativamente esterno, discordante sulle coltri e deformato nelle successive fasi tettoniche.

D'altra parte Catalano & Monaco (1990) hanno registrato un passaggio graduale tra la formazione del Saraceno e il "Flysch di Albidona" affiorante lungo i torrenti Maglia-Rimendiello, a SE di M. Raparo e sul versante ionico dei Monti del Pollino (Plataci). La successione non mostra alcuna soluzione di continuità sedimentologico-composizionale e ciò legherebbe quegli affioramenti del "Flysch di Albidona" ad originari domini più interni.

Conciliando gli elementi espressi da Bonardi *et alii* (1985), da Lentini *et alii* (1987) e Carbone *et alii* (1991) con quelli descritti da Catalano & Monaco (1990), ne scaturisce la possibilità di considerare la formazione di Albidona comune a più domini paleogeografici anche non escludendo più o meno marcate

PROGETTO CARG

diacronie. Una parte è chiaramente in continuità stratigrafica sull'Unità Silentina (Flysch di Albidona Interno), l'altra poggia stratigraficamente sulle Unità della Piattaforma Appenninica (Flysch di Albidona Esterno) (v. Servizio Geologico d'Italia, 2005, Foglio 506 Sant'Arcangelo).

Baruffini *et alii* (2000) presentano nuovi dati biostratigrafici e sedimentologici relativi alla sezione-tipo della formazione di Albidona, basata sull'analisi comparata dei nannofossili calcarei e dei pollini. L'attribuzione all'Eocene da parte di questi Autori riapre le controversie di carattere cronostratigrafico e di interpretazione della formazione nel quadro paleogeodinamico dell'Appennino meridionale.

Nell'ottica di reperire ulteriori dati utili alla determinazione cronostratigrafica di questa formazione, nonostante la difficoltà di trovare campioni idonei all'analisi micropaleontologica, nell'area del Foglio "Rotondella" sono state misurate e campionate 5 sezioni stratigrafiche.

La successione più completa affiora nel settore SO del Foglio, tra Mass. Costa (a nord di M. Carnara) e Fontana Filice, dove è rappresentata da una monotona alternanza arenaceo-pelitica e pelitico-marnosa in appoggio sulla formazione del Saraceno. Lo spessore affiorante misurato supera i 900 m. I campioni raccolti per le analisi biostratigrafiche non hanno fornito dati particolarmente significativi; infatti i pochi non sterili contengono associazioni a nannofossili calcarei molto scarse, indicative di un'età non più recente dell'Eocene (*Coccolithus eopelagicus*, *Discoaster barbadiensis* Tan, *D. deflandrei*, *Ericsonia formosa* (Kamptner), *Sphenolithus radians*, *Toweius* spp., *Zygrhablithus bijugatus* (Deflandre). Anche l'analisi dei foraminiferi ha fornito dati non particolarmente significativi: sono state rinvenute associazioni a *Turborotalia* gr. *cerroazulensis* (Cole), *T. centralis* (Cushman & Bermudez), *Acarinina spinuloinflata* (Bandy), *A. broedermanni* (Cushman & Bermudez) e *A. primitiva* (Finlay), *Morozovella spinulosa* (Cushman), *M. acuta* (Toulmin), *M. marginodentata* (Subbotina), *Paragloborotalia increbescens* (Bandy), *Globigerinatheka index* (Finlay), indicative di un intervallo temporale compreso tra il Paleocene e l'Eocene superiore.

Una sezione corrispondente alla parte inferiore della sezione Mass. Costa - Fontana Filice è stata campionata a sud dell'abitato di S. Paolo Albanese (sezione omonima); anche in questo caso i campioni raccolti hanno fornito dati biostratigrafici molto scarsi e un'età complessivamente eocenica.

Un dettaglio dei livelli basali, al limite con la sottostante formazione del Saraceno, è stato effettuato in prossimità di Mass. Veneziano (sezione omonima). I campioni studiati mostrano un'associazione a foraminiferi a *Turborotalia* gr. *cerroazulensis*, *Morozovella spinulosa*, *M. aragonensis* (Nuttall), *Pseudohastigerina wilcoxensis* (Cushman & Ponton), *Planorotalites pseudoscitula* (Gaessner), di età Eocene inferiore-medio. Le associazioni a nannofossili calcarei

PROGETTO CARG

sono costituite da un insieme di specie di età diversa, che va dal Cretacico (*Micula* spp., *Prediscosphaera* spp., *Watznaueria* spp.) al Paleocene (*Fasciculithus* spp., *Heliolithus* spp.) all'Eo-Oligocene (*Ericsonia formosa*, *Chiasmolithus* spp., *Discoaster barbadiensis*, *Cribrocentrum reticulatum* (Gartner & Smith). Sono stati inoltre riconosciuti alcuni individui di *Helicosphaera carteri*, specie segnalata a partire dal Miocene basale (Theodoridis, 1984; Perch-Nielsen, 1985; Fornaciari & Rio, 1996).

I livelli superiori della formazione sono stati campionati lungo due sezioni spesse non più di un centinaio di metri al km 13 della SS 481 (a SO di Oriolo). Solo alcuni campioni della prima sezione hanno fornito dati biostratigrafici significativi: tra i foraminiferi sono state riconosciute associazioni con *Tenuitella clemenciae* (Bermudez), *Stilostomella nuttalli* (Cushman & Jarvis), *Stilostomella* sp., *Spiroplectammina clotho* (Grzybowski), *Anomalinoides maioricensis* (Colom), *Oridorsalis umbonatus* (Reuss), *Gyroidinoides peramplus* (Cushman & Stainforth), *Cyclammina latidorsata* (Cushman & Stainforth), *C. praecancellata* Brady, *Globigerina venezuelana* Hedberg, di età complessivamente compresa tra l'Oligocene medio e il Miocene. L'età miocenica è comunque confermata dall'associazione a nannofossili che oltre a *Helicosphaera carteri*, mostra *Helicosphaera scissura* Miller, specie distribuita nel Miocene inferiore (Theodoridis, 1984; Perch-Nielsen, 1985).

Sulla base dei dati relativi alle sezioni di Mass. Veneziano e di km 13 della SS 481, l'età della formazione di Albidona è dunque Miocene inferiore *p.p.* e sono da ritenersi rimaneggiate tutte le associazioni più antiche.

1.3. - Unità Tettonica Sicilide di Rocca Imperiale

Con tale termine (Servizio Geologico d'Italia, 2005) è stata indicata l'unità tettonica sicilide che ricopre termini flyschoidi del Tortoniano inferiore (v. Titolo III - Inquadramento geologico). Essa è costituita da terreni di età Cretacico inferiore-Miocene inferiore, rappresentati dal basso in alto da (v. Fig. 8): argille varicolori cretaciche, dalla formazione di Monte Sant'Arcangelo (Cretacico superiore-Eocene), passanti ad argille varicolori (Eocene-Oligocene), e dalle Tufiti di Tusa (Oligocene superiore-Miocene inferiore), eteropiche della formazione di Colle della Cappella nel presente Foglio e/o delle arenarie di Corleto al di fuori dell'area in esame. Chiude verso l'alto la sottounità Torrente Cerreto, costituita dal Gruppo delle Argille Variegate che inglobano lembi della formazione di Monte Sant'Arcangelo e delle Tufiti di Tusa insieme a piccoli blocchi di calcari a rudiste.

A livello regionale Lentini (1979), analizzando le successioni stratigrafiche ed i rapporti delle Unità Sicilidi con i flysch oligo-miocenici e i depositi plio-pleistocenici, ha riconosciuto una serie di fasi deformative, a seguito delle quali il

PROGETTO CARG

fronte delle Unità Sicilidi si è esteso progressivamente fino alle aree più esterne. Le diverse coltri, insieme con i depositi flyschoidi intercalati, assumono quasi il significato di *marker* degli eventi tettogenetici. Il primo, databile al Burdigaliano-Langhiano, è responsabile dei ricoprimenti sul flysch numidico e sulle successioni più interne delle "marne arenacee di Serra Cortina". A tale fase deformativa è riferibile anche l'appoggio delle unità interne sulle serie lagonegresi (v. Titolo VI - Tettonica). Una seconda fase, databile al Tortoniano, ha determinato il ricoprimento sicilide sulla porzione più esterna delle "marne arenacee di Serra Cortina" e sui "Flysch Esterni". Successive fasi sono responsabili di ulteriori trasporti tettonici verso l'esterno e dei rapporti tra Unità Sicilidi e coperture plio-pleistoceniche.

Nel Foglio "Rotondella" l'Unità sicilide di Rocca Imperiale occupa una vastissima fascia nel settore nord-orientale e poggia tettonicamente sul flysch numidico e/o sulle marne arenacee di Serra Cortina della dorsale Valsinni-Serra Maggiore. Il contatto originario è di ricoprimento tettonico, ma sovente è stato modificato in faglie dirette od inverse o *back-thrust* con risalita del substrato numidico, imputabile alle fasi di trasporto recenti al disopra delle unità apule, i cui livelli di tetto hanno un'età Pliocene inferiore.

Nel settore sud-occidentale del Foglio l'Unità di Rocca Imperiale poggia in sovrascorrimento principale sulla formazione di Albidona, ma anche in questo caso sistemi di *thrust* tendono a far risalire il substrato, come a sud-ovest di Nocara.

La successione sicilide è più completa lungo il fianco occidentale della dorsale di Valsinni, anche se questa è interessata da retroscorrimenti verso ovest con riduzione degli spessori. Dal basso verso l'alto si distingue una successione Cretacico-Miocene inferiore, denominata sottounità Corleto Perticara ricoperta dalla sottounità T. Cerreto; il tutto è sovrapposto agli orizzonti medio-miocenici delle marne arenacee di Serra Cortina.

1.3.1. - *sottounità Corleto Perticara*

I terreni riferiti a questa sottounità rappresentano la quasi totalità degli affioramenti "sicilidi" presenti nel Foglio "Rotondella". Si estendono con andamento appenninico e continuità lungo tutta la fascia mediana del Foglio; riaffiorano in finestre tettoniche tra Cersòsimo e il F. Ferro.

La sottounità è costituita da diverse formazioni affioranti in continuità sia lungo il versante ionico, da Montegiordano a Rocca Imperiale, sia lungo la terminazione meridionale della dorsale Valsinni-Serra Maggiore; lembi isolati, smembrati o privi di continuità verticale, sono presenti a sud dell'allineamento Canna-Montegiordano e tra Cersòsimo e il F. Ferro.

PROGETTO CARG

1.3.1.1. - Gruppo delle Argille Variegate (**AV**)

Il Gruppo delle Argille Variegate (**AV**) è stato istituito in ambito CARG, e recentemente validato tra le unità litostratigrafiche tradizionali (Servizio Geologico d'Italia, 2007), per rappresentare una successione di terreni in continuità stratigrafica, estesa dal Cretacico inferiore all'Oligocene *p.p.*, costituita da tre unità litostratigrafiche: argille varicolori inferiori (AVF), formazione di Monte Sant'Arcangelo (FMS) e argille varicolori superiori (ALV).

argille varicolori inferiori (**AVF**)

Affiorano lungo una fascia orientata NO-SE ad ovest della dorsale Valsinni-Serra Maggiore, e in lembi sparsi nella zona di Montegiordano e in destra del F. Ferro, in ricoprimento tettonico sulla formazione di Albidona.

Si tratta di argilliti rosse e verdi intensamente tettonizzate con lenti di calcilutiti silicee, di calcari marnosi, di arenarie e di siltiti manganesifere.

Lo spessore apparente dell'unità, malgrado la caoticità, è stimabile tra 100 e 200 m.

L'analisi biostratigrafica dei campioni non sterili presenta associazioni a nannofossili scarse e poco significative (*Watznaueria* spp.) di età cretacica, la cui generica attribuzione tiene conto anche dei rapporti stratigrafici con la soprastante formazione di Monte Sant'Arcangelo, alla quale le argilliti fanno graduale passaggio per l'infittirsi dei livelli calcareo-marnoso-arenitici che, inizialmente sporadici e discontinui, via via diventano più spessi e continui.

La formazione è ascrivibile al Cretacico inferiore.

L'ambiente di sedimentazione è di piana abissale, con emipelagiti e pelagiti bacinali, torbiditi fini silicoclastiche e carbonatiche.

formazione di Monte Sant'Arcangelo (**FMS**)

Istituita da Selli (1962), affiora lungo la valle del F. Sinni, tra la Diga di M. Cotugno e la Stretta di Valsinni, e da qui si estende lungo una fascia quasi continua fino alla zona di Montegiordano Marina. Lembi minori sono presenti ad est della dorsale di Serra Maggiore.

Trattasi di un'alternanza ciclica di calcari marnosi grigi o biancastri a frattura concoide, in strati da pochi centimetri fino a diversi metri, di argille grigio-verdastre o bruno-rossastre, di calcareniti intraclastiche laminate grigie a frattura prismatica di spessore centimetrico e di subordinate areniti calciclastiche gradate, di colore grigio-verde.

La formazione passa gradualmente alle sovrastanti argille varicolori superiori per la prevalenza della componente pelitica.

Lo spessore massimo è di circa 300 m anche se l'elevata tettonizzazione, che si traduce in un'intensa fratturazione dei litotipi, origina ampie fasce detritiche che ne rendono difficile la valutazione.

PROGETTO CARG

Nei livelli basali della formazione, campionati nell'area del Foglio, sono state riconosciute nannoflore caratteristiche del Maastrichtiano (*Micula praemurus* (Bukry), *Arkhangelskiella cymbiformis*) e del Paleocene basale (*Cruciplacolithus primus* Perch-Nielsen, *Chiasmolithus danicus* (Brotzen), *Neochiastozygus* sp.). Gli orizzonti medio-alti mostrano associazioni a nannofossili ad *Ericsonia formosa*, *Chiasmolithus* spp., *Campylosphaera dela* (Bramlette & Sullivan), *Nannotetrina fulgens* (Stradner) dell'Eocene inferiore-medio. Gli stessi livelli presentano associazioni a foraminiferi con *Morozovella* spp., *Acarinina* spp. Nelle calcareniti sono presenti associazioni a macroforaminiferi con *Nummulites* spp., *Discocyclina* spp., *Alveolina* spp., *Gypsina* spp. e *Assilina* spp. Pertanto viene confermata l'età attribuita alla formazione da Lentini (1979).

L'età della formazione è Cretacico superiore-Eocene medio *p.p.*

Depositi di bacino aperto (pelagiti carbonatiche ed emipelagiti) caratterizzati da continuità laterale e strati tabulari da sottili a molto spessi, cui si associano risedimenti carbonatici di piattaforma.

argille varicolori superiori (ALV)

L'unità è costituita da prevalenti argille marnose policrome, con intercalazioni di calcari marnosi a fratturazione prismatica, grigi al taglio e giallo-avana sulle superfici di alterazione, potenti 20-40 cm, e di calcareniti e brecciole a nummuliti, discocicline ed alveoline in strati di 20-50 cm. Tra Colle Rotondello e Colle della Cappella la formazione ingloba blocchi (**cb**) di dimensione variabile da pochi metri fino a 50 m di calcari cristallini, calcareniti e calciruditi bioclastiche con cemento carbonatico a molluschi, echinidi e rudiste, di colore grigio o nocciola in strati spessi da 30 cm fino a banchi di 2 m circa ("Calcari di Punta d'Appesa" di Mostardini *et alii*, 1966).

A ovest di Rotondella, presso Mass. Mancini, affiorano blocchi di calcari di piattaforma, di cui è stato cartografato solo il più grosso, rappresentati da calcareniti e brecce calcaree bioclastiche a molluschi, echinidi e frammenti di rudiste e con microfaune a *Orbitoides* sp., *Siderolites* sp. e *Hellenocyclina* sp. che datano al Maastrichtiano. Vengono pertanto confermate sia l'età che le associazioni faunistiche, come già segnalato da Mostardini *et alii* (1966), i quali consideravano tali blocchi sparsi "galleggianti" sul complesso caotico di Masseria Spartosa nell'accezione prima descritta.

La formazione poggia stratigraficamente sulla formazione di Monte Sant'Arcangelo (ad ovest della dorsale di Valsinni e a nord di Montegiordano Marina), ma spesso si presenta scollata dal suo originario substrato, poggiando con contatto di sovrascorrimento principale sulla formazione di Albidona o sul flysch numidico.

Il passaggio alle soprastanti Tufiti di Tusa è netto e rapido.

Lo spessore, difficilmente valutabile per l'intensa tettonizzazione, si aggira

PROGETTO CARG

tra 200 e 300 metri.

Rari livelli fossiliferi mostrano associazioni a foraminiferi con *Morozovella subbotinae* (Morozova), *M. aequa* (Cushman & Renz), *Acarinina spinuloinflata* (Bandy) e nannofossili con *Sphenolithus radians* e *Chiasmolithus* spp. di età eocenica. Nei livelli più alti sono presenti *Coccolithus eopelagicus*, *Discoaster deflandrei* e *Dictyoccites bisectus*, associazione di probabile età oligocenica.

L'età è Eocene medio *p.p.*-Oligocene *p.p.*

Si tratta di torbiditi distali calciclastiche e silicoclastiche, emipelagiti bacinali con risedimenti carbonatici di piattaforma.

Tufiti di Tusa (**TUT**)

Rappresentano una litofacies arenaceo-pelitica con rapporto A/P molto variabile, caratterizzata da torbiditi silicoclastiche e/o vulcanoclastiche ad alto contenuto micaceo e con frammenti di plagioclasi di tipo andesina. Questa formazione, prevalentemente vulcanoarenitica, è stata associata da Lentini (1979) a quella delle Arenarie di Corleto (Lentini & Vezzani, 1974) a composizione silicoclastico-calciclastica. Entrambe le sequenze costituiscono la formazione apicale della successione dell'Unità tettonica di Rocca Imperiale.

Affiorano con continuità lungo la congiungente Colobraro-Rocca Imperiale; tra la dorsale di Valsinni-Serra Maggiore e quella di Rotondella-Nova Siri, raggiungono lo spessore di 250 m. Altri affioramenti di minore potenza, ma continui, sono presenti tra la Diga di Monte Cotugno e la confluenza F. Sarmento-La Fiumarella. Affioramenti minori e discontinui si rinvengono lungo le sponde del Canale del Ragone.

Dal punto di vista composizionale e sedimentologico trattasi di un'alternanza di areniti micacee, di tufiti grigio-verdi, generalmente poco cementate, in strati da 15 a 40 cm e banchi fino a 2 m, con interstrati sottili argilloso-siltoso-marnosi, di marne e marne siltose grigio-brune fino a 2 m e subordinatamente di calcari marnosi biancastri a fratturazione concoide, in livelli sottili, localmente fino a 2 m e biocalcareniti a grana medio-grossa. La granulometria delle vulcanoareniti è omogenea, da minuta a media, la matrice, per lo più plagioclasico-cloritica, è scarsa; il cemento, quando presente, è calcitico. Gli strati carbonatici presentano scarso addizionamento di frammenti litici, clasti quarzoso-feldspatici e micelle muscovitiche; localmente il contenuto biogenico è abbondante e rappresentato da frammenti di foraminiferi. Nelle areniti sono frequenti le strutture gradate, laminate e/o convolute e sono organizzate in sequenze di Bouma prevalenti Ta-c, e subordinatamente Tc-e. La base degli strati arenitici è erosiva, con frequenti impronte da corrente (*groove cast* e *flute cast*) e da carico (*load cast*).

Il passaggio alle sottostanti argille ALV è netto.

Il contenuto faunistico è presente in tutta la successione; i campioni raccolti, quasi tutti fossiliferi, sono più ricchi in nannofossili calcarei nella frazione

PROGETTO CARG

pelitico-marnosa, mentre i foraminiferi, quasi assenti nella porzione pelitica, in quella arenitica sono mal conservati e caratterizzati da una modesta percentuale di forme rimaneggiate di età eocenica.

La parte basale della successione, campionata a Ceracupa (a nord di Colobraro), contiene nannoflore delle biozone NP23 - NP25 (Martini, 1971) (*Sphenolithus distentus* (Martini), *S. ciperoensis* (Bramlette & Wilcoxon), *Dictycoccites bisectus*) e foraminiferi quali *Eggerella bradyi* (Cushman), *Globigerina gortanii* (Borsetti) e *Anomalinoides pseudogrosserugosus* (Colom) dell'Oligocene superiore. L'età viene estesa al Miocene inferiore per la presenza nei livelli calcarenitici di associazioni a *Miogypsinoides complanatus* (Schlumberger) e *Nephrolepidina tournoueri* (Lemoine & Douvillè) a nord di M. Sant'Arcangelo, poco al di fuori della carta, al confine con il Foglio "Pisticci". Questo intervallo cronologico conferma l'età già assegnata da Lentini (1979) alla formazione.

L'età della formazione è Oligocene superiore *p.p.*-Miocene inferiore *p.p.*

Si tratta di torbiditi silicoclastiche e carbonatiche di ambiente marino profondo, cui si associano depositi da colata di detrito e da scivolamento in massa.

formazione di Colle della Cappella (LPP)

Lungo la dorsale di Nocara sulle argille varicolori superiori poggia una successione terrigena torbiditica, la cui età e significato sono finora oggetto di controversie. La formazione affiora in giacitura prevalentemente rovesciata con direzione degli strati parallela a quella della dorsale e forma due scaglie monoclinaliche ad andamento appenninico retrovergenti a SO e con immersione a NE.

La denominazione originaria della formazione risale a Mostardini *et alii* (1966) e Mostardini & Pieri (1967), che la chiamarono "Alternanza arenaceo-argillosa di Colle della Cappella" e la descrissero come un alternanza costituita da arenarie micacee grigie o grigio-verdi giallastre per alterazione, in strati di 10-70 cm e da argille siltose grigio scure o verdastre in livelli di 3-30 cm. L'età è incerta. Ghezzi & Bayliss (1963) e Ghezzi & Marchetti (1964) distinguono un complesso arenaceo-marnoso, di cui farebbe parte anche l'Unità Alessandria del Carretto, corrispondente in gran parte alla formazione di Albidona, includendovi anche la successione di Colle della Cappella e ascrivendola al Miocene medio. Ogniben (1969) e Servizio Geologico d'Italia (1969) attribuiscono i terreni affioranti lungo la dorsale di Nocara alla Falda Sicilide di Rosito e individuano una sequenza stratigrafica rappresentata da:

1) Flysch di Nocara costituito, dal basso, dal Membro di Colle della Cappella e dal Membro del Serrone di età Aptiano-Cenomaniano;
2) argille variegate del Cretacico superiore-Eocene medio;

in appoggio tettonico sul flysch numidico e/o sulla formazione di Albidona.

Nell'ultimo ventennio un rinnovato interesse, legato sia alla ricerca scientifica

PROGETTO CARG

che a quella petrolifera, ripropone l'attenzione su queste successioni con approccio multidisciplinare. Tra gli studi a carattere petrografico vanno segnalati quelli di Carrara & Serva (1982) e di Zuppetta *et alii* (1984b): i primi attribuiscono alle areniti di Colle della Cappella una composizione arcosica, i secondi tra litoareniti e litoareniti feldspatiche; questi ultimi inoltre assegnano alla formazione un'età Eocene medio-superiore e la interpretano come appartenente al Bacino Sicilide, in continuità di sedimentazione sul "membro Sant'Arcangelo" di Ogniben (1969).

Gallicchio (1993) evidenzia la continuità stratigrafica tra questa formazione e i soprastanti conglomerati del "Flysch di Nocara"; secondo l'Autore le arenarie di Nocara e l'alternanza arenaceo-argillosa costituiscono un'unica sequenza, denominata Unità di Nocara, affiorante in finestra tettonica sotto le argille variegate *sensu* Ogniben (1969). Secondo Gallicchio (1993) l'unità è compresa tra le formazioni arenitiche dell'Appennino meridionale, appartenenti al gruppo del Cilento (Amore *et alii*, 1988; Bonardi *et alii*, 1991) e depositatesi in un bacino di avanfossa ubicato sul fronte esterno dell'orogene sud-appenninico. Questa attribuzione paleogeografica non è condivisa dagli Autori delle presenti note, i quali pongono la formazione di Colle della Cappella in contatto stratigrafico, anche se brusco e netto, sulle argille varicolori superiori oligoceniche e di pertinenza di un paleodominio interno sicilide.

La formazione affiora con continuità lungo la dorsale di Nocara, dalla confluenza Canale di Massa-Canale del Barone a sud, al Fosso Vasalee a nord, in contatto stratigrafico sulle argille varicolori superiori. Tale contatto, generalmente male esposto lungo tutto il versante occidentale della monoclinale, è bene osservabile lungo quello orientale della località tipo, tra Mass. S. Domenico e Mass. S. Nicola, come già evidenziato da Zuppetta *et alii* (1984b).

Trattasi di una fitta alternanza di areniti micacee grigie o grigio-verdi, giallastre per alterazione, finemente gradate, in strati di spessore decimetrico, talora fino ad 80 cm, e di argille siltose grigie o verdastre in livelli da 3 a 30 cm, localmente fino a 1 m. Le arenarie, a composizione da litarenitico-feldspatica ad arcoso-micacea, hanno grana da media fino a grossolana nella parte mediana della successione e presentano strutture gradate e laminate, impronte di fondo e bioturbazioni. Il cemento, quando presente, è sempre carbonatico. Le peliti, più abbondanti nel terzo superiore della successione, sono rappresentate da emipelagiti siltoso-argillose, rare argilliti nerastre e calcilutiti biancastre. Il rapporto A/P varia da <1 nell'intervallo inferiore a >1 in quello superiore.

Lo spessore della successione si aggira sui 350 m.

Le argille sono risultate sterili o contengono scarse associazioni rimaneggiate di età cretacica dei generi *Watznaueria* e *Micula*. Pertanto l'età Eocene medio-superiore assegnata, da Zuppetta *et alii* (1984b), alla formazione non trova riscontro da parte degli Autori delle presenti note.

L'età della formazione, per posizione stratigrafica, non può essere più antica

PROGETTO CARG

dell'Oligocene superiore, assumendo il significato di successione equivalente alle Tufiti di Tusa e pertanto di età Oligocene superiore *p.p.*-Miocene inferiore *p.p.*

L'ambiente di sedimentazione è marino profondo caratterizzato da torbiditi distali da correnti diluite ed emipelagiti.

1.3.2. - *sottounità Torrente Cerreto*

Costituisce una sottounità tettonica in falda sulla porzione apicale dell'Unità tettonica di Rocca Imperiale (v. Fig. 8). Corrisponde all'Unità del T. Cerreto di Lentini & Vezzani (1974) ed affiora nel settore nord-occidentale del Foglio oltre la Diga di M. Cotugno, a Timpone Mezzo Tomolo e lungo il versante ionico, dall'alto corso del T. San Nicola a nord, fino ad ovest di Rocca Imperiale. In entrambe le località l'unità litologica forma delle scaglie tettoniche ad andamento all'incirca meridiano. La struttura di Timpone Mezzo Tomolo è delimitata ad ovest da un sovrascorrimento secondario retrovergente sulle argille marnose grigio-azzurre del F. Sinni, mentre il fianco orientale è caratterizzato da un contatto di sovrascorrimento principale sulle Tufiti di Tusa. Gli affioramenti del settore ionico invece sono delimitati da un sovrascorrimento secondario, apulo vergente, lungo tutto il fianco occidentale della scaglia tettonica, mentre quello orientale sparisce a tratti sotto le argille subappennine, oppure è interessato da un *thrust* recente ad alto angolo, che determina il sovrascorrimento della sottounità sulle argille subappennine.

1.3.2.1. - Gruppo delle Argille Variegate (**AV**)

Si tratta di un'unità litologica costituita da argilliti rosse, verdi e grigie contenente caratteristici livelli di diaspri policromi e calcari siliciferi in strati da sottili a medio-spessi, estremamente caotiche. Ingloba lembi di alternanze calcarenitico-marnose o arenaceo-marnose, di calciruditi a nummuliti e lepidocicline di età eo-oligocenica (**cc**), in parte riferibili alla formazione di Monte Sant'Arcangelo, e di areniti micacee attribuibili alle Tufiti di Tusa, questi ultimi non cartografabili per l'esiguo spessore.

Lo spessore non è determinabile.

L'età dei terreni inclusi nelle argille si estende dal Cretacico *p.p.* al Miocene inferiore *p.p.* Nell'insieme l'unità litologica costituisce un *mèlange* tettonico, la cui età di messa in posto è almeno burdigaliana, considerando l'età delle sottostanti Tufiti di Tusa.

L'ambiente di sedimentazione è quello di piana abissale o di fossa oceanica (*trench*) caratterizzato da emipelagiti e pelagiti silicee (argille, diaspri e/o

PROGETTO CARG

radiolariti) e subordinatamente carbonatici. L'unità esprime un'associazione petrotettonica tipica di un prisma di accrezione.

1.4. - Successioni sinorogene medio-miocениche

Comprendono successioni terrigene a carattere torbiditico, discordanti su diverse unità deformate della catena appenninica. Sono a loro volta ricoperte stratigraficamente in discordanza dalle formazioni plioceniche e pleistoceniche e coinvolte, successivamente, nelle fasi deformative, che hanno portato all'attuale assetto della catena (v. Fig. 8).

Le arenarie di Nocara e la formazione di Oriolo sono caratterizzate da composizioni delle areniti spostate verso termini quarzo-feldspatici (Lentini *et alii*, 1987; Critelli & Loiacono, 1988; Critelli, 1991), che li collegano al coevo flysch di Gorgoglione. Quest'ultimo rappresenta il prodotto della deposizione nelle aree interne deformate dell'avanfossa medio-supramiocenica identificabile con il Bacino Irpino (Pescatore, 1970; Lentini, 1979; Lentini *et alii*, 1987; Catalano *et alii*, 1993), assumendo il significato di equivalente laterale dei Flysch Esterni, che si depositavano nei settori esterni dello stesso bacino (Lentini *et alii*, 1987, 1990, 1996; Carta Geologica del Bacino del F. Agri, 1991). A differenza di questi ultimi, tuttavia, tali successioni silicoclastiche si depositavano in bacini satelliti, e costituiscono un *marker* stratigrafico importante nell'identificazione dell'età delle deformazioni. Esse, infatti, sigillano tutte le strutture prodottesi nelle fasi precoci di accavallamento tra le unità appenniniche che hanno generato i primi fenomeni di scollamento delle coperture terziarie e, a loro volta, risultano coinvolti nelle strutture di età post-tortoniana, contemporaneamente alla deformazione dei Flysch Esterni.

1.4.1. - *formazione di Oriolo* (**ORI**)

Istituita da Vezzani (1967b) e dallo stesso attribuita al Tortoniano, era stata assimilata al Flysch di Gorgoglione (Selli, 1962) o ascritta al Tortoniano come Flysch di Gorgoglione (Mostardini *et alii*, 1966) relativamente a lembi isolati affioranti lungo la valle del F. Ferro. Ghezzi & Bayliss (1963) la inseriscono nella Unità Ferro di età Tortoniano superiore.

La formazione affiora con continuità da sud del paese di Oriolo, scomparendo verso ovest sotto i depositi plio-pleistocenici del Bacino di Sant'Arcangelo. Ricompare in destra del F. Ferro nei lembi isolati di Mass. Giannettasio, a Palazzo di S. Stefano e a Timpone di Macalone.

Si tratta di una successione terrigena caratterizzata da un livello conglomeratico

PROGETTO CARG

basale (**ORI$_a$**) a geometria lenticolare e spessore variabile da pochi metri fino a 60 m, costituito da clasti eterometrici di graniti, metamorfiti, calcari biocostruiti, arenarie silicoclastiche e diaspri neri di diametro anche superiore al metro. I conglomerati passano verso l'alto e lateralmente a sabbie conglomeratiche e quindi ad un'alternanza di arenarie a composizione subarcosica, marne siltose e argille marnose (**ORI**). In destra orografica del Canale Lappio, nella porzione inferiore, è intercalata una lente di limitata estensione di calcari marnosi bianchi. La parte mediana della formazione è caratterizzata da livelli a *slump*. Nella parte alta sono presenti bancate spesse fino a 3 m, per amalgamazione, di arenarie grossolane e microconglomerati.

L'unità giace in discordanza sulla formazione di Albidona e sulle argille varicolori superiori, suturandone il contatto primario di sovrascorrimento.

Lo spessore complessivo della formazione è di circa 550 m.

Per caratterizzare biostratigraficamente la formazione sono stati prelevati vari campioni sparsi ed è stata ricampionata la sezione studiata da Vezzani (1967b) in due tratti ubicati a sud-ovest dell'abitato di Oriolo, rispettivamente lungo la SS 481 (dal km 17.7 al km 17.8) (sezione Manca del Cerro) e lungo il versante occidentale di Timpa dell'Orefice (sezione Costa Cardalano) (Fig. 10).

Si tratta di un'alternanza argilloso-marnoso-arenacea, costituita da bancate di arenarie più o meno cementate, di spessore variabile da pochi decimetri a qualche metro, con interstrati centimetrico-decimetrici di argille marnose scagliettate. Spesso sono visibili strutture quali laminazioni parallele e convolute e gradazione generalmente normale.

La sezione di Manca del Cerro ha uno spessore di circa 150 m, ed inizia da un contatto netto e discordante sulla formazione di Albidona. I campioni, 11 in tutto, sono stati raccolti nella porzione superiore in corrispondenza delle litologie più favorevoli. L'analisi micropaleontologica ha rivelato associazioni fossilifere variabili per abbondanza e stato di conservazione. I foraminiferi sono caratterizzati dalla presenza di *Globigerinoides* gr. *trilobus*, *Dentoglobigerina* gr. *altispira* (Cushman & Jarvis), *Globoquadrina dehiscens* (Chapman, Parr & Collins), *Orbulina suturalis* (Brönnimann), *O. universa* d'Orbigny e *Paragloborotalia mayeri* (Cushman & Ellisor), oltre a una percentuale di forme rimaneggiate di diversa età. *Globorotalia peripheroronda* Blow & Banner è abbondante nei primi due campioni, poi diviene discontinua, ma rimane presente in tutti i campioni. Per quanto riguarda i nannofossili, la parte bassa è caratterizzata dalla presenza di *Sphenolithus heteromorphus*, che si estingue a circa 110 m. Abbondanti sono *Helicosphaera carteri*, *H. walbersdorfensis*, *Calcidiscus leptoporus* (Murray & Blackman), *C. premacintyrei* Theodoridis, *Discoaster* gr. *variabilis* Martini & Bramlette.

Sulla base dei foraminiferi la sezione è pertanto riferibile alla parte alta della biozona a *O. suturalis/G. peripheroronda* (Foresi *et alii*, 1998; Sprovieri *et alii*,

PROGETTO CARG

2002) e alla successiva zona a *D. altispira altispira*. Sulla base dei nannofossili, la parte bassa della sezione è da riferire alla biozona MNN5b (Fornaciari *et alii*, 1996), mentre la porzione caratterizzata dall'assenza di *Sphenolithus heteromorphus* è attribuibile alla successiva biozona MNN6.

La sezione di Costa Cardalano rappresenta la totalità della successione; poggia in discordanza sulle argille varicolori superiori ed è caratterizzata da un

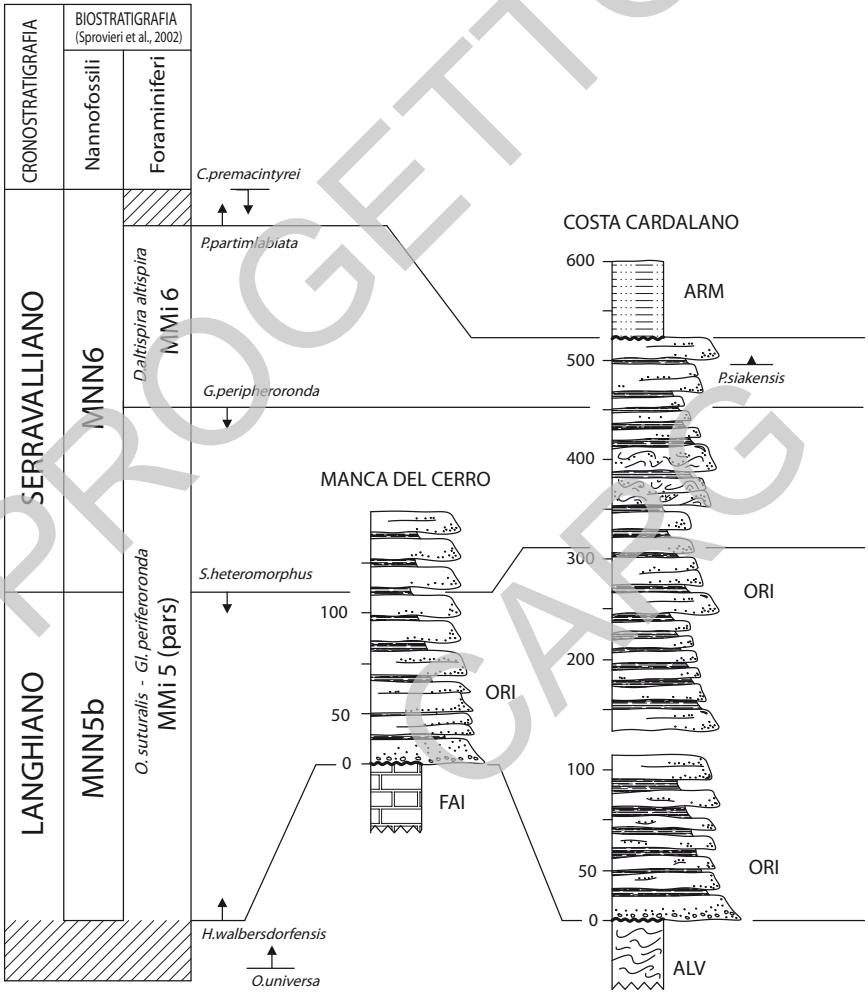

Fig. 10 - *Sezioni stratigrafiche misurate e campionate in corrispondenza della formazione di Oriolo e correlazioni bio- e cronostratigrafiche effettuate sulla base delle analisi micropaleontologiche integrate a foraminiferi e nannofossili.*

PROGETTO CARG

intervallo basale lentiforme di conglomerati dello spessore massimo di circa 60 m. La successione, che ha uno spessore complessivo di circa 530 m, è chiusa al tetto dalle argille plioceniche, poggianti in discordanza.

Lungo la sezione sono stati raccolti 15 campioni per l'analisi biostratigrafica, tre dei quali non hanno fornito dati significativi.

I biorizzonti riconosciuti sono l'estinzione di *S. heteromorphus* a circa 300 m, per quanto riguarda i nannofossili, l'estinzione di *G. peripheroronda* a 450 m, e un incremento di *P. mayeri* nella parte sommitale. Sulla base di questi dati la sezione può essere riferita alle biozone a *O. suturalis/G. peripheroronda* e a *D. altispira altispira*, sulla base dei foraminiferi e alle biozone MNN5b e MNN6 (Fornaciari *et alii*, 1996) a nannofossili. La distinzione tra le sottozone MNN6a e MNN6b, contrassegnata dalla presenza comune di *Reticulofenestra pseudoumbilicus* non è possibile, in questa sezione, dal momento che, la presenza di un'elevata percentuale di rimaneggiamento e lo scarso stato di conservazione non consentono la corretta individuazione di questa specie, che può facilmente essere confusa con simili forme eo-oligoceniche.

Dal punto di vista cronostratigrafico, sulla base di recenti proposte che individuano nell'estinzione di *S. heteromorphus* l'evento che meglio approssima il limite Langhiano/Serravalliano (Rio *et alii*, 1997; Fornaciari *et alii*, 1996, 1997; Sprovieri *et alii*, 2002) la parte bassa della successione ricade nel Langhiano superiore, mentre la parte rimanente ricadrebbe interamente nel Serravalliano *p.p.*

La discrepanza tra l'età attribuita nelle presenti note rispetto a quella tortoniana riportata in letteratura (Vezzani, 1967b), sulla base di uno studio esclusivamente basato sui foraminiferi, può essere imputata a varie cause, tra cui problemi tassonomici e di distribuzione stratigrafica di alcuni *taxa*, la differente modalità di individuazione dei limiti cronostratigrafici, e la possibilità di integrazione con i dati a nannofossili, che implica maggiori vincoli nell'attribuzione bio- e cronostratigrafica di una successione.

1.4.2. - *arenarie di Nocara* (**NOC**)

La citazione più antica relativa a questa formazione risale a Principi (1940), che assimila gli affioramenti di Nocara a quelli della dorsale di Valsinni, cioè al flysch numidico, e li ascrive all'Oligocene. A ben altro contesto paleogeografico vanno riferite le successioni arenitico-ruditiche in oggetto secondo Selli (1962), il quale le inserisce nella formazione di Albidona, ascritta al Miocene medio, e quindi con un significato di mesoautoctono poggiante in discordanza stratigrafica sulle coltri nord-calabresi e ricoperto tettonicamente dalla coltre lucana. Nello stesso lavoro, in una citazione successiva, questi terreni vengono comparati alle Arenarie di Stigliano e cioè al Flysch Numidico.

PROGETTO CARG

Per Ghezzi & Bayliss (1963) e Ghezzi & Marchetti (1964) la successione conglomeratico-arenacea della dorsale di Nocara apparterrebbe all'Unità Coppolo, cioè al flysch numidico.

Per Mostardini *et alii* (1966) e Mostardini & Pieri (1967) questa litofacies farebbe parte di una coltre alloctona di terreni pre-pliocenici inseriti nei depositi della Fossa Bradanica e la inquadrano nell'ambito di un complesso caotico (Complesso caotico di Masseria Spartosa, di età indeterminabile), nel quale sono inglobati blocchi esotici costituenti elementi isolati, tra cui le arenarie di Nocara del Miocene inferiore-medio.

La definizione di Flysch di Nocara è di Ogniben (1969), il quale lo interpreta come la formazione basale del Complesso Sicilide, originariamente depostasi nella parte interna della geosinclinale tra il Bacino Liguride e la Piattaforma Panormide. Egli distingue un Membro di Colle della Cappella in basso e un Membro del Serrone in alto, ascrivendoli ambedue al Cretacico.

Il Flysch di Nocara viene datato da Zuppetta *et alii* (1984b) al Serravalliano ed interpretato come sedimenti del Bacino Irpino correlabili con il Flysch di Gorgoglione.

La maggior parte degli Autori fin qui citati accorpa le arenarie di Nocara con gli affioramenti ascrivibili al flysch numidico. I rilievi geologici condotti per la presente carta, hanno messo in evidenza tuttavia che si tratta di formazioni totalmente diverse, sia per rapporti di giacitura che per litologia ed età. Inoltre, non esiste neppure un collegamento fisico tra le due formazioni.

Infine Gallicchio (1993) ricostruisce un'unità (Unità di Nocara) composta da una litofacies o Membro arenaceo-pelitico inferiore (corrispondente alla formazione di Colle della Cappella) e da uno superiore arenaceo-conglomeratico (arenarie di Nocara) in continuità stratigrafica, affiorante in finestra tettonica sotto le argille variegate sicilidi e da comprendere fra quelle formazioni arenitiche dell'Appennino meridionale facenti parte del gruppo del Cilento *sensu* Amore *et alii* (1988) e Bonardi *et alii* (1991).

Le arenarie di Nocara affiorano esclusivamente lungo la dorsale su cui è situato l'abitato di Nocara e si estende con andamento NO-SE e con strati generalmente rovesciati verso NE da Canale Sacciardi fino ad ovest di Canna.

Si tratta di una successione torbiditica costituita da conglomerati poligenici gradati, in banchi di 1-5 m di spessore, con passaggio da paraconglomerati sabbiosi alla base ad areniti verso l'alto, ed organizzati in cicli positivi. Ai banconi conglomeratici si alternano strati meno spessi (fino a 1 m) di arenarie fini e subordinatamente interstrati decimetrici di marne verdi e rosse. I clasti sono rappresentati da ciottoli appiattiti e/o sferici di quarziti, scisti seritici e biotitici, granitoidi, vulcaniti acide e vulcanoclastiti andesitiche, calcari, quarzareniti, rocce verdi e selci oltre a clasti mineralici di quarzo. La gradazione è poco evidente; spesso è più pronunciata quella inversa.

PROGETTO CARG

Le arenarie, generalmente grossolane e mal classate, hanno cemento spatico, più raramente matrice e composizione da arcosi litiche con tendenza spiccata a litareniti. A nord della dorsale omonima, la base della formazione è caratterizzata da *debris-flow* in banchi fino a 10 m con blocchi arrotondati di diametro fino a 1 m di alternanze conglomeratico-argilloso-sabbiose di colore verdastro, e di arenarie e di conglomerati della formazione di Colle della Cappella (LPP).

Il contatto su LPP è stratigrafico discordante, ed è osservabile su entrambi i fianchi della dorsale anche se le migliori esposizioni si hanno lungo la SS che da Nocara porta ad Oriolo; qui il contatto è marcato da un *debris-flow* che ingloba anche elementi di LPP (cfr. Zuppetta *et alii*, 1984b). Strutturalmente la dorsale è interpretabile come una sinclinale asimmetrica rovesciata vergente a NE, con il fianco SO parzialmente sovrascorso sul fianco dritto.

La formazione è spessa 170 m, come già misurato per la successione tipo da Zuppetta *et alii* (1984b), ai quali si rimanda per un'analisi più dettagliata e coi quali si concorda anche in merito alle considerazioni sedimentologiche.

Nonostante i numerosi campioni raccolti per le analisi micropaleontologiche, i dati ottenuti sono estremamente scadenti. La maggior parte dei campioni è infatti risultata sterile o costituita da microfossili rimaneggiati. Le scarse nannoflore sono rappresentate da *Coccolithus pelagicus*, *Ericsonia formosa*, *Sphenolithus moriformis*, *Cruciplacolithus* sp., *Toweius* sp., che indicano l'Eocene. Le microfaune, anch'esse estremamente scarse e in pessimo stato di conservazione, sono rappresentate da rari individui appartenenti alle famiglie Bolivinidae e Globigerinidae, che non contribuiscono a fornire dettagli più precisi riguardo all'età della formazione.

Zuppetta *et alii* (1984b) assegnano la formazione, sin dalla base, al Serravalliano per la presenza di *Globigerina venezuelana*, *Globorotalia praemenardii* Cushman & Stainforth e *Paragloborotalia siakensis* (Le Roy).

Dal punto di vista sedimentologico si tratta di sedimenti canalizzati a base erosiva, organizzati in strati ad evoluzione positiva che rappresentano depositi legati a più meccanismi di sedimentazione, da quelli in massa a quelli trattivi.

2. - DEPOSITI MARINI E CONTINENTALI PLIOCENICI E PLEISTOCENICI

Nel territorio del Foglio i depositi plio-pleistocenici occupano un'ampia area e sono simmetricamente disposti ai lati della dorsale di Valsinni.

I sedimenti marini sono costituiti da argille, sabbie e conglomerati che ricoprono direttamente il substrato carbonatico della Fossa Bradanica, ovvero sono distribuiti sulle unità della catena sia al fronte del *thrust belt*, sia in bacini intrappenninici come quello di Sant'Arcangelo. Nel Pliocene medio e in parte del superiore i depositi costituivano un sistema aperto verso mare e ricoprivano

PROGETTO CARG

le coltri della catena. Dal Pliocene superiore-Pleistocene con il sollevamento della dorsale di Valsinni si è strutturato il bacino di Sant'Arcangelo, che solo in questa fase assume il significato di bacino satellite intrappenninico, controllato da strutture trascorrenti. I rapporti stratigrafici tra i depositi che verranno qui di seguito descritti sono illustrati in Fig. 11.

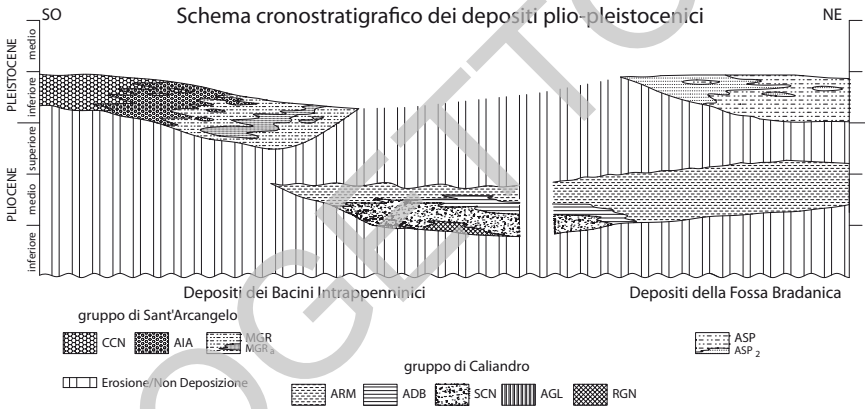

Fig. 11 - *Schema cronostratigrafico dei depositi plio-pleistocenici dei Bacini Intrappenninici e della Fossa Bradanica.*

Durante il Pliocene le successioni depositatesi sulle unità della Catena Appenninica, hanno partecipato, insieme a tutto il cuneo alloctono, all'accavallamento al tetto delle sequenze carbonatiche apule. In questo quadro, assumono ruolo strutturale differente le successioni discordanti sulle unità appenniniche trasportate solidalmente con il substrato alloctono, rispetto ai coevi livelli deposti direttamente sul substrato carbonatico apulo e che oggi vengono segnalati in profondità nei *log* dei pozzi.

La disposizione, al letto dell'edificio alloctono, di orizzonti progressivamente più recenti verso l'esterno, suggerisce un graduale avanzamento nel tempo delle falde sulle aree del dominio apulo. Tale fenomeno, già noto negli anni '60, si è rivelato recentemente di dimensioni notevoli, allorquando i dati di sottosuolo hanno dimostrato che il substrato carbonatico apulo si spinge ben oltre la "Linea di Armento" fino ad interessare l'alta Val d'Agri. Dalle revisioni stratigrafiche dei *log* dei sondaggi è emerso che, al di sotto dell'alloctono, nelle zone relativamente interne i primi orizzonti raggiunti al tetto dei carbonati apuli sono del Pliocene inferiore. Ciò suggerisce che gran parte dell'accavallamento della catena alloctona sul substrato carbonatico si è realizzato a partire dal Pliocene medio. Solo nelle aree frontali, al letto della Catena Appenninica sono coinvolti terreni dal Pliocene

PROGETTO CARG

medio al Quaternario, fino agli orizzonti a *Hyalinea balthica* (Schroeter), all'interno dei quali è ospitato il fronte della Falda di Metaponto. Solo questi ultimi si estendono a "suturare" il fronte alloctono, che rimane pertanto sepolto, e si connettono senza soluzione di continuità alle coperture plio-pleistoceniche di avanfossa, relativamente indisturbate.

Il contesto tettonico, in cui si è realizzata la deposizione delle successioni plio-pleistoceniche, è stato quindi caratterizzato da un'intensa mobilità del substrato, registrata dalla presenza, all'interno delle successioni, di discordanze stratigrafiche, accompagnate da lacune di varia entità, estendibili a tutto l'Appennino meridionale e classicamente associate ad eventi di trasgressione e regressione a scala regionale e da cui deriva la suddivisione dei depositi plio-pleistocenici in cicli sovrapposti (Vezzani, 1967c; Lentini, 1968, 1969a, 1969b, 1971, 1979, 1980; Lentini *et alii*, 1990; Carbone *et alii*, 1991; Pieri *et alii*, 1994a, 1994b). La Tab. 5 mostra un tentativo di comparazione tra le differenti suddivisioni dei depositi plio-pleistocenici dell'area del Bacino di Sant'Arcangelo, secondo i vari Autori che si sono dedicati al loro studio.

Al di là delle differenti denominazioni utilizzate, i depositi marini vengono, generalmente, distinti in tre "cicli sedimentari" principali, corrispondenti ad altrettanti "gruppi", di cui due sono affioranti nell'area del Foglio "Rotondella".

Questi depositi, che complessivamente hanno età compresa tra il Pliocene inferiore ed il Pleistocene medio, occupano il settore occidentale del Foglio e sono riferibili alla terminazione sud-orientale del Bacino di Sant'Arcangelo (v. Fig. 22).

Uno dei due gruppi presenti nell'area del Foglio è quello di Caliandro, che eredita il nome dell'omonimo ciclo, già conosciuto in letteratura (Vezzani, 1967c; Carta Geologica del Bacino del Fiume Agri, 1991; Pieri *et alii*, 1994a); esso comprende una successione estesa dalla parte alta del Pliocene inferiore al Pliocene superiore *p.p.*, con un intervallo basale prevalentemente conglomeratico-sabbioso, localmente argilloso-sabbioso, passante ad un caratteristico orizzonte diatomitico e ad argille-azzurre. Questa successione si è deposta in seguito ad un'ampia ingressione marina, occorsa nella parte alta del Pliocene inferiore, che ha interessato tutto il sistema orogenico fino al margine delle aree di culminazione assiale della catena, corrispondente al margine della culminazione apula nel sottosuolo di Tempa del Vento.

Su questi terreni o direttamente su quelli pre-pliocenici giace il gruppo di Sant'Arcangelo caratterizzato da una potente successione di sabbie e conglomerati in facies regressiva di età plio-pleistocenica. L'appoggio sui terreni pre-pliocenici è marcato da una netta discordanza angolare, mentre il contatto con i sottostanti depositi pliocenici è sempre di tipo tettonico (v. descrizione sezione Fosso Pietra Vaccuia, Fig. 12), a cinematica sia diretta che inversa.

PROGETTO CARG

Tab. 5 - *Tentativo di comparazione tra le differenti suddivisioni adottate dai vari Autori per i depositi plio-pleistocenici dell'area del Bacino di Sant'Arcangelo.*

	EZZANI, 1967c	CARTA GEOLOGICA DEL F. AGRI, 1990 CARBONE *et alii*, 1991	PIERI *et alii*, 1994a	PIERI *et alii*, 1996	F° 506 – SANT'ARCANGELO; PRESENTE LAVORO
1	**"Ciclo di Caliandro"** *principali unità litostratigrafiche:* - argille marnose lacustri grigie e nere; - conglomerati, sabbie e calcareniti; - argille diatomitiche bianche; - argille marnoso-siltose; - sabbie grigio-giallastre; - conglomerati sabbiosi. **Età:** parte alta del Pliocene inferiore – Pliocene medio	**"Ciclo del Pliocene medio-sup."** *principali unità litostratigrafiche:* - argille marnose grigie e nere e sabbie gialle; - conglomerati, sabbie; - agille diatomitiche bianche; - argille marnose grigio-azzurre; - sabbie grigie e gialle; - conglomerati; **Età:** dalla sommità del Pliocene inferiore alla parte inferiore del Pliocene superiore	**"Ciclo di Caliandro"** *principali unità litostratigrafiche:* - sabbie e conglomerati; - argille marnose; - sabbie e conglomerati; **Età:** Pliocene superiore (*) (*) seguendo la bipartizione del Pliocene	**"Sequenza A"** *principali unità litostratigrafiche:* - conglomerati; sabbie; - argille marnose; - sabbie; - conglomerati; **Età:** Pliocene medio – superiore	**"gruppo di Caliandro"** *principali unità litostratigrafiche*: - argille lagunari di La Fiumarella (AGL); - conglomerati, sabbie e calcareniti del T. Racanello (SCN); - argille diatomitiche bianche di Monticelli (ADB); - argille marnose azzurre del T. Sauro (ARM); - conglomerati e sabbie grigio-gialle (solo F° 506) (SGG); **Età:** parte alta del Pliocene inferiore – parte bassa del Pliocene superiore
2	senza denominazione *principali unità litostratigrafiche:* - argille marnose azzurre e Sabbie di S. Giorgio Lucano; - sabbie di Aliano; - conglomerati di Castronuovo; **Età:** Pliocene superiore – Calabriano	**"Ciclo del Pliocene sup.-Pleistocene"** *principali unità litostratigrafiche:* - argille marnose grigio-azzurre e sabbie di S. Giorgio Lucano; - sabbie di Aliano; - conglomerati di Castronuovo; **Età:** Pliocene sup. – Pleistocene inferiore	**"Ciclo dell'Agri"** *principali unità litostratigrafiche:* - argille siltose; - sabbie; - conglomerati; **Età:** Pliocene sup. – Pleistocene inferiore	**"Sequenza B"** *principali unità litostratigrafiche:* - argille siltose; - sabbie; - conglomerati; **Età:** Pliocene sup. – Pleistocene inferiore	**"gruppo di Sant'Arcangelo"** *principali unità litostratigrafiche:* - argille marnose grigio-azzurre del F. Sinni (MGR) con lenti di sabbie (MGRa); - sabbie di Aliano (AIA); - conglomerati di Castronuovo (CCN); **Età:** Pliocene sup. – Pleistocene inferiore
3			**"Ciclo del Sauro" "Ciclo di S.Lorenzo"** *principali unità litostratigrafiche:* - argille siltose; - conglomerati; - sabbie; - argille siltose; - conglomerati; - conglomerati; **Età:** Pleistocene inferiore - medio	**"Sequenza C"** **"Ciclo del Sauro" "Ciclo di S.Lorenzo"** *principali unità litostratigrafiche:* - argille siltose; - conglomerati; - sabbie; - argille siltose; - conglomerati; - conglomerati; **Età:** Pleistocene inferiore - medio	**"gruppo di Guardia Perticara"** *principali unità litostratigrafiche:* - depositi lacustri di S. Lorenzo; - sabbie e conglomerati di Guardia P.; **Età:** Pleistocene inferiore – medio (?)
4	**"sabbie e conglomerati di Serra Corneta"** **Età:** Pleistocene inferiore (Siciliano?)	**"sabbie e conglomerati di Serra Corneta"** **Età:** Pleistocene	**"sabbie e conglomerati di Serra Corneta"** **Età:** Pleistocene medio	**"Sequenza D"** - conglomerati e sabbie; **Età:** Pleistocene medio	**sabbie e conglomerati di Serra Corneta** (SSC) **Età:** Pleistocene inferiore – medio?

PROGETTO CARG

Il bordo orientale del Bacino di Sant'Arcangelo risulta separato dai depositi che ricoprono il fronte della Falda di Metaponto tramite la dorsale di Valsinni, e per tale motivo esso viene considerato un "bacino intrappenninico" (Vezzani, 1976b; Lentini 1967; Ogniben, 1969) ovvero un "*piggy-back basin"* (Caldara *et alii*, 1988a, 1988b; Roure *et alii*, 1988; Hippolyte *et alii*, 1991, 1994b; Pieri *et alii*, 1994a). Tuttavia, la presenza di residui livelli trasgressivi del Pliocene medio all'interno della dorsale, poco al di fuori dell'area del Foglio (cfr. Foglio "Pisticci"), perfettamente uguali a quelli presenti ai lati della dorsale stessa (Lentini, 1967, 1969a, 1969b), dimostra che essa si è delineata a partire dal Pliocene superiore e pertanto il Bacino di Sant'Arcangelo ha assunto il ruolo di bacino satellite o *piggy-back basin* nella sua precisa accezione solo durante la deposizione dei terreni del gruppo plio-pleistocenico (Carta geologica del Bacino del Fiume Agri, 1991; Servizio Geologico d'Italia, 2005).

I depositi sabbioso-conglomeratici in facies regressiva del gruppo di Sant'Arcangelo hanno spessori di alcuni chilometri, come evidenziato dalle linee sismiche, e certamente la sedimentazione si è sviluppata in aree di depressione strutturale all'interno del *thrust-system* appenninico, che ha sicuramente risentito dell'evoluzione tettonica del substrato carbonatico apulo, in quanto gran parte dei depositi di riempimento del "bacino" sono di età più recente dell'accavallamento delle coltri alloctone sulle successioni apule.

2.1. - Depositi dei bacini intrappenninici

2.1.1. - *gruppo di Caliandro* (**CA**)

Nell'area del Foglio i depositi attribuiti al gruppo di Caliandro giacciono direttamente su unità pre-plioceniche e sono esposti lungo una stretta fascia più o meno continua che dalla Diga di M. Cotugno a nord si allunga verso sud in direzione submeridiana fino all'alto corso della F.lla Sodano, tra Oriolo e Cersòsimo. Altri affioramenti sono presenti lungo la terminazione settentrionale della dorsale di Rotondella, in giacitura monoclinalica verso NE, dove spariscono sotto le argille della Fossa Bradanica (v. anche Fig. 11).

Si tratta di conglomerati o di calcareniti fossilifere di ambiente litorale e di argille biancastre con livelli di sabbie quarzose, di calcareniti giallastre a stratificazione incrociata, passanti verso l'alto ad argille diatomitiche e argille grigio-azzurre.

PROGETTO CARG

2.1.1.1. - argille e sabbie del Canale del Ragone (**RGN**)

Formano un placcone isolato discordante sui terreni dell'unità sicilide.

Affiorano al margine nord-occidentale del Foglio nella depressione tettonica tra Fosso S. Antonio e Fosso Monaco. Un affioramento minore è ubicato subito a nord della Diga di Monte Cotugno, dove è possibile osservare il contatto stratigrafico con la soprastante formazione dei conglomerati, sabbie e calcareniti del T. Racanello (SCN). Riaffiorano alla confluenza F. Sarmento-Canale del Ragone in discordanza sia sui termini sicilidi che sulla formazione di Albidona.

Sono prevalentemente argille ed argille siltose grigie con intercalazioni centimetriche di sabbie quarzose colore ocra e con caratteristici livelli limosi neri, spessi 2-3 cm. Verso l'alto passano ad argille sabbiose con rare e sottili lenti di conglomerati. Verso il basso e lateralmente sono presenti conglomerati poligenici con ciottoli da subangolosi a subarrotondati, scarsamente selezionati e con tessitura clasto-sostenuta (**RGN**$_a$).

Lo spessore varia da qualche decina di metri fino a 200 m.

Nelle argille sono presenti microfaune (*Orbulina universa*, *O. suturalis*, *Globorotalia scitula* (Brady), *Globigerinoides trilobus*) e nannofossili (*Helicosphaera carteri*, *H. walbersdorfensis*, *Calcidiscus macintyrei*, *Discoaster variabilis*) rimaneggiati di età Miocene medio-superiore. Tuttavia data la similitudine di questa litofacies a quella salmastra riconosciuta in altre località alla base del gruppo di Caliandro, non si può escludere un'età più recente. Per questo motivo e per la posizione stratigrafica, nonchè per la giacitura, la formazione potrebbe essere ascritta dubitativamente al Pliocene inferiore.

2.1.1.2. - argille lagunari di La Fiumarella (**AGL**)

Affiorano in tre limitati lembi di spessore ridotto a sud di Serra Chiara, in sinistra dell'alto corso del Canale del Ragone. Gli affioramenti più meridionali poggiano in discordanza sulla litofacies arenaceo-argillosa della formazione di Oriolo (ORI); di quello settentrionale non affiora la base, si osserva invece un passaggio verso l'alto alla facies calcarenitica della formazione dei conglomerati, sabbie e calcareniti del T. Racanello (SCN).

Si tratta di argille siltose grigio-nerastre e siltiti grigie contenenti macrofaune oligotipiche a *Cardium edule* (Linneo), *Cerithium vulgatum* Bruguière e *Hinia corrugata* (Forbes & Goodsir). Le microfaune sono bentoniche con abbondantissime *Ammonia beccarii* (Linneo) ed ostracodi del genere *Cyprideis*. Le associazioni a nannofossili sono molto scarse e caratterizzate dalla presenza di *Calcidiscus leptoporus*, *Helicosphaera sellii* Bukry & Bramlette, *Dictyococcites productus* (Kamptner), indicative di una generica età pliocenica. Questa litofacies

PROGETTO CARG

mostra passaggi latero-verticali con i conglomerati, sabbie e calcareniti del T. Racanello.

Lo spessore varia da 0 fino a 20 m.

L'età, ascrivibile alla parte alta del Pliocene inferiore, è desunta dalla posizione stratigrafica.

L'ambiente è ipoalino.

2.1.1.3. - conglomerati, sabbie e calcareniti del T. Racanello (**SCN**)

Affiorano in lembi o placconi più o meno continui lungo tutto il bordo orientale del Bacino di Sant'Arcangelo, da Serra della Pietra (angolo NO del Foglio), attraverso la dorsale di M. Cotugno-S. Oronzo e i rilievi di Serra Chiara, fino a Cozzo Pellizzone, tra Cersòsimo e Oriolo. Altri piccoli lembi sono presenti ad est e a nord di Rotondella in località Cornacchia.

La formazione è costituita da depositi di facies diverse, da conglomerati e sabbie a calcareniti organogene, e rappresenta il primo deposito francamente marino del gruppo di Caliandro. I livelli conglomeratici sono caratterizzati da clasti di 2-5 cm di diametro, generalmente bene arrotondati, e formano strati spessi fino ad una decina di metri. Le sabbie di colore grigio cenere o giallo-rossastro, hanno granulometria da fine a grossolana, matrice argillosa e rari livelli ghiaiosi. Le calcareniti hanno colore giallastro, sono ben cementate, talora presentano stratificazione incrociata con strati di 15-20 cm.

Il letto della formazione è quasi ovunque rappresentato da un appoggio discordante sui terreni pre-pliocenici; solo in alcuni punti (Serra della Pietra, sinistra idrografica del Canale del Ragone) sono presenti alla base le argille RGN o AGL.

La mancanza dei depositi ruditici su alcuni alti morfo-strutturali lascia propendere per una disposizione *onlap* dei termini del gruppo di Caliandro, su un substrato deformato, come già evidenziato per gli stessi intervalli nell'ambito del Foglio "Sant'Arcangelo" (Servizio Geologico d'Italia, 2005).

In alto la formazione passa gradualmente alle argille marnose azzurre del T. Sauro (ARM) o alle argille diatomitiche bianche di Monticelli (ADB).

Lo spessore varia da 0 a 100 m circa.

La macrofauna rinvenuta nella frazione arenitica è rappresentata da *Turritella subangulata* (Brocchi), *T. varicosa* (Brocchi), *Hinia clathrata* (Born), poco significativa dal punto di vista cronostratigrafico. Le nannoflore presenti nei rari livelli argillosi sono scarse ed indicative di un'età genericamente pliocenica (*Helicosphaera sellii*, *H. carteri*, *Coccolithus pelagicus*) (v. descrizione Sezione Fosso Pietra Vaccuia, Appendice 1, Fig. 12).

L'età Pliocene inferiore?-Pliocene medio? è desunta dalla posizione

PROGETTO CARG

stratigrafica, sulla base dei rapporti laterali con le argille lagunari di La Fiumarella (AGL) e con le argille marnose azzurre del T. Sauro (ARM).

L'ambiente di sedimentazione è marino infra-circalitorale.

2.1.1.4. - argille diatomitiche bianche di Monticelli (**ADB**)

Affiorano con continuità esclusivamente sulla terminazione sud-orientale del Bacino di Sant'Arcangelo e precisamente in destra del Canale Careto, tra Madonna di Acquafredda (a nord di Oriolo) e Mass. donna Amalia (a nord-est di S. Giorgio Lucano).

Si tratta di argille diatomitiche fogliettate di colore bianco o grigiastro con abbondante frazione siltosa.

Lungo l'alto corso del Canale Careto, la formazione è in appoggio discordante sui termini arenitici della formazione di Oriolo, mentre più a nord è costantemente in continuità sulla formazione SCN. Il passaggio alle argille marnose azzurre del T. Sauro (ARM) è latero-verticale e si realizza con un arricchimento della frazione marnosa verso l'alto, mentre lateralmente la frazione argilloso-siltosa può prevalere rendendo difficile la distinzione tra le argille diatomitiche ADB e le argille ARM.

Lo spessore della formazione arriva fino a 50 m.

Nelle argille diatomitiche sono presenti microfaune a radiolari, diatomee e spicole di spugne. I livelli di base contengono nannofossili, caratterizzati da *Calcidiscus leptoporus*, *Discoaster tamalis* Kamptner, *D. asymmetricus* Gartner, *D. brouweri* Tan, *Helicosphaera sellii*, *Pseudoemiliania lacunosa* (Kamptner), (biozona MNN16a di Rio *et alii*, 1990). Livelli più alti contengono la stessa associazione, priva di *D. tamalis* e *D. asymmetricus* (biozona MNN16b/17). Viene pertanto confermata la parziale eteropia con la formazione ARM. Nell'area del Foglio "Sant'Arcangelo" l'unità ADB costituisce un livello guida che si intercala alla porzione medio-bassa di ARM.

L'età della formazione è Pliocene medio *p.p.*

L'ambiente di sedimentazione è da circa a infralitorale.

2.1.1.5. - argille marnose azzurre del T. Sauro (**ARM**)

Affiorano nella parte settentrionale del Foglio, lungo il fianco monoclinalico della dorsale che da Timpone Mezzo Tomolo si dirige, con andamento NNO-SSE fino alla confluenza F. Sarmento-Canale del Ragone e lungo il fianco orientale della dorsale di Rotondella, dal km 148 al km 160 della SS 104.

La formazione è costituita da argille marnose e argille siltose di colore azzurro o grigio-verdi.

PROGETTO CARG

Nella prima area di affioramento la formazione poggia sui termini basali delle argille e sabbie del Canale del Ragone (RGN) e dei conglomerati, sabbie e calcareniti del T. Racanello (SCN); sulla terminazione meridionale della struttura, tra Mass. Perato e Fosso Pietra Vaccuia, è sovrascorsa dalle Tufiti di Tusa, mentre i rapporti con i termini del gruppo di Sant'Arcangelo (a Serra della Pietra, angolo nord-ovest del Foglio) sono sempre di tipo tettonico. Al tetto infatti essa è delimitata da una faglia che, normale nel tratto T.ne Mezzo Tomolo-Fosso V. Cupa, assume cinematica inversa ad alto angolo da quest'ultima località a Mass. Perato sul F. Sarmento.

Nella seconda area di affioramento (Rotondella) le argille marnose azzurre del T. Sauro poggiano in discordanza sul substrato pre-pliocenico, rappresentato dalle argille varicolori superiori e dalle Tufiti di Tusa e solo in alcuni punti (Mass. Ciruddo e Mass. del Barone) sulla formazione SCN.

Lo spessore varia nelle diverse aree di affioramento e raggiunge circa 150 m in destra del Fosso Valle Cupa.

Nel settore nord-ovest del Foglio, in località Serra della Pietra, nei livelli

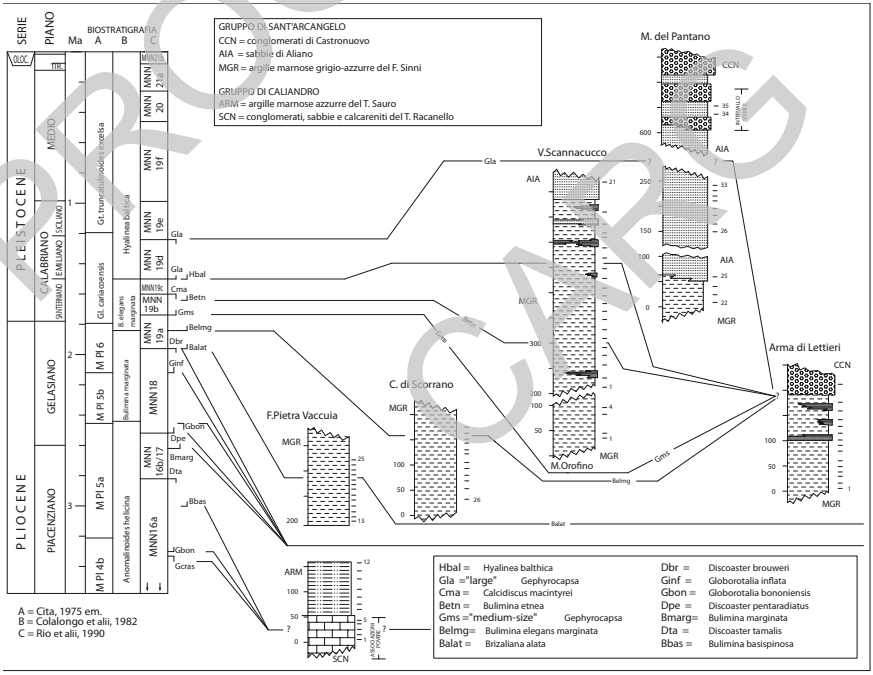

Fig. 12 - *Sezioni stratigrafiche misurate e campionate in corrispondenza dei depositi appartenenti ai gruppi di Caliandro e Sant'Arcangelo e correlazioni bio e cronostratigrafiche effettuate sulla base della analisi micropaleontologiche integrate a foraminiferi e nannofossili.*

PROGETTO CARG

di base sono presenti associazioni a nannofossili con *Helicosphaera sellii*, *Discoaster brouweri*, *D. surculus* Martini & Bramlette, *D. pentaradiatus* Tan, *D. tamalis*, *D. asymmetricus*, *Pseudoemiliania lacunosa* della biozona MNN16a e foraminiferi caratterizzati da *Globigerinoides elongatus* (d'Orbigny), *G. obliquus extremus* Bolli & Bermudez, *Globorotalia aemiliana* Colalongo & Sartoni, *Neogloboquadrina pachyderma* (Ehrenberg), *Globigerinita glutinata* (Egger), *Cassidulina neocarinata* Thalmann del Pliocene medio.

Nella sezione di Fosso Pietra Vaccuia, nei pressi della località omonima (v. Appendice 1), la porzione basale, riferibile alle argille marnose azzurre del T. Sauro (ARM), contiene nannoflore della biozona MNN16b/17 e foraminiferi della biozona MPL5a (Cita, 1975, emendata da Sprovieri, 1993) sempre del Pliocene medio.

A sud di Monte Cotugno affiorano livelli riferibili allo stesso intervallo biostratigrafico (nannofossili: *Calcidiscus leptoporus*, *C. macintyrei*, *D. surculus*, *H. sellii*, *P. lacunosa*, *Discoaster brouweri*, *D. triradiatus* Tan, *D. pentaradiatus*, *Geminilithella rotula* (Kamptner), foraminiferi planctonici: *Orbulina universa*, *Globigerina bulloides* d'Orbigny, *G. falconensis* Blow, *G. apertura* Cushman, *Globigerinoides trilobus*, *G. quadrilobatus* (d'Orbigny), *Globorotalia scitula*, *Sphaeroidinellopsis subdehiscens* (Blow) e abbondanti bentonici tra cui *Uvigerina peregrina* Cushman, *Heterolepa floridana* (Cushman), *H. bellincionii* (Giannini & Tavani), *Oridorsalis stellatus* Silvestri, *Ammonia tepida* (Cushman), *Planulina ariminensis* d'Orbigny, *Bulimina inflata* Seguenza, *Brizalina dilatata* (Reuss), *Nonion padanum* (Perconig).

Lungo il Canale Candela a nord-ovest di Rotondella, i livelli sommitali contengono microfaune a *Globorotalia* gr. *crassaformis* (Galloway & Wissler), *Globigerinoides elongatus*, *Bulimina basispinosa* Tedeschi & Zanmatti, *Uvigerina peregrina* e nannoflore a *Helicosphaera sellii*, *Pseudoemiliania lacunosa*, *Discoaster brouweri*. L'integrazione dei dati a foraminiferi e a nannofossili, insieme alla posizione stratigrafica, permette di attribuire tali livelli rispettivamente alle biozone MPl5b e MNN18, corrispondenti alla parte bassa del Pliocene superiore (Gelasiano).

2.1.2. - *gruppo di Sant'Arcangelo* (**SA**)

I depositi riferiti a questo secondo gruppo affiorano nel settore occidentale del Foglio "Rotondella" e sono interessati da rapporti tettonici lungo tutto il versante orientale della depressione, mentre sul versante meridionale sono bene esposti i rapporti di discordanza tra i termini alti della successione e il substrato rappresentato dalle formazioni di Albidona e di Oriolo, in tutto il tratto a sud dell'abitato di Cersòsimo, fino al Canale Lappio.

PROGETTO CARG

Il gruppo di Sant'Arcangelo, così definito nel Foglio 506 Sant'Arcangelo (Servizio Geologico d'Italia, 2005) è formato da depositi plio-pleistocenici di bacino intrappenninico correlabili, nelle aree dell'Avanfossa Bradanica, ad una potentissima e monotona sequenza argillosa (argille subappennine). Nel Bacino di Sant'Arcangelo è ben esposto un emiciclo regressivo dato da potenti successioni sabbiose e sabbioso-conglomeratiche, che verso nord-est passano inferiormente e lateralmente ad argille azzurre in facies marine più profonde. In queste ultime è intercalata una spessa lente sabbiosa, nota in letteratura come Sabbie di S. Giorgio Lucano.

I terreni ascritti al gruppo di Sant'Arcangelo si sono depositati quando i margini dell'attuale depressione strutturale, che marca il bacino omonimo, iniziavano a delinearsi, determinando il definitivo isolamento del bacino intramontano rispetto all'avanfossa. Le vicende tettoniche che hanno investito questi terreni sono da ricollegare direttamente alla strutturazione in profondità dell'edificio apulo. I terreni del gruppo di Sant'Arcangelo mostrano, lungo i bordi del bacino, rapporti di forte discordanza sul substrato, con appoggi di tipo *onlap*, mentre, nelle aree centrali della depressione, al di fuori del Foglio (v. Foglio "Sant'Arcangelo", Servizio Geologico d'Italia, 2005), il contatto di base sui terreni sottostanti è apparentemente concordante. I depositi assegnati a questo gruppo hanno registrato, con discordanze angolari progressive, la crescita di strutture sia all'interno del bacino che sui margini, come il sovrascorrimento retrovergente ad orientazione NO-SE, esteso da Timpone Mezzo Tomolo alla confluenza F. Sarmento-Canale del Ragone, la cui età va quindi ristretta al Pliocene superiore-Pleistocene inferiore. La distribuzione delle facies dei depositi del gruppo di Sant'Arcangelo suggerisce la presenza di apporti da ovest, con graduale colmamento della depressione strutturale verso est. Le geometrie dei depositi indicano una forte subsidenza dell'area durante la sedimentazione, bilanciata da un notevole aumento del volume del materiale detritico trasportato.

2.1.2.1. - argille marnose grigio-azzurre del F. Sinni (**MGR**)

Affiorano nel settore occidentale del Foglio, dal Lago di M. Cotugno al basso corso del F. Sarmento, per estendersi fino al versante occidentale di M. Sodano, con uno spessore massimo di 600 m.

La formazione è costituita da argille marnose grigio-azzurre a frattura subconcoide e a stratificazione indistinta con rari livelli sabbioso-siltosi di colore grigio chiaro o giallastro, contenenti talora abbondanti resti di molluschi nella parte sommitale (**MGR**). Tra S. Giorgio Lucano e il Canale Careto alle argille si intercala una grossa lente di sabbie giallastre (**MGR**$_a$) (cfr. sabbie di San Giorgio Lucano, Foglio "Sant'Arcangelo"), potente fino a 200 m, contenente macrofaune

PROGETTO CARG

oligotipiche talora a *Chlamys (Aequipecten) opercularis* (Linneo), talora a *Cardium edule*.

La parte bassa delle argille contiene associazioni a nannofossili (*Helicosphaera sellii*, *Pseudoemiliania lacunosa*, *Calcidiscus macintyrei*, *Gephyrocapsa* "small") della biozona MNN19a e foraminiferi planctonici caratterizzati da *Globorotalia inflata* (d'Orbigny) della biozona MPL6 del Gelasiano. Tra i bentonici, sempre abbondanti, *Uvigerina peregrina*, *U. mediterranea* Hofker, *Bulimina elegans marginata*. Nella porzione medio-alta sono presenti associazioni a nannofossili comprese tra le biozone MNN19c (*Helicosphaera sellii*) e MNN19d (*Gephyrocapsa* "large") del Santerniano-Emiliano. Tra i bentonici sono frequenti *Uvigerina peregrina*, *Bulimina etnea*, *B. marginata* d'Orbigny.

Verso sud-ovest le argille marnose passano eteropicamente in alto alle sabbie di Aliano (AIA).

Il contatto della formazione con i sottostanti terreni del gruppo di Caliandro o con i termini pre-pliocenici è sempre tettonico, fatta eccezione per il placcone ad ovest di Oriolo; in questa località le argille si collocano all'interno di un graben asimmetrico e solo sul fianco occidentale è ben esposto il contatto discordante delle argille sulla formazione di Oriolo.

In corrispondenza di questi depositi sono state misurate e campionate diverse sezioni stratigrafiche (Fig. 12), ricadenti in un settore compreso tra i fiumi Sinni e Sarmento (settore nord-occidentale del Foglio) (v. Appendice 1 per dati biostratigrafici).

L'età va dal Pliocene superiore (Gelasiano) al Pleistocene inferiore *p.p.* (Emiliano).

Ambiente di sedimentazione con profondità che diminuisce progressivamente verso l'alto della successione da circa 700 m fino a 50 m.

2.1.2.2. - sabbie di Aliano (**AIA**)

Verso l'alto e lateralmente le argille MGR passano ad una successione sabbiosa spessa fino a 400 m, ampiamente affiorante lungo le sponde del F. Sarmento, da Timpa Castelmarino, a nord, al versante settentrionale di Timpone di Tonno.

La formazione è costituita da sabbie e sabbie argillose di colore giallo raramente cementate, in strati da 20 cm ad oltre 10 m per amalgamazione, contenenti lenti ghiaioso-conglomeratiche particolarmente spesse tra Noepoli e il F. Sarmento, dove si osserva il passaggio graduale verso l'alto e laterale ai conglomerati di Castronuovo. Verso nord-est la formazione è in parte eteropica con le argille MGR. All'interno delle sabbie si rinvengono, raramente, livelli centimetrici ricchi di lamellibranchi. Le associazioni a nannofossili calcarei sono generalmente poco abbondanti e sono caratterizzate dalla presenza di

PROGETTO CARG

Helicosphaera sellii, *Pseudoemiliania lacunosa*, *Gephyrocapsa oceanica* s.l., *Gephyrocapsa* "large", riferibili pertanto alla biozona MNN19d del Pleistocene inferiore (Emiliano). Le associazioni a foraminiferi sono quasi esclusivamente costituite da specie bentoniche di mare basso (ambiente infralitorale); tra le più significative *Bulimina elegans marginata* Fornasini, *Bulimina etnea* Seguenza, *Brizalina alata* (Seguenza), (v. Sezione Madonna del Pantano, Appendice 1).

L'età è Pleistocene inferiore *p.p.* (Emiliano).

L'ambiente è infralitorale.

2.1.2.3. - conglomerati di Castronuovo (**CCN**)

Le sabbie prima descritte passano eteropicamente e verso l'alto ad una successione terrigena grossolana di ambiente fluvio-marino, denominata Conglomerati di Castronuovo (Vezzani, 1967b), affiorante tra T.pa Ciucca, Cersòsimo e Arma di Lettieri (ad ovest di Oriolo).

La formazione è costituita da conglomerati poligenici di colore rosso-bruno o grigio, mal classati ad elementi con diametro fino a 30 cm ben arrotondati, in matrice sabbioso-ghiaiosa abbondante; ad essi localmente si intercalano lenti di paleosuoli rossastri di limitata estensione e piccolo spessore. Nella parte bassa sono presenti lenti di sabbie massive che, verso nord-est, diventano via via più frequenti, passando gradualmente alle sabbie di Aliano.

Verso sud i conglomerati poggiano con contatto discordante di tipo *onlap* su una superficie di erosione incisa su un substrato pre-pliocenico, costituito dai terreni delle formazioni di Albidona, prevalentemente, e di Oriolo.

La formazione costituisce un cuneo clastico, che mostra una serie di discordanze intraformazionali evidenziate lungo la piega di crescita di T.pa Ciucca-T.ne di Tonno.

Lo spessore massimo è 350 m.

La formazione è generalmente sterile e gli unici fossili sono quelli elencati da Vezzani (1967b, 1968c) e provenienti dall'affioramento isolato in località Arma di Lettieri, nei pressi di Oriolo. In quest'area i conglomerati giacciono in discordanza angolare sia sulla litofacies argillosa MGR delle argille marnose grigio-azzurre del F. Sinni che sulla formazione di Oriolo. Fra la macrofauna sono presenti opercoli di *Natica tigrina sulcooperculata* Ruggieri, indicativi del Pleistocene inferiore.

La datazione della formazione è pertanto Pleistocene inferiore *p.p.*

Depositi di ambiente da fluviale a marino.

PROGETTO CARG

2.2. - Depositi della Fossa Bradanica

Ad est della congiungente Rotondella-Rocca Imperiale in discordanza, con appoggio *onlap* su diversi termini del substrato e con contatti sovente modificati tettonicamente, giace una sequenza potente parecchie centinaia di metri, prevalentemente argillosa di età plio-pleistocenica, ed esclusivamente pleistocenica relativamente ai termini affioranti (v. anche Fig. 11), entro la quale si inserisce la Falda di Metaponto (Ogniben, 1969). La messa in posto della falda è avvenuta tra il Pliocene superiore e il Pleistocene inferiore nella zona di Pisticci, come si deduce dai sondaggi, i quali in profondità, sotto la coltre alloctona, incontrano livelli del Pliocene medio e superiore direttamente sul substrato apulo della Fossa Bradanica (Migliorini, 1937). Quest'ultima rappresenta il segmento meridionale dell'avanfossa appenninica plio-pleistocenica, caratterizzata da una storia tettono-sedimentaria durante il Pleistocene, influenzata da elementi strutturali locali e regionali legati all'evoluzione dell'avampaese apulo che si flette, immergendosi sotto la catena appenninica e per successive fasi deformative migra progressivamente verso est (D'Argenio *et alii*, 1973; Ciaranfi *et alii*, 1979; Casnedi, 1988; Pieri *et alii*, 1996).

La fisiografia della Fossa Bradanica è definita da un margine esterno a sedimentazione carbonatica e da un margine interno a sedimentazione silicoclastica (Pieri *et alii*, 1994b). Relativamente all'area del Foglio "Rotondella" affiorano le successioni silicoclastiche connesse al margine occidentale della fossa e rappresentate dalla formazione delle argille subappennine. Questa è la litofacies più diffusa, sia arealmente che per spessore, caratterizzata da sedimenti emipelagici, rappresentati da silt, argille e marne, e nei quali a differenti altezze stratigrafiche si intercalano livelli di sabbia medio-fine o depositi grossolani detritici (cfr. Sabbie di Tursi di Mostardini *et alii*, 1966). Inoltre la presenza di strutture da scivolamento e/o *slump* testimoniano una deposizione su margini mobili e ad alto gradiente, interessati da tettonica sinsedimentaria.

L'"Unità delle argille subappennine" costituisce la sequenza su cui poggiano i depositi silicoclastici regressivi di colmamento, che chiudono la successione della Fossa Bradanica.

2.2.1. - *argille subappennine* (**ASP**)

In questa formazione a prevalenza argillosa è possibile distinguere due membri: membro del conglomerato di Serra del Cedro (**ASP_1**) e membro delle sabbie di Tursi (**ASP_2**). Nell'area del Foglio l'unità è rappresentata dalla litofacies argillosa ASP e dal membro sabbioso **ASP_2**.

PROGETTO CARG

Corrispondono alle Argille di Montalbano Ionico e alle Sabbie di Tursi di Mostardini *et alii* (1966).

L'intera sequenza affiora con continuità lungo tutto il margine nord-orientale del Foglio, ad est dell'allineamento Canale Candela-Rotondella-Nova Siri-Rocca Imperiale-Canale Armi e in un placcone più ridotto e isolato nell'area di Montegiordano Marina.

La successione è costituita da argille marnoso-siltose grigio-azzurre a stratificazione indistinta, contenenti gusci di scafopodi e piccoli gasteropodi. Poco al di fuori del Foglio, nell'area di Pisticci, Lentini (1971) riporta, per la parte alta delle argille, un contenuto macrofaunistico rappresentato da *Chlamys septemradiata* (Müller), *Arctica islandica* (Linneo), *Macoma calcarea perfrigida* (De Gregorio), *Mya truncata* (Linneo), *Turritella tricarinata pliorecens* (Monterosato) e *T. incrassata* Sowerby, forme indicative del Pleistocene.

Sia alla base delle argille che intercalate ad esse sono presenti lenti di sabbie giallastre (membro sabbioso **ASP$_2$**) in banchi che a volte per amalgamazione raggiungono spessori di alcuni metri, e nei quali si intercalano livelli di ghiaie in matrice sabbiosa ad elementi prevalentemente carbonatici ed in subordine silicoclastici. Nelle sabbie talora si rinvengono livelli con gusci di ostree ben conservati.

I caratteri deposizionali delle argille, la presenza di corpi sabbiosi detritici associati a livelli a *slump*, hanno fatto attribuire tale successione ad una piattaforma stretta, passante a scarpata o a rampa silicoclastica lungo un margine ad alto gradiente, interessato da tettonica sinsedimentaria (Pieri *et alii*, 1996).

L'appoggio è discordante con geometria *onlap* su vari termini del substrato, da quelli pre-pliocenici alle argille marnose azzurre del T. Sauro del Pliocene medio-superiore del gruppo di Caliandro, con contatti sovente modificati tettonicamente, come è osservabile lungo il fianco orientale della scaglia tettonica che da Timpone Noiello a Murge di S. Caterina, con andamento sub-meridiano, porta in sovrascorrimento i terreni del Gruppo delle Argille Variegate sulle formazioni del Pleistocene inferiore

In virtù dell'eteropia basale tra le argille e le sabbie, sulla terminazione nord della dorsale di Rotondella, tra Mass. Rondinelli e C.da Cornacchia, l'appoggio sui terreni del Pliocene superiore o più antichi avviene direttamente con il membro sabbioso ASP$_2$. Analoga situazione, ma su un substrato "sicilide" si ripropone a sud di Montegiordano Marina, sulla collina di Mass. Fiordalisi.

Lo spessore affiorante delle argille varia da pochi metri, nell'area di Montegiordano Marina, a parecchie centinaia di metri nel settore centro-settentrionale del Foglio; quello delle sabbie va da 0 a 150 m.

In corrispondenza di questi depositi è stata campionata una sezione ubicata a nord di Rocca Imperiale, presso località **Tempone Ronzino** (Fig. 13); si tratta di un intervallo di circa 100 m di argille marnose grigio-azzurre, seguito da un uguale

PROGETTO CARG

spessore di sabbie e microconglomerati. Tra i campioni raccolti nell'intervallo argilloso, il più basso contiene un'associazione a nannofossili, caratterizzata da *Calcidiscus macintyrei*, *Helicosphaera sellii*, *Gephyrocapsa oceanica* s.l., *Pseudoemiliania lacunosa* ed è pertanto riferibile alla biozona MNN19b (Rio *et alii*, 1990) del Santerniano. I campioni successivi contengono associazioni sostanzialmente simili, ma prive di *C. macintyrei*, la cui estinzione segna la base della biozona MNN19c. L'ultimo campione, raccolto in un sottile livello di argille sabbiose intercalato alle sabbie sommitali, presenta *Gephyrocapsa* "large" ed è pertanto riferibile alla biozona MNN19d dell'Emiliano. Tale dato è confermato

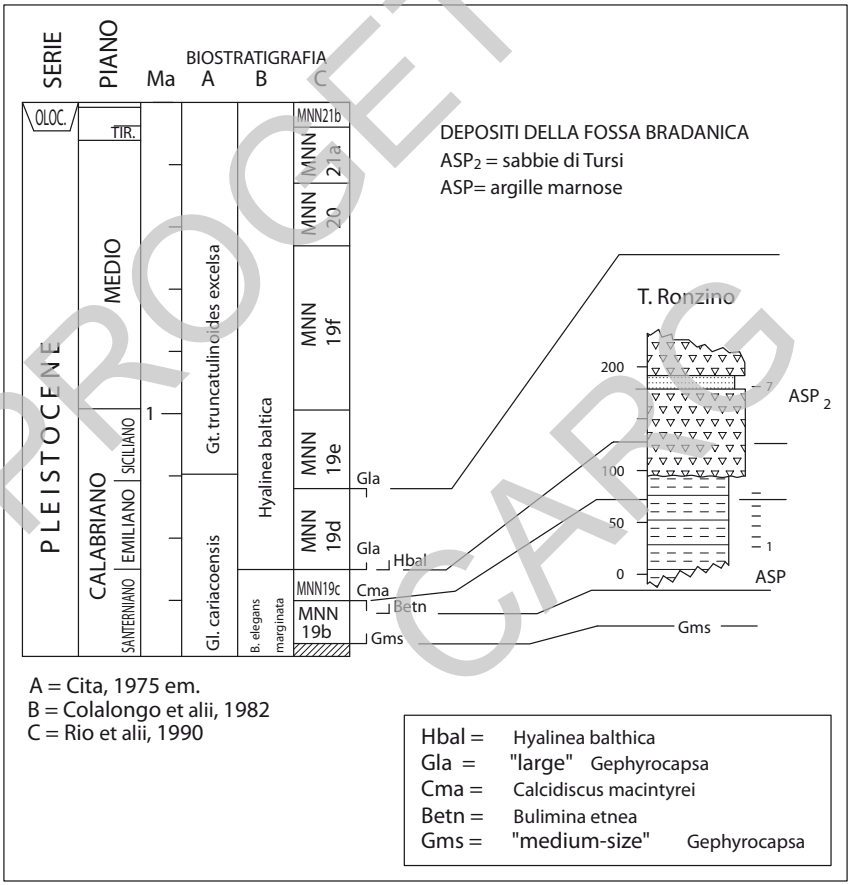

Fig. 13 - *Sezione stratigrafica di Tempone Ronzino misurata e campionata in corrispondenza delle argille subappennine appartenenti ai depositi della Fossa Bradanica e correlazioni bio- e cronostratigrafiche effettuate sulla base della analisi micropaleontologiche integrate a foraminiferi e nannofossili.*

PROGETTO CARG

dai foraminiferi che mostrano, tra i planctonici, *Neogloboquadrina pachyderma* (sx) abbondante fin dalla base, che permette di attribuire la sezione alla biozona a *Globigerina cariacoensis* (Cita, 1975, emendata da Sprovieri, 1993) del Pleistocene inferiore. I campioni contengono numerosissime specie bentoniche, tra cui le più abbondanti e significative sono *Brizalina catanensis* (Seguenza), *Uvigerina peregrina*, *Planulina ariminensis* d'Orbigny, *Bulimina marginata* d'Orbigny e *Sphaeroidina bulloides* d'Orbigny.

In affioramento l'età complessiva della formazione è Pliocene superiore-Pleistocene medio (Azzaroli *et alii*, 1968; Ciaranfi *et alii*, 1996); Pleistocene inferiore-medio secondo Patacca & Scandone (2001).

2.3. - Depositi marini terrazzati ($\mathbf{g}_{n2-7}$) (S. Carbone e G. Vinci)

Sabbie a granulometria da fine a grossolana di colore ocra, a volte in livelli cementati, e ghiaie grossolane o conglomerati poco cementati ad elementi poligenici ed eterometrici spesso a struttura embriciata, talvolta contenenti frammenti di macrofossili. Localmente, come è stato osservato in destra del Canale Ruggero nei pressi di Mass. Corrado, a quota 145-155 m s.l.m., il deposito è rappresentato da una calcarenite grossolana organogena cementata tipo "panchina" a stratificazione incrociata.

Affiorano lungo tutta la fascia costiera del Foglio; poggiano prevalentemente sui depositi del Pleistocene inferiore della Fossa Bradanica, mentre verso l'entroterra e verso sud si estendono in forte discordanza sul substrato pre-pliocenico.

I depositi marini terrazzati sono delimitati sia superiormente che inferiormente da superfici subpianeggianti degradanti verso mare e compresi tra i 445 m s.l.m. presso La Stornara, nell'angolo sud-orientale del Foglio, e i 15 m s.l.m. nel settore nord-orientale, lungo la SS 106, tra il F. Sinni e il T. S. Nicola, dove tali depositi si collegano, mediante una piccola scarpata, ai depositi alluvionali della piana costiera. Tali affioramenti sono più estesi lungo il settore nord-est del Foglio tra Rotondella e Rocca Imperiale, mentre più a sud sono rappresentati da lembi minori disposti parallelamente alla linea di costa.

In base a criteri morfologici è stato possibile suddividere i depositi marini terrazzati in sei ordini diversi, separati da orli di scarpata più o meno pronunciati. Gli ordini individuati nel presente Foglio trovano riscontro con quelli riconosciuti da Vezzani (1967d e bibliografia relativa) lungo tutta la fascia litorale ionica.

I vari depositi terrazzati sono indicati, secondo normativa CARG, con numero crescente dal più basso e recente al più alto e antico. Pertanto i depositi relativi ai "terrazzi" del 2° ordine affiorano a quote comprese tra 45 e 15 m s.l.m, i "terrazzi" del 3° terzo ordine sono compresi tra 100 e 45 m s.l.m., quelli del 4° ordine tra

PROGETTO CARG

145 e 90 m s.l.m., del 5° ordine tra 230 e 120 m s.l.m., quelli del 6° ordine tra 300 e 220 m s.l.m., ed infine i "terrazzi" del 7° ordine tra 445 e 275 m s.l.m.. La parziale sovrapposizione delle quote tra un ordine e il successivo è dovuta al fatto che le paleo-linee di costa tendono a descrescere di quota spostandosi da sud verso nord.

Lo spessore del singolo deposito terrazzato è compreso tra 10 e 40 m.

La disposizione dei terrazzi non è costante ed omogenea lungo tutta la fascia costiera del Foglio, ma si possono distinguere due settori, uno settentrionale ed uno meridionale, delimitati all'incirca dal T. Canna (Tab. 6). Il settore settentrionale è caratterizzato da estensioni maggiori degli affioramenti dei depositi terrazzati, dalla presenza nelle aree più settentrionali degli ordini via via più antichi e dal passaggio da un ordine di terrazzo all'altro spesso senza soluzione di continuità; questo spesso si individua solo per la presenza di un gradino morfologico. Nel settore meridionale, invece, i depositi terrazzati costituiscono affioramenti con estensioni piuttosto ridotte, spesso in lembi isolati, con assenza di alcuni ordini di terrazzo lungo lo stesso profilo morfologico da monte a mare, in particolare con l'assoluta assenza dei terrazzi del 6° ordine, mentre solo presso La Stornara (margine sud-est del Foglio) si trova un terrazzo di 7° ordine.

Tab. 6 - *Distribuzione per settori degli ordini di deposito marino terrazzato lungo la fascia litorale ionica del Foglio "Rotondella".*

	Settore settentrionale	Settore meridionale
g_{n7} *445-275*	Mass. Fortunato (382-325); SS 104 - km 161 (330-300); a est di Cappella della Sulla (310-275)	La Stornara (445-325)
g_{n6} *300-220*	Loc. Pianura (265-220); Mass. Aurata (300-220); loc. Manganello (269-250)	
g_{n5} *230-120*	Loc. Pianura-Trisaia (220-120); loc. Pietra del Conte (230-150); loc. Basile (225-125)	Santoianni (225-160)
g_{n4} *145-90*	fascia NNE-SSO da Mass. Donnivalde a Rocca Imperiale (120-90).	da Santoianni a Mass. Fortunato (145-90)
g_{n3} *100-45*	da Porchereccia (100-45) a loc. Le Cesine-La Maddalena (100-50)	Montegiordano Marina (90-50)
g_{n2} *45-15*	Piana del Sinni (45-15)	Canale Renditi-SS 106 (35-20)

PROGETTO CARG

Tra i due settori individuati sono da rilevare due elementi di differenziazione: nel settore meridionale i terrazzi poggiano generalmente direttamente sul substrato prepliocenico, tranne che nell'area di Montegiordano Marina, mentre in quello settentrionale poggiano quasi costantemente sui depositi della Fossa Bradanica, ad eccezione della fascia più a monte, dove i depositi terrazzati più antichi arrivano a poggiare sul substrato pre-pliocenico; nel settore meridionale l'inclinazione delle superfici dei terrazzi è maggiore rispetto a quello settentrionale.

Le direzioni delle linee di costa antiche rispecchiano l'andamento della linea di costa attuale, per cui nel settore meridionale esse hanno una disposizione circa NNO-SSE, mentre in quello settentrionale circa NNE-SSO.

Le differenze rilevate tra i due settori sono collegabili all'andamento del substrato dei terrazzi.

In base alle osservazioni fatte sui depositi terrazzati si può affermare che nel settore meridionale si è registrato un tasso di sollevamento maggiore rispetto a quello settentrionale, in accordo con Cotecchia & Magri (1967) che, inoltre, avendo studiato un ampio settore del litorale ionico, affermano che i movimenti di sollevamento differenziale devono essere precedenti alla formazione della linea di costa di quota 10-15 m che è orizzontale. Tale linea di costa, nel lavoro di Cotecchia *et alii* (1969) viene attribuita all'interstadiale Wurm I-II (60-90 ka).

L'età Pleistocene medio-superiore è stata desunta da dati bibliografici (Vezzani, 1967d, e bibliografia relativa). In particolare Moncharmont Zei (1957) ha rinvenuto microfaune del Tirreniano II nel terrazzo presso Punta Campanella ad ovest di Nova Siri Scalo (g_{n2} secondo la numerazione rappresentata nelle presenti note) ed attribuisce al Siciliano le sottostanti argille. Cotecchia & Magri (1967) hanno trovato microfaune attribuibili al Tirreniano ed al Milazziano nel terrazzo presso Fosso Pantanello (g_{n3}) a nord-ovest di Nova Siri Scalo, al di sopra di 50 m s.l.m. Tali Autori hanno rinvenuto inoltre nel terrazzo di Mass. Fortunato (g_{n7}), a nord di Rotondella, microfaune di ambiente temperato-freddo con la presenza di *Hyalinea balthica* che però, secondo gli stessi Autori, potrebbero essere rimaneggiate e provenire dalle argille limitrofe.

Nell'ultimo trentennio sono stati condotti numerosi studi sui depositi del Pleistocene medio-superiore affioranti lungo tutta la fascia litorale ionica. L'approccio multidisciplinare, da geomorfologico-strutturale (Cocco *et alii*, 1975; Ciaranfi *et alii*, 1983; Bruckner, 1980; Dai Pra, 1986) a geocronologico con utilizzo di datazioni radiometriche (Th230/U234) sui coralli (Dai Pra & Stearns, 1977; Hearty & Dai Pra, 1985; Dai Pra & Hearty, 1988), a quello basato sul tasso di epimerizzazione degli aminoacidi (Hearty & Dai Pra, 1986) e stratigrafico sintetizzato in Cita & Castradori (1995), ha consentito una precisa correlazione delle linee di riva quaternarie e scansione temporale tra età dei depositi e tassi di sollevamento registrati lungo il tratto di costa del Golfo di Taranto.

PROGETTO CARG

Si rimanda ai lavori citati e alla bibliografia annessa per un'approfondimento e conoscenza dell'argomento, che esula specificatamente dalla trattazione delle presenti Note Illustrative.

3. - DEPOSITI QUATERNARI

sabbie e conglomerati di Serra Corneta *Auct. p.p.* (SSC)

La formazione, istituita da Vezzani (1967a), affiora sul fianco sud-orientale del Bacino di Sant'Arcangelo in placconi isolati a valle della Diga di M. Cotugno, lungo il Fosso Monaco tributario del F. Sinni, più a sud-est presso C.da S. Giovanni in sinistra del F. Sarmento e a Serra Chiara sul versante in sinistra del C.le Ragone.

Altri limitati lembi meno estesi affiorano lungo il fianco occidentale della dorsale di M. Coppolo, tra Mass. Pugliese e Mass. Pozzo Magno e a S. Nicola.

Litologicamente è rappresentata da conglomerati ad elementi poligenici ed eterometrici, mal organizzati e scarsamente cementati, immersi in abbondante matrice limoso-sabbiosa rossastra e con lenti e livelli di sabbie argillose di colore rosso ocraceo. I clasti sono costituiti prevalentemente da calcari, marne ed arenarie silicoclastiche di forma generalmente appiattita e di diametro medio 2-3 cm con elementi fino a 10 cm; la tessitura è caotica. L'affioramento di Serra Chiara è costituito da conglomerati a matrice sabbiosa in banchi di vari metri di spessore ed è compreso in un intervallo tra 400 e 500 m di quota s.l.m. Gli altri affioramenti sono localizzati a quote comprese tra 220 e 390 m (a valle della Diga di M. Cotugno) e a quota 400-480 (ad est della confluenza F. Sarmento-F. Sinni).

La formazione ha giacitura suborizzontale e poggia in netta discordanza con geometria *onlap* sia sul substrato prepliocenico che sui termini di base del gruppo di Caliandro.

Lo spessore varia da 20 m ad un massimo di 120 m.

L'età Pleistocene medio è dedotta dalla posizione stratigrafica, essendo la formazione di ambiente continentale in facies fluviale e pertanto priva di contenuto fossilifero.

Depositi alluvionali terrazzati (b_{n1-4})

I depositi alluvionali antichi sono costituiti da ghiaie eterometriche e poligeniche, sabbie e limi in modesti spessori (1-10 m) e si collocano a varie quote al di sopra degli alvei attuali; gli spessori maggiori sono stati riconosciuti nei depositi terrazzati di quota più alta in sinistra orografica del F. Sarmento.

Sono stati distinti quattro ordini di deposito compresi tra quota 531 e quota 25 m s.l.m. e contrassegnati, relativamente alle singole aste fluviali, in progressione numerica dal più antico e generalmente più alto (b_{n4}) al più recente e più basso

PROGETTO CARG

altimetricamente (**b_{n1}**). A diverse quote sono presenti alcuni depositi terrazzati, spesso in piccoli lembi isolati non riferibili con certezza ad un ordine specifico; per questi ultimi è stata usata la sigla **b_n** (es. a nord di Nova Siri, q. 260-250; a ovest di Colobraro a Convento di S. Francesco, q. 525-500; a Mass. Fonte della Croce, q. 460 sempre ad ovest di Colobraro; a Canale Luppo, tributario di destra del F. Ferro, q. 280-242). La correlazione utilizzata è basata solo su criteri altimetrici e non è stato condotto uno studio specifico per i vari bacini e sottobacini.

Lungo i fiumi Sinni e Sarmento sono stati riconosciuti e correlati tutti e quattro gli ordini di depositi; per i torrenti Canna e S. Nicola sono stati riconosciuti e correlati solo i depositi relativi a **b_{n1}** e **b_{n2}**.

I depositi alluvionali terrazzati riconosciuti nel presente Foglio trovano corrispondenza con quelli del limitrofo Foglio "Senise": per i depositi b_{n1} e b_{n2} cfr. sintema di Piano delle Manche.

Deposito di frana antica (a$_{1b}$)

L'unità è costituita da accumuli gravitativi caotici di materiali eterogenei ed eterometrici, localmente a grossi blocchi, a volte fortemente erosi, attualmente stabilizzati (v. Titolo VIII - Geologia Applicata).

Deposito di versante cementato (a$_b$)

È localizzato sul versante in destra del Canale del Ragone, a monte della confluenza con il F. Sarmento.

Trattasi di un deposito detritico, caratterizzato da elementi eterometrici prevalentemente a grossi blocchi, di natura carbonatica e silicoclastica, derivanti dalla disgregazione chimico-fisica della roccia e successiva mobilitazione per gravità del materiale; affiora da quota 585 m, nei pressi di Mass. S. Nicola, a quota 350 m lungo il versante in destra del Canale del Ragone.

Questi detriti si differenziano da quelli posti poco più a valle, e più recenti, per il diverso grado di aggregazione degli elementi e per una diffusa cementazione che impartisce stabilità all'intera massa, nonostante l'acclività del versante, sul quale si sono sviluppati diversi nuclei abitativi, di cui il più grande è quello di Mass. Pozzo di Magno, e una fitta rete viaria di collegamento.

Lo spessore varia tra 10 e 20 m.

Deposito alluvionale recente (b$_b$)

Comprende i depositi distribuiti lungo le aste fluviali, principali e non, presenti nel Foglio.

L'estensione di tali depositi è funzione della dimensione degli alvei, cui essi sottendono, variando da qualche decina di metri a qualche centinaio, anche se in taluni casi la tipologia di affioramento e la copertura vegetale hanno reso difficile l'attribuzione alla categoria b_b o b_a.

PROGETTO CARG

Nell'insieme si tratta di limi e sabbie con livelli di ghiaie, che lungo i corsi principali si raccordano perfettamente con i depositi b_a, dai quali sono separati da blandi gradini morfologici, generalmente inferiori a 1 metro, disposti parallelamente all'alveo dei corsi d'acqua.

La composizione e la granulometria di questi depositi è naturalmente influenzata dalla tipologia dei terreni affioranti nelle immediate vicinanze del corso fluviale, anche se non mancano gli apporti clastici relativi a tutto il decorso idrico e alle relative aree sorgenti. Relativamente alla componente ghiaiosa, per esempio, è costante la presenza di clasti formati da areniti sia carbonatiche che silicoclastiche derivanti dai diversi terreni della catena. Clasti arenitici riferibili alla formazione di Oriolo sono particolarmente diffusi alla confluenza Sarmento-Sinni, dove venivano convogliati ad opera dei corsi tributari di La Fiumarella-Canale Careto e dal Canale del Ragone, che attraversano questi terreni; oppure alla confluenza Canale Lappio-F. Sarmento, dove la componente clastica è rappresentata quasi esclusivamente da ciottoli, anche di dimensioni tra 10 e 20 cm, appartenenti alla formazione dei conglomerati di Castronuovo.

Lo spessore complessivo di questi depositi, lungo tutto il margine interno della dorsale appenninica, è molto limitato, non eccedendo i 10 m (confluenza Sinni-Sarmento). Relativamente a questo settore le alluvioni sono costituite da limi e sabbie, perchè i fiumi sottendono ad aree caratterizzate da depositi appartenenti alle argille marnose grigio-azzurre del T. Sinni e/o alle sabbie di Aliano.

Tutt'altro aspetto morfologico caratterizza i depositi alluvionali recenti prospicienti il litorale ionico. Questi, presenti nel settore nord-est del Foglio, in destra del F. Sinni o lungo la sponda destra del T. S. Nicola o del Canale Salso a sud di Rocca Imperiale, rappresentano il deposito di sovralluvionamento delle zone limitrofe alla pianura costiera.

Ancora diverso è l'aspetto morfologico dei depositi alluvionali nei dintorni di Montegiordano Marina. Qui questi si raccordano direttamente con la stretta fascia costiera immediatamente prospiciente o sono separati dai depositi alluvionali attuali da gradini morfologici appena accennati (es. foce del Canale Cordona).

Nel tratto sud-orientale la piana alluvionale è impostata prevalentemente sull'apparato deltizio del F. Sinni e sui corsi secondari del T. Canna e T. S. Nicola con un'ampiezza verso l'entroterra che varia da sud verso nord da qualche centinaio di metri ad oltre il chilometro.

La piana alluvionale degrada debolmente verso costa ed è separata dalla spiaggia da una serie di cordoni dunari, che delimitano una fascia di entroterra bassa ed acquitrinosa.

Deposito di versante (a_a)

È costituito da materiali eterogenei ed eterometrici, localmente a grossi blocchi, accumulato per gravità alla base di versanti più o meno acclivi e disposto

PROGETTO CARG

lungo rotture di pendio a quote relativamente alte. È ben sviluppato lungo le aree di affioramento dei terreni prepliocenici e abbonda nelle zone di impluvio, specialmente lungo il tratto meno acclive del F. Sinni.

Il detrito è formato prevalentemente da areniti e subordinatamente da calcari di dimensione e forma variabile a seconda dello stato di fratturazione delle rocce del substrato; prevalgono gli elementi grossolani di forma angolosa fino a grossi blocchi frammisti a scarsa matrice sabbioso-siltosa o ghiaioso-sabbiosa. L'assetto è massivo.

Lungo la dorsale di Valsinni, costituita da arenarie del flysch numidico, il deposito di versante è monogenico, essendo formato esclusivamente da pezzame sciolto di quarzareniti, fortemente spigoloso.

Analogo carattere tessiturale, ma composizione diversa, presenta il deposito che si sviluppa lungo la dorsale di Nocara, dove affiorano le formazioni di Colle della Cappella e dell'omonimo flysch, e che ha dato appunto origine ai cospicui volumi di materiale detritico grossolano su cui si sviluppa l'abitato di Canna. Qui la coltre detritica è spessa alcune decine di metri; per ampi tratti risulta stabilizzata grazie all'intervento antropico, che ha rimodellato l'intero versante su cui si colloca il paese. In prossimità di Canale S. Acqua e Canale Braccimonte, rispettivamente a nord e a sud del paese, il corpo detritico è interessato da movimenti franosi che mettono a giorno un substrato di tipo "sicilide".

Deposito alluvionale attuale (b_a)

Rappresenta il deposito degli alvei attuali in evoluzione, continuamente rimodellato dalle piene dei corsi d'acqua a regime prevalentemente torrentizio e fortemente influenzato da fenomeni di crollo o da frane di colamento, oltre che dagli interventi antropici. Infatti tutti i corsi principali che ricadono nel Foglio sono stati interessati da opere di regimentazione, con la costruzione di invasi o sbarramenti artificiali, che hanno comportato l'asportazione di considerevoli quantitativi di materiale sabbioso e ciottoloso nei tratti dei corsi d'acqua posti più a valle per la costruzione delle dighe di ritenuta.

Dal punto di vista composizionale e tessiturale si tratta di ghiaie poligeniche ed eterometriche, talora con lenti di sabbie e limi argillosi a stratificazione massiva. Localmente passano lateralmente a ghiaie a supporto di matrice argilloso-sabbiosa, in assetto massivo o leggermente stratoide (deposito di conoide alluvionale).

Il deposito non supera mediamente i 5 m, ed è separato dal deposito alluvionale recente da una balza generalmente inferiore a 1 metro.

È privo di coltivazioni e di insediamenti, fatta eccezione per la presenza di cave estrattive, come ad esempio quella di C.da Scridera (a nord-ovest di S. Giorgio Lucano) e quella ubicata a nord della confluenza F.ra Noepoli-F. Sarmento.

Deposito di piattaforma interna (infralitorale) (g_{19})

È caratterizzato dalla presenza di sabbie fini e finissime, siltose e silt sabbiosi;

PROGETTO CARG

tale sedimento si distribuisce in una fascia parallela alla costa a partire da circa -12 m fino alla profondità di 30 m. La distribuzione di tali sedimenti nel diagramma di Passega avviene lungo un *pattern* tipico di correnti trattive, quali quelle di fondo caratteristiche di un ambiente marino costiero.

Deposito di spiaggia sommersa (zona costiera) (g_0)

È caratterizzato da sabbie medio-fini e, subordinatamente da sabbie grossolane ben classate distribuite regolarmente in una fascia parallela alla linea di costa fino alla profondità di circa 12 m.

Deposito di spiaggia (g_2)

È presente con continuità lungo la fascia litoranea nel tratto orientato NE-SO, foce del Sinni-Scoglio del Cervaro (a sud di Stazione di Rocca Imperiale), e in quello ad allineamento submeridiano, da quest'ultima località fino a Roseto Capo Spulico, poco al di fuori del limite meridionale del Foglio.

Nell'insieme questa fascia costituisce la porzione occidentale del Golfo di Taranto che, sulla base dei caratteri geomorfologici e sedimentologici, può essere suddivisa in due parti. Il tratto meridionale è caratterizzato da coste alte e spiagge strette e ciottolose, con numerose sinuosità e dallo sbocco di fiumare a regime torrentizio, che nel periodo invernale, durante improvvise piene, provvedono al trasporto e alla sedimentazione lungo la costa di materiale ciottoloso, blocchi e massi, il cui diametro medio varia da 5 a 10 cm, eccezionalmente fino a 50-80 cm (T. Canna). I ciottoli sono poligenici dal momento che il bacino imbrifero, cui sottendono tali corsi d'acqua, è rappresentato da terreni mesocenozoici terrigeni e carbonatici "sicilidi, silentini, liguridi e lagonegresi". L'ampiezza della spiaggia varia tra 30 e 40 m.

Il tratto settentrionale (Rocca Imperiale-Stazione di Nova Siri) si imposta sull'apparato deltizio del F. Sinni ed è rappresentato da coste basse con spiagge di tipo misto ghiaioso-sabbiose: prevalentemente ghiaiose nella porzione meridionale, sabbiose con lenti di ghiaie in quella settentrionale. I clasti sono caratterizzati da diametro medio compreso tra 2 e 6 cm, eccezionalmente fino a 20 cm, sono embriciati e orientati parallelamente alla linea di costa. La natura dei clasti nei due tratti è abbastanza simile; quelli di questo tratto comprendono anche materiale ofiolitico, serpentiniti o rocce verdi *s.l.* Il litorale è rettilineo, l'ampiezza della spiaggia varia da 10-20 m (tra T. Canna e Canale Armi) fino a 100 m (Nova Siri Lido). Sono comprese le sabbie eoliche che costituiscono cordoni dunari mobili alti fino a 6-8 m che delimitano una fascia di entroterra bassa e acquitrinosa.

Deposito di frana (a_{1a})

Accumuli gravitativi caotici di materiali eterogenei ed eterometrici, localmente a grossi blocchi (v. Titolo VIII - Geologia Applicata).

PROGETTO CARG

PROGETTO
CARG

V - GEOLOGIA DELLE AREE SOMMERSE

1. - STRATIGRAFIA SISMICA (M.R. Senatore)

1.1. - Generalità

L'analisi sismo-stratigrafica di questo settore lucano nel Golfo di Taranto è stata eseguita utilizzando i profili sismici, essenzialmente Sparker 1000 J, eseguiti nell'ambito del Progetto CARG Mare (v. Fig. 1) e di profili acustici 3.5 kHz realizzati durante varie campagne con le navi oceanografiche del C.N.R., L.F. Marsili e Bannock, nell'ambito del Progetto Finalizzato "Oceanografia e Fondi Marini" con i quali è stata realizzata una carta batimetrica (Pescatore, 1985).

I profili sono stati interpretati in chiave stratigrafico sequenziale, cioè basandosi essenzialmente:

1) sulle geometrie delle riflessioni che nel loro insieme vanno a costituire corpi sedimentari con una determinata forma geometrica complessiva;
2) sull'analisi delle facies sismiche in senso sia orizzontale che verticale;
3) sull'individuazione di superfici di discordanza o di discontinuità (*unconformity*)

I parametri ai punti 1 e 2 sono del tutto comparabili alla conformazione di strati e pacchi di strati ed alle variazioni laterali e verticali delle loro facies sedimentarie.

Una sequenza può essere divisa in quattro diversi *systems tracts* (Van Wagoner *et alii*, 1988): il *Falling-Stage systems tract*, corrispondente all'insieme di sistemi deposizionali che caratterizzano una fase di abbassamento del livello del mare, il *Lowstand systems tract,* cioè un insieme di sistemi deposizionali di stazionamento basso, il *Transgressive systems tract*, costituito da sistemi

PROGETTO CARG

deposizionali trasgressivi, e l'*Highstand systems tract* di stazionamento alto. La formazione di una sequenza deposizionale è pertanto legata ad un ciclo completo di variazione del livello del mare, a partire quindi da una regressione attraverso uno stazionamento basso, una trasgressione, uno stazionamento alto ed infine alla successiva regressione. Le variazioni del livello del mare possono essere legate a fattori sia globali (eustatici) che locali (tettonici).

È da specificare che l'area marina ricadente nel Foglio "Rotondella", occupa un area di circa 70 km^2, con profondità che raggiungono i 30 m nell'estremo angolo sud-orientale del campo carta. In tali condizioni il numero di profili eseguibili è stato esiguo; inoltre, date le basse profondità, le riflessioni multiple hanno ricoperto gran parte delle riflessioni utili, limitando significativamente la possibilità di applicazione dell'analisi sismostratigrafica. Pertanto, per illustrare l'architettura deposizionale della piattaforma continentale è stato utilizzato un profilo che ricade fino alla profondità di 30 m nel Foglio "Rotondella", mentre da 30 m fino a circa 100 m attraversa il Foglio 524 Foce del Sinni. In tale profilo sono stati individuati i quattro *systems tracts* che costituiscono la sequenza deposizionale del Pleistocene superiore-Olocene, ma nel settore marino del Foglio "Rotondella" è presente solo la parte alta dell' *Highstand systems tract*.

1.2. - Unità sismiche

Come specificato in precedenza, è stata individuata la sola unità *Highstand systems tract* (*HST*); di seguito oltre alla descrizione di tale unità si descrivono brevemente alche le altre unità che costituiscono l'architettura deposizionale della piattaforma continentale (*Transgressive systems tract*, *TST*, *Lowstand systems tract*, *LST*, e *Falling-Stage systems tract*, *FST*), ma che si rinvegono fuori carta (Foglio 524, Foce del Sinni).

Highstand Systems Tract (HST)

È l'unità geometricamente più elevata, che si riscontra nei profili ed è costituita in prevalenza da riflettori paralleli o sub-paralleli, ben marcati e con discreta ampiezza e continuità (Fig. 14).

All'interno di *HST*, è possibile individuare una zona sorda ad andamento irregolare ad una profondità di circa 25 ms t.d. dal fondo, che impedisce la penetrazione del segnale acustico al di sotto di essa.

La geometria complessiva di quest'unità è a forma di cuneo, con spessore minimo verso il ciglio della piattaforma e massimo in corrispondenza della costa, dove si sono raggiunti valori di circa 50 ms t.d., ma che, dove la multipla si sovrappone ad essa, sono visibili sui profili solo i primi 15/20 ms t.d.

Nella zona prossima al margine esterno della piattaforma, soprattutto in

PROGETTO CARG

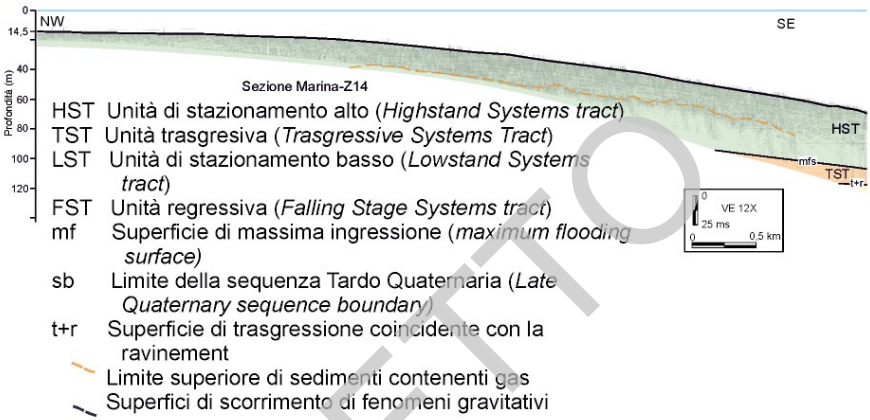

Fig. 14 - *Profilo 3,5 kHz (Z14 in Fig. 1). Unità HST nell'area più prossima alla costa e, fino alla profondità di circa 20 m, ricadente nel Foglio "Rotondella". Sono visibili le superfici di massima ingressione (mfs), limite inferiore di HST, e di trasgressione (t+r), limite inferiore di TST.*

corrispondenza delle foci fluviali, si riscontra un andamento particolare delle riflessioni che risultano deformate o caotiche (Fig. 15). Tale andamento delle riflessioni determina sul fondo la morfologia ondulata osservata in questa zona.

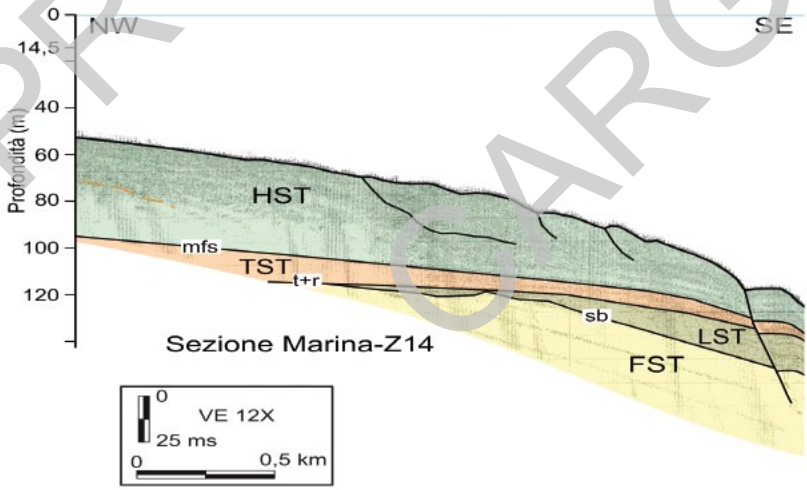

Fig. 15 - *Profilo 3,5 kHz (Z14). Questa parte del profilo è ubicata interamente nel Foglio 524 Foce del Sinni; viene inserita per mostrare l'architettura stratigrafica complessiva della piattaforma continentale. Verso il margine della piattaforma sono visibili le quattro unità relative ai systems tracts che si sono sviluppati durante la regressione (successione in offlap, unità FST) stazionamento basso (LST), trasgressione (TST) e stazionamento alto (HST) del Pleistocene superiore-Olocene. Legenda in Fig. 14.*

PROGETTO GARG

Transgressive Systems Tract (TST)

L'unità *TST* è caratterizzata da riflettori aventi un'ampiezza e una continuità piuttosto bassa (Fig. 15) e che presentano una terminazione in *downlap* sul riflettore inferiore (**t+r**) e una terminazione in *onlap* laddove sono presenti corpi regressivi individuati nell'unità *FST*. Lo spessore dell'unità avente una struttura tabulare, è variabile dai 7 ms ai 30 ms t.d.

Il limite superiore di questa unità sismica è segnato da un altro riflettore ad elevata ampiezza e continuità (**mfs** in Fig. 15); la profondità cui si riscontra varia da 59 ms t.d. in prossimità della costa a 168 ms t.d. dal livello mare procedendo verso il margine della piattaforma.

Lowstand Systems Tract (LTS)

In prossimità del margine della piattaforma, nei profili trasversali, sono visibili riflessioni che presentano una geometria di tipo sigmoidale progradazionale (Fig. 15).

L'unità, a geometria complessiva cuneiforme, ha i limiti superiore ed inferiore costituiti da riflettori ben marcati, con una elevata ampiezza e media continuità. LST è facilmente visibile solo nei profili trasversali e il suo spessore è piuttosto limitato.

Falling-Stage Systems Tract (FST)

Rappresenta l'unità geometricamente più profonda, della quale è impossibile identificare la base a causa della limitata penetrazione del segnale acustico (Fig. 15). Essa è caratterizzata da riflessioni che si presentano inclinate rispetto a quelle sovrastanti e possono essere definite riflessioni in *offlap*. Queste riflessioni hanno una configurazione obliqua sub-parallela e mostrano un'ampiezza variabile ed una continuità da bassa a moderata. L'unità è contraddistinta da terminazioni delle riflessioni su una superficie erosionale (**t+r** in Fig. 15) e l'angolo formato tra questa e la successione in *offlap*, presenta inclinazioni che si riducono gradualmente verso il margine esterno della piattaforma.

La continuità degli *offlap* viene interrotta superiormente, in alcuni tratti, dalla superficie irregolare (**sb** in Fig. 15) di estensione piuttosto limitata e riscontrabile soprattutto prossima al margine della piattaforma.

Il limite superiore di questa unità è una superficie ben marcata (**t+r** in Fig. 15) con elevata ampiezza e continuità visibile in quasi tutti i profili sia longitudinali che trasversali. Questa rappresenta una superficie di erosione per *FST* e *LST* e di *downlap* per il sovrastante *TST*. La superficie **t+r** è stata correlata ad un livello torboso rinvenuto nell'alveo del Fiume Sinni, ad una profondità di 50 m al di sotto del livello del mare e datato radiometricamente 11.170 +/- 170 anni dal presente (Cotecchia *et alii*, 1969). Questa correlazione permette di inserire le unità rinvenute, al di sotto e al di sopra di tale superficie, in un preciso contesto cronologico riferibile alla regressione del Pleistocene superiore, MIS 4, 3 e

PROGETTO CARG

culminata nel MIS 2 (complesso in *offlap*), e alla trasgressione e lo stazionamento alto del post-glaciale ed Olocene MIS 2 e 1 (*TST*).

1.3. - Interpretazione

I depositi associati all'ultimo ciclo di fluttuazione del livello marino nel tardo Quaternario costituiscono una sequenza deposizionale di quarto ordine (Posamentier & Vail, 1988; Boyd *et alii*, 1989). La base di questa sequenza è data da una superficie erosiva (**sb**) di origine continentale, visibile solo in piccoli lembi poiché elisa dalla superficie erosionale **t+r.** All'interno di questa sequenza si riconoscono superfici che ne permettono una suddivisione che può essere messa in relazione con i vari tratti di una curva di variazione relativa di livello del mare. Secondo il modello proposto dalla stratigrafia sequenziale, tali unità sono definite *systems tracts* e rappresentano le fasi di regressione, di stazionamento basso, di trasgressione e di stazionamento alto del livello marino (Vail *et alii*,1977a, 1977b; Jervey, 1988; Van Wagoner *et alii*, 1988; Posamentier & Allen, 1993; Plint & Nummedal, 2000; Catuneanu *et alii*, 2009).

Nell'area di studio si riconosce l'unità progradante *HST* di stazionamento alto; le altre unità riconosciute, che ricadono nel Foglio 524 Foce del Sinni, hanno contribuito alla ricostruzione stratigrafica in termini sequenziali: le unità progradanti associate a caduta relativa *FST* e stazionamento basso *LST*, e l'unità tabulare legata alla risalita *TST* del livello del mare. La variabilità laterale di ciascuna unità riflette cambiamenti nei volumi e nella dispersione degli apporti sedimentari ed è influenzata dalla morfologia del margine continentale.

Depositi di stazionamento alto

I depositi di stazionamento alto sono rappresentati dall'unità *HST* con forma di cuneo, il cui spessore è maggiore in prossimità della costa, anche se la multipla in molti casi ne impedisce la completa visione, e minore in corrispondenza del margine della piattaforma.

Le riflessioni visibili sono sub-parallele con discreta ampiezza e continuità. Esse, al margine della piattaforna, sono irregolari, con configurazioni nel sottofondo deformate e caotiche, da interpretare o legate al collasso dei sedimenti più superficiali che traslano verso il largo su piani di taglio concavi (Prior & Coleman, 1982; Cattaneo *et alii*, 2004; Trincardi *et alii*, 2004; Petruccione *et alii*, 2011), o legate a intense correnti al fondo in grado di generare delle ondulazioni nel sedimento (Berndt *et alii*, 2006; Urgeles *et alii*, 2011). Queste zone caratterizzate da ondulazioni sono molto diffuse nelle zone di prodelta (Chiocci & Normark, 1992; Bellotti *et alii*, 2004; Budillon *et alii*, 2005; Petruccione *et alii*, 2011).

PROGETTO CARG

In accordo a quanto riscontrato da Chiocci (1994) nella piattaforma laziale del Tirreno, è possibile definire le riflessioni inferiori come unità di *Highstand* senza ondulazioni e quelle superiori come unità di *Highstand* con ondulazioni.

L'unità di *Highstand*, presenta una variazione orizzontale della riflettività degli orizzonti sismici, dovuta alla presenza di un livello acusticamente sordo e dall'andamento irregolare e continuo. Questo forte coefficiente di riflessione è la conseguenza di sedimenti impregnati di gas ed associati alla presenza di corsi d'acqua. Questi ultimi, infatti, trasportano verso mare una notevole quantità di sedimenti; la decomposizione della componente organica in essi contenuta, genera un'abbondante diffusione di gas che limita la penetrazione acustica, con le classiche "*nuvole*". Il limite superiore dello strato gassoso è rappresentato da sedimenti impermeabili come argille, che fungono da trappola non permettendo al gas la risalita a minore profondità.

Depositi di trasgressione

In seguito ad un generale riscaldamento climatico (Ruddiman & McIntyre, 1981), durante il Pleistocene superiore- Olocene avviene un rapido innalzamento del livello del mare a scala globale (Fairbridge, 1961; Fairbanks, 1989; Lambeck & Chappell, 2001; Antonioli *et alii*, 2002).

Il *systems tract* trasgressivo (*TST*) della sequenza deposizionale del tardo Quaternario, si è originato, infatti, in un breve intervallo di tempo di innalzamento relativo del livello del mare iniziato tra i 18.000 e i 14.000 anni fa continuando fino a circa 6.000 anni (Guilcher, 1969; Fairbridge, 1961; Budillon *et alii*, 1994; Trincardi *et alii*, 1994; Cattaneo & Steel, 2003).

L'elevata velocità di sollevamento del mare ed il basso gradiente della piattaforma lucana hanno determinato, durante la trasgressione, la sommersione quasi contemporanea di vaste aree ed il drastico spostamento verso terra delle facies costiere. L'assenza dei sedimenti paralici nell'unità *TST* determina la coincidenza della superficie di trasgressione con la superficie di *ravinement* (**t+r**). Questa è legata alla traslazione progressiva del livello di base delle onde, non ha i caratteri di una discontinuità, ma solo quelli di un passaggio di facies; come tale ha considerevole importanza in quanto consente di separare all'interno del *systems tract* trasgressivo le facies marine da quelle continentali. Non ha alcun significato cronologico essendo diacrona per definizione.

L'unità *TST* è limitata alla base, dalla superficie erosionale di trasgressione (**t+r**), che per i depositi sovrastanti è una superficie di *downlap*, ed al tetto dalla superficie di *maximum flooding* (**mfs**) che indica la massima ingressione marina. L'unità mostra riflettori con bassa ampiezza e media continuità: questi presentano delle terminazioni in *downlap* sulla superficie di trasgressione che coincide con quella di *ravinement*. L'assenza dei depositi paralico-continentali, indica una sedimentazione solo ed esclusivamente costiero-marina. Alcune evidenze

PROGETTO CARG

suggeriscono che questa unità può essere definita *Trasgressive/Early Highstand* in accordo con Chiocci (1994) che ha riscontrato una situazione analoga nella piattaforma tirrenica laziale in corrispondenza del delta del Tevere.

Questa unità sismica ha uno spessore medio di 18 ms t.d.

Depositi regressivi e di stazionamento basso

L'ultima oscillazione del livello del mare è stata caratterizzata da una lenta fase di caduta e da una successiva fase di stazionamento basso. I depositi associati alla fase di caduta (*FST*), presentano riflessioni progradazionali oblique (*offlap*), correlate allo stadio più recente della progradazione della piattaforma. Volumetricamente è l'unità sismica più significativa della piattaforma media ed esterna. Gli *offlap* sono principalmente tangenziali obliqui con terminazioni sulla superficie erosiva ad alto angolo nella piattaforma interna e media, dove si trovano al di sotto di una superficie planare o irregolare (**t+r**).

I depositi di quest'unità possono essere definiti di regressione "forzata" formatisi durante lo spostamento verso il largo della linea di riva indotto dalla caduta del livello del mare e non richiede, a differenza di una normale regressione deposizionale, un eccesso di apporti sedimentari rispetto allo spazio reso disponibile (Jervey, 1988; Hunt & Tucker, 1992; Posamentier *et alii*, 1992; Budillon *et alii*, 1994; Einsele, 1996). L'area di piattaforma risulta costituita dalla sovrapposizione di una serie di progradazioni con riflessioni in *offlap*, originatesi durante fasi di caduta del livello del mare; tali progradazioni sono state soggette, con il procedere dell'abbassamento eustatico, ad erosione subaerea per la conseguente esposizione a fenomeni di erosione continentale (**sb**).

I depositi di regressione forzata, con analoga geometria, caratterizzano la maggior parte delle piattaforme continentali del mondo (Suter *et alii*, 1987; Argnani *et alii*, 1989; Chiocci, 1989; Farran & Maldonado, 1990; Tesson *et alii*, 1990; Brizzolati *et alii*, 1991; Correggiari *et alii*, 1992; Saito, 1991; Trincardi & Field, 1991; Field & Trincardi, 1992; Budillon *et alii*, 1994; Hernandez-Molina *et alii*, 1994; Aucelli *et alii*, 2012; *etc.*). Il potenziale di conservazione di depositi formatisi durante la caduta di livello del mare è controllato da fattori quali la subsidenza del margine (Posamentier *et alii*, 1992) e l'assetto fisiografico (Trincardi & Field, 1991).

In conclusione, in presenza di una caduta lenta di livello del mare si formano depositi di transizione e marini, questi ultimi, più facilmente preservati, vanno a costituire cunei progradazionali sormontati da una superficie di erosione subaerea (**sb**). Quest'ultima è attribuibile all'emersione della piattaforma durante l'ultimo *lowstand* del livello del mare e rielaborata durante la susseguente risalita. La sua attribuzione all'ultimo ciclo eustatico è giustificata sia dalla correlazione della sovrastante **t+r** al livello torboso del Fiume Sinni datato 11.170+/- 170 anni dal presente sia dal fatto che questa superficie, su questo tipo di profili, è la più recente

PROGETTO GARG

unconformity, presente e ben preservata sulle piattaforme italiane.

La superficie **sb,** discontinua ed irregolare, è stata individuata al di sotto della superficie **t+r** principalmente in corrispondenza della piattaforma esterna.

I depositi di stazionamento basso (*LST*) sono rappresentati dal cuneo di *lowstand* a basso angolo e si ritrovano solo nei profili perpendicolari alla costa, a profondità variabile in corrispondenza del margine esterno della piattaforma. Le riflessioni sigmoidali sono scarsamente sviluppate e sono progradazionali.

La superficie erosionale (**sb**) dovuta all'avanzamento della linea di riva tronca i riflettori obliqui e nella sua parte distale è stata permanentemente sommersa anche in condizioni di stazionamento basso dato che non è associata ad erosione ed è quindi conforme agli strati sottostanti.

La superficie di trasgressione post-glaciale (**t+r**) si presenta come una superficie di discordanza che taglia nettamente le riflessioni sottostanti con un angolo di incidenza che va diminuendo man mano che ci si avvicina al margine della piattaforma dove diventa a queste parallela; è una superficie sub-orizzontale con inclinazione verso mare di circa 0,8° che non presenta grosse irregolarità. Essa è caratterizzata da una riflessione a media continuità con intensità maggiore di quella delle configurazioni sottostanti, infatti separa sedimenti grossolani di tipo costiero da sedimenti di tipo marino messi in posto dopo la trasgressione.

Il valore massimo della profondità della superficie di trasgressione post-glaciale registrato in questa zona non corrisponde però a quello confermato per il Mediterraneo che viene a trovarsi, come è noto dalla letteratura, ad una profondità di circa 120 m (Bonifay, 1973, 1975). Sono quindi ipotizzati sia fenomeni erosivi di origine marina, noti su diverse piattaforme del Mediterraneo, che fenomeni di subsidenza. La presenza di movimenti quaternari del continente, completamente indipendenti dai movimenti glacioeustatici, è dimostrata inequivocabilmente dall'inclinazione delle antiche linee di costa situate a sud del Fiume Bradano (Cotecchia *et alii*, 1969; Pescatore *et alii*, 2009).

2. - STRATIGRAFIA DEI CAROTAGGI (A. Valente)

2.1.- Generalità

Sono stati eseguiti 6 carotaggi, nominati con il prefisso S seguiti da un numero. Essi sono ubicati sulla piattaforma fino alla profondità di 20 m (v. Fig. 2).

Le tecniche e le procedure di cui ci si è avvalsi per descrivere i sedimenti recuperati dalle carote hanno seguito i protocolli ordinari previsti dalle norme per la cartografia delle aree marine. Queste includono l'osservazione e la descrizione visiva del sedimento di ogni segmento di carota, integrata da fotografia dello stesso.

PROGETTO CARG

La descrizione, comprensiva della litologia, della granulometria, delle strutture sedimentarie, del colore e di eventuali disturbi, è stata riportata in schede preliminari. Più specificamente, la granulometria è stata determinata utilizzando comparatori visivi, mentre il colore dei sedimenti è stato stabilito in base alla

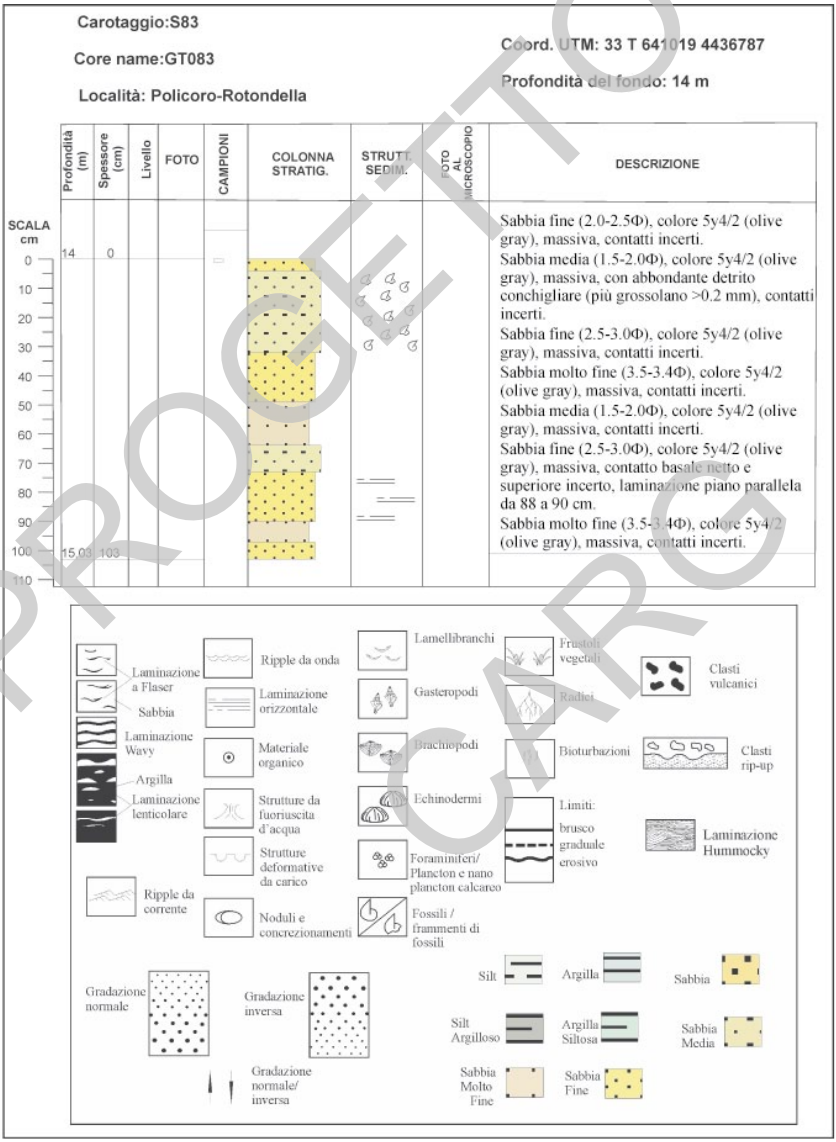

Fig. 16 - *Log grafico e descrizione del carotaggio S83 (ubicazione in Fig. 2).*

PROGETTO CARG

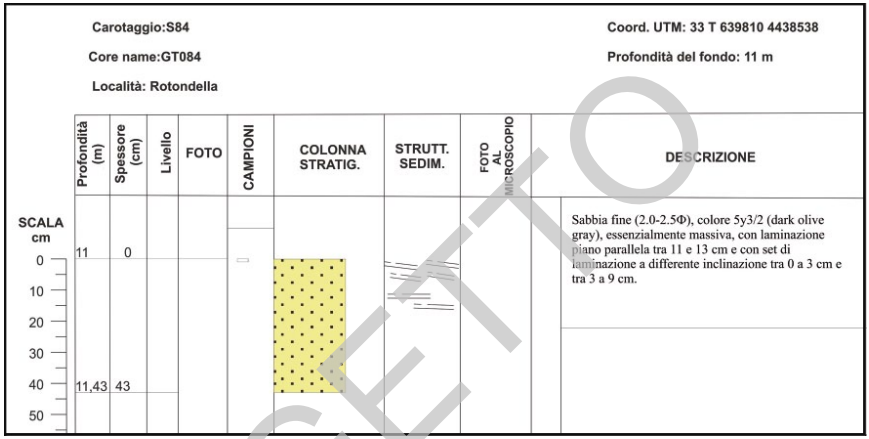

Fig. 17 - *Log grafico e descrizione del carotaggio S84 (ubicazione in Fig. 2, legenda in Fig. 16).*

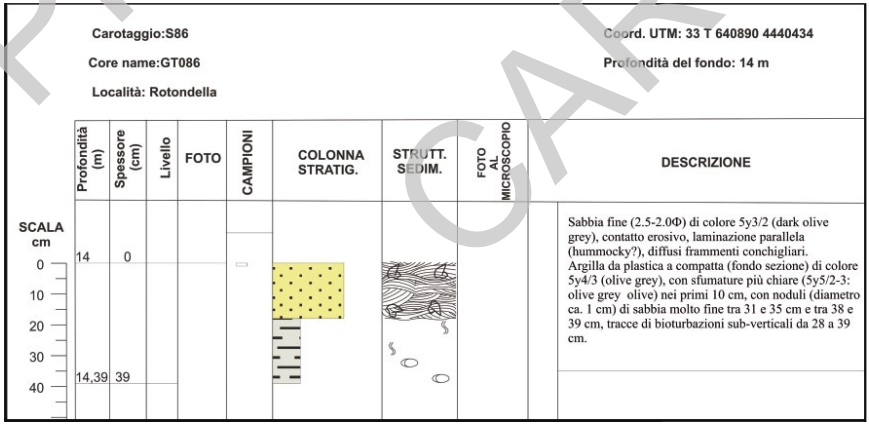

Fig. 18 - *Log grafico e descrizione del carotaggio S86 (ubicazione in Fig. 2, legenda in Fig. 16).*

PROGETTO CARG

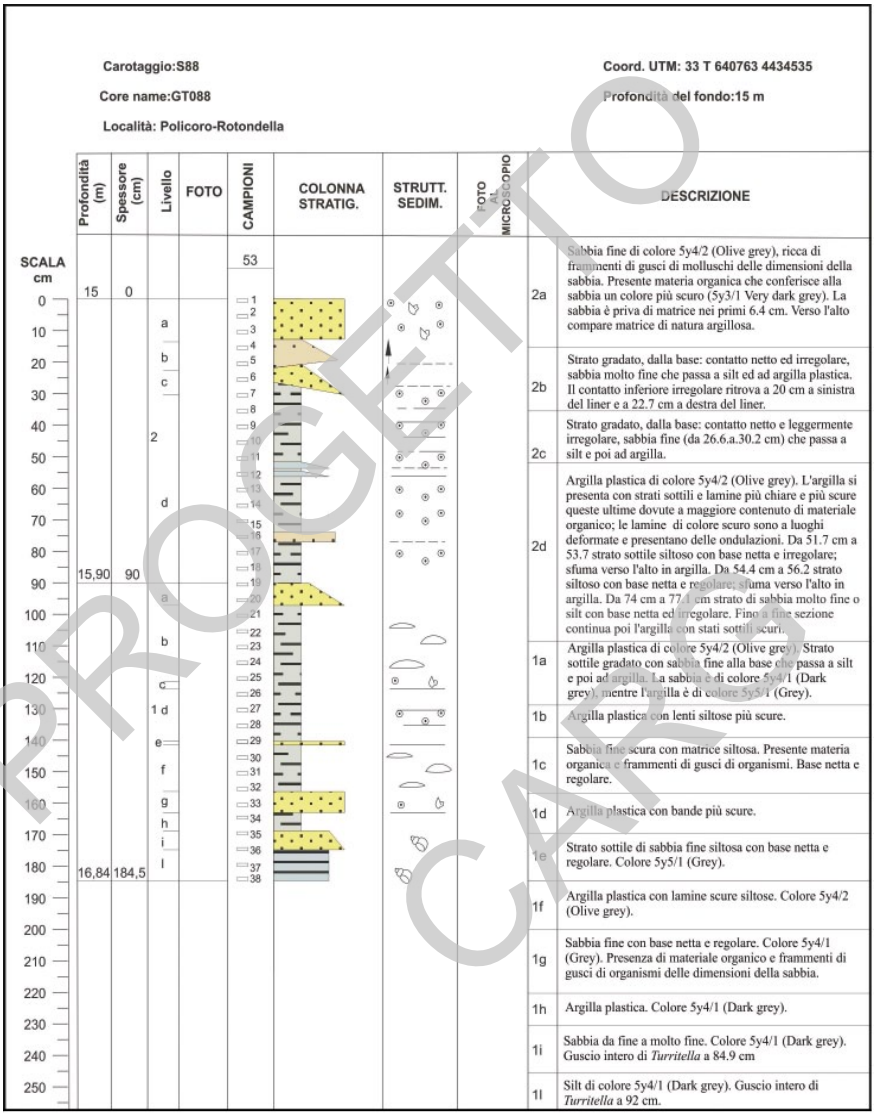

Fig. 19 - *Log grafico e descrizione del carotaggio S88 (ubicazione in Fig. 2, legenda in Fig. 16).*

PROGETTO CARG

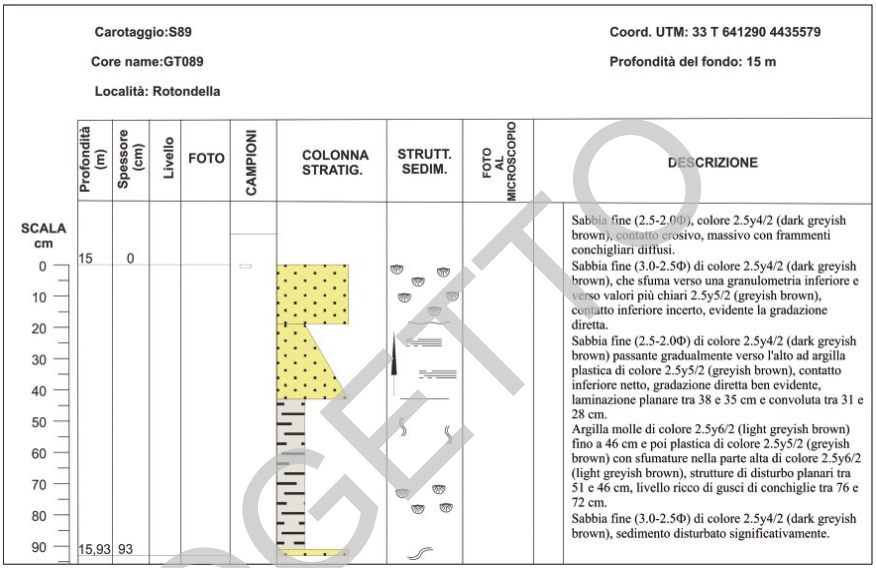

Fig. 20 - *Log grafico e descrizione del carotaggio S89 (ubicazione in Fig. 2, legenda in Fig. 16).*

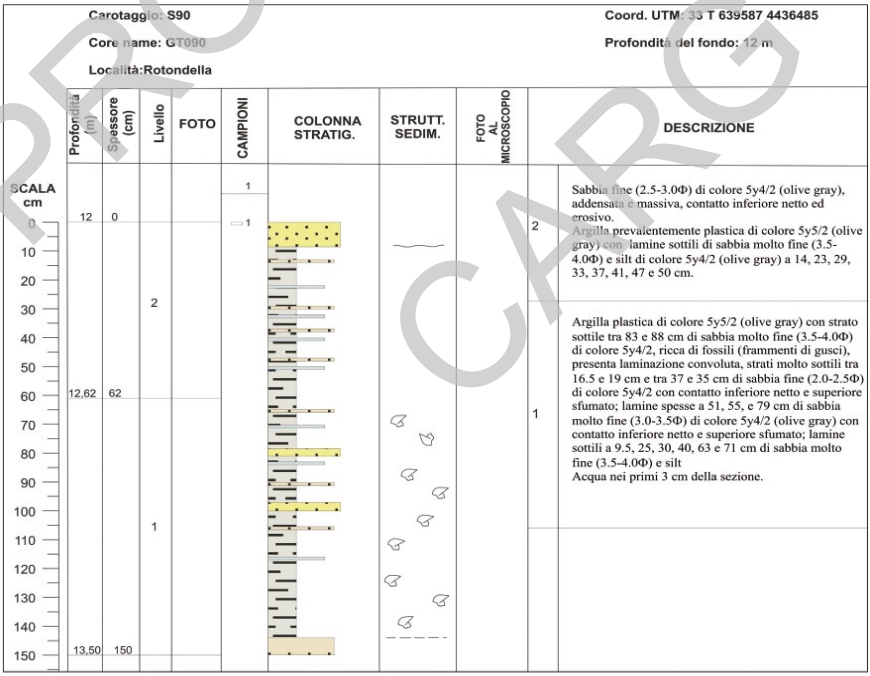

Fig. 21 - *Log grafico e descrizione del carotaggio S90 (ubicazione in Fig. 2, legenda in Fig. 16).*

PROGETTO CARG

Munsell Chart (Munsell, 1975). Successivamente, si è proceduto all'archiviazione omogeneizzando i caratteri descrittivi e realizzando dei plot stratigrafici (Figg. 16, 17, 18, 19, 20, 21). Infine, si è cercato di riconoscere nei carotaggi dei caratteri sedimentari rappresentativi delle facies e quindi delle condizioni di trasporto e deposizione dei sedimenti.

2.2. - Risultati

I carotaggi hanno interessato spessori di sedimento alquanto variabili. La litologia prevalente recuperata è rappresentata da sedimento silico-clastico granulometricamente ascritto alle sabbie, per lo più fini mediamente addensate, mentre subordinata è stata quella riferibile alle argille, per lo più con consistenza molle.

Sedimenti con una componente bioclastica significativa sono diffusi e si concentrano in strati nelle porzioni centrali della carota (S89, S90), Tale componente è costituita in prevalenza da gusci di organismi in frammenti. Si segnala in taluni carotaggi la presenza di gradazione verticale, di lamine, sia parallele che inclinate e di noduli sabbiosi (S86).

Per quanto riguarda il colore nei sedimenti recuperati prevalgono il 5y4/2 e 5y5/2 (*olive gray*) e 2.5y5/2-3 (*grayish brown*). Variazioni di colore, ma anche di croma e/o di valore, corrispondono ad una differente granulometria oppure ad una differenza di consistenza/addensamento del sedimento.

I contatti degli strati sabbiosi sono riconoscibili generalmente dalla variazione di colore e tonalità. Quelli basali si mostrano netti ed erosivi, specie se è importante lo stacco granulometrico, altrimenti risultano incerti o graduali, come spesso si verifica per quelli superiori

Le strutture sedimentarie sono particolarmente evidenti negli strati sabbiosi, mentre in quelli argillosi sono meno visibili e spesso associate ad una frazione siltosa significativa. Comunque, lamine orizzontali/planari, oblique/ondulate/convolute sono abbastanza diffuse in tutte le carote, generalmente in spessori che possono superare di poco il centimetro e possono costituire delle lamine sabbiose o degli strati sabbiosi molto sottili o sottili. In pochissimi strati sabbiosi sono stati osservati esempi di laminazione gibbosa (*hummocky*; S86).

Qualche tratto di sedimento mostra tipiche strutture di liquefazione, ovvero di fuoriuscita di acqua, quali: *dish* (S89). Altri disturbi del sedimento, infine, sono stati rilevati in alcune carote da ascrivere al momento del recupero del sedimento.

2.2.1. - *Elaborazione dei dati*

I caratteri sedimentari osservati hanno consentito di raggruppare i sedimenti recuperati con le carote in base al rapporto tra argilla e sabbia. Tale rapporto è

PROGETTO CARG

stato considerato elemento discriminante nello sviluppo di processi sedimentari e quindi della caratterizzazione dell'ambiente sedimentario. In particolare, sono state riconosciute 2 associazioni di facies sedimentarie, indicate successivamente come Facies seguite da una lettera dell'alfabeto:

- Facies A è costituita essenzialmente da una percentuale di sabbia superiore al 90%, gli strati argillosi sono assenti o alquanto ridotti. È ascritto a questa facies il sedimento bioclastico che arricchisce le sabbie di piattaforma, di frequente in livelli (S86, S89). Lo spessore dei singoli strati può raggiungere anche i 30 cm (S83) ed è spesso costituito da sabbia media. In molti casi gli strati appaiono massivi, in altri si evidenzia la gradazione associata a lamine planari e/o inclinate, talvolta si sviluppa persino la laminazione gibbosa (*hummocky*) (S86). I processi che determinano tali caratteri sono assimilabili a quanto avviene ad opera delle correnti sulla piattaforma. Il passaggio con le associazioni di facies sottostanti è graduale con B.
- Facies B è data da una percentuale di sabbia compresa tra il 60 % ed il 90%. L'argilla è ridotta a spessori centimetrici (max 88 cm, S90). Negli strati di sabbia, talora anche medi, è maggiormente evidente la gradazione, di frequente a partire dalla sabbia media. Non sono diffusi i tipi di laminazione connessi con la gradazione. La facies B si concentra nei carotaggi eseguiti in corrispondenza della piattaforma interna.

3. - ANALISI TESSITURALI (G. Capretto)

3.1.- Generalità

I campioni prelevati sono stati sottoposti ad analisi granulometriche al fine di rilevare le caratteristiche tessiturali dei sedimenti e i dati ottenuti, integrati con quelli derivanti dalle altre analisi (analisi mineralogiche e micropaleontologiche) permettono di realizzare una ricostruzione paleoambientale e paleoclimatica che si evolve nel tempo (sedimenti prelevati dal carotaggio campionato per intero) e di caratterizzare i sedimenti del fondo marino attuale.

Dopo essere stati precedentemente preparati, i campioni sono stati analizzati seguendo la metodologia tradizionale (Folk, 1968; Lewis & McConchie, 1994; Tucker, 1988), descritta di seguito.

Prima di procedere all'analisi vera e propria, i campioni sono stati essiccati nel forno ad una temperatura di 110°C per 24h, al fine di eliminarne l'umidità. Una volta essiccati, sono stati pesati su di una bilancia analitica della precisione di 0,0001.

I campioni sono stati poi trattati con acqua ossigenata a 20 volumi per rimuovere l'eventuale materiale organico presente. A questa soluzione sono

PROGETTO CARG

stati aggiunti 100 ml di acido ossalico che agisce da deflocculante. I sedimenti in questa soluzione sono stati riscaldati su un fornellino elettrico per circa 10 minuti, e comunque fino a che l'effervescenza dovuta al dissolvimento della materia organica non fosse terminata.

La fase successiva è consistita nel passare la soluzione al setaccio di 230 Mash (corrispondente ad una granulometria di 63μ) per via umida.

La frazione del campione superiore a 63μ è stata posta in stufa ad essiccare per 24h dopodiché è stata sottoposta ad analisi granulometrica per setacciatura, attraverso l'utilizzo di una pila di 13 setacci con un intervallo di 1/4ϕ. È stato pesato il materiale trattenuto da ogni setaccio, che rappresenta il peso di ogni classe granulometrica presente nel campione.

Per i sedimenti con diametro <63μ (silt e argilla) sono state effettuate successivamente le analisi granulometriche con il metodo della pipettatura (o sedimentazione). Si è scelto tale metodo poiché è questa una metodologia più congeniale per confrontare i dati della frazione grossolana con quelli della frazione fine. Tale metodo si basa sulla legge di Stokes, che calcola la velocità di sedimentazione di una particella in sospensione in acqua calcolando la velocità di decantazione di una sfera di massa equivalente a quella della particella. Con questo metodo si preleva con una pipetta un volume di 20 ml di sospensione a determinati tempi (che dipendono esclusivamente dalla temperatura del laboratorio in cui sono eseguite le analisi), che si fa asciugare in stufa per almeno 24h e poi si pesa il residuo secco. Sono stati utilizzati i tempi di prelievo di Belloni (1969).

I dati ottenuti dalle due tecniche insieme forniscono i pesi di ogni classe granulometrica presente nel campione. Dai pesi si risale alle percentuali di tali classi nel campione stesso e con questi dati si possono calcolare vari parametri statistici che indicano le caratteristiche granulometriche del campione analizzato.

I risultati delle analisi granulometriche sono stati rappresentati mediante istogrammi, curve di frequenza semplice e curve di frequenza cumulata in scala aritmetica, attraverso l'utilizzo del software Sabbie 1.1 (Cortemiglia & Patri, 2002).

Con lo stesso software sono stati calcolati anche i parametri statistici di Folk & Ward (1957), quali:

Mz = Graphic Mean (in mm), che rappresenta la media;

Md = Mediana (in mm);

σ_I = Inclusive Graphic Standard Deviation (in mm), che rappresenta la deviazione standard;

K_G = Graphic Kurtosis, che rappresenta l'appuntimento della curva;

Sk_I = Inclusive Graphic Skewness, che rappresenta l'asimmetria della curva.

Tali parametri sono riassunti in tabella 7A e 7B. I campioni sono stati quindi classificati in base alla granulometria riscontrata utilizzando il diagramma triangolare di Shepard (1954) (Tabb. 7A e 7B).

PROGETTO CARG

Tab. 7A - *Parametri statistici di Folk & Ward (1957) e classificazione di Shepard (1954) per i campioni prelevati dal Carotaggio S88.*

Campione	Profondità (cm)	σ_I (mm)	Sk_I	K_G	Md (mm)	Mz (mm)	Shepard (1954)
S88-C1	0-1	0,4359	0,6717	0,4815	0,0701	0,0523	Sabbia siltosa
S88-C2	5-6	0,3534	0,6716	0,5106	0,0716	0,0471	Sabbia siltosa
S88-C3	10-11	0,3409	0,9482	0,6709	0,0231	0,022	Silt sabbioso
S88-C4	15-16	0,4539	1,4731	0,4431	0,0071	0,0095	Silt
S88-C5	20-21	0,5097	0,9751	0,295	0,0253	0,0273	Silt
S88-C6	25-26	0,3946	1,0457	0,2611	0,0213	0,0219	Silt
S88-C7	30-31	0,2983	0,7727	0,5998	0,0473	0,0332	Silt sabbioso
S88-C8	35-36	0,6178	1,3042	0,289	0,0064	0,007	Silt
S88-C9	40-41	0,6919	1,173	0,399	0,0064	0,0066	Silt
S88-C10	45-46	0,5676	1,289	0,4856	0,0071	0,0079	Silt
S88-C11	50-51	0,5163	0,9485	0,5888	0,0129	0,0128	Silt
S88-C12	55-56	0,5517	1,2774	0,4317	0,0077	0,0083	Silt
S88-C13	60-61	0,6712	1,1151	0,3052	0,0061	0,006	Silt
S88-C14	65-66	0,6502	0,9735	0,3525	0,0058	0,0057	Silt
S88-C15	70-7	0,4698	1,4166	0,4369	0,0071	0,0087	Silt
S88-C16	75-76	0,6638	1,2287	0,4258	0,1625	0,1779	Silt
S88-C17	80-81	0,4727	1,1183	0,4638	0,0095	0,0104	Silt
S88-C18	85-86	0,4424	1,4446	0,4971	0,0073	0,0097	Silt
S88-C19	90-91	0,5986	1,3099	0,4165	0,0067	0,0075	Silt
S88-C20	95-96	0,5323	1,1136	0,4816	0,0099	0,0103	Silt
S88-C21	100-101	0,5296	1,3079	0,5378	0,0077	0,0094	Silt
S88-C22	105-106	0,618	1,2621	0,2643	0,0063	0,0065	Silt
S88-C23	110-111	0,5873	0,9931	0,4517	0,0102	0,0097	Silt
S88-C24	115-116	0,5207	1,1688	0,5747	0,0094	0,0105	Silt
S88-C25	120-121	0,4965	1,1429	0,5097	0,0105	0,0113	Silt
S88-C26	125-126	0,4847	1,3805	0,4865	0,0077	0,0097	Silt
S88-C27	130-131	0,4813	1,083	0,5683	0,0117	0,0121	Silt
S88-C28	135-136	0,5424	1,4094	0,3695	0,0067	0,0081	Silt
S88-C29	139,5-140,5	0,4587	1,0351	0,5004	0,0246	0,0263	Silt
S88-C30	145-146	0,4625	1,1359	0,5661	0,0111	0,012	Silt
S88-C31	150-151	0,4698	1,1581	0,5295	0,0102	0,011	Silt
S88-C32	155-156	0,4683	1,4758	0,2397	0,0065	0,008	Silt
S88-C33	160-161	0,4803	0,6589	0,4082	0,0413	0,0312	Silt
S88-C34	165-166	0,5376	1,3873	0,1995	0,0064	0,0073	Silt
S88-C35	170-171	0,3135	1,0462	0,6399	0,02	0,0212	Silt sabbioso
S88-C36	175-176	0,4278	1,4539	0,5412	0,0075	0,0103	Silt
S88-C37	180-181	0,4711	1,4339	0,4866	0,0073	0,0094	Silt
S88-C38	183-184,5	0,4994	1,1143	0,4818	0,007	0,0074	Silt

Tab. 7B - *Parametri statistici di Folk & Ward (1957) e classificazione di Shepard (1954) per i campioni prelevati al top di ogni carotaggio (fondo attuale del mare).*

Campione	Profondità (m b.s.l.)	σ_I (mm)	Sk_I	K_G	Md (mm)	Mz (mm)	Shepard (1954)
S 83	14	0,3848	0,6538	0,3683	0,1006	0,0711	Sabbia siltosa/Sabbbia
S 84	11	0,5277	0,7233	0,3311	0,1048	0,0922	Sabbia
S 86	14	0,4278	0,6793	0,2788	0,0844	0,0665	Sabbia siltosa
S 89	15	0,4453	0,6561	0,3071	0,0825	0,0625	Sabbia siltosa
S 90	12	0,3534	0,6489	0,4958	0,0821	0,0521	Sabbia siltosa

PROOF TO CHECK

Tab. 8A - *Percentuali in peso delle frazioni sabbiosa, siltosa ed argillosa per i campioni prelevati dal carotaggio S88.*

Campione	Profondità (cm)	%GHIAIA (ϕ>2 mm)	%SABBIA (2mm<ϕ<63μ)	%SILT (63μ<ϕ<4μ)	%ARGILLA (ϕ<4μ)
S88-C1	0-1	0,031	59,4296	38,9116	1,627
S88-C2	5-6	0	58,5501	39,4048	2,0453
S88-C3	10-11	0	24,7542	74,1107	1,1344
S88-C4	15-16	0	2,6594	95,5387	1,8013
S88-C5	20-21	0	5,7441	85,3146	4,5324
S88-C6	25-26	0	11,764	83,2346	5,0009
S88-C7	30-31	0,0267	40,6034	56,3124	3,0568
S88-C8	35-36	0	0,1036	98,9568	0,9401
S88-C9	40-41	0	0,2468	99,1492	0,6046
S88-C10	45-46	0	0,4108	96,7616	2,8267
S88-C11	50-51	0	1,5388	95,433	3,0286
S88-C12	55-56	0	0,2269	99,6792	0,0942
S88-C13	60-61	0	0,1855	94,6215	5,1933
S88-C14	65-66	0	0,1182	85,2658	14,6154
S88-C15	70-71	0	2,3537	95,1775	2,4681
S88-C16	75-76	0	18,642	78,9125	2,4458
S88-C17	80-81	0	1,3859	92,1383	6,4766
S88-C18	85-86	0	3,5142	92,7167	3,7685
S88-C19	90-91	0	0,6225	98,2526	1,1242
S88-C20	95-96	0	0,7193	98,2751	1,005
S88-C21	100-101	0	1,8554	97,4057	0,7383
S88-C22	105-106	0	0,2988	95,3374	4,3643
S88-C23	110-111	0,01	0,1488	99,1859	0,6547
S88-C24	115-116	0	0,8013	98,8281	0,3707
S88-C25	120-121	0	1,2918	98,5232	0,1856
S88-C26	125-126	0	1,245	97,9534	0,8009
S88-C27	130-131	0	3,0643	96,8248	0,1103
S88-C28	135-136	0	1,722	96,731	1,5463
S88-C29	139,5-140,5	0	15,0578	82,9457	1,9966
S88-C30	145-146	0	2,5725	96,9737	0,4533
S88-C31	150-151	0	4,1791	92,4858	3,3354
S88-C32	155-156	0	8,3394	88,7158	2,9446
S88-C33	160-161	0	4,8043	94,8862	0,3096
S88-C34	165-166	0	3,6544	93,0987	3,2465
S88-C35	170-171	0	25,1159	71,2567	3,6275
S88-C36	175-176	0	5,2717	92,4228	2,3055
S88-C37	180-181	0	2,8653	95,0964	2,0375
S88-C38	183-184,5	0	0,5385	83,115	16,3472

Tab. 8B - *Percentuali in peso delle frazioni sabbiosa, siltosa ed argillosa per i campioni prelevati al top di ogni carotaggio (fondo attuale del mare).*

Campione	Profondità (cm)	%GHIAIA (ϕ>2 mm)	%SABBIA (2mm<ϕ<63μ)	%SILT (63μ<ϕ<4μ)	%ARGILLA (ϕ<4μ)
S 83	14	0	73,0042	26,6392	0,3564
S 84	11	0,0116	80,0111	19,2477	0,7295
S 86	14	0	71,5916	27,5171	0,8912
S 89	15	0	71,6762	28,0494	0,2738
S 90	12	0	61,6559	36,6341	1,7099

PROGETTO CARG

Dai risultati ottenuti dalle analisi granulometriche, infine, sono state calcolate le percentuali in peso della frazione sabbiosa, siltosa ed argillosa per ogni campione; tali dati sono riportati in Tabb. 8A e 8B.

3.2. - Interpretazione dei dati

I dati derivanti dalle analisi granulometriche sono stati interpretati usando il metodo grafico di Passega (1957, 1964), grazie al quale è possibile distinguere, in base ai caratteri tessiturali dei sedimenti, i diversi ambienti sedimentari.

Il metodo interpretativo di Passega (1957, 1964) si basa sul principio che la tessitura dei sedimenti clastici riflette il processo di deposizione degli stessi e che quindi la relazione che si stabilisce tra alcuni parametri tessiturali dà informazioni sull'agente deposizionale. Lo studio di campioni prelevati da diversi ambienti deposizionali ha mostrato che la frazione grossolana di un sedimento è più rappresentativa dell'agente deposizionale rispetto alla frazione fine. Per questo motivo Passega (1957) utilizza come parametri tessiturali la mediana (M), che corrisponde al 50° percentile e che è un'approssimazione della granulometria media, e l'1° percentile (C), che è un'approssimazione della granulometria massima e che misura la competenza del mezzo di trasporto.

I valori di C e di M (espressi in mm o in ϕ) ricavati dalla curva granulometrica di ogni campione vengono riportati su un diagramma in cui sia le ordinate (C) che le ascisse (M) sono in scala logaritmica. La distribuzione dei punti che ne risulta è chiamata pattern CM. Sul diagramma l'unico limite dell'area in cui i punti possono ricadere è la linea C=M, che è definita limite del diagramma o limite C=M. Il parametro utilizzato per misurare la frazione fine è la percentuale in peso delle particelle <125 μ presenti nel campione. Esse comprendono sabbia molto fine, silt, argilla e colloidi che sono materiali trasportati generalmente in sospensione. La linea in cui M=125 μ è la linea del 50 % che separa quindi la metà grossolana da quella fine. Poichè i rapporti reciproci tra la metà grossolana e quella fine in un campione dipendono dal tipo di ambiente di sedimentazione e dal meccanismo di deposizione, allora è logico aspettarsi che in base alla distribuzione e alla forma che assumono i punti rappresentanti i vari campioni all'interno del diagramma CM, si può ipotizzare il tipo di agenti deposizionali che hanno determinato la messa in posto di un determinato sedimento.

Analizzando un gran numero di campioni prelevati dagli ambienti di sedimentazione attuali, Passega ha individuato diversi tipi di *patterns* sul diagramma CM legati ai diversi meccanismi di trasporto e deposizione dei sedimenti. Così, quando i punti presentano un andamento allungato e stretto, vicino alla linea C=M e parallelo all'asse delle ascisse, o con una certa inclinazione rispetto ad esso, si tratta di sedimenti deposti in canali fluviali e/o da

PROGETTO CARG

correnti marine di fondo in cui gli agenti di trasporto sono essenzialmente di tipo trattivo e danno luogo ad un selezionamento durante la deposizione in base alla granulometria dei sedimenti stessi.

Quando, invece, il *pattern* è lontano dalla linea C=M ed i punti non sono allineati ma presentano una considerevole dispersione, si tratta di un ambiente in cui l'acqua di fondo non è mossa da onde o correnti e, quindi, i sedimenti si depositano senza subire alcuna classazione. Si tratta di ambienti quali laghi, baie protette, parti di lagune e bacini della piattaforma e/o della scarpata continentale in cui la deposizione dei sedimenti avviene essenzialmente per decantazione dalla colonna d'acqua.

Le correnti di torbida formano *patterns* paralleli alla linea C=M e la loro distanza da questa linea dipende dalla maggiore o minore concentrazione di particelle fini in sospensione.

L'azione selettiva delle onde che è tipica dei sedimenti "puliti" di spiaggia, crea, infine, una distribuzione particolare dei punti rappresentativi dei campioni, che risultano dispersi vicino al valore più grossolano di C e concentrati vicino al minimo valore di M.

Il metodo di Passega (1957, 1964) è stato, quindi, utilizzato per risalire al tipo di meccanismo di deposito che ha interessato i sedimenti costituenti sia il cataggio campionato per intero che i sedimenti del fondo marino.

I risultati delle analisi granulometriche effettuate sui campioni prelevati dal *top* di ogni carotaggio, sono stati confrontati ed integrati con quelli ottenuti dall'analisi di campioni prelevati mediante una benna Shipeck (transetti T19 e T20, Fig. 2) nell'ambito del Progetto di ricerca di giacimenti di sabbia sulla piattaforma continentale della Basilicata, settore ionico. Tali campioni sono stati prelevati lungo una serie di transetti perpendicolari alla costa; lungo ogni transetto sono state effettuate cinque bennate alle profondità di -10 m, -20 m, -30 m, -50 m e -100 m. Le analisi sono state effettuate dal Laboratorio Metapontum Agrobios di Metaponto (MT). Nel Foglio 523 "Rotondella" ricadono solo le bennate dei transetti T19 e T20 eseguite alla profondità di 10 m.

Dall'analisi dei dati è stato possibile individuare e cartografare due unità deposizionali, descritte nel Cap. IV.

4. - ANALISI BIOSTRATIGRAFICHE E PALEOECOLOGICHE (F.O. Amore)

4.1. - Generalità

Il Mare Mediterraneo è una delle regioni più complesse da un punto di vista geologico, perché la sua evoluzione, durante il Neogene e il Quaternario, è dovuta

PROGETTO CARG

all'interazione tra Europa, Africa e altre placche minori. Nel corso del Pleistocene superiore-Olocene, poi il Mediterraneo ha anche sperimentato i cambiamenti paleoclimatici globali che hanno caratterizzato questo intervallo e la conseguente evoluzione paleoceanografica. I cambiamenti di abbondanza e le variazioni di struttura nelle comunità planctoniche sono strumenti utilizzati ampiamente in letteratura (Cita *et alii*, 1972, 1974; Raffi & Rio, 1979; Blanc-Vernet *et alii*, 1984; Violanti *et alii*, 1987; Flores *et alii*, 1997; Kallel *et alii*, 1997; Capotondi *et alii*, 1999; Aritzegui *et alii*, 2000; Cacho *et alii*, 2001; Principato *et alii*, 2003; Sbaffi *et alii*, 2004; Alvarez *et alii*, 2005) per rilevare questi cambiamenti paleoambientali.

Durante questo periodo, cruciale nell'evoluzione del clima attuale della Terra, cominciarono ad instaurarsi condizioni simili alle attuali, con una limitata estensione delle calotte glaciali e un diffuso riscaldamento. Questo globale riscaldamento, che ebbe inizio alla fine del *Last Glacial*, avvenne in poche decine di anni (Bjorck *et alii*, 1996; Hughen *et alii*, 1996; Taylor *et alii*, 1997; Severinghaus *et alii*, 1998; Sbaffi *et alii*, 2001) ed inoltre cambiamenti climatici di breve periodo, con variazioni della circolazione delle acque e dei cicli biogeochimici, si sono verificati durante l'Olocene inferiore-medio e durante la deposizione del sapropel (Principato *et alii*, 2003, e bibliografia al suo interno). Al clima caldo dell'*Optimum* Climatico, verificatosi durante l'Olocene inferiore-medio, fece seguito, durante l'Olocene medio-superiore, un generale raffreddamento e, sovrapposti a questo *trend* di lungo termine, avvennero, durante l'Olocene superiore, altri eventi minori (Rohling *et alii*,1997; De Rijk *et alii*, 1999; Cacho *et alii*, 2001; Sbaffi *et alii*, 2001; Sbaffi *et alii*, 2004). L'esperienza del nostro gruppo, sviluppata durante anni di ricerche sulle piattaforme continentali e sulle piane costiere, ha permesso di interpretare le variazioni riscontrate nelle associazioni planctoniche come connesse agli eventi climatici del Pleistocene superiore-Olocene anche nelle aree di piattaforma (Amore *et alii*, 2000, 2002, 2003, 2004a, 2004b, 2004c, 2007; Buccheri *et alii*, 2002a, 2002b; Ciampo *et alii*, 2001; Ciampo, 2003, 2004).

Lo studio delle strutture delle associazioni planctoniche (foraminiferi e nannoplancton calcareo) del Mar Ionio è finalizzato ad evidenziare gli eventi di instabilità climatica (temperatura, umidità atmosferica, *etc.*) che hanno caratterizzato l'Olocene per tutta la sua durata.

4.2. - Metodologia

Lo studio delle strutture delle associazioni planctoniche (foraminiferi e nannoplancton calcareo) e bentoniche della parte sommersa del Foglio "Rotondella", è stato finalizzato ad evidenziare gli eventi di instabilità climatica e

PROGETTO CARG

le variazioni di alcuni fattori ecologici che hanno caratterizzato l'Olocene.

Le analisi micropaleontologiche sono state realizzate su tutti i campioni del carotaggio S88, e sui campioni di fondo disponibili. La campionatura del carotaggio è stata eseguita a intervalli di 4 cm. Le *slides* per le analisi a nannofossili sono state preparate seguendo le tecniche descritte da Flores & Sierro (1997), leggermente modificate come suggerito da Buccheri *et alii* (2002a, 2002b), Amore *et alii* (2003, 2004a). I campioni per le analisi a foraminiferi sono stati lavati attraverso una batteria di setacci ed è stata esaminata la frazione maggiore di 106 µm. I preparati per il nannoplancton sono stati analizzati utilizzando un microscopio ottico ad immersione a luce polarizzata, con ingrandimento da 1250X; i preparati per i foraminiferi sono stati osservati mediante un microscopio stereoscopico binoculare con ingrandimenti fino a 200X.

I campioni per le analisi micropaleontologiche a foraminiferi e nannofossili sono stati sottoposti ad analisi qualitative e semi-quantitative dell'abbondanza dell'associazione rispetto al preparato. È stata quindi valutata l'abbondanza secondo una scala che va dal campione sterile a quello ad associazione molto abbondante. È stata eseguita anche una valutazione qualitativa dello stato di conservazione dell'associazione (v. Quaderno n. 3 serie III del Servizio Geologico Nazionale). Per quanto riguarda la tassonomia, il concetto specifico prevalentemente seguito è quello di Jordan & Klejine (1994), per l'identificazione delle specie di nannoplancton calcareo e di Hemleben *et alii* (1989), per l'identificazione delle specie dei foraminiferi planctonici. Per quanto riguarda la tassonomia dei foraminiferi bentonici, se non diversamente specificato si intende per:

Ammonia spp. = *A. perlucida* (Heron-Allen & Earland), *A. tepida* (Cushman), *A. beccarii* (Linné) e *A. papillosa* d'Orbigny, *sensu* Morigi *et alii* (2005);

Elphidium spp. = *E. advenum* (Cushman), *E. decipiens* (Costa), *E. crispum* (Linné), *Protoelphidium granosum* (d'Orbigny) *sensu* Morigi *et alii* (2005);

Bolivinidi = *Coryphostoma* sp., *Bolivina* sp. *sensu* Morigi *et alii* (2005); *Bolivina alata* (Seguenza), *B. albatrossi* Cushman, *sensu* Abu-Zied *et alii* (2008); *Brizalina spathulata* (Williamson) *B. dilatata* (Reuss), *Bolivinella translucens* (Phleger & Parker) *sensu* Diz & Francès (2008);

Buliminidi = *Bulimina elongata* d'Orbigny, *B. gibba* Fornasini, *Buliminella elegantissima* (d'Orbigny) *sensu* Diz & Francès (2008), *Bulimina aculeata* d'Orbigny, *B. costata* d'Orbigny, *B. inflata* Seguenza, *B. marginata* d'Orbigny, *Globobulimina affinis* (d'Orbigny) *sensu* Abu-Zied *et alii* (2008);

Miliolidi = *Quinqueloculina lamarckiana* d'Orbigny, *Miliolinella irregularis* (d'Orbigny), *Pyrgo murrina* (Schwager), *sensu* Abu-Zied *et alii* (2008) *Quinqueloculina padana* Perconig, *sensu* Morigi *et alii* (2005).

PROGETTO CARG

4.3. - Risultati

Le associazioni a nannoplancton calcareo del carotaggio S88 sono spesso povere o addirittura sterili; lo stato di conservazione dei nannofossili non sempre è buono e alcuni esemplari si presentano fratturati, con fenomeni di concrezione o disciolti. Sono anche presenti molti esemplari rimaneggiati.

A causa della scarsa abbondanza delle associazioni, sia a nannoplancton sia a foraminiferi, i campioni di questo carotaggio sono stati sottoposti ad analisi qualitative e/o semi-quantitative.

Carotaggio S88 - I campioni del carotaggio S88 sono spesso sterili. Per i taxa presenti, è stata eseguita solo un'analisi qualitativa. Le associazioni a nannoplancton sono costituite, nel complesso, da *Coccolithus pelagicus* (Wallich) Schiller, *Calcidiscus leptoporus* (Murray & Blackman) Loeblich & Tappan, *Gephyrocapsa oceanica* Kamptner, *Helicosphaera carteri* (Wallich) Kamptner, *Syracosphaera pulchra* Lohmann, *Emiliania huxleyi* Hay & Mohler. Sono presenti come si è detto molti esemplari rimaneggiati, la maggior parte di essi è costituita da generi e specie del Paleogene e del Neogene ma sono presenti anche alcuni taxa del Mesozoico. Nei residui di lavaggio è dominante il residuo inorganico (costituito prevalentemente da quarzo e miche) rispetto a quello organico, che è sempre piuttosto scarso. Le associazioni a foraminiferi bentonici, per le quali è stata eseguita un'analisi solo semi-quantitativa, poiché non si raggiungono mai almeno 300 esemplari necessari per un dato statistico affidabile, sono sempre costituite da *Ammonia* spp. *Elphidium* spp. e miliolidi, con percentuali di abbondanza, rispetto all'intera associazione, che variano da scarso a comune. In alcuni campioni sono anche presenti, anche se rari in percentuale, esemplari di *Nonionella turgida* (Williamson), che indica fondi fangosi di mare basso (Morigi *et alii*, 2005), buliminidi, bolivinidi e textularidi. Si segnala inoltre in alcuni campioni la presenza di ostracodi, talora anche comuni, lamellibranchi e denti di pesce**.** La presenza costante nelle associazioni del gruppo *Ammonia* spp., che comprende le specie *A. perlucida* (Heron-Allen & Earland), *A. tepida* (Cushman), *A. beccarii* (Linné), suggerisce nel complesso la presenza di ambienti caratterizzati da acque basse a circolazione ristretta, con basso tenore in ossigeno e a salinità variabile (Morigi *et alii*, 2005).

Campioni di *core-top* - Stessa indicazione paleoecologica (acque basse a circolazione ristretta, con basso tenore in ossigeno e a salinità variabile) è fornita dalle associazioni dei campioni di *core top,* le quali hanno evidenziato un'associazione normalmente rara o rarissima. Il plancton può essere da assente a rarissimo. Nel benthos si segnala la presenza costante di *Ammonia* spp., che comprende le specie *A. perlucida* (Heron-Allen & Earland), *A. tepida* (Cushman) e *A. beccarii* (Linné) (S83 - S84 - S86 - S89 - S90).

PROGETTO CARG

5. - MINERALOGIA DELLE ARGILLE (S. Fiore)

5.1. - Generalità

Analisi mineralogiche per diffrazione di raggi X

L'identificazione e la quantificazione delle fasi presenti nei campioni esaminati è stata effettuata tramite diffrazione di raggi X su polveri (XRD).

La mineralogia del campione totale e della frazione fine è stata determinata con l'impiego di un diffrattometro Rigaku D/MAX-2200/PC con configurazione "theta-theta", dotato di tubo di Cu, monocromatore a cristallo curvo di grafite e detector a scintillazione nelle seguenti condizioni operative: velocità di scansione: 3 sec/step, passo di campionamento: 0.02° 2θ; fenditura divergente fissa 1°; fenditura ricevente: 0.3 mm; spinner: 60 giri/min; tensione: 40 kW; corrente: 30 mA.

Le riprese diffrattometriche sono state eseguite su polveri non orientate (*random*) del campione totale e su polveri isorientate della frazione <2µm.

L'analisi qualitativa e quantitativa del campione *tal quale* è stata determinata su campioni di polveri *random* preparati applicando il metodo di riempimento del porta-campione lateralmente. Tale metodo consente di ottenere una buona orientazione casuale della polvere da analizzare (Srodon *et alii*, 2001). La stima delle quantità dei minerali presenti è stata effettuata attraverso la misura delle aree eseguita con un programma di calcolo (Krumm, 1996) che permette la decomposizione dei singoli riflessi. Sono stati misurati i riflessi più intensi di ciascuna fase eccetto che per il quarzo per il quale è stato utilizzato il picco a 4.26Å. La stima dei fillosilicati presenti è stata determinata misurando l'area del riflesso a circa 4.5Å (Laviano, 1987). Al fine di avere delle indicazioni sulla distribuzione dei diversi fillosilicati direttamente nel campione totale, è stato determinato il contributo dei suddetti in proporzione alle rispettive aree misurate sul diffrattogramma del campione totale (Cavalcante *et alii*, 2007). I contributi della clorite e della caolinite al picco 7Å sono stati discriminati in proporzione alle altezze dei rispettivi riflessi a 3.58 Å e 3.53Å.

La determinazione mineralogica quantitativa delle fasi argillose nella frazione < 2µm è stata effettuata sui preparati isorientati per sedimentazione su vetrino con concentrazioni pari a 6 mg/cm^2 previa saturazione con con Mg^{++} (Cavalcante & Belviso, 2005). Le riprese sono state effettuate sul preparato asciugato all'aria, glicolato a 60 °C per 8 ore e riscaldato a 375 °C per 1 ora (Moore & Reynolds, 1997).

Sono state determinate le aree dei riflessi di illite, caolinite e clorite. Le aree relative a C/S sono state misurate solo quando il riflesso a circa 12Å (≅7.5° 2Θ), presente nei diffrattogrammi dei preparati riscaldati, era ben distinguibile; negli altri casi l'area relativa a C/S è stata sommata a quella di I/S. La percentuale di illite presente negli interstratificati I/S è stata determinata sui diffrattogrammi dei

PROGETTO CARG

preparati glicolati (Moore & Reynolds, 1997).

Solo su un numero limitato di campioni rappresentativi dell'intera popolazione esaminata sono state eseguite analisi per spettrometria a fluorescenza di raggi X.

Analisi chimiche per spettrometria a fluorescenza di raggi X

L'analisi chimica dei componenti maggiori è stata eseguita sul campione tal quale con l'ausilio di uno spettrometro automatico Philips PW 1480 su campioni di polveri trattati con alcool polivinilico e pasticcati sotto pressa.

L'analisi XRF è stata preceduta dalla quantificazione dei componenti volatili (LOI). Questi componenti sono stati dosati globalmente come "perdita alla calcinazione" a 900° C. Ogni campione è stato accuratamente pesato e posto quindi in una muffola dove è stato calcinato per tre ore alla temperatura di 900° C. Al termine di questa operazione il campione è stato nuovamente pesato. La differenza di pesi è stata considerata derivante dalla perdita dei componenti volatili.

Le concentrazioni degli ossidi degli elementi maggiori (SiO_2, TiO_2, Al_2O_3, Fe_2O_3, MnO, MgO, CaO, Na_2O, K_2O e P_2O_5) sono state determinate utilizzando un tubo a raggi X con anodo di Cr alimentato a 70 kV e 30 mA.

Le intensità dei raggi X degli elementi maggiori sono state convertite in concentrazioni seguendo il metodo di Franzini *et alii* (1972, 1975). Tale metodo prevede il calcolo della concentrazione di un elemento attraverso la seguente relazione:

$C_i = I_i \Sigma_{j=N} K_{i,j} C_j$

dove C_j rappresenta la concentrazione dell'elemento j.mo costituente il campione, N il numero degli elementi presi in considerazione, I_i l'intensità di fluorescenza dell'elemento i e $K_{i,j}$ alcuni coefficienti sperimentali che tengono conto degli effetti di matrice.

Introducendo nella relazione sopra riportata, le intensità delle righe di fluorescenza-X misurate per ciascun elemento si ottengono le concentrazioni dei vari elementi. Il metodo di calcolo tiene conto anche dei componenti volatili.

L'accuratezza delle concentrazioni relative ai componenti maggiori determinati, fatta eccezione per MgO, è confrontabile con quella che si ottiene con l'analisi chimica tradizionale. La minore accuratezza relativa alla determinazione di MgO è imputabile principalmente ad effetti mineralogici, difficilmente eliminabili quando si utilizzano direttamente polveri di rocce (Franzini *et alii*, 1975).

Per quanto riguarda la determinazione del ferro, l'analisi in fluorescenza-X, in quanto analisi elementale, fornisce solo il tenore totale in ferro di ciascun campione, che viene espresso come Fe_2O_3.

PROGETTO CARG

5.2. - Risultati

Il campione totale è sempre caratterizzato dalla presenza predominante di fillosilicati, quarzo, carbonati (calcite e dolomite) e subordinatamente da feldspati. Numerosi campioni contengo alite.

Le analisi effettuate sulla frazione fine (<2μm) per la determinazione qualitativa e quantitativa dei minerali argillosi, mostra la presenza di fasi espandibili quali interstratificati illite/smectite (I/S), fasi non espandibili quali illite e miche, caolinite e clorite. Gli intestratificati I/S sono certamente i più abbondanti (Chl/S sono presenti allo stato di tracce) e presentano una ampia variabilità sia nel contenuto di illite sia nel grado di ordine. Gli interstratificati I/S, in particolare, sono rappresentati principalmente da termini disordinati (R0) con contenuti in illite compresi tra il 20 ed il 50%. Quelli ordinati, presenti in minori quantità, sono rappresentati da termini R1 e R3. La contemporanea presenza di I/S a diverso grado di ordine e contenuto di illite è verosimilmente indicativa di contributi sedimentari da differenti litologie.

L'analisi delle matrici di correlazione mette in chiara evidenza i legami esistenti tra tutti i minerali argillosi e tra quarzo, plagioclasi e K-feldspati.

Una analisi più approfondita è stata tentata con il metodo dei componenti principali. Tre fattori spiegano l'88% dell'intera varianza: il primo (con un peso di circa 66%) mette in comune I/S, illite+mica, Kao e Chl (anche se con modesti valori di Eingenvectors); il secondo (con un peso del 14%) è rappresentato dalla sola calcite; il terzo, infine, spiega circa l'8% ed è dato dalla dolomite. Seguono altri 3 fattori fino al 97%. Sebbene il sistema sia complesso si può affermare che il raggruppamento dei minerali argillosi non ha relazioni con quello dei due carbonati presenti e che questi, a loro volta, hanno una differente origine. Relativamente a quest'ultimo aspetto, un esame microscopico può confermare o smentire l'ipotesi.

6. - DATAZIONI ASSOLUTE

II campione S88-C34 è stato inviato presso il CEDAD (Centro di Datazione e Diagnostica; Responsabile prof. L. Calcagnile) dell'Università di Lecce per essere sottoposto a datazione con il metodo del radiocarbonio mediante la tecnica della spettrometria di massa ad alta risoluzione (AMS).

A tale campione è stato assegnato un codice di riconoscimento relativo al laboratorio analizzante (Tab. 9).

Tab. 9 - *Codice assegnato al campione da datare.*

Codice	***Codice CeDaD***	***Provenienza***
S88-C34	LTL2072A	Rotondella mare

PROGETTO CARG

I macrocontaminanti presenti nel campione, sono stati individuati mediante osservazione al microscopio ottico e rimossi meccanicamente.

Il trattamento chimico di rimozione delle contaminazioni dal campione è stato effettuato sottoponendo il materiale selezionato ad attacchi chimici alternati acido-alcalino-acido.

Il materiale estratto è stato successivamente convertito in anidride carbonica e quindi in grafite mediante riduzione. Si è utilizzato H_2 come elemento riducente e polvere di ferro come catalizzatore.

Per il campione e LTL2072A la quantità di grafite estratta è risultata sufficiente per una accurata determinazione sperimentale dell'età.

La concentrazione di radiocarbonio è stata determinata confrontando i valori misurati delle correnti di ^{12}C e ^{13}C, e i conteggi di ^{14}C con i valori ottenuti da campioni standard di Saccarosio C6 forniti dalla IAEA.

La datazione convenzionale al radiocarbonio è stata corretta per gli effetti di frazionamento isotopico sia mediante la misura del termine $\delta^{13}C$ effettuata direttamente con l'acceleratore, sia per il fondo della misura.

Campioni di concentrazione nota di Acido Ossalico forniti dalla NIST (National Institute of Standard and Technology) sono stati utilizzati come controllo della qualità dei risultati.

Per la determinazione dell'errore sperimentale nella data al radiocarbonio è stato tenuto conto sia dello scattering dei dati intorno al valore medio, sia dell'errore statistico derivante dal conteggio del ^{14}C.

La Tab. 10 riporta la datazione al radiocarbonio (non calibrata) per il campione con l'indicazione dell'errore assoluto della misura.

Tab. 10 - *Valore misurato della radiocarbon age.*

Campione	Radiocarbon Age (BP)(*)	$\delta^{13}C$ (‰)	Note
LTL2072A	735 ± 45	+0.8 ± 0.6	nessuna

(*) Con BP si intende qui una datazione convenzionale al radiocarbonio non calibrata il cui calcolo implica (cfr. STUIVER & POLLACH, 1977):

- L'uso del tempo di dimezzamento di Libby (5568 anni) rispetto al valore corretto di 5730 anni;
- L'anno 1950 come anno di riferimento.
- L'utilizzo diretto o indiretto dell'acido ossalico come standard di riferimento.

La datazione convenzionale al radiocarbonio è stata, quindi, corretta in anni di calendario utilizzando la curva marina di calibrazione (MARINE04) e un termine correttivo di riserva marino pari a $\Delta R=121\pm60$ anni.

PROGETTO CARG

Il risultato della datazione calibrata è riportato nella nella Tab. 11.

Tab. 11 - *Riepilogo della data al radiocarbonio calibrata per il campione ltl2072a.*

Campione	***Data Calibrata***	***Probabilità***
S88-C34	1520 – 1900 cal AD	93.8 %

PROGETTO CARG

PROGETTO
CARG

VI - TETTONICA

(F. Lentini)

1. - GENERALITÀ

I terreni affioranti nel Foglio "Rotondella" costituiscono la terminazione meridionale della Catena Appenninica e fanno parte di un sistema a *thrust* pellicolare prodotto da più fasi deformative, che hanno generato associazioni strutturali sovrapposte.

L'assetto strutturale e paleotettonico delle varie unità tettono-stratigrafiche è già stato trattato nel Titolo Inquadramento Geologico e nel Titolo Stratigrafia, come si evince dall'ordine descrittivo delle singole unità. Da queste appare inoltre che con il termine di Catena Appenninica si intende un sistema a *thrust*, generato da deformazioni polifasiche nell'intervallo Burdigaliano/Pliocene superiore-Pleistocene inferiore e sovrascorso *in toto* sul Sistema a *Thrust* Esterno o Catena Apula (*sensu* Carbone & Lentini, 1990).

Nello schema tettonico di Fig. 22 compaiono soltanto le unità tettoniche della Catena Appenninica, perché il Sistema a *Thrust* Apulo rimane sempre sepolto. In esso sono raffigurate le unità tettoniche e le coperture sedimentarie sin e post-orogene ed i principali elementi strutturali.

In ordine cronologico, rispetto alla deformazione, sono stati definiti **sovrascorrimenti principali** (Fig. 23, elemento n. 1) i contatti relativi a unità tettoniche, con geometria a basso angolo di estensione regionale, lungo i quali si è avuto un trasporto di notevole entità, che generalmente ha causato il raddoppio di unità tettoniche riferibili a contesti paleogeografici totalmente differenti. Un tipico esempio è dato dal sovrascorrimento delle Unità Sicilidi dapprima sulla formazione di Albidona, e dalla successiva estensione sul Dominio Lagonegrese, con ripetute riattivazioni fino all'avanfossa.

PROGETTO CARG

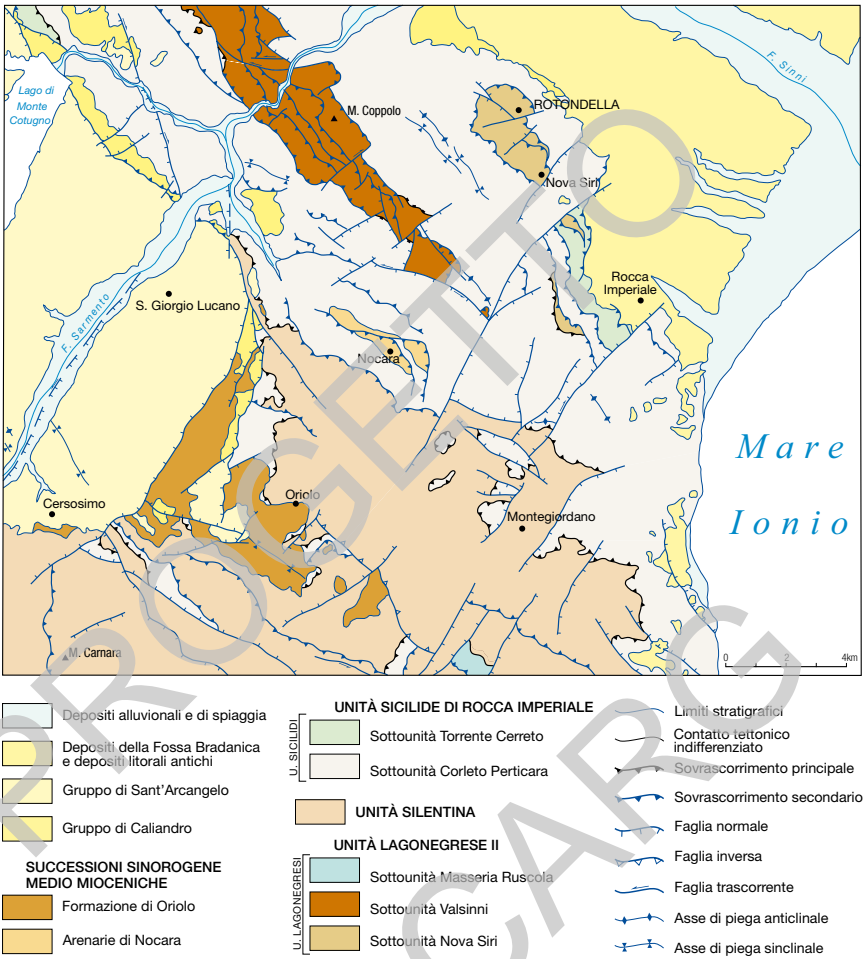

Fig. 22 - *Schema tettonico del Foglio "Rotondella"*

Nella carta sono stati distinti inoltre i **sovrascorrimenti secondari** e le **faglie inverse**. In questa categoria di contatti rientrano sia i *thrust* ad alto angolo (Fig. 23, elemento n. 2) con geometria a rampe, presenti all'interno delle singole unità, sia le strutture compressive, generatesi successivamente ai sovrascorrimenti principali in seguito ai fenomeni di *breaching*, che hanno interessato l'intero edificio orogenico alloctono. Nel secondo caso si tratta di sovrascorrimenti caratterizzati da superfici ad alto angolo, che solitamente ritagliano i sovrascorrimenti principali e che normalmente si originano nelle fasi tardive della deformazione della catena.

PROGETTO CARG

Queste strutture sono riferibili ai processi di accavallamento dell'intero edificio appenninico sulle successioni carbonatiche apule, avvenuti nel Pliocene, e alla successiva strutturazione a *duplex* dello stesso substrato apulo (Fig. 23, elemento n. 3), databile al Pleistocene inferiore. Ciò ha indotto ulteriori raccorciamenti all'interno della catena, in contemporanea alla messa in posto della Falda di Metaponto nelle aree frontali (Lentini *et alii*, 1990, 2002). L'attività lungo tali strutture ha portato dapprima all'individuazione e quindi alla successiva chiusura di bacini satelliti, impostatisi sul dorso delle falde o delle scaglie e colmati da sedimenti plio-pleistocenici. Un esempio è fornito dal Bacino di Sant'Arcangelo, che ha assunto il ruolo di bacino satellite nel Pliocene superiore.

Nel Foglio compaiono anche **faglie normali** (Fig. 23, elemento n. 4) ed inverse con vergenza opposta, ovvero ***back-thrust*** (Fig. 23, elemento n. 5) e **faglie trascorrenti** od **oblique** (Fig. 23, elemento n. 6), quali i sistemi di faglie trascorrenti sinistre, orientate da N120 a N160, e il sistema antitetico destro orientato mediamente N40. Questi movimenti tardivi, datati al Pleistocene medio (cfr. Foglio "Sant'Arcangelo", Servizio Geologico d'Italia, 2005), hanno parzialmente riattivato alcune strutture pre-esistenti, lungo le quali sono stati riconosciuti elementi cinematici sovrapposti.

Geometrie a basso angolo presentano anche le **faglie dirette a basso angolo** (Fig. 23, elemento n. 7) e i **contatti di scollamento** (Fig. 23, elemento n. 8), che producono il sovrascorrimento di terreni più giovani al di sopra dei più antichi, e sono dovute all'adeguamento delle coltri della Catena Appenninica ai movimenti del Sistema a *Thrust* Apulo.

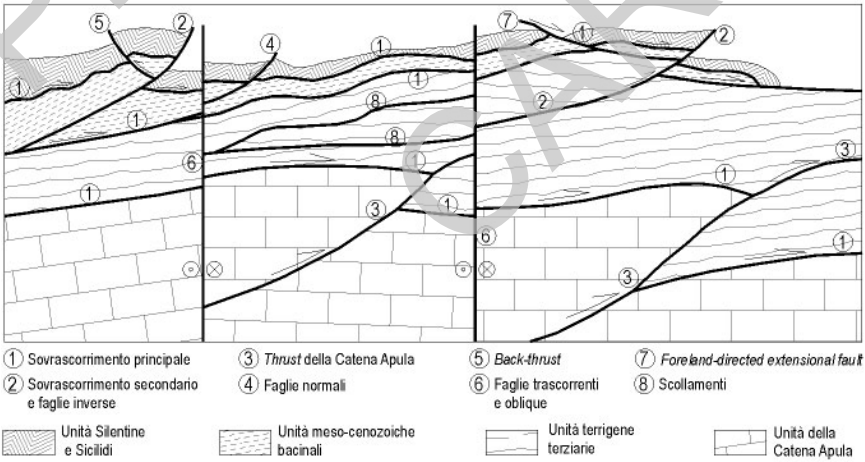

Fig. 23 - *Tipologia dei contatti tettonici e associazioni strutturali presenti nell'Appennino meridionale, riconosciute nell'area del Foglio e interpretate nel profilo geologico. I numeri si riferiscono alla successione cronologica degli eventi deformativi, dal più vecchio (1) al più giovane (8).*

PROGETTO CARG

Le **strutture plicative** presentano mediamente due orientazioni principali, circa NNO-SSE e NO-SE e interessano i terreni sicilidi, la formazione di Oriolo e quelli del gruppo di Sant'Arcangelo e sono relative alle fasi finali della deformazione collegate al coinvolgimento del substrato apulo profondo.

2. - SEZIONE GEOLOGICA M. CARNARA-NOCARA-ROTONDELLA

È stata eseguita una sezione geologica (Fig. 24) rappresentativa dei caratteri stratigrafici e strutturali del Foglio; i dati di superficie sono stati integrati con quelli di sottosuolo disponibili al fine di potere ricostruire le geometrie sia del *thrust belt* appenninico che del substrato apulo (per la traccia della sezione v. carta geologica).

Dati di Campagna

Nel tratto sud-ovest della sezione geologica affiorano le formazioni di Albidona e del Saraceno. I dati di sottosuolo (v. oltre) indicano che l'Unità tettonica Silentina, comprensiva anche delle "Crete Nere", poggia tettonicamente su una piattaforma carbonatica mesozoica, correlabile più a sud con il gruppo del M. Pollino e che pertanto è stata ascritta alla Piattaforma Appenninica.

Il tratto dal Canale Lappio fino alla dorsale di Nocara è dominato da affioramenti della formazione di Albidona, a luoghi ricoperta tettonicamente dalle Unità Sicilidi (ALV); su queste poggia in discordanza la formazione di Oriolo (ORI), a sua volta ricoperta dai depositi plio-pleistocenici del gruppo di Sant'Arcangelo. Il substrato della formazione di Albidona lungo il profilo non affiora, tuttavia poco distante nella zona di Mass. Ruscola essa ricopre una successione data da Scisti Silicei (STS), e dalla formazione di M. Malomo (FMM), ambedue ascritte all'Unità Tettonica Lagonegrese II. Il contatto è meccanico, interpretabile come superficie di scollamento della formazione con "sostituzione" dell'originaria copertura numidica, a sua volta anch'essa scollata ed attualmente affiorante più ad est. L'orizzonte di scollamento è rappresentato da un *mélange*, che comprende anche lembi dell'Unità Silentina (formazioni Crete Nere-CRN e Saraceno-SCE).

Pertanto anche in questa zona, come nella bassa Val d'Agri (cfr. Foglio "Moliterno", area di Montemurro-Costa Molina), la probabile copertura della formazione di M. Malomo, e cioè il flysch numidico, si ritrova in sovrapposizione tettonica sui Flysch Esterni e con questi ultimi traslata verso l'avanfossa bradanica.

Lungo la dorsale di Nocara, orientata NO-SE, le arenarie e i conglomerati dell'omonima formazione sono bene esposti e formano una struttura piuttosto complessa. Tale unità poggia in evidente discordanza sulla successione ALV e LPP (argille varicolori superiori e formazione di Colle della Cappella) dei terreni sicilidi; mentre sul fianco sud-ovest della dorsale la formazione è rovesciata e

PROGETTO CARG

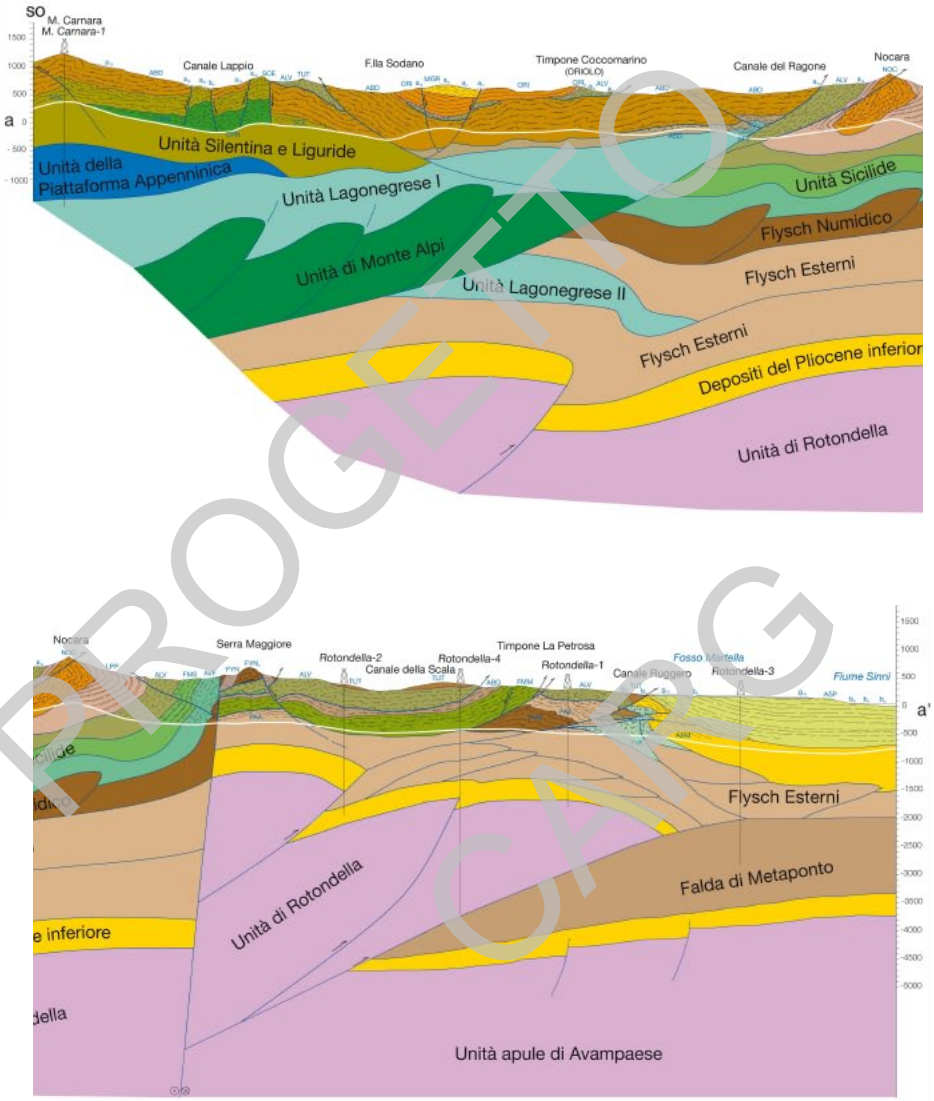

Fig. 24 - *Sezione geologica M. Carnara - F. Sinni basata sull'interpretazione dei sondaggi profondi (per la traccia della sezione v. carta geologica) (modificata da* Lentini *et alii, 2002).*

PROGETTO CARG

parzialmente ricoperta dai terreni sicilidi. Questi ultimi in origine poggiavano tettonicamente sulla formazione di Albidona, ma attualmente si osserva un'inversione dei rapporti per migrazione in fuori sequenza del sistema a *thrust*.

Tra le dorsali di Nocara e di Serra Maggiore le Unità Sicilidi giacciono tettonicamente sul flysch numidico, come è possibile osservare lungo il bordo SO della dorsale di Valsinni-Serra Maggiore. Verso l'esterno e cioè sul bordo NE della stessa dorsale il flysch numidico a sua volta è in *thrust out of sequence* sulle Unità Sicilidi, che ricoprono i Flysch Esterni e che sono con essi sopravanzate verso l'avanfossa.

Tra Rotondella e il F. Sinni, le argille varicolori superiori (ALV) sovrascorrono sui Flysch Esterni di età Miocene inferiore-medio; essi a loro volta giacciono in ricoprimento su una culminazione di calcari apuli indicati come Unità di Rotondella. Al *top* di questi ultimi sono stati rinvenuti dai sondaggi Rotondella 1, 2, e 4 sedimenti del Pliocene inferiore, confermando così l'età recente del ricoprimento dell'intero edificio alloctono della Catena Appenninica sul dominio apulo, almeno in questo tratto di orogene.

A nord e a nord-est di Rotondella si aprono i depositi plio-pleistocenici del bordo appenninico della Fossa Bradanica. Sui depositi del gruppo di Caliandro giacciono, con discordanze progressive, i sedimenti argilloso-sabbiosi del Pliocene superiore-Pleistocene inferiore della Fossa Bradanica (argille subappennine-ASP).

Dati di sottosuolo

Nell'estremità meridionale della sezione geologica il sondaggio M. Carnara 1, dopo avere attraversato circa 1600 m della formazione di Albidona e di Unità Silentine, incontra una sequenza carbonatica, che come già scritto in precedenza, è correlabile con quella affiorante nel gruppo montuoso del Pollino e quindi ascrivibile alle unità della Piattaforma Appenninica.

Proseguendo l'analisi del profilo dalla zona di Oriolo alla dorsale di Nocara, in mancanza di buone linee sismiche, si possono avere informazioni dalla proiezione di sondaggi prossimi alla costa ionica. Al disotto di formazioni silicoclastiche riferibili alla formazione di Albidona e alle unità silentine e di sequenze calcareo-silico-marnose, viene attraversato un orizzonte carbonatico mesozoico potente oltre 1000 m (sondaggio Serra della Trave, a est di Montegiordano, profondità m 5079). Questo va ascritto alle unità apule, cioè ad unità carbonatiche esterne, in quanto è ricoperto tettonicamente da unità lagonegresi.

Il tetto della piattaforma apula ancora più esterna si trova ad oltre 4000 m sotto il piano campagna, ed è caratterizzato da un orizzonte del Pliocene inferiore, che si correla poi all'Alto di Rotondella. Pertanto il corpo carbonatico attraversato dal sondaggio potrebbe verosimilmente appartenere ad un'unità apula interna (Mostardini & Merlini, 1986), cioè correlabile con l'Unità di M.

PROGETTO CARG

Alpi affiorante più a nord-ovest. Provando a collegare inoltre i dati di superficie con il *thrust* frontale di tale unità, si osserva che questo corrisponde ad un drastico cambiamento delle coperture terrigene, tra loro coeve, la formazione di Albidona a sud-ovest ed il flysch numidico a nord-est della dorsale di Nocara, senza che appaiano in affioramento termini di transizione fra le due formazioni. Ciò indurrebbe ad ammettere un raccorciamento di notevole entità.

Migliore spiegazione del brusco accostamento tra le due coperture terrigene potrebbe essere la presenza di sistemi trascorrenti a componente sinistra, che in tutto l'Appennino meridionale sono stati riconosciuti. Alcune di queste strutture, come la Faglia di Scorciabuoi nel limitrofo Foglio "Sant'Arcangelo" (Servizio Geologico d'Italia, 2005), presentano notevole estensione; esse sono chiaramente radicate ed interessano il Sistema a *Thrust* Apulo. Quest'ultimo in particolare nella sezione geologica di Fig. 24 non è correlabile in sottosuolo nella zona sotto le dorsali di Nocara-Serra Maggiore, proprio laddove si registra il sopra citato accostamento di formazioni silicoclastiche coeve e dove avviene una brusca variazione di spessore dei Flysch Esterni e delle coltri alloctone più interne. Purtroppo l'espressione in superficie di tale motivo strutturale non è ben rilevabile e le caratteristiche sostanzialmente plastiche delle formazioni non favoriscono la presenza di indicatori cinematici del movimento. Ad est di tale struttura il substrato carbonatico presenta una brusca risalita dell'Unità di Rotondella (v. più avanti), dando origine all'omonimo alto strutturale.

L'Alto di Rotondella è ben noto dai sondaggi Rotondella 1, 2, 4, effettuati attorno al paese stesso. Esso è caratterizzato da una sequenza carbonatica cretacica con un livello apicale del Pliocene inferiore, che si trova a 1300 m circa sotto il livello del mare. Proseguendo verso NE si ha una brusco collasso della piattaforma apula a formare la Fossa Bradanica, in graduale risalita verso l'Avampaese Apulo affiorante più a nord-est molto oltre l'estremità del profilo. Sondaggi come Rotondella 3 ed altri più a nord-ovest (p.e. Tursi 1) non raggiungono infatti il substrato apulo dell'avanfossa, che si trova oltre i 3000 m di profondità. I sondaggi ubicati più a nord-est, al di fuori del Foglio, incontrano intorno ai 2000 m di profondità la sequenza carbonatica, i cui orizzonti al tetto hanno un'età pliocenica progressivamente più recente, fino al Quaternario al fronte dell'alloctona Falda di Metaponto (v. sezione geologica del Foglio "Pisticci"). Questa è costituita in prevalenza da Flysch Esterni e da Unità Sicilidi, che formano un sistema a *thrust* inserito a cuneo entro la successione plio-pleistocenica dell'avanfossa. I sedimenti del Pliocene medio-superiore sono spesso costituiti da argille con sottili intercalazioni di torbiditi sabbiose. Tale litofacies è molto estesa e ben rappresentata sia in sottosuolo che in affioramento nei fogli contigui, dove costituisce un livello-guida, mentre nell'area del Foglio è presente soltanto in sottosuolo.

Le linee sismiche in questo tratto del profilo sono molto buone e danno una

PROGETTO CARG

chiara immagine della tettonica sinsedimentaria, che ha interessato la successione plio-pleistocenica, depositatasi sulle coltri alloctone già impilate della Catena Appenninica ed influenzata dal sollevamento dell'Unità di Rotondella. Ciò è dimostrato dalla geometria a ventaglio della sinclinale di crescita ben evidente nelle linee sismiche immediatamente a NE dell'abitato di Rotondella.

3. - GEOMETRIE DEL SUBSTRATO APULO

Il profilo geologico sopra descritto permette di individuare due unità tettoniche nell'ambito del Sistema a *Thrust* Esterno. La più interna, denominata Unità di M. Alpi, è caratterizzata da una copertura silicoclastica di età Miocene superiore paraconcordante sulla successione carbonatica mesozoica; l'altra, indicata con il termine di Unità di Rotondella, presenta un intervallo apicale ascrivibile al Pliocene inferiore, sormontato dall'edificio alloctono. L'Unità di M. Alpi è stata ricoperta dalle unità alloctone della Catena Appenninica a partire dal Pliocene inferiore e successivamente ha subito un raccorciamento a seguito di una tettonica "pellicolare" (*thin-skinned tectonics*), che l'ha portata in sovrapposizione sugli orizzonti del Pliocene inferiore delle stesse successioni apule. L'Unità di Rotondella costituisce una culminazione, data da un sistema a *thrust* ad alto angolo, che ha coinvolto lo stesso basamento apulo in un contesto di tettonica crostale (*thick-skinned tectonics*). La fase tettonica responsabile non può che essere plio-pleistocenica, se si tiene conto che la "surrezione" del blocco carbonatico è avvenuta quando già il generale sovrascorrimento delle unità alloctone sugli orizzonti pliocenici dell'avanfossa era sostanzialmente avvenuto. Le deformazioni del substrato apulo hanno comunque influito sia su eventuali riattivazioni dei contatti meccanici all'interno dell'edificio appenninico, sia sulle geometrie deposizionali delle soprastanti successioni plio-pleistoceniche.

4. - GEOMETRIE DELLA CATENA APPENNINICA

L'edificio alloctono, denominato Catena Appenninica, si è originato a partire dall'Oligocene superiore dalla deformazione di sequenze sedimentarie meso-cenozoiche sia di piattaforma che di bacino. I calcari di piattaforma non arrivano ad affiorare nel Foglio, ma sono conosciuti soltanto nel sottosuolo del settore sud-occidentale (Sondaggio M. Carnara 1). Le sequenze bacinali derivano dalla deformazione di unità interne come quelle sicilidi e silentine ovvero delle più esterne Unità Lagonegresi, nonchè delle relative coperture silicoclastiche terziarie, in gran parte scollate e traslate verso l'esterno.

Il meccanismo di propagazione è quello dei sistemi a *thrust*, associato ad estesi scollamenti degli intervalli terziari dal substrato mesozoico, con "sostituzione"

PROGETTO CARG

delle coperture. Cosicchè con il progredire della deformazione si sviluppa la completa sovrapposizione della "pila" di unità mesozoiche sulle coperture flyschoidi. Successivamente, con meccanismi di "*thrust* fuori sequenza" si ha la surrezione delle unità tettoniche più profonde (es. Unità Lagonegresi della dorsale di Rotondella e di Gattuzzo/Mass. Ruscola). La strutturazione delle unità lagonegresi avviene dopo la messa in posto dei terreni delle Unità Sicilidi, a partire dal Miocene medio.

In affioramento i termini più profondi sono rappresentati dalle sequenze numidiche e dei flysch esterni, che costituiscono praticamente delle finestre tettoniche, emergendo da sotto le coltri sicilidi, mentre, per effetto dei suddetti fenomeni di scollamento, il substrato mesozoico lagonegrese è rimasto arretrato e ricoperto direttamente dalle coltri silentine e dalla formazione di Albidona.

Nello schema tettonico di Fig. 22 si osserva come il settore meridionale del Foglio sia caratterizzato da estesi affioramenti della formazione di Albidona, che poggia mediante un livello basale di scollamento, rappresentato da resti dell'Unità Silentina (CRN e SCE), su terreni lagonegresi (sottounità Masseria Ruscola). Al disopra poggiano le Unità Sicilidi con un sovrascorrimento principale, suturato dalla medio-miocenica formazione di Oriolo, che insieme alle arenarie di Nocara è stata interpretata come successione sinorogena, cioè appartenente a bacini "satelliti". Nel settore centro-settentrionale del Foglio affiorano le coperture flyschoidi scollate e le Unità Sicilidi, a loro volta passivamente trasportate verso l'Avanfossa Bradanica. Le sequenze ricostruite appartengono alle sottounità di Valsinni e di Nova Siri. La commistione tra le argille varicolori sicilidi ed i terreni terziari lagonegresi genera sovente confusione nella distinzione sul terreno.

Le successioni plio-pleistoceniche a SE della dorsale di Valsinni appartengono al Bacino di Sant'Arcangelo, dove sono ripartite nel gruppo di Caliandro e nel gruppo di Sant'Arcangelo, mentre a nord-est dell'allineamento Valsinni-Rotondella si aprono i depositi del bordo appenninico della Fossa Bradanica.

Le unità tettoniche paleogeograficamente più interne dovevano essere le Unità Sicilidi, come dimostra la sovrapposizione di queste sulla formazione di Albidona, che a sua volta sutura i terreni dell'Unità Silentina e, al di fuori del Foglio, quelli semimetamorfici del Frido. La formazione di Albidona, depositatasi in un Bacino pre-irpino, rappresenta un "flysch esterno" di un'avanfossa relativa ad una fase tettonica "Balearica", oligo-miocenica, connessa alla rotazione del Blocco Sardo-Corso, quando cioè la piattaforma appenninica giocava il ruolo di avampaese. In questa fase si ha la consumazione del bacino che ospitava le sequenze sicilidi, che scollate si sono sovrapposte con vergenza apula sulla formazione di Albidona a partire dal Burdigaliano. Diversa è l'interpretazione di Ogniben (1969), che poneva le Unità Sicilidi all'esterno e riteneva la sovrapposizione di queste sul "flysch" come dovuta ad una generale retrovergenza.

Le successive fasi orogeniche sono connesse alla consumazione della crosta paleoionica, che ospitava le Unità Lagonegresi ed i depositi terrigeni del Bacino

PROGETTO CARG

Irpino; questi, a partire dal Miocene medio sono stati trasportati fino ad una generale sovrapposizione sul margine apulo, che a sua volta si è deformato in contemporanea con l'apertura tirrenica dando origine al Sistema a *Thrust* Esterno.

Concludendo, nell'area del Foglio "Rotondella" l'odierno assetto strutturale è il risultato di una tettonica polifasica, che dapprima genera i rapporti strutturali all'interno della Catena Appenninica (Fase Balearica) e successivamente produce la sovrapposizione della catena stessa sul Sistema a *Thrust* Apulo nell'intervallo dal Miocene medio al Pleistocene inferiore (Fase Tirrenica).

Le Unità Sicilidi più interne sovrascorrono, nel Miocene inferiore, sul flysch numidico, che rappresenta il termine sommitale dell'Unità lagonegrese più esterna. Queste sequenze scollate ricoprono, a seguire, i Flysch Esterni, che formano un "*fan* embricato", in risposta ad una fase tettonica del Miocene superiore. L'intero edificio alloctono sovrascorre sulle successioni apule a partire dal Pliocene inferiore.

Le geometrie deposizionali e la distribuzione dei depositi del Pliocene inferiore-medio (gruppo di Caliandro) e di quelli del Pliocene superiore-Pleistocene inferiore (gruppo di Sant'Arcangelo), fissano inequivocabilmente i tempi dell'avanzamento dell'edificio alloctono sulle Unità Apule e la deformazione di queste ultime, che per ultimo formeranno l'Unità tettonica di Rotondella (v. Fig. 7).

Pertanto lo stile della deformazione che caratterizza la strutturazione della Catena Appenninica è prevalentemente legato ad un contesto di tipo *thin-skinned tectonics*. La deformazione del Sistema a *Thrust* Esterno, invece, è riconducibile ad una fase iniziale di tipo *thin-skinned* seguita dal successivo coinvolgimento del basamento in traspressione sinistra.

PROGETTO CARG

VII - ELEMENTI DI GEOMORFOLOGIA

(S. Carbone, M.R. Senatore)

1. - OROGRAFIA E IDROLOGIA SUPERFICIALE E PRINCIPALI LINEAMENTI GEOMORFOLOGICI

Il territorio del Foglio "Rotondella" è caratterizzato da una morfologia varia, da accidentata e complessa, a collinare, a pianeggiante. Il settore occidentale del Foglio ricade nella Provincia di Potenza ed è quello, contrariamente al carattere orografico generale del territorio provinciale, a morfologia più varia: marcatamente montuosa a sud, con i rilievi di M. Carnara (m 1282) e La Rotondella (m 1015, sul cui spartiacque corre il confine tra le Regioni Basilicata e Calabria), che degradano rapidamente verso nord in una serie di rilievi collinari.

La fascia settentrionale del Foglio ricade nella Provincia di Matera ed è caratterizzata da una morfologia più spiccatamente collinare, anche se non mancano i rilievi montuosi, quali la dorsale M. Coppolo (m 890)-Timpone del Caprio (m 862)-Serra Maggiore (m 780). Lungo lo spartiacque Colle Rotondello (m 798)-Serra Maggiore-Timpone Noiello (m 336) decorre il confine settentrionale tra le due Regioni. La fascia collinare, con rilievi generalmente compresi tra i 600 m (Cozzo Eremita, m 558) e i 300 m (T.ne Noiello), degrada verso la costa ionica con ampi ripiani, che disegnano un sistema di terrazzamenti a gradinata, fortemente soggetti all'erosione.

La fascia costiera comprende estese piane alluvionali e una spiaggia senza porti e rettilinea.

Il territorio della Regione Calabria ricadente nel Foglio non si discosta di molto dagli aspetti morfologici che caratterizzano gli altri settori della carta. Fa notevole eccezione la fascia costiera, qui contraddistinta dalla quasi totale mancanza di una

PROGETTO CARG

piana alluvionale e da una spiaggia da assente a molto stretta, se si esclude il tratto da sud di Nova Siri Scalo a Rocca Imperiale Marina.

I rilievi più alti, oltre quelli già citati lungo lo spartiacque, definiscono tre strette dorsali allineate in senso meridiano, rappresentate a partire da ovest da: M. Corno (m 719)- Arma di Lettieri (m 798), M. Guardia Cappello (m 693)-Colle della Cappella (m 764) e M. Melazzo (m 626)-M. Rotondella (m 666)-Serra della Trave (m 662). Le tre dorsali degradano rapidamente verso la fascia collinare che si estende fino alla falesia costiera.

I rilievi sia montuosi che collinari presentano morfologie varie e sono formati da terreni che, per caratteristiche meccaniche intrinseche, assetto strutturale o per le ripetute deformazioni paleo e neotettoniche, posseggono una particolare predisposizione al dissesto geomorfologico e idrogeologico.

In conseguenza dell'assetto orografico, i corsi d'acqua del territorio hanno carattere torrentizio con piene impetuose, capaci di trasportare grandi volumi di materiale solido, anche di notevole dimensione, fatta eccezione per il F. Sinni, che mantiene carattere di perennità, anche se fortemente influenzato da cicli stagionali. Essi sono contraddistinti da un letto a canali intrecciati sviluppatisi in valli fortemente sovralluvionate e a bassa inclinazione del profilo longitudinale.

La caratteristica più evidente dell'area del Foglio è l'eterogeneità litologica dei terreni affioranti e la variazione delle condizioni strutturali dei versanti. Ciò si traduce in un paesaggio, che mostra chiare espressioni dei lineamenti tettonici del substrato, su cui è modellato e in una varietà di forme strettamente legate ai differenti caratteri geologico-strutturali, che contraddistinguono i diversi settori dell'area, condizionando lo sviluppo del reticolo idrografico e la natura ed evoluzione dei versanti.

In particolare hanno ampia diffusione nel territorio le formazioni terrigene e calcaree delle unità sicilidi e silentine, alle quali si contrappongono terreni, più o meno estesi arealmente, sia a dominante argillosa che sabbioso-conglomeratica delle successioni plio-quaternarie.

Da quanto detto, in prima approssimazione, scaturisce che è possibile distinguere due "settori morfologici": il primo corrispondente alle aree di culminazione del substrato pre-pliocenico, che ricoprono i tre quarti dell'intera zona del Foglio, e il secondo che ospita le successioni plio-pleistoceniche affioranti sia ad ovest che a nord-est del Foglio medesimo.

Nelle aree a nord del primo settore si riconosce un paesaggio caratterizzato dal medio corso del F. Sinni con il suo affluente maggiore in destra orografica, che è il F. Sarmento, alla cui confluenza, con andamento submeridiano, si immettono le aste fluviali principali di La Fiumarella, dei canali Careto e del Ragone e, qualche chilometro più a nord, del C.le Candela. La parte centro-meridionale di questo settore è dominata dal corso ad andamento appenninico del F. Ferro, le cui sorgenti sono situate proprio sul gruppo montuoso di Oriolo tra T.ne Ceccomarino

PROGETTO CARG

e M. Guardia Cappello. La parte orientale, invece, è caratterizzata da corsi ad andamento trasversale alla linea di costa, cui sottendono singoli modesti bacini idrografici, rappresentati da sud a nord da: C.le Cardona, C.le del Castello, C.le Rendeti, C.le Armi e T. Canna, che, inizialmente a decorso circa SO-NE, in prossimità di Rocca Imperiale assume direzione circa E-O, delimitando verso oriente i due settori morfologici.

Nel secondo settore morfologico, nella zona occidentale del Foglio, si riconosce un paesaggio dominato dalle aste fluviali principali del F. Sarmento a decorso SO-NE, del sottobacino F.so Valle Cupa, col medesimo decorso, e dello stesso F. Sinni, nel suo tratto a direzione SO-NE, fino alla confluenza F.lla di S. Arcangelo-F.so S. Antonio. Questo secondo settore a nord-est della carta, vede riproporre, ad eccezione del F. Sinni con la sua ampia foce, il motivo di corsi a bacini e/o sottobacini indipendenti e a decorso circa est-ovest. Da nord a sud essi sono rappresentati da: F.so Mortella-Pantanello della Rivolta, F.so di Castro-T. Toccacielo e T. S. Nicola, tutti con foce nell'alto Ionio.

Le valli si presentano relativamente ampie per i fiumi principali, anche nelle zone montuose, ristrette con fianchi debolmente acclivi nelle aree più occidentali e centro meridionali, dove le aste fluviali modellano i terreni prevalentemente terrigeni, o carbonatici sicilidi (Formazione di Monte Sant'Arcangelo); si allargano in corrispondenza delle aree di affioramento delle litologie argillose e sabbiose, specialmente nel tratto nord-orientale del Foglio, in prossimità delle pianure alluvionali.

L'approfondimento dei corsi d'acqua di ordine gerarchico superiore ha comportato nel settore occidentale fenomeni di morfoselezione, che hanno modellato morfostrutture ancora oggi perfettamente conservate. In questo settore dominano i paesaggi con rilievi di tipo monoclinale, bordati da corsi d'acqua susseguenti, orientati secondo la direzione delle strutture; laddove i fenomeni di morfoselezione sono più pronunciati sono presenti rilievi a *cuestas*.

Alcuni tratti del paesaggio della fascia collinare-piana alluvionale nel settore nord-orientale della carta presentano caratteri di rilievo tabulare con versanti a gradinata debolmenti degradanti. In tutta questa zona si riconosce un paesaggio sommitale con prevalenti depositi terrazzati, dissecato da gradini continui e paralleli all'attuale linea di costa, degradante verso est dalle quote di circa 380 m (Pianoro di Cornacchia-Pianura) fino a 40 m s.l.m. (pianori di Campanello-Fontanelle-Le Cesine-La Maddalena), rispettivamente tra nord di Rotondella e sud di Rocca Imperiale. Diversi ordini di "terrazzi fluviali" sono stati abbandonati lungo i versanti.

Nella parte sud-occidentale della carta, altimetricamente più elevata, con quote che la fanno ascrivere al paesaggio montuoso, mancano evidenze di relitti di paesaggi sub-pianeggianti antichi al tetto della serie del Pleistocene inferiore deformata.

PROGETTO CARG

A nord-est di Cersòsimo i depositi marini e continentali del Pleistocene inferiore sono interessati dalla piega di Madarosa, orientata N 150, che conserva ancora intatta la morfologia originaria. Questi depositi non presentano superfici di erosione sommitali discordanti, bensì sono dissecati da incisioni lineari connesse agli ultimi approfondimenti del reticolo idrografico. Ciò fa pensare ad un'età dell'emersione di quest'area posteriore alle fasi di modellamento del paesaggio sommitale presente nelle restanti aree del Foglio, con chiaro processo di inversione di rilievo.

Di contro, i terreni medio-miocenici interessati dalla sinclinale di Oriolo con asse orientato N 125 sono suturati dai depositi del gruppo di Sant'Arcangelo, testimoniando un'età più antica della strutturazione della piega. Analoga direzione dell'asse presenta la sinclinale di Tempone Sàlice ad ovest dell'allineamento Rotondella-Nova Siri, che interessa i depositi delle Tufiti di Tusa, ma che non presenta al tetto terreni più recenti, atti a definire l'età della deformazione della piega.

In generale il settore nord-orientale del Foglio tra l'abitato di Rocca Imperiale e Bosco Sottano in prossimità della foce del F. Sinni, è caratterizzato da un paesaggio calanchivo monotono, sviluppato particolarmente lungo i corsi d'acqua che incidono le argille subappennine e su cui giacciono i depositi litorali antichi.

Il controllo strutturale sul rilievo è assente o scarsamente evidente. Esso si manifesta solo nell'orientazione di alcuni corsi d'acqua, che presentano andamento chiaramente susseguente secondo le direzioni appenniniche (NNO-SSE), quali per esempio quelli a direzione circa est-ovest, affluenti del C.le del Ragone, a sud di Valsinni e del C.le Lappio a nord di Cersòsimo, che hanno decorso da E-O ad antiappenninico con evidenti gomiti di cattura e repentine deviazioni dei corsi d'acqua lungo le direttrici principali.

1.1. - Morfologia valliva

Le valli dei principali corsi d'acqua dell'area in esame mostrano profili trasversali, caratterizzati da forti anomalie con brusche rotture di pendio ed evidenti contropendenze, originate da fattori tettonici o geomorfologici, nonché da fenomeni di accentuata erosione indotti dal sollevamento dell'area, che ha comportato variazioni del profilo di equilibrio.

Alcuni di questi corsi d'acqua, in particolare nel settore occidentale e meridionale, incidono profondamente i versanti, presentano alvei incassati, talora tra sponde più o meno ripide, e andamento rettilineo, essendo impostati su direttrici tettoniche. Queste evidenze suggeriscono che l'area è interessata da fenomeni tettonici recenti, i quali condizionano l'assetto dei reticoli fluviali e le forme del paesaggio in generale. Uno dei fattori che incrementano l'azione

PROGETTO CARG

erosiva dei corsi d'acqua è rappresentato dal sollevamento tettonico, tuttora in atto, che impone un adeguamento rispetto al livello di base. In corrispondenza degli affioramenti di terreni a componente argillosa prevalente, l'erosione fluviale determina un profilo di valle a V con accentuazione delle pendenze alla base dei versanti che costituiscono i fianchi delle valli e talora dissimmetria associata a migrazione dell'alveo.

Depositi alluvionali attuali sono generalmente presenti negli alvei di tutti i corsi d'acqua dell'area, seppure con spessori molto diversi principalmente tra settori vallivi e settori montani. Tali depositi, assieme alle alluvioni recenti talora terrazzate, raggiungono gli spessori massimi nel settore nord-orientale della carta in corrispondenza delle aste fluviali, che intagliano la fascia della piana alluvionale, e lungo i corsi del F. Sarmento e F. Sinni, con "cuscini" di deposito che possono eccedere i 10 m.

Depositi alluvionali terrazzati affiorano a diverse quote in tutta l'area del Foglio (v. Titolo Stratigrafia).

2. - CENNI DI GEOMORFOLOGIA DELLA FASCIA COSTIERA

Lungo la costa lucana ricadende nel Foglio "Rotondella" sono stati riconosciuti diversi ordini di terrazzi marini (Cotecchia & Magri, 1967; Pescatore *et alii*, 2001; Pescatore *et alii*, 2009), costituiti da depositi conglomeratici, sabbiosi, ghiaiosi e limosi sedimentati durante fasi trasgressive del livello del mare, ricoperti poi da ghiaie e sabbie fluviali durante le fasi regressive. Ad ognuno di questi terrazzi è quindi associata una particolare posizione della linea di costa. Le più antiche linee di costa sono situate ad oltre 400 m a ridosso dell'Appennino e a circa 350 m in corrispondenza della Fossa Bradanica; tali quote non possono essere spiegate secondo gli Autori solamente con movimenti glacioeustatici del mare quaternario, ma con movimenti sia pure locali del continente. Questi movimenti si sono verificati dopo la formazione della linea di costa che si trova da 90-85 m a S del Sinni e prima che si formasse la linea di costa di 10-15 m. Quest'ultima si rinviene praticamente orizzontale in tutta la regione.

Un tentativo di ricostruzione delle oscillazioni del l.m. a partire dalla linea di costa di 10-15 m, corredandole con datazioni al radiocarbonio è stato eseguito da Cotecchia *et alii* (1969). Secondo gli Autori, la linea di costa di 10-15 m avrebbe un'età di 39.900 yr B.P. (datazione al radiocarbonio effettuata su un campione di *Astrali*). La successiva regressione ha portato il livello del mare ben al di sotto di quello attuale ed i sedimenti marini del terrazzo con linea di costa a 10-15 m sono stati ricoperti da sedimenti continentali; dallo studio dei depositi alluvionali del F. Sinni, gli Autori hanno posto il massimo regressivo intorno a 50 m sotto il l.m.

Dallo studio dei depositi alluvionali del F. Sinni e dalla datazione di un

PROGETTO CARG

livello torboso intercalato negli stessi depositi alla profondità di 50 m sotto il l.m. attuale (11.170+/-160 yr B.P.), Cotecchia *et alii* (1969) posizionano il massimo regressivo a circa 100 m al di sotto del l.m. attuale intorno a 13.000-14.000 anni fa. Una successiva oscillazione positiva del mare ha formato cordoni dunari sui depositi continentali della precedente regressione; secondo gli Autori, in questo periodo (compreso secondo le datazioni al radiocarbonio tra 7.000 e 4.000 anni B.P.) il mare non ha tuttavia raggiunto il livello attuale. Un'ulteriore fase di mare alto è stata riconosciuta a cavallo tra il III ed il II secolo a.C. (alluvioni del Bradano datate 2160 anni B.P.); questa è stata a sua volta seguita da una fase di mare basso come testimoniato da notizie storiche e dalla datazione di un livello di torba nei depositi di spiaggia del porto di Sibari (1.135 anni B.P.).

Cotecchia *et alii* (1971), nel tentativo di descrivere la morfogenesi litorale olocenica nella prospettiva della protezione costiera, studiano più in dettaglio gli avvenimenti successivi alla regressione würmiana. Secondo gli Autori, con la trasgressione *flandriana*, che portò circa 6.000 anni fa il livello del mare in prossimità di quello attuale (senza raggiungerlo), iniziò un rapido e forte arretramento della linea di costa, nonostante le ancora notevoli portate solide fluviali legate all'intensa erosione instauratasi lungo i corsi d'acqua in conseguenza della precedente regressione. A sud di Ginosa Marina fino al T. Canna l'andamento della stessa linea di costa è impossibile da seguire perché nascosto da depositi costieri e alluvionali successivi; gli Autori ritengono che essa corresse a circa 2-3 km a NO di quella attuale. A sud del T. Canna la morfologia costiera indica che l'andamento della linea di costa non doveva discostarsi molto da quello attuale. Successivamente, gli abbondanti apporti fluviali hanno avuto il sopravvento sull'azione trasgressiva del mare, determinando un sovralluvionamento della piana costiera e un protendimento della linea di costa.

Ai tempi dell'antica Metaponto (2.500-3.000 anni B.P.), dalla posizione della stessa città, gli Autori ipotizzano che la linea di costa corresse sicuramente ad una distanza inferiore a 2 km da quella attuale. La posizione delle Torri di guardia costiere quadrangolari, costruite nella seconda metà del XVI secolo, indicano che a quel tempo tra il T. Canna e il F. Cavone essa correva sensibilmente più arretrata rispetto a quella del 1949. Infine, gli Autori riportano che tra il 1843 ed il 1949, tra Ginosa Marina e il T. Canna si è verificato un protendimento della spiaggia.

Secondo Cotecchia (1986) per tutto il secolo scorso e fino agli anni 1940-50 c'è stato un rapido protendimento della costa ionica lucana, cui ha fatto seguito un rallentamento del fenomeno, quindi una stasi, infine un'inversione di tendenza, che ha portato all'attuale situazione di rapido arretramento.

Nel 1873 la linea di costa era caratterizzata da ampie sinuosità i cui apici, costituiti dagli apparati di foce dei fiumi, si spingevano verso il largo, indicando un generale protendimento della costa con valori decrescenti da sud verso nord, in relazione all'importanza dei corsi d'acqua.

PROGETTO CARG

La linea di costa del 1947-49 è stata desunta dalle carte topografiche dell'I.G.M.; l'andamento di tale linea conferma che il tasso di progradazione che per le aree del Foglio "Rotondella" viene calcolata di circa 7-5 m per anno (Cocco *et alii*, 1975).

La posizione della linea di riva del 1954 conferma i valori di progradazione riscontrati nei due secoli precedenti. Ma proprio a partire dagli anni '50 inizia una spiccata tendenza all'arretramento di tutta la costa lucana. Questa tendenza all'arretramento può essere messa in relazione ad una riduzione degli apporti solidi fluviali dovuta a fattori antropici.

PROGETTO CARG

PROGETTO
CARG

VIII - GEOLOGIA APPLICATA

(D. Grassi)

1. - DISSESTO IDROGEOLOGICO

L'intero territorio è interessato da una vivace dinamica morfoevolutiva, promossa o esaltata da diversi fattori morfogenetici che si manifestano essenzialmente mediante movimenti di massa. Anche l'erosione, generalmente intensa e spesso selettiva, contribuisce sensibilmente al modellamento dei versanti.

La larga diffusione dei sedimenti in facies di flysch fa sì che l'assetto morfostrutturale e le caratteristiche di resistenza meccanica dei terreni, spesso scadenti e non di rado contraddistinte da valori prossimi a quelli residui, e l'alta erodibilità della stragrande maggioranza dei litotipi costituiscano i principali fattori predisponenti. Anche le molteplici cause determinanti incidono sensibilmente sulla diffusione areale e sulla ricorrenza degli eventi di frana. Le principali e più frequenti di dette cause sono: gli intensi scuotimenti sismici e gli eventi di pioggia critici.

I movimenti di massa (*sensu* Varnes, 1978) sono diversi, sia per tipologia che per dimensioni, in ragione essenzialmente dei diversi tipi di terreni presenti e, quindi, delle diverse caratteristiche di resistenza meccanica degli stessi. Le frane di primo distacco sono poco frequenti e di limitata estensione; i movimenti in parola, specie quelli di grandi dimensioni, sono infatti in massima parte riconducibili a rimobilizzazione, generalmente parziale, ma a volte anche totale, di frane preesistenti.

Fra i diversi terreni in facies di flysch, i movimenti di massa interessano con alta frequenza le argille sicilidi e, in via decisamente subordinata, la formazione di Albidona. Là dove sono presenti in affioramento le argille sicilidi, i movimenti

PROGETTO CARG

di massa di norma sono riconducibili a scorrimenti rototraslazionali; questi di solito tendono ad evolvere in colate sia di versante che incanalate. Le aree di scarpata non di rado sono poco individuabili, sia per la plasticità dei terreni argillosi sia perché soggette ad un'erosione a luoghi particolarmente intensa. Esse possono essere anche molto estese ed assumere una configurazione concava a seguito di fenomeni di svuotamento. Le zone di accumulo, per contro, sono ben evidenti e soggette a periodiche rimobilizzazioni. Particolarmente frequenti risultano essere le colate di terra, contraddistinte da movimenti prevalentemente traslazionali; il materiale coinvolto nel movimento è essenzialmente di natura argillosa, decisamente degradato e dotato di modestissime caratteristiche di resistenza meccanica. In seno al materiale di frana, dotato di uno spessore molto variabile anche nell'ambito di uno stesso corpo di frana, il movimento si esplica su una ben definita superficie di scorrimento. Poiché le zone di accumulo hanno una morfologia allungata ed assecondante linee di impluvio, la maggior parte delle colate traslazionali può ritenersi facente parte dei colamenti incanalati.

Decisamente meno frequenti risultano essere le colate di fango. Queste, di norma, presentano un modesto spessore e superfici di scorrimento indistinguibili o comunque non ben definite. Rispetto a quelle dianzi specificate, posseggono dimensioni più contenute e, quindi, non sono agevolmente individuabili e circoscrivibili; ciò anche a causa delle modifiche morfologiche che le colate in parola subiscono ad opera della degradazione idrometeorica, che a volte comporta la loro cancellazione.

Vistosi esempi di colate di grandi dimensioni, coinvolgenti l'intero versante a partire dalle quote più alte fino a quelle più basse, sono individuabili nel settore settentrionale del Foglio, nei pressi di Valsinni e nella parte centrale dello stesso, in corrispondenza del rilievo settentrionale di Monte Soprano. Trattasi di antichi eventi attualmente interessati da parziali rimobilitazioni.

Nelle aree di affioramento della formazione di Albidona e degli altri flysch a prevalente costituzione lapidea, la frequenza e la tipologia di frana sono vincolate, a parità di altre condizioni, al contenuto in materiale argilloso e al tipo e grado di fratturazione della roccia. Là dove prevalgono nettamente i litotipi lapidei, i movimenti di massa si esplicano mediante crolli, ribaltamenti e scorrimenti traslazionali, imprimendo alla dinamica morfogenetica dei versanti improvvise accelerazioni.

I crolli sono innescati o esaltati dall'erosione selettiva, dal decadimento dei parametri di resistenza meccanica, dalla frequenza degli eventi di pioggia critici e dei terremoti.

I fenomeni di ribaltamento risentono chiaramente del tipo di giunti tettonici e dell'entità dell'azione esercitata sui blocchi rocciosi dal fenomeno di richiamo verso il vuoto. Infatti, gli ultimi sollevamenti tettonici ed il conseguente approfondimento dei solchi vallivi hanno, tra l'altro, generato una decompressione dei versanti ed a luoghi un apprezzabile incremento di energia di rilievo.

PROGETTO CARG

Per quanto concerne gli scorrimenti traslazionali, essi sono frequenti specie là dove la formazione di Albidona contiene una significativa, se non prevalente, presenza di materiale argilloso. Essi si innescano, ovviamente, in quelle porzioni di versante con strati a franapoggio e generalmente tendono ad evolversi in colate di terra. Gli esempi più classici sono individuabili in corrispondenza del versante nord orientale del M. Carnara, nella porzione sud occidentale del Foglio.

Anche nelle aree di affioramento dei depositi clastici plio-pleistocenici, riconducibili alle argille marnose grigio-azzurre del F. Sinni, alle sabbie di Aliano ed ai conglomerati di Castronuovo, l'evoluzione morfologica dei versanti si esplica mediante numerosi movimenti di massa di diverso tipo, spesso imponenti, nonché attraverso processi erosionali *s.s.* spesso particolarmente intensi. Siffatta vivace evoluzione, favorita dalla frequente presenza di rilievi acclivi e monoclinalici, nonché dall'alto grado di erodibilità dei diversi litotipi, ha preso le mosse dall'incrementarsi dell'energia di rilievo e dalla relativamente rapida decompressione subita dai versanti. Infatti i fenomeni franosi sono particolarmente diffusi in corrispondenza dei versanti vallivi del F. Sarmento e dei suoi affluenti, nonché del versante sinistro del F. Sinni. Ivi sono presenti praticamente tutti i tipi di movimenti di massa. Le frane più significative si sono espresse in massima parte con gli stessi meccanismi; trattasi di scorrimenti sia rototraslazionali sia traslazionali, cadenzatisi con modalità retrogressive. Di norma i movimenti franosi più antichi e più imponenti con superfici di scorrimento verosimilmente molto profonde, si sono prodotti nella parte bassa dei versanti. Le frane successive si sono verificate a quote via via più alte e mediante superfici di taglio sempre meno profonde. Fra queste vi sono anche scorrimenti rotazionali generalmente modesti e ben circoscritti. I corpi di frana più antichi, che non sono stati almeno in parte riattivati in tempi recenti, risultano essere stati in massima parte smembrati ed in varia misura cancellati dal denudamento erosivo. In corrispondenza degli affioramenti argillosi è a luoghi presente anche la morfologia calanchiva; questa è, ad esempio, visibile in corrispondenza dei versanti del F. Sarmento, in prossimità di San Giorgio Lucano. Infine, in corrispondenza delle ripide scarpate modellate nei conglomerati di Castronuovo, spesso si producono fenomeni di crollo e, subordinatamente, di ribaltamento di blocchi.

2. - CAVE

In ragione della natura e della qualità dei sedimenti presenti e fatta eccezione per alcuni depositi alluvionali, esistono pochi materiali che si prestano ad essere utilizzati per le costruzioni o per altre applicazioni. Sono presenti poche cave, in gran parte ubicate lungo i principali corsi d'acqua e, in particolare, lungo il F. Sarmento. L'attività estrattiva riguarda quasi esclusivamente i sedimenti alluvionali ghiaiosi, che riforniscono alcuni modesti impianti di betonaggio. I

PROGETTO CARG

sedimenti in parola risultano essere particolarmente idonei per la preparazione di sottofondi e massicciate stradali, nonché di impasti di calcestruzzo.

3. - IDROGEOLOGIA

La larga diffusione di terreni praticamente impermeabili e l'esiguo spessore di quelli in varia misura permeabili, fanno sì che l'intera area ricadente nel Foglio in oggetto non ospiti risorse idriche sotterranee degne di essere menzionate.

Segnatamente i terreni in facies di flysch, con particolare riferimento a quelli relativamente ricchi di rocce lapidee, ospitano modesti e discontinui acquiferi, le acque dei quali vengono a giorno ora in forma diffusa ora in corrispondenza di alcune sorgenti tutte contraddistinte da portate esigue o comunque aventi solo importanza locale.

Anche i depositi sabbiosi e conglomeratici pleistocenici permeabili, essendo dotati di modesto spessore e di limitata estensione areale, possono essere sede solo di falde idriche decisamente modeste.

Le uniche risorse idriche sotterranee di un certo interesse sono ospitate dai depositi alluvionali di fondovalle; esse, peraltro, sono alimentate dai principali corsi d'acqua.

Quanto fin qui detto è, tra l'altro, comprovato dalle numerose ma modeste e spesso effimere manifestazioni sorgentizie; queste, infatti, sono dotate di una portata sempre inferiore ai 5 l/s. Per quanto concerne il meccanismo di venuta a giorno delle acque, trattasi di sorgenti per soglia di permeabilità e, subordinatamente, per limite di permeabilità definito. Le prime, la cui soglia è in prevalenza sovrimposta, sono frequenti lungo i principali contatti tettonici tra terreni in qualche misura permeabili e terreni impermeabili. Le seconde sono presenti in corrispondenza dei principali contatti stratigrafici fra i terreni sabbioso-conglomeratici e le sottostanti argille.

4. - SISMICITÀ

Il territorio che rientra nel Foglio ha risentito in minima parte dell'elevatissima attività sismica registrata nel vicino Appennino calabro-lucano. La storia sulla sismicità di quest'area ha evidenziato, infatti, pochi eventi sismici e di scarsa intensità. Gran parte di questi episodi sono riferiti all'ultimo secolo e riguardano terremoti con epicentro nelle zone appenniniche. Oltre al terremoto del 1980 irpino-lucano nel territorio compreso nel Foglio sono state registrate alcune scosse sismiche nel 1905, 1913, 1915, 1956, 1957 e nel 1966.

PROGETTO CARG

APPENDICE I

BIOSTRATIGRAFIA INTEGRATA DEI DEPOSITI PLIO-PLEISTOCENICI DEI BACINI INTRAPPENNINICI

(A. Di Stefano)

Vengono riportati i risultati di uno studio biostratigrafico integrato (nannofossili calcarei, foraminiferi planctonici e bentonici) condotto sui depositi plio-pleistocenici affioranti nei pressi degli abitati di San Giorgio Lucano e di Oriolo.

La sezione di **Fosso Pietra Vaccuia** (Fig. 12) è ubicata sulla sponda sinistra del F. Sarmento a nord dell'abitato di San Giorgio Lucano. È costituita da circa 50 m di calcareniti e sabbie gialle con livelli conglomeratici a ciottoli di dimensioni variabili (conglomerati, sabbie e calcareniti del T. Racanello - SCN). Segue una sequenza monotona di argille grigio-azzurre micacee dello spessore complessivo di oltre 300 m. In totale sono stati raccolti 25 campioni, i primi cinque dei quali in corrispondenza dell'intervallo calcarenitico-sabbioso. Questi primi campioni, che si riferiscono ai conglomerati, sabbie e calcareniti del T. Racanello (SCN), hanno mostrato un'associazione a nannofossili calcarei generalmente molto scarsa, quando non addirittura sterile. Il campione che ha fornito l'associazione più ricca contiene *Helicosphaera carteri*, *H. sellii*, *Calcidiscus leptoporus*, *Dictyococcites* spp., oltre a numerose forme rimaneggiate di età compresa tra il Cretacico e il Miocene medio. Il contenuto in foraminiferi è estremamente scarso e rappresentato da *Orbulina suturalis*, *O universa*, *Paragloborotalia mayeri*, *Globorotalia peripheroronda*, *Bulimina marginata* d'Orbigny e *Globorotalia margaritae* Bolli & Bermudez. Probabilmente gran parte o probabilmente tutta

PROGETTO CARG

l'associazione è da ritenersi rimaneggiata; l'età non può comunque scendere sotto il Pliocene inferiore.

Le associazioni presenti nei campioni successivi sono generalmente abbondanti, mentre lo stato di conservazione varia da buono a mediocre. Sono generalmente comuni *Calcidiscus leptoporus*, *C. macintyrei*, *Dictyococcites* spp., *Helicosphaera carteri*, *H. sellii*, *Geminilithella rotula*, *Pseudoemiliania lacunosa*, *Pontosphaera* spp., *Rhabdosphaera* spp. e *Syracosphaera* spp., oltre a una percentuale più o meno elevata di specie rimaneggiate. Sono inoltre sempre presenti *Discoaster pentaradiatus*, *Discoaster brouweri*, *Discoaster surculus* anche se il loro stato di conservazione non è sempre ottimale. Questa associazione può essere riferita alla biozona MNN16b/17 (*Discoaster pentaradiatus*) di Rio *et alii* (1990) del Pliocene medio. I foraminiferi planctonici sono piuttosto abbondanti e rappresentati da *Paragloborotalia bononiensis* (Dondi) e *G.* gr. *crassaformis*, riferibili dunque alla biozona MPl5a (Sprovieri, 1993) indicativa del Pliocene medio.

I campioni raccolti a partire da 200 m in su (campione 13 e segg.), contengono associazioni sensibilmente differenti e si registra un generale aumento delle specie rimaneggiate; scompaiono i discoasteridi, presenti in percentuale molto bassa, comparabile a quella di forme certamente rimaneggiate, e pertanto ritenuti anch'essi tali, mentre sono presenti piccole *Gephyrocapsa* denominate "small" (dimensione inferiore a 3.5 µm) come suggerito in Rio (1982). In alcuni campioni (16, 19, 21) inoltre, sono stati rinvenuti rari individui di *Gephyrocapsa oceanica s.l.* (dimensioni maggiori di 3.5 µm = *Gephyrocapsa* "medium sized") che caratterizzano la parte alta della biozona MNN19a (*Dictyococcites productus*) (Rio *et alii*, 1990) del Pliocene superiore (Gelasiano). Questo dato è confermato dall'analisi dei foraminiferi che mostrano *Globorotalia inflata* (d'Orbigny) e forme bentoniche caratteristiche del Pliocene superiore quali *Brizalina alata* (Seguenza).

Si registra dunque una lacuna tra il campione 12 e il 13, in corrispondenza della quale vengono messi a contatto argille del Pliocene medio, riferite pertanto al gruppo di Caliandro (ARM) e argille della parte alta del Pliocene superiore e riferite dunque a quelle del gruppo di Sant'Arcangelo (MGR).

La sezione di **Canale di Scorrano** (Fig. 12) è ubicata a nord dell'abitato di S. Giorgio Lucano nei pressi della località omonima (tra Canale del Forno e Fosso Pietra Vaccuia); si tratta di un affioramento spesso circa 250 m di argille marnose grigio azzurre. Le associazioni a nannofossili sono caratterizzate da *Calcidiscus leptoporus*, *C. macintyrei*, *Dictyococcites* spp., *Helicosphaera carteri*, *H. sellii*, *Geminilithella rotula*, *Gephyrocapsa* "small", *Pseudoemiliania lacunosa*, *Pontosphaera* spp., *Rhabdosphaera* spp. e *Syracosphaera* spp. Anche in questo caso sono presenti numerose specie rimaneggiate di età compresa tra il Cretacico e il Pliocene inferiore. Nel campione più alto sono presenti rari

PROGETTO CARG

individui di *Gephyrocapsa oceanica* s.l.; la sezione è riferibile alla biozona MNN19a (*Dictyococcites productus*) del Pliocene superiore (Gelasiano). I foraminiferi planctonici, rappresentati da *Globigerinoides elongatus*, *G. gomitulus* (Seguenza), *G. ruber* (d'Orbigny), *Turborotalita quinqueloba* (Natland), *Globigerina bulloides* e *Orbulina universa*, sono poco abbondanti e di scarso valore biostratigrafico, mentre i bentonici sono abbondanti e ben conservati; tra questi *Bulimina marginata*, *Brizalina alata*, e *Bulimina elegans marginata* Fornasini confermano l'età fornita dai nannofossili.

Una sezione analoga alla precedente è stata campionata a SO dell'abitato di Oriolo, nei pressi di località **Arma di Lettieri.** La successione comprende circa 200 m di argille marnose grigio-azzurre micacee, con sottili intercalazioni sabbiose, più frequenti verso l'alto, che preludono all'intervallo conglomeratico soprastante.

Le associazioni a nannofossili contenute nelle argille, hanno un'abbondanza da scarsa a media. e mediocre è generalmente il loro stato di conservazione. Sono presenti *Helicosphaera sellii*, *Calcidiscus leptoporus*, *C. macintyrei*, *Dictyococcites* spp., *Pseudoemiliania lacunosa*. Molto elevata risulta la percentuale di specie rimaneggiate di età dal Cretacico al Pliocene; sono inoltre presenti discoasteridi generalmente distribuiti fino al Pliocene medio (*Discoaster brouweri*, *D. surculus*, *D. pentaradiatus*), ma sono da ritenersi rimaneggiati considerata la presenza fin dai campioni basali di alcuni individui di *Gephyrocapsa oceanica* s.l. I foraminiferi sono caratterizzati dalla presenza di *Bulimina marginata* e *Brizalina alata*.

La Sezione di **Masseria Orofino** (Fig. 12), nei pressi di Piano Codicino (punto quotato 372), rappresenta la porzione basale di questi depositi ed è costituita da circa 100 m di argille sabbiose grigio azzurre. I livelli medi e sommitali degli stessi depositi sono stati campionati poco a sud presso il **Vallone Scannacucco** (tra Mass. Barletta e Timpa Castelmarino). Si tratta di un intervallo di circa 400 m di argille grigio azzurre simili a quelle della sezione precedente, con una frazione sabbiosa sensibilmente maggiore, specie nella parte alta della sezione che è chiusa da un orizzonte di sabbie. I campioni basali presentano associazioni a nannofossili calcarei non molto abbondanti, caratterizzate da *Calcidiscus leptoporus*, *Helicosphaera sellii*, *Gephyrocapsa oceanica* s.l., *Pseudoemiliania lacunosa*, e riferibili alla biozona MNN19c sulla base dell'assenza di *Calcidiscus macintyrei*, che segna appunto il limite tra le biozone MNN19b e MNN19c. L'età è Pleistocene inferiore (Santerniano).

L'associazione a nannofossili presente nella porzione inferiore della sezione di Vallone Scannacucco non mostra particolari differenze rispetto a quanto ritrovato nei campioni di Mass. Orofino, fino a circa 450 m, quando all'interno delle associazioni a nannofossili si rinvengono individui di *Gephyrocapsa* con dimensioni superiori a 5.5 µm (*Gephyrocapsa* "large" di Rio *et alii*, 1990), la cui

PROGETTO CARG

distribuzione individua la biozona MNN19d del Pleistocene inferiore (Emiliano).

L'associazione a foraminiferi è dominata da forme bentoniche, che aumentano progressivamente verso l'alto. Tra i planctonici prevalgono *Globorotalia inflata*, *G. oscitans* Todd, *Globigerinoides elongatus*, *G. ruber*, *Globigerina bulloides* e *Neogloboquadrina pachyderma* (sx). Rari individui di *Globoturborotalita tenella* (Parker) sono presenti nel campione più basso. Tra i bentonici *Bulimina elegans marginata* è presente fin dalla base e *B. etnea* a partire dal campione 8 della sezione di Vallone Scannacucco. Sulla base di questi dati viene individuata la zona a *Bulimina elegans marginata* (Colalongo *et alii*, 1982) e la successiva a *Hyalinea balthica*.

Orizzonti litologicamente simili e coevi della parte alta della sezione di Vallone Scannacucco sono stati campionati in località **Madonna del Pantano** (presso Case Carlomagno in sinistra del F. Sarmento, a ovest di S. Giorgio Lucano). La sezione, suddivisa in due tratti, misura complessivamente circa 300 m, dei quali la maggior parte sono riferibili alle sabbie di Aliano. La parte alta della sezione è costituita da sabbie gialle con orizzonti conglomeratici che preludono ai sovrastanti conglomerati di Castronuovo.

Tutti i campioni raccolti mostrano associazioni con *Calcidiscus leptoporus*, *Helicosphaera sellii*, *Gephyrocapsa* "large", *Gephyrocapsa oceanica* s.l., *Pseudoemiliania lacunosa*, e sono pertanto riferibili alla biozona MNN19d del Pleistocene inferiore (Emiliano). I foraminiferi, anche in questo caso dominati da forme bentoniche, confermano questo dato con la presenza di *Bulimina elegans marginata* e *B. etnea*. I campioni raccolti nei livelli sommitali, in prossimità degli orizzonti conglomeratici si sono rivelati del tutto sterili.

PROGETTO CARG

BIBLIOGRAFIA

Abu-Zied R.H., Rohling E.J., Jorissen F.J., Fontanier C., Casford J.S.L. & Cooke S. (2008) - *Benthic foraminiferal response to changes in bottom-water oxygenation and organic carbon flux in the eastern Mediterranean during LGM to Recent times*. Marine Micropaleontology, **67**: 46-68.

Agip (1977) - *Temperature sotterranee. Inventario dei dati raccolti dall'AGIP durante la ricerca e la produzione di idrocarburi in Italia*. AGIP, Milano 1977, 1390 pp.

Agip A.M.I. (Servizio Geofisico) (1972) - *Carta gravimetrica d'Italia. Anomalie di Bouguer.* Scala 1:500.000, F. n. 3. Rilievo del 1972 con aggiornamento a dicembre 1974.

Agip Mineraria (1968) - *Interpretation report reconnaissance marine seismic survey Adriatic Sea: zone.* D. Geophys. Serv. Intern. Limited, London.

Agocs W.B. & Terry S.A. (1959) - *Southern Italy's igneous structure from aeromagnetic profiles.* Boll. Serv. Geol. It., **81**: 161-179.

Alvarez M.C., Flores J.A., Sierro F.J., Diz P., Frances G., Pelejero C. & Grimalt J. (2005) - *Millennial surface water dynamics in the Ría de Vigo during the last 3000 years as revealed by coccoliths and molecular biomarkers*. Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol., **218**: 1-13.

Alvarez W. (1976) - *A former continuation of the Alps.* Bull. Geol. Soc. Am., **87**: 891-896.

Amodio-Morelli L., Bonardi G., Colonna V., Dietrich D., Giunta G., Ippolito F., Liguori V., Lorenzoni S., Paglionico A., Perrone V., Piccarreta G., Russo M., Scandone P., Zanettin-Lorenzoni E. & Zuppetta A. (1976) - *L'Arco Calabro-peloritano nell'orogene appenninico-maghrebide.* Mem. Soc. Geol. It., **17**: 1-60.

Amore F.O., Bonardi G., Ciampo G., De Capoa P., Perrone V. & Sgrosso I. (1988) - *Relazioni tra "Flysch interni" e domini appenninici: reinterpretazioni delle formazioni di Pollica, San Mauro e Albidona e il problema dell'evoluzione inframiocenica delle zone esterne appenniniche.* Mem. Soc. Geol. It., **41**: 285-297.

Amore F.O., Caffau M., Colizza E., Salvi G. & Tsakiridau E. (2003) - *Holocene calcareous nannofossils and planktonic foraminifera assemblages in the Western Magellan Strait (Chile).* Courier Forschungsintitut Senckenberg, Frankfurt, **244**: 59-79.

Amore F.O., Caffau M., Massa B. & Morabito S. (2004a) - *Late Pleistocene-Holocene paleoclimate and related paleoenvironmental changes as recorded by calcareous nannofossils and planktonic foraminifera assemblages in the southern Tyrrhenian Sea (Italy).* Marine Micropaleontolgy, **52**: 255-276.

Amore F.O., Ciampo G., Di Donato V., Esposito P., Ermolli E. & Staiti D. (2000) - *An integrated micropaleontological approach applied to Late Pleistocene-Holocene paleoclimatic changes (Gaeta Bay,Italy).* Royal Geol. Soc., special issue, London, 95-111.

Amore F.O., Colizza E., Morabito S. & Salvi C. (2004b) - *Reconstruction of the Holocene palaeoenvironmental and palaeoceanographic evolution in the north-western sector of the Magellan Strait, on the basis of calcareous nannofossil, textural and geochemical data.* Jour. Nannoplancton Research, **26** (2): 2.

Amore F.O., Flores J.A., Filippelli G., Voelker A. & Sierro F.J. (2007) - *Coccolithophore record during the Middle Pleistocene in the North and South Atlantic: Productivity and Dissolution patterns*. EOS, **22**: 1.

Amore F.O., Massa B., Morabito S., Begliuomini V., Bertoldo M., Buccheri G., Caffau M., Capretto G., Carella D., Ciampo G., Di Donato V., Ferruzza G., Greco A., Madonia G., Mariotti M., Munno R., Naimo D., Pescatore T.S., Petrosino P., Senatore M.R., Sprovieri M. & Stanzione D. (2002) - *Late Pleistocene-Holocene paleoclimate and related paleoenvironmental changes as recorded by calcareous nannofossils and planktonic foraminifera assemblages in Salerno Bay (Cape Palinuro, Tyrrhenian Sea, Italy).* Jour. Nannoplancton Research, **24** (2): 62-63.

PROGETTO CARG

Amore F.O., Morabito S., Capretto G., Ciampo G., Di Donato V., Esposito P., Lirer L., Munno R., Naimo D., Pescatore T.S., Petrosino P., Ruggiero Taddei E., Senatore M.R., Santini U. & Stanzione D. (2004c) - *Holocene micropaleontological communities evolution in the western and eastern sectors of the Mediterranean sea integrated with sedimentological, geochimical and volcanic data.* Preliminary results. Jour. Nannoplancton Research, 26 (2): 3.

Antonioli F, Cremona G, Immordino F, Puglisi C, Romagnoli C, Silenzi S, Valpreda E. & Verrubbi V (2002) - *New data of the Holocenic sea-level rise in NW Sicily (Central Mediterranean Sea)*. Glob Planet Change, **34**: 121-140.

Argnani A., Bortoluzzi G., Bozzani A., Canepa A., Ligi M., Palumbo V., Serracca P. & Trincardi F. (1989) - *Sedimentary dinamics on the Eastern Tyrrhenian margin, Italy.* PS/87 Cruise rerport. Giornale di Geologia, **51/1** (ser.3): 165-178.

Ariztegui D., Asioli A., Lowe J.J., Trincardi F., Vigliotti L., Tamburini F., Chondrogianni C., Accorsi C.A., Bandini Mazzanti M., Mercuri A.M., Van der Kaars S., McKenzie J.A. & Oldfield F., (2000) - *Palaeoclimate and the formation of sapropel S1: inferences from Late Quaternary lacustrine and marine sequences in the central Mediterranean region.* Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol., **158**: 215-240.

Aucelli P.P.C., Amato V., Budillon F., Senatore M.R., Amodio S., D'Amico C., Da Prato S., Ferraro L., Pappone G. & Russo Ermolli E. (2012) - *Evolution of the Sele River coastal plain (southern Italy) during the Late Quaternary by inland and offshore stratigraphical analyses.* Rendiconti Lincei. Sci. Fis. e Nat., ISSN: 2037-4631, doi: 10.1007/s12210-012-0165-5.

Azzaroli A., Perno U. & Radina B. (1968) - *Note illustrative della Carta Geologica d'Italia alla scala 1:100.000, Foglio 188 Gravina di Puglia.* Serv. Geol. d'It., 57 pp.

Balduzzi A., Casnedi R., Crescenti U., Mostardini F. & Tonna M. (1982) - *Il Plio-Pleistocene del sottosuolo del bacino lucano (Avanfossa appenninica).* Geol. Romana, **21**: 89-111.

Ballarini S., Palla B. & Trombetti G. (1972) - *The construction of the Gravimetric map of Italy*. Pubbl. Commiss. Geod. Ital., Memoria n. **19**: 31 pp.

Baruffini L., Lottaroli F., Torricelli S. & Lazzari D. (2000) - *Stratigraphic revision of the Eocene Albidona Formation in the Type Locality (Calabria, Southern Italy).* Riv. It. Pal. Strat., **106**: 73-98.

Belfiore A., Bonaduce G., Garavelli G., Mascellaro P., Masoli M., Mirabile L., Moncharmont M., Moretti M., Nuovo G., Pennetta M., Pescatore T., Placella B., Pugliese N., Russo B., Senatore M.R., Sgarrella F., Sansone E., Spezie G., Thorez J., Tramutoli M. & Vultaggio M. (1981) - *La sedimentazione recente del Golfo di Taranto (Alto Ionio, Italia)*. Ann. Ist. Univ. Navale, Napoli, **49-50** (app. 3): 1-196.

Belloni S. (1969) - *Una tabella universale per eseguire granulometrie col metodo della sedimentazione unica o col metodo del densimetro di Casagrande modificato. Geol. Tecn.*, **16**: 1281-1289.

Bellotti P., Caputo C., Davoli L., Evangelista S., Garzanti E., Pugliese F. & Valeri P. (2004) - *Morpho-sedimentary characteristics and Holocene evolution of the emergent part of the Ombrone river delta (southern Tuscany).* Geomorphology **65**: 71-90.

Beneo E. (1949) - *Sul "Microdiapiro" di Leonforte e su quelli a N di Gela (Sicilia centrale e meridionale)*. Rdc. Acc. Lincei, Cl. Sc. fis. mat. nat., s. 8, **7** (1-4): 108-113.

Beneo E. (1950) - *Tentativo di sintesi tettonica dell'Italia peninsulare ed insulare.* Boll. Soc. Geol. It., **68** (1949): 66-80.

Berndt C., Cattaneo A., Magdalena S., Trincardi F. & Masson D. (2006) -*Sedimentary structures offshore Ortona, Adriatic Sea - Deformation or sediment waves?* Marine Geology, **234**: 261-270.

Bjorck S., Kromer B., Johnsen S., Bennike O., Hammarlund D., Lemdahl G., Possnert T., Rasmussen T., Wohlfarth B., Hammer C. & Spurk M. (1996) - *Synchronized terrestrial-atmospheric deglacial records around the North Atlantic.* Science, **274**: 1155-1160.

Blanc-Vernet L., Sgarrella F. & Acquaviva M. (1984) - *Evenements climatiques, hydrologie et foraminifers en Mediterranee au Quaternaire recent*. Bull. Soc. Geol. Fr., **26**: 1235-1243.

Boenzi F., Ciaranfi N., Maggiore M., Pieri P. & Walsh N. (1980) - *Osservazioni sulla neotettonica dei Fogli 211 "Sant'Arcangelo" e 212 "Montalbano Ionico".* C.N.R., P. F. Geodinamica, pubbl. n. **356.**

PROGETTO CARG

Boenzi F., Ciaranfi N. & Pieri P. (1968) - *Osservazioni geologiche nei dintorni di Accettura e di Oliveto Lucano.* Mem. Soc. Geol. It , **7** (3): 379-392.

Boenzi F., Radina B., Ricchetti G. & Valduga A. (1971) - *Note Illustrative della Carta Geologica d'Italia: F° 201 "Matera"*. Serv. Geol. d'It., 48 pp.

Bonardi G., Amore F.O., Ciampo G., De Capoa P., Miconnet P. & Perrone V. (1988) - *Il Complesso Liguride Auct.: stato delle conoscenze e problemi aperti sulla sua evoluzione pre-appenninica ed i suoi rapporti con l'Arco Calabro*. Mem. Soc. Geol. It., **41**: 17-35.

Bonardi G., Cello G., Perrone V., Tortorici L., Turco E. & Zuppetta A. (1982) - *The evolution of the northern sector of the Calabria-peloritani arc in a semiquantitative palynspastic restoration.* Boll. Soc. Geol. It., **101**: 259-284.

Bonardi G., Ciampo G. & Perrone V. (1985) - *La formazione di Albidona nell'Appennino Calabro-Lucano: ulteriori dati biostratigrafici e relazioni con le unità esterne appenniniche*. Boll. Soc. Geol. It., **104**: 539-549.

Bonardi G., D'Argenio B. & Perrone V. (1991) - *Carta geologica dell'Appennino meridionale alla scala 1:250.000. Breve presentazione.* Mem. Soc. Geol. It., **41** (1988), (2): 13-41.

Bonifay E. (1973) - *Données geologiques sur la trasgression Versilienne le long des côtes françaises de la Mediterranée*. In: *Le Quaternaire: geodynamique, stratigraphie et environment*. 9° Congr. Intern. INQUA, Christchurch, 137-141.

Bonifay E. (1975) - *L'Ere Quaternarie: definition, limites et subdivision sur la base de la cronologie mediterraneenne*. Bull. Soc. Geol. France, **17**: 380-393.

Boullin J.P. (1984) - *Nouvelle interprétation de la liason Appennin-Maghrebides en Calabre: consequences sur la palaéogéographie téthysienne entre Gibraltar et les Alpes.* Rev. Géol. Dyn. Géog. Phys., **25**: 321-338.

Bousquet J.C. (1964) - *Mise au point sur l'age du «flysch à quartzites» calabro-lucanien (Italie méridionale).* C.R. somm. Soc. Géol. France, n. 2: 55-56.

Bousquet J.C. (1965) - *Sur l'allure et la mise en place des formations allochtones de la bordure orientale des massifs calabro- lucaniens.* Boll. Soc. Géol. France, s. 7, **7**: 937-945.

Bousquet J.C. (1972). *La tectonique recente de l'Apennin calabro-lucanien dans son cadre geologique et geophysique.* Thesis, Acc. Montpellier, 172 pp.

Bousquet J.C. (1973) - *La tectonique récente de l'Apennin calabro-lucano.* Geol. Romana, **12**: 1-103.

Boyd R., Suter J. & Penland S. (1989) - *Relation of sequence stratigraphy to modern sedimentary environments*. Geology, **17**: 926-929.

Brizzolari E., Chiocci F.L., Orlando L. & Sacchi L. (1991) - *Pleistocene evolution of the Tuscan shelf from Piombino headland to S.Vincenzo (Tyrrhenian Sea, Italy).* Giornale di Geologia, ser. 3ª, **53/2**: 11-30.

Bruckner H. (1980) - *Marine terrassen in Suditalien Eine Quartarmorphologische Studie uber das Kustentiefland von Metapont.* Dusseldorf Geographische Scriften, **14**: 235.

Buccheri G., Capretto G., Di Donato V., Esposito P., Ferruzza G.,Pescatore T., Russo Ermolli E., Senatore M.R., Sprovieri M., Bertoldo M., Carella D. & Madonia G. (2002) - *A high resolution record of the last deglaciation in the south Tyrrhenian Sea: environmental and climatic evolution.* Marine Geology, **186**: 447- 470.

Budillon F., Pescatore T. & Senatore M.R. (1994) - *Cicli deposizionali del Pleistocene Superiore - Olocene sulla piattaforma continentale del Golfo di Salerno (Tirreno Meridionale).* Boll. Soc. Geol. It., **113**: 303-316.

Budillon F., Violante C., Conforti A., Esposito E., Insinga D., Iorio M. & Porfido S. (2005) - *Event beds in the recent prodelta stratigraphic record of the small flood-prone Bonea Stream (Amalfi Coast, Southern Italy).* Marinr Geology, **222-223**: 419-441.

Cacho I., Grimalt J.O., Canals M., Sbaffi L., Shackleton N.J., Schonfeld J. & Zahn R. (2001) - *Variability of the Western Mediterranean Sea surface temperature during the last 30,000 years and its connection with the northern hemisphere climatic changes.* Paleoceanography **16**: 40-52.

Caldara M., Lojacono F., Morlotti E., Pieri P. & Sabato L. (1988a) - *Caratteri geologici e paleoambientali dei depositi plio-pleistocenici del Bacino di S.Arcangelo (parte settentrionale); Italia meridionale.* Atti 74° Congr. Naz. Soc. Geol. It., Sorrento, 13-17 Sett.1988, **B**: 51-58.

PROGETTO CARG

Caldara M., Loiacono F., Morlotti E., Pieri P. & Sabato L. (1988b) - *I depositi plio-pleistocenici della parte nord del Bacino di S. Arcangelo (Appennino Lucano): caratteri geologici e paleoambientali.* Mem. Soc. Geol. It., **41**: 391-410.

Capotondi L., Borsetti A.M. & Morigi C. (1999) - *Foraminiferal ecozones, a high resolution proxy for the late Quaternary biochronology in the central Mediterranean Sea*. Marine Geology, **153**: 253-274.

Carbone S., Catalano S., Lazzari S., Lentini F. & Monaco C. (1991) - *Presentazione della Carta Geologica del Bacino del Fiume Agri (Basilicata)*. Mem. Soc. Geol. It., **47**: 129-143.

Carbone S., Catalano S., Lentini F. & Monaco C. (1988) - *Le unità stratigrafico-strutturali dell'Alta Val d'Agri (Appennino Lucano) nel quadro dell'evoluzione del sistema Catena-Avanfossa*. Mem. Soc. Geol. It., **41**: 331-341.

Carbone S. & Lentini F. (1990) - *Migrazione neogenica del sistema Catena-Avampaese nell'Appennino meridionale. Problematiche paleogeografiche e strutturali*. Riv. It. Pal. Strat., **96** (2-3): 271-296.

Carbone S., Lentini F., Sonnino M. & De Rosa R. (1987) - *Il Flysch Numidico di Valsinni (Appennino Lucano)*. Boll. Soc. Geol. It., **106**: 331-345.

Carissimo L., D'Agostino O., Loddo C. & Pieri M. (1962) - *Petroleum exploration by AGIP Mineraria and new geological information in Central and Southern Italy from the Abruzzi to the Taranto Gulf.* 6th Petr. Int. Congr., sect. **1**: 267-292.

Carrara C. & Serva L. (1982) - *I ciottoli contenuti nei flysch cretacico-paleogenici e miocenici e nei depositi post-tortoniani dell'Appennino meridionale. Loro significato paleotettonico.* Boll. Soc. Geol. It., **101**: 441-496.

Carta geologica del Bacino del Fiume Agri (1991) - Scala 1:50.000 (2 fogli), Direz. F. Lentini, S.EL.CA., Firenze.

Casero P., Roure F., Moretti I., Muller C., Sage L. & Vially R. (1988) - *Evoluzione geodinamica neogenica dell'Appennino Meridionale*. Atti 74° Congr. Naz. Soc. Geol. It., **B**: 59-66, Sorrento.

Casnedi R. (1988) - *La fossa Bradanica: origine, sedimentazione e migrazione*. Mem. Soc. Geol. It., **41**: 439-448.

Casnedi R. (1991) - *Hydrocarbon accumulation in turbidites in migrating basins of the Southern Adriatic Foredeep (Italy)*. In: Bouma & Carter (Eds): "*Facies models*", 219-233.

Casnedi R., Crescenti U. & Tonna M. (1982) - *Evoluzione della avanfossa adriatica meridionale nel Plio-Pleistocene, sulla base di dati di sottosuolo.* Mem. Soc. Geol. It., **24**: 243-260.

Catalano S., Carbone S. & Lentini F. (1993) - *Il Flysch di Gorgoglione nell'ambito dell'evoluzione dell'Appennino Lucano*. Giornale di Geologia, **55**: 165-178.

Catalano S. & Monaco C. (1990) - *Affinità composizionali tra la Formazione del Saraceno ed il Flysch di Albidona nell'Appennino Calabro-Lucano*. Rend. Soc. Geol. It., **13**: 85-88.

Cattaneo A. & Steel R.J. (2003) - *Transgressive deposits: a review of their variability*. Earth Sci. Rev., **62**: 187-228.

Cattaneo A., Correggiari A., Marsset T., Yannick T., *et al*. (2004) - *Seafloor undulation pattern on the Adriatic shelf and comparison to deep-water sediments waves*. Marine Geology, **324**: 137-140.

Catuneanu O., Abreu V., Bhattacharya J.P., Blum M.D., Dalrymple R.W., Eriksson P.G., Fielding C.R., Fischer W.L., Galloway W.E., Gibling M.R., Giles K.A., Holbrook J.M., Jordan R., Kendall C.G.StC., Macurda B., Martinsen O.J., Miall A.D., Neal J.E., Nummedal D., Pomar L., Posamentier H.W., Pratt B.R., Sarg J.F., Shanley K.W., Steel R.J., Strasser A., Tucker M.E. & Winker C. (2009) - *Towards the standardization of sequence stratigraphy*. Earth Sci. Rev., **92** (1-2): 1-33.

Cavalcante F. & Belviso C. (2005) - *Trattamenti e metodi di preparazione di materiali argillosi per l'analisi diffrattometrica.* In: *"Argille e Minerali delle Argille "Analisi di materiali argillosi per diffrazione di raggi X e microscopia elettronica a scansione teoria e applicazioni"*. **5**: 23-50.

Cavalcante F., Fiore S., Lettino A., Piccarreta G. & Tateo F. (2007) - *Illite-smectite mixed layers in sicilide shales and piggy-back deposits of the Gorgolgione Formation (southern Apennines):*

PROGETTO CARG

geological inferences. Boll. Soc. Geol. It., **126**: 241-254.

Chiocci F.L. (1989) - *Evoluzione quaternaria dei sistemi deposizionali di piattaforma, definita attraverso l'analisi sismostratigrafia di dettaglio di tre aree del margine tirrenico (piattaforme elbana, laziale e calabra).* Tesi di Dottorato, Università "La Sapienza" Roma, 300 pp.

Chiocci F.L. (1994) - *Very high resolution seismic as a tool for sequence stratigraphy applied to autcrop scale. Examples from eastern Tyrrhenian margin Holocene/Pleistocene deposits*. AAPG Bulletin, **78** (3): 378-395.

Chiocci F.L. & Normark W.R. (1992) - *Effect of sea-level variation on upper-slope depositional processes offshore of Tiber Delta, Tyrrhenian Sea, Italy.* Marine Geology, **104**: 109-122.

Ciampo G. (2003) - *Reconstruction of Late Pleistocene-Holocene paleobatimetries from Ostracoda on the Tyrrhenian continental shelf.* Geobios, **36**: 1-11.

Ciampo G. (2004) - *Ostracods as paleoenvironmental indicators in the last 30 ky from the Tyrrhenian continental shelf.* Glob. Planet. Change, **40**: 151-157.

Ciampo G., Barbieri A., Bertoldo M., Bossio A., Buccheri G., Buccianti A., Caffau M., Capretto G., Carella D., D'Argenio A., Di Donato V., Esposito P., Ferruzza G., Greco A., Madonia G., Mariotti M., Morabito S., Munno R., Naimo D., Pescatore T.S., Petrosino P., Russo Ermolli E., Senatore M.R., Sprovieri M. & Stanzione D. (2001) - *A multidisciplinar study of four cores from Tyrrhenian continental shelf.* In: A. Brambati & T. Quaia (Eds.), "*Global climate change during the Late Quaternary*", Accademia Nazionale dei Lincei, 3-4.

Ciaranfi N., Ghisetti F., Guida M., Iaccarino G., Lambiase S., Pieri P., Rapisardi L., Ricchetti G., Torre M., Tortorici L. & Vezzani L. (1983a) - *Carta Neotettonica dell'Italia meridionale.* C.N.R., P. F. Geodinamica, pubbl. n. **515**: 1-62.

Ciaranfi N., Guida M., Iaccarino G., Pescatore T., Pieri P., Rapisardi L., Ricchetti G., Sgrosso I., Torre M., Tortorici L., Turco E., Scarpa P., Cuscito M., Guerra I., Iannaccone G., Panza G.F. & Scandone P. (1983b). *Elementi sismotettonici dell'Appennino Meridionale.* Mem. Soc. Geol. It., **102**: 201-222.

Ciaranfi N. & Lojacono F. (1983) - *Il Flysch Numidico nel quadro dell'evoluzione tettonico-sedimentaria inframiocenica dell'Appennino Meridionale.* Studi Geol. Geof. Regioni Puglia e Lucania, **16**: 3-43.

Ciaranfi N., Marino M., Sabato L., D'Alessandro A. & De Rosa R. (1996) - *Studio geologico-stratigrafico di una successione infra e mesopleistocenica nella parte sudoccidentale della Fossa Bradanica (Montalbano Ionico, Basilicata)*. Boll. Soc. Geol. It., **115**: 379-391.

Cinque A., Patacca E., Scandone P. & Tozzi M. (1993) - *Quaternary kinematic evolution of the Southern Apennines. Relationships between surface geological features and deep lithospheric structures*. Annali di Geofisica, **36** (2): 249-259.

Cita M.B. (1975) - *Planktic foraminiferal biozonation of the mediterranean Pliocene deep sea record. A revision.* Riv. It. Pal. Strat., **81**: 527-544.

Cita M.B. & Castradori D. (1995) - *Rapporto sul workshop "Marine sections from the Gulf of Taranto (Southern Italy) usable as potential stratotypes for the Lower, Middle and Upper Pleistocene"* (29 sett.-4 ott. 1994). Boll. Soc. Geol. It., **114**: 319-336.

Cita M.B., Chierici M. A., Ciampo G., Moncharmont Zei M., D'Onofrio S., Ryan W.B.F. & Scorziello R. (1972) - *The Quaternary record in the Tyrrenian and Jonian Basins of the Mediterranean Sea.* In: W.B.F. Ryan., K.J. Hsu., et al., Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project, 13, Washington (U.S. Government Printing Office), 1263-1339.

Cita M.B., Ciampo G., Ferrone E., Moncharmont Zei M., Scorziello R. & Taddei Ruggiero E. (1974) - *Il Quaternario del Tirreno abissale. Interpretazione stratigrafica e paleoclimatica del pozzo DSDP 132*. Rev. Esp. Micropaleontol., **6**: 257- 326.

Cocco E., Cravero E., Di Geronimo S., Mezzadri G., Parea G.C., Pescatore T., Valloni R. & Vinci A. (1975) - *Lineamenti geomorfologici e sedimentologici del litorale Alto Ionico (Golfo di Taranto).* Boll. Soc. Geol. It., **94**: 993-1051.

Cocco E., Cravero E., Ortolani F., Pescatore T., Russo M., Sgrosso I. & La Torre M. (1972) - *Les facies sedimentaires du Bassin Irpinien (Italie meridionale)*. Atti Acc. Pontaniana, s. **21**: 13 pp.

PROGETTO CARG

Colalongo M.L., Dondi L., D'Onofrio S.& Iaccarino S. (1982) - *Schema biostratigrafico a Foraminiferi per il Pliocene e il basso Pleistocene nell'Appennino settentrionale e nella Pianura Padana.* In: G. Cremonini & F. Ricci Lucchi (Eds.): "*Guida alla geologia del margine appenninico-padano*", 121-122.

Correggiari A., Roveri M. & Trincardi F. (1992) - *Forced regression, depositional regression and the phenomena of instability in late Quaternary prograding units, central Adriatic Sea | [Regressioni "forzate', regressioni "deposizionali' e fenomeni di instabilità in unità progradazionali tardo-quaternarie (Adriatico centrale)*. Giornale di Geologia, **54** (1): 19-36.

Cortemiglia G.C. & Patri S.N.C. (2002) - *Sabbie 1.1. Analisi tessiturali ed elaborazioni sedimentologiche*. Tortona (AL).

Cotecchia V. (1986) - *Dinamiche dell'arretramento costiero con particolare riferimento al golfo di Taranto e possibili indirizzi d'intervento. In: "Evoluzione dei litorali: problematiche relative al golfo di Taranto"*. Atti del convegno organizzato dal centro ricerche energia della Trisaia (Rotondella). Policoro (Matera), 16-17 ottobre 1986, ENEA, 31-60.

Cotecchia V., Dai Pra G. & Magri G. (1969) - *Oscillazioni tirreniane e oloceniche del livello mare nel golfo di Taranto, corredate da datazioni col metodo del radiocarbonio.* Geol. Appl. e Idrogeol., **4**: 93-147.

Cotecchia V., Dai Pra G. & Magri G. (1971) - *Morfogenesi litorale olocenica tra Capo Spulico e Taranto nella prospettiva della protezione costiera*. Geol. Appl. e Idrogeol., **6**: 65-78.

Cotecchia V. & Magri G. (1967) - *Gli spostamenti delle linee di costa quaternarie del Mare Ionico fra Capo Spulico e Taranto.* Geol. Appl. e Idrogeol., **2**: 1-27.

Crema C. (1925) - *Esistono carreggiamenti nei dintorni di Tramutola in Basilicata?* Boll. R. Uff. Geol. It., **50** (5): 1-7.

Crema C. (1926) - *Giacimenti della Basilicata.* Mem. Descr. Carta Geol. d'It., **20**: 191-209.

Crescenti U. (1966) - *Osservazioni sulla stratigrafia dell'Appennino meridionale alla luce delle recenti ricerche micropaleontologiche*. Boll. Soc. Geol. It., **85**(2): 541-579.

Crescenti U. (1975) - *Sul substrato pre-pliocenico dell'Avanfossa appenninica dalle Marche allo Jonio.* Boll. Soc. Geol. It., **94**: 583-634.

Critelli S. (1991) - *Evoluzione delle mode detritiche delle successioni arenitiche terziarie dell'Appennino meridionale*. Mem. Soc. Geol. It., **47**: 55-93.

Critelli S. & Loiacono F. (1988) - *Provenienza e dispersione dei sedimenti del Flysch di Gorgoglione (Langhiano-Tortoniano, Appennino Lucano): implicazioni sull'evoluzione delle mode detritiche arenacee nell'orogene sudappenninico*. Mem. Soc. Geol. It., **41**: 809-826.

Curray J.R. (1964) - *Trasgression and regression*. In: R.L Miller (ed), "*Papers in Marine Geology*", New York Mcmillan, 531.

Curray J.R. (1969) - *History of continental shelves*. In: "*The new concepts of continental margin sedimentation"*, Washington, D.C., Am. Geol. Inst., pp. JC 6-1 to JL 6-18.

Dai Pra G. (1986) - *Sollevamento tettonico posteriore all'ultimo interglaciale ed evoluzione olocenica del litorale ionico settentrionale.* Atti Convegno "Evoluzione dei litorali", ENEA, C.R.E. Trisaia, 16-17 ottobre 1986.

Dai Pra G. & Hearty P.J. (1988) - *I livelli marini pleistocenici del Golfo di Taranto. Sintesi geocronostratigrafica e tettonica*. Atti 74° Congr. Naz. Soc. Geol. It., Sorrento, 13-17 settembre 1988, **B**: 183-189.

Dai Pra G. & Stearns C.E. (1977) - *Sul Tirreniano di Taranto: Datazioni su coralli con il metodo del 230-Th/234-U.* Geol. Romana, **16**: 231-242.

D'Argenio B., Pescatore T. & Scandone P. (1973) - *Schema geologico dell'Appennino meridionale (Campania, Lucania)*. Atti Convegno: Moderne vedute sulla geologia dell'Appennino. Acc. Naz. Lincei, Quaderno **183**: 49-72.

D'Argenio B., Pescatore T. & Scandone P. (1975) - *Structural pattern of the Campania-Lucania Apennines.* In: L Ogniben, M. Parotto & A. Praturlon (Eds.): "*Structural model of Italy"*. Quad. Ric. Scient., **90**: 313-327.

PROGETTO CARG

D'Argenio B. & Scandone P. (1970) - *Jurassic facies pattern in the Southern Apennines (Campania-Lucania)*. Ann. Hung. Geol. Inst., **54**: 383-396.

Dazzaro L. & Rapisardi L. (1987) - *Osservazioni geologiche sull'Appennio Dauno*. Mem. Soc Geol. It., **38**: 241-246.

De Blasio I., Lima A., Perrone V. & Russo M. (1978) - *Studio petrografico e biostratigrafico di una sezione della Formazione del Saraceno nell'area-tipo (Calabria nord-orientale)*. Riv. It. Pal. Strat., **84** (4): 947-972.

De Lorenzo G. (1896) - *Studi di geologia dell'Appennino meridionale*. Atti R. Acc. Sc. Fis. Mat. Napoli, s.2, **8**: 1-128.

De Lorenzo G. (1904) - *Geologia e Geografia fisica dell'Italia meridionale*. 241 pp, Laterza, Bari.

De Rijk S., Hayes A. & Rohling E.J. (1999) - *Eastern Mediterranean sapropel S1 interruption: an expression of the onset of climatic deterioration around 7 ka B.P.* Marine Geology, **153**: 337- 343.

De Vivo B., Dietrich D., Guerra I., Iannaccone G., Luongo C., Scandone P., Scarpa R. & Turco E. (1979) - *Carta sismotettonica preliminare dell'Appennino meridionale.* P. F. Geodinamica, pubbl. **166**: 64 pp., Ed. Giannini, Napoli.

Di Staso A. & Giardino S. (2002) - *New integrate biostratigraphic data about the Saraceno formation (North-Calabrian Unit; Southern Apennines)*. Boll. Soc. Geol. It.,Vol. spec. **1**: 517-526.

Di Stefano A., Vinci G. & Romeo M. (2002) - *The Pliocene-Pleistocene deposits at the southeastern border of the Sant'Arcangelo Basin (Southern Apennines): Structural setting and biostratigraphical data.* Boll. Soc. Geol. It., **1**: 527-537.

Diz P. & Francés G. (2008) - *Distribution of live benthic foraminifera in the Ría de Vigo (NW Spain)*. Marine Micropaleontology, **66**: 3-4, 165-191.

Doglioni C. (1991) - *A proposal for the kinematic modelling of W-dipping subduction - possible applications to the Tyrrhenian-Apennines system.* Terra Nova, **3**: 423-434.

Einsele G (1996) - *Event deposits: the role of sedimentary supply and relative sea-level changes—overview*. Sed. Geol. **104**: 11-37.

Fairbanks R.G. (1989) - *A 17.00 year glacio-eustatic sea level record: Influence of glacial melting rates on the Younger Dryas event and deep ocean circulation*. Nature, **342**: 637-642.

Fairbridge R.W. (1961) - *Eustatic changes in sea level*. In: Ahrens *et al.* (Eds.), "*Physics and chemistry of the earth*". Pergamon, London, **4**: 99-187.

Farran M. & Maldonado A. (1990) - *The Ebro continental shelf: Quaternary seismic stratigraphy and growth patterns*. Marine Geology, **95**: 289-312.

Field M.E. & Trincardi F. (1992) - *Regressive coastal deposits on Quaternary continental shelves: preservation and legacy*. In: R.H. Osborne (cur.), "*From shoreline to abyss: contributions in marine geology in honor of Francis Parker Shepard*". SEPM Special Publ., **46**: 107-122.

Finetti I. (1976) - *Mediterranean Ridge: a young submerged chain associated with the Hellenic Arc*. Boll. Geof. Teor. e Appl., **13** (69): 1-31.

Finetti I. (1982) - *Structure, stratigraphy and evolution of central Mediterranean.* Boll. Geof. Teor. e Appl., **24**: 247-426.

Finetti I. & Del Ben A. (1986) - *Geophysical study of the Tyrrhenian opening.* Boll. Geof. Teor. e Appl., **28** (110): 75-156.

Finetti I., Lentini F., Carbone S., Catalano S. & Del Ben A. (1996) - *Il sistema Appennino meridionale-Arco Calabro-Sicilia nel Mediterraneo centrale: studio geologico-geofisico*. Boll. Soc. Geol. It., **115**: 529-559.

Finetti I., Lentini F., Carbone S., Del Ben A, Di Stefano A., Guarnieri P., Pipan M. & Prizzon A. (2005) - *Crustal tectonostratigraphy and geodynamics of the Southern Apennines from CROP and other integrating geophysical data*. In: I.R. Finetti (Ed): "*CROP, Deep Seismic Exploration of the Mediterranean region*). Elsevier, spec. vol., chapter **12**: 225-262.

Finetti I. & Morelli C. (1972) - *Wide scale digital seismic exploration of the Mediterranean Sea. Boll. Geof. Teor. ed Appl.*, **14** (56): 291-342.

PROGETTO CARG

Flores J.A. & Sierro F.J. (1997) - *Revised technique for calculation of calcareous nannofossil accumulation rates*. Micropaleontology, **43** (3): 321-324.

Flores J.A., Sierro F. S., Francés G., Vasquez A. & Zamarreno I. (1997) - *The last 100,000 years in the western Mediterranean: sea surface water and frontal dynamics as revealed by coccolithophores*. Mar. Micropaleontol., **29**: 351-366.

Folk R.L. (1968) - *Petrology of sedimentary rocks*. Hemphill's Drawer M. University Station.

Folk R.L. & Ward W.C. (1957) - *Brazos river bar: a study in the significance of grainsize parameters*. Jour. Sedim. Petr., **27**: 3-26.

Foresi L.M., Iaccarino S., Mazzei R. & Salvatorini G. (1998) - *New data on Middle to Late Miocene calcareous plankton biostratigraphy in the Mediterranean area*. Riv. It. Pal. Strat., **104** (1): 95-114.

Fornaciari E., Di Stefano A., Rio D. & Negri, A. (1996) - *Middle Miocene quantitative calcareous nannofossil biostratigraphy in the Mediterranean region*. Micropaleontology, **42**(1): 37-63.

Fornaciari E. & Rio D. (1996) - *Latest Oligocene to early middle Miocene quantitative calcareous nannofossils biostratigraphy in the Mediterranean region*. Micropaleontology, **42**(1): 1-37.

Fornaciari E., Rio D., Ghibaudo G., Massari F. & Iaccarino S. (1997) - *Calcareous plankton biostratigraphy of the Serravallian (Middle Miocene) Stratotype Section (Piedmont Tertiary Basin, NW Italy)*. Mem. Soc. Geol., Padova, **49**: 127-144.

Franchi S. (1923) - *Alcuni fatti a documentazione dei carreggiamenti della valle del Liri*. Boll. R. Com. Geol., **48** (1920-21) (9): 1-10.

Franzini M., Leoni L. & Saitta M. (1972) - *A simple method to evaluate the matrix in X-ray fluorescence analysis*. X-ray Spectrometry, **1**: 151-154.

Franzini M., Leoni L. & Saitta M. (1975) - *Revisione di una metodologia analitica per fluorescenza X, basata sulla correzione completa degli effetti di matrice*. Rendiconti Soc. Italiana Mineralogia e Petrologia, **31**: 365-378.

Gallicchio S. (1993) - *Caratteri geologici e sedimentologici dell'unità torbiditica silicoclastica affiorante lungo la dorsale di Nocara (confine Calabro-Lucano)*. Boll. Soc. Geol. It., **112**: 433-446.

Ghezzi G. & Bayliss D.D. (1963) - *Uno studio del Flysch nella regione Calabro-lucana. Stratigrafia, tettonica e nuove idee sul Miocene dell'Appennino meridionale*. Boll. Serv. Geol. It., **84**: 3-64.

Ghezzi G. & Marchetti M.P. (1964) - *Contributo alla conoscenza stratigrafica e sedimentaria del terziario superiore della Calabria e della Basilicata*. Mem. Soc. Geol. It., **4** (2): 20 pp.

Glangeaud L., Grandjacquet C., Bousquet J.C. & Afghain C. (1962) - *Sur l'origine des flyschs et des nappes de la Lucanie meridionale (Italie)*. Bull. Soc. Géol. France., s. 7, **3** (6): 619-624.

Gradstein F.M., Ogg J.G., Smith A.G., Agterberg F.P., Bleeker W., Cooper R.A., Davydov V., Gibbard P., Hinnov L.A., House M.R. (†), Lourens L., Luterbacher H-P., Mcarthur J., Melchin M.J., Robb L.J., Sadler P.M., Shergold J., Villeneuve M., Wardlaw B.R., Ali J., Brinkhuis H., Hilgen F.J., Hooker J., Howarth R.J., Knoll A.H., Laskar J., Monechi S., Powell J., Plumb K.A., Raffi I., Röhl U., Sanfilippo A., Schmitz B., Shackleton N.J., Shields G.A., Strauss H., Van Dam J., Veizer J., Van Kolfschoten Th. & Wilson D. (2004) - *Geologic Time Scale 2004*. Cambridge University Press: 589 pp.

Grandjacquet C. (1961) - *Le «flysch à quartzites» des territoires calabro-lucaniens (Italie méridionale)*. Bull. Soc. Géol. France, s. 7, **3** (1): 115-120.

Grandjacquet C. (1963) - *Schéma structural de l'Apennin campano-lucanien (Italie)*. Rev. Géogr. Phys. et Gèol. Dyn., s. 2, **5** (3): 185-202.

Grandjacquet C. & Mascle G. (1978) - *The structure of the Ionian Sea, Sicily and Calabria-Lucania*. In: A.E.M. Nairn, W.H. Kanes & F.G. Stheli (Eds.): "*The ocean basin and margins*", Vol. **4B**: 257-329, Plenum, Pub. N. York.

Grzybowski J. (1921) - *Contributo agli studi della struttura geologica dell'Italia meridionale*. Boll. Soc. Geol. It., **40** (1-2): 85-97.

Guilcher A. (1969) - *Pleistocene and Holocene sea level changes*. Earth. Sci. Rev., **5**: 69-97.

PROGETTO GARG

Haccard D., Lorenz C. & Grandjaquet C. (1972) - *Essai sur l'evolution tectonogénètique de la liasison Alpes-Apennines (de la Ligurie à la Calabre).* Mem. Soc. Geol. It., **11**: 309-381.

Hearty P.J. & Dai Pra G. (1985) - *Aminostratigraphy and 230-Th/234-U dating of Quaternary shoreline in the Puglia region of southern Italy.* Proceedings of the Fifth International Coral Reef Congress, Tahiti.

Hearty P.J. & Dai Pra G. (1986) - *Aminostratigraphy of Quaternary marine deposits in the Lazio region of central Italy.* Zeitschrift fur Geomorphologie, Suppl. Bd., **62**: 131-140.

Hemleben C., Spindler M. & Anderson O.R. (1989) - *Modern Planktonic Foraminifera*. Springer, New York, 363 pp.

Hernandez-Molina F.J., Somoza L., Rey J. & Pomar L. (1994) - *Late Pleistocene-Holocene sediments on the Spanish continental shelves: model for very high resolution sequence stratigraphy.* Marine Geology, **120**: 129-174.

Hippolyte J.C., Angelier J. & Roure F. (1994a) - *A major geodynamic change revealed by Quaternary stress patterns in the Southern Apennines (Italy).* Tectonophysics, **230**: 199-210.

Hippolyte J.C., Angelier J., Roure F. & Casero P. (1994b) - *Piggyback basin development and thrust-belt evolution: structural and* palaeostress *analyses of Plio-Quaternary basin in the Southern Apennines.* Journ. Struct. Geol., **16** (2): 159-173.

Hippolyte J.C., Angelier J., Roure F. & Muller C. (1991) - *Géométrie et mécanisme de formation d'un bassin "piggyback" : le bassin de Sant'Arcangelo (Italie méridionale).* C. R. Acad. Sc. Paris, **312** (II): 1373-1378.

Hughen K.A., Overpeck J. T., Peterson L.C. & Trumbore S. (1996) - *Rapid climate changes in the tropical Atlantic region during the last deglaciation*. Nature, **380**: 51-54.

Hunt D. & Tucker M.E. (1992) - *Stranded parasequences and the forced regressive wedge systems tract: deposition during base-level fall.* Sed. Geol., **81**: 1-9.

Iaccarino S. (1985) - *Mediterranean Miocene and Pliocene planktic foraminifera*. In: H.M. Bolli, J.B. Saunders & K. Perch-Nielsen (Eds.): "*Plankton Stratigraphy*". Cambridge University Press, 283-314.

Ippolito F. & Lucini P. (1957) - *Il flysch nell'Appennino meridionale.* Boll. Soc. Geol. It., **75**: 139-167.

Jaboli D. & Roger A. (1954) - *Esquisse structurale de la Fosse Bradanique (Italie méridionale).* Congr. Géol. Intern., **9**: 305-324, Alger.

Jervey M.T. (1988) - *Quantitative geological modelling of siliciclastic rock sequences and their seismic expression*. In: C.K. Wilgus, B.S. Hastings *et al.*, (cur.), "*Sea Level Changes - An Integrated Approach*". SEPM Special Publ., **42**: 47-70.

Jordan R.W. & Klejine, A. (1994) - *A classification system for living coccolithophores*. In: A Winter & W.G. Sissier (Eds.), "*Coccolithophores*". Cambridge University Press, Cambridge, pp. 83-105.

Kallel N., Paterne M., Duplessy J.C., Vergnaud-Grazzini C., Pujol C., Labeyrie L., Arnold M., Fontugne M. & Pierre C. (1997) - *Enhanced rainfall in the Mediterranean region during the last sapropel event.* Oceanol. Acta, **20**: 697-712.

Knott S. (1987) - *The Liguride Complex of Southern Italy: a Cretaceous to Paleogene Accretionary Wedge*. Tectonophysics, **142**: 217-226.

Krumm S. (1996) - *WINFIT 1.2: version of November 1996 (The Erlangen geological and mineralogical software collection) of "WINFIT 1.0: a public domain program for interactive profile-analysis under WINDOWS"*. XIII Conference on Clay Mineralogy and Petrology, Praha, 1994. Acta Universitatis Carolinae Geologica, **38**: 253-261.

Lambeck K. & Chappell J. (2001) - *Sea Level change through the last glacial cycle*. Science, **292**: 679-686.

Lanzafame G., Spadea P. & Tortorici L. (1978) - *Provenienza ed evoluzione dei Flysch cretacico-eocenici della regione calabro-lucana. II: Relazioni tra ofioliti e Flysch calabro-lucano.* Ofioliti, **3**: 189-210.

Laviano R. (1987) - *Analisi mineralogica quantitativa di argille mediante diffrattometria di raggi X*. In: Procedure di analisi di materiali argillosi, ENEA, 215-234.

PROGETTO CARG

Lazzari A. (1957) - *Intervento alla nota:* Ippolito F. & Lucini P.: *Il Flysch dell'Appennino meridionale*. Boll. Soc. Geol. It., **75** (3): 162-163.

Lentini F. (1967) - *Le successioni stratigrafiche plio-pleistoceniche sui due lati della dorsale Nocara-Colobraro (Matera)*. Atti Acc. Gioenia Sc. Nat. Catania, s.6, **18**: 181-206.

Lentini F. (1968) - *Stratigrafia micropaleontologica dei terreni plio-pleistocenici di Sant'Arcangelo (Potenza)*. Atti Acc. Gioenia Sc. Nat. Catania, s.6, **19** (1967): 255-344.

Lentini F. (1969a) - *Sezioni stratigrafiche plioceniche nella Val d'Agri presso Gannano (Matera)*. Atti Acc. Gioenia Sc. Nat. Catania, s.6, **20**: 19-79.

Lentini F. (1969b) - *Facies e stratigrafia dei depositi pliocenici affioranti fra il F. Agri e la zona di Craco (Matera)*. Atti Acc. Gioenia Sc. Nat. Catania, s.7, **1**: 529-556.

Lentini F. (1971) - *La sezione plio-pleistocenica di Pisticci sul bordo appenninico della Fossa Bradanica.* Atti Acc. Gioenia Sc. Nat. Catania, s.7, **3**: 109-192.

Lentini F. (1979) - *Le Unità Sicilidi della Val d'Agri (Appennino Lucano)*. Geol. Romana, **18**: 215-224.

Lentini F. (1980) - *Carta geologica del Bacino dell'Agri F. 507, Pisticci*. Scala 1:50.000, S.EL.CA., Firenze.

Lentini F., Carbone S. & Catalano S. (1994) - *Main structural domains of the central Mediterranean region and their Neogene tectonic evolution*. Boll. Geof. Teor. e Appl., **36**: 103-125.

Lentini F., Carbone S., Catalano & Monaco C. (1987) - *Confronti sedimentologico-petrografici e posizione strutturale dei Flysch di Albidona e di Gorgoglione nella media val d'Agri (Appennino Lucano)*. Mem. Soc. Geol. It., **38**: 259-273.

Lentini F., Carbone S., Catalano S. & Monaco C. (1990) - *Tettonica a thrust neogenica nella Catena appenninico-maghrebide: esempi dalla Lucania e dalla Sicilia*. Studi Geol. Camerti, vol. sp., 19-26.

Lentini F., Carbone S., Di Stefano A. & Guarnieri P. (2002) - *Stratigraphical and structural constraints in the Lucanian Apennines (southern Italy): tools for reconstructing the geological evolution.* Journ. Geodynamics, **34**: 141-158.

Lentini F., Carbone S. & Guarnieri P. (2006) - *Collisional and post-collisional tectonics of the Apenninic-Maghrebian Orogen (Southern Italy).* In: Y. Dilek & S. Pavlides (Eds.), "*Post-collisional Tectonics and Magmatism in the Eastern Mediterranean Region*". Geological Society of America, Special Paper 409: 57-81.

Lentini F., Catalano S. & Carbone S. (1996) - *The External Thrust System in Southern Italy: a target for petroleum exploration.* Petroleum Geoscience, **2**: 333-342.

Lentini F. & Vezzani L. (1974) - *Note illustrative del Foglio 506 S. Arcangelo*. I.R.P.I. Cosenza, 46 pp.

Lewis D.W. & McConchie D. (1994) - *Analytical sedimentology*. Chapman & Hall, New York-London, 197 pp.

Limanowski M. (1913) - *Die grosse kalabrische Decke.* Bull. Int. Acad. Sc. Cracovie, Cl. Sc. Math. Nat., s. A, (**6** A): 370-385.

Malinverno A. & Ryan W.B.F. (1986) - *Extension in the Tyrrhenian Sea and shortening in the Apennines as result of Arc migration driven by sinking of the lithosphere.* Tectonics, **5**: 227-245.

Martini E. (1971) - *Standard Tertiary and Quaternary calcareous nannoplankton zonation*. In: A. Farinacci, (Ed.): "*Proceedings of the II Planktonic Conference*". Ed. Tecnoscienza, **2**: 738-785, Roma

Mascle G. & Mascle J. (1983) - *Accretion and tectono-sedimentary progradation. The Taranto Gulf (Southern Italy).* Geo-Marine Letters, **3**: 9-12.

Mascle J., Aroux C. & Rossi S. (1984) - *Structure géologique superficielle et évolution récente de la dorsale apulienne (Mer Ionienne)*. Rev. Ist. Francais du Petrole, **39** (2): 127-142.

Menardi Noguera A. & Rea G. (2000) - *Campano-Lucano arc structural style*. Tectonophysics, **324**: 239-265.

Merla G. (1948) - *Le argille scagliose della zona di Firenze e la tettonica del macigno da S. Donato in Collina a Monte Scalari.* Boll. Sc. Geol. It., **67**: 3-20.

PROGETTO CARG

Merla G. (1951) - *Geologia dell'Appennino settentrionale*. Boll. Soc. Geol. It., **70**: 95-382.

Migliorini C. (1937) - *Cenno sullo studio e sulla prospezione petrolifera di una zona dell'Italia meridionale.* II Congr. Mondiale Petrolio, Parigi, 1-11.

Monaco C. (1993) - *Le unità liguridi nel confine calabro-lucano (Appennino Meridionale): revisione dei dati esistenti, nuovi dati ed interpretazione.* Boll. Soc. Geol. It., **112**: 751-769.

Monaco C., Tansi C., Tortorici L., De Francesco A. & Morten L. (1991) - *Analisi geologico-strutturale dell'Unità del Frido nel Confine Calabro-Lucano (Appennino Meridionale)*. Mem. Soc. Geol. It., **47**: 341-353.

Monaco C., Tortorici L & Paltrinieri W. (1998) - *Structural evolution of the Lucanian Apennines, Southern Italy.* Journ. Struct. Geol., **20**: 617-638.

Mongelli F. & Ricchetti G. (1970) - *The earth's crust and heat flow in the Fossa bradanica, southern Italy.* Tectonophysics, **10**: 103-125.

Moncharmont Zei M. (1957) - *Foraminiferi e molluschi di un livello tirreniano presso Nova Siri Scalo (Matera).* Boll. Soc. Natur. Napoli, **66**: 19 pp.

Moore D.M. & Reynolds R.C. (1997) - *X-ray Diffraction and the Identification and Analysis of Clay Minerals.* 2nd edition. Oxford University Press, Oxford, UK, and New York.

Morigi C., Jorissen F.J., Fraticelli S., Horton B.P., Principi M., Sabbatici A., Capotondi L., Curzi P.V. & Negri A. (2005) - *Benthic foraminiferal evidence for the formation of the Holocene mud-belt and bathymetrical evolution in the central Adriatic Sea*. Mar. Mic., **57**: 25-49.

Mostardini F. & Merlini S. (1986) - *Appennino centro-meridionale. Sezioni geologiche e proposta di modello strutturale*. Mem. Soc. Geol. It., **35**: 177-202.

Mostardini F. & Pieri M. (1967) - *Note illustrative della Carta Geologica d'Italia. Foglio 212 Montalbano Jonico.* Serv. Geol. It., 44 pp.

Mostardini F., Pieri M. & Pirini C. (1966) - *Stratigrafia del Foglio 212, Montalbano Ionico*. Boll. Serv. Geol. It., **87**: 57-153.

Munsell A. (1975) - *Soil Colour Charts*. Macbeth Division of Kallmorgen Corporation, Baltimore, Maryland 21218.

Ogniben L. (1960) - *Nota illustrativa dello schema geologico della Sicilia nord-orientale*. Riv. Min. Sic., **11**: 183-212.

Ogniben L. (1969) - *Schema introduttivo alla geologia del confine Calabro-Lucano*. Mem. Soc. Geol. it., **8**: 435-763.

Ogniben L. (1973) - *Schema geologico della Calabria in base ai dati odierni*. Geol. Romana, **12**: 243-585.

Ogniben L. (1975) - *Lithostratigraphic complexes and evidence for tectonic phases in Sicily and Calabria.* La Ricerca Scientifica, Quad. **90**: 365-408, Roma.

Ogniben L. (1985) - *Relazione sul modello geodinamico "conservativo"della regione italiana.* Commissione ENEA-ENEL per lo studio dei problemi sismici connessi con la realizzazione di impianti nucleari, ENEA, 357 pp.

Ori G.G. & Friend P.F. (1984) - *Sedimentary basins formed and carried piggyback on active thrust sheets*. Geology, **12**: 475-478.

Palmentola G. (1967a) - *Appunti stratigrafici sui dintorni di Ginosa e di Montescaglioso (F. 201 Matera).* Atti Acc. Gioenia Sc. Nat. Catania, s.6, **18**: 131-140.

Palmentola G. (1967b) - *Sui rapporti tra la "Formazione di Stigliano e la "Formazione di Serra Palazzo" nei dintorni di Tolve (Potenza)*. Boll. Soc. Natur. in Napoli, **76**: 291-297.

Palmentola G. (1970) - *Nuovi dati e considerazioni sulla Formazione di Serra Palazzo in Lucania*. Mem. Soc. Geol. It., **9**: 81-90.

Panizza M. (1967) - *Il problema della cronologia quaternaria nel territorio di S. Giorgio Lucano e Colobraro (Lucania orientale).* Atti Soc. Natur. Matem., **98**: 8, Modena.

Panizza M. (1968) - *Carta e lineamenti geomorfologici del territorio di San Giorgio Lucano e Colobraro (Lucania orientale).* Riv. Geogr. Ital., **75** (4): 437-480.

Passega R. (1957) - *Texture as characteristic of clastic deposition*. *AAPG Bull.*, **41** (9): 1952-1984.

PROGETTO CARG

Passega R. (1964) - *Grain size representation by CM patterns as a geological tool*. Journ. Sedim. Petrol., **34** (4): 830-847.

Patacca E. & Scandone P. (2001) - *Late thrust propagation and sedimentary response in the thrust belt- foredeep system of the Southern Apennines (Pliocene-Pleistocene)*. In: G.B. Vai & I.P. Martini (Eds.) "*Anatomy of a mountain: The Apennines and adjacent Mediterranean basins*". Kluwer Ac. Publ., 401-440.

Pavan G. & Pirini C. (1963) - *Microfossili cretacici ed eocenici nella zona di Monte Falapato (Lucania)*. Mem. Soc. Geol. It., **4**: 1105-1134.

Pennetta M. (1992) - *Morfologia e sedimentazione della piattaforma continentale e scarpata nel tratto di costa compreso tra Punta Alice e Capo Rizzuto (Golfo di Taranto)*. Boll. Soc. Geol. It., **111**: 149-161.

Pennetta M., Pescatore T. & Senatore M.R. (1986) - *I tipi di piattaforma continentale del Golfo di Taranto (Alto Ionio, Italia)*. In: "*Evoluzione dei litorali: problematiche relative al golfo di Taranto"*. Atti Convegno Centro ricerche energia ENEA della Trisaia (Rotondella), Policoro (Matera), 16-17 ottobre 1986, 195-214.

Perch-Nielsen K. (1985) - *Cenozoic calcareous nannofossils*. In: H.M. Bolli, J.B. Saunders & K. Perch-Nielsen (Eds.): "*Plankton Stratigraphy*". Cambridge University Press, 427-554.

Pescatore T. (1970) - *Considerazioni sulla sedimentazione miocenica nell'Appenninno campano-Lucano*. Atti Acc. Pontaniana, s. **20**: 17 pp., Napoli.

Pescatore T. (1978) - *Evoluzione tettonica del Bacino Irpino (Italia meridionale) durante il Miocene*. Boll. Soc. Geol. It., **97** (5-6): 783-805.

Pescatore T. (1985) - *Geologia e oceanografia del Golfo di Taranto*. Estratto dal volume: P. F. Oceanografia e Fondi Marini - Sottoprogetto Risorse Minerarie - Rapporto tecnico finale, 210 pp.

Pescatore T., Pieri P., Sabato L., Senatore M.R., Gallicchio S., Boscaino M., Cilumbriello A., Quarantiello R. & Capretto G. (2009) - *Stratigrafia dei depositi pleistocenici-olocenici dell'area costiera di Metaponto fra Marina di Ginosa ed il Torrente Cavone*. Il Quaternario, **22**: 307-324, ISSN: 0394-3356.

Pescatore T. & Senatore M.R. (1986) - *A comparison between a present-day (Taranto Gulf) and Miocene (Irpinian Basin) foredeep of the Southern Apennines (Italy)*. Spec. Publs int. Ass. Sediment., **8**: 169-182.

Pescatore T., Valente A., Capretto G., Troisi S., Turturici L. & Giordano F. (2001) - *Osservazioni sulla dinamica sedimentaria del litorale ionico lucano*. Atti del Convegno GEOSED 2001, 2-7 Ottobre 2001, Potenza.

Petruccione E., Aiello G., Capretto G., Senatore M.R., Marsella E. & Iorio M. (2011) - *Holocene Sedimentary and Gravitative Processes in Highstand Prodelta Deposits on the Cuma Outer Shelf (Eastern Tyrrenian Sea): an Integrated Approach*. In: Marine Research at CNR, Chapter Marine Geology. DTA/06-2011, 771-784

Pieri M. (1966) - *Tentativo di ricostruzione paleogeografico-strutturale dell'Italia centro-meridionale.* Geol. Romana, **5**: 407-424.

Pieri P., Sabato L., Loiacono F. & Marino M. (1994a) - *Il bacino di piggyback di Sant'Arcangelo: evoluzione tettonico-sedimentaria.* Boll. Soc. Geol. It., **113**: 465-481.

Pieri P., Sabato L. & Tropeano M. (1994b) - *Evoluzione tettonico-sedimentaria della Fossa bradanica a sud dell'Ofanto nel Pleistocene.* In: Guida all'escursioni, 77° Congr. Soc. Geol. It. Bari. Quad. Bibl. Prov. Matera, **15**: 35-54. Ed. Osanna, Venosa (PZ).

Pieri P., Sabato L. & Tropeano M. (1996) - *Significato geodinamico dei caratteri deposizionali e strutturali della Fossa Bradanica nel Pleistocene.* Mem. Soc. Geol. It., **56**: 501-515.

Plint A.G. & Nummendal D. (2000) - *The falling stage system tract: recognition and importance in sequence stratigraphic analysis*. Special Publication, Geological society, London, **172**: 1-17.

Porro C. (1926) - *Abruzzi, Marche, Campania, Basilicata. Studi geologici per la ricerca del petrolio in Italia.* Mem. Descr. Carta Geol.d'It., **20**: 211-268.

PROGETTO CARG

Posamentier H.W. & Vail P.R. (1988) - *Eustatic control on clastic deposition. II. Sequence stratigraphy and system tract models*. In: C.K.Wilgus., B.S. Hastings, C.G.S.T.C. Kendall, H.W. Posamantier, C.A. Ross, & J.C. Van Wagoner. (Eds.), "*Sea level changes: an integrated approach*.". Soc. Econ. Paleont. Mineral., Spec. Pubbl., **42**: 125-154.

Posamentier H.W. & Allen G.P. (1993) - *Variability of the sequences stratigraphic model: effects of local basin factors*. Sed. Geol., **86** (1-2): 91-109.

Posamentier H.W., Allen G.P., James D.P. & Tesson M. (1992) - *Forced regressions in a sequence stratigraphic framework: concepts, examples, and exploration significance.* Am. Ass. Petr. Geol. Bull., **76** (11): 1687-1709.

Principato M.S., Giunta S., Corselli C. & Negri A. (2003) - *Late Pleistocene-Holocene planktonic assemblages in three box-cores from the Mediterranean Ridge area (west^southwest of Crete): palaeoecological and palaeoceanographic reconstruction of sapropel S1 interval.* Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol., **190**: 61-77.

Principi P. (1940) - *Sulla estensione dell'Oligocene nell'Appennino meridionale.* Boll. Soc. Geol. It., **59** (2): 167-204.

Prior D.B. & Coleman J.M. (1982) - *Active slides and floods, in unconsolidated marine sediments on the slopes of the Mississippi delta. marine slides and other mass movement*. NATO Conferences Series, **4**: 21-49.

Raffi I. & Rio D. (1979) - *Calcareous nannofossil biostratigraphy of the DSDP Site 132-Leg 13 (Tyrrhenian Sea-Western Mediterranean)*. Riv. Ital. Paleontol. **85**: 127-172.

Ricchetti G. (1965) - *Alcune osservazioni sulla serie della Fossa Bradanica. Le "Calcareniti di M. Castiglione".* Boll. Soc. Nat. in Napoli, **74**: 3-11.

Ricchetti G. (1980) - *Contributo alla conoscenza strutturale della Fossa bradanica e delle Murge.* Boll. Soc. Geol. It., **49**: 421-430.

Rio D. (1982) - *The fossil distribution of Coccolithophore genus* Gephyrocapsa Kamptner *and related Plio-Pleistocene chronostratigraphic problems*. In: W.L. Prell, J.V. Gardner, *et alii.* (Eds.): "*Initial reports of the DSDP*", **LXVIII**, 325-343.

Rio D., Cita M.B., Iaccarino S., Gelati R. & Gnaccolini M. (1997) - *Langhian, Serravallian, and Tortonian historical stratotypes.* In: A. Montanari, G.S. Odin & R. Coccioni (Eds.): "*Miocene stratigraphy: an integrated approach*". Elsevier Science, chapter **A5**: 57-87.

Rio D., Raffi I. & Villa G. (1990) - *Pliocen-Pleistocene nannofossil distribution patterns in the Western Mediterranean.* In: Kastens K., Mascle J. *et alii*, 1990, *Proceeding of O.D.P., Scientific Results*, **107**: 513-533.

Rohling E.J., Jorissen F.J. & de Stigter H.C. (1997) - *200 years interruption of Holocene sapropel formation in the Adriatic Sea*. J. Micropaleontol. **16**: 9-108.

Roure F., Casero P. & Vially R. (1988) - *Evolutive geometry of ramps and piggy-back basins in the Bradanic Trough.* Atti 74° Congr.Naz.Soc.Geol.It., Sorrento 13-17 Sett.1988, **B**: 360-363.

Royden L., Patacca E. & Scandone P. (1987) - *Sedimentation and configuration of subducted lithosphere in Italy: an important control on thrust belt and foredeep basin evolution.* Geology, **15**: 714-717.

Ruddiman W. & McIntyre A. (1981) - *The North Atlantic oceanduring the last deglaciation*. Paleogeogr. Paleoclimatol. Paleoecol., **35**: 145-214.

Sacco F. (1925) - *L'età degli argilloscisti ofiolitiferi dell'Appennino*. Atti R. Acc. Sc. Torino, **61**: 23-52.

Sacco F. (1928) - *Nuovi dati di fatto riguardo l'età degli argilloscisti ofiolitiferi dell'Appennino.* Atti R. Acc. Sc. Torino, **64**: 11-30.

Sacco F. (1930) - *Le "Facies" del Cretacico nell'Appennino*. Atti R. Acc. Sc. Torino, **66**: 67-84.

Saito Y. (1991) - *Sequence stratigraphy on the shelf and upper slope in response to the latest Pleistocene-Holocene sea level changes off Sendai, northeast Japan.* In: D. MacDonald (Ed.), "*Sedimentations, Tectonics and Eustasy: Sea-level Change at Active Margins*." Int. Assoc. Sedimentol. Spec. Publ., **12**: 133-150.

PROGETTO CARG

Sbaffi L., Wezel F. C., Curzi G. & Zoppi U. (2004) - *Millennial- to centennial-scale palaeoclimatic variations duringTermination I and the Holocene in the central Mediterranean Sea.* Glob.Planet. Change, **40**: 201-217.

Sbaffi L., Wezel F.C., Kallel N., Paterne M., Cacho I., Ziveri P. & Shackleton N. (2001) - *Response of the pelagic environment to palaeoclimatic changes in the central Mediterranean Sea during the Late Quaternary.* Marine Geology, **178**: 39-62.

Scandone P. (1962) - *Nuove vedute sulla geologia dei dintorni di Lagonegro.* Rend Acc. Sc. Fis. e Mat. in Napoli, s. 4, **28**: 436-444.

Scandone P. (1967) - *Studi di geologia lucana: 1a serie calcareo-silico-marnosa e i suoi rapporti con l'appennino calcareo*. Boll. Soc. Nat. Napoli, **76**: 301-469.

Scandone P. (1971) - *Note illustrative della Carta Geologica d'Italia. Fogli 199 e 210, Potenza e Lauria.* 71 pp., 1 tab., Libreria dello Stato, Roma.

Scandone P. (1972) - *Studi di geologia lucana: Carta dei terreni della serie calcareo-silico-marnosa e note illustrative*. Boll. Soc. Nat. Napoli, **81**: 255-300.

Scandone P., Giunta G. & Liguori V. (1974) - *The connection between the Apulia and Sahara continental margins in the southern Appennines and in Sicily.* 24° Congr. Ass. Plenaire, C.I.E.S.M., Comm. Geologique et Geophysique marines, Monte Carlo, 1974.

Scandone P., Mazzotti A., Fradelizio G.L., Patacca E., Stucchi E., Tozzi M. & Zanzi L. (2003) - *Line CROP 04: Southern Apennines.* Mem. Descr.. Carta Geol. D'It., **LXII**: 155-166.

Sella M., Turci C. & Riva A. (1988) - *Sintesi geopetrolifera della Fossa Bradanica (avanfossa della catena appenninica meridionale).* Mem. Soc. Geol. It., **41**: 87-107.

Selli R. (1957) - *Sulla trasgressione del Miocene nell'Italia meridionale*. Giornale di Geologia, **26** (2): 1-54.

Selli R. (1962) - *Il Paleogene nel quadro della geologia dell'Italia meridionale*. Mem. Soc. Geol. It., **3**: 737-789.

Selli R. & Rossi S. (1975) - *The main geologic features of Ionian sea*. Rapp. Comm. Int. Mer. Medit., 23 (4a): 115-116.

Senatore M.R. (1986) - *The Gulf of Taranto: sedimentation and strucrural framework.* Rend. Soc. Geol. It., **9**: 229-234.

Senatore M.R. (1987) - *Caratteri sedimentari e tettonici di un bacino di avanfossa. Il Golfo di Taranto*. Boll. Soc. Geol. It., **38**: 177-204.

Senatore M.R. (1988) - *Comparazione tra i depositi plio-pleistocenici del Bacino di Gallipoli (Golfo di Taranto) e la successione miocenica del Flysch di Faeto (Unità Irpine, Monti della Daunia): Confronto tra l'avanfossa attuale e quella miocenica dell'Appennino Meridionale (Italia)*. Tesi di Dottorato, Università di Napoli, 317 pp.

Senatore M.R., Diplomatico G., Mirabile L., Pescatore T. & Tramutoli M. (1982) - *Framenti sulla scarpata continentale pugliese del Golfo di Taranto (Alto Ionio)*. Geol. Romana, **21**: 497-510.

Senatore M.R., Normark W.R., Pescatore T. & Rossi S. (1988) - *Structural framework of the gulf of Taranto (Ionian Sea)*. Mem. Soc. Geol. It., **41**: 533-539.

Servizio Geologico d'Italia (1908a) - *Foglio 211 (S. Arcangelo) della Carta Geologica d'Italia*, rilevato nel 1889-90 da Viola C. e da Cortese E.; riveduto nel 1904 e nel 1905 da Crema C. e da Viola C.

Servizio Geologico d'Italia (1908b) - *Foglio 212 (Montalbano Ionico) della Carta Geologica d'Italia,* rilevato nel 1888-90 da Viola C. e da Cortese E.; riveduto nel 1905 da Crema C.

Servizio Geologico d'Italia (1965) - *Foglio 212 (Montalbano Ionico) della Carta Geologica d'Italia,* scala 1:100.000, coordinatore R. Fancelli; direzione M. Pieri.

Servizio Geologico d'Italia (1969) - *Foglio 211 (S. Arcangelo) della Carta Geologica d'Italia*, scala 1:100.000, direzione L. Ogniben.

Servizo Geologico d'Italia (2005) - *Foglio 506 S. Arcangelo della Carta Geologica d'IItalia, alla scala 1:50.000,* coordinatore F. Lentini. *Note illustrative a cura di* S. Carbone, A. Di Stefano & F. Lentini, 116 pp., S.EL.CA., Firenze.

PROGETTO ISARG

Servizio Geologico d'Italia (2007) - *Carta geologica d'Italia - 1:50.000, Catalogo delle formazioni-Unità tradizionali*. Quaderni s. III, **7** (VII): 381 pp. S.EL.CA., Firenze.

Severinghaus J.P., Sowers T., Brook E.J., Alley R.B. & Bender M.L. (1998) - *Timing of abrupt climate change at the end of the younger Dryas interval from thermally fractionated gases in polar ice*. Nature, **391**: 141-146.

Shepard F.P. (1954) - *Nomenclature based on sand-silt-clay ratios*. Journ. Sed. Petrol., **24** (3): 151-158.

Signorini R. (1957) - *Tipi strutturali di scendimento e argille scagliose.* Boll. Soc. Geol. It., **75** (3): 69-93.

Sprovieri R. (1993) - *Pliocene-Early Pleistocene astronomically forced planktonic foraminifera abundance fluctuation and chronology of Mediterranean calcareous plankton bio-events*. Riv. It. Pal. Strat., **99**: 371-414.

Sprovieri R., Bonomo S., Caruso A., Di Stefano A., Di Stefano E., Foresi L.M., Iaccarino S.M., Lirer F., Mazzei R. & Salvatorini G. (2002) - *Integrated calcareous plankton biostratigraphy and biochronology of the Mediterranean Middle Miocene*, Riv. It. Pal. Strat., **108** (2): 337-353.

Srodon J., Drits V.A., Douglas K., McCarty K., Hsieh C.C. & Eberl D. (2001) - *Quantitative X-Ray diffraction analysis of clay-bearing rocks from random preparations.* Clays and Clay Minerals, **49**: 514-528.

Steinmann G. (1907) - *Alpen und Apennin.* Monatsber. Deutsch. Geol. Ges., **59** (n. 8/9): 179-183.

Steinmann G. (1913) - *Ueber Tiefnabsatze des Ober-Jura in Apennin*. Geol. Rundschau, **4**: 572-574.

Steinmann G. (1925) - *Gibt es fossile Tiefseeablagerungen von erdgeschichtlicher Bedeutung?*. Geol. Rundschau, **16** (6): 435-468.

Steinmann G. (1926) - *Die ophiolitischen Zonen in den Mediterranen Kettengebirgen.* Congr. Géol. Int., C. R. XIV Sess., n. 2: 637-668.

Stuiver M. & Polach H.A. (1977) - *Discussion: reporting of ^{14}C data*. Radiocarbon, **19** (3): 355-363.

Suter J.R., Berryhill H.L. & Penland S. (1987) - *Late Quaternary sea level fluctuations and depositional sequences, Southwest Louisiana continental shelf.* In: D.Nummedal, O.H. Pilkey & J.D. Howard (Eds.), "*Sea Level Fluctuation and Coastal Evolution*". SEPM Special Publication, **41**: 149-219.

Taylor K.C., Mayewski P.A., Alley R.B., Brook E.J., Gow A.J., Grootes P.M., Meese D.A., Saltzman E.S., Severinghaus J.P., Twickler M.S., White J.W.C., Whitlow S. & Zielinski G.A. (1997) - *The Holocene -Younger Dryas transition recorded at Summit, Greenland.* Science, **278**: 825-827.

Tesson M., Gensous B., Allen G.P. & Ravenne C. (1990) - *Late Quaternary deltaic lowstand wedges on the Rhone continental shelf.* Marine Geology, **91**: 325-332.

Theodoridis S.A. (1984) - *Calcareous nannofossil biozonation of the Miocene and revision of the Helicoliths and Discoasters*. Utrecht Micropaleont. Bull., 32: 1-271.

Tillmann N. (1912) - *Zur Tektonik des Südappennins.* Geol. Rundschau, **3**: 416-420.

Trincardi F., Cattaneo A., Correggiari A. & Ridente D. (2004) - *Evidence of soft sediment deformation, fluid escape, sediment failure and regional weak layers within the late Quaternary mud deposits of the Adriatic Sea*. Marine Geology, **213**: 91-119.

Trincardi F., Correggiari A. & Roveri M. (1994) - *Late quaternary trasngressive erosion and deposition in a modern epicontinental shelf: the Adriatic semienclosed basin.* Geo-Mar. Lett., **14**: 41-51.

Trincardi F. & Field M.E. (1991) - *Geometry, lateral variation and preservation of down lapping regressive shelf deposits: Eastern Tyrrenian Sea margin, Italy*. Journ. Sedim. Petrol., **61** (5): 775-790.

Tucker M. (1988) - *Techniques in sedimentology*. Blackwell Scientific Publications, Oxford, 394 pp.

Urgeles R., Cattaneo A., Puig P., Liquete C., De Mol B., Amblas D., Sultan N. & Trincardi F. (2011) - *A review of undulated sediment features on Mediterranean prodeltas: distinguishing sediment transport structures from sediment deformation*. Mar. Geophys. Res., **32**: 49-69.

Vail P.R., Mitchum R.M. & Thompson S., III (1977a) - *Seismic stratigraphy and global changes of sea level*. In: C.E. Payton Ed., *"Seismic stratigraphy-applications to hydrocarbon exploration"*. A.A.P.G. Mem., **26**: 49-212.

PROGETTO CARG

Vail P.R., Mitchum R.M., Todd R.G., Widmier J.M., Thompson S., III S., Angree J.B., Bubb J.N. & Hatlelid W.G. (1977b) - *Seismic stratigraphy and global changes of sea level, in Seismic stratigraphy. Applications to hydrocarbon exploration*, C.E. Payton, Ed. AAPG Mem. **26**: pp. 516.

Van Wagoner J.C., Posamentier H.W., Mitchum R.M. Jr., Vail P.R., Sarg J.F., Loutit T.S. & Hardenbol J. (1988) - *An overview of the fundamentals of sequence stratigraphy and key definitions.* In: C.K. Wilgus, B.S Hastings, C.G.ST.C Kendall, H.W. Posamantier, C.A. Ross & J.C. Van Wagoner (Eds.), "*Sea level changes: an integrated approach".* Soc. Econ. Paleont. Mineral., Spec. Pubbl., **42**: 39-45.

Varnes D.J. (1978) - *Slope movement types and processes*. In: *Landslides: analysis and control. trasportation*. Research Board, National Academy of Sciences, Special Report **176**, cap.2.

Vezzani L. (1966) - *Nota preliminare sulla stratigrafia della Formazione di Albidona*. Boll. Soc. Geol. It., **85**: 767-776.

Vezzani L. (1967a) - *Il bacino plio-pleistocenico di S. Arcangelo (Lucania)*. Atti Acc. Gioienia Sc. Nat. Catania, 6, **18**: 207-227.

Vezzani L. (1967b) - *Stratigrafia della Formazione tortoniana di Oriolo (Cosenza)*. Geol. Romana, **6**: 87-120.

Vezzani L. (1967c) - *La sezione stratigrafica pleistocenica di Castronuovo di S. Andrea (Potenza)*. Riv. It. Pal. Strat., Mem., **13**: 13-59.

Vezzani L. (1967d) - *I depositi plio-pleistocenici del litorale ionico della Lucania.* Atti Acc. Gioienia Sc. Nat. Catania, **18** (6): 159-180.

Vezzani L. (1968a) - *Rapporti tra ofioliti e formazioni sedimentarie nell'area compresa tra Viggianello, Francavilla sul Sinni, Terranova di Pollino e San Lorenzo Bellizzi.* Atti Acc. Gioienia Sc. Nat. Catania, **6** (19): 109-144.

Vezzani L. (1968b) - *Studio stratigrafico della Formazione delle Crete Nere (Aptiano-Albiano) al Confine calabro-lucano.* Atti Acc. Gioienia Sc. Nat. Catania, **6** (20): 189-222.

Vezzani L. (1968c) - *Distribuzione, facies e stratigrafia della Formazione del Saraceno (Albiano-Daniano) nell'area compresa tra il Mare Ionio ed il Torrente Frido*. Geol. Romana, **7**: 229-275.

Vezzani L. (1969) - *La Formazione del Frido (Neocomiano-Aptiano) tra il Pollino ed il Sinni.* Geol. Romana, **8**: 129-176.

Vezzani L. (1970a) - *Le ofioliti della zona tra Castelluccio Inferiore e S. Severino Lucano (Potenza).* Atti Acc. Gioienia Sc. Nat. Catania, **7** (18): 1-49.

Vezzani L. (1970b) - *Il Flysch di Albidona nell'area al confine tra Calabria e Lucania*. Geol. Romana, **9**: 101-126.

Violanti D., Parisi E. & Erba E. (1987) - *Fluttuazioni climatiche durante il Quaternario nel Mar Tirreno, Mediterraneo Occidentale (Carota PC-19 BAN 80).* Riv. Ital. Paleontol. Stratigr. **92**: 515- 570.

Zuppetta A., Russo M., Turco E. & Bartoli A. (1984a) - *Nuovi dati sul "Flysch di Nocara" (Calabria Settentrionale)*. Boll. Soc. Geol. It., **103**: 615-622.

Zuppetta A., Russo M., Turco E. & Gallo L. (1984b) - *Età e significato della Formazione di Albidona in Appennino meridionale.* Boll. Soc. Geol. It., **103**: 159-170.

PROGETTO SARG