



ISPR A

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 490

STIGLIANO

A cura di:

S. Pagliaro⁽¹⁾, **P. Renda** ⁽²⁾, **E. Tavarnelli** ⁽³⁾, **M. Tramutoli** ⁽⁴⁾

con il contributo di:

M. Parente ⁽⁵⁾ (Biostratigrafia)

⁽¹⁾ Autorità di Bacino della Basilicata

⁽²⁾ Dipartimento di Geologia e Geodesia, Università degli Studi di Palermo

⁽³⁾ Dipartimento di Scienze della Terra, Università degli Studi di Siena

⁽⁴⁾ Regione Basilicata

⁽⁵⁾ Dipartimento di Scienze della Terra, dell'Ambiente e delle Risorse, Università di Napoli;

Ente realizzatore:



REGIONE BASILICATA

Direttore del Dipartimento per il Servizio Geologico d'Italia - ISPRA: **C. Campobasso**

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

Responsabili del Progetto CARG per la Regione Basilicata: **B. Anzidei, M.C. Bruno**

Gestione operativa del Progetto CARG per il Servizio Geologico d'Italia - ISPRA: **M.T. Lettieri**
Gestione operativa 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**

Coordinamento cartografico:

D. Tacchia (coord.), **V. Pannuti** (†)

Revisione informatizzazione dei dati geologici:

L. Battaglini, **R. Carta**, **A. Fiorentino** (ASC)

Coordinamento editoriale e allestimento per la stampa:

D. Tacchia (coord.), **V. Pannuti** (†)

PER LA REGIONE BASILICATA

Coordinamento cartografico editoriale:

P. Renda, **M. Tramutoli**

Coordinamento informatizzazione:

B. Anzidei

Informatizzazione e allestimento cartografico per la stampa:

SYSTEMCART - ROMA

Gestione tecnico-amministrativa del Progetto CARG per la Regione Basilicata:

B. Anzidei

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

Stampa:

INDICE

I	- INTRODUZIONE	pag. 7
1.	- INQUADRAMENTO GEOGRAFICO	7
2.	- AMBIENTE FISICO	8
3.	- ORGANIGRAMMA E METODOLOGIE	10
4.	- ANALISI MICROPALAEONTOLOGICHE E BIOSTRATIGRAFICHE	11
II	- INQUADRAMENTO GEOLOGICO E STATO DELLE CONOSCENZE	15
1.	- INQUADRAMENTO GEOLOGICO	15
2.	- STATO DELLE CONOSCENZE	17
III	- STRATIGRAFIA	23
1.	- INTRODUZIONE	23
2.	- LE UNITÀ TETTONICHE	25
2.1.	- Unità TETTONICA DI TEMPA LATA	26
2.1.1.	- <i>Gruppo delle Argille Variegate (AV)</i>	25
2.1.2.	- <i>formazione di Corleto Perticara (CPA)</i>	27
2.1.3.	- <i>Tufiti di Tusa (TUT)</i>	29
2.1.4.	- <i>flysch di Gorgoglione (FGO)</i>	30
2.1.4.1.	- membro arenaceo-conglomeratico (FGO ₂)	31
2.2.	- UNITÀ TETTONICA DI ALBANO - CASTELMEZZANO	31
2.2.1.	- <i>Gruppo delle Argille Variegate (AV)</i>	32
2.2.2.	- <i>formazione di Corleto Perticara (CPA)</i>	34
2.2.3.	- <i>Tufiti di Tusa (TUT)</i>	35
2.2.4.	- <i>flysch di Gorgoglione (FGO)</i>	37
2.2.4.1.	- membro arenaceo-argilloso (FGO ₁)	38
2.2.4.2.	- membro arenaceo-conglomeratico (FGO ₂)	38
2.2.4.3.	- membro pelitico (FGO ₃)	41
2.3.	- UNITÀ TETTONICA DI TEMPA DELONNE	44
2.3.1.	- <i>Flysch Galestrino (FYG)</i>	45
2.3.2.	- <i>Flysch Rosso (FYR)</i>	45
2.4.	- UNITÀ TETTONICA DI STIGLIANO - ACCETTURA	46
2.4.1.	- <i>Flysch Galestrino (FYG)</i>	48
2.4.2.	- <i>Flysch Rosso (FYR)</i>	49
2.4.2.1.	- membro diasprigno (FYR ₁)	50
2.4.2.2.	- membro calcareo (FYR ₂)	52
2.4.3.	- <i>flysch numidico (FYN)</i>	57
2.5.	- UNITÀ TETTONICA DI TEMPA CISTERNA	58

2.5.1.	- <i>Flysch Rosso (FYR)</i>»	58
2.5.2.	- <i>flysch numidico (FYN)</i>»	60
2.5.3.	- <i>formazione di Serra Palazzo (PAA)</i>»	60
2.5.3.1.	- <i>membro di Vallone Forluso (PAA₂)</i>»	62
2.5.3.2.	- <i>membro di Pantano dei Gamberi (PAA₃)</i>»	64
2.6.	- DEPOSITI DEI BACINI INTRA-APPENNINICI.....»	66
2.6.1.	- <i>conglomerati e sabbie di Accettura (ATT)</i>»	67
2.6.2.	- <i>gruppo di Caliendo</i>»	69
2.6.2.1.	- <i>conglomerati, sabbie e calcareniti del T. Racanello (SCN)</i>»	70
2.6.2.2.	- <i>argille diatomitiche bianche di Monticelli (ADB)</i>»	72
2.6.2.3.	- <i>sabbie grigie e gialle di Difesa Pincia (SGG)</i>»	73
2.6.2.4.	- <i>argille marnose azzurre del Torrente Sauro (ARM)</i>»	76
2.7.	- DEPOSITI DELLA FOSSA BRADANICA.....»	77
2.7.1.	- <i>argille subappennine (ASP)</i>»	77
2.7.1.1.	- <i>conglomerato di Serra del Cedro (ASP₁)</i>»	81
2.7.2.	- <i>formazione di Monte S. Marco (SBC)</i>»	82
2.8.	- DEPOSITI CONTINENTALI.....»	84
2.8.1.	- <i>Depositi alluvionali terrazzati (b_n)</i>»	84
2.8.2.	- <i>Depositi di versante antichi (a_b)</i>»	84
2.8.3.	- <i>Depositi alluvionali recenti (b_b)</i>»	85
2.8.4.	- <i>Depositi di frana (a₁)</i>»	85
2.8.5.	- <i>Depositi alluvionali attuali (b_a)</i>»	86
2.8.6.	- <i>Depositi di versante (a_a)</i>»	86
IV	- TETTONICA»	87
1.	- INTRODUZIONE»	87
2.	- ASSETTO STRUTTURALE»	92
2.1.	- LE STRUTTURE COMPRESSIVE MESOSCOPICHE»	98
2.2.	- I SISTEMI DI FAGLIE DIRETTE E TRASCORRENTI»	100
2.3.	- SINTESI SULL'EVOLUZIONE TETTONICA»	101
V	- LINEAMENTI DI GEOMORFOLOGIA E GEOLOGIA APPLICATA»	103
1.	- CARATTERISTICHE GEOMORFOLOGICHE GENERALI»	103
2.	- CARATTERISTICHE DEL RETICOLO IDROGRAFICO E MORFOLOGIA VALLIVA»	105
3.	- DISSESTI»	109
4.	- RISORSE GEOLOGICHE»	112
4.1.	- IDROGEOLOGIA»	112
4.2.	- ATTIVITÀ ESTRATTIVE»	114

4.3. - IDROCARBURI	»	114
ABSTRACT	»	116
LEGEND	»	121
BIBLIOGRAFIA	»	131

PROGETTO
CARG

PROGETTO

CARG

I - INTRODUZIONE

Il Foglio 490 “STIGLIANO” della Carta Geologica d’Italia alla scala 1:50.000 è stato realizzato nell’ambito del progetto CARG (Legge 28/08/89, n. 305), con convenzione tra la Regione Basilicata ed il Servizio Geologico Nazionale (APAT) e con fondi della Presidenza del Consiglio dei Ministri – Dipartimento per i Servizi Tecnici Nazionali e della Regione Basilicata.

Questo lavoro intende fornire un contributo alla conoscenza geologica di un territorio che a più riprese è stato interessato da eventi sismici e che, negli ultimi anni, ha assunto rilevanza economica nazionale in quanto sede di importanti giacimenti di idrocarburi.

1. - INQUADRAMENTO GEOGRAFICO

Il Foglio Stigliano è ubicato nell’Appennino lucano tra il margine orientale della Catena Appenninica e l’Avanfossa Bradanica ed è compreso tra i meridiani 16°00’00” e 16°20’00” ed i paralleli 40°24’00” e 40°36’00”.

Dal punto di vista amministrativo il foglio ricade nella Regione Basilicata tra la provincia di Potenza e quella di Matera.

L’area si estende, da ovest verso est, tra le dorsali di Castelmezzano e Pietrapertosa (localmente note come “Dolomiti Lucane”) e le colline che caratterizzano le zone occidentali della Fossa Bradanica; lungo il margine settentrionale è delimitata dal fiume Basento, che in questo tratto scorre in senso ovest-est, mentre il limite meridionale del foglio corre lungo un’ipotetica direttrice est-ovest che attraversa l’abitato di Stigliano.

La principale via di comunicazione è la S.S. 407 (Basentana) che si snoda lungo il bordo settentrionale del foglio; i piccoli centri abitati variamente distribuiti nell’area sono raggiungibili mediante strade statali e comunali.

Problematico invece è l'accesso, soprattutto nelle zone occidentali e centrali, a causa dell'asperità dei rilievi, della mancanza di strade e di una rete ferroviaria di supporto.

Il Foglio n° 490 Stigliano in scala 1:50.000 interessa le tavolette I.G.M. alla scala 1:25.000 del Foglio n°200 Tricarico in scala 1:100.000 riportate nel quadro d'unione di figura 1.

Per quanto attiene la cartografia geologica ufficiale alla scala 1:100.000, l'area del Foglio Stigliano ricade per intero nel Foglio Geologico n° 200 Tricarico (SERVIZIO GEOLOGICO D'ITALIA, 1968).

Tavolette I.G.M. 1.25.000				Cartografia 1.50.000		
200 IVNO Albano I	200 IVNE Tricarico	200 INO Grassano	200 INE Grottole	470 POTENZA	471 IRSINA	472 MATERA
200 IVSO Trivigno	200 IVSE Oliveto I.	200 ISO Salandra	200 ISE Borgata S.Elia	489 MARSICO NUOVO	490 STIGLIANO	491 FERRANDINA
200 IIINO Laurenzana	200 IIINE Accettura	200 IINO S.Mauro Forte	200 IIINE La Cretagna	505 MOLITERNO	506 S.ARCANGELO	507 PISTICCI
200 IIISO Corleto Perticara	200 IIISE Gorgoglione	200 IISO Stigliano	200 IIIE Craco			

Fig. 1 - Quadro d'insieme dell'area secondo la cartografia IGMI.

2. - AMBIENTE FISICO

Il territorio del Foglio Stigliano è caratterizzato nel settore occidentale da una serie di rilievi, dalla morfologia aspra, che si sviluppano in direzione NO-SE e culminano con le cime di Monte dell'Impiso (1319 s.l.m.), Monte Tavernaro (1390 s.l.m.), Tempa S. Nicola (1455 s.l.m.), Burrone Pietroso (1276 s.l.m.).

Tale conformazione del rilievo degrada dolcemente verso il settore orientale dando luogo ad un paesaggio collinare, con altitudine media compresa tra i trecento ed i seicento metri di quota.

Questa differenza piano-altimetrica è naturalmente connessa all'assetto strutturale dell'area ed alle caratteristiche litologiche delle successioni affioranti.

Gli alti morfologici corrispondono, infatti, ai rilievi costituiti da successioni

mesozoico-terziarie, a prevalente componente lapidea, delle unità tettoniche della catena appenninica. In corrispondenza delle numerose strutture tettoniche presenti sono attestate incisioni che tagliano le unità in direzione NO-SE e SO-NE, isolando le cime principali.

La fascia montuosa è caratterizzata da un andamento morfologico quasi sempre molto aspro e con pendii che hanno acclività compresa tra il 50% ed oltre il 70%. In quest'area la tettonica ha dato una marcata impronta al rilievo in quanto faglie e sovrascorrimenti conservano la loro individualità, delimitando i fianchi dei rilievi. La rete idrografica è abbastanza sviluppata e gerarchizzata.

Il passaggio tra l'unità morfologica montuosa e quella collinare è segnato da rotture di pendenza, a volte nette, che spesso coincidono con lineamenti strutturali.

La zona collinare al fronte della catena appenninica è morfologicamente più articolata poiché si sviluppa in prevalenza su terreni aventi una maggiore variabilità litologica: successioni argillose, sabbiose e conglomeratiche plioceniche dei bacini intrappenninici e successioni arenacee ed argillose mioceniche delle unità tettoniche della catena.

In queste aree il paesaggio è caratterizzato da una morfologia relativamente dolce interrotta a tratti da forme più aspre connesse agli affioramenti conglomeratici e/o arenacei più tenaci.

La presenza di terreni ad erodibilità medio-alta determina lo sviluppo di un reticolo idrografico ad alta densità di drenaggio con impluvi molto ramificati, con disposizione tendente verso l'organizzazione dendritica.

Nei settori più orientali del foglio affiorano in prevalenza le successioni argillose della Fossa Bradanica, che conferiscono al paesaggio una morfologia collinare con versanti caratterizzati dallo sviluppo di forme calanchive. In quest'area la diffusa presenza di complessi litologici a bassa permeabilità ed alta erodibilità ha favorito lo sviluppo di un reticolo idrografico ad elevata densità di drenaggio con impluvi molto ramificati.

Il corso d'acqua principale del sistema idrografico del Foglio Stigliano è il fiume Basento, il cui tracciato si sviluppa con andamento NO-SE lungo il bordo occidentale del foglio per poi disporsi in senso E-O lungo il margine settentrionale. Altri corsi di maggiore rilievo sono rappresentati dal torrente Salandrella e dal torrente Misegna. Oltre ai corsi d'acqua principali, il reticolo idrografico è costituito da numerosi piccoli torrenti e fossi.

Nel Foglio Stigliano sono comprese aree di rilevante interesse naturalistico-ambientale, archeologico ed antropologico.

L'area centrale del foglio ricade, infatti, nel Parco regionale di Gallipoli Cognato. Il Parco ha una superficie di 27.027 ettari e si estende nei comuni di Accettura, Calciano ed Oliveto Lucano (Provincia di Matera), e nei comuni di Castelmezzano e Pietrapertosa (Provincia di Potenza). Al suo interno sono presenti importanti emergenze naturalistiche costituite dalla foresta di Gallipoli

Cognato e dal bosco di Montepiano, che si estendono per oltre 5.000 ettari e sono caratterizzati dalla presenza di cerri secolari, lecceti, macchia mediterranea, aceri e frassini mentre il sottobosco è caratterizzato dalla presenza molto diffusa di agrifoglio. Nel Parco di Gallipoli Cognato sono inoltre presenti alcuni siti archeologici, risalenti all'età del ferro, del rame e del bronzo, tra cui i più noti sono quelli delle Grotte di Castelmezzano, delle Grotte di Montagna dell'Impiso, dell'area di Monte Cortaglia e Monte Croccia (Grotta di Pietra della Mola). I resti dei primi insediamenti stabili risalgono al VI-IV secolo a.C. e sono ascrivibili alla città sannita di Croccia Cognato; resti di insediamenti successivi risalgono al periodo romano, a quello bizantino e saraceno. A quest'ultimo sono attribuiti i resti del castello di Pietrapertosa.

Attualmente il paesaggio è contraddistinto dalla presenza di "Jazzi" (ricoveri per animali), insediamenti rurali e masserie che conferiscono un aspetto alquanto suggestivo e singolare.

3. - ORGANIGRAMMA E METODOLOGIE

Organigramma

Il rilevamento geologico dell'area è stato eseguito da Gaetano Ianniello, Luigi Langone, Giambattista Marchese, Sonia Pagliaro, Valeria Pasqui, Simone Piedilato e Maria Pia Vaccaro tra il 2000 ed il 2006, utilizzando una base topografica in scala 1:25.000 e, laddove disponibile, in scala 1:10.000.

Il coordinamento scientifico è stato curato da Pietro Renda, la direzione del rilevamento da Mariano Tramutoli. Il rilievo si è avvalso delle collaborazioni specialistiche di Mariano Parente per la stratigrafia e la biostratigrafia e di Enrico Tavarnelli per gli aspetti strutturali.

Metodologia

Negli ultimi decenni, mentre le successioni carbonatiche e silico-clastiche, affioranti in aree più favorevoli dell'Appennino meridionale, sono state oggetto di numerosi ed approfonditi studi, le successioni mesozoico-terziarie affioranti nel Foglio Stigliano sono state interessate da studi meno dettagliati. Nel descriverle, pertanto, si è messo in rilievo l'aspetto sedimentologico, faunistico e stratigrafico cercando di stabilire i nessi esistenti tra litotipi, facies ed ambiente di sedimentazione. Per meglio inquadrare regionalmente le facies e l'evoluzione tettono-sedimentaria dell'area, si è tenuto conto anche delle conoscenze esistenti nelle aree circostanti e degli studi condotti insieme ad altri ricercatori in zone limitrofe. Pertanto, per quanto possibile, è stata adottata la nomenclatura litostratigrafica esistente in letteratura e nei casi in cui tale nomenclatura si è rivelata insufficiente o non adatta, si è cercato di ridurre al minimo l'introduzione di termini litostratigrafici

nuovi, privilegiando le suddivisioni litostratigrafiche in unità di rango inferiore o facendo uso di altre denominazioni più consone, tratte dalla letteratura geologica più recente e concordate con il Servizio Geologico Nazionale.

Sono state ricostruite, descritte e campionate quelle sezioni litostratigrafiche, ben esposte, tipiche e/o esemplificative delle successioni cartografate; tali dati sono stati integrati da ulteriori analisi e campionature, eseguite su spezzoni di sezioni, laddove le successioni apparivano monotone o mal esposte e conservate. Per chiarezza di esposizione, abbiamo ritenuto opportuno descrivere l'area per Unità Tettono-Sedimentarie *sensu* DELA PIERRE *et alii* (1997) intese come “Volumi rocciosi delimitati da contatti tettonici e contraddistinti da una successione stratigrafica e da un assetto strutturale significativamente diversi da quelli dei volumi rocciosi adiacenti”. Per la datazione delle successioni sedimentarie affioranti ci si è avvalsi di analisi micropaleontologiche, utilizzando prevalentemente foraminiferi e nannofossili calcarei.

Le analisi biostratigrafiche eseguite hanno incontrato notevoli difficoltà, per la natura prevalentemente silicoclastica dei depositi affioranti. Particolari difficoltà si sono riscontrate nella datazione delle Gruppo delle Argille Variegate, del Flysch Galestrino e del flysch numidico, risultando i numerosi campioni prelevati spesso sterili o con faune poco significative.

4. - ANALISI MICROPALAEONTOLOGICHE E BIOSTRATIGRAFICHE

(a cura di Mariano Parente)

I dati biostratigrafici e cronostatigrafici disponibili in letteratura per le unità affioranti nel Foglio Stigliano, fatta eccezione per le argille subappennine, sono generalmente scarsi e spesso controversi. Gran parte delle unità affioranti sono costituite da depositi torbiditici. In tali successioni uno dei maggiori ostacoli allo studio biostratigrafico è costituito dai fenomeni di rimaneggiamento che interessano sia le associazioni a foraminiferi planctonici che le associazioni a nanoplancton calcareo. E' stato necessario quindi in tali unità effettuare delle campionature particolarmente fitte ed “incrociare” i dati ottenuti da diversi gruppi sistematici per arrivare almeno a datazioni approssimative del tipo “non più antica del...”.

Oltre che dai succitati fenomeni di rimaneggiamento, lo studio biostratigrafico e cronostatigrafico delle successioni torbiditiche dell'area è stato reso particolarmente difficile dalla povertà (e talvolta assenza) delle associazioni microfossilifere e dal loro scadente stato di conservazione dovuto a frammentazione, schiacciamento, concrescimento, ricristallizzazione o dissoluzione. Questi fenomeni, particolarmente problematici per il plancton calcareo, hanno portato

spesso alla impossibilità di determinazioni a rango specifico o anche a rango generico. Talora anche per il nannoplancton calcareo la dissoluzione selettiva ha alterato la composizione delle associazioni “concentrando” le forme più resistenti (talvolta rimaneggiate) a scapito di quelle più “fragili”.

La povertà delle associazioni microfossilifere ha reso necessario oltre che il prelievo di un gran numero di campioni (molti dei quali totalmente sterili) anche il prelievo di campioni di dimensioni maggiori rispetto a quelli sufficienti in sedimenti caratterizzati da associazioni più ricche e meglio conservate (non meno di 500 g di sedimento per lo studio dei foraminiferi planctonici e almeno 50 g di campione per effettuare diverse preparazioni per lo studio del nannoplancton). Data la povertà del contenuto microfossilifero, il metodo degli “smear slides” non ha dato in genere risultati soddisfacenti per il nannoplancton calcareo, restituendo associazioni numericamente troppo scarse e tali da non poter valutare correttamente i fenomeni di rimaneggiamento (DE CAPOA *et alii*, 2003). E’ stato quindi necessario ricorrere ad altre tecniche di preparazione, quali la concentrazione per “centrifugazione” e l’analisi dell’intero campione ottenuto, al fine di individuare forme particolarmente rare ma la cui presenza è significativa dal punto di vista bio e cronostratigrafico.

Inoltre nelle successioni torbiditiche i fenomeni di rimaneggiamento, la povertà delle associazioni ed il loro stato di conservazione, spesso derivante da fenomeni di preservazione selettiva, non hanno consentito l’uso di metodologie biostratigrafiche basate su analisi quantitative. Pertanto l’età è stata individuata sulla base delle comparse dei *marker*, evitando di affidarsi alle scomparse (DE CAPOA *et alii*, 2003).

Per le successioni in cui gli intervalli pelitici disgregabili risultavano per lo più costituiti da argilliti totalmente prive di carbonato di calcio (es. successioni del Flysch Rosso), che in genere risultano totalmente sterili, è stato opportuno avvalersi anche di sezioni sottili di campioni prelevati da litotipi non disgregabili, al fine di determinare le associazioni fossilifere dei risedimenti carbonatici. Tali associazioni oltre a fornire indicazioni sulle aree di alimentazione hanno fornito anche indicazioni biostratigrafiche del tipo “non più antico di...”. Anche le associazioni a foraminiferi planctonici rinvenute nei livelli calcilutitici presenti nell’intervallo pelitico delle torbiditi calcaree del Flysch Rosso ed analizzate hanno fornito utili indicazioni biostratigrafiche.

Per quel che riguarda gli schemi biostratigrafici utilizzati, per le datazioni basate sui macroforaminiferi si è fatto riferimento alle biozonazioni standard di SERRA-KIEL *et alii* (1998) per il Paleocene-Eocene e di CAHUZAC & POIGNANT (1997) per l’Oligocene-Miocene.

Per le datazioni basate sui nannofossili calcarei e sui foraminiferi planctonici del Paleocene-Eocene è stato utilizzato lo schema biostratigrafico di PREMOLI SILVA *et alii* (2003), che riprende e modifica in parte la biozonazione di BLOW (1969) con le integrazioni apportate dagli autori successivi, fino a BERGGREEN *et alii* (1995).

Per le datazioni basate sulle associazioni a nannoplancton calcareo delle successioni cenozoiche sono stati utilizzate le biozonazioni considerate standard da MARTINI (1971) ed OKADA & BUKRY (1980). In alcuni casi è stato possibile fare riferimento anche a biozonazioni a carattere regionale di recente pubblicazione (FORNACIARI & RIO, 1996; FORNACIARI *et alii*, 1996). Va comunque tenuto presente, come già rilevato precedentemente, che le successioni analizzate non si prestano a nostro avviso all'utilizzo di analisi quantitative e si è preferito pertanto utilizzare soltanto le prime comparse (FO) dei *marker*.

Per le datazioni delle successioni plio-pleistoceniche sono stati utilizzati gli schemi di CITA (1975) emendato da SPROVIERI (1992) e RIO *et alii* (1994) e di SPROVIERI & HASEGAWA (1990) per i foraminiferi planctonici e bentonici, e la biozonazione di RIO *et alii* (1990) per il nannoplancton calcareo.

La scala dei tempi geologici utilizzata come riferimento per la stesura delle presenti note illustrative è quella di GRADSTEIN *et alii* (2004).

PROGETTO

CARG

II - INQUADRAMENTO GEOLOGICO E STATO DELLE CONOSCENZE

1- INQUADRAMENTO GEOLOGICO

L'Appennino meridionale è una catena neogenica a pieghe e falde di ricoprimento (*foreland fold-and-thrust belt*), compresa tra la finestra oceanica del Tirreno meridionale (al di sotto del 41° parallelo) ad ovest ed il sistema avampaese-avanfossa (avampaese apulo ed avanfossa bradanica) ad est in flessione verso i quadranti sud-occidentali.

Nel tratto lucano la catena è costituita da un serie di unità tettoniche, impilate con senso di trasporto verso i quadranti orientali, che derivano dalla deformazione di preesistenti domini paleogeografici, piattaforme carbonatiche e bacini pelagici, individuatisi durante le fasi di distensione mesozoiche e facenti parte del margine meridionale della Tetide (OGNIBEN, 1969; D'ARGENIO *et alii*, 1973; AMODIO-MORELLI *et alii*, 1976; PATACCA & SCANDONE, 1989; BOCCALETTI *et alii*, 1990).

Questi domini, deformati a partire dall'Oligocene superiore, hanno dato luogo ad un edificio strutturale, caratterizzato da una catena a pieghe e sovrascorrimenti, sovrapposto ad una zona di avanfossa-avampaese durante le fasi di trasporto tettonico mioceniche e plio-pleistoceniche.

L'evoluzione tettonica dell'Appennino a partire dall'Oligocene superiore fino al Miocene medio viene messa in relazione alla convergenza tra la placca europea e quella africano-adriatica, che ha portato alla collisione fra il blocco Sardo-Corso e la litosfera del margine continentale adriatico. A partire dal Tortoniano superiore e fino al Quaternario la propagazione dei sovrascorrimenti nella catena e l'apertura del bacino tirrenico sono stati controllati dal *roll-back* della litosfera dell'avampaese apulo in subduzione (MALINVERNO & RYAN, 1986; PATACCA & SCANDONE, 1989; PATACCA *et alii*, 1990).

I numerosi autori che hanno studiato questo settore di catena hanno dato interpretazioni non sempre concordanti circa la geometria ed i rapporti dei singoli corpi geologici, mentre tutti sono stati concordi nel riconoscere la generale polarità orientale della catena.

In ogni caso è sempre possibile ricondurre, in via schematica, la catena sud appenninica a tre elementi tettonici regionali (Fig. 2):

- il più basso, è rappresentato dall'avampaese apulo (estremità sud-orientale

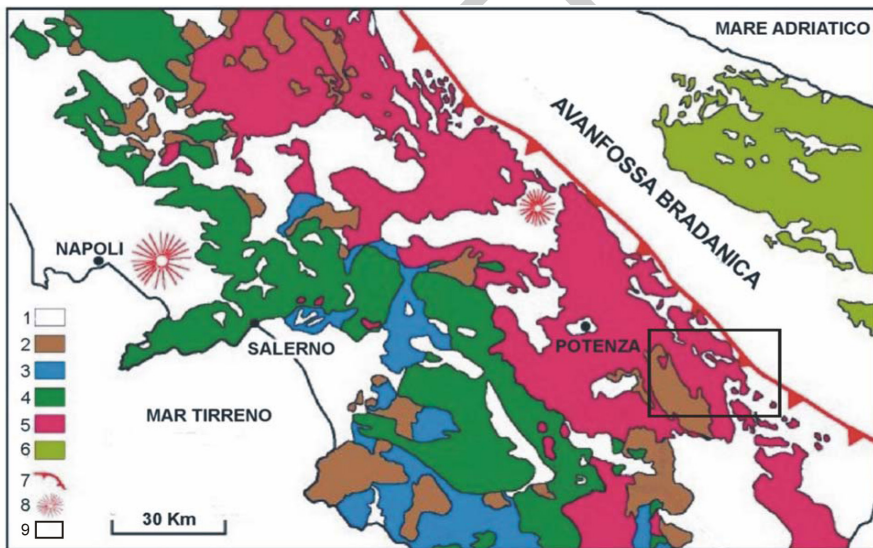


Fig. 2 - Schema geologico dell'Appennino Meridionale (da PESCATORE et alii., 1999a). Legenda: (1) depositi clastici plio-quadernari e terreni vulcanici quadernari; (2) depositi sintettonici miocenici; (3) unità Liguridi e del "Complesso Sicilide"; (4) unità della Piattaforma Carbonatica sud-appenninica (5) unità Lagonegresi; (6) unità della Piattaforma Carbonatica Apula; (7) fronte della catena Appenninica; (8) Vulcani quadernari; (9) Ubicazione del foglio Stigliano.

della penisola italiana), una struttura sollevata e delimitata da faglie ad andamento NO-SE, costituito prevalentemente da depositi carbonatici di età mesozoico-terziaria ricoperti da successioni plio-pleistoceniche, con crosta di spessore di circa 25-30 km (BOCCALETTI et alii., 1990);

- l'elemento intermedio è costituito dalla Fossa Bradanica, una depressione, caratterizzata da rapidi processi di subsidenza, che si allunga in direzione NNO-SSE tra il rialzo dell'avampaese apulo ed il fronte della catena;
- l'elemento più alto ed occidentale è costituito dalla sovrapposizione tettonica di una serie di falde, che derivano dalla deformazione di successioni sedimentarie deposte in domini di piattaforma carbonatica e bacini pelagici, facenti parte del margine meridionale della Tetide (Fig. 3).

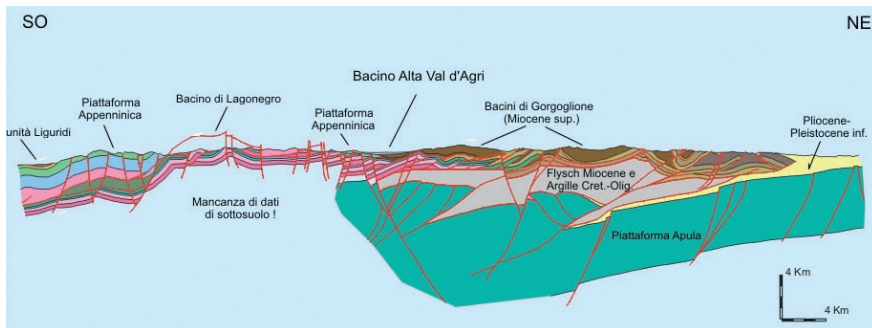


Fig. 3 - Profilo geologico che attraversa l'Appennino Meridionale dal Mar Tirreno all'Avampaese Apulo (da PROSSER et alii., 1996).

L'area del Foglio Stigliano, ricade nella zona di cerniera tra il fronte orientale della catena ed il margine occidentale del sistema avampaese – avanfossa apulo – bradanica (Fig. 2).

2. - STATO DELLE CONOSCENZE

Nella prima metà del ventesimo secolo le ricerche geologiche in Appennino sono state generalmente influenzate dalle idee “fissiste” riassunte nei lavori di DE LORENZO (1896, 1904), anche se alcuni autori ritengono che l'esistenza di rapporti di giacitura anomali tra diversi domini di sedimentazione sia dovuta a tettonica gravitativa con polarità orientale (LIMANOWSKI, 1913; GRIZBOWSKI, 1921; QUITZOW, 1935; ANELLI, 1939).

L'allocaltonia delle varie unità geologiche, intesa come ricoprimenti gravitativi tra terreni appartenenti a diversi domini sedimentari, viene definitivamente introdotta da SELLI (1962). In seguito si afferma sempre più il criterio dell'allocaltonia totale, sino alla formulazione dei primi modelli evolutivi per l'Appennino meridionale secondo i concetti della tettonica a zolle (SCANDONE, 1967 e 1972; D'ARGENIO *et alii*, 1973; AMODIO MORELLI *et alii*, 1976).

Tali concetti sono stati parzialmente modificati dal modello della “convergenza zero”, proposto da DOGLIONI (1990, 1991), DOGLIONI *et alii* (1996), nel quale la migrazione del sistema avanfossa – avampaese è spiegata con l'arretramento della cerniera di retroflessione della placca litosferica Adria in originaria subduzione verso ovest.

Lo stato attuale delle conoscenze sull'assetto strutturale dell'Appennino meridionale vede quest'ultimo caratterizzato da sistemi di *thrust* listrici sequenziali con geometrie di tipo “*ramp - flat - ramp*” (MOSTARDINI & MERLINI, 1986), oppure

da sistemi di *thrust* a basso angolo sovrapposti a sistemi profondi più complessi con geometrie di tipo *duplex* che coinvolgono anche l'avampaese apulo strutturato alla base della catena (CELLO & NUR, 1988; PATACCA & SCANDONE, 1989; CARBONE *et alii*, 1988), ovvero che interesserebbero la stessa Moho (CASERO *et alii*, 1988).

I suddetti sistemi di sovrascorrimento si sarebbero sviluppati con regolarità procedendo dalle zone interne verso le aree esterne individuando unità più recenti nel letto di unità già delineate, secondo una regolare sequenza di propagazione di tipo *piggy-back* (*sensu* BUTLER, 1982). Comunque secondo alcuni autori (PATACCA & SCANDONE, 1989; PATACCA *et alii*, 1990) la regolare migrazione della deformazione compressiva verso i quadranti più esterni del sistema orogenico sarebbe stata localmente interrotta dallo sviluppo di sovrascorrimenti propagantisi con modalità di tipo “fuori-sequenza” (*out of sequence thrust propagation, sensu* BUTLER, 1987; MORLEY, 1988) attivi a partire dal Tortoniano.

L'adozione di modelli con *thrust* a progradazione normale o fuori sequenza, comporta, come ovvio, valutazioni anche molto differenti dell'entità dei raccorciamenti crostali.

I vari modelli proposti per l'edificio appenninico meridionale fanno riferimento a differenti ricostruzioni paleogeografiche: secondo alcuni autori, durante il Mesozoico, ad ovest della Piattaforma Apula, che assumerà il ruolo di avampaese a partire dal Pliocene, si sarebbe individuato il Bacino di Lagonegro e quindi la Piattaforma Appenninica nei settori più occidentali (OGNIBEN, 1969; PESCATORE & TRAMUTOLI, 1980; MOSTARDINI & MERLINI, 1986; CASERO *et alii*, 1988; PESCATORE *et alii*, 1988, 1992, 1999, 1999a, PATACCA & SCANDONE, 2007); secondo altri autori, il Bacino di Lagonegro avrebbe, invece, una posizione più interna e la Piattaforma Appenninica rappresenterebbe la prosecuzione occidentale della Piattaforma Apula (SELLI, 1962; PATACCA *et alii*, 1992; MARSELLA *et alii* 1992, 1995); altri autori ritengono, infine, che una successione di bacini e piattaforme avrebbe caratterizzato la paleogeografia mesozoica di questo tratto di catena appenninica (D'ARGENIO *et alii*, 1973; SGROSSO, 1983, 1986, 1992, 1994).

Le Unità Lagonegresi, nel loro complesso, sarebbero sottoposte alle unità tettoniche derivanti dalla deformazione della Piattaforma Sud-Appenninica (IETTO, 1965; SCANDONE & SGROSSO, 1974; TURCO, 1976; PROSSER *et alii*, 1996) mentre verso est si rinvengono sovrapposte a quelle dell'Avampaese Apulo (MOSTARDINI & MERLINI, 1986; PROSSER *et alii*, 1996; PESCATORE *et alii*, 1988, 1992, 1999). Rapporti geometrici analoghi sono stati riconosciuti sia in profili sismici che in pozzi eseguiti per ricerche petrolifere (DONDI & PAPETTI, 1965; MOSTARDINI & MERLINI, 1986; CASERO *et alii* 1988; CARBONE & LENTINI, 1990; CASERO, 2004; PATACCA & SCANDONE, 2007 con bibliografia).

Esistono diverse opinioni, talora divergenti, tra gli studiosi dell'Appennino meridionale circa la posizione paleogeografica del dominio deposizionale delle Unità Sicilidi (D'ARGENIO *et alii*, 1973) o Complesso Sicilide (OGNIBEN, 1969):

secondo alcuni autori le successioni riferite a tali unità si sarebbero deposte nel Bacino di Lagonegro (MOSTARDINI & MERLINI, 1986; CASERO *et alii*, 1988; PESCATORE *et alii*, 1988, 1992, 1999a); secondo altri autori invece si sarebbero deposte in posizione più interna rispetto alla Piattaforma Sud-Appenninica e sarebbero legate alle Unità Liguridi di origine oceanica (OGNIBEN, 1969; D'ARGENIO *et alii*, 1973; LENTINI, 1979; MARSELLA *et alii*, 1992, 1995; BONINI & SANI, 2000; PATACCA & SCANDONE, 2007). In particolare PESCATORE *et alii* (1988, 1992, 1999a), in accordo con MOSTARDINI & MERLINI (1986), indicano la porzione assiale del Bacino di Lagonegro quale ambiente deposizionale delle Argille Varicolori *Auct.*, affioranti nei settori orientali della catena e forniscono nuovi dati a supporto del possibile passaggio laterale tra il Flysch Rosso e le Argille Varicolori *Auct.* Sulla base degli apporti carbonatici provenienti da aree di alimentazione interne od esterne tali autori distinguono un “Flysch Rosso interno” ed un “Flysch Rosso esterno”, depositi rispettivamente, il primo nelle aree di raccordo tra la Piattaforma Appenninica ed il Bacino di Lagonegro, ed il secondo in quelle di raccordo tra questo bacino ed il margine interno della Piattaforma Apula. Anche GALLICCHIO *et alii* (1996) forniscono elementi a sostegno della afferenza lagonegrese delle Argille Varicolori *Auct.*

CARBONE *et alii* (1988, 1991), CATALANO (1993), LENTINI (1979) invece non ritengono possibile la coesistenza all'interno dello stesso bacino di sedimentazione del Flysch Rosso e delle Argille Varicolori *Auct.*

Inoltre CARBONE *et alii* (1988, 1991) ritengono che la formazione degli Scisti Silicei passi direttamente, nel Cretaceo superiore, alla formazione del Flysch Rosso, da loro denominata formazione di Monte Malomo-Monte Torrette per distinguerla dalla classica formazione del Flysch Rosso che poggia in continuità sul Flysch Galestrino.

Ancora opinioni divergenti esistono circa l'evoluzione miocenica dell'Appennino meridionale; si fa riferimento a differenti modelli paleogeografici mesozoici, differenti schemi di sistemi di avanfossa e soprattutto si hanno datazioni non concordanti per le stesse unità litostratigrafiche. Per OGNIBEN (1969), che adotta il modello della geosinclinale, la sedimentazione miocenica terrigena del bacino eugeosinclinalico è data dal flysch di Gorgoglione (Burdigaliano-Elveziano), quella della soglia intermedia è costituita da terreni della “trasgressione miocenica”; infine nel bacino esterno la successione miocenica, secondo l'Autore, è costituita dal “Complesso exbasale” (flysch numidico) di età Oligocene-Burdigaliano e da una successione marnosa e silico-clastica torbidityca (marne arenacee di Serra Cortina, formazione di Serra Palazzo, flysch di Masseria Luci) di età compresa tra il Burdigaliano e l'Elveziano.

Le principali successioni mioceniche dell'Appennino Campano-Lucano (flysch di Gorgoglione, formazione di Serra Palazzo e flysch di Faeto) vengono invece raggruppate come Unità Irpine da COCCO *et alii* (1972, 1974), D'ARGENIO *et alii*

(1973), PESCATORE (1978, 1988). In particolare secondo COCCO *et alii* (1972, 1974) e PESCATORE (1978, 1988) queste unità si sarebbero deposte in un bacino, il Bacino Irpino, individuatosi durante la fase tettonica langhiana. Secondo questi Autori, il margine occidentale di questo dominio era rappresentato dal cuneo di accrezione appenninico costituito da una serie di unità tettoniche già deformate o in via di deformazione (Unità Interne, Piattaforma Campano-Lucana, porzione interna del Bacino di Lagonegro); il margine orientale invece era costituito dalla Piattaforma Apula non deformata (PESCATORE, 1978, 1988; PESCATORE & TRAMUTOLI, 1980; DAZZARO & RAPISARDI, 1984; PESCATORE & SENATORE, 1986; PESCATORE *et alii*, 1999a). Tale bacino aveva le caratteristiche di un'avanfossa, migrante da SO verso NE, con facies terrigene diacrone e regressive. Il Bacino Irpino scompare in seguito alla fase tettonica del Tortoniano.

Per PESCATORE (1988) le successioni silico-clastiche del flysch di Gorgoglione si sarebbero deposte in bacini di *piggy back* (*sensu* ORI & FRIEND, 1984) mentre le successioni silico-clastiche e calcareo-clastiche della formazione di Serra Palazzo si sarebbero deposte in un bacino di avanfossa in senso stretto.

MOSTARDINI & MERLINI (1986) raggruppano le successioni carbonatiche mesozoiche dell'Appennino meridionale in una singola unità paleogeografica, la Piattaforma Sud-Appenninica, pongono le unità lagonegresi, molisane e sicilidi nel Bacino Lagonegrese-Molisano, che nel Miocene evolve a Bacino Irpino.

Questo nuovo dominio ha le caratteristiche di un'avanfossa che, durante il Miocene e fino al Tortoniano-Messiniano, viene coinvolta nei processi di accrezione della catena appenninica e migra verso l'avampaese che viene progressivamente coinvolto dalla tettonogenesi. Il Bacino Irpino scompare nel Miocene superiore lasciando posto alla nuova avanfossa plio-quadernaria nota nella letteratura geologica come Avanfossa Bradanica.

L'Avanfossa Bradanica rappresenta il segmento meridionale della più ampia Avanfossa Appenninica (adriatica), compresa tra l'Avampaese Apulo ed il fronte della catena sud-appenninica. Essa rappresenta una depressione strutturale colmata da una spessa successione di sedimenti plio-pleistocenici argillosi, sabbiosi e ghiaiosi su cui poggiano tettonicamente le unità della catena appenninica (CRESCENTI, 1975; RICCHETTI, 1980; BALDUZZI *et alii*, 1982a, 1982b; CASNEDI *et alii*, 1982).

L'origine dell'Avanfossa Appenninica è da mettere in relazione all'arretramento flessurale ed alla subduzione della litosfera dell'avampaese padano-adriatico tra il Neogene ed il Quaternario (MALINVERNO & RYAN, 1986; CASNEDI, 1988a, 1988b; PATACCA & SCANDONE, 1989; PATACCA *et alii*, 1990; DOGLIONI, 1991).

Per quanto riguarda l'origine ed evoluzione dell'Avanfossa Bradanica, RICCHETTI (1980) individua alla base la presenza di depositi conglomeratici e sabbioso-argillosi del Pliocene inferiore-Pliocene medio che ricoprono in trasgressione sia i depositi del Pliocene inferiore che i carbonati mesozoici della Piattaforma Apula. Altri Autori (BALDUZZI *et alii*, 1982a, 1982b) distinguono

nell'Avanfossa Bradanica un Bacino Pugliese a nord ed un Bacino Lucano a sud, separati da un alto strutturale (soglia di Lavello); individuano nel bacino lucano una successione pliocenica lacunosa che si amplierebbe procedendo da NE verso SO fino a comprendere tutto il Pliocene. Nel Bacino Lucano il massimo accumulo sedimentario si ha nel Pliocene superiore e nel Pleistocene, mentre più a nord i massimi spessori si erano raggiunti nel Pliocene medio e superiore. Ciò secondo gli autori testimonierebbe la migrazione da NO verso SE del processo di subsidenza che caratterizza i bacini dell'Avanfossa Appenninica durante il Plio-Pleistocene.

Per CASNEDI (1988a, 1988b) la subduzione della placca apula determina nel Pliocene medio e superiore la formazione della Fossa Bradanica s.s., separata dal "bacino molisano" dall'alto strutturale del Fortore. Tra il Pliocene medio - superiore ed il Quaternario l'asse depocentrale della Fossa Bradanica migra dal Bacino Pugliese (fossa di Candela) al Bacino Lucano (fossa di Salandra) e in seguito nel Golfo di Taranto, dove si sviluppa attualmente. Secondo l'Autore la sedimentazione nel margine interno dell'avanfossa è rappresentata da olistostromi e da apporti torbiditici longitudinali, confinati in depressioni delimitate da faglie sinsedimentarie. Alla fase di sedimentazione sarebbe seguita la traslazione tettonica.

L'esistenza di due cicli sedimentari nei depositi dell'Avanfossa Bradanica, entrambi discordanti e trasgressivi sulla catena, è stata riconosciuta in varie località della Lucania da diversi Autori (CENTAMORE *et alii*, 1971; MAGGIORE & WALSH, 1975; LOIACONO & SABATO, 1987; CALDARA *et alii*, 1993); i due cicli rappresenterebbero porzioni distinte di due avanfosse, tra loro geometricamente sovrapponibili.

In particolare per CALDARA *et alii* (1993) questi due cicli evidenziano l'esistenza di due fasi tettoniche traslative di cui la prima (inizio del Pliocene superiore) avrebbe causato l'interruzione della sedimentazione del primo ciclo, sollevamento del bordo interno dell'avanfossa, erosione parziale dei sedimenti deposti e migrazione della depressione a formare una nuova avanfossa. Successivamente lungo il bordo interno della nuova avanfossa avrebbe avuto luogo la sedimentazione dei depositi del secondo ciclo sia sul substrato prepliocenico che sui depositi del primo ciclo. Alla fine del Pliocene superiore una nuova fase tettonica avrebbe provocato il sollevamento del bordo interno dell'avanfossa con riattivazioni di sovrascorrimenti preesistenti, enucleazione di nuovi accavallamenti delle coltri sui depositi del secondo ciclo. In questo periodo l'avanfossa si sposta verso l'avampaese e nelle sue parti assiali prosegue l'accumulo delle peliti, sabbie e conglomerati del Pliocene superiore-Pleistocene inferiore.

Alla fine del Pleistocene un sollevamento regionale, dovuto sia ad aggiustamento isostatico che a spinte tangenziali tardive della tetto-genesi appenninica, determina la progressiva emersione dell'area (RICCHETTI, 1980).

Per quanto attiene la cartografia geologica ufficiale alla scala 1:100.000, l'area

del Foglio Stigliano ricade per intero nel Foglio Geologico n. 200 Tricarico edito nel 1967.

Rilievi più recenti eseguiti negli ultimi decenni interessano in parte il settore sud-orientale (CARBONE *et alii*, 1991; BONINI & SANI, 2000) ed in parte il settore nord-occidentale (PESCATORE *et alii*, 1999).

PROGETTO
CARG

III - STRATIGRAFIA

1. - INTRODUZIONE

In questo capitolo vengono descritti i caratteri litologici, stratigrafici e sedimentologici delle successioni affioranti.

Al fine di uniformare la legenda con quelle dei fogli confinanti, è stata utilizzata la nomenclatura concordata con il Servizio Geologico Nazionale e con gli autori dei fogli limitrofi; laddove possibile, per ogni singola formazione o unità litostratigrafica sono state riportate le equivalenze note in letteratura.

Le varie formazioni sono state suddivise, ove necessario, in membri e litofacies, raggruppate in unità tettoniche e descritte dal basso verso l'alto secondo l'ordine stratigrafico.

Le unità tettoniche presenti nell'area costituiscono corpi geologici confinati da contatti tettonici, riconoscibili su scala regionale ed indicati come sovrascorrimenti principali.

Le unità tettoniche distinte nell'area del Foglio Stigliano sono indicate di seguito a partire da quella in posizione geometrica più alta (Fig. 4):

Unità Tettonica di Tempa Lata - deriva dalla deformazione di successioni mesozoiche e terziarie riferibili al Dominio Sicilide *Auct.* e di successioni silico-clastiche mioceniche di bacini di *piggy back*;

Unità Tettonica di Albano - Castelmezzano - deriva dalla deformazione di successioni mesozoiche e terziarie riferibili al Dominio Sicilide *Auct.* e di successioni silico-clastiche mioceniche di bacini di *piggy back* ;

Unità Tettonica di Tempa Delonne - deriva dalla deformazione di successioni mesozoico-terziarie riferibili al Dominio Lagonegrese *Auct.* e geometricamente si ritrova sovrapposta all'Unità di Albano-Castelmezzano (cfr Schema dei rapporti geometrici tra le varie unità tettoniche) per l'attivazione di una superficie di

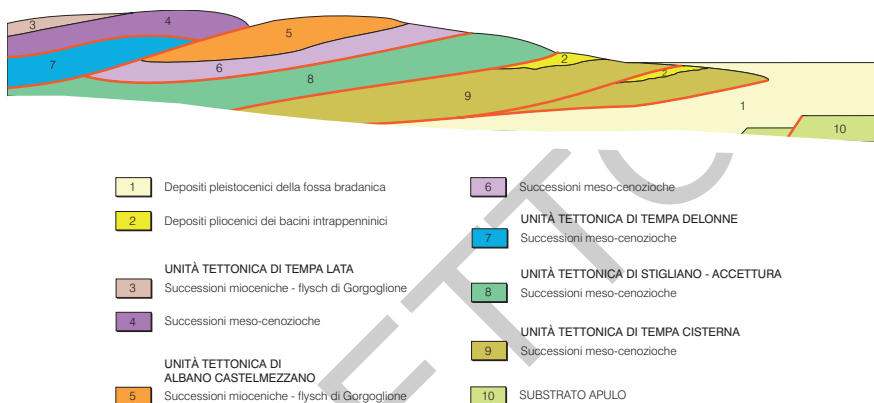


Fig. 4 - Schema dei rapporti geometrici tra le unità tettoniche presenti nel Foglio Stigliano.

sovrascorrimento di età non più antica del Miocene superiore che ha modificato gli originari rapporti tettonici tra le unità;

Unità Tettonica di Stigliano - Accettura - deriva dalla deformazione di successioni mesozoico-terziarie riferibili al Dominio Lagonegrese *Auct.*;

Unità Tettonica di Tempa Cisterna - deriva dalla deformazione di successioni mesozoico-terziarie riferibili al Dominio Lagonegrese *Auct.* e delle sovrastanti successioni silico-clastiche riferibili al dominio di avanfossa miocenica.

Sono stati inoltre cartografati:

Depositi pliocenici dei bacini intra-appenninici che rappresentano il riempimento dei bacini che si impostavano sulle coltri di ricoprimento della catena durante le fasi di propagazione dei sovrascorrimenti;

Depositi dell'avanfossa bradanica costituiti da successioni silico-clastiche quaternarie marine ed, in subordine, continentali, in parte coinvolte nei processi di accrezione del prisma orogenico. Il substrato di questi depositi, costituito da spesse unità carbonatiche mesozoico-terziarie riferibili all'Avampaese Apulo, non affiora nel Foglio Stigliano ma è conosciuto nel sottosuolo per mezzo dei numerosi sondaggi eseguiti per ricerche di idrocarburi;

Depositi continentali di estensione e spessore cartografabili (depositi alluvionali, detritici e depositi di frana).

2. - LE UNITÀ TETTONICHE

2.1. - UNITÀ TETTONICA DI TEMPALATA (cfr Unità Tettonica di Rocca Imperiale dei Fogli Marsico Nuovo e Sant'Arcangelo)

Deriva dalla deformazione di successioni mesozoiche e terziarie riferibili al Dominio Sicilide *Auct.* e di successioni silico-clastiche mioceniche di bacini di *piggy back*. Questa unità trova la sua continuità nei fogli adiacenti S. Arcangelo e Marsico Nuovo dove è denominata Unità di Rocca Imperiale.

Affiora nel settore occidentale del foglio lungo una fascia orientata nord-sud in contatto tettonico per sovrascorrimento sul membro pelitico del flysch di Gorgoglione dell'Unità di Albano-Castelmezzano, sul Flysch Rosso e sul Flysch Galestrino dell'Unità di Tempa Delonne. L'Unità di Tempa Lata affiora inoltre come *klippe* ad ovest della dorsale di Albano-Castelmezzano. L'età della messa in posto è non più antica del Tortoniano.

È costituita, dal basso verso l'alto, da argilliti silicee rosse, grigio-verdi con sottili intercalazioni di risedimenti carbonatici di età Cretaceo superiore - Oligocene riferite al Gruppo delle Argille Variegate, note in letteratura come "Argille Variegate" di OGNIBEN (1960, 1969).

A queste seguono alternanze di calcilutiti, marne ed argille con intercalazioni di calcareniti ed arenarie micacee torbiditiche, di età Eocene superiore-Miocene inferiore riferite alla formazione di Corleto Perticara (SELLI, 1962).

La successione chiude con arenarie micacee caratterizzate da un'abbondante frazione vulcanoclastica, con intercalazioni di marne e calcari marnosi. Questi depositi sono riferibili alle Tufiti di Tusa (OGNIBEN, 1960 e 1969) di età Oligocene superiore - Miocene inferiore.

Su questi depositi poggiano in discordanza angolare successioni arenaceo-pelitiche e conglomeratiche di età Langhiano-Tortoniano riferite al flysch di Gorgoglione (SELLI, 1962).

2.1.1 - Gruppo delle Argille Variegate (AV)

Le successioni del Gruppo delle Argille Variegate appartenenti all'Unità di Tempa Lata sono in genere costituite da: argille ed argille marnose rosse, verdi, grigie e brune a foraminiferi planctonici, con patine manganesifere; marne bianche e rosate in strati centimetrici, alternate a calcilutiti e calcisiltiti marnose, calcareniti torbiditiche in strati centimetrici, talora bioclastiche a macroforaminiferi (alveoline, nummuliti, discocicline), frammenti di lamellibranchi, gasteropodi, alghe; diaspri rossi e verdi in strati da millimetrici a centimetrici. A più altezze stratigrafiche

sono presenti depositi di frane sinsedimentarie, rappresentati da argille a struttura caotica (*mud flow*) e da brecce a prevalente matrice argillosa (*debris flow*), ad elementi costituiti da calcari micritici e di scogliera.

Le successioni riferite a questo Gruppo affiorano diffusamente in corrispondenza di una fascia ad andamento appenninico situata ad ovest della dorsale di Montagna del Caperino (margine occidentale del Foglio Stigliano), ad occidente dell'abitato di Albano di Lucania e come *klippe* al nucleo della vasta sinclinale che si estende in direzione NNO-SSE tra la dorsale di Castelmezzano e la dorsale di Montagna del Caperino. *Klippe* meno estesi arealmente si rinvencono lungo il versante occidentale di Montagna del Caperino.

Lungo il margine sud-occidentale del Foglio le successioni del Gruppo delle Argille Variegate poggiano con contatto tettonico di sovrascorrimento sia sui depositi medio-miocenici del flysch di Gorgoglione che sui depositi del Flysch Galestrino e del Flysch Rosso dell'Unità di Tempa Delonne.

I termini medio-alti delle successioni del Gruppo delle Argille Variegate sono esposti lungo la Fiumarella di Corleto, per uno spessore di un centinaio di metri. La successione è costituita da argilliti di colore variabile dal rosso al verde al bruno, cui si intercalano livelli calcarenitici e calcilutitici, argille marnose e marne grigie e/o azzurre con livelli di diaspri rossi o verdi. I livelli calcilutitici, di spessore centimetrico, sono notevolmente fratturati mentre i livelli pelitici sono caratterizzati da una intensa foliazione. Sono inoltre presenti intercalazioni lenticolari di arenarie micacee, a granulometria da media a sottile, in strati spessi fino a 20 cm, caratterizzati dagli intervalli Tb, Tb-c della sequenza di Bouma. A differenti altezze stratigrafiche sono presenti depositi a struttura caotica di spessore metrico prodotti da frammenti sinsedimentari, costituiti da argilliti rosse e verdi inglobanti frammenti di strati di calcilutiti silicizzate, di calcari marnosi avana silicizzati, di radiolariti rosse e verdi, talora con patine manganesifere, e blocchi di dimensioni fino a 3 mc di calcari di ambiente di piattaforma carbonatica (non cartografati).

Verso l'alto la successione tende ad arricchirsi in calcilutiti, marne, calcareniti ed arenarie micacee che passano con contatto stratigrafico, talora tettonizzato, a calcilutiti, marne calcaree e calcareniti della formazione di Corleto Perticara.

Pur con i limiti connessi alla cattiva esposizione, le caratteristiche sedimentologiche ed i processi deposizionali sembrano indicare una evoluzione regressiva delle successioni da un ambiente bacinale profondo, ad un ambiente di base di scarpata, confinato da un margine carbonatico tettonicamente instabile, così come testimonia la presenza di frane sottomarine associate a piccoli olistoliti carbonatici di ambiente neritico.

Lo spessore totale della formazione, difficilmente misurabile sul terreno, varia tra qualche decina di metri e circa 300 metri.

I campioni prelevati in questi depositi sono risultati di norma sterili o con fau-

ne poco significative. In alcuni livelli di calcilutiti e marne, sono state rinvenute *Morozovella subbotinae* (MOROZOVA, 1939), *Morozovella gr. subbotinae-aragonensis*, *Morozovella aragonensis* (NUTTALL, 1930). La presenza di queste specie è compatibile con un'età Eocene inferiore. I campioni argillosi sono caratterizzati da associazioni a nannofossili calcarei molto povere, mentre la parte carbonatica (calcilutiti e calcisiltiti) ha fornito una scarsa fauna a foraminiferi planctonici oltre a lagenidi, ostracodi, radiolari e spicole di spugna.

L'età di questi depositi viene riferita all'intervallo Cretaceo superiore - Oligocene in accordo con i dati disponibili in letteratura.

2.1.2. - formazione di Corleto Perticara (CPA)

Le successioni della formazione di Corleto Perticara dell'Unità di Tempa Lata sono costituite da alternanze di calcilutiti e marne in strati da centimetrici a decimetrici, argille ed argille marnose grigie o verdi a foraminiferi planctonici, con rare intercalazioni di calcareniti bioclastiche a frammenti di echinodermi, gusci di molluschi e macroforaminiferi (*Alveolina* sp., *Discocyclina* sp., *Miscellanea*), in strati lenticolari decimetrici, con intercalazioni di arenarie micacee e vulcanoclastiche torbiditiche che diventano prevalenti verso l'alto.

Questa formazione affiora al margine sud-occidentale del Foglio, a sud-ovest della dorsale della Montagna del Caperino, lungo la dorsale di Tempa Lata, ad occidente dell'abitato di Albano di Lucania, e come *klippe* ad ovest della dorsale di Pietrapertosa in località Cugno delle Spine, al nucleo della grande sinclinale che si estende in direzione NNO-SSE tra la dorsale di Castelmezzano e la Montagna del Caperino.

Le successioni poggiano con contatto stratigrafico su quelle del Gruppo delle Argille Variegate; il passaggio avviene in maniera graduale e si realizza nello spazio di 5 – 10 metri; mentre i rapporti con le sovrastanti Tufiti di Tusa sono in parte eteropici.

La parte alta è caratterizzata dall'aumento progressivo delle arenarie micacee e delle arenarie vulcanoclastiche, che diventano prevalenti al passaggio con le Tufiti di Tusa.

In località Valico Sella Lata la successione, ricostruita per circa 60 metri, è costituita in basso da alternanze di argille grigio verdi in livelli spessi fino a 10 cm e di calcilutiti bianche a foraminiferi planctonici, in strati spessi 2-5 cm, bioturbati, amalgamati ed organizzati in livelli spessi 10-15 cm, caratterizzati talora dalla presenza di liste e noduli di selce grigia. Sono ancora presenti, a varie altezze stratigrafiche, calcareniti grigie, in strati spessi fino a 15 cm, caratterizzati dall'intervallo Tb della sequenza di Bouma, alternate a livelli centimetrici di

arenarie arcosiche caratterizzate dagli intervalli Tb, Tc della sequenza di Bouma.

Seguono calcilutiti di colore bianco e grigio-verde, in strati spessi 5-15 cm, con liste e noduli di selce, intensamente bioturbate, argille e marne siltose bianche, straterellate, in livelli spessi 30-40 cm. A queste si intercalano calcareniti grigie bioclastiche, talora silicizzate, in strati centimetrici in cui si osservano gli intervalli Tb, Tc della sequenza di Bouma.

Le calcareniti a granulometria più grossolana sono costituite da detrito bioclastico proveniente da ambienti neritici. I bioclasti sono costituiti da frammenti di echinodermi, alghe rosse, macroforaminiferi (*Alveolina* sp., *Discocyclina* sp., *Miscellanea* sp.), spicole di spugna, cui si associano radiolari e foraminiferi planctonici.

Le arenarie sono costituite per lo più da granuli di quarzo, plagioclasti, feldspati, biotite, frammenti di rocce metamorfiche ed in subordine da frammenti di rocce sedimentarie. Secondo FORNELLI *et alii* (1988) possono essere classificate come arcose litiche e come sub arcose provenienti da un margine continentale attivo. Questi autori, sulla base dei caratteri petrografici delle arenarie, individuano l'area sorgente di questi depositi nell'arco calabro che durante l'Oligocene doveva rappresentare il margine occidentale del bacino di sedimentazione.

Le facies delle successioni ricostruite sono riferibili ad un ambiente a sedimentazione pelagica talora interrotta da torbide calcareo-clastiche alimentate da aree neritiche di piattaforma carbonatica e da torbide silico-clastiche provenienti da un margine tettonicamente attivo.

Lo spessore rilevabile sul terreno è compreso tra 30 metri e circa 80 metri.

I campioni esaminati contengono: macroforaminiferi, tra cui *Alveolina* spp., *Discocyclinidae*, *Miscellanea* sp., *Asterigerina rotula* (KAUFMANN, 1867); foraminiferi planctonici, tra cui *Globigerinatheka* sp., *Acarinina* sp.; *Pseudohastigerina micra* (COLE, 1927), *Pseudohastigerina danvillensis* (HOWE & WALLACE, 1934), radiolari, spicole di spugna, alghe rosse corallinacee, frammenti di echinodermi. I foraminiferi planctonici indicano un'età non più antica dell'Eocene medio parte alta (P14, PREMOLI SILVA *et alii*, 2003) per la presenza concomitante di *P. danvillensis* e *P. micra*. I campioni analizzati per il nannoplankton indicano anch'essi un'età non più antica della parte alta dell'Eocene medio (Bartonian superiore, CP14b di OKADA & BUDRY, 1980 = NP17 di MARTINI, 1971) per la presenza di *Discoaster saipanensis* (BRAMLETTE & RIEDEL, 1954), *Discoaster tani* (BRAMLETTE & RIEDEL, 1954) e *Discoaster nodifer* (BRAMLETTE & RIEDEL, 1954).

Le associazioni a nannofossili calcarei rinvenute nelle parti alte delle successioni, riferite sia all'Unità tettonica di Tempa Lata che all'Unità tettonica di Albano-Castelmezzano, sono caratterizzati dalla presenza di *Coccolithus pelagicus* (WALLICH, 1877), *Ericsonia cava* (HAY & MOHLER, 1967), *Reticulofenestra perplexa* (BURNS), *Sphenolithus moriformis* (BRÖNNIMANN & STRADNER, 1960), *Sphenolithus disbelemnus* (FORNACIARI & RIO, 1996). La presenza di *Sphenolithus*

disbelemnus indica un'età non più antica dell'Aquitaniense medio (biozona MN1 di FORNACIARI & RIO, 1996).

Questi dati, unitamente a quelli provenienti dalle campionature delle successioni riferite all'Unità tettonica di Albano-Castelmezzano, consentono di attribuire alla formazione di Corleto Perticara un'età compresa tra l'Eocene superiore ed il Miocene inferiore.

2.1.3. - *Tufiti di Tusa* (TUT)

Le successioni delle Tufiti di Tusa sono costituite da arenarie micacee di colore grigio o marrone scuro, in strati decimetrici e talvolta in banchi di 1-2 metri di spessore, con intercalazioni di marne e marne argillose, calcilutiti e calcilutiti marnose di colore bianco e grigio in strati di spessore decimetrico. Le arenarie sono a grana media e fine e sono caratterizzate da un'abbondante frazione vulcanoclastica di natura andesitica. Nella parte alta delle successioni, a luoghi, si rinvencono intercalazioni di arenarie quarzose e marne micacee.

Questi depositi affiorano ad ovest dell'abitato di Albano di Lucania, in località Tempa Zaccanella, ad ovest di Montagna del Caperino ed in località Croce di S. Angelo (margine sud-occidentale del foglio). Poggiano in paraconformità sia sulle successioni del Gruppo delle Argille Variegate che sulla formazione di Corleto Perticara con la quale mostrano anche rapporti di eteropia.

Nei dintorni di Croce S. Angelo affiora una sezione ben esposta. La successione poggia in paraconformità sui depositi del Gruppo delle Argille Variegate ed è costituita in basso, per circa 15 metri, da alternanze di siltiti a stratificazione sottile, argille siltose stratificate e calcilutiti grigio-verdi in strati spessi fino a 5 cm. A queste si intercalano calcareniti grigie a granulometria da media a sottile, in strati spessi fino a 30 cm, massive o caratterizzate dagli intervalli Ta-b, Tb-c, Tb della sequenza di Bouma, ed arenarie micacee, a granulometria da media a sottile, in strati spessi da 5 cm a 30 cm, in cui si osservano gli intervalli Tb, Tb-c, Tc della sequenza di Bouma. Seguono verso l'alto, per circa 6 metri, siltiti ed argille siltose con frequenti intercalazioni di arenarie micacee a granulometria grossolana, in strati spessi circa 20 cm, massivi, e di arenarie a grana fine in strati spessi 5-15 cm, caratterizzati dalla presenza degli intervalli Tb, Tb-c, Tc della sequenza di Bouma.

La successione chiude con un intervallo di circa 8 metri costituito da una alternanza di arenarie a grana da fine a media, in strati spessi da 15-20 cm a circa 40 cm, massivi, o in strati spessi 3-5 cm caratterizzati prevalentemente dagli intervalli Tb, Tc della sequenza di Bouma, con intercalazioni di siltiti ed argille siltose grigio-verdi in livelli spessi fino a 4 cm.

Le arenarie tufitiche hanno composizione sia silicoclastica che calciclastica (CRITELLI *et alii*, 1990; CRITELLI, 1991). La componente clastica di origine

vulcanica comprende plagioclasti, anfiboli e subordinati clinopirosseni e biotite; quella di origine plutonica è esclusivamente rappresentata da frammenti quarzoso-feldspatici; quella di derivazione metamorfica comprende frammenti quarzoso-feldspatici con biotite, anfibolo, granato ed epidoto. La componente carbonatica comprende calcari micritici e resti di foraminiferi planctonici.

Le facies delle successioni delle Tufiti di Tusa rinvenute nell'area del Foglio sono caratteristiche di un'area bacinale a sedimentazione torbida.

Lo spessore in affioramento è compreso tra 50 metri e circa 120 metri.

I campioni di peliti prelevati in prossimità del passaggio al Gruppo delle Argille Variegate sono caratterizzati da associazioni a nannofossili calcarei costituite da *Coccolithus pelagicus*, *Cyclicargolithus abisectus* (MÜLLER, 1970), *C. floridanus* (ROTH & HAY, 1967), *Discoaster deflandrei* (BRAMLETTE & RIEDEL, 1954), *Reticulofenestra perplexa* (BURNS, 1975), *Sphenolithus conicus* (BUKRY, 1971), *S. moriformis* (BRÖNNIMANN & STRADNER, 1960), *S. ciperensis* (BRAMLETTE & WILCOXON, 1967). La presenza concomitante di *S. ciperensis* e *S. conicus* consente di riferire la base delle successioni esaminate all'Oligocene superiore (Chattiano- biozona NP25 di MARTINI, 1971).

PESCATORE *et alii* (1992) riferiscono le Tufiti di Tusa affioranti a Groppa d'Anzi all'intervallo Oligocene superiore – Miocene inferiore *p.p.*

ZUPPETTA *et alii* (1984), nell'area compresa tra Valsinni e Rocca Imperiale, sulla base di una ricca associazione a foraminiferi planctonici riferiscono le Tufiti di Tusa all'intervallo Aquitaniano-Burdigaliano.

I dati da noi rinvenuti, unitamente a quelli provenienti dalla letteratura, consentono di attribuire a questi depositi un'età compresa tra l'Oligocene superiore ed il Miocene inferiore.

2.1.4. - *flysch di Gorgoglione (FGO)*

Il flysch di Gorgoglione (SELLI, 1962; CIARANFI, 1972), nell'ambito del Foglio Stigliano, è rappresentato da depositi arenaceo-conglomeratici e pelitici, depositi da vari tipi di flussi gravitativi in ambiente di conoide sottomarina in un bacino di *piggy-back* (PESCATORE *et alii*, 1980; PESCATORE & TRAMUTOLI 1980; LOIACONO 1974, 1981; BOIANO 1994, 1997), impostato sulle coltri di ricoprimento della catena appenninica (LENTINI, 1979; PESCATORE, 1988; PATACCA *et alii*, 1990; CATALANO *et alii*, 1993a) nell'intervallo compreso tra il Langhiano medio ed il Tortoniano (BOENZI & CIARANFI, 1970). Le successioni del flysch di Gorgoglione poggiano in discordanza angolare sui depositi del Gruppo delle Argille Variegate, sulle successioni della formazione di Corleto Perticara e sulle Tufiti di Tusa.

All'interno della successione del flysch di Gorgoglione sono stati distinti tre membri: uno inferiore arenaceo-argilloso (**FGO₁**), uno arenaceo-conglomeratico

(**FGO₂**) ed uno superiore pelitico (**FGO₃**). Nell'Unità tettonica di Tempa Lata sono presenti esclusivamente i depositi del membro arenaceo-conglomeratico (**FGO₂**), affioranti lungo la dorsale di Tempa Lata (margine sud-occidentale del foglio) per una esigua estensione.

2.1.4.1. - membro arenaceo - conglomeratico (**FGO₂**)

Il membro arenaceo-conglomeratico (**FGO₂**) è qui costituito da una fitta alternanza di arenarie torbiditiche, siltiti ed argille siltose grigio-azzurre, gialle se alterate, in livelli da centimetrici a decimetrici, con rare intercalazioni di conglomerati, talora a matrice prevalente. Le arenarie, a grana media e grossa, si presentano in strati decimetrici, talora amalgamati, con sequenze Ta-c di Bouma; la base degli strati, frequentemente bioturbata, è caratterizzata da *flute cast* e deformazioni da carico.

Le arenarie hanno una composizione essenzialmente quarzoso-feldspatica, sono tessitualmente immature, il cemento è generalmente scarso e la matrice è silico-clastica, raramente carbonatica.

I livelli conglomeratici, spessi fino ad 1 m, presentano geometria degli strati di norma lenticolare e con base spesso erosiva, marcata da sciami di ciottoli d'argilla.

Le caratteristiche sedimentarie di tali depositi sono indicative di un ambiente di conoide sottomarina.

Lo spessore valutato nella zona di Tempa Lata è compreso tra 40 e 80 metri.

Nei depositi del flysch di Gorgoglione affioranti a Tempa Lata il contenuto fosilifero è risultato raro ed in cattivo stato di conservazione; essi vengono assegnati all'intervallo Langhiano-Serravalliano sulla base delle datazioni effettuate per le successioni del flysch di Gorgoglione dell'Unità di Albano-Castelmezzano, ben esposte in prossimità dei centri abitati di Castelmezzano e di Pietrapertosa, ed in accordo con i dati provenienti dalla letteratura (BOENZI & CIARANFI, 1970; PESCATORE, 1988; LENTINI, 1979).

2.2. - UNITÀ TETTONICA DI ALBANO-CASTELMEZZANO

Deriva dalla deformazione di successioni mesozoiche e terziarie riferibili al Dominio Sicilide *Auct.*, su cui poggiano, in discordanza angolare, successioni arenaceo-pelitiche e conglomeratiche di bacino di *piggy back*, di età Miocene medio-superiore.

Tale unità è sovrapposta tettonicamente alle quarzoareniti del flysch numidico dell'Unità tettonica di Stigliano-Accettura; l'età della messa in posto è non più antica del Langhiano.

L'Unità tettonica di Albano-Castelmezzano è costituita, a partire dal basso, da argille, diaspri, arenarie micacee, risedimenti carbonatici di età Cretaceo superiore-Oligocene riferite al Gruppo delle Argille Variegate

A queste seguono alternanze di calciliti, marne ed argille con intercalazioni di calcareniti ed arenarie micacee di età Eocene-Miocene inferiore riferite alla formazione di Corleto Perticara.

La successione chiude con arenarie micacee, marne e calcari marnosi, riferite alle Tufiti di Tusa (OGNIBEN, 1969) di età Oligocene superiore - Miocene inferiore.

Su questi depositi poggiano in discordanza angolare successioni arenaceo-pelittiche e conglomeratiche, di età Langhiano – Tortoniano, riferite al flysch di Gorgoglione.

2.2.1. - Gruppo delle Argille Variegate (AV)

Le successioni del Gruppo delle Argille Variegate dell'Unità di Albano – Castelmezzano sono costituite da argille e argille marnose policrome con patine manganesifere, marne bianche e rosate in strati centimetrici, alternate a calciliti e calcisiltiti marnose a foraminiferi planctonici, calcareniti torbiditiche in strati centimetrici, talora bioclastiche a macroforaminiferi (alveoline, nummuliti, discocicline), frammenti di lamellibranchi, gasteropodi, alghe. A più altezze stratigrafiche sono presenti depositi da frane sinsedimentarie (*mud flow* e *debris flow*), in cui si rinvencono elementi costituiti da calcari di scogliera. Intercalati a varie altezze sono presenti olistoliti carbonatici (**ol**), di dimensioni comprese tra il metro ed alcune centinaia di metri cubi, costituiti da calcari neritici di piattaforma carbonatica cretacea.

Tali successioni affiorano diffusamente in corrispondenza della fascia ad andamento appenninico compresa tra le dorsali di Albano di Lucania-Pietrapertosa e la dorsale di Campomaggiore-M. Costa la Rossa ed a sud dell'abitato di Accettura. Queste si rinvencono, inoltre, lungo il margine orientale della dorsale di M. Malerba ed in piccoli lembi ad ovest dell'abitato di Stigliano.

Poggiano con contatto tettonico di sovrascorrimento, sia sul Flysch Rosso che sul flysch numidico dell'Unità tettonica di Stigliano – Accettura.

Nell'area compresa tra le dorsali di Albano di Lucania-Pietrapertosa e la dorsale di Campomaggiore-M. Costa la Rossa e lungo il margine orientale della dorsale di Monte Malerba, si rinvencono spezzoni di successione che raramente superano la decina di metri, costituiti da argilliti di colore rosso, grigio-scuro e grigio-verde, con intercalazioni di calciliti e di calcarenti a grana fine, di colore grigio-scuro o nero, silicizzate, in strati spessi fino a 10 cm, caratterizzati dagli intervalli Tb, Tc, Tb-c della sequenza di Bouma, contenenti *Haplophragmoides*, *Rhyzamina*, *Orbitoides* sp., radiolari.

A differenti altezze stratigrafiche sono presenti depositi prodotti da franamenti sinsedimentari costituiti da argilliti rosse e verdi a struttura caotica, inglobanti frammenti di strati di calcilutiti silicizzate, di calcari marnosi avana silicizzati e con patine manganesifere, di radiolariti rosse e verdi, blocchi di dimensioni fino a 3 mc di calcari di ambiente di piattaforma carbonatica. Si tratta di calcari grigi compatti oppure di calciruditi ad elementi contenenti frammenti di alghe e di gusci di lamellibranchi, gasteropodi, coralli.

In località Pietra del Corvo (circa 3 km a sud-ovest dell'abitato di Accettura) e nella porzione apicale del Torrente Misegna (2 km a sud-est dell'abitato di Accettura) in prossimità di Masseria Garrandone, intercalati all'interno di un intervallo caotico di argilliti policrome, si ritrovano blocchi carbonatici di dimensioni di alcune centinaia di metri cubi costituiti da breccie calcaree ben stratificate, ricche di frammenti di gusci di molluschi, rudiste, alghe e coralli, provenienti da zone neritiche a sedimentazione carbonatica.

A sud-est di Accettura lungo il Torrente Misegna, nella parte alta delle successioni del Gruppo delle Argille Variegate sono presenti intercalazioni di calcareniti torbiditiche, di norma gradate, a macroforaminiferi (*Nummulites* sp.) e di arenarie micacee a granulometria da media a sottile, in strati spessi fino a 10 cm, caratterizzati dagli intervalli Tb, Tb-c della sequenza di Bouma.

Le facies delle successioni prima descritte indicano come ambiente deposizionale un'area bacinale, prossima ad un sistema piattaforma-scarpata tettonicamente instabile, raggiunta da correnti di torbida a bassa densità e, spesso, caratterizzata da franamenti sottomarini.

Lo spessore in affioramento varia tra qualche decina di metri e circa 300 metri.

La datazione di queste successioni si è rivelata difficoltosa in quanto i livelli pelitici campionati sono risultati per lo più sterili o caratterizzati da associazioni a nannofossili calcarei molto povere. La presenza di *Coccolithus pelagicus* (WALLICH, 1887), *Cyclicargolithus abisectus* (MÜLLER, 1970), *Discoaster deflandrei* (BRAMLETTE & RIEDEL, 1954), *Pontosphaera multipora* (KAMPTNER, 1948), *Reticulofenestra perplexa* (BURNS, 1975), *Sphenolithus moriformis* (BRÖNNIMANN & STRADNER, 1960) indica un'età non più antica dell'Oligocene.

Nei risedimenti carbonatici sono state rinvenute associazioni faunistiche caratterizzate dalla presenza di nummuliti, *Orbitoides* sp. e frammenti di rudiste.

Sulla base dei dati biostratigrafici disponibili e delle informazioni ricavate dalla letteratura (OGNIBEN, 1969; CARBONE *et alii*, 1991; DE CAPOA *et alii*, 2003; GUERRERA *et alii*, 2005) questi depositi sono stati attribuiti all'intervallo Cretaceo superiore – Oligocene.

2.2.2. - formazione di Corleto Perticara (CPA)

Le successioni della formazione di Corleto Perticara dell'Unità Albano-Castelmezzano sono costituite in genere da: calcilutiti e marne bianche a foraminiferi planctonici, in strati da centimetrici a decimetrici, bioturbati e caratterizzati dalla presenza di liste e noduli di selce; argille ed argille marnose grigie o verdi in livelli di spessore fino a 40 cm, con intercalazioni di calcareniti bioclastiche, in strati decimetrici, ricche di frammenti di placche di echinodermi, molluschi, alghe, macroforaminiferi (*Alveolina* sp., *Discocyclusina* sp.). Nella parte alta della formazione sono talora presenti intercalazioni di arenarie micacee e vulcanoclastiche torbiditiche che rappresentano i termini di passaggio alle Tufiti di Tusa.

Questi depositi affiorano in aree di modesta estensione ad ovest della dorsale di Campomaggiore in località Difesa, ad ovest della dorsale di M. Costa la Rossa in località Masseria Quaratelli, a nord-est di Monte Malerba, nell'incisione del Torrente la Rossa in prossimità della confluenza con il fiume Basento. Poggiano in paraconformità sulle successioni del Gruppo delle Argille Variegate e passano, verso l'alto, alle Tufiti di Tusa, con cui mostrano passaggi eteropici.

In località Difesa è stata ricostruita una sezione di circa 20 m. La successione è costituita da una alternanza monotona di calcilutiti bianche, in strati spessi 2-5 cm bioturbati, o in strati spessi 15 cm, caratterizzati dalla presenza di liste e noduli di selce; argille grigio-verdi in livelli spessi fino a 10 cm, alle quali sono intercalate calcareniti grigie, in strati spessi fino a 5 cm, caratterizzati dall'intervallo Tb della sequenza di Bouma e livelli centimetrici di marne calcaree grigie o bianche.

A nord-est di Monte Malerba la successione è esposta per circa 12 metri ed è costituita, nella parte bassa, per uno spessore di circa 5 m, da calcareniti bioclastiche, di colore grigio chiaro, a grana media, in strati centimetrici, contenenti liste e noduli di selce grigia e caratterizzati dalla presenza degli intervalli Ta, Tb, Tc della sequenza di Bouma. A queste seguono circa 7 m di: calcilutiti di colore bianco e grigio-verde, in strati spessi 5-15 cm, contenenti liste e noduli di selce, amalgamati ed organizzati in livelli spessi 30 cm, intensamente bioturbati; argille e marne siltose bianche, straterellate, in livelli spessi 30-40 cm. A questi si intercalano calcareniti grigie bioclastiche, in strati spessi circa 5 cm, in cui si osservano gli intervalli Tb, Tc della sequenza di Bouma.

Lungo il Torrente della Rossa in prossimità della confluenza con il fiume Basento, affiora una successione costituita nella parte bassa per circa 4 m da un'alternanza di: calcareniti grigie a granulometria media, canalizzate, amalgamate ed organizzate in livelli spessi 35-40 cm, in cui si osservano gli intervalli Tb-c, Tb, Tc della sequenza di Bouma; marne grigio-chiare o bianche straterellate e bioturbate in livelli spessi 35-40 cm. Queste passano verso l'alto a circa 15 m di calcilutiti di colore bianco, in strati spessi 15-20 cm, bioturbati, contenenti liste e noduli di selce, oppure straterellate ed organizzate in livelli spessi circa 20 cm.

Le facies delle successioni ricostruite indicano quale ambiente di sedimentazione un'area bacinale, interessata da flussi torboidici a bassa densità provenienti da aree neritiche a sedimentazione carbonatica.

Lo spessore in affioramento di questa formazione è compreso tra 20 e 50 metri.

Le associazioni a nannofossili calcarei rinvenute nelle peliti prelevate nella parte alta della successione sono caratterizzate dalla presenza di *Coccolithus pelagicus*, *Ericsonia cava*, *Reticulofenestra perplexa*, *Sphenolithus moriformis*, *S. disbelemnus*. La presenza di *Sphenolithus disbelemnus* consente di attribuire questa porzione della successione almeno all'Aquitaniense medio (biozona MNN1 di FORNACIARI & RIO, 1996).

Le associazioni a nannofossili calcarei rinvenute nelle peliti prelevate nella parte bassa della successione indicano un'età non più antica dell'Eocene superiore per la presenza di *Discoaster nodifer*, *D. tani* e *D. saipanensis* (Bartoniano, biozona NP17 di MARTINI, 1971 e biozona CP14b di OKADA & BUDRY, 1980).

In località Masseria Quaratelli sono stati rinvenuti frammenti di successioni spessi fino ad 8 m, litologicamente simili alle successioni rilevate nei pressi di Monte Malerba, ma con associazioni a nannofossili calcarei (*Coccolithus pelagicus*, *Cyclicargolithus abisectus*, *C. floridanus*, *Discoaster deflandrei*, *Ericsonia cava*, *Sphenolithus ciperoensis*, *S. conicus*, *S. moriformis*, *Triquetrorhabdulus carinatus* MARTINI, 1971), indicative di un'età non più antica dell'Oligocene superiore (Chattiano, biozona NP25 di MARTINI, 1971) per la presenza di *Sphenolithus ciperoensis*.

Nelle calcareniti a granulometria più grossolana è stato rinvenuto detrito bioclastico proveniente da ambienti di piattaforma costituito da macroforaminiferi (*Alveolina* sp., *Nummulites* sp.) cui sono associati foraminiferi planctonici (*Morozovella aragonensis*, *Morozovella acutispira* BOLLI & CITA, 1960), indicativi di un'età non più antica dell'Eocene inferiore.

I dati disponibili consentono di attribuire alla formazione un'età compresa tra l'Eocene superiore (Bartoniano) ed il Miocene inferiore (Aquitaniense medio), in accordo con le datazioni riportate dalla letteratura geologica.

2.2.3. - Tuffiti di Tusa (TUT)

Questa unità litostratigrafica è costituita da: arenarie micacee di colore marrone scuro, a granulometria da sottile a grossolana, in strati decimetrici in cui si osserva la presenza dell'intervallo Ta-c della sequenza di Bouma e talvolta in banchi di 1-2 metri di spessore ad andamento lenticolare e base erosiva caratterizzata da *flute cast* e impronte da carico; marne e marne argillose, calcari marnosi di colore bianco o grigio alternati a calcareniti bioclastiche gradate e laminate in strati di spessore decimetrico.

Le arenarie sono caratterizzate da un'abbondante frazione vulcanoclastica di natura andesitica.

Intercalate a varie altezze stratigrafiche, si rinvencono calcareniti grigie a granulometria da media a sottile, in strati spessi fino a 30 cm, massive o caratterizzate dagli intervalli Ta-b, Tb-c, Tb di Bouma, calcilutiti grigio verdi sottilmente stratificate, calcilutiti marnose e calcisiltiti micacee.

Questi depositi affiorano lungo una fascia, ad andamento appenninico, subito ad ovest dell'abitato di Campomaggiore, ad est della dorsale di M. Costa la Rossa nei pressi di Masseria Cavuoti.

Nella località Vaccareccia, circa 1 km a sud dell'abitato di Campomaggiore, le Tufiti di Tusa poggiano direttamente sui depositi del Gruppo delle Argille Variegate e sono costituite, per circa quindici metri, da alternanze di siltiti a stratificazione sottile, argille siltose stratificate e calcilutiti grigio-verdi in strati spessi fino a 5 cm. A queste si intercalano: calcareniti grigie a granulometria da media a sottile, in strati spessi fino a 30 cm, massive o caratterizzate dagli intervalli Ta-b, Tb-c, Tb della sequenza di Bouma; arenarie micacee, a granulometria da media a sottile, in strati spessi da 5 cm a 30 cm, in cui si osservano gli intervalli Tb, Tb-c, Tc della sequenza di Bouma. Seguono, per circa 6 m, siltiti ed argille siltose con frequenti intercalazioni di arenarie micacee a granulometria grossolana, in strati spessi circa 20 cm, di arenarie a grana fine in strati spessi 5-15 cm, caratterizzati dalla presenza degli intervalli Tb, Tb-c, Tc della sequenza di Bouma. Nelle calcareniti sono presenti frammenti di gusci di macroforaminiferi (*Nummulites* sp. e lepidocline). La successione chiude con un intervallo di circa 8 metri costituito da arenarie a grana da fine a media, in strati sottili o spessi da 15-20 cm a circa 40 cm, talora caratterizzati dagli intervalli Tb, Tc della sequenza di Bouma e con intercalazioni di siltiti ed argille siltose grigio-verdi in livelli spessi fino a 4 cm.

Le facies delle successioni sono caratteristiche di un'area bacinale a sedimentazione torbiditica.

Lo spessore in affioramento è compreso tra 20 e 80 metri.

I campioni di peliti prelevati in località Vaccareccia sono risultati sterili, quelli prelevati nei pressi di Masseria Cavuoti, in prossimità del passaggio alle Argille Variegate sono caratterizzati da associazioni a nannofossili calcarei, costituite da *Coccolithus pelagicus*, *Cyclicargolithus abisectus*, *C. floridanus*, *Discoaster deflandrei*, *Reticulofenestra perplexa*, *Sphenolithus conicus*, *S. moriformis*, *S. ciproensis*, indicative dell'Oligocene superiore (Chattiano, biozona NP25 di MARTINI, 1971).

Questi dati unitamente a quelli riportati da PESCATORE *et alii* (1992) per le Tufiti di Tusa di Groppa D'Anzi e da ZUPPETTA *et alii* (1984) per le aree di Valsinni permettono di attribuire alle Tufiti di Tusa un'età compresa tra l'Oligocene superiore ed il Miocene inferiore.

2.2.4. - *flysch di Gorgoglione (FGO)*

La successione del flysch di Gorgoglione, in questa unità, è costituita da una fitta alternanza di arenarie torbiditiche, siltiti ed argille siltose grigio azzurre. A varie altezze stratigrafiche si rinvencono intercalazioni di conglomerati in strati e banchi, spesso amalgamati, ad elementi costituiti da rocce cristalline, calcari, diaspri ed arenarie, che costituiscono corpi di spessore variabile da alcuni metri fino a circa 150 metri. La parte alta della successione è costituita da argille ed argille marnose a foraminiferi planctonici, siltiti laminate, con intercalazioni di arenarie a grana fine e conglomerati canalizzati.

Nel Foglio Stigliano le successioni del flysch di Gorgoglione dell'Unità Albano-Castelmezzano rappresentano i depositi arealmente più estesi (circa il 30 % del foglio), poggiano in discordanza angolare sulle successioni del Gruppo delle Argille Variegate, della formazione di Corleto Perticara e delle Tufiti di Tusa. Le successioni sono ben esposte soprattutto nel settore occidentale, lungo una fascia ad andamento appenninico che si estende da Albano di Lucania, a Castelmezzano e Pietrapertosa fino al margine meridionale del foglio, e sono state oggetto di numerosi studi (CIARANFI, 1972; BOENZI & CIARANFI, 1970; COLELLA, 1979; PESCATORE *et alii*, 1980; PESCATORE & TRAMUTOLI, 1980; LOIACONO 1974, 1981, 1993; BOIANO, 1993, 1993, 1997; BUTLER & TAVARNELLI, 2006) anche a carattere geochimico e petrografico (CRITELLI, 1991; CRITELLI & LOIACONO, 1988; DELL'ANNA *et alii*, 1988).

All'interno del flysch di Gorgoglione dell'Unità di Albano-Castelmezzano sono stati distinti tre membri: membro arenaceo-argilloso (**FGO₁**), membro arenaceo-conglomeratico (**FGO₂**) e membro pelitico (**FGO₃**).

Le successioni del flysch di Gorgoglione, nel loro insieme, sono riferibili ad un ambiente di conoide sottomarina (LOIACONO, 1974, 1981; CATALANO *et alii*, 1993; BOIANO, 1994, 1997) che evolve ad ambiente di scarpata e base di scarpata (PESCATORE *et alii*, 1980). Tali successioni mostrano una tendenza regressiva ed un marcato diaconismo delle facies (PESCATORE, 1978, 1988; PESCATORE *et alii*, 1980).

Le facies prossimali dell'apparato di conoide affiorano nel settore nord-occidentale della dorsale di Castelmezzano-Pietrapertosa, mentre procedendo verso sud-est si rinvencono le facies distali. In particolare lo spessore medio degli strati arenacei e conglomeratici e le dimensioni medie dei clasti, diminuiscono procedendo da NNO verso SSE; crescono, invece, procedendo dalla base alla sommità della successione.

Lo spessore massimo del flysch di Gorgoglione è di circa 1500 metri nella zona di Castelmezzano – Pietrapertosa.

Sulla base dei dati biostratigrafici da noi raccolti di seguito riportati, in accordo con i dati provenienti dalla letteratura (BOENZI & CIARANFI, 1970; PESCATORE *et alii*, 1980; BOIANO, 1997), l'intera successione del flysch di Gorgoglione viene riferita all'intervallo Langhiano – Tortoniano medio-superiore.

2.2.4.1. - membro arenaceo-argilloso (FGO₁)

Questo membro costituisce la base della formazione. E' ben esposto, per uno spessore di circa 50 metri, al piede della dorsale di Castelmezzano – Pietrapertosa, lungo il Torrente La Rossa e nei dintorni di Abbazia S. Pietro. E' costituito da una fitta alternanza di argille ed argille siltose di colore grigio-verde con intercalazioni di arenarie arcose a grana fine laminate (intervalli Td, Td-e della sequenza di Bouma), in strati spessi 5-15 cm. Questi depositi poggiano in discordanza angolare sulle peliti del Gruppo delle Argille Variegate.

Le facies delle successioni pelitiche sono riferibili ad un ambiente di scarpata - base di scarpata.

I campioni prelevati alla base della formazione, lungo il Torrente La Rossa e nei dintorni di Abbazia S. Pietro, hanno dato ricche associazioni a nannofossili calcarei. Le specie più significative sono *Calcidiscus leptoporus*, *Discoaster variabilis*, *Reticulofenestra pseudoumbilicus*, *Sphenolithus heteromorphus*. Questa associazione indica un'età non più antica del Langhiano (biozona MNN5a di FORNACIARI *et alii*, 1976).

2.2.4.2. - membro arenaceo-conglomeratico (FGO₂)

E' costituito da una fitta alternanza di arenarie torbiditiche, siltiti ed argille siltose grigio-azzurre, gialle se alterate. Le arenarie, a grana media e grossa, si presentano in strati decimetrici, talora amalgamati, con sequenze Ta-c, Tb-d di Bouma; la base degli strati è caratterizzata da *flute cast*, deformazioni da carico e non di rado si presenta bioturbata. A varie altezze stratigrafiche sono presenti intercalazioni di conglomerati (FGO_{2c}) in strati e banchi, spesso amalgamati, a geometria di norma lenticolare e con base erosiva, marcata da vistosi sciami di ciottoli d'argilla che non di rado assumono dimensioni di vari decimetri (spettacolari gli affioramenti all'ingresso dell'abitato di Pietrapertosa dove, in alcuni casi, sfiorano la dimensione del metro).

I livelli conglomeratici spesso risultano essere a matrice prevalente, si presentano sia disorganizzati che gradati e costituiscono corpi spessi da alcune decine di metri fino a 150 metri (Castelmezzano) (Fig. 5).

La taglia media dei clasti e gli spessori degli strati tendono ad aumentare progressivamente verso la parte alta della successione.

I clasti, che nella parte alta assumono dimensioni di qualche decimetro, sono rappresentati da rocce carbonatiche di piattaforma neritica, diaspri, arenarie e soprattutto da rocce cristalline (Fig. 6).

Per CRITELLI & LOIACONO (1988), gli elementi costituiti da rocce cristalline mostrerebbero una origine da aree plutonico-metamorfiche (granitiche, filladico-



Fig. 5 - Castelmezzano. Corpi conglomeratici canalizzati ed amalgamati del flysch di Gorgoglione (FGO_{2c}).



Fig. 6 - Pietrapertosa. Conglomerati disorganizzati ad elementi (fino a 50 cm) costituiti da calcari di piattaforma, diaspri e rocce cristalline (FGO_{2c}).

scistose e gneissiche) riferibili ai massicci cristallini calabridi ed una subordinata provenienza dalle unità tettono-sedimentarie appenniniche. A questi è associato anche del detrito prodotto da vulcanesimo acido (rioliti e riodaciti) coevo alla sedimentazione del flysch di Gorgoglione, proveniente da aree orogeniche ancora più interne.

Associate a tali depositi si rinvengono arenarie a grana grossa e microconglomerati gradati e laminati in strati da metrici a decimetrici. Le arenarie hanno una composizione essenzialmente quarzoso-feldspatica, tessituralmente sono immature, la cementazione è generalmente scarsa e la matrice è silico-clastica, raramente carbonatica.

Dallo studio condotto sulle direzioni di allungamento delle impronte di corrente (*flute cast*, *groove cast* ed *impact cast*) e di orientamento degli assi maggiori sono state ricavate indicazioni sulle direzioni delle correnti e quindi sul verso di trasporto dei sedimenti (Fig. 7).

In particolare nella zona di Pietrapertosa dove sono più sviluppate e meglio esposte le litofacies grossolane la direzione media delle correnti è compresa tra N10°O e N40°O con direttrice di trasporto da nord-ovest verso sud-est.

Nella Fiumarella di Gorgoglione dove le successioni sono ben esposte, per qualche centinaio di metri, le direzioni misurate sono comprese tra N40°O e N10°E con direttrice di trasporto da nord verso sud.

In corrispondenza della dorsale della Montagna di Caperino, le direzioni di corrente sono comprese tra N-S e N30°O con verso di trasporto da nord verso sud.

Nel loro insieme, le caratteristiche sedimentologiche della successione del membro arenaceo-conglomeratico indicano un carattere marcatamente regressivo (PESCATORE & TRAMUTOLI, 1980). Infatti, gli spessori degli strati e la grana media dei clasti, tendono a crescere progressivamente verso l'alto. Le sequenze di Bouma presentano intervalli Td, Td-e alla base, via via sostituiti dagli intervalli Tc-d, Tb-c, fino a diventare prevalenti, nella parte alta gli intervalli Ta. Le facies sono riferibili ad ambiente di conoide sottomarina che evolve gradualmente a base di scarpata.

Lo spessore massimo delle successioni del membro arenaceo-conglomeratico, tra Castelmezzano e Pietrapertosa, è circa 800-1000 m.

L'età del membro arenaceo-conglomeratico viene riferita all'intervallo Langhiano-Serravalliano per posizione stratigrafica, in quanto compreso tra il membro arenaceo-argilloso (**FGO₁**) del Langhiano ed il membro pelitico (**FGO₃**) di età Serravalliano-Tortoniano medio-superiore.

Sezione Castelmezzano - Pietrapertosa

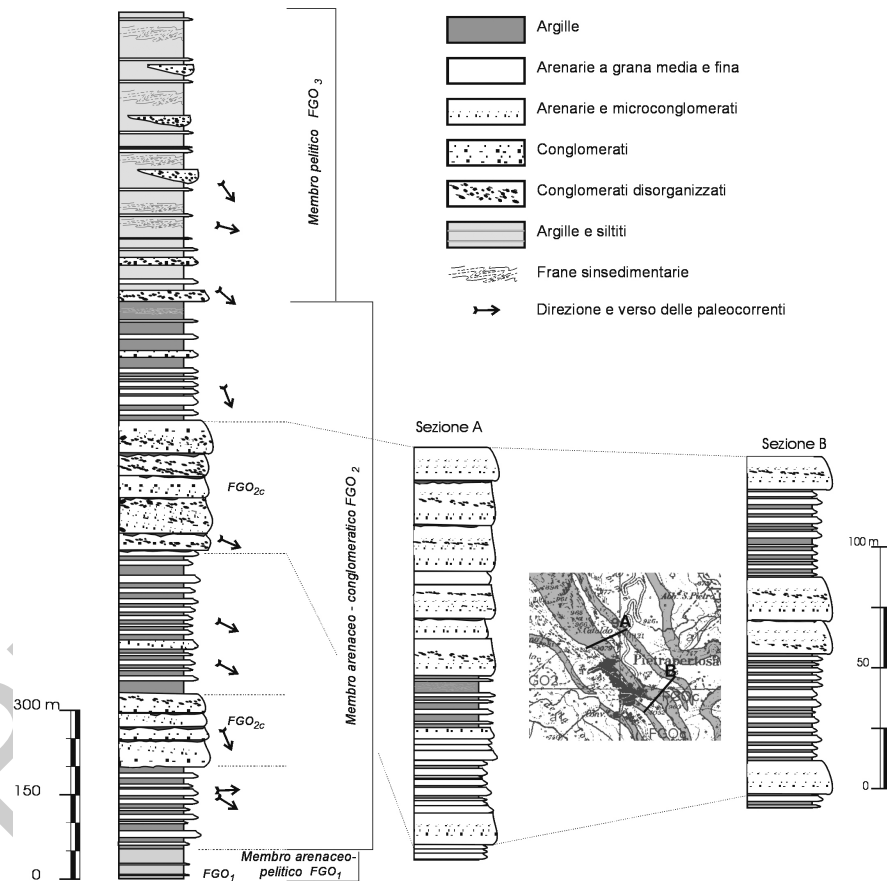


Fig. 7 - Sezione schematica della successione del flysch di Gorgoglione e variazioni sottocorrente dei corpi conglomeratici.

2.2.4.3. - membro pelitico (FGO₃)

Le successioni di questo membro sono in genere costituite da argille, argille siltose, siltiti laminare ed argille marnose a foraminiferi planctonici, sottilmente stratificate di colore grigio.

Le argille di norma presentano laminazione parallela a piccola scala, mentre frequente è la laminazione obliqua e/o convoluta nelle siltiti. A più altezze strati-

grafiche sono presenti intercalazioni di conglomerati disorganizzati in strati metrici, marcatamente lenticolari e con base erosiva; i clasti, da centimetrici a decimetrici, hanno composizione e significato uguali a quelli descritti per la litofacies **FGO_{2c}**.

A vari livelli sono presenti depositi da franamenti sinsedimentari (*debris flow*, *pebbly mudstone*), talora di spessore superiore alla decina di metri. Tali depositi sono ben esposti tra Serra Cristina e Tempa S. Pietro, tra Montagna del Caperino (Fig. 8) e la dorsale di Pietrapertosa.

Le successioni del membro pelitico affiorano lungo il versante occidentale della dorsale di Castelmezzano – Pietrapertosa e della dorsale di Montagna del Caperino, ad ovest di Stigliano in località Costa S. Pietro e Tempa dei Greci e ad ovest di Monte dell'Impiso (Fig. 9).

Una successione, spesso circa 400 metri, è ben esposta lungo il tratturo che dal cimitero di Pietrapertosa porta in località Serra Cristina. Per i primi 80 – 100 metri, essa è costituita da una fitta alternanza di arenarie arcosiche ed argille siltose in strati centimetrici con intercalazioni, a più altezze stratigrafiche, di conglomerati disorganizzati, a matrice prevalente, spesso amalgamati, con base erosiva e ad elementi sia arrotondati che spigolosi, costituiti in prevalenza da rocce cristalline e metamorfiche ed in subordinate sedimentarie.

I corpi conglomeratici hanno spessori compresi tra qualche metro e la decina



Fig. 8 - Versante orientale di Monte Caperino. Franamenti sinsedimentari nel membro pelitico del flysch di Gorgoglione (**FGO₃**).



Fig. 9 - Fosso di S. Giovanni (ovest di Monte dell'Impiso): membro pelitico del flysch di Gorgoglione.

di metri. Verso l'alto aumenta progressivamente la frazione argillosa, gli strati diventano più sottili con spessori millimetrici, interrotti solo sporadicamente da sottili intercalazioni arenacee. Frequenti, inoltre, sono i depositi da frammenti sinsedimentari (*pebbly mudstone* e *mud flow*) in livelli spessi fino a qualche decina di metri (Fig. 8).

Da studi di DELL'ANNA *et alii*, (1988) risulta che le peliti del membro pelitico **FGO₃** sono costituite per lo più da minerali argillosi (in prevalenza da illite 2 M alluminifera ed in subordine da smectite montmorillonitica-beidellitica, clorite e caolinite in associazione con rari strati misti I/S e da quarzo, feldspati, carbonati e miche). Secondo questi autori le associazioni mineralogiche, la natura cristallografica dei principali minerali e l'abbondanza degli elementi in traccia mostrerebbero anche per le peliti una provenienza prevalente da facies petrografiche analoghe a quelle dell'area cristallino-metamorfica dell'arco calabro-peloritano ed in sub-ordine dalle successioni del Gruppo delle Argille Variegate delle Unità Sicilidi (per la presenza di Smectite e di idrossidi di ferro).

Le facies delle successioni pelitiche sono riferibili ad un ambiente di base di scarpata – scarpata.

Lo spessore affiorante di questo membro varia tra 50 metri e 100 metri nei quadranti meridionali e raggiunge circa 500 m nella zona di Pietrapertosa.

Le associazioni a nannofossili calcarei rinvenute nelle peliti, che costituiscono

i termini più alti della successione sono rappresentate da *Braarudosphaera bigelowii*, *Coccolithus miopelagicus*, *C. pelagicus*, *Discoaster deflandrei*, *D. variabilis*, *D. exilis*, *Ericsonia cava*, *Helicosphaera carteri*, *Holodiscolithus macroporus*, *Pontosphaera multipora*, *Reticulofenestra minuta*, *R. minutula*, *R. perplexa*, *Sphenolithus abies*, *S. moriformis*, *Thoracosphaera symeonidesii*, *Umbilicosphaera rotula*, *Reticulofenestra pseudoumbilicus*, *Discoaster surculus*. Tali associazioni sono indicative di un'età compresa tra il Serravalliano medio (MMN6B di FORNACIARI & RIO, 1996=CN5a di OKADA & BUDRY, 1980) per la presenza di *Reticulofenestra pseudoumbilicus* (esemplari $> 7 \mu\text{m}$), ed il Tortoniano medio-superiore (CN9a di OKADA & BUKRY, 1980 =MNN11a di FORNACIARI & RIO, 1996) per la presenza di *Discoaster surculus* (MARTINI & BRAMLETTE, 1963) nei campioni stratigraficamente più alti.

L'età del membro pelitico è pertanto ascrivibile all'intervallo Serravalliano-Tortoniano medio – superiore.

2.3. - UNITÀ TETTONICA DI TEMPA DELONNE

L'Unità tettonica di Tempa Delonne deriva dalla deformazione di successioni mesozoico-terziarie riferibili al Dominio Lagonegrese *Auct.*; affiora in finestra tettonica nell'estremità sud-occidentale del Foglio, sormontata tettonicamente da terreni delle successioni del Gruppo delle Argille Variegate. Questa unità è formata da successioni pelagiche costituite, nella parte bassa, da argilliti silicee e marne grigio verdi a radiolari con sottili intercalazioni di calcareniti torbiditiche riferibili al Flysch Galestrino (SCANDONE 1967, 1972; TORRE & ZAMPARELLI, 1990), che rappresenta la più antica successione affiorante nell'area del foglio. In Appennino meridionale il Flysch Galestrino poggia in continuità su depositi radiolaritici noti nella letteratura geologica come "Scisti Silicei"; verso l'alto passa a calcilutiti, calcareniti e calciruditi alternate a livelli di argilliti e marne riferite al Flysch Rosso (SCANDONE 1967, 1972).

Il Flysch Galestrino, a prevalente litologia argillosa, costituisce uno dei livelli di scollamento principali all'interno della successione lagonegrese (MAZZOLI, 1992; PROSSER *et alii*, 1996).

Nell'area del Foglio Stigliano i contatti basali dell'Unità di Tempa Delonne non sono esposti in affioramento; comunque, la ricostruzione del quadro strutturale dell'area indica che tale unità poggia con un contatto tettonico non più antico del Tortoniano sui depositi del flysch di Gorgoglione.

2.3.1. - *Flysch Galestrino* (FYG)

Il Flysch Galestrino (SCANDONE 1967; 1972) è costituito da argilliti silicee fogliettate, marne silicifere a radiolari e spicole di spugne, grigio-azzurre o, se alterate, di colore ocraceo, in strati da centimetrici a decimetrici. A varie altezze si rinvencono alternanze di calcilutiti silicifere grigie o nere in strati centimetrici, argilliti silicee grigio verdi, calcisiltiti e calcari selciferi, in strati decimetrici in cui si osservano gli intervalli Tb, Tb-c di Bouma (1962), con intercalazioni di calcareniti a grana fine laminate.

Il Flysch Galestrino affiora per poche decine di metri in finestra tettonica al km 72 della S.P. 103, nell'angolo sud occidentale del Foglio. La successione affiorante è costituita da una alternanza di argilliti, marne calcaree e marne silicifere a radiolari e spicole di spugna, di colore grigio-verde, organizzate in livelli spessi fino a 20 cm, con intercalazioni di calcilutiti e calcareniti silicifere, in strati spessi fino a 15 cm, contenenti liste e noduli di selce, in cui si osservano gli intervalli Tb, Tb-c della sequenza di Bouma. Nella parte alta sono prevalenti marne ed argilliti silicee di colore variante dal grigio al verde al giallo, con qualche raro livello di colore rosso, con intercalazioni di calcilutiti e calcisiltiti torbiditiche in strati decimetrici con intervalli Tb, Tb-c della sequenza di Bouma.

Le caratteristiche di facies sono indicative di ambiente pelagico talora raggiunto da flussi torbiditici a bassa densità.

Lo spessore affiorante non supera i 50 metri.

I campioni prelevati sono risultati sterili. A livello regionale le microfaune più significative rinvenute in successioni simili nei dintorni di Padula-Mandranò (BRONNIMAN *et alii*, 1971; MICONNET, 1988), sono costituite da *Protopeneroptis striata* WEYNSCHENK associata a *Calpionellopsis oblonga* (CADISH, 1932), *Calpionellites darderi* (COLOM, 1934), *Tintinnopsella carpathica* (MURGEANU & FILIPESCU, 1933), da *Calpionella alpina* (LORENZ, 1902), *Calpionella elliptica* (CADISH, 1932) e *Remaniella cadischiana* (COLOM, 1948) indicative del Cretaceo inferiore.

Pertanto, per la posizione stratigrafica e per correlazione con le altre successioni del Flysch Galestrino affioranti più a nord nell'Unità di Stigliano-Accettura, l'età di questi depositi viene riferita al Cretaceo inferiore.

2.3.2. - *Flysch Rosso* (FYR)

Le successioni del Flysch Rosso di questa unità tettonica sono costituite da alternanze di: calcilutiti e calcisiltiti, in strati spessi 10-20 cm, in cui si osservano gli intervalli Tb, Tc, Tb-c della sequenza di Bouma; argilliti a luoghi selciferi ed argille grigio-verdi e talora rosse a struttura caotica per frane sinsedimentarie;

calcareniti bioclastiche (con frammenti di rudiste, rotalie, alghe rosse, *Orbitoides sp.*) con foraminiferi planctonici, in strati spessi 10-30 cm; calciruditi a clasti di piattaforma carbonatica del Giurassico-Cretaceo e con detrito bioclastico costituito da frammenti di gusci di echinidi, lamellibranchi e gasteropodi.

Tali successioni affiorano in contatto stratigrafico sul Flysch Galestrino lungo il Torrente Cerreto, in finestra tettonica a Tempa Delonne ed a sud est di questa località.

Le caratteristiche di facies sono indicative di un ambiente di sedimentazione posto in un'area di raccordo tra la scarpata e l'antistante bacino pelagico.

Lo spessore affiorante varia tra 30 metri e 70 metri.

L'età, in accordo con i dati ricavati dalla letteratura geologica (PAGLIARO, 1999 con bibliografia), e per correlazione con i depositi del Flysch Rosso dell'Unità di Stigliano-Acsettura (meglio esposti), è riferibile all'intervallo Cretaceo superiore-Miocene inferiore.

2.4. - UNITÀ TETTONICA DI STIGLIANO - ACCETTURA

L'Unità di Stigliano-Acsettura deriva dalla deformazione di successioni mesozoico-terziarie riferibili al Dominio Lagonegrese Auct..

Tale unità è formata da successioni pelagiche costituite, nella parte bassa, da argilliti silicee e marne grigio verdi a radiolari, riferite al Flysch Galestrino di età Cretaceo inferiore.

A queste seguono argilliti silicee rosse e grigio-verdi con sottili intercalazioni di livelli bituminosi tipo "*black shale*", di età Albiano, che passano ad alternanze di radiolariti rosse, verdi e nere, di risedimenti carbonatici a grana fine e di argilliti silicee rosse, di età Cenomaniano –Turoniano riferite al Flysch Rosso (membro diasprigno).

La successione prosegue con calciruditi, calcareniti e calciliti torbiditiche, alternate ad argille e marne rosse e a depositi da *slumping*, di età Cretaceo superiore - Miocene inferiore riferite al Flysch Rosso Auct..

Il passaggio al sovrastante flysch numidico è marcato, a luoghi, da un livello di peliti grigio-verdi con sottili livelli vulcanoclastici.

La successione chiude con quarzoareniti del flysch numidico di età Burdigaliano superiore-Langhiano.

I depositi del Flysch Galestrino e del Flysch Rosso dell'Unità Stigliano-Acsettura presentano marcate variazioni laterali di facies, pertanto sono state distinte ed analizzate due differenti tipi di successioni stratigrafiche per questa unità tettonica (Fig.10):

- la successione di Campomaggiore-Vallone Calanche, in cui i depositi del Flysch Galestrino e del Flysch Rosso sono rappresentati prevalentemente da

Successione di Campomaggiore -
Vallone Calanche

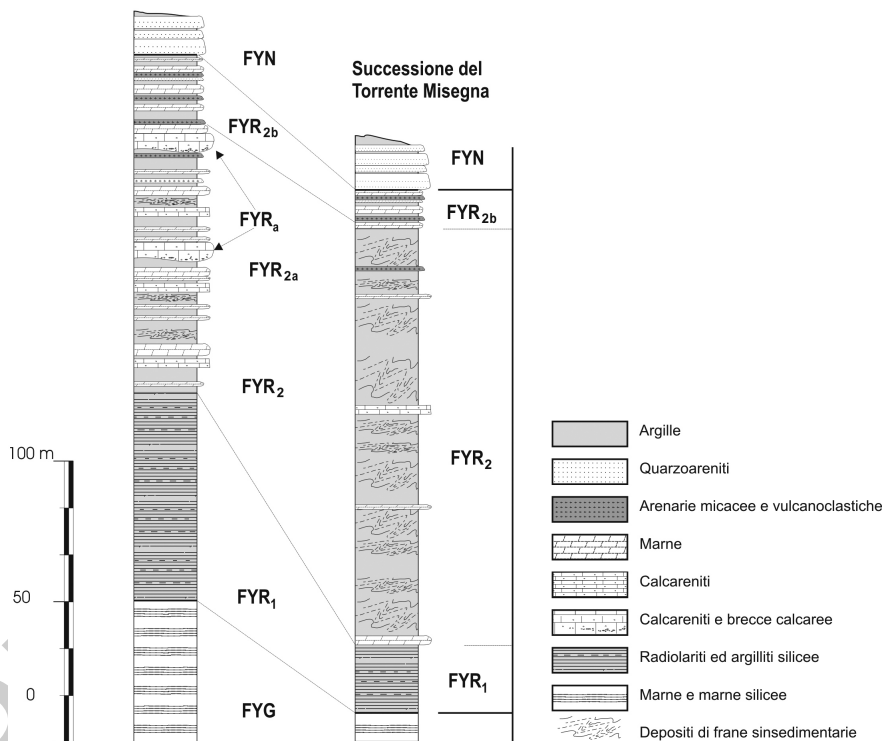


Fig. 10 - Colonne stratigrafiche schematiche delle successioni lagonegresti che caratterizzano l'unità di Stigliano-Accettura. In particolare vengono messe in risalto le caratteristiche sedimentarie delle due successioni: la prima costituita da una serie di strati ordinati; la seconda invece caratterizzata da una successione di strati contorti per successive frane sinsedimentarie compresi tra livelli ordinati.

- sequenze ordinate di strati di risedimenti carbonatici e di depositi pelitici, pur essendo caratterizzate da lacune erosionali e/o non deposizionali;
- la successione del Torrente Misegna, in cui i depositi del Flysch Rosso sono prevalentemente caotici.

L'Unità di Stigliano - Accettura affiora lungo una fascia ad andamento appenninico (NO-SE) che si estende dall'abitato di Campomaggiore a quello di Stigliano e poggia con contatto tettonico di sovrascorrimento sulle successioni silico-clastiche e calcareo marnose della formazione di Serra Palazzo e sui depositi pliocenici del gruppo di Caliendo. Nei dintorni di Accettura poggia con contatto di sovrascorrimento sui depositi arenaceo-conglomeratici del flysch di Gorgoglione con l'interposizione di un livello di conglomerati e sabbie del Pliocene inferiore.

L'età di messa in posto di questa unità sulla base dei terreni più recenti coinvolti non è più antica del Pliocene inferiore.

2.4.1. - *Flysch Galestrino* (FYG)

Le successioni del *Flysch Galestrino* sono costituite da alternanze di calcari marnosi e marne grigio-verdi silicizzate, a radiolari e spicole di spugna, e di argilliti silicee grigio-verdi stratificate, in livelli di spessore decimetrico, organizzate in sequenze torbiditiche Td-e. A luoghi si rinvencono argilliti silicee grigio verdi e talora rosse, con intercalazioni di calcilutiti e marne a stratificazione sottile, calcareniti a granulometria da media a sottile, di colore grigio scuro, silicizzate, in strati spessi da 2 a 10 cm, torbiditici (intervalli Tb, Tc, Tb-c della sequenza di Bouma). Nella parte alta della successione (località Vallone Calanche) alle argilliti si intercalano depositi da *slumping*, di spessore decametrico, costituiti da argilliti grigio-verdi a struttura caotica, inglobanti pacchi di strati di marne selcifere scompaginati.

Le successioni del *Flysch Galestrino* affiorano a sud del F. Basento tra la dorsale di Monte Costa la Rossa e la dorsale di M. Malerba (località Scannacapre 1 km ad ovest di Monte Malerba) ed a nord dell'abitato di Campomaggiore nel settore apicale del bacino del Vallone Calanche.

In particolare nell'area compresa tra la dorsale di Monte Costa la Rossa e la dorsale di Monte Malerba si rinvencono porzioni di successioni costituite da calcilutiti marnose e marne grigio-verdi, silicizzate, a radiolari e spicole di spugna, in strati spessi 5-20 cm, passanti ad argilliti silicee grigio-verdi stratificate, in livelli spessi fino a 20 cm, organizzati in sequenze torbiditiche Td-e. A luoghi le successioni affioranti sono costituite prevalentemente da argilliti silicee grigio verdi e, talora rosse, con intercalazioni di calcari marnosi e marne in strati spessi da 10 cm a 40 cm.

Alle peliti si intercalano calcilutiti e calcareniti a granulometria da media a sottile, di colore grigio-scuro, silicizzate, in strati spessi da 2 cm a 10 cm, caratterizzati prevalentemente dagli intervalli Tb, Tc, Tb-c della sequenza di Bouma.

A sud-ovest di M. Malerba è possibile osservare in affioramento i termini di passaggio al sovrastante *Flysch Rosso*. La successione è costituita, per circa 12 metri, da alternanze di argilliti silicee grigio-verdi, straterellate, in livelli di spessore da decimetrico a metrico, e di marne silicifere a radiolari, con patine mangesifere, in strati spessi da 5 cm a 40 cm, organizzati talora in livelli spessi fino a 10 m. Segue un livello, spesso circa due metri, di peliti bituminose nere a radiolari, che marca il passaggio alle radiolariti ed argilliti silicee del membro diasprigno (FYR₁) del *Flysch Rosso*. A differenti altezze stratigrafiche sono

presenti intercalazioni centimetriche di arenarie vulcanoclastiche.

A Vallone Calanche la successione del Flysch Galestrino è costituita prevalentemente da depositi da *slumping*, di spessore decametrico, rappresentati in genere da argilliti grigio-verdi a struttura caotica, inglobanti pacchi di strati di marne silicifere, ruotati e piegati.

Le caratteristiche delle facies delle successioni ricostruite sono in genere indicative di ambiente pelagico, talora raggiunto da flussi torbiditici a bassa densità. Per quanto riguarda la successione di Vallone Calanche la presenza di depositi da frane sottomarine sembrerebbe indicare un ambiente di sedimentazione prossimo alla base di scarpata.

Lo spessore in affioramento è compreso tra 20 metri e circa 150 metri a Vallone Calanche. Spessori stimati sulla base dei sondaggi per ricerca petrolifera o in altre aree dell'Appennino Meridionale indicano un valore compreso tra 250 - 400 metri.

Problematica è risultata la determinazione dell'età delle successioni del Flysch Galestrino in quanto i campioni analizzati sono risultati sterili.

Nelle successioni riferite al Flysch Galestrino affioranti nella finestra tettonica di Campagna la presenza di *Trocholina* sp. nei risedimenti carbonatici indica un'età non più antica del Malm (PAGLIARO, 2003); nelle successioni affioranti in Molise nei pressi di Ielsi sono state rinvenute associazioni caratterizzate dalla presenza di *Calpionella alpina*, *Calpionella elliptica*, *Calpionellopsis* sp., *Tintinnopsella* sp., *Calpionellites darderi* e, nei risedimenti carbonatici, *Protopenoplis trochoangulata*, *Neotrocholina* sp. (PAGLIARO, 1999) indicative di un'età Berrasiano-Valanginiano.

Campionature effettuate in successioni analoghe affioranti in aree localizzate subito a nord del margine settentrionale del foglio (località S.Agata a nord di Calciano) hanno rivelato un contenuto paleontologico costituito da radiolari, spicole di spugna, calpionelle, tra cui *Calpionella alpina*, che consente di attribuire un'età non più antica del Berrasiano.

Il Flysch Galestrino viene riferito, in accordo con la letteratura geologica, al Cretaceo inferiore.

2.4.2. - *Flysch Rosso* (FYR)

Le successioni attribuite a questa formazione poggiano in continuità sul Flysch Galestrino e passano verso l'alto alle arenarie del flysch numidico. Sono costituite nella parte bassa da argilliti, radiolariti, calcilutiti a liste e noduli di selce con sottili intercalazioni di livelli bituminosi tipo "*black shale*" (membro diasprigno **FYR₁**), cui segue una alternanza di argille, marne e calcilutiti rosse (membro calcareo **FYR₂**) con intercalazioni di livelli lenticolari decametrici di calcareniti e calciruditi ad elementi di piattaforma carbonatica (**FYR_{2a}**) e, talvolta, con depositi prodotti

da frammenti sinsedimentari. Chiude la successione un livello di peliti grigio-verdi con sottili intercalazioni vulcano-clastiche (**FYR_{2b}**), che marca il passaggio al sovrastante flysch numidico.

2.4.2.1. - membro diasprigno (**FYR₁**)

La parte basale di questo membro è caratterizzata da una alternanza di argilliti silicee grigio-verdi e rosse, radiolariti rosse e verdi, sottili livelli pelitici bituminosi tipo “*black shale*”, calcilutiti e calcisiltiti di colore grigio, silicizzate, in strati centimetrici in cui si osservano gli intervalli Tb, Tc, Tb-c di Bouma. A queste seguono diaspri rossi e verdi in strati centimetrici, con intercalazioni di argilliti silicee policrome, livelli bituminosi, caratterizzati da una fitta laminazione piano parallela e calcareniti grigio scure, silicizzate, torbiditiche (intervalli Ta-b, Tb della sequenza di Bouma), in strati spessi 7-30 cm. In prossimità del passaggio con il sottostante Flysch Galestrino è presente, a luoghi (Vallone Calanche, Vallone Scannacapre, Torrente Misegna), un livello, di spessore compreso tra qualche decimetro ed un paio di metri, di peliti brune o nere, bituminose, diaspri e argilliti rosse e verdi sottilmente stratificate, caratterizzato da una ricca associazione a radiolari indicativa del passaggio Cenomaniano-Turoniano. Questo livello è stato interpretato come equivalente del “Livello Bonarelli”, da GALLICCHIO *et alii*, (1996) e rappresenta un importante livello guida, in quanto marca, laddove presente, il passaggio dal Flysch Galestrino ai sovrastanti depositi del Flysch Rosso.

Queste successioni sono ben esposte a nord di Campomaggiore nel settore apicale del bacino del Vallone Calanche, ma si rinvencono anche a sud-ovest di M. Malerba, tra Piano Cancellò e Vallone Scannacapre, ed a sud-est di Accettura in prossimità dell'alveo del torrente Misegna.

In località Vallone Calanche è stata ricostruita una successione spessa circa 75 m, costituita nella parte bassa (spessore circa 30 m) da argilliti silicee grigio-verdi, straterellate, con rare intercalazioni di diaspri neri in strati spessi 3 cm e di due sottili livelli pelitici bituminosi tipo “*black shale*”.

A queste seguono, per uno spessore di circa 30 m, alternanze di argilliti silicee rosse e verdi, con rare intercalazioni di radiolariti verdi e rosse, in strati spessi fino a 3 cm, e di calcilutiti di colore grigio, silicizzate, in strati spessi fino a 5 cm in cui si osservano gli intervalli Tb, Tc, Tb-c della sequenza di Bouma. Sono stati rinvenuti inoltre due sottili livelli pelitici bituminosi.

La successione chiude con circa 15 metri di argilliti silicee rosse e, solo raramente verdi, con frequenti intercalazioni di radiolariti verdi, e di calcilutiti di colore grigio, silicizzate, in strati spessi fino a 4 cm in cui si osservano gli intervalli Tb, Tc, Tb-c della sequenza di Bouma.

La parte alta della successione ricostruita nel settore apicale del Vallone

Calanche affiora in prossimità del km 7 della strada provinciale che collega Campomaggiore ad Albano di Lucania ed è costituita da diaspri rossi e verdi, in strati spessi da 2 cm a 10 cm, cui si intercalano argilliti silicee rosse e verdi, livelli bituminosi, caratterizzati da una fitta laminazione piano-parallela, e nella parte finale, calcareniti grigio-scure, silicizzate, torbiditiche, in strati spessi 7-30 cm, in cui si osservano gli intervalli Ta-b, Tb della sequenza di Bouma (Fig. 11).

Le calcareniti sono classificabili, tessituralmente, come *packstone* a grana da



Fig. 11 - Campomaggiore, località Calanche – Radiolariti ed argilliti silicifere policrome del membro diasprigno (FYR₁) alla base del FLYSCH ROSSO.

media a grossolana, fortemente silicizzate, con detrito bioclastico rimaneggiato da ambienti di piattaforma carbonatica neritica (frammenti di rudiste, *Tubiphytes*, miliolidi, frammenti di foraminiferi bentonici, ooliti) e con clasti micritizzati, clasti fosfatizzati, di età non definibile (*packstone* con *Tubiphytes* e peloidi), clasti di litotipi di ambiente bacinale del Cretaceo (*wackestone* con *Calcisphaerulidae*; *packstone* con *Globotruncana* spp.; PAGLIARO, 1999).

Le successioni radiolaritiche affiorano ampiamente nell'area compresa tra Montecrispo e Vallone Calanche. Tuttavia nell'area compresa tra Campomaggiore vecchio e località la Difesa poggiano su depositi caotici per frammenti sinsedimentari, costituiti da argilliti silicee rosse e grigie, a struttura caotica inglobanti frammenti di strato di calcilutiti azzurognole silicizzate e spezzoni di successioni, piegati e ruotati, costituiti da argilliti silicee rosse con intercalazioni

di calcareniti silicizzate di colore grigio scuro in strati spessi fino a 3 cm, in cui si osservano prevalentemente gli intervalli Tb, Tc, Tb-c della sequenza di Bouma.

Le caratteristiche di facies delle successioni descritte portano ad individuare quale ambiente deposizionale un bacino profondo, talvolta interessato da flussi torbiditici a bassa densità.

Lo spessore affiorante del membro diasprigno non supera i 100 m in località Vallone Calanche, mentre spessori minori si rinvencono tra Vallone Scannacape e Piano Canello (a sud-ovest di Monte Malerba).

I campioni prelevati nella parte bassa della successione di Vallone Calanche hanno dato associazioni poco significative. GALLICCHIO *et alii*, (1996) hanno rinvenuto nelle argilliti silicee associazioni a radiolari caratterizzate da *Dictyomitra pulchra* (SQUINABOL, 1904), *D. montisserei* (SQUINABOL, 1904), *Thanarla brouweri* (TAN, 1927) ed attribuiscono, ai livelli basali di questo membro, un'età non più antica dell'Albiano.

Nel livello caratterizzato dalla presenza di radiolariti verdi, nella parte alta della successione affiorante a Vallone Calanche, GALLICCHIO *et alii*, (1996) hanno rinvenuto associazioni a radiolari caratterizzate da *Dactyliosphaera silviae* (SQUINABOL), *Pseudodictyomitra tiara* (HOLMES), *Thanarla pulchra* (SQUINABOL, 1904), *Thanarla veneta* (SQUINABOL), *Novixitus mclaughlini* (PESSAGNO), *Rhopalosyringium majourensis* (SCHAAF), *Rhopalosyringium petilum* (FOREMAN), *Guttacapsa gutta* (SQUINABOL), indicative di un'età non più antica del Cenomaniano. Nella parte sommitale del livello a radiolariti verdi le associazioni a radiolari rinvenute rappresentate da *Crucella cachensis* (PESSAGNO), *Hemicryptocapsa polyhedra* (DUMITRICA), *Acanthocircus hueyi* (PESSAGNO), *Alievium superbum* (SQUINABOL), *Cavaspongia antelopensis* (PESSAGNO) sono indicative di un'età non più antica del Turoniano.

La presenza di clasti bacinali con *Globotruncana* spp. nei risedimenti carbonatici intercalati alle radiolariti indica un'età non più antica del Campaniano.

L'età del membro diasprigno è riferibile, pertanto, all'intervallo Albiano – Campaniano.

2.4.2.2. - membro calcareo (FYR₂)

Le successioni riferite a questo membro sono costituite da alternanze di: argille e marne rosate o rosse, in strati di spessore da centimetrico a decimetrico; calcilutiti e calcisiltiti marnose bianche o rosate, a foraminiferi planctonici, in strati centimetrici; calcareniti bioclastiche torbiditiche (intervalli Tb e Tb-c di Bouma), talora silicizzate, a grana da fine a grossolana in strati da centimetrici a decimetrici, canalizzate, con strutture di erosione basale e di amalgamazione. A più altezze stratigrafiche, ma prevalentemente nella porzione intermedia delle successioni, sono

presenti livelli lenticolari di calciruditi e breccie carbonatiche di spessore compreso tra qualche metro e circa 10 metri (FYR_{2a}), ad elementi costituiti da calcari neritici a macroforaminiferi (nummuliti, discocicline, orbitoline), briozoi, litotamni, spugne.

Questa unità litostratigrafica, affiora lungo una fascia orientata NO-SE tra Vallone Calanche, l'abitato di Accettura e tra gli abitati di Campomaggiore Vecchio, Oliveto Lucano e Stigliano.

Questi depositi presentano marcate variazioni laterali di facies, per cui nell'ambito di questo membro sono state distinte ed analizzate due differenti tipi di successioni stratigrafiche (Fig. 10).

La prima successione, denominata "successione di Campomaggiore", è stata studiata lungo il versante sud-orientale del rilievo su cui sorge l'abitato di Campomaggiore e lungo la strada provinciale che congiunge questo centro abitato ad Albano di Lucania ed è costituita da una serie ordinata di livelli carbonatici risedimentati e di peliti rosse.

In particolare la successione presenta un livello basale costituito da alternanze di: calcareniti bioclastiche, di colore grigio, a grana fine, straterellate e bioturbate o in strati spessi 3-5 cm, canalizzati, in cui si osservano prevalentemente gli intervalli Tb, Tc, Tb-c della sequenza di Bouma, organizzati in livelli spessi fino a 10 cm; calcilutiti di colore grigio, bianco e rosato, in strati spessi 3-5 cm, in cui si osservano prevalentemente gli intervalli Tb e Tc della sequenza di Bouma; argille e marne rosse, talora bioturbate, in livelli di spessore da centimetrico a decimetrico. Lo spessore massimo di questo livello è di circa 10 m.

L'analisi microscopica condotta sui risedimenti carbonatici campionati al passaggio con il membro selcifero sottostante (PAGLIARO, 1999) ha mostrato che le calcareniti a grana fine contengono frammenti di rudiste, briozoi, alghe rosse, miliolidi, *Tubiphytes*, radioli e placche di echinidi, litoclasti micritizzati o fosfatizzati, clasti carbonatici di ambiente di piattaforma (*packstone* con rotaline; *packstone* oolitici; *packstone* con *Bacinella irregularis* (RADOICIC) e foraminiferi planctonici (*Heterohelicidae*, *Globotruncanella* cfr. *havanensis* VOORWIJK, 1937, *Rugoglobigerina* sp.).

A questo segue un livello intermedio, spesso circa 60 metri, costituito da alternanze di: calcareniti grigie, a granulometria da media a grossolana, in strati spessi 5-15 cm, in cui si osservano gli intervalli Ta, Ta-b, Tb, Tb-c della sequenza di Bouma, canalizzati e con fenomeni di erosione basale e di amalgamazione, organizzati in livelli spessi da 80 cm a 1,5 m; calciruditi in strati spessi 30-60 cm, o massivi o caratterizzati da gradazione normale e inversa, canalizzati e con fenomeni di erosione basale e di amalgamazione, talora organizzati in livelli spessi da 1 m a 10 m; calcilutiti di colore grigio, bianco e rosato, in strati spessi 2 - 5 cm, caratterizzati dagli intervalli Tb, Tc della sequenza di Bouma; argille e marne rosse, rosate e, in misura minore grigio-verdi, bioturbate in livelli spessi da 3-5 cm

a 30 - 50 cm. A varie altezze stratigrafiche si rinvencono depositi da frammenti sinsedimentari, rappresentati da pacchi di strati, piegati e ruotati, di risedimenti carbonatici con intercalazioni di peliti rosse.

In località il Palazzo a NO di Monte Malerba il livello intermedio raggiunge lo spessore di circa 100 m.

L'analisi microscopica condotta su alcuni campioni prelevati nella parte basale di questo livello (PAGLIARO, 1999) ha mostrato che questi sono costituiti da detrito bioclastico rimaneggiato da ambienti di piattaforma rappresentato da frammenti di rudiste, di litotamni, *Ethelia alba* (PFENDER, 1936), rotalidi, discorbidi, briozoi, *Orbitoides* sp., *Siderolites calcitrapoides* (LAMARCK, 1801), *Omphalocyclus macroporus* (LAMARCK, 1816). A questi si associano clasti di litotipi di ambiente di piattaforma (*packstone* con *Tubiphytes*; *packstone* con frammenti di rudiste, miliolidi ed alghe rosse; *wackestone* con ostracodi; *packstone* oolitici), di ambiente pelagico del Cretaceo (*packstones* con *Calcispaerulidae* ed *Heterohelicidae*) e del Paleocene (*wackestones* con *Morozovella angulata*, WHITE, 1928).

Le associazioni a foraminiferi planctonici rinvenute nei risedimenti carbonatici sono caratterizzate dalla presenza di *Subbotina pseudobulloides* (PLUMMER, 1926).

Il livello sommitale, affiorante per circa 20 metri, è costituito da alternanze di: calcareniti bioclastiche di colore grigio ed avana, a granulometria da media a fine, in strati spessi 5-15 cm, caratterizzati prevalentemente dagli intervalli Tb-c, Tb, Tc della sequenza di Bouma; calcilutiti grigio-chiare o rosate in strati spessi fino a 5 cm, in cui si osservano gli intervalli Tb e Tc, della sequenza di Bouma; argille e marne rosse o rosate, e nella parte alta, grigio-verdi, straterellate e bioturbate, in livelli spessi da pochi centimetri fino a 30 cm. In località il Palazzo a SO di M. Malerba, invece, tale livello è costituito prevalentemente da peliti rosse con sottili intercalazioni di risedimenti carbonatici a grana fine, silicizzati, ed è contraddistinto da una maggiore frequenza di depositi da frammenti sinsedimentari. Le associazioni a nannofossili rinvenute nelle peliti sono caratterizzate dalla presenza di *Coccolithus pelagicus*, *C. eopelagicus*, *Chiasmolithus* sp., *Discoaster adamanteus*, *D. deflandrei*, *D. nodifer*, *D. spp.*, *D. saipanensis*, *Ericsonia formosa*, *Isthmolithus recurvus*, *Reticulofenestra bisecta*, *R. coenura*, *R. dictyoda*, *R. hillae*, *R. scrippsae*, *R. umbilicus*, *Sphenolithus intercalaris*, *S. moriformis*, *S. predistensus*, *S. radians*, *Zygrhablithus bijugatus*. La presenza di *Isthmolithus recurvus* è indicativa di un'età non più antica dell'Eocene superiore (biozona CP15 di PREMOLI SILVA *et alii*, 2003).

Il detrito bioclastico presente nei risedimenti carbonatici è costituito da macroforaminiferi (alveolinidi, nummulitidi, discociclinidi e, nei risedimenti stratigraficamente più alti, *Lepidocyclina* sp. e *Miogypsinoides* sp.), rotalidi, frammenti di briozoi, alghe rosse, alghe corallinacee, echinodermi, cui si associano foraminiferi planctonici e, in misura minore, clasti di litotipi di ambiente di piattaforma.

I dati biostratigrafici indicano un'età compresa tra la parte alta del Cretaceo superiore (Maastrichtiano) e l'Oligocene.

La seconda successione, denominata “successione del Torrente Misegna”, è costituita da depositi a struttura caotica messi in posto per lo più da frammenti sinsedimentari. E' ben esposta a sud-est di Accettura, lungo l'incisione del Torrente Misegna (Fig. 12).

La successione è costituita prevalentemente da lembi caotici di argilliti silicee rosse e grigio verdi inglobanti frammenti di strati di calcareniti a grana fine di colore grigio scuro o nero, e calcilutiti azzurrognole e grigio-scure, silicizzate. A questi si associano pacchi di strati, piegati e ruotati, spessi fino a 3 metri di calcareniti bioclastiche a macroforaminiferi (nummulitidi, alveolinidi, discociclinidi), di colore grigio, torbiditiche. Lo spessore affiorante è di circa 150 metri. Poggia sul membro diasprigno (**FYR₁**) e passa verso l'alto a peliti grigio verdi con intercalazioni di sottili livelli vulcano-clastici (**FYR_{2b}**).

Successioni simili, con spessori in affioramento compresi tra 30 metri e 80 metri, si rinvencono anche lungo il bordo orientale della dorsale di M. Cortaglia-M. la Crocchia e nell'area a nord di Stigliano.

La parte alta di entrambe le successioni è caratterizzata da un livello (**FYR_{2b}**) costituito da argille e marne grigio-verdi, spicolitiche, in strati spessi da 2 cm a 20 cm laminati, cui si intercalano calcareniti di colore grigio ed avana, in strati spessi 5-10 cm, caratterizzati dagli intervalli Tb, Tc, Tb-c della sequenza di Bouma. I livelli calcarenitici si presentano canalizzati, con base erosiva, contraddistinta dalla presenza di controimpronte da corrente. Le calcareniti contengono detrito bioclastico rimaneggiato da ambienti di piattaforma carbonatica costituito da frammenti di briozoi, echinodermi, alghe corallinacee, *Lepidocyclina* sp., *Miogypsina* sp. e granuli arrotondati di quarzo (campioni prelevati in località Galleria Carbotto). A varie altezze stratigrafiche sono presenti livelli centimetrici vulcano-clastici, a granulometria da media a fine, caratterizzati dagli intervalli Tc e Tb di Bouma, ricchi di minuti frammenti di pomici, vetro vulcanico, pirosseni e feldspati. In località Galleria Carbotto, 2,5 km ad est della stazione di Campomaggiore, è stato osservato un livello vulcanoclastico spesso circa 50 cm. I livelli sommitali di queste successioni sono caratterizzati da sottili intercalazioni di arenarie quarzose che diventano progressivamente prevalenti.

Tali depositi costituiscono un livello con spessori compresi tra qualche metro e circa 20 metri; ove presente marca il passaggio graduale tra il Flysch Rosso ed il flysch numidico. In particolare a Campomaggiore (Cappella Cutinelli) e in località Galleria Carbotto queste successioni sono in continuità di sedimentazione sul membro calcareo del Flysch Rosso; mentre nella valle del Torrente Misegna queste poggiano stratigraficamente sui depositi da franamento sottomarino (Fig.12).

Per quanto riguarda l'età delle successioni sopra descritte, le associazioni a nannofossili calcarei rinvenute nelle peliti verdi campionate alla base delle



Fig. 12 - Torrente Misegna. In primo piano facies caotiche del Flysch Rosso (**FYR₂**) che passa in continuità ad argille e marne grigio-verdi (**FYR_{2b}**) e quindi alle quarzoareniti del flysch numidico (**FYN**).

quarzoareniti numidiche in località Case Sarricchio, a nord-ovest di Accettura, sono caratterizzate dalla presenza di *Sphenolithus heteromorphus* (DEFLANDRE, 1953), indicativo di un'età non più antica del Burdigaliano superiore (biozona MNN4a di FORNACIARI & RIO, 1996).

I campioni prelevati nelle peliti in località Cappella Cutinelli di Campomaggiore, presentano associazioni a nannofossili calcarei caratterizzate dalla presenza di *Sphenolithus heteromorphus* e di *Reticulofenestra pseudoumbilicus* (GARTNER, 1967), pertanto a questi depositi (**FYR_{2b}**) è possibile attribuire un'età non più antica del Burdigaliano superiore *p.p.* (biozona MNN4a di FORNACIARI & RIO, 1996).

Lo spessore affiorante del Flysch Rosso varia da luogo a luogo ed è compreso tra 40 metri e 200 metri.

Sia la successione di Campomaggiore che quella del Torrente Misegna sono riferibili ad un ambiente di sedimentazione posto in un'area di raccordo tra la scarpata ed il bacino pelagico.

In base ai dati biostratigrafici da noi raccolti e di quelli disponibili in letteratura l'età del membro calcareo è riferibile all'intervallo Cretaceo superiore -Miocene inferiore.

2.4.3. - *flysch numidico* (FYN)

Il flysch numidico (FLANDRIN, 1948; OGNIBEN, 1960, 1969), conosciuto anche come “Arenarie di Stigliano” (SELLI, 1962), rappresenta un deposito policiclico (CALDERONE & LEONE, 1966) che costituisce una potente formazione per lo più quarzoarenitica ampiamente diffusa lungo tutto il versante orientale dell’Appennino meridionale. Esso rappresenta un evento deposizionale ad alimentazione africana preceduto dalla deposizione di livelli vulcanoclastici (PESCATORE *et alii*, 1992; PATACCA *et alii*, 1992; PAGLIARO, 1999).

Nel foglio Stigliano il flysch numidico affiora ampiamente lungo una fascia ad andamento appenninico, NO-SE, ampia circa 5-6 km, che si estende tra gli abitati di Albano di Lucania e di Stigliano.

Poggia in paraconcordanza sulle peliti grigio-verdi con livelli vulcano-clastici che costituiscono la parte alta del Flysch Rosso (**FYR_{2b}**) e verso l’alto passa in continuità ai termini arenacei della Formazione di Serra Palazzo (membro di Vallone Forluso “**PAA₂**”).

E’ costituito prevalentemente da quarzoareniti di colore grigio, con patine di alterazione gialle, a granulometria da media a fine, in strati spessi 30-50 cm, o a granulometria da media a grossolana, in banchi spessi fino a 2 metri. Gli strati si presentano massivi, oppure mostrano gli intervalli Ta-c, Tb-c della sequenza di Bouma. Essi sono caratterizzati, in genere, da una marcata continuità laterale, da base erosiva, talora con presenza di controimpronte da corrente, a luoghi, con sciami di ciottoli di argilla e strutture da “*water escape*”.

Alle quarzoareniti si intercalano argille siltose grigio-verdi a foraminiferi planctonici, in livelli spessi 5-40 cm, e livelli di argilliti di colore variabile dal grigio scuro al nocciola, in strati centimetrici, alternati a strati centimetrici di arenarie quarzose e quarzosiltiti grigie.

Al microscopio le quarzoareniti risultano composte da granuli di quarzo in percentuali del 95-98%, cui sono associati rari granuli di feldspati, glauconite e miche. I granuli di quarzo ed i frammenti litici si presentano sub-arrotondati e talora molto arrotondati.

Questi depositi possono essere riferiti ad ambienti bacinali alimentati da flussi gravitativi a bassa densità che distribuivano il loro carico su ampie superfici.

Gli spessori del flysch numidico presentano una accentuata variabilità, con valori compresi tra 50 metri e 400 metri.

Le associazioni a nannofossili provenienti da alcuni campioni prelevati nei dintorni di Accettura sono caratterizzate dalla presenza di *Discoaster variabilis*, *Helicosphaera ampliaperata*, *Reticulofenestra pseudoumbilicus*, *Sphenolithus heteromorphus*. Questa associazione indica un’età non più antica del Burdigaliano superiore (biozona MNN4a di FORNACIARI & RIO, 1996). Nei campioni prelevati al Torrente Misegna è stata rilevata la presenza di *Calcidiscus premacyntirei*, che,

in assenza di *S. heteromorphus* e *H. ampliapertura*, suggerisce un'età non più antica della biozona MNN4b di FORNACIARI & RIO (1996).

I dati di letteratura riportano per il flysch numidico differenti datazioni: Aquitaniano (HEIKE MERLIN *et alii*, 1971); Aquitaniano-Langhiano (SELLI, 1962); Langhiano (CRESCENTI, 1966; BOENZI *et alii*, 1968; PATACCA *et alii*, 1992); Aquitaniano-Burdigaliano (OGNIBEN, 1969; CIARANFI & LOIACONO, 1983); Aquitaniano-Langhiano inferiore (CARBONE *et alii*, 1987).

In assenza di campioni significativi provenienti dalla parte alta di questa formazione, al flysch numidico viene da noi attribuita un'età compresa tra il Burdigaliano superiore, età indicata dai campioni prelevati nella parte bassa di questa formazione e nel sottostante livello di peliti verdi (FYR_{2b}), ed il Langhiano inferiore, età fornita dai lavori più recenti (PATACCA *et alii*, 1992).

2.5. - UNITÀ TETTONICA DI TEMPA CISTERNA

L'Unità tettonica di Tempa Cisterna deriva dalla deformazione di successioni mesozoico-terziarie riferibili al Dominio Lagonegrese Auct. e di successioni silico-clastiche riferibili al dominio di avanfossa miocenica conosciuto nella letteratura geologica come Bacino Iripino Auct. (COCCO *et alii*, 1972, PESCATORE, 1978, 1988). Affiora, lungo una fascia ad andamento appenninico NO-SE, dal fiume Basento al margine sud-orientale del foglio e poggia con contatto tettonico di sovrascorrimento sui depositi pliocenici del gruppo di Caliandro; l'età della messa in posto è compresa tra la fine del Pliocene e l'inizio del Pleistocene.

L'Unità di Tempa Cisterna è formata da successioni pelagiche costituite nella parte bassa dalle calcareniti ed argille del membro calcareo del Flysch Rosso su cui poggiano peliti verdi con intercalazioni di livelli vulcanoclastici del Miocene inferiore *p.p.*. Seguono quarzoareniti in strati e banchi, del flysch numidico di età Burdigaliano superiore *p.p.*-Langhiano inferiore *p.p.*

La parte alta della successione è costituita da depositi calcareo-clastici e silico-clastici della formazione di Serra Palazzo (SELLI, 1962; CASNEDI, 1964) di età Langhiano-Tortoniano.

2.5.1. - *Flysch Rosso*

Le successioni del Flysch Rosso dell'Unità di Tempa Cisterna in affioramento sono costituite dal membro calcareo (FYR₂), rappresentato da calcilutiti e calcisiltiti marnose bianche e rosate, torbiditiche, alternate a marne rosate o grigie e ad argille grigio-verdi e talora rosse, con intercalazioni di calciruditi a clasti carbonatici di piattaforma del Giurassico-Cretaceo, in livelli decimetrici

lenticolari. A luoghi sono stati rinvenuti anche depositi da frammenti sottomarini costituiti da argille grigio-verdi e talora rosse, a struttura caotica, inglobanti frammenti e blocchi di calcareniti e calciruditi. Le parti alte delle successioni a luoghi sono caratterizzate da un intervallo, spesso circa 20 m, costituito da argille e marne grigio-verdi spicolitiche con intercalazioni di calcareniti grigie ed avana torbiditiche e di sottili livelli vulcanoclastici ricchi in frammenti di pomici e vetro vulcanico (**FYR_{2b}**).

Questa formazione affiora in sinistra idraulica del Fiume Basento, lungo l'incisione del Vallone Caprina, ad est di Iazzo Molinari ed a sud-ovest dell'abitato di Calciano.

La successione di Vallone Caprina, spessa circa trenta metri, è costituita nella parte bassa, per uno spessore di circa 10 metri, da una alternanza di argille grigio-verdi e talora rosse a struttura caotica inglobanti frammenti di strati di calcareniti bioclastiche (nummuliti, discocicline, frammenti di echinidi e di alghe rosse) con foraminiferi planctonici, in strati spessi 10-20 cm, in cui si osservano gli intervalli Tb, Tc, Ta-b, Tb-c della sequenza di Bouma, e di calciruditi ad elementi provenienti da ambienti neritici di piattaforma carbonatica, contenenti frammenti di rudiste, alghe rosse, echinodermi e macroforaminiferi (*Eulepidina dilatata* MICHELOTTI, 1861; *Nephrolepidina praemarginata*, DOUVILLÈ, 1908; *Nephrolepidina tournoueri* LEMOINE & DOUVILLÈ, 1904; *Orbitoides* sp, nummuliti, discocicline) cui si associano foraminiferi planctonici (*Globigerinatheka* sp.).

La parte alta della successione è caratterizzata da un livello di circa 20 metri costituito da marne ed argille marnose grigio-verdi, in strati spessi da 2 cm a 20 cm, laminati, con intercalazioni lenticolari di calcareniti bioclastiche, a grana medio-fine, torbiditiche, caratterizzate dagli intervalli Tb, Tc, Tb-c di Bouma, con base erosiva contraddistinta dalla presenza di controimpronte di corrente. A varie altezze stratigrafiche sono presenti livelli vulcanoclastici centimetrici, a granulometria da media a fine, caratterizzati dagli intervalli Tc e Tb di Bouma, ricchi di minuti frammenti di pomici, vetro vulcanico, pirosseni e feldspati (**FYR_{2b}**). Tali depositi marcano il passaggio tra il Flysch Rosso ed il flysch numidico. Le associazioni a nannofossili calcarei rinvenute in questo intervallo sono caratterizzate dalla presenza di *Sphenolithus heteromorphus*, *Reticulofenestra pseudoumbilicus*, indicative di un'età non più antica del Burdigaliano superiore (parte alta della biozona MNN4a di FORNACIARI & RIO, 1996).

L'ambiente di sedimentazione del Flysch Rosso è riferibile ad un bacino prossimo ad una scarpata tettonicamente instabile.

Lo spessore massimo affiorante è di circa 50 metri.

Sulla base dei dati raccolti e delle datazioni effettuate per i depositi del Flysch Rosso dell'Unità di Stigliano-Accettura, alle successioni del Flysch Rosso dell'Unità di Tempa Cisterna viene attribuita un'età compresa tra il Cretaceo superiore ed il Miocene inferiore.

2.5.2. - *flysch numidico* (FYN)

Sulle successioni del Flysch Rosso poggiano con contatto stratigrafico quarzoareniti in strati e banchi del flysch numidico “FYN”, con caratteristiche litostratigrafiche e biostratigrafiche analoghe a quelle dei depositi cartografati nell’Unità di Stigliano-Acceptura. Il flysch numidico affiora a sud dell’abitato di S. Mauro Forte, lungo il versante destro del Torrente Misegna e lungo i versanti orientale ed occidentale di Tempa Cisterna. Affiora ancora a nord-ovest dell’abitato di S. Mauro Forte nei pressi di Masseria Notargiovanni, a sud-est dell’abitato di Calciano, a nord dell’abitato di Oliveto Lucano in contrada Serra Antica, in località Aria del Pozzo, Bosco S. Domenica e lungo il versante sinistro del Fiume Basento in località Vallone Mantenera e Jazzo Molinari.

Le successioni meglio esposte si rinvencono lungo il Torrente Misegna e nei dintorni di Masseria Moscato.

In queste località il flysch numidico è costituito da una potente successione di quarzoareniti a granulometria da fine a media, in strati amalgamati e banchi caratterizzati dagli intervalli Ta-b e Ta-c della sequenza di Bouma. Le arenarie quarzose mostrano grado di cementazione variabile da luogo a luogo.

Le quarzoareniti numidiche passano verso l’alto ad arenarie quarzoso-feldspatiche a granulometria da media a grossolana, a grado di cementazione variabile, in strati spessi fino a 50 cm, massivi o a grana medio fine, in strati spessi da 5 cm a 20 cm, caratterizzati dagli intervalli Ta-b, Tb, Tb-c della sequenza di Bouma. A queste si intercalano argille siltose e siltiti grigio-verdi in livelli spessi fino a 30 cm. Questi ultimi livelli costituiscono i termini di passaggio alla sovrastante Formazione di Serra Palazzo.

Tali depositi sono riferibili ad un ambiente bacinale alimentato da flussi torbidity.

Lo spessore in affioramento è compreso tra 50 metri e circa 200 m.

Questi depositi vengono riferiti all’intervallo Burdigaliano superiore – Langhiano inferiore, in accordo con i dati della letteratura geologica ed in base alla posizione stratigrafica, in quanto poggiano sui depositi del Burdigaliano (biozona MNN4a di FORNACIARI & RIO, 1996) del Flysch Rosso e passano verso l’alto al membro arenaceo della formazione di Serra Palazzo di età Langhiano.

2.5.3. - *formazione di Serra Palazzo* (PAA)

Questa formazione è costituita da successioni silico-clastiche e calci-clastiche deposte da flussi gravitativi (SELLI, 1962; PALMENTOLA, 1967, 1969, 1970; LOIACONO & SBARRA, 1991a; Fig. 13).

All’interno della formazione sono stati distinti due membri: il membro di

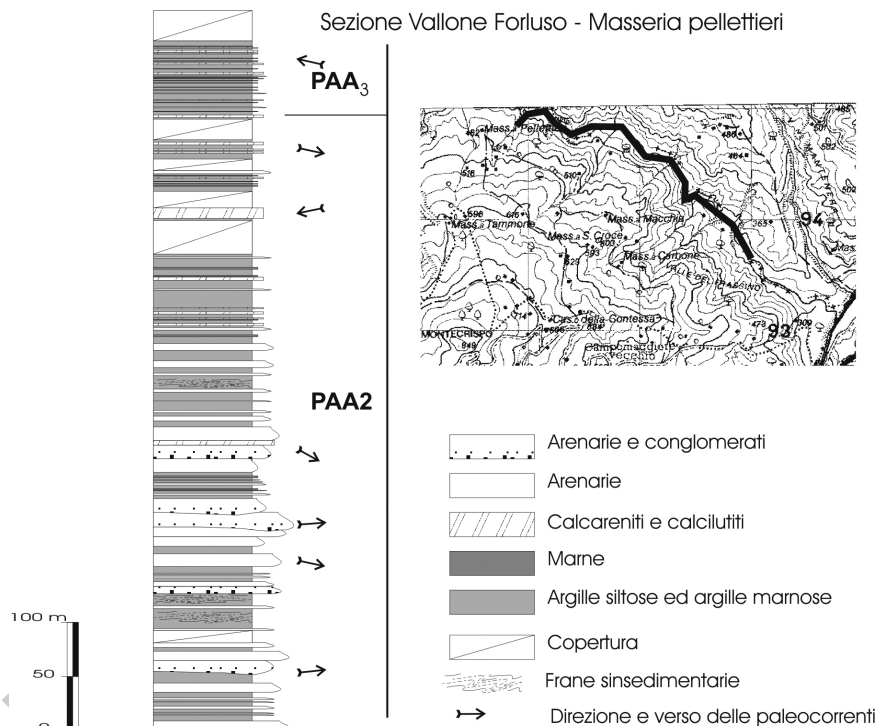


Fig.13 - Colonna stratigrafica della Formazione di Serra Palazzo ricostruita tra Vallone Forluso e Masseria Pellettieri.

Vallone Forluso (**PAA₂**), che include successioni quasi esclusivamente silico-clastiche; il membro di Pantano dei Gamberi (**PAA₃**), che comprende successioni prevalentemente calciclastiche e marnose.

Le successioni silico-clastiche del membro di Vallone Forluso si rinvergono per lo più in un'area a ridosso del fiume Basento compresa tra la località Caserma S. Domenica Soprana (a nord di Oliveto Lucano), Vallone delle Calanche - Vallone Forluso (Fig. 13), e lungo una fascia orientata NO-SE che si estende dal rilievo di Serra Palazzo fino al Fiume Basento.

Le successioni marnose e calciclastiche del membro di Pantano dei Gamberi affiorano in corrispondenza di una fascia ad andamento appenninico che si estende dal fiume Basento (Vallone Pantano dei Gamberi) attraverso Serra Boscone fino alle colline che caratterizzano il margine sud-orientale del foglio Stigliano.

2.5.3.1. - membro di Vallone Forluso (PAA₂)

Il membro di Vallone Forluso è costituito da arenarie a grana da media a grossolana, in strati e banchi di spessore metrico, canalizzati ed amalgamati, caratterizzati sia da gradazione normale che inversa, con intercalazioni di conglomerati poligenici in strati di spessore decimetrico e di livelli argilloso-siltosi spessi fino a 50 cm. Ai livelli arenacei a granulometria grossolana, spessi fino a 15 – 20 m, si intercalano alternanze di arenarie arcosiche a grana da media a sottile, in strati spessi fino a 20-30 cm, con sequenze torbiditiche Ta-e Tb-e di Bouma, e argille marnose e siltose grigie. Nella parte alta la successione è costituita da argille marnose e siltose e da marne siltose in livelli spessi fino a 50 cm con intercalazioni di arenarie a grana fine in strati sottili, torbiditici (intervalli Tb-d, Tc-d della sequenza di Bouma) e di calcareniti bioclastiche di colore avana in strati spessi fino a 30 cm, torbiditici (intervalli Tb-c, Ta-c della sequenza di Bouma). A diverse altezze stratigrafiche sono presenti livelli caotici dovuti a franamenti intraformazionali (*mud flow* e *debris flow*; Fig.14); in questi ultimi si rinvencono clasti arrotondati (massimo 10 cm di diametro) prevalentemente di natura carbonatica, granitica e quarzoarenitica.

A luoghi, intercalati per lo più nei termini basali della successione, si rinvencono blocchi di quarzoareniti numidiche di dimensioni (Fig.15), talora superiori al centinaio di mc.



Fig. 14 - Tempa Cisterna. Frammenti sinsedimentari nel membro arenaceo (PAA₂) della formazione di Serra Palazzo.

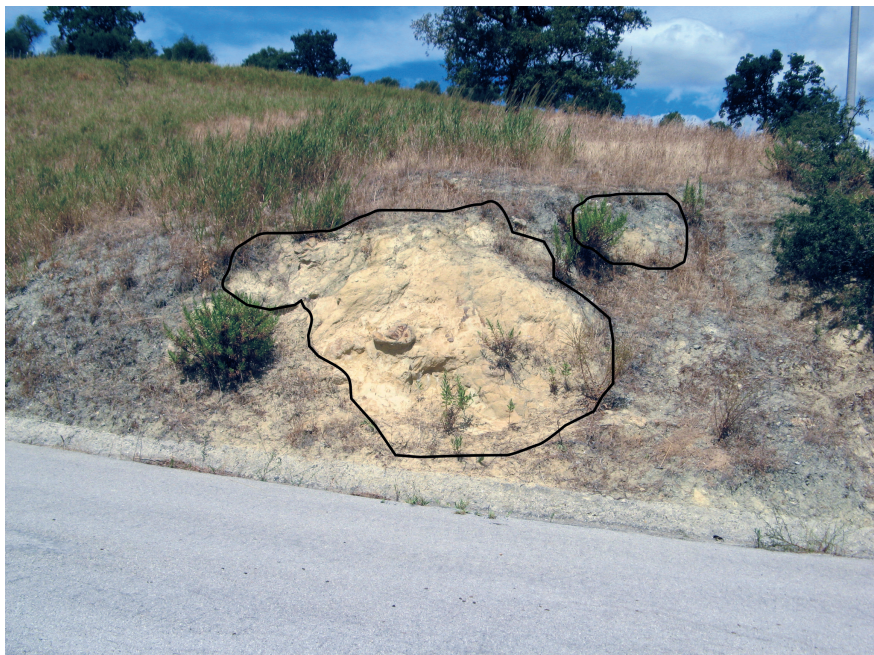


Fig. 15 - Campomaggiore Vecchio. Blocchi di quarzarenite numidica intercalati nel membro arenaceo della formazione di Serra Palazzo.

Questi depositi, come già evidenziato da PALMENTOLA (1967), poggiano in contatto stratigrafico sulle quarzarenite del flysch numidico e sono confinati in alto dai depositi dei bacini intrappennici pliocenici e da quelli pleistocenici della Fossa Bradanica.

Le migliori esposizioni di questo membro si rinvencono lungo le incisioni del Vallone delle Calanche e del Vallone Forluso, già oggetto di studi stratigrafici di dettaglio (PESCATORE & TRAMUTOLI, 1980; SBARRA, 1993, 1994).

Le misure effettuate sulle direzioni di allungamento delle impronte di corrente (*flute casts*, *groove casts* ed *impact casts*) e di orientamento degli assi maggiori hanno fornito indicazioni sulle direzioni delle correnti e quindi sul verso di trasporto dei sedimenti.

In particolare nella zona di Vallone Forluso, dove sono più sviluppate e meglio esposte le litofacies grossolane, la direzione media delle correnti, misurata nell'ambito degli strati arenacei, è compresa tra N60°O e N80°O con direttrice di trasporto dai quadranti occidentali verso quelli orientali, indicando un'alimentazione dal fronte della catena.

Le facies delle successioni ricostruite sono riferibili ad ambienti di conoide sottomarina.

Lo spessore affiorante del membro arenaceo è variabile: è di circa 300 m a Tempa Cisterna (NE di Stigliano), mentre raggiunge i 750 m a Vallone Forluso.

A questi depositi viene attribuita un'età Langhiano-Serravalliano sulla base delle datazioni effettuate da GALLICCHIO & MAIORANO (1999), in quanto i campioni da noi analizzati sono risultati sterili.

2.5.3.2. - membro di Pantano dei Gamberi (PAA₃)

Il membro di Pantano dei Gamberi comprende successioni prevalentemente calciclastiche (PALMENTOLA, 1970; PESCATORE, 1988; LOIACONO & SBARRA, 1991b). Queste sono costituite nella parte bassa da arenarie arcosiche a granulometria da media a fine, in strati spessi fino a 50 cm, massive, o in strati spessi fino a 15 cm torbiditici (intervalli Tb, Tb-c, Tc della sequenza di Bouma), con sottili intercalazioni di argille siltose grigio-verdi in livelli spessi fino a 20 cm, che passano verso l'alto ad alternanze di argille siltose, argille marnose, marne e siltiti grigio-verdi, sottilmente stratificate con intercalazioni di calcareniti bioclastiche, di colore avana, a grana fine, in strati spessi 3-5 cm, torbiditici (intervalli Tb, Tc della sequenza di Bouma), organizzati in livelli spessi 15-20 cm. Seguono alternanze di calcilutiti bianche ad *Orbulina* spp., sottilmente stratificate, argille ed argille siltose laminate, marne argillose, marne calcaree di colore grigio-chiaro con intercalazioni di calcareniti di colore avana, a grana media, e di calciruditi bioclastiche (con frammenti di briozoi, pectinidi, ostreidi, alghe rosse, foraminiferi bentonici) in strati decimetrici canalizzati e con base erosiva, organizzati in corpi lenticolari spessi da 60 cm a 10 m.

A luoghi, a differenti altezze stratigrafiche, nelle località Piano di Mandorlo (1 km a nord-est di Oliveto Lucano), nell'incisione del Torrente Salandrella (circa 1,5 km a sud-est dello stesso centro abitato) ed in località Pietra della Calce (2 km a sud di Calciano) si rinvencono depositi caotici costituiti da argille siltose ed argille marnose con blocchi di calcari di piattaforma di dimensioni fino a circa 100 mc e con livelli di calciruditi in strati marcatamente lenticolari e con base erosiva (PAA_{3c}).

Le successioni a prevalente componente calcareo-clastica affiorano lungo una fascia ad andamento appenninico estesa da Calciano a Masseria Di Gilio (circa 6 km ad est di Stigliano).

Una successione ben esposta per circa 120 metri affiora lungo il Vallone Pantano dei Gamberi (Fig. 16), 500 metri ad est di Jazzo Molinari, al margine settentrionale del foglio. Essa è costituita nella parte bassa per circa 30 m da un'alternanza di argille siltose, argille marnose, calcareniti ed arenarie arcosiche a granulometria da media a fine, in strati spessi fino a 30 cm, massive, o in strati spessi fino a 15 cm caratterizzati dagli intervalli Tb, Tb-c, Tc della sequenza di Bouma, con sottili intercalazioni di arenarie a grana media, in strati spessi 3-5 cm, tipicamente

Sezione Vallone Pantano dei Gamberi - Jazzo Molinari

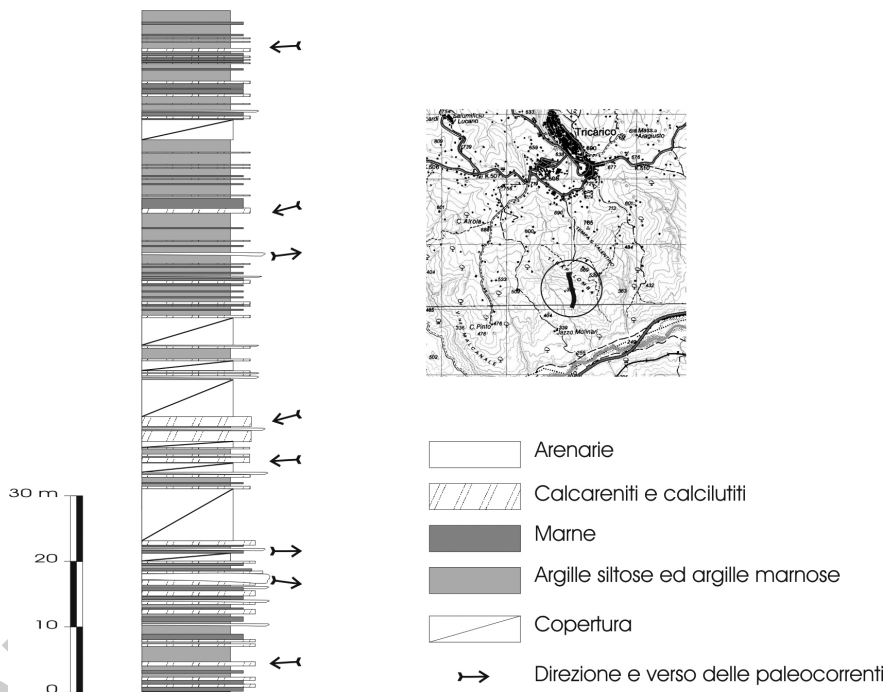


Fig. 16 - Colonna stratigrafica della formazione di Serra Palazzo ricostruita a Vallone Pantano dei Gamberi.

a laminazione obliqua. Segue, per uno spessore di circa 50 m, un'alternanza di argille siltose e siltiti grigio-verdi, a stratificazione sottile, con intercalazioni di calcareniti di colore avana, a grana fine, in strati spessi 3-5 cm, caratterizzati dagli intervalli Tb, Tc della sequenza di Bouma, organizzati in livelli spessi circa 15 cm. La successione prosegue, per circa 40 m, con alternanze di calcilutiti bianche ad *Orbulina* spp., in strati spessi circa 10 cm, e di argille e marne siltose grigio verdi, in livelli spessi fino a 10 cm, con intercalazioni di calcareniti di colore avana, a grana media e calcilruditi, in strati decimetrici, canalizzati ed a base erosiva. Tipica nei livelli calcilutitici è la presenza di *Zoophycus*.

Le calcareniti e le calcilruditi contengono detrito bioclastico costituito da frammenti di briozoi, pectinidi, ostreidi, alghe rosse, foraminiferi bentonici. I risedimenti carbonatici a granulometria grossolana costituiscono corpi lenticolari spessi da 60 cm a 10 m.

Chiudono la successione circa 50 metri di argille ed argille marnose fittamente stratificate con intercalazioni centimetriche di calcilutiti, calcilutiti marnose ed in

subordine calcareniti bioclastiche ed arenarie a grana media e fina a laminazione obliqua.

Le analisi condotte sulle direzioni di allungamento delle impronte di corrente (*flute cast* e *groove cast* ed *impact cast*) e di orientamento degli assi maggiori hanno mostrato due gruppi principali di direzioni di correnti: il primo gruppo, relativo alla componente calcarea e calcareo-clastica, presenta direzioni comprese tra N70°E e N90°E con direttrice di trasporto da est verso ovest; il secondo gruppo, relativo alla componente silicoclastica, indica direzioni comprese tra N70°O e N80°O e trasporto verso est.

Queste osservazioni indicano che gli apporti silico-clastici provenivano dal fronte della catena, mentre gli apporti calciclastici provenivano dalla piattaforma carbonatica apula (PESCATORE & TRAMUTOLI, 1980).

Le facies delle successioni ricostruite sono riferibili ad un ambiente pelagico a sedimentazione torbiditica, prossimo alla base di una scarpata tettonicamente instabile.

Lo spessore del membro di Pantano dei Gamberi varia tra 50 m e 250 m.

GALLICCHIO & MAIORANO (1999) attribuiscono alla parte bassa di questo membro, (indicato come membro di Jazzo Porcellini) un'età Serravalliano medio-superiore, mentre la parte alta (indicata come marne argillose di Toppo Capuana) è datata Serravalliano superiore-Tortoniano.

I livelli pelitici di Pantano dei Gamberi presentano associazioni a nannofossili calcarei costituite da *Angulolithina arca*, *Calcidiscus leptoporus*, *Coccolithus pelagicus*, *Coronocycclus nitescens*, *Cyclicargolithus abisectus*, *C. floridanus*, *Discoaster* spp., *D. loeblichii*, *D. cfr. variabilis*, *D. cfr. kugleri*, *D. quinqueramus*, *Helicosphaera carteri*, *H. stalis stalis*, *Pyrocycclus hermosus*, *Pontosphaera* spp., *Reticulofenestra* spp., *R. amplumbilicus*, *R. gartneri*, *R. minutula*, *R. perplexa*, *R. pseudumbilicus*, *Sphenolithus* spp., *S. abies*, *S. moriformis*, *Thoracosphaera* sp., *Triquetrorhabdulus striatus*, *Umbilicosphaera rotula*. I campioni analizzati hanno dato età non più antiche del Tortoniano medio (NN10=CN8 di MARTINI, 1971 = CN9 di OKADA & BUDRY, 1980), per la presenza di *Triquetrorhabdulus striatus*, già a partire dalla parte media della successione campionata e non più antiche del Tortoniano superiore (NN11 di MARTINI, 1971 = CN9 di OKADA & BUDRY, 1980) per la presenza di *Discoaster quinqueramus* nella parte alta.

Tenendo conto dei dati della letteratura e di quelli ottenuti nel corso del rilevamento, l'età di questo membro è ascrivibile all'intervallo Serravalliano superiore – Tortoniano superiore.

2.6. - DEPOSITI DEI BACINI INTRAPPENNINICI

In corrispondenza del margine esterno della catena si rinvengono successioni

conglomeratiche, sabbiose ed argillose che poggiano in discordanza angolare sulle coltri di ricoprimento. Tali successioni comprendono depositi di ambiente di transizione da continentale a marino e di ambiente francamente marino sedimentati in bacini di *piggy back* formatisi sulle coltri di ricoprimento della catena nel Pliocene.

Queste successioni sono distribuite lungo due fasce ad andamento appenninico: la più interna si estende dallo scalo di Campomaggiore ad Accettura ed è caratterizzata da lembi isolati e poco spessi di depositi conglomeratico-sabbiosi; la più esterna si estende tra gli abitati di Calciano, Oliveto Lucano, Garaguso e San Mauro Forte e presenta una più ampia continuità e spessori maggiori.

Nella fascia più interna i depositi conglomeratico-sabbiosi indicati come conglomerati e sabbie di Accettura “**ATT**”, poggiano in discordanza angolare, sia sull’Unità di Stigliano-Accettura che sull’Unità di Albano-Castelmezzano e sono in parte coinvolti da un sovrascorrimento, che sovrappone le arenarie del flysch numidico dell’Unità di Stigliano-Accettura alle arenarie e conglomerati del flysch di Gorgoglione dell’Unità di Albano-Castelmezzano.

Le successioni che si rinvergono nella fascia più esterna sono state denominate “gruppo di Caliendo” per omogeneità con l’adiacente foglio S. Arcangelo, in quanto costituiscono il prolungamento a settentrione degli affioramenti presenti in tale area.

Queste successioni giacciono in discordanza angolare sull’Unità Tettonica di Tempa Cisterna e sono coinvolte nelle fasi deformative tardo-plioceniche che interessano le parti più esterne della Catena Appenninica.

2.6.1. - conglomerati e sabbie di Accettura (**ATT**)

Questa unità litostratigrafica è costituita da sabbie, calcareniti ed arenarie (**ATT**) di colore giallo con intercalazioni lenticolari di argille sabbiose contenenti rari foraminiferi, che poggiano su di un corpo discontinuo di conglomerati poligenici ed eterometrici, ad elementi a spigoli arrotondati, talora appiattiti, di dimensioni comprese tra 5 e 30 cm, a luoghi immersi in matrice sabbiosa rossa, organizzati in livelli lenticolari spessi 1,5-2m, mal classificati, massivi, talora con base erosiva (**ATT_a**).

Affiorano nei dintorni e nel centro abitato di Accettura, in località Fontana Castagna ad est di Accettura, a circa 300 metri a NO dello scalo di Campomaggiore in prossimità del km 16 della strada provinciale che collega la S.S. 407 con l’abitato di Campomaggiore.

Questi depositi poggiano in discordanza angolare sui depositi del flysch numidico (Fig. 17) e del Flysch Rosso dell’Unità di Stigliano Accettura e sul flysch di Gorgoglione dell’Unità di Albano-Castelmezzano.

Ad Accettura la base della successione, per circa 8 metri, è costituita da conglomerati disorganizzati ad elementi di dimensioni decimetriche, a luoghi immersi in matrice sabbiosa rossastra prevalente. Seguono, per circa 12 metri, corpi lenticolari, spessi anche 2 metri, di conglomerati, mal classati, con base erosiva e sovente con matrice sabbiosa rosso scura (**ATT_a**). I clasti conglomeratici sono per lo più costituiti da quarzoareniti numidiche e da ciottoli provenienti dall'erosione e trasporto dei vicini conglomerati del flysch di Gorgoglione.

Questi depositi passano gradualmente a circa 30-40 metri di arenarie a luoghi stratificate, sabbie fini addensate con rari ciottoli appiattiti e calcareniti con intercalazioni lenticolari di microconglomerati e di argille sabbiose, progressivamente più abbondanti verso l'alto (**ATT**).

Le calcareniti sono composte da clasti, a luoghi bioclasti, grossolani; a vari livelli presentano laminazione incrociata, ed a tratti sono interdigitate con sottili livelli pelitici.

Nei depositi sabbiosi raramente si osservano *ripple*; a luoghi è possibile notare frammenti di gusci di macrofossili tra cui turritle, *Pecten*, *Chlamys*.

In prossimità del km 16 della strada provinciale che dallo Scalo di Campomaggiore porta al centro abitato, è stato rinvenuto un affioramento poco esteso, spesso circa 7 m, costituito da conglomerati poligenici, ad elementi a spigoli arrotondati e, talora, appiattiti, di dimensioni comprese tra 5 cm e 30 cm. I livelli conglomeratici si presentano in strati mal classati, con spessori di circa 1,5-2 m, a luoghi con base erosiva e forma lenticolare.

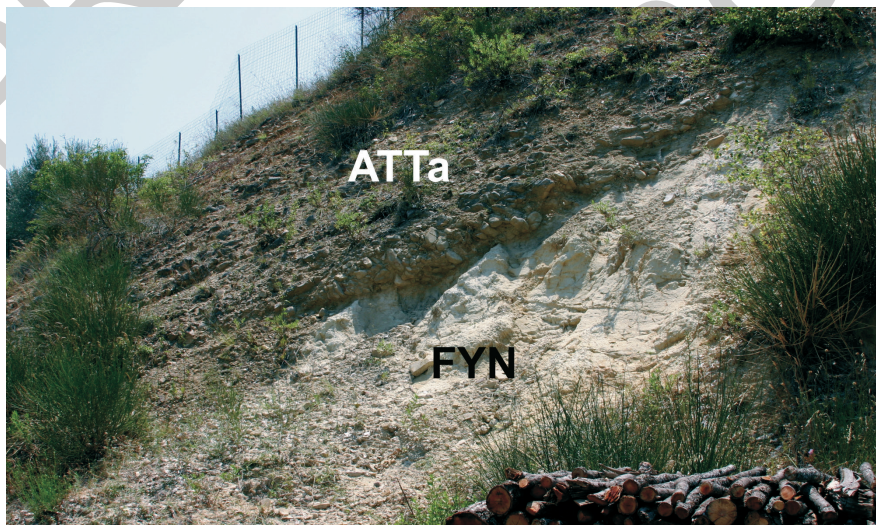


Fig. 17 - Accettura. Appoggio discordante dei conglomerati poligenici (**ATT_a**) sulle quarzoareniti del flysch numidico (**FYN**).

Intercalati ai livelli conglomeratici si rinvencono microconglomerati a matrice sabbiosa prevalente e sabbie fini addensate con rari ciottoli appiattiti e frammenti indeterminabili di gusci di macrofossili.

I clasti rinvenuti nei depositi conglomeratici sono costituiti da arenarie arcosiche, quarzoareniti numidiche, calcitorbiditi con macroforaminiferi (*Nummulites* sp. ed *Alveolina* sp.), calcitorbiditi a frammenti di rudiste; calcilutiti con selce, ciottoli cristallini.

Le facies dei termini basali della successione dei “conglomerati e sabbie di Accettura” sono riferibili ad ambiente di piana alluvionale in cui si ha lo sviluppo di apparati di conoide detritico-alluvionale. Ambienti di spiaggia e di mare sottile in progressivo approfondimento caratterizzano i depositi sabbiosi ed i livelli pelitici sommitali.

Lo spessore varia da una decina di metri a circa 60 m ad Accettura.

I depositi conglomeratici, le sabbie e le calcareniti di Accettura sembrano correlabili alle sabbie e conglomerati di Serra del Cavallo di MOSTARDINI *et alii*, (1966), al “Complesso conglomeratico-argilloso-sabbioso” di LENTINI (1969) ed al “Gruppo di Craco” dell’adiacente Foglio S. Arcangelo di CARBONE *et alii* (2005), riferiti ad un probabile Pliocene inferiore.

I livelli pelitici sommitali delle successioni affioranti nei pressi dell’abitato di Accettura hanno fornito una fauna a foraminiferi molto povera, costituita da *Uvigerina* sp., *Globigerinoides* spp. e globorotalidi, ed una associazione a nanfofossili calcarei caratterizzata dalla presenza di *Biantholithus sparsus*, *Calcidiscus leptoporus*, *C. macintyreii*, *C. obscurus*, *Ceratolithus* sp., *Chiasmolithus* sp., *Cycli-cargolithus floridanus*, *Coccolithus pelagicus*, *Ceratolithoides aculeus*, *Discoaster asymmetricus*, *D. barbadiensis*, *D. binodosus*, *D. neohamatus*, *D. quinqueramus*, *D. deflandrei*, *D. variabilis*, *D. saipanensis*, *Ericsonia cava*, *Helicosphaera carteri*, *H. compacta*, *Micula* spp., *Pontosphaera japonica*, *P. multipora*, *Pseudoemiliana lacunosa*, *Reticulofenestra bisecta*, *R. minuta*, *R. minutula*, *R. perplexa*, *R. pseudoumbilicus*, *Rhabdosphaera procera*, *Sphenolithus abies*, *S. conicus*, *S. heteromorphus*, *S. radians*, *Triquetrorhabdulus carinatus*, *Thoracosphaera*, *Watznaueria barnesae*. A tali depositi è possibile attribuire un’età non più antica del Pliocene inferiore (Zancleano, biozona MNN13 di MARTINI, 1971 = MNN14 di RIO, 1990) per la presenza di *Pseudoemiliana lacunosa* e di *Discoaster asymmetricus*.

2.6.2. - gruppo di Caliandro

Il gruppo di Caliandro comprende successioni costituite alla base da conglomerati e sabbie (SCN), che passano, a luoghi, rapidamente ad argille ed argille siltose bianche e grigio-azzurre (ADB), oppure a sabbie grigie e gialle (SGG),

note in letteratura come Sabbioni di Garaguso (BOENZI *et alii*, 1968, 1971) o come Conglomerati e arenarie di Oppido Lucano (AZZAROLI *et alii*, 1968). Alle sabbie seguono argille grigio-azzurre (ARM).

Queste successioni poggiano in discordanza angolare sui sottostanti terreni miocenici (flysch numidico e formazione di Serra Palazzo) e spesso sono coinvolte nei processi di sovrascorrimento.

2.6.2.1. - conglomerati, sabbie e calcareniti del Torrente Racanello (SCN) (cfr sintema di Tricarico del Foglio Irsina)

Questa unità litostratigrafica è costituita essenzialmente da conglomerati poligenici ad elementi eterometrici, con livelli lenticolari di sabbie e ghiaie mal classate.

I clasti dei conglomerati da arrotondati a subarrotondati, di dimensioni comprese tra 2 cm e 30 cm, cui si associano frammenti di strati di lunghezza fino a circa 30 cm, sono rappresentati prevalentemente da litotipi della formazione di Serra Palazzo (calcareniti avana e calcilutiti bianche ad *Orbulina* spp.; calciruditi bioclastiche a frammenti di briozoi, pectinidi, ostreidi, macroforaminiferi). Sono inoltre presenti clasti di: arenarie arcosiche; calcareniti con nummuliti, frammenti di echinidi, miliolidi e foraminiferi planctonici; calcitorbiditi con liste di selce; calcilutiti grigio azzurre glauconitiche; quarzoareniti numidiche; calcilutiti e calcareniti con miliolidi, peloidi, alghe rosse, di ambiente di piattaforma mesozoica.

Il deposito nel suo insieme si presenta mal classato, con matrice da prevalente a scarsa, organizzato in livelli di spessore metrico, canalizzati, a base erosiva, talora con intercalazioni sottili di sabbie di colore giallo, a grana fine, più o meno cementate, con piccoli ciottoli arrotondati o talora appiattiti. I livelli sabbiosi raggiungono spessori di circa 30 cm, hanno andamento lenticolare e mostrano talora laminazioni parallele.

Le successioni di questa unità litostratigrafica sono ben esposte poco ad ovest di Garaguso in corrispondenza della località Ponte del Diavolo (Fig.18), nell'incisione del Fosso Riciglio, lungo Valle Marina e a Masseria Cancellieri, a nord e nell'abitato di Stigliano.

Il corpo conglomeratico presenta spessore variabile da circa 60 m, in corrispondenza della valle del Fosso Riciglio poco a nord di Masseria le Cesine, a circa 15 m in corrispondenza di Ponte del Diavolo.

Nei pressi dell'abitato di Calciano, i corpi conglomeratici tendono a rastremarsi verso nord-est e passano lateralmente a sabbie a grana media, addensate, mal stratificate, in cui si rinvencono corpi lenticolari di conglomerati poligenici a matrice sabbiosa prevalente, disorganizzati, e livelli di siltiti ed argille siltose.

Lungo il Fosso Riciglio, in continuità sui conglomerati, segue un intervallo di circa 8 metri costituito da sabbie calcaree di colore giallo, a granulometria da



Fig. 18 - Garaguso località Ponte del Diavolo. Conglomerati canalizzati con base erosiva (SCN), alla base del gruppo di Caliandro.

grossolana a sottile, con grado di addensamento e di cementazione variabile. Le sabbie presentano stratificazione parallela ed incrociata, indicativa di ambiente di spiaggia, evidenziata da costolature e da *ripple*; contengono inoltre frammenti di bivalvi e piccoli gasteropodi. A queste si intercalano livelli di microconglomerati spessi fino a 10 cm. Le sabbie passano rapidamente verso l'alto ed a luoghi lateralmente ad argille ed argille siltose grigio-azzurre sottilmente stratificate, talora caratterizzate dalla presenza di gasteropodi e bivalvi di piccole dimensioni (ADB).

Le caratteristiche di facies dei depositi conglomeratici sono indicative di ambiente di piana alluvionale, in prossimità di ambienti di spiaggia, in cui si ha lo sviluppo di apparati di conoide detritico-alluvionale, alimentati prevalentemente da *debris flow*. In particolare il rapido passaggio da depositi di ambiente alluvionale alle sabbie di ambiente di spiaggia da emersa a sommersa ed alle argille di mare profondo indica un rapido approfondimento dell'area.

La datazione dei depositi conglomeratici, alquanto difficile per mancanza di faune, è stata desunta sulla base della posizione stratigrafica; essi sono stati riferiti al Pliocene inferiore *p.p.* in quanto sottostanno ed in parte sono eteropici alle argille diatomitiche bianche di Monticelli (ADB) dello Zancleano.

2.6.2.2. - argille diatomitiche bianche di Monticelli (ADB) (cfr sistema di Tricarico del Foglio Irsina)

Questa unità litostratigrafica comprende argille ed argille siltose di colore variabile dal bianco al grigio all'azzurro, a foraminiferi planctonici, sottilmente stratificate, con intercalazioni di spessore ridotto di siltiti, sabbie e microconglomerati, ricchi in granuli di glauconite. Tale unità poggia ed a luoghi passa lateralmente ai conglomerati, sabbie e calcareniti del Torrente Racanello (SCN). Il passaggio delle argille ai depositi conglomeratici è segnato da corpi sabbiosi di limitato spessore.

Questi depositi affiorano nei dintorni dell'abitato di Oliveto Lucano, a Fosso Riciglio e ad est di S. Mauro Forte.

A Fosso Riciglio i depositi argillosi, spessi circa 20 metri, passano lateralmente o poggiano direttamente, talora separati da un sottile livello di sabbie, sui conglomerati SCN. Nella parte basale della successione si rinvengono sottili intercalazioni di siltiti, sabbie e microconglomerati, a matrice sabbioso-siltosa, caratterizzati da elementi arrotondati ed appiattiti e ricchi in granuli di glauconite.

Nella parte alta della successione le argille diventano prevalenti e presentano solo sottili intercalazioni di siltiti.

Ad est dell'abitato di S. Mauro Forte è ben esposta una successione, spessa circa 30 metri, costituita da argille ed argille siltose bianche, in strati millimetrici, alternate a siltiti laminate in strati centimetrici con rare intercalazioni di sabbie a grana fine, spesse fino a 30-40 cm, a geometria lenticolare, e di lenti centimetriche di microconglomerati ricchi in granuli di glauconite.

Le successioni pelitiche delle argille diatomitiche bianche di Monticelli passano verso l'alto e lateralmente alle sabbie grigie e gialle di Difesa Pincia (SGG).

Lo spessore di tali successioni varia tra 20 metri e circa 30 metri.

Le caratteristiche di facies delle successioni argillose sono indicative di ambienti marini profondi. In particolare CALDARA *et alii* (1993) hanno riscontrato nei depositi pelitici stratigraficamente più bassi la presenza di colonie di *Madrepora oculata* (LINNAEUS, 1758) ed in quelli più alti la presenza di *Hinia turbinellus* (BROCCHI, 1814), *Turricula* e *Limopsis* di grosse dimensioni, indicativi di zone profonde.

Le caratteristiche delle facies dei depositi sabbiosi che segnano il passaggio delle successioni argillose ai depositi conglomeratici (SCN) sono riferibili ad ambienti di spiaggia da emersa a sommersa.

Le associazioni a foraminiferi planctonici rinvenute nelle peliti di Ponte del Diavolo e nella valle del fosso Riciglio sono costituite da *Globigerina bulloides* (D'ORBIGNY), *G. decoraperta* (TAKAYANAGI & SAITO), *Globigerinoides ruber* (D'ORBIGNY), *Gd. sacculifer* (BRADY), *Gd. obliquus* (BOLLI), *Globorotalia puncticulata* (DESHAYES), *Gt. scitula* (BRADY), *Orbulina universa* (D'ORBIGNY),

Globigerinita glutinata (EGER), *Neogloboquadrina acostaensis* (BLOW). Queste associazioni consentono di riferire l'età di queste successioni argillose al Pliocene inferiore (Zancleano, biozona MPL4a di SPROVIERI, 1992), anche se non si può escludere un'età più recente in analogia con quanto segnalato in altri fogli limitrofi.

2.6.2.3. - sabbie grigie e gialle di Difesa Pincia (SGG) (cfr sintema di Tolve del Foglio Irsina)

L'unità litostratigrafica delle sabbie grigie e gialle di Difesa Pincia include successioni costituite da sabbie quarzose e da sabbie calcaree gialle, a granulometria da media a grossolana, addensate, a luoghi cementate e mal stratificate. I livelli sabbiosi stratigraficamente più bassi presentano in genere struttura massiva e sono scarsamente fossiliferi. Procedendo verso l'alto le sabbie presentano stratificazione parallela o obliqua a basso angolo, messa in evidenza da costolature a cementazione differenziale, mostrano talora *ripple* e sono caratterizzate da bioturbazione. Esse inoltre presentano livelli ricchi in frammenti di bivalvi, gasteropodi e briozoi.

A luoghi, intercalati alle sabbie, si rinvengono corpi lenticolari di conglomerati poligenici ed eterometrici ben cementati, in matrice sabbiosa, organizzati in strati e banchi, talora amalgamati che, a luoghi, passano lateralmente a calciruditi ricche in frammenti di pectinidi, briozoi, balanidi e gasteropodi o ad alternanze di arenarie quarzoso-feldspatiche, più o meno cementate, e di sabbie gialle a grana da media a fine, bioturbate, con livelli ricchi in frammenti di bivalvi e gasteropodi.

Le successioni sabbiose poggiano e, talora, sono eteropiche sia dei conglomerati, sabbie e calcareniti del Torrente Racanello (SCN) che delle argille di Monticelli (ADB); in alto sono eteropiche e passano gradualmente alle argille marnose azzurre del Torrente Sauro (ARM).

Le successioni attribuite a questa unità litostratigrafica sono ben esposte in corrispondenza dell'abitato di Oliveto Lucano, nella valle del Fosso del Prete ed in quella del Fosso Riciglio, nella valle del Torrente Salandrella, nell'abitato di Garaguso, in prossimità dell'abitato di Calciano, nei dintorni dell'abitato di S. Mauro Forte, ad est e nord-est dell'abitato di Stigliano.

In località Jazzo del Trono - Fosso del Prete (a nord di Oliveto Lucano) la parte basale della successione è caratterizzata, per uno spessore di circa 10 m, da calciruditi ricche in frammenti di pectinidi, briozoi, balani e gasteropodi, in banchi spessi 50-70 cm, che passano gradualmente ad arenarie quarzoso-feldspatiche, più o meno cementate, alternate a sabbie gialle a grana da media a fine, bioturbate (*Thalassinoides* ed *Ophiomorpha*, CALDARA *et alii*, 1993), con livelli a stratificazione parallela ed obliqua a basso angolo e strutture da *ripple*, ricchi in frammenti di bivalvi e gasteropodi. Seguono, per circa 20 m, sabbie di colore grigio, poco cementate, in strati spessi 30-50 cm nella parte bassa e 10-30 cm in quella alta,

caratterizzati da laminazione parallela ed incrociata, con intercalazioni di argille silteose grigio azzurre in livelli spessi 10-20 cm.

Subito ad ovest dell'abitato di Garaguso, su un primo corpo sabbioso, spesso circa 50 m, organizzato in strati e banchi e caratterizzato da lamine inclinate riferibili a depositi con *foreset*, giace un secondo corpo sabbioso, spesso circa 30 m, caratterizzato da stratificazione piano-parallela (Fig. 19). Il contatto è contraddistinto da una superficie erosiva in corrispondenza della quale sono presenti sacche di sabbie grossolane ricche in clasti di glauconite, frammenti di bivalvi e coralli (*Madrepora oculata*; CALDARA *et alii*, 1993). Il secondo corpo sabbioso è costituito da sabbie calcaree gialle, a grana da media a grossolana con stratificazione piano-parallela, in cui si rinviene un livello di conglomerati



Fig. 19 - Garaguso. Ponte del Diavolo. Foreset nelle sabbie grigie e gialle (SGG) disposte in basso in lamine inclinate di circa 40° (foreset), troncate in alto da un corpo sabbioso caratterizzato da stratificazione suborizzontale.

poligenici spesso circa 2 m, ad elementi arrotondati di dimensioni fino a 15 cm, immersi in matrice sabbiosa. A questi seguono siltiti argillose di colore grigio passanti ad argille silteose azzurre, talora ricche in frammenti di piccoli bivalvi e gasteropodi.

Ad Oliveto Lucano, in corrispondenza del versante meridionale del rilievo su cui sorge il cimitero è possibile osservare, nella successione sabbiosa, una superficie di discordanza con inclinazione di circa 10°-15° e la presenza di alcune faglie sinsedimentarie.

In località Caserma S. Domenica Soprana, a nord di Oliveto Lucano, su un

corpo sabbioso, costituito da sabbie calcaree grossolane, addensate, più o meno cementate, a stratificazione piano-parallela ed incrociata, si sviluppano, per uno spessore di circa 8 m, calciruditi a frammenti di briozoi, pectinidi, ditrupe, balani, in strati spessi fino a 50 cm. Queste passano ad arenarie grigie, ricche in frammenti di bivalvi, in strati spessi 15-20 cm, caratterizzati da laminazione parallela ed incrociata. Il contatto tra le calciruditi bioclastiche e le arenarie è segnato da una superficie di erosione.

In sinistra idrografica del fiume Basento tra le località il Lavandaio e Masseria Santa Croce si rinvencono sabbie gialle a grana da media a sottile, con intercalazioni di conglomerati poligenici ad elementi di 3-5 cm, che passano rapidamente ad argille siltose grigio azzurre (**ARM**).

Le caratteristiche di facies dei depositi sabbiosi che si rinvencono in continuità sui conglomerati (**SCN**) sono indicative di un ambiente di spiaggia da emersa a sommersa (da aree di *backshore* a settori di *foreshore* e *shoreface*). In particolare le calciruditi bioclastiche e le arenarie bioclastiche che caratterizzano le successioni di località Jazzo del Trono-Fosso del Prete, di Caserma S. Domenica Soprana e di Piano del Mandorlo sono riferibili ad un'area di battaglia dove per effetto dei frangenti si ha accumulato di detrito bioclastico e di ciottoli trasportati o erosi dalle onde.

Lo spessore è di una decina di metri nelle aree a sud-est di Oliveto Lucano, di 20 -50 metri ad est di Stigliano e raggiunge circa 120 m nella zona di Garaguso.

La macrofauna contenuta nelle sabbie (CALDARA *et alii*, 1993) è costituita da associazioni faunistiche caratterizzate da lamellibranchi (*Chlamys seniensis* LAMARCK), *Neopycnodonte navicularis* (BROCCHI, 1814) e brachiopodi (*Terebratula retusa* (LINNAEUS, 1758) nella sezione di Jazzo del Trono- Fosso del Prete.

Nelle sabbie delle successioni di Garaguso sono state rinvenute da CALDARA *et alii* (1993) associazioni a macrofossili caratterizzati da *Panopea glycimaris* (VON BORN, 1778), *Cardium hians* (SPENGLER, 1799), *Paphia* cfr. *vetula* (BASTEROT, 1825), *Tellina* sp., *Abra* sp., *Modiola adriatica* LAMARCK, mentre nella parte intermedia risultano più frequenti i pettinidi tra cui *Chlamys seniensis*, *Pecten bipartitus* (FORESTI, 1876) e *P. laevis* SEGUENZA.

La datazione dei depositi sabbiosi, per mancanza di faune nei campioni analizzati, è stata desunta sulla base della posizione stratigrafica. Le successioni sabbiose, nella parte basale, sono in eteropia con le argille diatomitiche di Monticelli (**ADB**), mentre in alto sono eteropiche con le argille marnose azzurre del Torrente Sauro (**ARM**) di età compresa tra il Pliocene medio (Piacenziano *p.p.*-biozona MPL5 di SPROVIERI, 1992) ed il Pliocene superiore (Gelasiano *p.p.*-biozona MPL6 di SPROVIERI, 1992). Ai depositi sabbiosi potrebbe essere pertanto attribuita un'età compresa tra il Pliocene medio ed il Pliocene superiore *p.p.*.

2.6.2.4. - argille marnose azzurre del Torrente Sauro (ARM) (cfr sintema di Tolve del Foglio Irsina)

Questa unità litostratigrafica è costituita da argille, argille marnose ed argille silteose grigio-azzurre, a foraminiferi planctonici, sottilmente stratificate, talora caratterizzate dalla presenza di gasteropodi e bivalvi di piccole dimensioni. Nella parte bassa delle successioni pelitiche si rinvencono sottili intercalazioni di sabbie e siltiti gialle. A varie altezze stratigrafiche sono presenti intercalazioni lenticolari di conglomerati peligenici in strati da centimetrici a decimetrici.

Questi depositi sono ben esposti in località Jazzo del Trono-Fosso del Prete, nei dintorni dell'abitato di Oliveto Lucano, ad ovest ed ad est degli abitati di S. Mauro Forte e di Stigliano, con spessori compresi tra 80 metri e 100 metri.

Le microfaune rinvenute nelle argille sono indicative sia di ambiente di piana batiale che di ambiente di piattaforma poco profonda (circalitorale). In particolare CALDARA *et alii* (1993) hanno rinvenuto nelle successioni pelitiche di località Jazzo del Trono-Fosso del Prete una ricca fauna a pteropodi, lamellibranchi, gasteropodi, caratteristica di ambienti fangosi profondi; mentre nella porzione pelitica della successione affiorante a Garaguso gli autori segnalano la presenza di livelli e lenti con *Modiola adriatica* LAMARCK, grossi gasteropodi, tra cui *Gyrineum marginatum* (GMELIN, 1790) e *Conus antediluvianus* (BELL, 1918), e policheti, riferibili ad ambienti di piattaforma poco profondi (circalitorale).

Per quel che riguarda l'età di questi depositi, nei campioni prelevati nella parte bassa delle peliti della successione di località Jazzo del Trono-Fosso del Prete è stata rinvenuta un'associazione a foraminiferi planctonici costituita da: *Globigerina bulloides* (D'ORBIGNY), *G. decoraperta* (TAKAYANAGI & SAITO), *Globigerinita glutinata* (EGGER), *Globigerinoides obliquus extremus* (BOLLI & BERMUDEZ), *Gd. obliquus obliquus* (BOLLI), *Gd. ruber* (D'ORBIGNY), *Gd. sacculifer* (BRADY), *Globorotalia aemiliana* (COLALONGO & SARTONI), *Gb. bononiensis* trans. *G. inflata* (D'ORBIGNY), *Turborotalia quinqueloba* (NATLAND), *Neogloboquadrina acostaensis* (BLOW), *N. pachyderma* (EHRENBERG; destrogira), *Orbulina universa* (D'ORBIGNY). Questa associazione è riferibile al Pliocene medio (Piacenziano *p.p.*, biozona MPL5 di SPROVIERI, 1992). Tra i foraminiferi bentonici è stata rinvenuta la presenza di *Bulimina basispinosa* (TEDESCHI & ZANMATTI).

Nei campioni prelevati nella parte alta delle successioni pelitiche è stata rinvenuta un'associazione a foraminiferi planctonici costituita da *Globigerina bulloides* (D'ORBIGNY), *Globigerinoides ruber* (D'ORBIGNY), *Globorotalia inflata* (D'ORBIGNY), *Gb. crassaformis* (GALLOWAY & WISSLER), *Neogloboquadrina pachyderma* (EHRENBERG; destrogira), *Orbulina universa* (D'ORBIGNY), *Turborotalia quinqueloba* (NATLAND). Questa associazione è riferibile alla parte alta del Pliocene superiore (Gelasiano *p.p.*, biozona MPL6 di SPROVIERI 1992). Tra i foraminiferi bentonici è stata rinvenuta la presenza di *Bulimina marginata* (D'ORBIGNY).

In base alle associazioni a foraminiferi planctonici è possibile attribuire alle successioni pelitiche un'età compresa tra il Pliocene medio (Piacenziano *p.p.*) ed il Pliocene superiore (Gelasiano *p.p.*).

2.7. - DEPOSITI DELLA FOSSA BRADANICA

Nel settore orientale del Foglio Stigliano affiorano successioni argillose e sabbioso-conglomeratiche pleistoceniche il cui dominio di sedimentazione è riferibile all'Avanfossa Bradanica.

Queste successioni poggiano in discordanza angolare sui depositi pliocenici del gruppo di Caliandro e sulle successioni meso-cenozoiche dell'Unità di Tempa Cisterna.

All'interno delle successioni dell'Avanfossa Bradanica sono state distinte dal basso verso l'alto:

- argille subappennine (AZZAROLI *et alii*, 1968) costituite da argille ed argille siltose grigio-azzurre, che contengono una potente intercalazione di conglomerati e sabbie, indicati come conglomerato di Serra del Cedro (GAMBASSINI, 1967);
- formazione di Monte San Marco (SABATO, 1996) costituita da sabbie e conglomerati marini (Sabbie di Monte Marano, AZZAROLI *et alii*, 1968) che passano a sabbie rosse (Sabbie dello Stature; RICCHETTI, 1967) e conglomerati poligenici di ambiente continentale (Conglomerati di Irsina, AZZAROLI *et alii*, 1968).

I depositi prima descritti, nel loro insieme, presentano carattere regressivo e costituiscono i depositi di chiusura della sedimentazione nel settore interno dell'Avanfossa Bradanica.

2.7.1. - argille subappennine (ASP)

Le successioni delle argille subappennine sono costituite da argille ed argille siltose grigio-azzurre a foraminiferi planctonici e bentonici, gasteropodi, bivalvi di piccole dimensioni, sottilmente stratificate, con intercalazioni di arenarie a grana fina, in strati spessi 3-5 cm. L'appoggio sui terreni sottostanti è in discordanza angolare, a volte è erosivo e caratterizzato da un livello di calcareniti, sabbie e conglomerati (ASP_a). A luoghi la successione delle argille, più frequentemente nella parte bassa, si arricchisce in sabbie e sottili livelli di conglomerati (ASP_b).

Le successioni delle argille subappennine affiorano estesamente nei quadranti orientali del Foglio Stigliano.

A sud-est di Garaguso, in sinistra orografica del Torrente Salandrella, è ben esposto l'appoggio in discordanza angolare delle argille subappennine sull'Unità di Tempa Cisterna.

Tra le località Le Casette e Guardiola, in sinistra orografica del Torrente Salandrella, è stata ricostruita la porzione basale della successione. La parte bassa è costituita da circa 20 m di argille sabbiose grigio-azzurre, a stratificazione sottile, con intercalazioni di conglomerati poligenici, a matrice sabbiosa prevalente, con clasti di dimensioni fino a 5 cm e, talora, 15 cm, costituenti corpi canalizzati spessi da 20 cm a 2 m. Seguono, per uno spessore di circa 30 m, argille siltose grigio azzurre, sottilmente stratificate con intercalazioni di areniti ibride a grana fine, in strati spessi 3-5 cm, in cui si rinvencono gasteropodi e bivalvi di piccole dimensioni, *Dentalium* sp., foraminiferi planctonici e bentonici. La parte alta della successione per circa 30 m è costituita da argille ed argille siltose cui si intercalano sabbie a grana da fine a media, in livelli spessi da 10 cm a 2 m, massivi, ricchi in gasteropodi e bivalvi. Nei corpi sabbiosi si rinvencono conglomerati a matrice sabbiosa prevalente, con ciottoli di dimensioni di 3-5 cm, talora, di 15 cm, arrotondati e appiattiti, in livelli spessi da 10 a 50 cm (**ASP_b**).

Ad est dell'abitato di Stigliano, in località Masseria Porcellini, la base della successione, poggia in netta discordanza angolare sulle calcilutiti e marne mioceniche della formazione di Serra Palazzo (Fig.20) ed è costituita, per circa 20 metri, da calcareniti, conglomerati disorganizzati e sabbie gialle ben stratificate (**ASP_a**) passanti rapidamente alle argille siltose grigio azzurre.

In località Serra del Grillo (a nord-est di Garaguso) affiorano argille siltose grigio-azzurre, con intercalazioni sabbioso-siltose decimetriche, che costituiscono la parte mediana della successione delle argille subappennine. A luoghi sono stati osservati livelli centimetrici, di colore rosso bruno, induriti, ricchi in ossidi di ferro; questi livelli potrebbero costituire secondo CALDARA *et alii* (1993) croste tipo "hard ground" dovute a momentanei arresti nella sedimentazione.

Tra l'abitato di Salandra e Timpa dell'Organo, affiorano i termini di passaggio dalle argille subappennine alla formazione di Monte S. Marco, costituiti da circa 30 m di argille siltose grigio azzurre a stratificazione sottile, cui seguono argille siltose grigio-azzurre, a gasteropodi, piccoli bivalvi e *Dentalium*, con intercalazioni di sabbie gialle a grana fine in livelli spessi 30 cm ed arenarie a grana media, in strati spessi fino a 5 cm, caratterizzati da laminazione parallela (spessore 10m).

Le successioni argillose affioranti in località Morrone, circa 3 km a NE di Garaguso, ben esposte per uno spessore di circa 50 m, sono costituite da argille grigio-azzurre a stratificazione sottile con intercalazioni di siltiti e sabbie fini, in livelli spessi da 10 cm a 50 cm, in cui talora, irregolarmente distribuiti, si rinvencono ciottoli appiattiti. Le argille presentano sacche ricche in bivalvi e gasteropodi. Nella parte alta della successione è presente una intercalazione conglomeratica e sabbioso-conglomeratica spessa circa 50 m (conglomerato di Serra del Cedro **ASP₁**).

Nel foglio Stigliano lo spessore complessivo delle argille subappennine, in affioramento varia tra 50 metri e 300 metri.

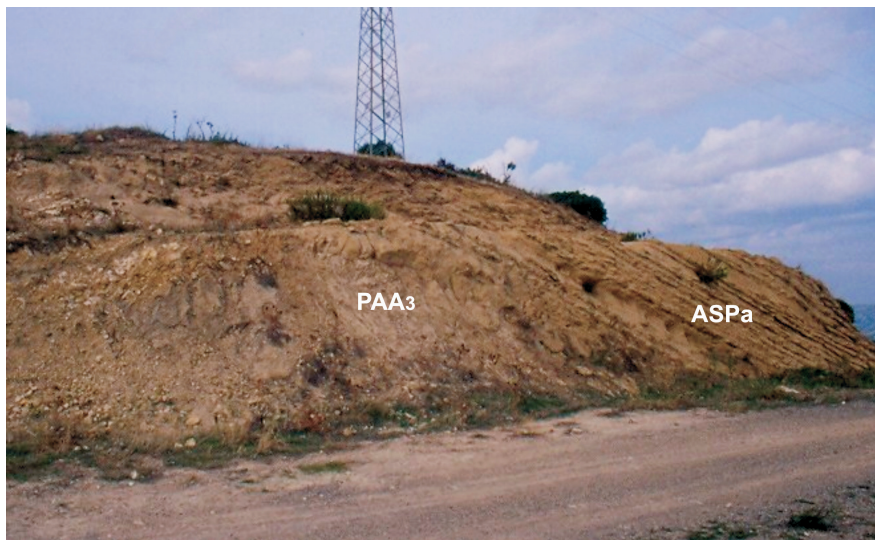


Fig. 20 - Masseria Porcellini. Appoggio in discordanza angolare delle calcareniti e sabbie (ASP_a) sulle calcilutiti e marne della formazione di Serra Palazzo (PAA₃).

Nel loro insieme le caratteristiche di facies delle argille subappennine sono indicative di un ambiente di sedimentazione di piattaforma neritica a luoghi raggiunta da apporti sabbiosi e conglomeratici provenienti da sistemi deltizi.

Per quanto riguarda le successioni rinvenute nell'area di Stigliano, i depositi sabbiosi basali sono riferibili ad ambienti di *shoreface*; essi evolvono rapidamente a depositi di *foreshore*.

Per le successioni di Serra di Grillo, le associazioni faunistiche rinvenute da CALDARA *et alii* (1993) suggeriscono una zona circalitorale profonda al limite con la zona epibatiale. Le successioni delle località Timpa dell'Organo indicano la progressiva diminuzione della profondità dell'ambiente di sedimentazione con il passaggio ad un ambiente di *shoreface*.

I livelli di argille subappennine campionati in località Masseria Molino (destra orografica del torrente Salandrella) a sud ovest di Salandra hanno dato associazioni a nannofossili costituite da "small" *Gephyrocapsa*, *Gephyrocapsa s.l. sensu* RIO (1982), *Gephyrocapsa* > 4µm < 5.5 µm *sensu* RIO (1982), *Calcidiscus leptoporus* (MURRAY & BLACKMAN, 1898), *C. macintyreii* (BUKRY & BRAMLETTE, 1969), *Coccolithus pelagicus* (WALLICH, 1877), *Helicosphaera carteri* (WALLICH, 1877) *H. sellii* BUKRY & BRAMLETTE, 1969, *Pontosphaera japonica* (TAKAYAMA, 1967), *P. multipora* (KAMPTNER, 1948), *Pseudoemiliania lacunosa* (KAMPTNER, 1963), *Rhabdosphaera clavifera* MURRAY & BLACKMAN, 1898, indicative del Santerniano (biozona MNN19b di RIO *et alii*, 1990), mentre le associazioni a foraminiferi

planctonici sono risultate prevalentemente rimaneggiate.

Alcuni campioni prelevati tra le località Ponte Salandrella (destra orografica del torrente Salandrella) e Masseria del Segretario (sinistra orografica del torrente Salandrella) 2 km a ovest di Salandra, nei pressi di Case Motta (1km a nord-ovest di Salandra) hanno dato associazioni a nannofossili calcarei rappresentate da *Braarudosphaera bigelowii* (GRAN & BRAARUD, 1935), *Calcidiscus leptoporus* (MURRAY & BLACKMAN, 1898), *Coccolithus pelagicus* (WALLICH, 1877), *Dictyococcites productus* (KAMPTNER, 1963), *Gephyrocapsa oceanica s.l. sensu* RIO (1982), “large” *Gephyrocapsa sensu* RIO (1982), “small” *Gephyrocapsa*, *Helicosphaera carteri* (WALLICH, 1877), *Pontosphaera japonica* (TAKAYAMA, 1967), *Pontosphaera multipora* (KAMPTNER, 1948), *Pseudoemiliania lacunosa* (KAMPTNER, 1963), *Rhabdosphaera clavigera* MURRAY & BLACKMAN, 1898, *Syracosphaera pulchra* LOHMANN, 1902, *Thoracosphaera* sp., *Umbellosphaera irregularis* PAASCHE in MARKALI & PAASCHE, 1955, *Umbilicosphaera sibogae* (WEBER-VAN BOSSE, 1901) indicative dell’Emiliano (biozona MNN19d di RIO *et alii*, 1990). Le associazioni a foraminiferi planctonici sono costituite da *Globigerina bulloides* D’ORBIGNY, *Globigerinoides ruber* (D’ORBIGNY), *Neogloboquadrina dutertrei* (D’ORBIGNY), *Neogloboquadrina pachyderma* (EHRENBERG), *Orbulina universa* D’ORBIGNY, *Turborotalita quinqueloba* (NATLAND), mentre le associazioni a foraminiferi bentonici sono risultate costituite da *Bulimina marginata* D’ORBIGNY, *Cassidulina carinata* THALMANN, *Cibicidoides pachyderma* (RZEHA), *Globobulimina*, *Hyalinea baltica* (SCHROETER), indicative dell’Emiliano (subzona a *Hyalinea baltica* di SPROVIERI & HASEGAWA, 1990).

Alcuni campioni prelevati a Serra d’Olivo (destra orografica del torrente Salandrella) circa 4 km a sud di Masseria Molino, e in località Le Casette (sinistra orografica del torrente Salandrella) circa 3 km a ovest di Salandra, hanno dato associazioni a nannofossili calcarei costituite da “large” *Gephyrocapsa sensu* RIO (1982), *Calcidiscus leptoporus* (MURRAY & BLACKMAN, 1898), *Coccolithus pelagicus* (WALLICH, 1877), *Dictyococcites productus* (KAMPTNER, 1963), *Gephyrocapsa caribbeanica* BOUDREAUX & HAY, 1969, *Gephyrocapsa* sp.3 *sensu* RIO (1982), *Helicosphaera carteri* (WALLICH, 1877), *Pontosphaera japonica* (TAKAYAMA, 1967), *Pontosphaera multipora* (KAMPTNER, 1948), *Pseudoemiliania lacunosa* (KAMPTNER, 1963), *Syracosphaera pulchra* LOHMANN, 1902 indicative del Siciliano (biozona MNN19f di RIO *et alii*, 1990). Le associazioni a foraminiferi planctonici e bentonici sono costituite per lo più da forme rimaneggiate.

Sulla base dei dati biostratigrafici da noi raccolti l’età delle argille subappennine viene riferita al Pleistocene inferiore (Sanerniano - Siciliano), anche se in altre aree si estende dal Pliocene superiore al Pleistocene medio.

2.7.1.1. - conglomerato di Serra del Cedro (ASP₁)

Le successioni del membro di Serra del Cedro costituiscono un corpo cuneiforme, spesso circa 50 m, intercalato nelle argille subappennine. Sono costituite nella parte alta prevalentemente da conglomerati poligenici, ad elementi di dimensioni fino a 10 cm, da arrotondati a sub arrotondati, in strati spessi fino a 50 cm, con base erosiva e spesso amalgamati; conglomerati poligenici, a scarsa matrice, ben cementati, ad elementi di dimensioni di 2-5 cm, sia arrotondati che appiattiti, embriciati, in livelli canalizzati spessi 35-50 cm; microconglomerati in livelli spessi 10-70 cm, in cui si osserva gradazione normale ed inversa. La parte bassa, per uno spessore di circa 10m, è costituita in prevalenza da sabbie di colore giallo, a grana da media a fine, in strati spessi 30-70 cm con intercalazioni di conglomerati poligenici, eterometrici, a scarsa matrice sabbiosa, in livelli spessi 40-80 cm (ASP_{1a}).

Tali depositi affiorano a nord-est di Garaguso nelle località Morrone e Masseria Molessa.

Lo spessore nel foglio Stigliano è di circa 50 metri, mentre spessori di diverse centinaia di metri si raggiungono nell'adiacente foglio Irsina.

Il conglomerato di Serra del Cedro può essere riferito ad un ambiente di *fan* delta in accordo con LOIACONO & SABATO (1987), in particolare le successioni del Morrone sono indicative di un ambiente di transizione da un sistema fluviale di un'area di piana costiera, ad un sistema deltizio sviluppatosi in ambiente sottomarino poco profondo.

La fauna rinvenuta in tali depositi è costituita da *Bulimina* sp., *Globigerinoides* sp., frammenti di valve di ostracodi, frammenti di gusci di lamellibranchi, di echinidi e gasteropodi, che non ci hanno fornito elementi utili per la datazione. LOIACONO & SABATO (1987) nella vicina località di Serra del Cedro hanno rinvenuto in alcune intercalazioni pelitiche una ricca fauna costituita per lo più da foraminiferi bentonici tra cui *Ammonia beccarii* (LINNÉ), *Ammonia inflata* (SEQUENZA), *Bulimina basispinosa* (TEDESCHI & ZANMATTI), *Bulimina marginata* (D'ORBIGNY), *Cassidulina neocarinata* (THALMANN), *Hyalinea baltica* (SCHROETER), *Nodosaria ovicula* (D'ORBIGNY), *Brizalina alata* (SEQUENZA), *Lenticulina gibba* (D'ORBIGNY), *Uvigerina peregrina* (CUSHMAN) ed una fauna meno abbondante costituita da foraminiferi planctonici tra cui *Globigerina ex gr. Globigerina bulloides* (D'ORBIGNY), *Globigerina quinqueloba* (NATLAND), *Globigerinoides ruber* (D'ORBIGNY), *Globigerinoides* sp., *Globorotalia inflata* (D'ORBIGNY), *Orbulina universa* (D'ORBIGNY).

L'età di questo membro sulla base della posizione stratigrafica ed in accordo con LOIACONO & SABATO (1987) è quindi riferita al Pleistocene inferiore.

2.7.2. - formazione di Monte San Marco (SBC)

Questa formazione comprende successioni costituite da sabbie calcaree gialle con intercalazioni di conglomerati ed argille siltose, che passano verso l'alto a conglomerati poligenici, di colore rosso-scuro, a matrice sabbiosa, talora prevalente, ad elementi eterometrici, spigolosi o arrotondati, canalizzati e con base erosiva (**SBC_b**). A luoghi, il passaggio tra le sabbie ed i sovrastanti conglomerati è marcato da un livello di sabbie rosso-scuro, a granulometria grossolana e struttura massiva (**SBC_a**). La successione è organizzata in sequenze di tipo *coarsening* e *shallowing upward*.

Le successioni della formazione di Monte San Marco poggiano stratigraficamente sulle argille subappennine (**ASP**) ed i termini di passaggio (Case Julia e lungo il versante occidentale di M. Cuccaro, a nord di Salandra) sono caratterizzati da: argille siltose grigio-azzurre con intercalazioni, più frequenti verso l'alto, di sabbie gialle più o meno addensate, a grana da media a fine, a luoghi ricche in pectinidi, gasteropodi e *Dentalium* sp., organizzate in livelli spessi fino a 40 cm, talora bioturbati, caratterizzati da laminazioni parallele ed oblique a basso angolo o da *ripple*; a più altezze sono presenti intercalazioni di arenarie di colore giallo, in sottili strati, a laminazione parallela e/o incrociata e sottili livelli di argille biancastre e di conglomerati poligenici, con ciottoli di 3-5 cm, arrotondati ed appiattiti, talora embriciati, in livelli ben cementati ed a scarsa matrice.

La formazione di Monte San Marco affiora in corrispondenza del bordo nord-orientale del Foglio Stigliano, lungo una fascia che si estende tra l'abitato di Salandra e Masseria Motta, in destra orografica del fiume Basento.

Una successione ben esposta affiora in località Montagnola-Casone Vecchio (circa 5 km a nord di Salandra). La parte bassa, per uno spessore di circa 10 m, è costituita da argille siltose di colore grigio-azzurro, a stratificazione sottile, che progressivamente si arricchiscono in sottili intercalazioni di sabbie a grana fine ricche in gasteropodi, bivalvi di piccole dimensioni e *Dentalium* sp.. Queste passano a circa 10 m di sabbie gialle, a grana fine, più o meno addensate, in strati spessi da 10 cm a 40 cm, privi di strutture interne o caratterizzati da laminazione piano-parallela. Alle sabbie si intercalano livelli di argille marnose grigio-chiare, spessi fino a 10 cm e sottili lenti di conglomerati poligenici, a matrice sabbiosa prevalente, con elementi arrotondati ed appiattiti di dimensioni fino a 3 cm. Le sabbie si presentano talora bioturbate ed al loro interno sono stati rinvenuti bivalvi e gasteropodi di piccole dimensioni.

La successione prosegue, per uno spessore di circa 20 m, con sabbie gialle, più o meno addensate, a grana da media a sottile, in strati spessi fino a 30 cm caratterizzati da laminazioni parallele ed oblique a basso angolo, o da *ripple*, cui si intercalano arenarie di colore giallo, in strati spessi fino a 5 cm, caratterizzati da laminazione parallela o incrociata. Nelle sabbie, talora bioturbate, si osservano livelli ricchi

in gusci di pectinidi, gasteropodi e *Dentalium* sp. A luoghi si rinvencono, anche, sottili intercalazioni di argille biancastre o di conglomerati poligenici a matrice sabbiosa prevalente.

Seguono circa 10 m di sabbie gialle, a grana da media a fine, in livelli spessi fino a 40 cm, addensati e caratterizzati da laminazioni oblique, alternate a conglomerati poligenici, a luoghi con patine manganesifere, ben cementati e con scarsa matrice, con ciottoli di dimensioni di 3-5 cm, arrotondati ed appiattiti, con embriciature variabili. Chiudono la successione circa 2 m di conglomerati poligenici, cementati, con ciottoli di dimensioni da 3-5 cm fino a 10 cm, arrotondati o appiattiti e talora embriciati. Ad essi si intercalano, a luoghi, livelli lenticolari di sabbie spessi circa 15 cm, caratterizzati da laminazione parallela o obliqua.

La successione termina con un intervallo di spessore variabile di conglomerati poligenici, di colore rosso-scuro, a matrice sabbiosa, talora prevalente, con ciottoli eterometrici, di dimensioni anche decimetriche, spigolosi o arrotondati, talora appiattiti, organizzati in livelli spessi 1,5-2 metri, canalizzati e con base erosiva (SBC_b). Gli elementi sono per lo più costituiti da quarzoareniti, calcilutiti, diaspri, arenarie micacee ed in subordine da metamorfiti, provenienti dalle successioni appenniniche. I conglomerati mostrano geometrie tipiche da *foreset*, mediamente inclinati verso est. Nella parte bassa ai conglomerati si intercalano livelli spessi circa 1,5 m di sabbie, addensate, a granulometria da media a grossolana, mal stratificate.

A luoghi tra i depositi conglomeratici ed i depositi sabbiosi è presente un livello discontinuo, talora spesso 5-7 metri, di sabbie rosso-scuro (SBC_a), a granulometria grossolana, a struttura massiva, probabilmente di ambiente alluvionale, deposto in concomitanza di eventi di piena.

Lo spessore complessivo delle due litofacies è compreso tra 25 metri e 40 metri.

Le facies dei depositi che caratterizzano la parte bassa della formazione di Monte San Marco sono riferibili ad ambienti di transizione da piattaforma (*offshore*) a spiaggia sommersa (*shoreface*), interessati da apporti sabbiosi in concomitanza di eventi di tempesta. A queste seguono sabbie di ambiente di spiaggia sommersa, che passano progressivamente nella parte alta a depositi di spiaggia intertidale con sviluppo di conglomerati con caratteri di *beach face*.

Le facies dei depositi conglomeratici SBC_b sono indicative di un ambiente alluvionale deltizio tipo *braided*.

Lo spessore complessivo della formazione di Monte S. Marco varia tra 70 metri e 80 metri.

Per quanto riguarda l'età delle successioni sopra descritte, i campioni analizzati sono risultati sterili. In base alle datazioni effettuate sulle argille subappennine, alla formazione di Monte San Marco è possibile attribuire un'età non più antica del Pleistocene inferiore *p.p.* (Siciliano *p.p.*), in parziale accordo con i dati riportati in letteratura (Calabriano-Siciliano basale, AZZAROLI *et alii*, 1968).

2.8. - DEPOSITI CONTINENTALI

2.8.1. - *Depositi alluvionali terrazzati* ($\mathbf{b_n}$) (cfr sintema di Masseria Linzalata del Foglio Irsina)

Sono costituiti da ghiaie eterometriche, conglomerati poligenici, sabbie ben addensate e limi argillosi, terrazzati in più ordini a diverse quote, non differenziati nella carta geologica.

Questi depositi affiorano in piccoli lembi nei dintorni di Masseria Davia a nord dell'abitato di Salandra (lungo il versante in destra idrografica del Fiume Basento). I depositi sabbiosi e conglomeratici terrazzati possono essere considerati equivalenti a quelli del sintema di Masseria Linzalata (supersintema del fiume Basento) del Foglio Irsina e/o ai depositi terrazzati del IV ordine di BOENZI *et alii* (1978) o a quelli di IV ordine di LAZZARI e SANTANGELO (1996).

Altri lembi di depositi alluvionali terrazzati si rinvencono nell'area di Serra del Grillo, Masseria Zagana, Masseria Marra (a nord-ovest di Salandra) ed a sud dell'abitato di Salandra in destra e sinistra idrografica del torrente Salandrella e vengono da noi riferiti a questo sistema fluviale.

Gli spessori sono compresi tra qualche metro e una decina di metri.

L'età è Pleistocene medio *p.p.*- Pleistocene superiore *p.p.*.

2.8.2. - *Depositi di versante antichi* ($\mathbf{a_b}$)

Sono costituiti da accumuli caotici di materiali eterogenei immersi in matrice limosa e/o sabbiosa.

Questi depositi affiorano lungo una fascia ad andamento appenninico, sul fronte della catena a nord di Garaguso (C. Falotico) ed a nord-est di San Mauro Forte (tra C. Tricarico e Mass.a Cristallo). Essi generalmente poggiano sui depositi argillosi plio-pleistocenici in particolare sulle argille marnose azzurre del Torrente Sauro (**ARM**) e sulle argille subappennine (**ASP**) e sono erosi ed incisi dall'attuale reticolo idrografico.

Sono costituiti da clasti spigolosi, eterometrici, frammenti di strati di calcilutiti provenienti dall'erosione delle successioni calcareo-clastiche del membro di Pantano dei Gamberi della formazione di Serra Palazzo, immersi in una matrice sabbiosa o limosa a luoghi rossastra o bruna. Gli spessori in affioramento variano da qualche metro a circa 10 m in località Masseria la Parata (circa 3 km a sud-est di Calciano), dove il versante è interessato da diffusi e profondi fenomeni di dissesto e movimenti gravitativi di massa di varia entità e dimensioni.

Probabilmente questi depositi sono legati alle ultime fasi di instabilità del

fronte della catena appenninica che hanno determinato anche locali e differenziati tassi di sollevamento e conseguenti processi di erosione ed accumulo al fronte della stessa.

L'età non è facilmente definibile, per mancanza di determinazioni cronologiche; sulla base della posizione stratigrafica e geometrica (poggiano sulle argille subappennine e a luoghi sono ricoperti da depositi di versante successivi) questi depositi sono stati riferiti all'intervallo Pleistocene superiore? –Olocene.

2.8.3. - *Depositi alluvionali recenti (b_b)*

Sono rappresentati da sabbie, ghiaie sabbiose, limi e limi sabbiosi con frequenti intercalazioni di lenti di conglomerati poligenici ad elementi eterometrici, caratterizzati da grado di addensamento variabile. La stratificazione è quasi sempre assente; i ciottoli sono a luoghi appiattiti ed embricati e per lo più mostrano struttura caotica.

Sono distribuiti lungo le sponde dei principali corsi d'acqua. Nella valle del Basento e del torrente Salandrella sono terrazzati e le superfici raggiungono ampiezza di qualche centinaio di metri, sviluppandosi per lo più parallelamente al corso d'acqua anche per qualche chilometro.

Gli spessori variano da pochi metri fino a diverse decine di metri.

L'età è Olocene.

2.8.4. - *Depositi di frana (a₁)*

Sono rappresentati da accumuli caotici costituiti da litotipi eterogenei ed eterometrici, immersi in matrice argilloso-sabbiosa.

Si tratta di depositi connessi a processi di accumulo gravitativi che interessano diffusamente il territorio, minacciando a volte centri abitati ed infrastrutture.

Lo spessore di tali accumuli varia in relazione ai meccanismi di messa in posto ed alle litologie coinvolte, risultando compreso tra qualche metro ed alcune decine di metri.

L'età è Olocene-Attuale

2.8.5. - *Depositi alluvionali attuali (b_a)*

Lungo gli alvei dei principali corsi d'acqua (fiume Basento, torrente Salandrella, torrente Camastra e torrente Misegna) sono presenti ampie spianate alluvionali sedi di depositi costituiti da ghiaie, sabbie, limi e limi sabbiosi. La maggior parte

dei clasti è costituita da arenarie del flysch numidico, da calcari, da radiolariti, da calcari marnosi ed in minor numero da clasti cristallini.

Si tratta di depositi sciolti trasportati ed abbandonati dalle acque nei periodi di massima portata. Tali depositi si rinvencono anche in corrispondenza degli apparati di conoide che caratterizzano le aree di confluenza dei corsi d'acqua tributari di quelli principali.

Gli spessori sono compresi tra qualche metro ed una decina di metri.

Nel Foglio Stigliano i depositi alluvionali attuali assumono, infatti, uno spessore ed una distribuzione significativa solamente nelle zone a bassa pendenza dei corsi d'acqua principali. Lungo il fiume Basento, nel tratto compreso tra l'abitato di Calciano ed il limite orientale del Foglio, superano i dieci metri di spessore e sono stati interessati da attività estrattive.

L'età è riferibile all'Olocene – Attuale.

2.8.6. - *Depositi di versante (a_a)*

Sono rappresentati da accumuli caotici di clasti a spigoli vivi, non cementati, eterogenei ed eterometrici, immersi in matrice sabbioso-limosa, a luoghi prevalente.

La natura dei clasti varia in funzione delle caratteristiche litologiche delle aree di alimentazione. Ai piedi dei versanti impostati su rocce lapidee (carbonati, quarzoareniti, conglomerati), dove i depositi costituiscono falde e/o conoidi di detrito, i clasti hanno dimensioni superiori al decimetro ed a luoghi, i clasti possono raggiungere dimensioni di diversi metri cubi. Questi depositi sono abbastanza sviluppati alla base di pendii molto acclivi (versante occidentale di Tempa Lata, versante orientale della dorsale di Albano di Lucania) e spesso alimentano le frane che si sviluppano lungo i versanti su cui poggiano. Talvolta si trovano anche a notevole distanza dall'area di alimentazione in quanto interessati da lenti movimenti generati sia dalla gravità che dalla solifluzione.

Lo spessore varia dal metro alla decina di metri.

L'età è riferibile all'Olocene – Attuale.

IV - TETTONICA

1. - INTRODUZIONE

L'Appennino lucano è una porzione della catena appenninica meridionale costituita da una sequenza di unità tettoniche derivanti dalla deformazione neogenica di successioni meso-cenozoiche sedimentate in ambienti variabili dalla piattaforma carbonatica al bacino pelagico, compresi tutti i termini di passaggio tra questi principali ambienti di deposizione. La genesi della catena appenninica è legata al moto di convergenza tra la placca africana e quella europea.

Le principali unità tettoniche dell'Appennino meridionale dall'interno verso l'esterno della catena sono:

- *Unità Liguridi e Sicilidi*, costituite da successioni, talvolta contenenti ofoliti, scollate dall'originario dominio oceanico della Neotetide e dai suoi margini. L'età di queste successioni è variabile dal Triassico al Miocene inferiore *p.p.*. Le Unità Sicilidi e Liguridi sono regionalmente sovrastate da successioni sin-tettoniche flyschiodi mioceniche.
- *Unità della Piattaforma Appenninica*, costituita da successioni carbonatiche di piattaforma con spessore superiore ai 3000 m ed età tardo triassica-terziaria. All'interno di quest'unità sono differenziabili successioni di scogliera, retroscogliera, laguna e scarpata. MENARDI NOGUERA & REA (2000), sulla base della retrodeformazione di sezioni geologiche bilanciate di estensione regionale, ritengono che prima della sua strutturazione questa unità dovesse avere mediamente una ampiezza non inferiore ai 75 km.
- *Unità Lagonegresi*, costituite da successioni pelagiche triassico-mioceniche in facies variabili da prossimali a distali, originariamente site in posizione esterna relativamente alla Piattaforma Appenninica che oggi le sormonta tettonicamente (D'ARGENIO *et alii*, 1973; PATACCA & SCANDONE, 2007 con bibliografia). Altri

autori ritengono che tali successioni si siano deposte in un bacino in posizione interna rispetto alla Piattaforma Appenninica (MARSELLA *et alii*, 1995; PATACCA *et alii*, 1990). L'ampiezza media stimata del Bacino Lagonegrese varia a seconda delle ricostruzioni fatte, da 250 km (PROSSER *et alii*, 1996) a meno di 50 km (MONACO *et alii*, 1998).

L'accrezione della catena si è realizzata nell'intervallo compreso fra l'Eocene ed il Pleistocene (PIERI *et alii*, 1997; DEWEY *et alii*, 1989; BOCCALETTI *et alii*, 1990; PATACCA & SCANDONE, 2001).

Il coinvolgimento di porzioni crostali nell'edificio orogenico sembra riflettere una regolare propagazione dei fronti della deformazione compressiva dalle zone interne verso l'avampaese, secondo una sequenza di tipo *piggy-back* (*sensu* BUTLER, 1987). Secondo tale sequenza le unità Sicilidi e Liguridi sarebbero state inizialmente traslate sulla Piattaforma Appenninica, la quale in seguito si sarebbe scollata dal suo substrato individuandosi come unità tettonica, sovrascorrendo sui terreni del più esterno Bacino Lagonegrese.

Le coltri alloctone che costituiscono la catena sono elementi strutturali interamente scollati dal proprio originario basamento stratigrafico. In un arco di tempo compreso fra il Miocene superiore ed il Pleistocene si è realizzata la maggiore traslazione orizzontale registrata dalle unità tettoniche appenniniche, che deformandosi al loro interno in pieghe, faglie inverse e sovrascorrimenti con elevati valori e velocità di raccorciamento si sono regionalmente impilate sulle successioni carbonatiche appartenenti al dominio apulo (PATACCA & SCANDONE, 1989; 2001). Le unità carbonatiche apule al di sotto delle coltri appenniniche sono deformate e raccorciate da strutture compressive realizzatesi durante le fasi tettoniche tardo plioceniche – pleistoceniche. Tali deformazioni compressive, tardive rispetto alle deformazioni pellicolari delle coltri alloctone, hanno coinvolto livelli strutturalmente profondi, determinando locali reimbricazioni delle unità traslate dalle zone interne nelle porzioni geometricamente più elevate dell'edificio orogenico. Le complessità geometriche risultanti dal processo di reimbricazione di unità alloctone pellicolari ad opera di sovrascorrimenti che coinvolgono livelli strutturali più profondi sono state spesso interpretate come la manifestazione di un processo di propagazione “fuori sequenza” della deformazione compressiva (ROURE *et alii*, 1991; CARBONE *et alii*, 1991; CASERO *et alii*, 1991). In realtà, il fenomeno di reimbricazione di coltri superficiali già strutturate da parte di sovrascorrimenti più profondi (*breaching*) rappresenta una tipica modalità di propagazione graduale della deformazione compressiva dalle zone interne di un edificio orogenico verso l'avampaese secondo una regolare sequenza di tipo *piggy-back*, che prevede lo sviluppo di nuovi sovrascorrimenti nei blocchi di letto delle unità già strutturate in antitesi a quanto sostenuto in una vasta letteratura geologico-regionale sull'argomento

Alla luce di queste considerazioni, pur non disponendo di evidenze critiche

e non potendo pertanto escludere a priori la possibilità di riattivazioni tardive della deformazione compressiva nelle zone interne della catena secondo modalità di tipo “fuori sequenza”, si preferisce in questa nota interpretare i fenomeni di reimbricazione di unità precedentemente accavallate, abbondanti nell’area oggetto di studio, come manifestazioni di un comune fenomeno di *breaching* nell’ambito di una regolare migrazione dei fronti compressivi dalle zone interne verso l’avampaese.

Durante l’orogenesi appenninica, depositi sin-orogenici di età miocenica e pliocenica, che costituiscono il riempimento di bacini di avanfossa e di coevi bacini intermontani di tipo *thrust-top*, sono stati incorporati nella catena insieme a porzioni del loro originario substrato pre-orogenico ad opera di sistemi di sovrascorrimenti con i caratteri tipici dei ventagli imbricati e dei *duplex*. Tali successioni, rimaste essenzialmente solidali con le porzioni del loro substrato sedimentario coinvolto nei sistemi di sovrascorrimenti, hanno in seguito subito ulteriori, importanti traslazioni orizzontali durante il Pliocene ed il Pleistocene.

Le unità di catena sono state traslate, durante la loro strutturazione, su successioni plio-pleistoceniche di avanfossa deposte al di sopra della Piattaforma Apula che rappresenta l’avampaese autoctono dell’Appennino meridionale.

La Piattaforma Apula ha età, facies e spessori non dissimili dalle omologhe successioni carbonatiche della Piattaforma Appenninica. Si differenzia dalla più interna piattaforma per la sua maggiore estensione areale. Si ritrova, infatti, in affioramento e in sottosuolo, con strutture e significato geologico diverso dall’avampaese all’interno della catena. Muovendo lungo una geotraversa orientata in direzione trasversale rispetto all’asse dell’Appennino Meridionale, dalla costa adriatica a quella tirrenica, la Piattaforma Apula presenta caratteristiche strutturali tipiche dei rialzi periferici (*peripheral bulge*) sull’alto delle Murge pugliesi e delle monoclinali regionali dislocate da sistemi di faglie dirette pre- e sin-orogeniche sotto la porzione frontale della catena; procedendo ulteriormente al disotto del sistema orogenico la stessa unità di piattaforma è interessata da famiglie di sovrascorrimenti sepolti che individuano un *duplex* di importanza regionale noto come Catena Apula (CELLO *et alii*, 1989).

L’evoluzione dell’Appennino meridionale durante il Miocene è stata caratterizzata dallo sviluppo e dall’appilamento di unità tettonostratigrafiche all’interno del sistema orogenico, mentre sul fronte la deformazione compressiva determinava il distacco e l’accrezione di unità tettoniche di neoformazione dall’avampaese, secondo sequenze di propagazione dei sovrascorrimenti principali di tipo *piggy-back* (*sensu* BUTLER, 1987). L’incorporazione di nuove unità tettoniche all’interno del sistema orogenico avrebbe continuamente modificato il profilo topografico sin-orogenico, controllando la localizzazione e la geometria di bacini episuturali di tipo *thrust-top*.

Sabbie, arenarie ed argille del Pliocene e del Pleistocene inferiore coprono

con contatto stratigrafico discordante le unità tettoniche principali ed i più antichi depositi di avanfossa già strutturati all'interno e sul fronte della catena. E' proprio durante questo intervallo temporale, compreso fra il Pliocene ed il Pleistocene inferiore, che la Piattaforma Apula, in seguito all'avvicinamento ed alla traslazione tettonica su parte di essa della catena in via di strutturazione, inizia ad essere interessata dalle deformazioni compressive orogeniche (MOSTARDINI & MERLINI, 1986; LENTINI *et alii*, 1995; MENARDI NOGUERA & REA, 1998; PATACCA & SCANDONE, 2001).

Le strutture estensionali legate alla flessione dell'avampaese, sotto il carico litostatico della catena in via di strutturazione, vengono riattivate come faglie inverse ad elevato valore angolare oppure come sovrascorrimenti, sul tetto dei quali si sviluppano ampie anticlinali, strutture queste visibili soltanto attraverso la proiezione geofisica.

L'accrezione della catena è avvenuta in un contesto geodinamico abbastanza articolato (GUEGUEN *et alii*, 1998; VAN DIJK *et alii*, 2000), condizionato contemporaneamente dal generalizzato moto di convergenza fra la Placca Africana e quella Europea e dall'apertura del Mediterraneo occidentale che, a partire dall'Oligocene, ha condotto alla formazione dei Bacini Provenzale e Tirrenico. Secondo alcuni autori questi bacini, entrambi pavimentati da porzioni crostali che sembrano in parte mostrare una marcata affinità oceanica, vanno interpretati come depressioni di retroarco (*back-arc*), riconducibili pertanto ad un generalizzato processo di subduzione e di arretramento ("*roll-back*" oppure "*foundering*") della Litosfera Ionica ed Adriatica al disotto della Catena Appenninica (ROYDEN *et alii*, 1987; MALINVERNO & RYAN, 1986; DOGLIONI, 1991). Altri autori ritengono invece che l'apertura dei bacini Provenzale e Tirrenico sia riconducibile ad un processo di *rifting* continentale, che avrebbe già raggiunto lo stadio incipiente di oceanizzazione e di *drifting* nel settore tirrenico meridionale. La principale differenza fra queste due interpretazioni risiede nel fatto che esse trovano adeguata collocazione nell'ambito di regimi deformativi completamente diversi, con carattere cinematico rispettivamente compressivo e distensivo.

Indipendentemente da quale sia il modello geodinamico ("*back-arc*" o "*rifting*") invocato per spiegare l'apertura dei Bacini Provenzale e Tirrenico, il progressivo spostamento verso est del fronte appenninico sarebbe avvenuto contemporaneamente all'apertura, nei settori più interni, del Bacino Tirrenico. Ciò avrebbe generato un campo di stress complesso, in quanto mentre le strutture compressive della catena avrebbero realizzato un raccorciamento con asse medio orientato NE-SW, l'apertura del Bacino Tirrenico sembrerebbe invece avere avuto il suo massimo di estensione in direzione variabile da NNE-SSW a N-S.

Durante l'accrezione del sistema orogenico, le deformazioni compressive si realizzavano prevalentemente nella fascia frontale dell'Appennino meridionale, a spese di successioni di avanfossa che venivano progressivamente incorporate in

catena, mentre movimenti accessori di trascorrenza ed estensione si realizzavano localmente per compensare modalità di avanzamento fortemente disomogeneo del fronte orogenico. La manifestazione più evidente del processo di avanzamento disomogeneo del fronte orogenico è la forma arcuata dell'Arco Calabro-Peloritano.

Secondo una vasta letteratura di carattere geodinamico-regionale, l'avanzamento differenziale dell'Arco Calabro-Peloritano sarebbe stato determinato dalla presenza, a tergo di questo elemento, di litosfera oceanica del Dominio Ionico che avrebbe favorito il processo di subduzione: per contro, la Piattaforma Apula ed il Plateau Ibleo, localizzati su litosfera continentale ai due margini dell'Arco Calabro-Peloritano, avrebbero opposto maggiore resistenza al processo di subduzione, ed avrebbero quindi ostacolato l'avanzamento del fronte appenninico verso i settori di avampaese. In corrispondenza delle zone di svincolo fra l'Arco Calabro-Peloritano ed i settori di avampaese ibleo ed apulo, sottesi da alti pre-orogenici in facies di piattaforma carbonatica, si sarebbero realizzati importanti deformazioni con forte componente di movimento trascorrente (MALINVERNO & RYAN, 1986; KNOTT & TURCO, 1991; MONACO, 1993; CATALANO *et alii*, 1993b). In questi settori, le unità tettoniche impilatesi durante la costruzione del sistema orogenico in regime compressivo, sarebbero successivamente state dissecate ed isolate lungo fasce di deformazione prevalentemente trascorrente (Linea del Pollino) e transpressiva (Linea Longi-Taormina), e ruotate in senso antiorario nell'Appennino campano-lucano e orario nella catena magrebide e peloritana.

L'area del Foglio 490 (Stigliano) ricade in un settore chiave della catena appenninica in quanto in essa sono affioranti sia il fronte delle coltri superficiali alloctone sia le unità strutturalmente più profonde della catena Appenninica (successioni lagonegresi) deformate in ambiente compressivo e trascorrente. Relativamente meno importanti sono nell'area gli effetti delle deformazioni distensive.

I termini stratigrafici che hanno maggiormente influenzato l'evoluzione strutturale in regime compressivo del settore di catena studiato sono rappresentati dalle argille e marne del Flysch Galestrino, che costituisce livello di scollamento preferenziale nella successione lagonegrese.

Nel settore sud-occidentale dell'area l'architettura dell'edificio orogenico è piuttosto complessa e presenta una duplicità di motivi tettonici realizzatisi in momenti diversi. Le geometrie a gradinata delle superfici di sovrascorrimento che si sono propagate secondo traiettorie di tipo *ramp-flat* attraverso i livelli strutturali più pellicolari della catena e gli schemi di sovrapposizione tettonica sono originariamente piuttosto semplici. Attraverso la propagazione di dette superfici si realizza la sovrapposizione, visibile a scala regionale, delle Unità Sicilidi, costituite dal gruppo delle Argille Variegate e dalle sovrastanti successioni mioceniche, sulle quarzareniti numidiche delle Unità Lagonegresi.

Tali rapporti geometrici, originariamente semplici, sono però complicati da

sovrascorrimenti tardivi che, interessando livelli strutturali più profondi (elementi sepolti della “Catena Apula” *sensu* CELLO *et alii*, 1989), determinano locali fenomeni di reimbricazione (*breaching*) delle coltri alloctone. Attraverso tali modalità, che come già detto riflettono una regolare migrazione dei fronti della deformazione compressiva dalle zone interne della catena verso l'avampaese (sequenza di tipo *piggy-back*), le successioni più profonde ed antiche dell'Unità Tettonica di Stigliano-Accettura sono state tettonicamente sovrapposte alle successioni del flysch di Gorgoglione dell'Unità Tettonica di Albano-Castelmezzano.

Per contro, il quadrante nord-orientale dell'area, che corrisponde al settore frontale della catena, è caratterizzato da un'architettura molto più semplice: in questo settore i sovrascorrimenti sono organizzati in sistemi e famiglie con stile strutturale a ventaglio embricato. Le principali successioni deformate in tale situazione ed affioranti al fronte della coltre sono appartenenti essenzialmente alla formazione di Serra Palazzo e alle sottostanti quarzoareniti numidiche (Unità tettonica di Tempa Cisterna).

2. - ASSETTO STRUTTURALE

Il rilevamento geologico ha evidenziato la presenza delle strutture deformative brevemente descritte nel precedente paragrafo. Le strutture riconosciute direttamente in affioramento alla scala mesoscopica sono generalmente coerenti con quelle ricostruite e dedotte alla scala cartografica. Entrambe le classi di strutture, mesoscopiche e macroscopiche, cioè di dimensioni cartografabili, sono cinematicamente coerenti con un processo di regolare strutturazione e migrazione della catena appenninica verso l'avampaese apulo.

Il motivo tettonico dominante è rappresentato da due sistemi di sovrascorrimenti che in due distinti momenti della storia deformativa hanno determinato il raccorciamento delle successioni sedimentarie nonché l'impilamento delle diverse unità tettoniche. Sono altresì molto sviluppate strutture legate a fasce di deformazione con carattere cinematico trascorrente e transpressivo sinistro, per lo più di età plio-pleistocenica, che si sovrappongono ai motivi compressivi legati alla strutturazione della catena (CATALANO *et alii*, 1993b).

L'edificio strutturale del settore di catena appenninico ricadente nel Foglio Stigliano è costituito da una serie di unità tettoniche che sono, a partire da quella geometricamente più alta:

- *Unità Tettonica di Tempa Lata*, derivante dalla deformazione di successioni mesozoiche e terziarie riferibili al Dominio Sicilide Auct. e di successioni silico-clastiche mioceniche (flysch Gorgoglione);
- *Unità Tettonica di Albano-Castelmezzano*, derivante dalla deformazione di successioni mesozoiche e terziarie riferibili al Dominio Sicilide Auct. e di

- successioni silico-clastiche mioceniche (flysch Gorgoglione);
- *Unità Tettonica di Tempa Delonne*, derivante dalla deformazione di successioni mesozoico-terziarie riferibili al Dominio Lagonegrese *Auct.*;
- *Unità Tettonica di Stigliano-Accettura*, derivante dalla deformazione di successioni mesozoico-terziarie riferibili al Dominio Lagonegrese *Auct.*;
- *Unità Tettonica di Tempa Cisterna*, derivante dalla deformazione di successioni mesozoico-terziarie riferibili al Dominio Lagonegrese *Auct.* e di successioni silico-clastiche e calci-clastiche riferibili al dominio di avanfossa miocenica.

Queste unità sono tettonicamente sovrapposte alle successioni silico-clastiche plio-quadernarie dell'Avanfossa Bradanica, coinvolte nei processi di accrezione frontale del prisma orogenico.

Il substrato delle successioni bradaniche non affiora nel Foglio Stigliano, ma è conosciuto nel sottosuolo per mezzo dei numerosi sondaggi eseguiti per ricerche di idrocarburi (Fig. 21). Esso è costituito da spesse unità carbonatiche mesozoico-terziarie, riferibili all'Avampaese Apulo.

L'unità tettonica geometricamente più bassa è l'Unità di Tempa Cisterna, che comprende successioni costituite dai depositi del Flysch Rosso, del flysch numidico e dai depositi calcareo-clastici e silico-clastici della formazione di Serra Palazzo. Su queste successioni poggiano in discordanza angolare sia i depositi pliocenici del gruppo di Caliadro che le argille subappennine.

L'Unità di Tempa Cisterna si sviluppa lungo una fascia estesa in direzione appenninica (NO-SE); essa affiora dal Fiume Basento, a nord, fino a Serra Palazzo, a sud (margine meridionale dell'area oggetto di studio), poggiando direttamente sui depositi plio-pleistocenici dell'Avanfossa Bradanica.

La struttura di maggior rilievo, che costituisce il sovrascorrimento basale lungo il quale le unità alloctone della catena appenninica sono tettonicamente sovrapposte al substrato apulo ed ai depositi plio-pleistocenici della Fossa Bradanica, non è direttamente osservabile in affioramento, ma è conosciuta attraverso pozzi esplorativi per la ricerca petrolifera (Campomaggiore 2, Campomaggiore 3, Serra d'Olivo 2, Salandrella 1, Salandra 2, Grottole 2; Fig. 21). Si tratta di una superficie di estensione regionale che immerge con debole inclinazione verso i quadranti sud-occidentali determinando la sovrapposizione tettonica dell'Unità di Tempa Cisterna sulle argille subappennine. Lo sviluppo di questo importante sovrascorrimento è riferibile al Pleistocene inferiore in quanto nel Pozzo Salandra 2 la superficie tettonica coinvolge anche i termini del Pleistocene inferiore delle argille subappennine, in accordo con CRESCENTI (1975), RICCHETTI (1980), BALDUZZI *et alii* (1982b), CASNEDI *et alii* (1982), che documentano la sovrapposizione tettonica di coltri alloctone direttamente sui depositi del Pliocene superiore o su quelli del Pleistocene inferiore. Infine sulla base dei dati provenienti da alcuni sondaggi CASNEDI *et alii* (1982) hanno riconosciuto nella successione dell'Avanfossa Bradanica una lacuna stratigrafica che separa un ciclo sedimentario a *Globorotalia*

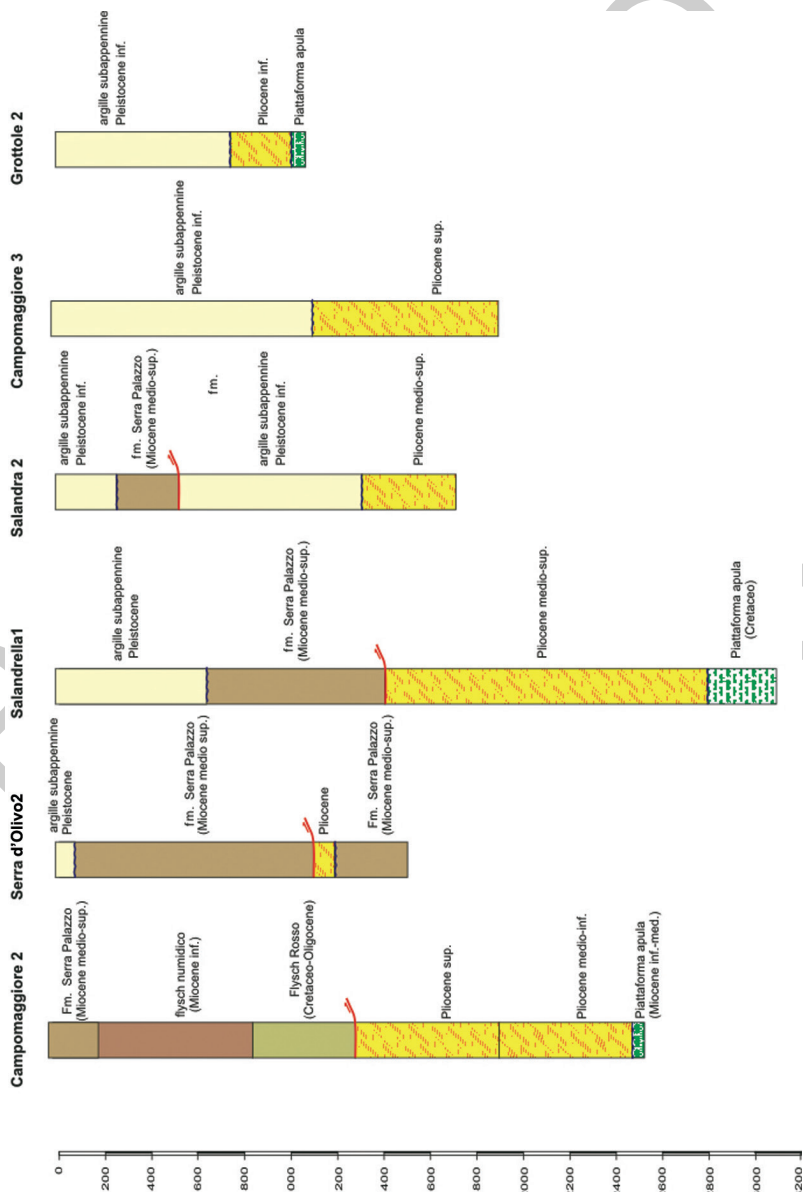


Fig. 21 - Pozzi esplorativi per la ricerca petrolifera ricadenti nell'area del Foglio Stigliano o nelle immediate vicinanze.

puncticulata e/o *crassaformis*, da un ciclo più recente a *Globorotalia inflata*.

Nell'area di Calciano, Garaguso, Oliveto Lucano ed a est di Tempa Cisterna sono presenti sovrascorrimenti di ordine inferiore che determinano la sovrapposizione tettonica dell'Unità di Tempa Cisterna sui depositi del Pliocene superiore del gruppo di Caliandro. Queste superfici probabilmente si enucleano da una comune superficie di sovrascorrimento basale, dando luogo ad un sistema coerente con i caratteri geometrici di un ventaglio embricato.

Una delle più importanti strutture di sovrascorrimento, la cui traccia si segue sul terreno per l'intera estensione dell'area oggetto di studio, affiora a sud-est dell'abitato di Stigliano dove determina la sovrapposizione tettonica dell'Unità di Stigliano-Accettura sull'Unità di Tempa Cisterna e sui depositi del Pliocene superiore del gruppo di Caliandro (Fig. 22).

In particolare lungo questa superficie di sovrascorrimento, che immerge



Fig. 22 - Area a nord di Stigliano. Sovrascorrimento del flysch numidico sulle argille azzurre plioceniche (ARM). In primo piano l'appoggio delle sabbie gialle (SGG) sul membro arenaceo (PAA₂) della formazione di Serra Palazzo.

debolmente verso i quadranti sud-occidentali, le arenarie del flysch numidico, con lembi del loro substrato costituito dal Flysch Rosso, si sovrappongono ai depositi del Pliocene superiore (Fig. 23).

Nel letto del sovrascorrimento una evidente stratificazione all'interno dei depositi pliocenici rende ben visibile una sinclinale asimmetrica, con vergenza verso i quadranti orientali, che si estende per alcuni chilometri in direzione N-S e NNE-SSO con una blanda immersione assiale verso NNO. Sul fianco occidentale



Fig. 23 - Campomaggiore Vecchio. Sovrascorrimento del Flysch Rosso (FYR) sulle sabbie grigie e gialle plioceniche di Difesa Pincia (SGG).

della sinclinale le superfici di stratificazione dei terreni pliocenici in prossimità del sovrascorrimento sono in genere molto inclinate e possono localmente assumere una giacitura verticale o rovesciata; il fianco orientale della sinclinale presenta invece i caratteri di una monoclinale con debole immersione verso i quadranti sud-occidentali.

I terreni alloctoni nel tetto del sovrascorrimento sono coinvolti in una importante struttura anticlinale di importanza regionale, al cui nucleo affiora il Flysch Rosso. Essa si estende per qualche decina di chilometri in direzione NNO-SSE con vergenza verso i quadranti orientali e con una blanda immersione assiale verso i quadranti sud-occidentali. Alla macroanticlinale sono associati complicati insiemi di strutture plicative, faglie inverse e sovrascorrimenti di ordine minore. Questi ultimi, che generalmente si enucleano dal sovrascorrimento principale, mostrano andamento cartografico arcuato, immergono verso i quadranti sud-occidentali con deboli valori di inclinazione e si seguono sul terreno per qualche centinaio di metri. La macroanticlinale di tetto, la sinclinale di letto e la superficie di sovrascorrimento principale appaiono variamente complicate e dissecate da sistemi di faglie inverse e trascorrenti macroscopiche.

L'Unità Tettonica di Stigliano-Accettura si sviluppa lungo direttrici ad andamento appenninico estese dal fiume Basento, a nord, fino all'abitato di Stigliano, a sud (cioè al margine meridionale del foglio). Su tale unità poggia l'Unità Tettonica di Albano-Castelmezzano, delimitata inferiormente da una superficie di sovrascorrimento di importanza regionale, che realizza con le superfici di stratificazione delle formazioni del tetto e del letto un contatto tettonico paraconcordante, caratteristico di rapporti geometrici di tipo *hanging-wall flat on footwall flat* e diagnostico di sensibili entità di raccorciamento prodotte dalla struttura.

Il sovrascorrimento, caratterizzato da una prominente geometria arcuata, si estende con direzione variabile da NO-SE a NNE-SSO; la sua traccia cartografica, ben visibile sul terreno circa 3 km ad est dell'abitato di Accettura, si segue verso sud fino al margine meridionale del foglio e verso nord fino al fiume Basento.

La superficie di questo sovrascorrimento immerge debolmente verso i quadranti occidentali, determinando la sovrapposizione tettonica del gruppo delle Argille Variegate dell'Unità di Albano-Castelmezzano sul flysch numidico dell'Unità di Stigliano-Accettura.

Alla base dell'Unità di Albano-Castelmezzano il livello di scollamento è generalmente localizzato nelle successioni del Gruppo delle Argille Variegate.

Ai meccanismi di messa in posto di natura tettonica hanno probabilmente contribuito fenomeni gravitativi sottomarini, evidenziati da una geometria dei contatti estremamente irregolare sia alla base che al tetto delle Argille Varicolori *Auct.* (MATTIONI *et alii*, 2006).

La superficie di sovrascorrimento che delimita inferiormente l'Unità Tettonica di Albano-Castelmezzano, il cui sviluppo è verosimilmente riferibile agli eventi deformativi del Miocene superiore, è stata in parte riattivata ed in parte troncata durante l'intervallo Pliocene superiore-Pleistocene ad opera di strutture compressive probabilmente enucleate nella piattaforma Apula (PIEDILATO *et alii* 2000), che hanno prodotto in superficie un importante fenomeno di reimbricazione (*breaching*) ben visibile nel settore centrale dell'area. Il sovrascorrimento si estende in direzione variabile, da NNO-SSE a N-S e la sua traccia cartografica si segue per oltre dieci chilometri ad est dell'abitato di Accettura dove le arenarie del flysch numidico (Unità di Stigliano-Accettura) sono tettonicamente sovrapposte alle successioni del gruppo delle Argille Variegate e del flysch di Gorgoglione (Unità di Albano-Castelmezzano) lungo una superficie che immerge verso i quadranti occidentali.

La sommità di questa struttura è rappresentata da un lembo di circa 1 kmq di conglomerati e sabbie (ATT) del Pliocene inferiore (1 km ad est di Accettura); depositi analoghi sono presenti anche nel tetto del sovrascorrimento (Accettura). La presenza di questi depositi ed i rapporti che essi realizzano con la superficie tettonica pongono importanti vincoli alla datazione della strutturazione del settore

di catena ricadente nell'area e quindi alla definizione della cronologia relativa degli eventi deformativi.

Un'altra struttura compressiva, probabilmente della stessa età del motivo di reimbricazione (*breaching*), è presente nell'area a sud-ovest dell'abitato di Accettura. In quest'area la superficie di sovrascorrimento che determina la sovrapposizione tettonica delle successioni del gruppo delle Argille Variegate dell'Unità di Albano-Castelmezzano sul flysch numidico dell'Unità di Stigliano-Accettura appare ripiegata in antiforme. Questa struttura pone importanti vincoli alla definizione delle modalità di propagazione della deformazione compressiva dalle zone interne della catena verso l'avampaese.

L'unità tettonica geometricamente più alta dell'edificio strutturale è l'Unità di Tempa Lata. Essa affiora lungo una direttrice ad andamento appenninico (NO-SE) nel settore occidentale del foglio. E' costituita dalle successioni del Gruppo delle Argille Variegate, della formazione di Corleto Perticara, delle Tufiti di Tusa e, talora, nella parte alta passa alle arenarie del flysch di Gorgoglione. Essa è delimitata alla base da un fronte di sovrascorrimento arcuato, che si estende lungo la Fiumarella di Corleto, per poi disporsi lungo il margine occidentale del foglio ed ampliarsi nuovamente in prossimità del bordo nord-occidentale. Tale superficie tettonica sovrappone le successioni del gruppo delle Argille Variegate dell'Unità di Tempa Lata alle peliti tortoniane del flysch di Gorgoglione dell'Unità di Albano-Castelmezzano. Lembi dell'Unità di Tempa Lata si rinvengono come *klippe* tra le dorsali di Castelmezzano e Monte Caperrino.

Nel settore sud occidentale del foglio è presente l'Unità di Tempa Delonne, costituita da Flysch Galestrino e Flysch Rosso. Tale unità affiora in finestra tettonica al disotto dell'Unità di Tempa Lata, dando luogo a due anticlinali asimmetriche con linee di cerniera orientate in direzione media NO-SE.

2.1. - LE STRUTTURE COMPRESSIVE MESOSCOPICHE

Le strutture compressive mesoscopiche connesse all'individuazione delle pieghe e dei sovrascorrimenti sono abbastanza evidenti specialmente nei settori lungo i quali sono visibili i contatti di sovrapposizione tettonica delle varie unità presenti nel foglio. Le più diffuse strutture mesoscopiche sono pieghe minori, faglie inverse, superfici di clivaggio stilolitico e di taglio più o meno pervasive.

Le pieghe minori sono diffuse in tutte le formazioni ben stratificate ed in particolar modo in quelle del Flysch Rosso, nelle "Argille Variegate", nelle calcilutiti e marne della formazione di Corleto Perticara ed in subordinate nel flysch di Gorgoglione (Fig. 24). Si tratta per lo più di pieghe parassite, la cui vergenza è in genere coerente con quella delle pieghe macroscopiche che le contengono. L'orientazione delle pieghe mesoscopiche varia da NO-SE a N-S; la prima direttrice



Fig. 24 - Torrente Salandrella. Pieghe minori nelle arenarie del flysch di Gorgoglione.

è geneticamente connessa con la strutturazione del sistema orogenico, mentre la seconda deriva probabilmente dalla riorientazione delle pieghe minori ad opera della sovrimpronta delle più tardive deformazioni trascorrenti e transpressive.

Le faglie inverse mesoscopiche sono diffuse in quasi tutte le formazioni affioranti e sono particolarmente concentrate in prossimità dei sovrascorrimenti principali dove determinano rigetti variabili. I valori di inclinazione di queste faglie tendono a diminuire avvicinandosi alla superficie di sovrascorrimento principale; sembra quindi verosimile che faglie inverse mesoscopiche e sovrascorrimento facciano parte di un unico sistema cinematicamente coerente. Spesso le faglie inverse sono associate alle pieghe mesoscopiche e sono frequenti le situazioni nelle quali le faglie diramandosi da un orizzonte di scollamento parallelo alla stratificazione si esauriscono terminando verso l'alto con una coppia di mesopieghe asimmetriche.

Le mesostrutture di taglio sono sistematicamente associate ai sovrascorrimenti principali e sono confinate, in genere, in zone di spessore variabile da decimetrico a decametrico, dove prevalgono i meccanismi di deformazione per taglio semplice. In prossimità delle superfici di sovrascorrimento, dove la deformazione è più intensa, le strutture mesoscopiche di taglio assumono un carattere più pervasivo; in questo caso esse sono costituite dall'associazione di clivaggio stilolitico e di superfici di taglio che definiscono un *fabric* di tipo S-C.

2.2. - I SISTEMI DI FAGLIE DIRETTE E TRASCORRENTI

L'assetto tettonico dell'area è caratterizzato, oltre che dalle strutture compressive descritte nei paragrafi precedenti, anche da faglie trascorrenti e/o dirette che interessano sia le successioni mesozoiche e terziarie che le successioni plio-pleistoceniche. Queste strutture possono essere raggruppate, sulla base della loro orientazione, in due sistemi di faglie principali a cui si associano dei sistemi di ordine minore.

Un primo sistema, orientato in senso appenninico con direzione circa NO-SE, è rappresentato principalmente da faglie ad alto angolo con un'importante componente orizzontale di movimento, associate a faglie inverse che immergono in genere verso i quadranti occidentali. Si tratta di strutture che si seguono con continuità per diversi chilometri e che producono rigetti dell'ordine delle centinaia di metri di orizzonti marker riconoscibili sul terreno.

Una delle strutture più evidenti è la faglia trascorrente sinistra che si sviluppa dall'abitato di Stigliano in direzione nord-ovest, attraverso Valico Montepiano e si snoda ad est di Toppo della Guardiola, per poi decorrere parallelamente al versante orientale di Pietra Garresa, Monte dell'Impiso e Pietrapertosa tagliando i sovrascorrimenti e le strutture compressive preesistenti. Questa faglia è caratterizzata da settori nei quali la direzione di inviluppo subisce deboli variazioni, dando origine a strutture associate di tipo *pull-apart e restraining bend*. Queste ultime sono evidenziate dall'associazione di strutture transpressive, quali pieghe e faglie inverse-oblique, che delimitano motivi positivi con geometria di tipo *push-up*.

Un'altra struttura di un certo rilievo è quella che si sviluppa dal Torrente Giarrandone attraverso Tempa Cisterna si snoda ad est dell'abitato di S. Mauro Forte fino al Torrente Salandrella tagliando i sovrascorrimenti e le strutture compressive preesistenti. Si tratta di una faglia a prevalente componente di movimento orizzontale sinistro che taglia anche le argille subappennine. A questa struttura sono associate altre strutture coniugate sia sintetiche che antitetiche.

Un secondo sistema di faglie, meno evidente, è orientato circa NE-SO e ENE-OSO, in senso trasversale alle strutture, ed è rappresentato per lo più da faglie dirette e da faglie con componente orizzontale di movimento.

Secondo CATALANO *et alii* (1993b) le faglie trascorrenti sinistre dell'Appennino Lucano sono l'espressione superficiale di una fascia di taglio transpressiva di importanza crostale, situata al limite tra il blocco apulo e la catena appenninica ed attivatasi nel Pleistocene medio dopo la strutturazione compressiva della catena.

TURCO *et alii* (1990) sostengono che la rotazione in senso antiorario dei blocchi, in accordo con la deformazione di taglio sinistra, insieme con fenomeni di *step-over* in corrispondenza di *releasing bend*, possa giustificare la formazione di importanti bacini intermontani di tipo *pull-apart*, quali quello di Sant'Arcangelo (immediatamente a sud del foglio Stigliano), della Val D'Agri, del Vallo di Diano e del Mercure.

2.3. - SINTESI SULL'EVOLUZIONE TETTONICA

I risultati del rilevamento geologico e dell'analisi strutturale condotti nell'area oggetto di studio indicano che il segmento di catena ivi ricadente è costituito da un insieme di unità tettoniche impilate dalle fasi tettoniche mioceniche e plio-pleistoceniche, completamente scollate dal loro substrato e sovrascorse sui depositi pleistocenici che costituiscono la sommità delle successioni apule.

In piena sintonia con quanto riportato in una vasta letteratura di carattere geologico-regionale sull'argomento, lo studio condotto conferma che l'evoluzione tettonica dell'area del foglio è avvenuta in due stadi differenti. Il primo stadio, riferibile al Miocene medio, è responsabile dell'impilamento delle Unità Sicilidi sulle Unità Lagonegresi interne la cui sommità era chiusa dal flysch numidico (di età Burdigaliano *p.p.*-Langhiano *p.p.*), e di queste ultime sulle Unità Lagonegresi più esterne la cui sommità era invece costituita dalla formazione di Serra Palazzo (di età Langhiano-Tortoniano inferiore). Durante il secondo stadio, riferibile all'intervallo Pliocene-Pleistocene, le coltri alloctone sono sovrascorse sulla sommità della piattaforma apula; con il progredire della deformazione compressiva, le porzioni più interne della piattaforma apula sono state interessate da sovrascorrimenti profondi, che propagandosi verso l'alto hanno determinato lo sviluppo di strutture sepolte con geometria di tipo *duplex* (la Catena Apula *sensu* CELLO *et alii*, 1989), ed importanti fenomeni di reimbricazione (*breaching*) ad opera di sovrascorrimenti emergenti, complicando l'assetto altrimenti relativamente semplice delle coltri alloctone più superficiali e determinando locali processi di riattivazione. Nel corso del Pleistocene, in seguito alla progressiva disattivazione del processo orogenico ed all'instaurarsi di un regime deformativo di taglio di importanza regionale, tutte le strutture compressive superficiali e profonde sono state troncate da sistemi di faglie con carattere cinematico trascorrente sinistro. Nelle zone caratterizzate da variazioni di direzione delle faglie trascorrenti, la protratta attività tettonica ha generato una complessa redistribuzione degli sforzi, che hanno condotto allo sviluppo di strutture recenti con carattere cinematico obliquo, transtensivo e localmente distensivo.

L'età delle diverse fasi deformative è stata dedotta dallo studio delle strutture prodotte durante i singoli eventi e dei rapporti che esse realizzano con i depositi sintettonici. I depositi plio-pleistocenici, ed in particolare quelli riferibili all'intervallo Pliocene inferiore-Pleistocene, hanno consentito di datare con precisione l'attività delle strutture più recenti presenti nel settore più interno, sud-occidentale dell'area investigata.

I depositi del Pliocene inferiore rinvenuti nell'area di Accettura (ATT) consentono di attribuire ai processi di reinbricazione un'età più recente del Pliocene inferiore.

I depositi del gruppo di Caliendo, di età Pliocene inferiore *p.p.*-Pliocene

superiore, muovendo verso il fronte della catena, tendono a ringiovanire.

Questi si ritrovano talvolta isolati dall'Avanfossa Bradanica, mentre più frequentemente rappresentano il prodotto della sedimentazione avvenuta sul margine interno della avanfossa. Tali depositi sono ancora più estesamente presenti nel sottosuolo, dove risultano interposti tra la coltre alloctona frontale e la piattaforma Apula sepolta.

PROGETTO
CARG

V - LINEAMENTI DI GEOMORFOLOGIA E GEOLOGIA APPLICATA

1. - CARATTERISTICHE GEOMORFOLOGICHE GENERALI

La conformazione morfologica dell'area compresa nel foglio Stigliano mostra in maniera chiara che il modellamento delle forme è stato condizionato dalle caratteristiche litologiche e dall'assetto strutturale dell'area. E' possibile, innanzitutto, riscontrare una stretta correlazione tra le forme del rilievo ed i principali domini del sistema orogenico sud-appenninico compresi nel foglio (Catena Appenninica ed Avanfossa Bradanica).

L'area occidentale e quella centrale del foglio, dove è presente il complesso sistema delle unità tettoniche della catena, sono infatti caratterizzate da rilievi montuosi ed alto collinari con quote al di sopra dei 700 m s.l.m.. Procedendo verso est, il margine esterno della catena al passaggio con l'Avanfossa Bradanica è segnato da una fascia collinare ad andamento NO-SE, con quote comprese tra 700-500 m s.l.m.. Il settore orientale del foglio, ove affiorano le successioni pelitiche dell'Avanfossa Bradanica, sono contraddistinte invece da rilievi collinari con quote in genere comprese tra 500-200 m s.l.m..

Nelle aree di catena, la presenza di successioni stratigrafiche costituite da litologie più resistenti (conglomerati ed arenarie del flysch di Gorgoglione, quarzareniti del flysch numidico, depositi arenacei della formazione di Serra Palazzo, depositi conglomeratici dei bacini intrappenninici pliocenici e dell'Avanfossa Bradanica) e da depositi pelitici (peliti del flysch di Gorgoglione e della formazione di Serra Palazzo, successioni argillose plio-pleistoceniche dei bacini intrappenninici e dell'Avanfossa Bradanica, successioni argillose del Flysch Rosso e del Gruppo delle Argille Variegate) ha fatto sì che l'azione morfoselettiva abbia determinato un assetto morfologico contraddistinto da una complessiva congruenza fra forme

del rilievo e strutture geologiche, essendo possibile riscontrare, a grande scala, una generale coincidenza fra alti e bassi strutturali ed alti e bassi morfologici.

Nel settore centro-occidentale del foglio sono presenti, infatti, una serie di dorsali montuose ad andamento NO-SE, dalla morfologia aspra, alternate a valli in genere ristrette. Le dorsali più interne culminano con le cime di Monte dell'Impiso (1319 s.l.m.), Monte Tavernaro (1390 s.l.m.), Tempa S. Nicola (1455 s.l.m.), Burrone Pietroso (1276 s.l.m.) e sono impostate nelle successioni conglomeratico-arenacee del flysch di Gorgoglione; le dorsali più esterne raggiungono le quote maggiori in corrispondenza di M. Costa La Rossa (1226), M. Malerba (1083), M. La Croccia (1149), La Montagnola (1112) e sono modellate nelle successioni quarzoarenitiche del flysch numidico o in quelle arenacee della formazione di Serra Palazzo. Le depressioni morfologiche che separano le dorsali montuose sono in genere impostate in successioni pelitiche del flysch di Gorgoglione e del Flysch Rosso.

Nel settore montano la tettonica ha dato una ulteriore marcata impronta al rilievo in quanto faglie e sovrascorrimenti delimitano le aree di base versante delle dorsali montuose.

La fascia montuosa è caratterizzata da un andamento morfologico quasi sempre aspro e con pendii che hanno acclività compresa tra il 50% ed oltre il 70%.

I processi di degradazione fisica e di erosione, che hanno interessato i versanti dei rilievi montuosi impostati in successioni a prevalente componente lapidea, hanno determinato lo smussamento delle forme più aspre, con conseguente accumulo dei detriti prodotti al piede delle pendici, ed hanno modellato con forme dolci i terreni plastici obliterando le impronte della tettonica.

Nel settore montano la rete idrografica è abbastanza sviluppata e gerarchizzata in virtù della presenza di complessi litologici a permeabilità da medio-bassa a bassa.

Il passaggio tra l'unità morfologica montuosa e quella collinare è segnato da rotture di pendenza coincidenti con lineamenti strutturali (sovrascorrimenti frontali della catena e/o faglie).

La zona collinare che caratterizza il fronte della catena nel foglio Stigliano è morfologicamente più articolata in quanto si sviluppa in prevalenza su successioni aventi una maggiore variabilità litologica (peliti e sabbie plioceniche, successioni argillose ed arenaceo-pelitiche mesozoico-terziarie dell'Unità tettonica di Tempa Cisterna). L'articolazione morfologica di questa area è legata anche alla geometria del complesso sistema di *thrust sheet* costituenti il fronte della catena (presenza di embrici di spessore ridotto e di limitata estensione areale).

Il paesaggio è, tuttavia, caratterizzato da una morfologia relativamente più dolce, interrotta a tratti da forme più aspre e acclivi connesse agli affioramenti di complessi litologici a comportamento lapideo, spesso delimitati da superfici di sovrascorrimento.

Per la presenza di terreni ad erodibilità più alta il reticolo idrografico presenta maggiore densità di drenaggio con impluvi alquanto ramificati e con una struttura tendente verso l'organizzazione dendritica.

Nei settori più orientali del foglio, ove affiorano in prevalenza i termini argillosi delle successioni dell'Avanfossa Bradanica, il paesaggio è caratterizzato da rilievi collinari spesso interessati dallo sviluppo di sistemi calanchivi, che presentano un caratteristico reticolo drenante fortemente inciso e con stretti interfluvi. In quest'area è presente un reticolo idrografico ad elevata densità di drenaggio con impluvi sia ad andamento rettilineo sia con percorsi articolati, ma comunque molto ramificati, con bacini di alimentazione che tendono ad assumere forme sub-circolari o comunque non allungate.

Laddove le successioni argillose sono sormontate da placche sabbioso-conglomeratiche (depositi di chiusura delle successioni dell'Avanfossa Bradanica), i rilievi collinari presentano un'accentuazione delle pendenze in corrispondenza del bordo delle placche e sviluppo, nella parte sommitale, di superfici subpianeggianti o a bassa pendenza (ad es. rilievi collinari in sinistra idrografica del torrente Salandrella a nord di Salandra).

2 - CARATTERISTICHE DEL RETICOLO IDROGRAFICO E MORFOLOGIA VALLIVA

Il reticolo drenante che caratterizza l'area del foglio Stigliano afferisce ai bacini idrografici dei fiumi Basento, Cavone ed Agri.

Il bacino del Basento comprende il settore nord-occidentale ed il margine settentrionale del foglio; quello del Cavone interessa il settore centrale e gran parte di quello orientale, mentre il bacino dell'Agri comprende la parte sud-occidentale ed il margine meridionale del foglio.

La rete idrografica principale include parte del medio corso del fiume Basento, l'alto e medio corso del torrente Salandrella e del torrente Misegna, entrambi tributari del fiume Cavone, ed i tratti montani della Fiumarella di Gorgoglione e della Fiumara di Corleto, affluenti del fiume Agri.

Questi corsi d'acqua mostrano tracciati caratterizzati da brusche variazioni di pendenza, cui talora sono associate aree sovralluvionate, da repentine deviazioni dell'alveo, originate dalla presenza di discontinuità tettoniche o litologiche e da processi indotti dal ringiovanimento e/o senescenza del profilo di equilibrio, le cui modificazioni negli ultimi centomila anni sono state legate alle variazioni del livello di base connesse alle oscillazioni eustatiche, mentre in precedenza sono state controllate dal progressivo sollevamento della catena.

Nel settore occidentale e centrale del foglio Stigliano i corsi d'acqua sia principali che secondari sono impostati su direttrici tettoniche, mostrano lunghi

tratti ad andamento rettilineo, talora incidono profondamente i versanti con alvei incassati e confinati tra ripide sponde.

Il tracciato del fiume Basento, nel tratto compreso tra il bordo occidentale del foglio e la dorsale di Costa La Rossa, presenta andamento all'incirca NNO-SSE, coincidente con quello delle principali strutture compressive e trascorrenti dell'area. Il corso d'acqua presenta in genere alveo unicursale incassato e solo brevi tratti in condizioni di sovralluvionamento; a luoghi si osservano lembi di terrazzi fluviali recenti ed attuali di ridotte dimensioni.

A partire dalla dorsale di Costa La Rossa, procedendo verso est il tracciato del Basento si dispone bruscamente in direzione SO-NE, assumendo andamento parallelo a lineamenti strutturali a cinematica trascorrente (COPPOLA, 1993) ed incidendo, quasi ortogonalmente, i sistemi di pieghe e le strutture compressive ad andamento NO-SE che caratterizzano l'area tra la dorsale di Costa La Rossa e la confluenza del vallone Mantenera. In questo tratto il Basento scorre in forre, talora profonde, incise nelle successioni a prevalente componente lapidea del flysch di Gorgoglione, del flysch numidico e della formazione di Serra Palazzo.

A partire dalla confluenza con il vallone Mantenera il tracciato del Basento si dispone dapprima in direzione OSO-ENE, per poi assumere andamento O-E dall'abitato di Calciano fino al margine orientale del foglio. In quest'area il corso d'acqua incide le successioni plio-pleistoceniche dell'Avanfossa Bradanica e scorre in una piana alluvionale che tende progressivamente ad ampliarsi procedendo dal fronte della catena verso l'esterno; l'alveo fluviale assume un andamento di tipo *braided* (a "treccia" COTECCHIA *et alii*, 1991).

Nel foglio Stigliano il pattern dei reticoli idrografici è condizionato dall'assetto stratigrafico-strutturale dell'area. La presenza di complessi litologici a permeabilità da medio-bassa a bassa e ad erodibilità da medio-alta ad alta ha favorito lo sviluppo di reticoli idrografici ad alta densità di drenaggio, che tendono a seguire molto frequentemente l'andamento dei principali lineamenti strutturali (ad es. fronti di accavallamento e sistemi di faglie).

Oltre al Basento anche il tracciato degli altri corsi d'acqua principali del foglio è stato condizionato dalle strutture tettoniche. Infatti il tratto del torrente Salandrella tra Garaguso-Salandra-Tempa d'Olivo ed il tratto del Torrente Misegna tra San Mauro Forte e Serre Alte tendono a disporsi parallelamente ai fronti di accavallamento più esterni della catena, che determinano la sovrapposizione delle successioni dell'Unità di Tempa Cisterna sulle successioni dell'Avanfossa Bradanica; il tratto sommitale della Fiumarella di Corleto segue l'andamento di uno dei sovrascorrimenti che determina l'accavallamento delle successioni dell'Unità di Tempa Lata su quelle dell'Unità di Albano-Castelmezzano.

Anche numerosi torrenti e fossi secondari tendono a ricalcare l'andamento dei principali fronti di accavallamento, dei sistemi di faglie o gli andamenti degli assi delle pieghe (come ad es. il Fosso S. Giovanni-Fiumarella di Pietrapertosa tributario della Fiumarella di Gorgoglione).

Frequenti sono gli impluvi che presentano andamento ortogonale ai corsi d'acqua disposti parallelamente ai fronti di accavallamento, ai sistemi di faglie ed agli assi delle pieghe.

Sia alcuni tratti dei tracciati dei corsi d'acqua principali che alcune valli secondarie presentano fianchi molto ripidi o comunque caratteristiche di forra. Tali valli o forre che attraversano i sistemi di pieghe ed i *thrust* del fronte esterno della catena sono da considerarsi in parte sovrimposte in parte antecedenti. Tale caratteristica del reticolo idrografico viene imputata da AMATO *et alii* (1995) all'evoluzione tettonica del tratto di catena, che ha completato la sua strutturazione tra il Pliocene ed il Pleistocene inferiore (Emiliano), emergendo progressivamente da ovest verso est con pieghe frontali ed embrici.

Le valli del fiume Basento e dei suoi tributari, tra i quali i principali sono il torrente Camastra e il torrente della Rossa, quelle della Fiumarella di Corleto, della Fiumarella di Gorgoglione ed in generale dei fossi che incidono le aree di catena mostrano profili caratterizzati da brusche variazioni di pendenza laddove si passa da litologie a prevalente componente lapidea (in cui le pendenze dei versanti sono spesso superiori al 60%) a litologie prevalentemente pelitiche (con pendenze attestate tra 30-60%).

Gli affluenti principali del Basento mostrano un profilo di valle a V ed hanno un andamento perpendicolare rispetto al corso d'acqua principale; i fianchi delle valli sono molto pendenti.

La rete idrografica minore scorre in valli di vario ordine, in cui l'elevata percentuale pelitica presente nelle successioni affioranti rende pressappoco impermeabile la superficie di scorrimento delle acque sicchè il ruscellamento viene agevolato ed alimenta collettori estremamente ramificati e sinuosi che confluiscono spesso in un collettore ad andamento incassato e rettilineo.

Nelle aree nord-orientali, dove affiorano le successioni argillose plio-pleistoceniche dell'Avanfossa Bradanica, si hanno sistemi di calanchi con creste sottili, profili di fondo estremamente acclivi e sistemi molto ripidi e ramificati di incisioni in stadio di erosione giovanile.

Spesso i versanti degli impluvi e fossi che incidono le successioni argillose si presentano asimmetrici: quelli esposti a SE, a maggiore pendenza, sono interessati dallo sviluppo di calanchi, mentre quelli esposti a NO, a pendenza più bassa, sono per lo più intaccati da movimenti di massa spesso superficiali.

Il fondovalle del fiume Basento, del torrente Salandrella e del torrente Misegna sono caratterizzati dalla presenza di depositi alluvionali attuali e recenti con spessore variabile. La distribuzione laterale e verticale di tali depositi è strettamente connessa ai processi di divagazione dell'alveo, alle variazioni del trasporto solido del corso d'acqua e delle modalità di trasporto e di sedimentazione.

Nel fondovalle del Basento, nel tratto a valle di Calciano, sono state osservate alcune scarpate morfologiche di terrazzi fluviali recenti.

Nella valle del fiume Basento e del torrente Salandrella sono stati riconosciuti, nel corso del rilevamento geologico, lembi di antichi terrazzi alluvionali e ripiani morfologici modellati dalla dinamica fluviale, posti a varie quote.

Per quel che riguarda la valle del Basento, lembi di antichi terrazzi fluviali sono stati rinvenuti in destra idrografica del corso d'acqua, in località Masseria Davia (circa 9 km a valle dell'abitato di Calciano) ad una quota di 225-250 m s.l.m., probabilmente correlabili con i terrazzi del IV ordine di BOENZI *et alii* (1978) o con quelli di IV ordine di LAZZARI & SANTANGELO (1996).

Ripiani morfologici modellati dalla dinamica fluviale del Basento sono stati rinvenuti, in sinistra idrografica del corso d'acqua, in corrispondenza della dorsale impostata in quarzoareniti numidiche compresa tra il vallone Mantenera ed il vallone Malcanale, in prossimità di Masseria Pinto, ad una quota di circa 350 m s.l.m.. Tali ripiani erosivi sono correlati da BOENZI *et alii* (1978) ai terrazzi del IV ordine presenti più a valle.

Per quel che riguarda i depositi conglomeratici di ambiente alluvionale segnalati in sinistra idrografica del fiume Basento da BOENZI *et alii* (1978) in prossimità della Stazione di Campomaggiore, a quota di circa 430 m s.l.m. ed a ad un'altezza di 85-90 m rispetto all'alveo attuale, a differenza di questi Autori si ritiene che tali depositi non siano da attribuire alla dinamica fluviale del Basento, ma che essi siano riferibili ai "conglomerati e sabbie di Accettura" (ATT).

Secondo BOENZI *et alii* (1978) la formazione dei terrazzi alluvionali rinvenuti a varie quote nella valle del Basento sarebbe avvenuta nei periodi glaciali succedutisi nel Pleistocene medio-superiore.

Nei rilievi collinari in sinistra idrografica del torrente Salandrella, a NO di Salandra in località Serra del Grillo, Masseria Zagana, Masseria Marra, sono stati rinvenuti depositi sabbioso-conglomeratici di ambiente alluvionale riferibili a terrazzi fluviali di vario ordine che poggiano direttamente sulle successioni argillose dell'Avanfossa Bradanica. Alcune delle superfici dei terrazzi sono posizionate ad una quota di 375-390 m s.l.m., altre ad una quota di circa 400 m s.l.m.. Tali superfici terrazzate sono state da noi riferite al sistema fluviale del torrente Salandrella e sembrano correlabili ai terrazzi di I e II ordine segnalati da DEL PRETE *et alii* (1994) in destra e sinistra idrografica del fiume Cavone all'altezza dell'abitato di Pisticci, di età Pleistocene medio – Pleistocene superiore (DEL PRETE *et alii*, 1994).

Infine anche i terrazzi fluviali alle quote di 385 m s.l.m., di 325 m s.l.m. e di 275-300 m s.l.m., presenti sui versanti argillosi in destra e sinistra nel tratto del torrente Salandrella a sud di Salandra, sembrano correlabili ai terrazzi di III, IV e V ordine individuati da DEL PRETE *et alii* (1994).

3. - DISSESTI

L'attuale configurazione morfologica dell'area del Foglio Stigliano è il risultato di una complessa dinamica morfogenetica caratterizzata dal susseguirsi di movimenti gravitativi di versante di differente tipologia, con dimensioni geometriche estremamente variabili, oltre che da processi di degradazione fisica e di erosione lineare ed areale connessi allo scorrimento delle acque di deflusso superficiale.

La tipologia e le caratteristiche dei movimenti gravitativi di versante sono strettamente collegati all'assetto stratigrafico-strutturale del territorio, alla conformazione ed esposizione dei versanti.

Nel foglio sono stati cartografati i corpi di frana (a_1) relativi sia a movimenti senza indizi di evoluzione recente sia a frane con evidenze di movimento negli ultimi cicli stagionali. Lo studio dei corpi in frana, la loro estensione ed il loro stato di attività è stato condotto anche attraverso l'analisi aerofotogeologica.

Nel settore di catena compreso nella parte centro-occidentale del foglio, in corrispondenza delle aree di affioramento di successioni miste, argilloso-marnose e calcareo-clastiche (Flysch Rosso, membro calcareo-marnoso della formazione di Serra Palazzo, Gruppo delle Argille Variegata, formazione di Corleto Perticara) o arenaceo-argillose (Tufti di Tusa, flysch di Gorgoglione, membro arenaceo della formazione di Serra Palazzo) le tipologie di frane più diffuse sono rappresentate da scorrimenti rotazionali, da colate e da frane complesse del tipo scorrimento rotazionale-colata (Fig. 25). Questi tipi di frana sono spesso caratterizzate da superfici di scivolamento profonde che coinvolgono sia la coltre detritica e di alterazione superficiale sia parte del substrato.

Nelle aree di affioramento di successioni a prevalente componente pelitica i movimenti franosi più diffusi sono le colate ed i movimenti gravitativi superficiali del tipo solifussione.

Frane del tipo crollo interessano per lo più i versanti impostati nelle successioni lapidee fratturate del flysch numidico e del flysch di Gorgoglione, affioranti in corrispondenza delle dorsali del Serrone-Timpa Ciabrone-Monte Tavernaro-Burrone Pietroso, di Albano di Lucania-Castelmezzano-Pietrapertosa-Gorgoglione, di Campomaggiore-Timpa la Rossa- Monte dell'Impiso, di Serra del Toro-M.Malerba, di Montecrispo-M.La Crocchia-M.Cortaglia, di Stigliano.

Nei settori di impluvio e nelle aree di concavità morfologica delle dorsali, laddove sono presenti accumuli di depositi clastici, si osservano inoltre frane del tipo colata rapida di detrito, i cui cumuli vanno ad accrescere i coni di detrito presenti allo sbocco degli impluvi e le falde detritiche di base versante.

I movimenti franosi che si innescano nelle successioni della catena hanno interessato e coinvolgono tutt'oggi centri abitati, infrastrutture, aree con attività produttive (agricole, industriali, commerciali), portando talora alla delocalizzazione



Fig. 25 - Versante occidentale di Montagna del Caperino – Imponente movimento di massa che interessa le peliti del flysch di Gorgoglione e le argille variegate.

di interi centri abitati, come nel caso di Campomaggiore vecchio. In quest'area un sistema di frane complesse del tipo scorrimento rotazionale-colata (Fig. 26), esteso dalle pendici meridionali di Montecrispo sino al fondovalle del fiume Basento, ha coinvolto l'intero abitato, abbandonato nel 1885 a seguito di un'imponente riattivazione del sistema franoso.

I movimenti franosi che interessano i versanti in destra idrografica del fiume Basento tra Masseria Turato e Calciano, di cui esistono segnalazioni risalenti al 1910, hanno più volte arrecato danni alla linea ferroviaria Potenza-Taranto. Le riattivazioni più recenti sono segnalate nel 1991 e nel 1995 ed hanno interessato la stessa linea ferroviaria.

Per far fronte ai fenomeni di dissesto presenti nei versanti in destra del fiume Basento e che minacciano sia la S.S. 407 che la linea ferroviaria sono stati realizzati importanti interventi di sistemazione (es. loc. Casello Carbotto, Scaracelle, ecc.).

Nelle aree di affioramento delle successioni argillose dell'Avanfossa Bradanica e dei bacini intrappenninici pliocenici sono molto diffuse forme di erosione prodotte dallo scorrimento delle acque incanalate, cui si associano processi erosivi di tipo areale dovuti al ruscellamento delle acque meteoriche e, in misura minore, movimenti gravitativi di versante (frane del tipo colata e soliflusso).

I versanti argillosi sono caratterizzati in genere dalla presenza di sistemi di



Fig. 26 - Campomaggiore Vecchio. Ruederi del vecchio insediamento abbandonato in seguito alla frana del 1885.

calanchi in rapida evoluzione per l'effetto di processi erosivi superficiali, con fenomeni di arretramento dovuti a movimenti del tipo scorrimento rotazionale e colata. Le morfologie calanchive (Fig. 27) sono estremamente diffuse nei quadranti orientali del foglio e caratterizzano i versanti in destra orografica del Fiume Basento, a valle dell'abitato di Calciano, e quelli in sinistra orografica del torrente Salandrella.

I depositi sabbioso-conglomeratici di chiusura della successione della Avanfossa Bradanica e dei bacini intrappenninici pliocenici sono inoltre interessati da frane del tipo scorrimento rotazionale che a luoghi possono evolvere a colate in quelle aree dove poggiano su successioni argillose.

Buoni esempi di tali processi morfoevolutivi sono ben visibili in destra orografica del fiume Basento in corrispondenza del versante settentrionale di M. Cuccaro e della Montagnola oltre che in corrispondenza del centro abitato di Salandra.



Fig. 27 - Serre Alte, sinistra idrografica del Torrente Misegna. Sistemi di calanchi nelle argille pleistoceniche (ASP).

4. - RISORSE GEOLOGICHE

4.1. - IDROGEOLOGIA

Le successioni stratigrafiche che caratterizzano l'area del foglio Stigliano possono essere raggruppate in complessi idrogeologici a differente tipo di permeabilità, ma caratterizzati da grado di permeabilità in genere variabile da medio-basso a basso; pertanto la disponibilità di risorse idriche sotterranee risulta essere alquanto limitata o nulla.

Gli acquiferi principali, anche se di modesta potenzialità ed estensione, si rinvencono soprattutto nel settore occidentale e centrale del foglio e sono allocati nelle strutture idrogeologiche costituite dalle successioni arenaceo-conglomeratiche del flysch di Gorgoglione e dalle successioni quarzoarenitiche del flysch numidico, caratterizzate da un grado di permeabilità che varia in relazione allo stato di fratturazione ed alla presenza di depositi pelitici, assumendo valori medi, allorquando prevale la componente lapidea, e valore basso laddove prevale la componente pelitica. Gli acquiferi di queste idrostrutture alimentano sorgenti di portata in genere non superiore ad 1 l/s. Tra queste ricordiamo: la Sorgente

Castelluccio ($Q \sim 1$ l/s) alimentata da un acquifero costituito dalle successioni arenaceo-conglomeratiche del flysch di Gorgoglione in corrispondenza della dorsale di Albano di Lucania; la Sorgente le Manche ($Q=1$ l/s) a Monte dell'Impiso e le sorgenti San Giovanni ($Q=0,5$ l/s) e Acqua di Rienza ($Q=0,1$ l/s) a Toppo della Guardiola, alimentate da acquiferi costituiti dalle successioni arenaceo-conglomeratiche del flysch di Gorgoglione; le sorgenti Fonte Quarratelli ($Q=0,4$ l/s) e Fonte della Rossa ($Q=2,3$ l/s) lungo il versante occidentale della dorsale di Costa La Rossa, alimentate da acquiferi costituiti da quarzoareniti del flysch numidico.

Modesti acquiferi si rinvencono nei livelli carbonatici di maggiore spessore presenti all'interno delle successioni del Flysch Rosso, che alimentano sorgenti di portata inferiore ad 1 l/s, come ad es. la sorgente Fonte San Iace ($Q=0,4$ l/s) a nord di Campomaggiore.

Acquiferi di modesta estensione e potenzialità si rinvencono anche nei depositi sabbiosi e conglomeratici dei bacini intrappenninici pliocenici e dell'Avanfossa Bradanica. Il grado di permeabilità di questi depositi è variabile, da medio-basso a basso, in relazione alle caratteristiche granulometriche, allo stato di addensamento e/o di cementazione, ed allo stato di fratturazione, allorché i depositi sabbiosi e conglomeratici sono cementati. Questi acquiferi alimentano sorgenti di portata in genere inferiore ad 1 l/s. Tra le sorgenti alimentate da acquiferi sabbioso-conglomeratici dei bacini intrappenninici pliocenici ricordiamo: la sorgente Fonte Tratturo ($Q=0,1$ l/s) alimentata da un acquifero allocato nelle successioni sabbioso-conglomeratiche di Accettura (**ATT**); la sorgente Contrada Alpe ($Q=0,12$ l/s) alimentata da un acquifero allocato nelle successioni sabbiose ad est di Calciano (**SGG**); le sorgenti Fonte Salsa ($Q=0,1$ l/s) e Fonte degli Innamorati ($Q=0,1$ l/s) alimentate da acquiferi allocati in modeste idrostrutture sabbiose rispettivamente in località Piano della Cernicchia a NE di Garaguso ed in località Masseria La Maina ad est del centro abitato; la sorgente Melo II ($Q=0,1$ l/s) alimentata da un acquifero presente nelle successioni sabbiose di Stigliano (**SGG**). La sorgente Fontana Brancato ($Q=0,4$ l/s), in località Montagnola a nord di Salandra, e la sorgente Fonte Vallone ($Q=0,4$ l/s) a Salandra sono invece alimentate da acquiferi allocati in modeste idrostrutture costituite da successioni sabbioso-conglomeratiche dell'Avanfossa Bradanica.

Le sorgenti presenti nell'area sono comunque captate per alimentare piccoli abbeveratoi o per i fabbisogni di insediamenti rurali.

Nel fondovalle del fiume Basento e nei tronchi bassi dei torrenti Salandrella e Misegna, i depositi alluvionali ghiaioso-sabbiosi attuali e recenti presentano un grado di permeabilità variabile da medio-alto a medio in relazione alle caratteristiche granulometriche ed allo stato di addensamento. Questi possono ospitare acquiferi talora interconnessi, di limitata potenzialità, nei livelli a permeabilità maggiore e sono interessati da pozzi prevalentemente ad uso irriguo e domestico ed, in misura minore, per attività produttive.

4.2 - ATTIVITÀ ESTRATTIVE

Nell'area del Foglio Stigliano sono state censite due cave di versante nelle argille subappennine (**ASP**) nei rilievi collinari in prossimità dello scalo ferroviario di Grassano-Garaguso. Il materiale viene utilizzato per la produzioni di laterizi.

Una cava dismessa è stata rilevata nei depositi alluvionali recenti del fiume Basento in prossimità dello scalo ferroviario di Grassano-Garaguso.

Altre piccole cave sono state censite lungo il margine meridionale del foglio nelle arenarie del flysch di Gorgoglione; il materiale viene utilizzato per rivestimenti ed uso ornamentale.

4.3 - IDROCARBURI

La presenza di idrocarburi nell'area del Foglio Stigliano e nelle zone adiacenti (Val D'agri) era nota già dagli inizi del secolo scorso (giacimento ad olio di Tramutola). L'area è stata oggetto di intense ricerche di idrocarburi dalla fine degli anni cinquanta; negli anni sessanta sono stati rinvenuti vari giacimenti di olio e gas contenuti sia nelle sabbie plio-quadernarie della Fossa Bradanica che al tetto del substrato carbonatico della Piattaforma Apula.

A partire degli anni ottanta numerose trivellazioni esplorative sono state eseguite da varie società petrolifere; queste ricerche unitamente all'affinarsi dei metodi di indagine hanno permesso di migliorare le conoscenze sull'assetto strutturale della Fossa Bradanica e dell'Appennino meridionale, che hanno portato alla scoperta del giacimento di Monte Alpi (Alta Val D'agri) alla fine degli anni ottanta.

La ricerca di idrocarburi nell'area del Foglio Stigliano e nelle aree adiacenti (specialmente in Val D'Agri) ha conosciuto il suo acme negli anni novanta grazie sia ai progressi tecnologici raggiunti nella prospezione che alla migliore conoscenza delle strutture geologiche presenti nel sottosuolo.

In particolare alcune trivellazioni spinte fino a 5.000 metri di profondità a Tempa Rossa (margine sud-occidentale del foglio) hanno perforato il tetto della successione carbonatica apula con esito positivo ed attualmente alcuni pozzi sono in produzione.

A pochi chilometri di distanza in linea d'aria dal serbatoio della Val d'Agri, si sviluppano due concessioni nell'area dell'Alto Sauro (Gorgoglione e Tempa D'Emma), ricadenti in parte nel Foglio Stigliano; le due aree sono mineralizzate ad olio pesante, con riserve valutate in circa 420 milioni di barili equivalente.

I campi petroliferi sono essenzialmente legati alle successioni carbonatiche del substrato apulo deformato, ad una profondità che nel Foglio Stigliano varia tra 1500 metri e circa 5000 metri, ricoperte da una spessa successione di argille plio-pleistoceniche e dalle coltri della catena sud-appenninica.

La messa in posto di queste coltri molto probabilmente è avvenuta prima della deformazione del substrato apulo riferibile al Pliocene inferiore (CELLO *et alii*, 1987; CELLO & NUR, 1988; PATACCA & SCANDONE, 1989; CARBONE *et alii*, 1988), permettendo alle trappole strutturali di raccogliere e conservare l'olio. Le trappole nella maggioranza dei casi sono costituite da strutture che si sono generate ed amplificate nel corso delle fasi tettoniche plioceniche (per una discussione sul tipo di trappole presenti nel sottosuolo si rimanda ai lavori di SELLA *et alii*, 1992 e di CASERO, 2004).

ABSTRACT

The sheet n. 490 “Stigliano” of the Carta Geologica d’Italia occupies a sector of the Lucanian Apennines located between the eastern front of the Apennine fold-and-thrust belt and the adjacent Bradano Foredeep Basin; it is comprised between 16°00’00” and 16°20’00” longitude, and 40°24’00” and 40°36’00” latitude.

This sector represents a part of the Southern Apennine fold-and-thrust belt, that is made up of a pile of several tectonic units. These units were originated within different palaeogeographical domains of the southern passive margin of the Tethys Ocean during extensional phases of Mesozoic age, that were imbricated during the Neogene-Quaternary time interval.

The study area extends from the topographically pronounced ridges of Albano di Lucania, Castelmezzano and Pietrapertosa, with average elevations of ca. 700 m a.s.l., largely made up of imbricated Mesozoic-Tertiary sedimentary sequences, down to topographically more gentle hills, made up of Pliocene-Pleistocene clays, sands and gravels, that occupy the western margin of the Bradano Foredeep Trough.

The northern boundary of the study area corresponds to the Basento river course, whereas its southern edge coincides with a virtual W-E trending line passing through the Stigliano village.

The following terrains extensively crop out within the Stigliano sheet.

- pelagic clayey-marly and siliciclastic successions of Mesozoic-Tertiary age, referred to the Sicilide Domain Auct.;
- pelagic calcareous-siliceous-marly and siliciclastic successions of Mesozoic-Tertiary age, referred to the Lagonegro Domain Auct.;
- siliceous-marly, siliciclastic and calcareous-clastic successions of Miocene age, interpreted as the sedimentary fill of foredeep and piggy-back basins that were developed onto already imbricated or deforming tectonic units;
- *Pliocene deposits of the intra-Apennine basins*, representing the sedimentary fill of the syn-orogenic basins developed onto allochthonous, deforming tectonic units;
- *Pliocene - Pleistocene deposits of the Bradano Foredeep Trough*, made up of siliciclastic successions, that lie unconformably onto the orogenic imbricated frontal units, and onto Mesozoic-Tertiary Apulian Foreland successions, that are never exposed in the Stigliano sheet;
- *continental deposits*, that comprise alluvial fan deposits and talus.

Wherever possible, the various formations recognized in the study area were subdivided into members and lithofacies, grouped within tectonic units and described from bottom to top according to their stratigraphic position.

Tectonic units outcropping in the study area constitute geological elements bounded by tectonic contacts, referred to as main thrust faults, that are recognized on a regional scale.

The main units recognized within the Stigliano sheet are, from above:

- *Tempa Lata Tectonic Unit*. It is originated by the deformation of Mesozoic-Tertiary successions derived from the Sicilide Domain Auct., and by Miocene siliciclastic successions laid down within a piggy-back basin. It crops out in the western part of the investigated area, along a N-S trending belt, and was thrust by reimbrication after Tortonian time onto the arenaceous-pelitic member of the Gorgoglione flysch belonging to the Albano-Castelmezzano Tectonic Unit, or onto the Flysch Rosso and Flysch Galestrino of the Tempa Delonne Tectonic Unit, or as klippen immediately west of the Albano-Castelmezzano ridge.

The sedimentary successions of this unit are, from bottom to top:

- Argille Variegate Group (**AV**): varicoloured clays and marls, sandstones, radiolarites and limestones, Upper Cretaceous-Oligocene in age;
- Corleto Peticara formation (**CPA**): mudstones, grainstones and sandstones of Upper Eocene-Lower Miocene age;
- Tufti di Tusa (**TUT**): volcanoclastic sandstones, marly limestones and marls of Upper Oligocene-Lower Miocene age;

These terrains are unconformably overlain by the Gorgoglione flysch (**FGO**), made of conglomerates, sands, sandstones, siltstones and clays of Langhian-Tortonian age.

- *Albano-Castelmezzano Tectonic Unit*. It is originated by the deformation of Mesozoic-Tertiary successions derived from the Sicilide Domain Auct., that are unconformably overlain by arenaceous-pelitic and conglomeratic successions of the Gorgoglione flysch of Middle-Upper Miocene age.

This unit is tectonically thrust over the numidian flysch quartz-arenites belonging to the Stigliano-Accettura Tectonic Unit. Its emplacement is not older than Langhian time.

Its succession is similar to that found within the Tempa Lata Unit, whereas the successions of the overlying Gorgoglione flysch are characterized by a remarkable vertical thickness and by a great areal extent.

- *Tempa Delonne Tectonic Unit*. It is originated by the deformation of Mesozoic-Tertiary successions derived from the Lagonegro Domain Auct. The Unit is tectonically overridden by the Tempa Lata Unit Sicilide successions. It crops out within small tectonic windows, whilst its basal contacts are not exposed. It is made up of argillites and siliceous marls of the Galestrino Flysch (**FYG**) of Lower Cretaceous age, and of mudstones, varicoloured marls, calcareous conglomerates and calcarenites of the Flysch Rosso (**FYR**), of Upper Cretaceous-Middle Miocene age.

- *Stigliano-Accettura Tectonic Unit*. It is originated by the deformation of Mesozoic-Tertiary successions referred to the Lagonegro Domain Auct. It widely crops out in a belt with apenninic (i.e. NW-SE) trend, that extends between Campomaggiore and Stigliano villages. The tectonic unit is thrust onto

siliciclastic and calcareous-marly successions of the Serra Palazzo formation, onto Pliocene clayey deposits of the Caliandro group; it is re-imbriated onto the Gorgoglione flysch deposits and onto Lower Pliocene Accettura conglomerates and sands. Based on biostratigraphical data from the youngest sequences affected by contractional deformation, the age of emplacement of this tectonic unit is not older than Upper Pliocene.

This unit is made up of the stratigraphically highest deposits of the Lagonegro succession, that are: argillites and marls of the Galestrino Flysch (**FYG**) of Lower Cretaceous age; mudstones, varicoloured marls, calcareous conglomerates and calcarenites, siliceous argillites and radiolarites of the Flysch Rosso (**FYR**) of Upper Cretaceous-Lower Miocene age, with an horizon of green-gray pelites with levels of volcanoclastics (**FYR_{2b}**), that marks the stratigraphic transition to the overlying quartzites of the Numidian Flysch, of Burdigalian-Langhian age.

- *Tempa Cisterna Tectonic Unit*. It is originated by the deformation of the upper part of the stratigraphic successions that were deposited within the Lagonegro palaeogeographic domain, coupled with siliciclastic successions that were deposited within the Miocene foredeep basin.

The tectonic unit crops out along a belt with apenninic (i.e. NW-SE) trend, that extends from the Basento River to the south-eastern edge of the investigated area. It is thrust onto Pliocene deposits of the Caliandro group. The age of its emplacement can be referred to the Pliocene-Pleistocene transition.

It is made of: marly limestones and red marls of the Flysch Rosso (**FYR**) of Upper Cretaceous-Lower Miocene age, grading upwards into green pelites with volcanoclastic horizons (**FYR_{2b}**) of Lower Miocene *p.p.* age; quartzarenites and argillites of the numidian flysch (**FYN**) of Burdigalian *p.p.*-Langhian *p.p.* age; sandstones, marls, marly limestones, argillites and siltstones of the Serra Palazzo formation (**PAA**), of Upper Langhian-Tortonian age.

This tectonic unit is unconformably overlain by Pliocene siliciclastic successions of the Caliandro group, that were in turn affected by accretionary processes active at the front of the apenninic orogenic wedge.

The Pliocene deposits of the Caliandro group, together with the frontal tectonic units of the apenninic orogenic wedge, are, in turn, unconformably overlain by Pleistocene clayey, sandy and conglomeratic successions (argille subappennine “**ASP**” and Monte San Marco formation “**SBC**”), that were deposited in the inner (i.e. southwestern) edge of the Bradano Foredeep Trough. These deposits, when seen in outcrop, appear to seal the main thrust contacts; in fact, their partial involvement within the frontal orogenic deformation is only documented in the subsurface.

The segment of the Apennine orogenic belt comprised within the Stigliano Sheet of the Geological Map of Italy shows mean trends NW-SE (i.e. apenninic trend); main thrust surfaces, that have a similar trend, are characterized by an

arcuate geometry and by a top-to-the-ENE tectonic transport direction.

The main thrust-related axial plane within individual major tectonic units and minor thrust sheets range in trend from NW-SE to N-S.

In addition to the above mentioned contractional structures, the stack of piled tectonic units is characterized by strike-slip and extensional structures, affecting both the Mesozoic-Tertiary formations and the Pliocene-Pleistocene sedimentary sequences.

These structures may be grouped into two main fault systems, whose development was accompanied by minor related faults and fabrics:

- the first system, with a mean NW-SE trend, is represented by both strike-slip and reverse faults, that truncate older thrust faults and related contractional structures. The kinematics of strike-slip faults belonging to this first system are mainly sinistral, though minor transpressional structures, both synthetic and antithetic, are also widely present.

- the second, less evident system, that ranges in trend from SW-NE to WSW-ENE, i.e. transversal or at high angle with respect to older structures, is represented by normal and transtensional faults.

Both fault systems probably represent the surface manifestation of a crustal shear belt located between the Apulian block and the Apennine belt, whose activation may be referred to Middle Pleistocene time.

The ages of the main tectonic phases that have affected the rocks exposed in the investigated area may be referred to:

- Langhian: in this period the orogenic processes, that had already affected the more internal, i.e. western domains of the Apenninic belt, involve the southwestern margin, with consequent development of the Tempa Lata and Albano-Castelmezzano tectonic units, that are thrust northeastwards onto the Numidian flysch belonging to the more external (not yet detached) Stigliano-Accettura tectonic unit.

- Langhian-Tortonian: during this time interval the Gorgoglione flysch is deposited within thrust-top basins, that are developed onto already emplaced Sicilide units. Simultaneously, a main foredeep trough, filled by siliciclastic deposits of the Serra Palazzo formation, is developed further east in front of the evolving fold-and-thrust belt. The eastward migration of the advancing orogenic belt affects also the Upper Miocene deposits of the foredeep trough, determining its closure at the end of Miocene time.

- Pliocene: during this period the Bradano Foredeep Trough is developed with a mean NW-SE axial trend and is filled by a thick sequence of clayey, sandy and conglomeratic deposits. Simultaneously, minor elongated, syn-orogenic thrust-top basins are formed and evolve within the Apennine belt onto the main stacked tectonic piles. A further compressional tectonic phase is responsible for the emplacement of the Apennine belt onto the Pliocene deposits of the intraapenninic basins (Caliandro group).

- Pleistocene: during this period the compressional structures of the active orogenic front override Lower Pliocene deposits of the inner edge of the Bradano Foredeep Trough, as documented by subsurface data; soon after, the inner edge itself experiences emersion coupled with uplifting, and the depocentre of the basin migrates further east.

PROGETTO
CARG

LEGEND OF THE GEOLOGICAL MAP

CONTINENTAL DEPOSITS

Slope deposits (a_a): chaotic deposits consisting of non cemented, angular, heterogeneous and heterometric clasts, with a sandy-silty matrix, locally dominant. Their thickness ranges between 1 m and ca. 10 m. *Holocene - Present*

Present alluvial deposits (b_a): gravels, sands, sandy silts and silts found along the gorges and course of present rivers. Alluvial fan deposits, made of polygenic heterometric gravels in sandy matrix. Their thickness ranges between a few metres and ca. 10 m. *Holocene - Present*

Landslide deposits (a_l): chaotic deposits made of heterogeneous and heterometric blocks in sandy-clayey matrix. Their thickness ranges between a few metres and a few tens of metres. *Holocene - Present*

Recent alluvial deposits (b_r): sands, sandy gravels, silts and sandy silts with lenses of polygenic conglomerates with heterometric elements, distributed along the shores of the main streams and rivers. Their thickness ranges from a few metres to a few tens of metres. *Holocene*

Ancient slope deposits (a_b): chaotic accumulations of heterogeneous clasts with silty and/or sandy matrix. Their thickness ranges between a few metres to ca. 10 m. *?Upper Pleistocene- Holocene*

Terraced alluvial deposits (b_n): heterometric gravels, polygenic conglomerates, well-cemented sands and clayey silts, arranged in terraces of different elevations. Their thickness ranges between a few metres and ca. 10 m. *Middle Pleistocene – Upper Pleistocene*

BRADANIC TROUGH DEPOSITS

Monte San Marco formation (SBC): calcareous yellow sands and polygenic red conglomerates. The sands are fine- to medium grained, rich in pectinides, gastropods and *Dentalium* sp., distributed in levels of decimetric thickness, with occasional bioturbations, with planar, parallel or oblique, low-angle laminations, or with ripples. Frequent intercalations of thin levels of poorly cemented sandstones, with parallel or cross laminations, and thin horizons of clays and polygenic conglomerates, with centimetric, rounded or flat, often imbricated and well-cemented pebbles within scarce matrix. The upper part of the formation is characterized by

polygenic, dark-red coloured conglomerates, within sandy matrix; the conglomerates are made of heterometric elements of centimetric to decimetric size, angular or rounded, in levels up to 2 m thick channels with erosional base (**SBC_b**). The transition between the sands and overlying conglomerates is marked by a dark-red horizon of coarse-grained and massive sands up to 5-7 m thick (**SBC_a**). The basal facies of the formation is characteristic of transitional environment, from platform (*offshore*) to drawnd beach (*shoreface*), grading upwards to intertidal beach environment, with *beach face* conglomerates. The facies of conglomerates **SBC_b** and sands **SBC_a** are indicative of an alluvial *braided* deltaic environment. The thickness of the formation ranges between 70 m and 80 m. **Lower Pleistocene**

subappennine clays (ASP): grey to blue clays and silty clays with planktonic and benthonic foraminifera, gastropods, small bivalves, *Dentalium* sp., arranged in thin levels intercalated with fine-grained sands. The base of the succession is often made of a ca. 10 m thick conglomerate, bioclastic calcarenites and cross-laminated sands of neritic environment (**ASP_a**), that unconformably lay with erosional contact onto different tectonic units of the Apennine belt, and onto the Pliocene fill of intraappennine basins. The base contains intercalations of medium to fine -grained sandstones, with gastropods and bivalves, and conglomerates with abundant matrix (**ASP_b**).

Serra del Cedro conglomerate (ASP₁): in the upper part of the clay deposits is often found a 50 m thick lenticular level of polygenic conglomerates with flat or emblicated, rounded to sub-rounded clasts up to 10 cm in size, arranged in ca. 50 cm thick, massive channels, and by microconglomerates in 10-70 cm thick levels, with both normal and reverse gradation. The lower 10 m of this level is characterized by yellow sands in 30-70 cm thick strata, with decimetric intercalations of polygenic conglomerates with heterometric (3-10 cm) sub-rounded and flat elements within scarce red sandy matrix (**ASP_{1a}**).

The depositional environment is referred to a neritic platform area locally invaded by sandy or conglomeratic debris from shallow marine fan deltas. The thickness of the outcropping part of the formation ranges between 50 and 300 m. **Lower Pleistocene**

INTRA-APENNINIC BASINS DEPOSITS

CALIANDRO GROUP (CA)

blue marly clays of the Torrente Sauro (ARM): clays and silty clays with planktonic foraminifera, thinly bedded, often with small gastropods and bivalves. Thin horizons of yellow sands and silts occur at the base of the succession. The fossil content is indicative of bathyal plateau and shallow platform environment. Their

thickness ranges between 80 and 100 m. ***Middle Pleistocene p.p. – Upper Pliocene p.p.***

grey and yellow sands of Difesa Pincia (SGG): yellow quartz-rich and carbonate-rich, mid- to coarse-grained sands, graded and laminated, containing lenses of conglomerates. The sands are parallel- or cross-laminated, a texture outlined by differential cementation. The conglomerate lenses are made up of poorly bedded, well-cemented polygenic heterometric elements within a sandy matrix. In place they grade laterally into calcirudites with fragments of pectinids, bryozoa, and gastropods, or into alternating quartz-feldspar rich sandstones, more or less cemented, and yellow bioturbated sands with levels rich in fragments of bivalves and gastropods. The facies characteristics of calcirudites and bioclastic sandstones are referred to a shoreline, whereas those of the sandy deposits are referred to an exposed to drawnd beach environment (from backshore to foreshore and shoreface). The thickness of the outcropping part of the succession ranges between 10 and 120 m. ***Middle Pliocene p.p. – Upper Pliocene p.p.***

white diatomitic clays of Monticelli (ADB): grey to blue and white clays and silty clays with planktonic foraminifera, in thin beds, with intercalations of siltstones, sands and microconglomerates with glauconitic fragments; yellow, coarse- to fine-grained calcareous sands with fragments of bivalves and small gastropods, organized in parallel- to cross-laminae with ripple marks. In the lower part clays grades laterally into the grey and yellow sands of Difesa Pincia (SGG) and, in the upper part, into the conglomerates, sands and calcarenites of the Torrente Racanello (SCN). The features of the pelites are indicative of deep marine environment. The thickness of the succession ranges between 20 and 30 m. ***Lower Pliocene p.p.***

conglomerates, sands and calcarenites of the Torrente Racanello (SCN): polygenic and heterometric, rounded, sub-rounded or rarely angular conglomerates, with elements ranging from 2 cm and 30 cm in size; these are alternated to lenses of sands and gravels with abundant to scarce matrix. The overall deposit is poorly graded, with dominant to scarce matrix, organized in metric channels with erosional base, with thin intercalations of fine-grained yellow sands, more or less cemented, with little rounded or flat pebbles. The facies characteristics of these conglomerates are indicative of a deltaic-alluvial fan environment. The thickness of the outcropping part of the succession ranges between 15 and 60 m. ***Lower Pliocene p.p.***

conglomerates and sands of Accettura (ATT): yellow sands, calcarenites and sandstones with lenses of sandy clays containing rare foraminifera. The calcarenites consist of coarse clasts, often bioclasts; they are rarely cross-laminated with

intercalations of thin pelitic levels that tend to be abundant in the upper part of the formation. The basal part of the formation, with thickness ranging from 10 to 20 m, is locally made of polygenic and heterometric conglomerates (**ATT_a**) with rounded or flat elements 5 cm to 30 cm in size, locally immersed in a red sandy matrix. These conglomerates are organized in massive or poorly sorted 1,5-2 m thick lenses with erosional base. The facies characteristics are referred to an alluvial plain evolving to a drowned or raised beach environment. The thickness of the successions ranges from 10 m to 60 m. *Lower Pliocene*

TEMPA LATA TECTONIC UNIT

Gorgoglione Flysch (FGO)

Three members are distinguished: a lower arenaceous-clayey member (**FGO₁**), an arenaceous-conglomeratic member (**FGO₂**) and an upper pelitic member (**FGO₃**), resulting from deposition by various gravitational flow mechanisms. The Tempa Lata tectonic unit contains only the **FGO₂** member.

arenaceous-conglomeratic member (FGO₂): mid- to coarse-grained turbiditic sandstones in strata ranging from centimetric to decimetric thickness, alternated with thin beds of siltstones, grey clays and silty clays. Mid - to coarse-grained sandstones are organized in decimetric amalgamated beds with Bouma Ta-c sequences; their base is characterized by flute and load casts. Conglomerate levels and lenses up to 1 m thick, with erosional base, are also present. The sandstones are quartz-feldspatic in composition and are texturally immature, the cement is scarce and the matrix is siliciclastic or carbonatic. The facies is indicative of a submarine fan environment. The thickness ranges from 40 m to 80 m. *Langhian - Serravallian*

Tufiti di Tusa (TUT): dark brown, mica-rich sandstones, arranged in decimetric levels and, more rarely, in 1-2 m thick horizons; white and grey marls and clayey marls, mudstones and marly mudstones in decimetric thick strata. The sandstones, mid- to fine-grained, are characterized by an abundant volcanoclastic component of andesitic composition. Levels of quartz-rich sandstones and mica-rich marls are occasionally found in the upper part of the formation. The facies is characteristic of a basinal area with turbiditic influx. The thickness of the outcropping part of the formation ranges from 50 to 120 m. *Upper Oligocene – Lower Miocene*

Corleto Perticara formation (CPA): alternating calcilutites and marls in centimetric to decimetric strata; grey or green clays and marly clays with planktonic foraminifera, with rare decimetric intercalations of bioclastic calcarenites (containing fragments of echinoids, mollusca and macroforaminifera). The upper part

of the formation contains intercalations of mica-rich volcanoclastic turbiditic sandstones. The facies of the successions are referred to a pelagic depositional environment, locally interrupted by the influx of calcareous turbidites from neighbouring neritic domains. The outcropping part of the formation ranges in thickness from 30 to 80 m. *Upper Eocene – Lower Miocene*

Argille Variegata Group (AV): varicoloured clays and marly clays with manganese alterations; white and pink marls, in centimetric strata, alternate to mudstones and marly siltstones with planktonic foraminifera, turbiditic calcarenites in centimetric levels, often bioclastic with macroforaminifera (alveolinidae, nummulites, discocyclinae), fragments of lamellibranchia, gastropods, algae; red and green radiolarites in millimetric to centimetric levels. Syn-sedimentary landslides, mud flow and debris flow with fragments of neritic and platform limestones are observed at various levels within the formation. The facies is referred to a basinal pelagic domain, subject to low-density turbidity currents and by submarine sliding deposits. The thickness of the outcropping part of the formation ranges from a few tens of metres to ca. 300 m. *Upper Cretaceous – Oligocene*

ALBANO – CASTELMEZZANO TECTONIC UNIT

Gorgoglione Flysch (FGO)

pelitic member (FGO₃): clays and silty clays with planktonic foraminifera, in thin beds, and laminated siltstones. Commonly the pelites, when observed at a small scale, are parallel-laminated, whereas the siltstones exhibit an oblique to convolute lamination. Intercalations of metric levels and lenses of poorly organized conglomerates with erosional base are found within the succession; the elements of the conglomerates, centimetric to decimetric in size, mainly consist of crystalline rock fragments, radiolarites, siliciferous marls and platform limestones. Syn-sedimentary slides, debris flows with pebbly mudstone are found throughout the succession. The facies is referred to a scarp-base scarp environment. The thickness of the outcropping part of the member ranges from 50 m to 100 m, in the southern part of the investigated area; it may reach 500 m near Pietrapertosa. *Serravallian – Middle-Upper Tortonian*

arenaceous-conglomeratic member (FGO₂): alternation of turbiditic sandstones, siltstones and grey-blue clays, that become yellow if altered. The sandstones, mid- to coarse-grained, are organized in levels of decimetric thickness, often amalgamated, with Ta-c, Tb-d Bouma sequences. The base of the strata is characterized by flute casts, load casts and bioturbations. Intercalations of conglomerates (FGO_{2c}) in levels and strata, often amalgamated, with elements of crystalline rocks, lime-

stones, radiolarites and sandstones, range in thickness from a few tens of metres to 150 m (Castelmezzano), and are widely distributed throughout the succession. The base of the strata, often erosional, is frequently outlined by evident alignments of mud chips. Coarse-grained sandstones and microconglomerates in metric to decimetric strata are associated to these deposits. The facies is indicative of a submarine fan evolving to a base-scarp environment. The thickness of the member is ca. 800-1000 m (with the greatest value being reached between the Pietrapertosa ridge and Castelmezzano). **Langhian - Serravallian**

arenaceous-clayey member (FGO₁): near the San Pietro Abbey (1 km NE of Pietrapertosa) the succession is characterized by ca. 50 m of alternating green and grey clays and silty clays with intercalations of fine-grained arkosic sandstones, organized in 5-15 cm thick strata. The facies is indicative of a scarp-base-scarp environment. **Langhian**

Tufiti di Tusa (TUT): dark brown, mica-rich, fine-to coarse-grained sandstones, with abundant volcanoclastic fragments of andesitic composition, arranged in decimetric levels and, more rarely, in 1-2 m thick horizons; white and grey marls and clayey marls, mudstones and marly mudstones alternate to turbiditic bioclastic calcarenites. The sandstones are often arranged in lenses with erosional base, where flute casts and load casts are observed. Levels of quartz-rich sandstones and mica-rich marls are occasionally found in the upper part of the formation. The facies is characteristic of a basinal area with turbiditic influx. The thickness of the outcropping part of the formation ranges between 20 m and 80 m. **Upper Oligocene – Lower Miocene**

Corleto Perticara formation (CPA): alternating white calcilutites and marls in centimetric to decimetric strata, with planktonic foraminifera and with chert lenses and nodules; grey or green clays and marly clays in up to 40 cm thick levels, with rare decimetric intercalations of bioclastic calcarenites containing fragments of echinoids, mollusca, *Alveolina* sp. and *Discocyclusina* sp. The upper part of the formation contains intercalations of mica-rich volcanoclastic turbiditic sandstones. The facies of the successions are referred to a pelagic depositional environment, locally interrupted by the influx of calcareous turbidites from neighbouring neritic domains. The outcropping part of the formation ranges in thickness between 20 m and 50 m. **Upper Eocene – Lower Miocene**

Argille Variegata Group (AV): red, green, gray and brown clays and marly clays with manganese alterations; white and pink marls, in centimetric strata, alternating to mudstones and marly siltstones with planktonic foraminifera, turbiditic calcarenites in centimetric levels, often bioclastic with macroforaminifera (alveolini-

dae, nummulites, discocyclinae), fragments of lamellibranchia, gastropods, algae. Syn-sedimentary landslides, mud flow and debris flow with fragments of neritic and platform limestones are observed at various levels within the formation. Carbonatic olistholiths (**ol**) are present ranging in size from 1 m to a few hundreds cubic metres, made of neritic limestones from a Cretaceous carbonate platform. The facies is referred to a basinal pelagic domain, near to the base of a submarine scarp and subject to low-density turbidity currents. The thickness of the outcropping part of the formation ranges between a few tens of metres and ca. 300 m. *Upper Cretaceous - Oligocene*

TEMPA DELONNE TECTONIC UNIT

Flysch Rosso (FYR): alternating white or pink calcilutites and marly calcareous siltstones with planktonic foraminifera, organized in centimetric strata; siliceous argillites; green to gray and red clays. Chaotic levels resulting from submarine syn-sedimentary sliding phenomena are widely present within the succession. The facies is referred to a slope base-pelagic basin transitional domain. The thickness ranges between 30 m and 70 m. *Upper Cretaceous – Lower Miocene*

Flysch Galestrino (FYG): grey to blue siliceous argillites and marls with radiolarians and sponge spiculae, organized in strata ranging in thickness from centimetres to decimetres. Alternation of grey to black mudstones in centimetric strata; grey to green siliceous argillites; silicized calcareous, turbiditic (Tb, Tb-c Bouma sequence intervals), fine-grained siltstones and calcarenites in decimetric strata. The facies is indicative of a pelagic domain, sporadically subject to low-density turbiditic flow. The maximum thickness of the outcropping part of the formation is ca. 50 m. *Lower Cretaceous*

STIGLIANO – ACCETTURA TECTONIC UNIT

flysch numidico (FYN): grey quartz-rich, mid - to fine-grained sandstones, arranged in 30-50 cm thick strata, or mid - to coarse-grained sandstones arranged in levels up to 2 m thick. The colour typically turns to yellow if the rock is altered. The strata may be massive or exhibit Ta-c, Tb-c intervals of the Bouma sequence. Water escape structures are locally abundant, along with more rare mud chips horizons and basal flute casts. The quartz-rich sandstones are intercalated with green-grey clayey siltites, that are arranged in strata up to 40 cm thick. The facies is characteristic of a pelagic environment with turbiditic influx. The thickness varies greatly, ranging between 50 and 400 m. *Upper Burdigalian – Lower Langhian*

Flysch Rosso (FYR): two main members were distinguished: a lower, radiolaritic member (**FYR₁**) and an upper, calcareous member (**FYR₂**).

calcareous member (FYR₂): alternating red clays, marls and mudstones with decametric lenses of calcarenites and calcirudites with elements derived from reworking of carbonate platform rocks (**FYR_{2a}**) and, more rarely with syn-sedimentary submarine sliding deposits. Along the Torrente Misegna, in the eastern margin of the M. Cortaglia-M. La Crotchia ridge, north of Stigliano, at Monte Crispo and near Campomaggiore Vecchio the succession mainly consists of chaotic deposits, emplaced due to syn-sedimentary slides, formed by red, brown, grey and green siliceous argillites, with fragments of dark grey fine-grained Mn-rich calcarenites, blue to grey siliceous mudstones and turbiditic bioclastic calcarenites with nummulitids, alveolinids and discociclinidae. The upper part of the formation is often characterized by the occurrence of grey to green marls and clayey marls, in strata up to 20 cm thick, laminated, with lenses of turbiditic bioclastic calcarenites with erosional base. Mid- to fine-grained volcanoclastic horizons, up to 50 cm thick, rich in tuff fragments, volcanic glass, pyroxenes and feldspars (**FYR_{2b}**), are also abundant. Where present, these deposits, arranged in strata ranging in thickness from a few metres to ca. 20 m, indicate the gradational transition from the Flysch Rosso to the numidian flysch. The facies is referred to a slope-pelagic basin transitional domain. The thickness of the outcropping part of the formation ranges between 40 m and 400 m. *Upper Cretaceous – Lower Miocene*

radiolaritic member (FYR₁): The basal part of the Flysch Rosso is locally made by red and green argillites, radiolarites and jaspers, mudstones with chert in lenses and nodules, associated to thin bituminous levels of black shales. The lower part of the radiolaritic member is characterized by the occurrence of a level made by black and brown shales, red and green jaspers and argillites with radiolarians, grading downward into Flysch Galestrino deposits. This level, referred to the Livello Bonarelli *Auct.*, marks the Cenomanian-Turonian transition.

The facies is indicative of a deep, pelagic environment, occasionally subject to low-density turbiditic influx. The thickness ranges between few metres and ca. 100 m (Vallone Calanche). *Albian-Campanian*

Flysch Galestrino (FYG): grey and green, siliceous marly limestones and marls, with radiolaria and sponge spiculae, alternating with thinly bedded, greyish siliceous argillites organized in turbiditic, Td-e Bouma sequence intervals. Grey, green and more rarely red argillites, with alternating marly mudstones and marls organized in centimetric strata, dark grey siliceous medium- to fine-grained turbiditic calcarenites arranged in strata up to 10 cm thick are also abundant. In the upper part of the formation (i.e. in the Vallone Calanche) the dominant argillites are interbedded with decametric slumping deposits, consisting of grey-green cha-

otic argillites, with packages and broken strata of siliceous marls. The facies is indicative of a pelagic domain, occasionally invaded by low-density turbiditic influx. The successions of the Vallone Calanche are referred to a base-slope environment. The thickness of the outcropping part of the formation ranges between 20 m and 150 m. *Lower Cretaceous*

TEMPA CISTERNA TECTONIC UNIT

Serra Palazzo formation (PAA): two main members were distinguished: the Vallone Forluso member (PAA₂), that includes essentially siliciclastic successions, and the Pantano dei Gamberi member (PAA₃), that comprises dominantly calcareous-clastic and marly successions.

Pantano dei Gamberi member (PAA₃): thin bedded white mudstones with *Orbulina spp*; laminated clays and silty clays, clayey marls, calcareous marls with interbedded medium-grained bioclastic calcarenites and calcirudites containing fragments of bryozoa, pectinides, ostrea, red algae and benthonic foraminifera. These occur in decametric channelized strata with erosional base and are organized in lenses ranging in thickness from 60 cm up to 10 m. The base consists of mid- to fine-grained turbiditic arkosic sandstones, with thin intercalations of grey-green silty clays. In the upper part of the succession, at various stratigraphic levels, chaotic deposits occur. These consist of silty clays, marly clays, with carbonate platform blocks up to 100 cubic metres in size, along with lenses of calcirudites (PAA_{3c}). The facies is referred to a pelagic domain with turbidite influx, located near the base of a slope. The thickness of the outcropping part of the member ranges between 50 m and 250 m. *Upper Serravallian – Upper Tortonian*

Vallone Forluso member (PAA₂): medium- to coarse-grained turbiditic sandstones, arranged in strata and beds of metric thickness, often channelized and amalgamated, with intercalations of polygenic conglomerates in strata of decimetric thickness, alternated to clay-silty levels up to 50 cm thick. The arenaceous strata are alternated with 15-20 cm thick horizons of medium- to fine-grained arkosic sandstones and grey, marly to silty clays. The upper part of the member mainly consists of marly and silty clays organized in strata up to 50 cm thick, with intercalations of fine-grained, thin bedded turbiditic sandstones, along with turbiditic bioclastic calcarenites organized. Chaotic levels produced by intraformational submarine sliding (debris flow and mud flow), along with olistholiths mainly made of reworked numidian flysch quartz-rich sandstones, are abundant at various stratigraphic levels. The facies is referred to a submarine fan environment. The thickness of the outcropping part of the member ranges between 300 m and 750 m.

Langhian – Serravallian

flysch numidico (FYN): quartz-rich, medium- to fine-grained turbiditic sandstones, arranged in decimetric to metric strata, with parallel-or oblique lamination, alternated to thin pelitic interlayers. The strata containing the coarser sediment are characterized by a well visible vertical gradation and by an erosional base. In the upper part of the formation quartz-feldspar, medium- to coarse-grained cemented sandstones, arranged in up to 50 cm thick strata, as well as turbiditic fine-grained sandstones organized in up to 20 cm thick beds interlayered with grey-green silty clays and siltstones, are also widely exposed. The facies is characteristic of a pelagic environment with turbiditic influx. The thickness varies greatly, ranging between 50 m and 200 m. *Upper Burdigalian – Lower Langhian*

Flysch Rosso (FYR)

calcareous member (FYR₂): white and pink red mudstones and marls, red grey to green and red clays, alternated with lenses of calcarenites and calcirudites containing reworked elements derived from carbonate platform rocks. Chaotic deposits with syn-sedimentary submarine sliding deposits, embedded in grey-green or red clays, also containing fragments and blocks of calcarenites and calcirudites, are also abundant. The upper part of the succession are often characterized by grey-green clays and marls, rich in spiculae, with turbiditic pale brown and gray calcarenites and mid- to fine-grained volcanoclastic horizons, up to 50 cm thick, rich in tuff fragments, volcanic glass, pyroxens and feldspars (FYR_{2b}). The facies is referred to a base of slope-pelagic basin, close to a tectonically disturbed scarp. The thickness of the outcropping part of the formation is ca. 50 m. *Upper Cretaceous -Lower Miocene*

BIBLIOGRAFIA

- AMATO A., CINQUE A. & SANTANGELO N. (1995) - *Il contributo della struttura e della tettonica Plio-Quaternaria sull'evoluzione del reticolo idrografico dell'Appennino meridionale*. Studi Geologici Camerti, Volume Speciale, 1995/2, 23-30.
- AMODIO MORELLI L., BONARDI G., COLONNA V., DIETRICH D., GIUNTA G., IPPOLITO F., LIGUORI V., LORENZONI S., PAGLIONICO A., PERRONE V., PICARETTA 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.
- ANELLI M. (1939) - *Sulla presenza di falde di ricoprimento nell'Italia Meridionale*. Atti Soc. Natur. Mat., Modena, **70**, 1-13.
- AZZAROLI A., PERNO U. & RADINA B. (1968) - *Note illustrative della carta geologica d'Italia alla scala 1:100.000*. Foglio 188 Gravina di Puglia, 1-57
- BALDUZZI A., CASNEDI R., CRESCENTI U. & TONNA M. (1982a) - *Il Plio-Pleistocene del Bacino pugliese (Avanfossa Appenninica)*. Geol. Rom., **21**, 1-28.
- BALDUZZI A., CASNEDI R., CRESCENTI U., MOSTARDINI F. & TONNA M., (1982b) - *Il plio-pleistocene del sottosuolo del Bacino Lucano (Avanfossa Appenninica)*. Geol. Rom., **21**, 89-111.
- BERGGREN W. A., HILGEN F.J., LANGEREIS C.G., KENT D.V., OBRADOVICH J.D., RAFFI I., RAYMO M.E. & SHACKLETON N.J. (1995) - *Late Neogene chronology: new perspectives in high-resolution stratigraphy, in geochronology, time scales and global stratigraphic correlations: a unified temporal framework for a historical geology*. In Berggren W. A., Kent D.V., Aubry M.P. & Hardenbol J. Eds. Soc. Econ. Paleont. Mineral., Special Publication, **54**, 130-212.
- BLOW W.H. (1969) - *Late Middle Eocene to Recent planktonic foraminiferal biostratigraphy*. Proc. Intern. Conf. Plank. Microf., Genova, 1967, 199-421.
- BOCCALETTI M., CIARANFI N., COSENTINO D., DEIANA G., GELATI R., LENTINI F., MASSARI F., MORATTI G., PESCATORE T., RICCI LUCCHI F. & TORTORICI L. (1990) - *Palinspastic restoration and paleogeographic reconstruction of the peri-Tyrrhenian area during the Neogene*. Paleogeography, Paleoclimatology, Paleogeology, **77**, 41-50.
- BOENZI F. & CIARANFI N. (1970) - *Stratigrafia di dettaglio del "Flysch di Gorgoglione" (Lucania)*. Mem. Soc. Geol. It., **9**, 55-79.
- BOENZI F., CIARANFI N. & PIERI P. (1968) - *Osservazioni geologiche nei dintorni di Accettura e Oliveto Lucano*. Mem. Soc. Geol. It., **7**, 379-392.
- BOENZI F., DIGENNARO M.A. & PENNETTA L. (1978) - *I terrazzi della valle del Basento*. Rivista Geografica Italiana, annata LXXXV, **4**, 396-418.
- BOENZI F., PALMENTOLA G. & VALDUCA A. (1971) - *Note illustrative della carta geologica d'Italia: F. 200 "Tricarico"*. Serv. Geol. D'It., 1-46. Ed. Nuova Tecnica Grafica, Roma.
- BOIANO U. (1993) - *Le facies torbiditiche grossolane del Flysch di Gorgoglione (Miocene, Appennino Lucano): caratteri deposizionali ed ipotesi sulla formazione degli strati amalgamati*. Giornale di Geologia, ser. 3, **55/1**, 179-187.
- BOIANO U. (1993a) - *I rapporti stratigrafici tra le unità affioranti a sud di Laurenzana (Pz), appennino Lucano*. Boll. Soc. Geol. It., **112**, 595-600.
- BOIANO U. (1994) - *Anatomia di un bacino torbiditico: il Flysch di Gorgoglione (Miocene, Italia meridionale). Stratigrafia fisica, analisi di facies, inquadramento stratigrafico-sequenziale*. Tesi di Dottorato, Università di Napoli, 1- 208.
- BOIANO U. (1997) - *Anatomy of a siliciclastic turbidite basin: the Gorgoglione Flysch, upper Miocene, southern Italy: physical stratigraphy, sedimentology and sequence-stratigraphic framework*. Sedimentary Geology, **107**, 231-262.
- BONINI M. & SANI F. (2000) - *Thrusting, strike-slip faulting and syntectonic deposition in the Potenza-Guardia Perticara Area (Basilicata, Southern Apennines, Italy)*. Mem. Soc. Geol. It. **55**, 123-132.
- BOUMA A.H. (1962) - *Sedimentology of some flysch deposits*. Amsterdam, Elsevier.
- BRONNIMAN P., DURAN DELGA M. & GRANDJACQUET C. (1971) - *Presence simultanee de Protopenneroplis*

- striata* Weynschenk et de *Calpionelles neocomiennes* dans le *Flysch Galestrino* de Lucanie (Italie meridionale). *Revue de Micropal.*, **14/5**, 96-101.
- BUTLER R. W. H. (1982) - *The terminology of structures in thrust belt*. *Journ. of Struct. Geol.*, **4**, 239-245.
- BUTLER R. W. H. (1987) - *Thrust sequence*. *Journ. Geol. Soc. London*, **144**, 619-634.
- BUTLER R. W. H. & TAVARNELLI E. (2006) - *The structure and kinematics of substrate entrainment into high-concentration sandy turbidites: a field example from the Gorgoglione "flysch" of southern Italy*. *Sedimentology*, **53**, 655-670.
- CAHUZAC B. & POIGNANT A. (1997) - □ *Essai de biozonation de l'Oligo-Miocene dans les bassins europeens a l'aide des grands foraminiferes neritiques*. *Bulletin de la Société Géologique de France*, **168** (2), 155-169.
- CALDARA M., CIARANFI N. & MARINO M. (1993) - *I depositi Plio-Pleistocenici di avanfossa al bordo dell'Appennino Meridionale tra Oliveto Lucano e Garaguso (Basilicata)*. *Boll. Soc. Geol. It.*, **112**, 893-908.
- CALDERONE S. & LEONE M. (1966) - *Contributo allo studio del Flysch numidico siciliano. Granulometria e minerali pesanti delle quarzoareniti in posizione parautoctona*. *Atti Acc. Sc. Lett. ed Arti, Palermo*, **26**, 2-48.
- 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., 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., DI STEFANO A. & LENTINI F. (2005) - *Note illustrative della Carta geologica d'Italia alla scala 1:50.000 Foglio 506 Sant'Arcangelo*. CNR
- CARBONE S. & LENTINI F. (1990) - *Migrazione neogenica del sistema catena-avampaese nell'Appennino meridionale: problematiche paleogeografiche e strutturali*. *Riv. It. Paleont. e Stratigr.*, **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.*, **104**, 331-345.
- CASERO P. (2004) - *Structural setting of petroleum exploration plays in Italy*. *Mem. Soc. Geol. It.*, Special Volume of the Italian Geological Society for the IGC 32, Florence-2004, 189-199.
- CASERO P., ROURE F., ENDIGNOUX L., MORETTI I., MULLER C., SAGE L. & VIALLY R. (1988) - *Neogene geodynamic evolution of the Southern Apennines*. *Mem. Soc. Geol. It.*, **41**, 109-120.
- CASERO P., ROURE F. & VIALLY R. (1991) - *Tectonic framework and petroleum potential of the southern Apennines*. In: SPENCER A. M. ED., *Generation, accumulation and production of Europe's hydrocarbons*, Spec. Publ. European Assoc. Petroleum Geosci., **1**, 381-387.
- CASNEDI R. (1964) - *Rapporti tra il flysch ed il Pliocene nella valle del Fiume Basento-Stigliano (Potenza)*. *Atti Soc. It. Sc. Nat. e Mus. Civ. Milano*, **103**, 235-247.
- CASNEDI R. (1988a) - *Subsurface basin analysis of fault-controlled turbidite system in Bradano Trough, southern Adriatic Foredeep, Italy*. *AAPG Bull.*, **72** (11), 1370-1380.
- CASNEDI R. (1988b) - *La fossa bradanica: origine, sedimentazione e migrazione*. *Mem. Soc. Geol. It.*, **41**, 439-448.
- CASNEDI R., CRESCENTI U. & TONNA M. (1982) - *Evoluzione dell'avanfossa adriatica meridionale nel Plio-Pleistocene, sulla base di dati di sottosuolo*. *Mem. Soc. Geol. It.*, **24**, 243-260.
- CATALANO S. (1993) - *Deformazioni polifasiche nel sistema a thrust dell'Appennino Lucano: caso delle dorsali di Stigliano ed Accettura*. *Boll. Soc. Geol. It.*, **112**, 659-669.
- CATALANO S., CARBONE S. & LENTINI F. (1993 a) - *Il Flysch di Gorgoglione nell'ambito dell'evoluzione dell'Appennino lucano*. *Giornale di geologia*, **55**, 165-178.
- CATALANO S., MONACO C., TORTORICI L. & TANSI C. (1993 b) - *Pleistocene strike-slip tectonics in the Lucanian Apennine (Southern Italy)*. *Tectonics*, **12**, 656-665.
- CELLO G. & NUR A. (1988) - *Emplacement of foreland thrust system*. *Tectonics*, **7**, 261-271.

- CELLO G., PALTRINIERI W. & TORTORICI L. (1987) - *Caratterizzazione strutturale delle zone esterne dell'Appennino meridionale*. Mem. Soc. Geol. It., **38**, 155-161.
- CELLO G., TORTORICI L., MARTINI N. & PALTRINIERI W. (1989) - *Structural styles in the frontal zones of the Southern Apennines, Italy: an example from the Molise district*. Tectonics, **8** (4), 753-768.
- CENTAMORE E., CHIOCCHINI U. & MORETTI A. (1971) - *Geologia della zona tra Acerenza e Avigliano (provincia di Potenza)*. Studi Geologici Camerti, **1**, 97-122.
- CIARANFI N. (1972) - *Flysch di Gorgoglione*. Boll. Serv. Geol. d'It., Suppl. **92**, 101-114. Roma.
- CIARANFI F. & LOIACONO F. (1983) - *Il Flysch Numidico nel quadro dell'evoluzione tettonico-sedimentaria inframiocenica dell'Appennino meridionale*. Dip. Geol. Geof. Univ. Bari, **16**, 1-43.
- CITA M. B. (1975) - *Planktonic foraminiferal biozonation of the Mediterranean Pliocene deep-sea record*. A revision. Riv. Ital. Paleont., **81**, 527-544.
- COCCO E., CRAVERO E., ORTOLANI F., PESCATORE T., RUSSO M., SGROSSO I. & TORRE M. (1972) - *Les facies sedimentaires du bassin Irpinite (Italie meridionale)*. Att. Acc. Pontiniana, Napoli, n.s. **21**, 1-13.
- COCCO E., CRAVERO E., ORTOLANI F., PESCATORE T., RUSSO M., TORRE M. & COPPOLA L. (1974) - *Le unità irpine nell'area a Nord di Monte Marzano, Appennino meridionale*. Mem. Soc. Geol. It., **13**, 607-654.
- COLELLA A. (1979) - *Medium-scale tractive bedforms and structures in Gorgoglione Flysch (lower Miocene; Southern Apennines, Italy)*. Boll. Soc. Geol. It., **98**, 483-494.
- COPPOLA L. (1993) - *Evoluzione tettonica e meccanismi deformativi della media Valle del Basento*. Boll. Soc. Geol. It., **112**, 159-179.
- COTECCHIA V., RICCHETTI E. & POLEMIO M. (1991) - *Studio delle caratteristiche del fondovalle del F. Basento fra Pisticci Scalo e la foce, finalizzato all'ottimizzazione dell'intervento antropico*. Mem. Soc. Geol. It. **47**, 587-608.
- CRESCENTI U. (1966) - *Osservazioni sulla stratigrafia dell'Appennino meridionale alla luce delle ricerche micropaleontologiche*. Boll. Soc. Geol. It., **85**, 541-579.
- CRESCENTI U. (1975) - *Sul substrato pre-pliocenico dell'avanfossa appenninica dalle Marche allo Ionio*. 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., DE ROSA R., SONNINO M. & ZUFFA G.G. (1990) - *Significato dei depositi vulcanoclastici della formazione delle Tuffiti di Tusa (Miocene inferiore, Lucania meridionale)*. Boll. Soc. Geol. It., **109**, 743-762.
- CRITELLI S. & LOIACONO F. (1988) - *Provenienza e dispersione dei sedimenti nel Flysch di Gorgoglione (Langhiano-Tortoniano, Appennino Lucano): implicazioni sull'evoluzione delle mode detritiche arenacee nell'orogene sudappenninico*. Mem. Soc. Geol. It. **41**, 809-826.
- D'ARGENIO B., PESCATORE T.S. & SCANDONE P. (1973) - *Schema Geologico dell'Appennino meridionale (Campania e Lucania)*. Atti del Convegno sul tema: "Moderne vedute sulla geologia dell'Appennino", Acc. Naz. Lincei, 49-72.
- DAZZARO L. & RAPISARDI L. (1984) - *Nuovi dati stratigrafici, tettonici e paleogeografici della parte settentrionale dell'Appennino dauno*. Boll. Soc. Geol. It., **103**, 51-58.
- DE CAPO P., DI DONATO V., DI STASO A. & GIARDINO S. (2003) - *Preparation techniques and methodological approach to calcareous nannofossil analysis in silico- and clastic turbidites*. Cour. Forsch.-Inst. Senckenberg, **244**, 105-127.
- DELA PIERRE F., LOZAR F. & POLINO R. (1997) - *L'utilizzo della tettonostratigrafia per la rappresentazione cartografica delle successioni metasedimentarie nelle aree di catena*. Mem. Soc. Geol. It., **49**, 195-206.
- DE LORENZO G. (1896) - *Studi di Geologia nell'appennino meridionale*. Atti Accad. Sc. Fis. Mat. In Napoli, **8**, 1-128.
- DE LORENZO G. (1904) - *Geologia e geografia fisica dell'Italia meridionale*. Laterza, Bari, 1-241.
- DEL PRETE M., BENTIVENGA M., COPPOLA L. & RENDELL H. (1994) - *Aspetti evolutivi dei reticoli*

- calanchivi a sud di Pisticci*. *Geologica Romana*, **30**, 295-306.
- DELL'ANNA L., LAVIANO R. & LOIACONO F. (1988) - *Caratteri composizionali di alcune facies pelitiche del Flysch di Gorgoglione (Torrente del casale, Alta valle del Fiume Agri)*. *Mem. Soc. Geol. It.*, **41**, 827-839.
- DEWEY J.F., HELMAN M.L., TURCO E., HUTTON D.H.W. & KNOTT S.D., (1989) - *Kinematics of the western Mediterranean*. In: COWARD M.P., DIETRICH D., PARK R.G. (eds), *Alpine Tectonics*. Geological Society, London. Special Publications, **45**, 265-283.
- DOGLIONI C. (1990) - *The global tectonic pattern*. *Journal Geodyn.*, **12**, 21-38.
- DOGLIONI C. (1991) - *A proposal for the kinematic modelling of W-dipping subduction -Possible applications to the Tyrrhenian - Apennines system*. *Terra Nova*, **3**(4), 423-434.
- DOGLIONI C., HARABAGLIA P., MARTINELLI G., MONGELLI F. & ZITO G. (1996) - *A geodynamic model of the Southern Apennines accretionary prism*. *Terra Nova*, **8**, 540-547.
- DONDI L. & PAPPETTI I. (1965) - *Sul ritrovamento di una microfauna con Miogypsina e Lepidocyclusina al fondo del pozzo Contursi I (m. 3478) nel Cilento*. *Geol. Rom.*, **4**, 7-40.
- FLANDRIN J. (1948) - *Contribution a l'etude du nummulitique algerien*. *Bull. Serv. Carte Geol. Algerie*. Alger, **19**, 1-346.
- 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 Nannofossil Biostratigraphy in the Mediterranean region*. *Micropaleontology*, **42**, 1-36.
- FORNELLI A., LOSITO R., GUAGLIARDI A. & MASSENZIO A. (1988) - *Provenienza delle arenarie di Corleto*. *Giornale di Geodinamica*, sez. 3, **51/2**, 63-79.
- GALLICCHIO S. & MAIORANO P. (1999) - *Revised stratigraphy of the Serra Palazzo Formation, a Miocene foredeep turbidite succession of the Southern Apennines (Italy)*. *Riv. It. Paleont. Strat.*, **105/2**, 287-302.
- GALLICCHIO S., MARCUCCI M., PIERI P., PREMOLI SILVA I., SABATO L. & SALVINI G. (1996) - *Stratigraphical data from a cretaceous claystones sequence of the "Argille varicolori" in the southern Apennines (Basilicata, Italy)*. *Paleopelagos*, **6**, 261-272.
- GAMBASSINI P., (1967) - *Il conglomerato di Serra del Cedro presso Tricarico (Matera)*. *Atti Acc. Gioenia Sc. Nat. in catania*, s. **VI**, **18**, suppl. *Sc. Geol.*, 153-157.
- GRYZBOWSKI J. (1921) - *Contributo agli studi della struttura geologica dell'Italia meridionale*. *Boll. Soc. Geol. It.*, **40**, (1-2), 85-97.
- GUEGUEN E., DOGLIONI C. & FERNANDEZ M. (1998) - *On the post 25 Ma geodynamic evolution of the western Mediterranean*. *Tectonophysics*, **298** (1-3), 259-269.
- GUERRERA F., MARTÍN-MARTÍN M., PERRONE V. & TRAMONTANA M. (2005) - *Tectono-sedimentary evolution of the southern branch of the western tethys (Maghrebian Flysch Basin and Lucanian Ocean): consequences for Western Mediterranean geodynamics*. *Terra Nova*, **17**(4), 358-367.
- HEIKE MERLIN O., LA VOLPE L., NAPPI G., PICARRETA G., REDINI R., & SANTAGATI G. (1971) - *Note illustrative alla Carta Geologica d'Italia, Fogli 186 e 187 S. Angelo dei Lombardi e Melfi*. Servizio Geologico d'Italia, 1-188.
- IETTO A. (1965) - *Su alcune particolari strutture connesse alla tettonica di sovrascorrimento dei Monti Picentini (Appennino meridionale)*. *Boll. Soc. Natur. In Napoli*, **74**, 65-85.
- KNOTT & TURCO (1991) - *Late Cenozoic kinematics of the Calabrian arc, Southern Italy*. *Tectonics*, **10**, 1164-1172.
- LAZZARI S. & SANTANGELO N. (1996) - *Morpho-Evolutional model of the Basento river middle valley (Basilicata Region, Southern Italy)*. *Atti del Convegno AIQUA-MTSN, Trento, 7-9 febbraio 1996*, 29-30.
- LENTINI F. (1969) - *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**, Suppl. *Sc. Geol.*, Catania, 529-556.
- LENTINI F. (1979) - *Le unità Sicilidi della Val d'Agri (Appennino lucano)*. *Geologica Romana*, **18**, 215-224.

- LENTINI F., CARBONE S., CATALANO S. & MONACO C. (1995) - *Tettonica a thrust neogenica nella catena appenninico-magrebide: esempi dalla Lucania e dalla Sicilia*. Studi Geologici Camerti, (Special Issue), **2**, 19-26.
- LIMANOWSKI M. (1913) - *Die grosse Kalabrische Decke*. Bull. Int. Acad. Sc. Cracovie, Cl. Sc. Math., s. A, **6A**, 370-385.
- LOIACONO F. (1974) - *Osservazioni sulle direzioni delle paleocorrenti nel Flysch di Gorgoglione (Lucania)*. Boll. Soc. Geol. It., **93**, 1172-1155.
- LOIACONO F. (1981) - *Contributo alla ricostruzione paleogeografica del bacino di sedimentazione del Flysch di Gorgoglione (Lucania)*. Boll. Soc. Geol. It., **100**, 193-211.
- LOIACONO F. (1993) - *Geometrie e caratteri deposizionali dei corpi arenacei nella successione stratigrafica del Flysch di Gorgoglione (Miocene superiore, Appennino Meridionale)*. Boll. Soc. Geol. It., **112**, 909-922.
- LOIACONO F. & SABATO L. (1987) - *Stratigrafia e sedimentologia di depositi pleistocenici di fan-delta nel margine appenninico della Fossa Bradanica (Tricarico, Basilicata)*. Mem. Soc. Geol. It., **38**, 275-296.
- LOIACONO F. & SBARRA R. (1991a) - *Caratteri sedimentologici della Formazione di Serra Palazzo nei dintorni di Tricarico (Basilicata)*. Mem. Soc. Geol. It., **47**, 157-166.
- LOIACONO F. & SBARRA R. (1991b) - *Carbonate olistoliths in a foredeep succession, Southern Apennines (Miocene)*. Giornale di Geologia, serie 3, **53/2**, 227/233.
- MAGGIORE & WALSH (1975) - *I depositi Plio-Pleistocenici di Acerenza (Potenza)*. Boll. Soc. Geol. It., **94**, 93-109.
- 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 litosphere*. Tectonics, **5**, 227-245.
- MARSELLA E., BALLY A.W., CIPPITELLI G., D'ARGENIO B. & PAPPONE G. (1995) - *Tectonic history of the Lagonegro Domain and Southern Apennine thrust belt evolution*. Tectonophysics, **252**, 307-330.
- MARSELLA E., PAPPONE G., D'ARGENIO B., CIPPITELLI G. & BALLY A.W., (1992) - *L'origine interna dei terreni lagonegresi e l'assetto tettonico dell'Appennino meridionale*. Rend. Acc. Sci. Soc. Naz. Lett. e Arti in Napoli, **59**, 73-101.
- MARTINI E. (1971) - *Standard Tertiary and Quaternary calcareous nanoplankton zonation*. In FARINACCI A. (ed.) "Proceedings of the II Planktonic Conference", Roma, 1970. Ed. Tecnoscienza, **2**, 738-785. Roma
- MATTIONI L., TONDI E., SHINER P., RENDA P, VITALE S. & CELLO G. (2006) - *The Argille varicolori unit in Lucania (Italy): a record of tectonic offscraping and gravity sliding in the Mesozoic-tertiary Lagonegro Basin, southern Apennines*. In: MORATTI G. & CHALOUAN A. (eds). *Tectonics of the Western Mediterranean and North Africa*. Geological Society, London, Special Publication, **262**, 277-288.
- MAZZOLI S. (1992) - *Structural analysis of the mesozoic Lagonegro units in SW Lucania (Southern Italian Apennines)*. Studi Geologici Camerti, **XII**, 117-146.
- MENARDI NOGUERA A. & REA (1998) - *Structural evolution of the Lucanian Apennines, Southern Italy*. Journal of Structural Geology, **20**, 5, 617-638.
- MICONNET P. (1988) - *Evolution Mesozoique du secteur de Lagonegro*. Mem. Soc. Geol. It., **41**, 321-330.
- 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., TORTORICI L. & PALTRINERI W. (1998) - *Structural evolution of the Lucanian Apennines, Southern Italy*. Journal of Structural Geology, **5**, 617-638.
- MORLEY C. K. (1988) - *Out-of-Sequence Thrust*. Tectonics, **7**, 539-561.
- MOSTARDINI F., BRIGNOLI G. & RIVA A. (1988) - *Appennino meridionale: caratteristiche geochimiche e mineralogiche delle "Argille varicolori" incontrate da alcuni sondaggi*. Mem. Soc. Geol. It., **41**, 265-284.
- 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. & PIRINI C. (1966) - *Stratigrafia del Foglio 212 Montalbano Ionico*. Boll. Serv. Geol. Ital., **87**: 57-153, Roma.
- OKADA H. & BUKRY D. (1980) - *Supplementary modification and introduction of code numbers to the Low-latitude Coccolith biostratigraphic zonation (BUKRY, 1973, 1975)*. Marine Micropaleontology, **5**, 321-325.
- OGNIBEN L. (1960) - *Schema introduttivo allo schema geologico della Sicilia nord-orientale*. Riv. Min. Sic., **11**, 183-212, Palermo.
- OGNIBEN L. (1969) - *Schema introduttivo alla geologia del confine Calabro-Lucano*. Mem. Soc. Geol. It., **8**, 453-763.
- ORI G.G. & FRIEND P.F. (1984) - *Sedimentary basins formed and carried piggy-back on active thrust sheets*. Geology, **12**, 475-478.
- PAGLIARO S. (1999) - *Geologia dei Monti del Sannio: Stratigrafia dell'Unità del Sannio e rapporti con il massiccio del Matese*. Tesi di Dottorato, Pisa, pp. 1-138.
- PAGLIARO S. (2003) - *Geologia della finestra tettonica di Campagna (Monti Picentini-Salerno)*. Arte Tipografica Editrice, Napoli, 1-62.
- PALMENTOLA G. (1967) - *Sui rapporti tra la "formazione di Stigliano" e la "formazione di Serra Palazzo" nei dintorni di Tolve (Potenza)*. Boll. Soc. Natur., Napoli, **76**, 291-297.
- PALMENTOLA G. (1969) - *Osservazioni stratigrafiche sulla formazione di Serra Palazzo nei dintorni di Campomaggiore (Potenza)*. Atti Acc. Gioenia Sc. Nat., Catania, s.7, **1**, 41-48.
- PALMENTOLA G. (1970) - *Nuovi dati e considerazioni sulla formazione di Serra Palazzo in Lucania*. Mem. Soc. Geol. It., **9**, 81-90.
- PATACCA E., SARTORI R. & SCANDONE P. (1990) - *Tyrrhenian basin and Apenninic arcs: kinematic relations since Late Tortonian times*. Mem. Soc. Geol. It., **45**, 425-451.
- PATACCA E. & SCANDONE P. (1989) - *Post Tortonian mountain building in the Apennines. The role of the passive sinking of a relict lithospheric slab*. In: The Lithosphere in Italy (eds. A. BORIANI, M. BONAFEDE, G.B. PLICCARDO, G.B. VAI). Atti Conv. Lincei, **80**, 157-176.
- 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 an orogen: the Apennines and adjacent Mediterranean Basins". Kluwer Acad. Publ., 401-440.
- PATACCA E. & SCANDONE P. (2007) - *Geology of the Southern Apennines*. Boll. Soc. Geol. It. (Ital. J. Geosci.), Spec. Issue No. **7** (2007), pp 75-119, CROP-04 (ed. by A. MAZZOTTI, E. PATACCA AND P. SCANDONE).
- PATACCA E., SCANDONE P., BELLATALLA M., PERILLI N. & SANTINI VV. (1992) - *The Numidian sand event in the Southern Apennines*. Mem. Soc. Geol. It., **43**, 297-337.
- PESCATORE T.S. (1978) - *Evoluzione tettonica del bacino Irpino (Italia meridionale) durante il Miocene*. Boll. Soc. Geol. It., **97**, 783-805.
- PESCATORE T.S. (1988) - *La sedimentazione miocenica nell'Appennino centro-meridionale*. Mem. Soc. Geol. It., **45**, 27-46.
- PESCATORE T.S., POZZUOLI A., STANZIONE D., TORRE M., HUERTAS F. & LINARES J. (1980) - *Caratteri mineralogici dei sedimenti pelitici del Flysch di Gorgoglione (Lucania, Appennino meridionale)*. Periodico di Mineralogia, **49**, 293-330.
- PESCATORE T.S., RENDA P., SCHIATTARELLA M. & TRAMUTOLI M. (1999a) - *Stratigraphic and structural relationships between meso-cenozoic Lagonegro basin and coeval carbonate platforms in southern Apennines, Italy*. In: Basin Dynamics and Basin fill: Models and Constraints, part 1. S. CLOETINNGH, B. D'ARGENIO, R. CATALANO, F. HORWARTH & W. SASSI (Editors) Tectonophysics, Special Issue, **315**, 269-286.
- PESCATORE T.S., RENDA P. & TRAMUTOLI M. (1988) - *Rapporti tra le Unità Lagonegresi e le Unità Sicilidi nella Media Valle del Basento, Lucania (Appennino Meridionale)*. Mem. Soc. Geol. It., **41**, 353-362.
- PESCATORE T.S., RENDA P. & TRAMUTOLI M. (1992) - *Tufiti di Tusa e Flysch Numidico nella Lucania*

- Centrale. Rend. Acc. Sc. Fis. Mat. della Soc. Naz. Scienze, Lettere ed arti Napoli. IV-LIX.
- PESCATORE T.S., RENDA P. & TRAMUTOLI M. (1999) - *Carta geologica della Lucania centrale (Appennino meridionale)*. Scala 1:50.000. Regione Basilicata. Stabilimento Salomone, Roma.
- PESCATORE T.S., SALVATI G. & TRAMUTOLI M. (1980) - *Regressive depositional cycles in the Gorgolione flysch. Irpinids, Southern Italy*. Geol. Rom., **19**, pp. 51-61.
- PESCATORE T.S. & SENATORE M.R. (1986) - *A comparison between a present-day (Taranto Gulf) and a Miocene (Irpina Basin) foredeep of the southern Apennines (Italy)*. In: Foreland Basins (ed. by P.A. ALLEN and P. HOMEWOOD). Spec. Publ. Int. Ass. Sediment., **8**, 169-182.
- PESCATORE T.S. & TRAMUTOLI M. (1980) - *I rapporti tra i depositi del Bacino Irpino nella media valle del Basento (Lucania)*. Rend. Acc. Sci. Fis. Matem. della Soc. Naz. Sci. Lettere ed Arti, Napoli, **47**(4), 19-41
- PIEDILATO S., PROSSER G., PARENTE M. & DOGLIONI C. (2000) - *Stratigraphy and structural evolution of the Lagonegro units from the Southern Apennines (Basilicata, Italy)*. Mem. Soc. Geol. It., **55**, 141-147.
- PIERI P., VITALE G., BENEDEUCE P., DOGLIONI C., GALLICCHIO S., GIANO S.L., LOIZZO R., MORETTI M., PROSSER G., SABATO L., SCHIATTARELLA M., TRAMUTOLI M. & TROPEANO M (1997) - *Tettonica quaternaria nell'area bradanica*. Il Quaternario, **10** (2), 535-547.
- PREMOLI SILVA I., RETTORI R. & VERGA R. (2003) - *Practical manual of Paleocene and Eocene Planktonic Foraminifera*. Tipografia Pontefelcino, Perugia, 1-152.
- PROSSER G., SCHIATTARELLA M., TRAMUTOLI M., DOGLIONI C., HARABAGLIA P. & BIGOZZI A. (1996) - *Una sezione rappresentativa dell'Appennino Meridionale*. In: Conferenza scientifica sulla Ricerca Scientifica in Basilicata, Università della Basilicata, Potenza, 29 Febbraio - 1 Marzo.
- QUITZOW H.W.H.W. (1935) - *Der deckenbau des Kalabrischen massivsund seiner randgebiete*. Abh. Ges. Wiss. Göttingen, Mat. Phys. Kl, s. **3**, (13), 63-179.
- RICCHETTI G. (1967) - *Lineamenti geologici e morfologici della media valle del Basento*. Boll. Soc. Geol. It., **86**, 607-622
- RICCHETTI G. (1980) - *Contributo alla conoscenza strutturale della fossa Bradanica e delle Murge*. Boll. Soc. Geol. It., **99**, 421-430.
- RIO D., RAFFI I. & VILLA G. (1990) - *Pliocene-Pleistocene calcareous nannofossils distribution patterns in the western Mediterranean*. In: KASTENS K.A., MASCLE J. *et alii*, Proc. ODP. Sci. Results., **107**, 513-533.
- RIO D., SPROVIERI R. & DI STEFANO E. (1994) - *The Gelasian Stage: a proposal of a new chronostratigraphic unit of the Pliocene Series*. Riv. It. Paleont. Strat., **100**, 103-124.
- ROYDEN L., PATACCA E. & SCANDONE P. (1987) - *Segmentation and configuration of subducted lithosphere in Italy: an important control on thrust belt and foredeep-basin evolution*. Geology, **15**, 714-717.
- ROURE F., CASERO P. & VIALLY R. (1991) - *Growth processes and melange formation in the southern Apennines accretionary wedge*. Earth and Planet. Sci. Lett., **102**, 395-412.
- SABATO L. (1996) - *Quadro stratigrafico-deposizionale dei depositi regressivi nell'area di Irsina (Fossa Bradanica)*. Geol. Rom., **32**, 219-230.
- SBARRA R. (1993) - *Lithostratigraphic and sedimentologic features of the Serra Palazzo Formation (Miocene of Southern Apennines)*. Giornale di Geologia, ser.3, **55**/1, 189-199.
- SBARRA R. (1994) - *La sedimentazione torbidaica nella avanfossa medio-miocenica dell'Appennino Meridionale*. Tesi di dottorato di Ricerca in Scienze della Terra, Bari, 1-175.
- SCANDONE P. (1967) - *Studi di geologia lucana: la serie calcareo-silico-marnosa ed i suoi rapporti con l'Appennino calcareo*. Boll. Soc. Natur. in Napoli, **76**, 1-175.
- SCANDONE P. (1972) - *Studi di geologia lucana: Note illustrative della carta dei terreni della serie calcareo-silico-marnosa*. Boll. Soc. Natur. in Napoli, **81**, 225-300.
- SCANDONE P. & SGROSSO I. (1974) - *La Successione miocenica dell'alta Vallimala nella finestra tettonica di Campagna (Monti Picentini)*. Boll. Soc. Geol. It., **93**, 1043-1047.
- SELLA M., TURCI C. & RIVA A. (1992) - *Sintesi geopetrolifera della fossa Bradanica*. Mem. Soc. Geol. It., **41**, 87-107.

- SELLI R. (1962) - *Il paleogene nel quadro della geologia dell'Italia meridionale*. Mem. Soc. Geol. It., **3**, 737-789.
- SERRA-KIEL J., HOTTINGER L., CAUS E., DROBNE K., FERRANDEZ C., JAUHRI A.K., LESS G., PAVLOVEC R., PIGNATTI J., SAMSO J.M., SCHAUB H., SIREL E., STROUGO A., TAMBAREAU Y., TOSQUELLA J. & ZAKREVSAYA, E. (1998) - *Larger foraminiferal biostratigraphy of the Tethyan Paleocene and Eocene*. Bulletin de la Société Géologique de France, v. **169**, 281-299.
- SERVIZIO GEOLOGICO D'ITALIA (1968) - *Carta geologica d'Italia, F. 200 Tricarico*, scala 1:100.000. Direttori rilevamento, A. Valduga e L. Ogniben, coordinatore A. Valduga, II ed., Poligrafica e Car-tevalori, Napoli.
- SGROSSO I. (1983)- *Alcuni dati sulla possibile presenza di una quarta piattaforma carbonatica nell'Appennino meridionale*. Rend. Soc. Geol. It., **6**, 31-34.
- SGROSSO I. (1986) - *Criteri ed elementi per una ricostruzione paleogeografica delle zone esterne dell'Appennino meridionale*. Mem. Soc. Geol. It., **35**(1), 203-228.
- SGROSSO I. (1992) - *Nuovi dati biostratigrafici sul Miocene di M. Alpi (Lucania) e conseguenti ipotesi paleogeografiche*. Mem. Soc. Geol. It., **41**(1988), 343-351.
- SGROSSO I. (1994) - *Sulla posizione paleogeografica del Bacino di Lagonegro (Appennino meridionale)*. Boll. Soc. Geol. It., **113**, 179-194.
- SPROVIERI R. (1992) - *Mediterranean Pliocene biochronology: an high resolution record based on quantitative planktonic foraminifera distribution*. Riv. It. Paleont. Strat., **98**, 61-100.
- SPROVIERI, R. & HASEGAWA, S. (1990) - *Plio-Pleistocene benthic foraminifera stratigraphic distribution in the deep-sea record of the Tyrrhenian Sea (ODP Leg 107)*. In KASTENS, K.A., MASCLE, J., et alii, Proc. ODP, Sci. Results, 107: College Station, TX (Ocean Drilling Program), 429-459.
- TORRE & ZAMPARELLI (1990) - *Terreni Triassici lagonegresi in Irpinia*. Boll. Soc. Geol. It., **109**, 723-734.
- TURCO E. (1976)- *La finestra tettonica di Campagna (Monti Picentini, Salerno)*. Boll. Soc. Nat. Napoli, **85**, 23-35.
- TURCO E., MARESCA R. & CAPPADONA P. (1990) - *La tettonica plio-pleistocenica del confine calabro-lucano: modello cinematico*. Mem. Soc. Geol. It., **45**, 519-529.
- VAN DIJK J.P., BELLO M., BRANCALEONI G.P., CANTARELLA G., COSTA V., FRIXA A., GOLFETTO F., MERLINI S., RIVA M., TORRICELLI S., TOSCANO C. & ZERILLI A. (2000) - *A regional structural model for the northern sector of the Calabrian Arc (southern Italy)*. Tectonophysics, **324**, 267-320.
- ZUPPETTA A., RUSSO M. & TURCO E. (1984) - *Alcune osservazioni sulle "Tufiti di Tusa" nell'area compresa tra la Valsinni e Rocca Imperiale (confine calabro-Lucano)*. Boll. Soc. Geol. It., **103**, 623-627.

PROGETTO

CARG

PROGETTO

CARG

PROGETTO

CARG

PROGETTO

CARG

PROGETTO

CARG

PROGETTO

CARG