

**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 433

ARIANO IRPINO

A cura di

M. Torre¹, S. Di Nocera¹ & F. Matano¹

con contributi di:

G. Bais¹ (sismica), C. Basso¹ (informatizzazione dei dati geologici), G. Ciampo¹ (biostratigrafia), S. Ciarcia¹ (attività estrattive), M. Valletta² (idrogeologia e dissesto dei versanti)

¹ Dipartimento di Scienze della Terra - Università di Napoli "Federico II"

² Dipartimento di Geologia e Ingegneria per il Territorio - Università della Tuscia, Viterbo



CNR

Consiglio Nazionale delle Ricerche

Ente realizzatore

Direttore del Dipartimento Difesa del Suolo-Servizio Geologico d'Italia:
C.CAMPOBASSO

Responsabile del Progetto CARG per il Servizio Geologico d'Italia:
F. GALLUZZO

Responsabile del Progetto CARG per il CNR: **R. POLINO**

Comitato Geologico Nazionale (D.P.C.M. 23-3-1999 e 9-12-1999):
N. Accardi (presidente), G. Arnone, S. Cocco, V. Coccolo, U. Crescenti, G. Ferrandino, M. Grasso, P. Manetti, G. Mariotti, E. Martini, G. Pasquarè, R. Pignone, R. Polino, A. Praturlon, M. Santantonio, F. Trincardi

PER IL SERVIZIO GEOLOGICO D'ITALIA:

Revisione scientifica:

.....

Coordinamento cartografico:

.....

Revisione informatizzata dei dati geologici:

.....

Coordinamento editoriale e allestimento per la stampa:

.....

PER IL CNR:

Funzionario delegato:

P. Manetti (CNR-IGG)

Coordinamento operativo:

A. Cavallin (CNR-IDPA)

Allestimento editoriale e cartografico per la stampa della Banca Dati:

F. Grieco (CNR-IDPA), **S. Sterlacchini** (CNR-IDPA), **S. Sironi** (Università di Milano-Bicocca)

Coordinamento informatizzazione:

F. Ardizzone (CNR-IRPI), **S. Sterlacchini** (CNR-IDPA)

Informatizzatori:

C. Basso (Università di Napoli "Federico II"), **F. Grieco** (CNR-IDPA), **S. Sterlacchini** (CNR-IDPA)

Gestione tecnico-amministrativa del Progetto CARG:
M.T. Lettieri (Servizio Geologico d'Italia)

Si ringraziano i componenti del precedente Comitato Geologico Nazionale per il loro contributo scientifico

Stampa:

INDICE

I.	- INTRODUZIONE	Pag.	5
II.	- STUDI PRECEDENTI	»	7
III.	- INQUADRAMENTO GEOLOGICO REGIONALE	»	14
IV.	- STRATIGRAFIA	»	17
	<i>Materiali e metodi delle analisi biostratigrafiche</i>	<i>»</i>	<i>19</i>
1.	- UNITA' TETTONICA DI FRIGENTO	»	23
1.1.	- Formazione di M. Facito	»	23
1.2.	- Calcarei con Selce	»	24
1.3.	- Scisti Silicei	»	25
1.4.	- Flysch Galestrino	»	26
1.5.	- Flysch Rosso	»	27
1.6.	- flysch numidico.	»	30
2.	- UNITA' TETTONICA DEL FORTORE	»	31
2.1.	- Gruppo delle Argille Variegata	»	31
2.2.	- Formazione di Corleto Perticara	»	33
2.3.	- flysch numidico.	»	34
3.	- UNITA' TETTONICA DELLA DAUNIA	»	35
	Sub-unità tettonica di Massa Sicuranza		
3.1.	- Calcareni, marne ed argille di M. Sidone	»	36
3.2.	- Flysch di Faeto	»	37
3.3.	- Marna argillose del Toppo Capuana	»	38
3.4.	- Tripoli	»	39
3.5.	- Evaporiti del M. Castello	»	39
	Sub-unità tettonica del Vallone del Toro		
3.6.	- Argilliti policrome del Calaggio	»	41
3.7.	- Argilliti con gessi di Mezzana di Forte	»	43
4.	- UNITA' STRATIGRAFICHE SINOROGENETICHE DEL MIOCENE MEDIO – SUPERIORE.	»	43
4.1.	- Formazione del Vallone Ponticello	»	43
4.2.	- Formazione di Villanova del Battista	»	45
5.	- UNITA' STRATIGRAFICHE SINOROGENETICHE DEL MESSINIANO SUPERIORE	»	48
5.1.	- GRUPPO DI ALTAVILLA	»	48
5.1.1	- Formazione del Torrente Fiumarella	»	49
5.1.2	- Molasse di Anzano	»	50

6.	- UNITA' STRATIGRAFICHE A LIMITI INCONFORMI DEL PLIOCENE	»	53
6.1.	- SUPERSINTEMA DI ARIANO IRPINO.	»	53
6.1.1.	- SINTEMA DI ANDRETTA - Formazione della Baronina . . .	»	54
6.1.2.	- SINTEMA DI BOSCO DI CONTRA -Formazione di Scampitella . .	»	61
6.1.3.	- SINTEMA DI RUVO DEL MONTE -Formazione di Sferracavallo . .	»	62
7.	- DEPOSITI CONTINENTALI QUATERNARI	»	65
7.1.	- DEPOSITI UBIQUITARI FORMATI	»	65
7.1.1.	SINTEMA DI VALLATA.	»	65
7.1.2.	Piroclastiti	»	69
7.1.2.	TUFO GRIGIO CAMPANO	»	69
7.1.4.	Deposito di frana antica	»	70
7.2.	- DEPOSITI FORMATI DISTINTI PER BACINI IMBRIFERI	»	70
	<i>Unità del Bacino del F. Calore</i>	»	70
7.2.1.	SINTEMA DEL F. CALORE.	»	70
	<i>Unità dei Bacini dei Torrenti minori del versante adriatico</i> . . .	»	71
7.2.2.	SINTEMA DEL RIO CONTILLO.	»	71
7.2.3.	SINTEMA DEL T. CERVARO	»	72
7.3.	- DEPOSITI UBIQUITARI IN FORMAZIONE	»	72
V	- TETTONICA	»	74
1.	- PRINCIPALI LINEAMENTI TETTONICI LEGATI ALL'EVOLUZIONE MIO-PLIOCENICA DELLA CATENA	»	74
1.1.	- Strutture tettoniche di primo ordine	»	75
1.2.	- Strutture plicative plioceniche	»	78
2.	- EVOLUZIONE TETTONICA DEL MIOCENE E DEL PLIOCENE	»	79
VI	- LINEAMENTI DI GEOMORFOLOGIA	»	83
VII	- EVOLUZIONE MORFO-STRUTTURALE DEL QUATERNARIO	»	88
VIII	- SISMICITA'	»	92
IX	- ASPETTI DI GEOLOGIA TECNICA E AMBIENTALE	»	96
1.	- IDROGEOLOGIA	»	96
2.	- DISSESTO DEI VERSANTI	»	101
3.	- ATTIVITA' ESTRATTIVE	»	108

<i>ABSTRACT</i>	»	109
<i>LEGEND of Sheet 433</i>	»	113
<i>BIBLIOGRAFIA</i>	»	121

I. INTRODUZIONE

Il foglio n°433 “Ariano Irpino” della Carta Geologica d'Italia alla scala 1:50.000 è ubicato nel tratto campano dell'Appennino meridionale. Il territorio del foglio ricade amministrativamente in massima parte nella Regione Campania (provincia di Avellino) e, per una minore estensione, nella Regione Puglia (provincia di Foggia); i centri abitati più popolosi sono Ariano Irpino e Grotta-minarda. Nell'area del foglio si snodano i più importanti assi viari di comunicazione stradale e autostradale per il collegamento Tirreno-Adriatico, tra Napoli e la Puglia (SS 90 ed autostrada A16 Napoli - Canosa). Anche la linea ferroviaria che collega Caserta a Foggia e Bari attraversa per un tratto il territorio del foglio Ariano Irpino.

Lo spartiacque appenninico attraversa il foglio con un andamento sinuoso e presenta un marcato spostamento verso est in corrispondenza della Baronìa, ove si raggiunge la massima culminazione topografica (Trevico, 1094 m s.l.m.); nell'area sono comprese la parte medio-alta del bacino del fiume Ufita sul versante tirrenico e le alte valli dei torrenti Calaggio e Cervaro sul versante adriatico.

Il lavoro è stato realizzato sulla base dei rilievi geologici eseguiti negli anni 1994/99 nell'ambito del progetto CARG - CNR. I lavori di campagna sono stati

eseguiti seguendo le linee indicate dalla "Guida al Rilevamento" della Carta Geologica d'Italia alla scala 1:50000, edita sui "Quaderni" (serie III) del Servizio Geologico Nazionale a partire dal 1992, e le successive indicazioni di carattere normativo e tecnico comunicate dall'Ufficio CARG del SGN.

I rilievi sono stati effettuati su basi topografiche alla scala 1:10000 e per limitate aree (circa il 30%) alla scala 1:25000; il rilevamento è stato basato su di un criterio litostratigrafico. Le unità stratigrafiche fondamentali risultano pertanto raggruppate, quando necessario, in "gruppi"; al loro interno le formazioni sono state distinte in sottounità ("membri") in base alla frequenza, alla potenza e distribuzione delle litologie presenti. Per la stratigrafia dei terreni continentali quaternari si è ritenuto opportuno adottare come unità di riferimento le "unità a limiti inconformi" (UBSU) come definite dall'I.S.C. (SALVADOR, 1994). I nomi formazionali adottati in legenda sono in massima parte nuovi e quindi non trovano corrispondenza nella precedente edizione della Carta Geologica d'Italia alla scala 1:100.000 del Foglio n° 174 Ariano Irpino (I ed., 1963). Nella precedente edizione infatti l'elencazione dei terreni affioranti seguiva un ordine cronologico, ma non venivano in pratica distinte unità litostratigrafiche, fatta eccezione per la "Formazione di Frigento" e la "Formazione della Daunia", entrambe considerate mioceniche.

Per quanto riguarda la nomenclatura, è da tener presente che per alcune delle unità litostratigrafiche presenti nel foglio sono state adottate denominazioni che non seguono le indicazioni del codice di nomenclatura stratigrafica (SALVADOR, 1994), ma che sono ormai entrate nell'uso ed ampiamente presenti nella letteratura geologica (ad es. "Scisti Silicei", "Flysch Galestrino", ecc).

Nella descrizione dei terreni lo spessore degli strati è stato indicato con la terminologia di CAMPBELL (1967), mentre sono stati definiti banchi gli strati della potenza maggiore di 2 m.

La descrizione delle unità litostratigrafiche comprese nelle unità tettoniche che compongono la struttura di questo tratto di catena segue un ordine stratigrafico, dalle più antiche alle più recenti.

I rilievi sono stati effettuati da C. Basso, S. Ciarcia, F. Matano, sotto la direzione di S. Di Nocera e con la collaborazione di A. Iannace. Durante il rilevamento sono state effettuate anche campionature sistematiche delle varie formazioni. L'attribuzione cronologica delle varie unità cartografate è stata fatta sia sulla base di dati reperibili in letteratura, sia in base ai dati scaturiti dalle analisi di micropaleontologia integrata (foraminiferi, nannofossili calcarei, ostracodi) eseguite da ricercatori del Dipartimento di Scienze della Terra dell'Università di Napoli, in particolare da O. Amore e P. Esposito (nannofossili calcarei), B. Russo e D. Staiti (foraminiferi planctonici del Miocene e Pliocene), con il coordinamento di G. Ciampo (ostracodi). Per i livelli triassici della successione lagonegrese ci si è avvalsi delle analisi di V. Zamparelli.

Le linee generali della sismicità dell'area sono state tracciate in maniera sintetica da G. Bais e A. Rapolla (cap. 7); M. Valletta ha curato alcuni aspetti riguardanti la stabilità dei versanti e le caratteristiche idrogeologiche (cap. 8.1 e 8.2), e S. Ciarcia le attività estrattive (cap. 8.3).

II. STUDI PRECEDENTI

Fino alla fine dell'800 le notizie sulla geologia di questa parte dell'Irpinia sono alquanto limitate. Solo nella seconda metà del secolo, ad opera di CAPELLINI (1869), sono stati riconosciuti terreni in facies di argille scagliose, attribuiti al Cretacico sia per l'identità litologica con quelli dell'Appennino toscano-emiliano, sia per il contenuto paleontologico. L'Autore riconosce, inoltre, terreni eocenici a nummuliti in varie località, e fornisce un lungo elenco di macrofossili provenienti dalle sabbie plioceniche di Ariano Irpino. Nello stesso anno, un ulteriore impulso alle conoscenze geologiche della regione si è avuto in occasione dello studio di un tratto del tracciato ferroviario Napoli - Foggia, ad opera del LANINO (1869), che completa la sua relazione tecnica con una interessante carta geologica. La costruzione delle gallerie per la ferrovia fornisce l'opportunità di effettuare ulteriori accurate osservazioni sui terreni attraversati, e in generale sugli aspetti geologici della regione, sia al LANINO (1872-1875) che al SALMOIRAGHI (1881), al quale si deve il primo lavoro organico della zona dell'Arianese. In tale periodo, TARAMELLI (1886), oltre a fornire antiche notizie sugli eventi naturali accaduti nell'Arianese, elenca i principali terremoti abbattutisi nell'area, evidenziando quelli che in misura maggiore hanno interessato i centri abitati della Baronia.

Tra il 1888 ed il 1916 CASSETTI rileva l'area interessata dal F° Ariano Irpino per conto del Reale Ufficio Geologico. Purtroppo la carta geologica dell'intero foglio non è stata mai pubblicata.

Le ricerche condotte da CHELUSSI (1901) hanno consentito, tra l'altro, di identificare numerose specie di fossili nei terreni pliocenici di Lacedonia e della Baronia, e di estendere (fino all'Oligocene) l'età delle argille scagliose, attribuite in precedenza solo al Cretacico ed all'Eocene.

Un primo organico inquadramento delle conoscenze note fino a quel momento si deve ai contributi di SACCO (1910; 1913), ed in particolare alla sua carta geologica in scala 1:500.000. Infatti tale documento rende possibile - per la prima volta - una organica interpretazione dell'evoluzione geologica di gran parte dell'Italia meridionale. Questa carta geologica rimane valida anche per il decennio successivo, quando viene pubblicata - a cura di LOTTI (1926) - una ulteriore carta geologica, alla medesima scala di rappresentazione, e comprendente gran parte dei territori dell'Italia meridionale: dalla sua lettura risulta chiaramente che poco di nuovo era stato fatto rispetto al lavoro di SACCO.

Nel 1933 MINUCCI, in base ai dati di letteratura, rappresenta cartograficamente la distribuzione delle formazioni plioceniche di tutta la Campania, dando una prima interpretazione paleogeografica del bacino pliocenico marino di questa regione.

MARCHESINI (1941a; b) sulla base di studi eseguiti nel Sannio ed in Irpinia per conto dell'Agip segnala una successione costituita da tre cicli sedimentari, separati da discordanze con trasgressioni: tra il Paleocene? e il Luteziano medio, tra l'Oligocene inferiore e l'Oligocene superiore e tra il Burdigaliano e il Tortonianiano.

DESSAU (1952) nell'area centrale del Foglio Ariano Irpino distingue terreni di età variabile dal Cretacico medio al Pliocene medio. I sedimenti prepliocenici sono attribuiti parte alla facies abruzzese e parte alla "facies umbra". In particolare in quest'ultima facies l'Autore individua lembi di argille varicolori oligoceniche alloctone, su cui poggiano marne ascrivibili al Langhiano e marne sabbiose dell'Elveziano; inoltre, descrive una serie gessoso-solfifera del Miocene superiore, segnalando terreni del Pliocene inferiore, costituiti da conglomerati, sabbie ed argille intensamente tettonizzati, ed una serie post-tettonica rappresentata da sabbie ed argille del Piacenziano e sabbie e conglomerati dell'Astiano.

JACOBACCI & MARTELLI (1957) in una prima relazione sui rilievi del Foglio 174 "Ariano Irpino" esaminano i rapporti tra i sedimenti miocenici, le Argille Varicolori ed i sedimenti pliocenici. Essi sostengono l'autoctonia delle Argille Varicolori, ed affermano che tutti i sedimenti terrigeni si sono formati non prima del Miocene inferiore. Inoltre evidenziano la variabilità laterale dello spessore dei depositi pliocenici, che nella dorsale di Castelbaronia raggiunge i 600 m, ma si riduce notevolmente nei pressi di Grottaminarda.

CROSTELLA & VEZZANI (1964) nei M. della Daunia definiscono le seguenti formazioni del Miocene: F.ne di Serra Funaro, F.ne di Faeto, F.ne di San Bartolomeo, F.ne delle Marne del Toppo Capuana, Molasse di Anzano ed Evaporiti di M. Castello, mentre per il Pliocene vengono distinte la F.ne di Panni e la F.ne dell'Ofanto.

Nelle note illustrative allegate alla Carta Geologica JACOBACCI & MARTELLI (1967) sottolineano che i sedimenti terrigeni del Flysch, il cui spessore d'insieme è valutabile intorno a 1000 m, si sono accumulati rapidamente fino al Miocene superiore per continui apporti di masse litoidi di età pre-miocenica, in sedimenti con microfaune totalmente rimaneggiate. Nei monti della Baronia gli Autori distinguono due cicli sedimentari rappresentati da sedimenti argillosi e sabbiosi, che vengono attribuiti al Miocene superiore e, dubitativamente, al Pliocene inferiore, e da puddinghe poligeniche del Pliocene medio-superiore.

CHIOCCHINI *et alii* (1971) individuano nella Baronia una successione del Pliocene inferiore potente complessivamente 600 m, costituita da sedimenti argillosi nella parte basale, seguiti in continuità da sedimenti sabbiosi ed infine da conglomerati poligenici. In base ad analisi biostratigrafiche, gli Autori riferiscono la successione al Pliocene inferiore e dubitativamente al Pliocene medio, per quanto riguarda i livelli psetitici sommitali. Inoltre definiscono gli ambienti dei vari intervalli litologici variabili dal marino, con profondità inferiori ai 200-300

m per le argille ed i 100-110 m per le sabbie, fino all'infralitorale-deltizio per i conglomerati.

IPPOLITO *et alii* (1974), nella revisione del sondaggio per ricerche di idrocarburi "Irpinia 1", riconoscono una successione rovesciata costituita dal Flysch Galestrino e dal Flysch Rosso che giace tettonicamente su sedimenti calcareo terrigeni di età tortoniano-serravalliana. I depositi carbonatici e terrigeni attraversati in profondità vengono correlati a quelli della Piattaforma abruzzese-campana.

ORTOLANI & APRILE (1976) e ORTOLANI *et alii* (1981) forniscono ulteriori conferme sulla presenza a limitate profondità di un substrato carbonatico nell'area compresa tra il F. Ufita ed i M. Picentini, sulla base di una indagine geoelettrica tarata su sondaggi profondi. Gli Autori individuano a profondità variabile dai 300 ai 2000 m terreni riferibili alle Unità Lagonegresi ed un substrato carbonatico attribuito alla Piattaforma abruzzese-campana.

DAZZARO & RAPISARDI (1983) illustrano i caratteri stratigrafici e sedimentologici della successione evaporitica affiorante a M. Gessara nei pressi di Scampitella, e riconoscono nella parte settentrionale dell'Appennino Dauno terreni confrontabili con quelli delle successioni lagonegresi e talora l'appoggio del Flysch di S. Bartolomeo sul Flysch Numidico.

AMORE (1986) studia i foraminiferi e il nannoplancton calcareo contenuti in una successione nei dintorni di Flumeri, costituita alla base da argille e argille sabbiose di età Serravalliano medio. La successione è troncata da una lacuna stratigrafica Serravalliano superiore -Tortoniano, e continua con depositi gessosi al di sopra dei quali sono stati rinvenuti depositi di facies continentale e di transizione di tipo "Lago-Mare". Ancora più in alto vengono segnalate argille azzurrognole con microfauna già del Pliocene inferiore alto (zona NN14 di MARTINI, 1971).

DI NOCERA & TORRE (1987), nell'area compresa tra Scampitella e Deliceto immediatamente ad E di Ariano Irpino, riconoscono alcune successioni stratigrafiche localmente accavallate tra loro tettonicamente. Vengono descritti i termini marnosi, calcarei e calcareo-marnosi del Flysch di Faeto a cui fanno seguito marne argillose della F.ne di Toppo Capuana, lembi di argille, diatomiti e calcari evaporitici e gessi, e infine, conglomerati, arenarie, marne ed argille del Flysch di Anzano. Queste successioni sono troncate da una coltre di terreni del "Flysch Rosso" dell'Unità Sannitica.

RUSSO (1988a; b) nell'ambito di uno studio biostratigrafico rivolto alle successioni mioceniche affioranti tra Anzano di Puglia e Scampitella, evidenzia che la parte alta delle Marne argillose del Toppo Capuana (zona Anzano di Puglia e del Vallone Cicala a sud-est di Scampitella) è correlabile dal punto di vista bio- e cronostatigrafico con la parte bassa della successione delle Marne argillose del Toppo Capuana affiorante in continuità sul Flysch di Faeto al confine molisano-abruzzese (CIARANFI *et alii*, 1981).

DAZZARO *et alii* (1988) studiano la geologia del margine esterno della Catena Appenninica tra il F. Fortore ed il T. Calaggio, e individuano da ovest verso est tre settori con differente significato geologico-evolutivo rappresentati dall'Unità del Fortore, dall'Unità Dauna e dall'Unità Bradanica. Nel settore occidentale vengono distinti i termini stratigrafici più alti dell'Unità Lagonegrese: Flysch Rosso e Flysch Numidico. Inoltre, vengono evidenziati due lembi di limitata estensione, in contatto tettonico con i terreni lagonegresi, attribuiti all'Unità Sicilide (Calcarei tipo Corleto Perticara, di età Eocene medio, ed arenarie vulcano-clastiche attribuite alle Tufiti di Tusa, di età Oligocene-Langhiano). Sul Flysch Rosso e localmente sul Flysch Numidico, con contatto stratigrafico discordante, gli Autori rinvencono i termini silico-clastici del Bacino Irpino, quali il Flysch di San Bartolomeo e le Marne argillose del Toppo Capuana. Chiudono la successione i terreni dell'Unità di Altavilla di età Tortoniano-Messiniano. Nel settore centrale, l'Unità Dauna è formata dai termini più alti del Flysch di Faeto, fino alle Marne argillose del Toppo Capuana; chiudono la successione l'Unità di Villamaina e l'Unità di Ariano del Pliocene inferiore-medio. Il settore orientale corrisponde all'avanfossa del Pliocene-Pleistocene, dove si sono deposte areniti e peliti dell'Unità Bradanica potente oltre 3000 m.

CANTALAMESSA *et alii* (1988) riconoscono nei depositi della Baronìa e di Ariano Irpino un unico ciclo sedimentario riferibile al Pliocene inferiore-medio.

Nell'area sud-occidentale del Foglio, tra il F. Ufita ed il T. Fredane, DI NOCERA *et alii* (1989) e TORRE & ZAMPARELLI (1990) segnalano la presenza dei termini triassico-cretacici delle Unità Lagonegresi. In particolare lungo il Vallone S. Arcangelo, e fino all'abitato di Frigento, rinvencono una serie spesso alcune centinaia di metri costituita da depositi calcareo-marnosi siliciferi della formazione del Flysch Galestrino, in cui sono tettonicamente inglobati piccoli lembi della Formazione di M. Facito, dei Calcarei con Selce, e degli Scisti Silicei. Inoltre, verso nord, lungo il fiume Ufita, tra Grottaminarda e Gesualdo segnalano la porzione stratigrafica più alta (Cretacico superiore - Miocene) delle Unità Lagonegresi rappresentate dai termini del Flysch Rosso e del Flysch Numidico.

ZAMPARELLI (1993) evidenzia l'importanza della presenza in Irpinia di litotipi recifali paragonabili alla Formazione di M. Facito, in quanto essi rappresenterebbero gli affioramenti più settentrionali riferibili alla unità stratigrafico-strutturale del Bacino Lagonegrese (D'ARGENIO *et alii*, 1973). L'Autore descrive in maniera dettagliata alcune forme fossili di età ladino-carnica, quali coralli coloniali e demosponge, evidenziando che queste associazioni non sono state mai rinvenute nell'Italia centro meridionale e che presentano strette similitudini con quelle descritte nei reef ladino-carnici delle Alpi (Formazione di S. Cassiano) e con quelle segnalate per lo stesso intervallo stratigrafico in Slovenia ed in Turchia.

CANTALAMESSA & DI CELMA (1996) affermano che i depositi terrigeni appartenenti all'Unità di Ariano costituiscono un ciclo sedimentario trasgressivo-

regressivo, limitato inferiormente da una discontinuità che denota un fenomeno di regressione. Tale regressione avrebbe favorito l'incisione fluviale nell'ambito della sottostante successione, costituita dai depositi miocenici del Flysch di S. Bartolomeo e del Flysch Rosso. Gli Autori riconoscono nell'ambito della successione pliocenica cinque sequenze *fining upward*. Il ciclo sedimentario si chiude con conglomerati appartenenti a sistemi di *fan delta*. Segnalano inoltre che durante l'evoluzione del bacino d'Ariano si verificarono intense variazioni tettonico-eustatiche sinsedimentarie.

Nell'ultimo decennio sono state prodotte varie note scientifiche sulla geologia dell'area irpina da parte degli operatori del nuovo rilevamento geologico in scala 1:50.000 del F° 433 - (Ariano Irpino). In questi lavori sono stati pubblicati i risultati dell'approfondimento di alcune tematiche di ricerca connesse al rilevamento; esse riguardano in prevalenza aspetti stratigrafici, sedimentologici, la geologia del Quaternario e la geologia regionale.

AMORE *et alii* (1998) sulla base di uno studio integrato lito- e biostratigrafico delle successioni affioranti nei bacini pliocenici di Ariano Irpino, della Baronia e della dorsale di Anzano di Puglia, riferiscono tali depositi a due distinti cicli sedimentari, caratterizzati entrambi da facies trasgressive condensate basali e regressive sommitali, e da spessori complessivi di 1400 m per il ciclo più antico (*Unità della Baronia* del Pliocene inferiore - Biozona MP14a) e di 700 m per il ciclo più recente (*Unità del Torrente Cervaro* del Pliocene medio - biozone MP14b p.p. - MP15a).

Le successioni clastiche dell'Unità della Baronia, affioranti al margine esterno appenninico nel tratto compreso tra il M. Vulture a Sud ed i monti della Daunia a Nord, sono state interpretate da CIARCIA *et alii* (1998) come due distinti sistemi di *fan delta*, che si sono sviluppati in contesti tettonici differenti e con diverse direzioni dei flussi di alimentazione.

TORRE & CIARCIA (1995) e CIARCIA & TORRE (1996) sulla base dei risultati di dettagliate analisi sedimentologiche e morfometriche, condotte sui conglomerati pliocenici affioranti tra il Beneventano, l'Arianese, la Baronia, la Daunia meridionale e l'alta valle dell'Ofanto, risalgono ai principali caratteri paleoambientali e paleoclimatici operanti durante il trasporto e la deposizione dei ciottoli.

MATANO & STAITI (1998) descrivono le analisi lito- e bio-stratigrafiche di dettaglio condotte lungo il versante meridionale dei monti della Baronia; BARRA *et alii* (1998) illustrano le analisi paleoecologiche di livelli argillosi del Pliocene inferiore rinvenuti nell'Arianese, riferibili a lagune salmastre.

BASSO *et alii* (1996d; 2001) descrivono lo studio litostratigrafico di numerose sezioni stratigrafiche, individuate nell'area compresa tra i torrenti Cervaro, Calaggio e Fiumarella; lo studio è corredato da una preliminare analisi delle facies e da analisi biostratigrafiche delle associazioni a nannoplancton calcareo e

a foraminiferi planctonici. Lo scopo era quello di ricostruire un quadro significativo delle successioni sedimentarie dei bacini del Messiniano nel settore esterno della catena. Sono stati individuati due intervalli sedimentari supra-messiniani (riferibili allo “stadia evaporitico” ed allo “stadia post-evaporitico”) separati da una evidente *unconformity* di natura tettonica.

MATANO (2002) ha approfondito i caratteri stratigrafico-fisici delle Molasse di Anzano ed ha elaborato una prima interpretazione dell'evoluzione tettono-stratigrafica del *foreland basin system* messiniano, evidenziando gli effetti della concomitanza tra la strutturazione tettonica del settore irpino della catena e la crisi di salinità messiniana.

Con riferimento allo studio dei depositi bacinali mesozoico-terziari del dominio lagonegrese, DI NOCERA *et alii* (2000, 2001) hanno analizzato criticamente la letteratura geologica degli ultimi 40 anni sulle unità o falde “sannitiche” e proposto l'introduzione di una nuova unità tettonica, l'Unità di Frigento, confermando anche nei settori ubicati a nord della Valle dell'Ofanto la continuità stratigrafica tra il Flysch Rosso e la Serie calcareo-silico-marnosa già riconosciuta a sud del fiume Ofanto (come risulta in: SCANDONE, 1967; 1972; D'ARGENIO *et alii*, 1973; COCCO *et alii*, 1974; MOSTARDINI & MERLINI, 1986; PESCATORE *et alii*, 1988). Sono state inoltre proposte al riguardo nuove ipotesi paleogeografiche.

Relativamente alla geologia del Quaternario, BASSO *et alii* (1996a) hanno delineato l'evoluzione pleistocenica del paleobacino fluvio-lacustre di Grottaminarda ed hanno brevemente descritto i depositi quaternari ed i principali elementi morfologici e strutturali dell'alta valle del fiume Ufita, mentre BASSO *et alii* (1996b) hanno ricostruito l'evoluzione tra il Tardiglaciale e l'Olocene del versante meridionale della Baronia sulla base dell'analisi di dati litologici, morfologici, strutturali ed archeologici.

MATANO & DI NOCERA (1999) hanno svolto uno studio dei depositi ghiaioso-sabbioso-limosi rubefatti e travertinosi, affioranti nei monti della Baronia (Irpina, Appennino campano-lucano), che sono stati provvisoriamente denominati sintema di Vallata. I terreni in esame risultano interessati da una intensa degradazione, presentandosi ovunque variamente ossidati e rubefatti e localmente interessati da processi di pedogenesi. I caratteri sedimentologici e stratigrafici indicano un ambiente di deposizione criogenico caratterizzato da processi crionivali, ricollegabile agli eventi glaciali del Pleistocene. Se tale ipotesi venisse confermata essi andrebbero a colmare un vuoto nelle testimonianze delle fasi fredde e glaciali quaternarie dell'Appennino centro-meridionale, le quali sono ben evidenti a nord del Matese ed a sud del Massiccio degli Alburni, ma mancano nel settore sannitico-irpino della catena.

III. INQUADRAMENTO GEOLOGICO REGIONALE

L'Appennino meridionale è un segmento del sistema di catene circummediterranee compreso tra l'arco dell'Appennino centro-settentrionale e l'arco calabro. Esso consiste in un sistema arcuato a falde di ricoprimento, caratterizzato da una vergenza africano-adriatica, formatosi in gran parte durante il Neogene. L'evoluzione tettonica mio-pliocenica dell'orogene sud-appenninico si colloca in un contesto di tettonica post-collisionale, legata all'interazione tra la zolla africana, la zolla europea e la microzolla adriatico-apula.

Nel Miocene la costruzione della catena è avvenuta mediante impulsi di maggiore trasporto orogenico ("fasi tettoniche"), intervallati da periodi di relativa calma tettonica e di subsidenza. La propagazione spazio-temporale dell'onda di compressione-estensione è continuata durante il Plio-Pleistocene fino al raggiungimento dell'attuale configurazione, che mostra la catena appenninica compresa tra l'area tirrenica in estensione (ad WSW) e l'avampaese apulo-adriatico indisturbato (ad E).

Le unità di provenienza paleogeografica più interna (unità liguridi, calabridi e sicilidi) si sono strutturate nel corso di fasi tettonogenetiche precedenti l'apertura tirrenica; il loro impilamento è avvenuto infatti dall'Eocene al Miocene inferiore in corrispondenza della convergenza delle placche europea ed africana (Cretacico inferiore-medio/Oligocene superiore-Miocene inferiore) e della rotazione antioraria del blocco sardo-corso (Oligocene/ Miocene inferiore).

Nel Burdigaliano è segnalata un'accentuazione del trasporto orogenico dell'edificio appenninico verso l'avampaese adriatico. Un'altra importante fase di trasporto orogenico è avvenuta nel Tortonian ed è considerata l'ultimo evento compressivo prima dell'apertura tirrenica; un brusco cambiamento

nell'evoluzione tettonica appenninica si ha, infatti, nel Tortoniano superiore a seguito dell'inizio dei processi di *rift* nell'area tirrenica settentrionale ed occidentale (PATACCA & SCANDONE, 1989; PATACCA *et alii*, 1990).

L'attuale assetto dell'Appennino meridionale è dunque in gran parte dovuto a fasi compressive e traslative avvenute tra il Tortoniano superiore ed il Pleistocene inferiore, controllate dall'arretramento flessurale della piastra di avampae-se cui si accompagnava l'ampliamento del bacino di retroarco tirrenico.

Lo stile tettonico dell'Appennino meridionale è riferibile ad un sistema di tipo *duplex* (CINQUE *et alii*, 1993), in cui unità di posizione paleogeografica interna sono avanzate come *roof thrust* sul margine occidentale dell'avampae-se, ricoprendo una falda di sovrascorrimento sepolta. Questa è costituita da unità strutturali riferibili a domini paleogeografici più esterni, già deformate come *sole thrust* e sovrascorse sull'avampae-se apulo (*Piattaforma apula esterna*). Le unità tettoniche di questo settore dell'Appennino meridionale si sono strutturate e accavallate con vergenza orientale sopra un sistema di *foreland thrust belt* sepolto, riferibile alla *Piattaforma apula interna* (MOSTARDINI & MERLINI, 1986) o all'*Apulian thrust system* (LENTINI *et alii*, 1990).

L'esteso sistema di *foreland thrust belt*, prevalentemente sepolto, è riconosciuto dall'Abruzzo al Golfo di Taranto ed è rappresentato dalla *Piattaforma apula interna* strutturata (MOSTARDINI & MERLINI, 1986). Tale dominio strutturale si individua sia in affioramento nella porzione abruzzese-molisana con l'*Unità di Casoli-Bomba* (PATACCA *et alii*, 1992) sia nella porzione campano-lucana della catena con l'*Apulian thrust system* (LENTINI *et alii*, 1990), ove è sepolto dalle falde di provenienza più interna. La falda di sovrascorrimento sepolta è costituita da depositi meso-cenozoici di piattaforma carbonatica di mare basso, stratigraficamente ricoperti da depositi terrigeni marini del Messiniano superiore-Pliocene.

Sul *roof thrust* sono individuabili tre gruppi di falde:

- falde derivate da domini più interni e deformate prima dell'apertura tirrenica;
- falde derivate dalla piattaforma carbonatica "appenninica" *Auctt.* e dai suoi margini;
- falde derivate da domini di bacino profondo, originariamente interposto tra due piattaforme carbonatiche, la più orientale delle quali è riconoscibile nella falda sepolta.

Nell'Appennino meridionale si riconoscono una serie di archi minori, l'arco molisano-sannitico, l'arco campano-lucano e l'arco calabro-peloritano, individuati in tempi via via più recenti da nord verso sud (CINQUE *et alii*, 1993) probabilmente a partire dal Pliocene medio. L'area irpina ricade nella zona di transizione tra il segmento molisano-sannitico a nord e il segmento campano-lucano a sud. In questa zona le strutture compressive del Pleistocene inferiore del seg-

mento campano-lucano, ad orientazione WNW-ESE, intercettano le strutture di età pliocenica del segmento molisano-sannitico ad andamento NNW-SSE e NW-SE. Questo tratto di catena comprende, da SW verso NE, il gruppo del M. Partenio, il M. Terminio - Tuoro, le valli del Sabato e dell'Ufita, la dorsale di Frigento - M. Forcuso, i rilievi della Baronìa e dell'Arianese, le alte valli del Cervaro e del Calaggio fino al sub Appennino Dauno.

Le unità tettoniche presenti in questo tratto sono riferibili a tre falde di ricoprimento, sovrapposte a partire dal Miocene medio; oltre ad esse si distinguono successioni silico-clastiche sinorogene, riferibili a depocentri di sedimentazione di tipo *thrust-top* e *foredeep*. Le falde sono così posizionate:

- la falda strutturalmente più elevata è costituita da successioni mesocenoziache bacinali (Unità Sicilide: OGNIBEN, 1969; D'ARGENIO *et alii*, 1973);

- la falda intermedia consta di successioni di piattaforma (Unità Alburno-Cervati) e peripiattoforma carbonatica mesozoica, riferibili alla Piattaforma Sudappenninica, e da depositi miocenici calcareo-clastici e silico-clastici da rapportare all'inserimento della piattaforma nella avanfossa ed alla successiva strutturazione in catena (SELLI, 1962; SGROSSO, 1998).

- la falda inferiore è costituita da tre unità tettoniche di importanza regionale, derivate dalla strutturazione del Bacino pelagico Lagonegrese-Molisano, e da unità neogeniche riferibili a bacini di avanfossa e di avampaese. In profondità questa falda è sovrapposta all'unità carbonatica individuata come Piattaforma Apula (pozzi per la ricerca petrolifera Ciccone, Irpinia 1, Nusco 1, Taurasi 1).

Nel Foglio Ariano Irpino, ricadente nella porzione irpina meridionale del settore esterno della catena sudappenninica, affiorano solamente le unità tettoniche della falda strutturalmente inferiore, mentre le unità tettoniche delle altre falde (geometricamente più elevate) si riconoscono solo nelle aree ubicate più a sud e ad ovest. Si distinguono l'Unità di Frigento (DI NOCERA *et alii*, 2000; 2001; 2002), l'Unità del Fortore (DAZZARO *et alii*, 1988; PESCATORE *et alii*, 2000), l'Unità della Daunìa (Unità Dauna in DAZZARO *et alii*, 1988; SENATORE, 1988), accavallatesi con vergenza orientale a partire dal Miocene superiore.

Queste Unità tettoniche derivano dalla deformazione di coperture sedimentarie di età Triassico - Miocene superiore, riferibili probabilmente al margine continentale passivo della microzolla adriatico-apula.

Al di sopra si riconoscono ancora unità sinorogene neogeniche (Serravalliano medio - Pliocene medio), costituite prevalentemente da depositi silico-clastici riferibili a depocentri tipo *wedge-top*.

IV. STRATIGRAFIA

All'interno delle successioni delle unità tettoniche e delle sovrastanti unità sinorogene si distinguono numerose unità litostratigrafiche di vario rango.

La successione dell'Unità di Frigento è costituita da una porzione di età mesozoica (Triassico medio-Cretacico inferiore), nella quale sono rappresentate tutte le unità della ben nota "Serie calcareo-silico-marnosa" della Lucania (cfr. SCANDONE, 1967; 1972), sia pur con scarsi affioramenti e molto smembrate, e da una porzione terziaria. Questa segue in continuità ed è costituita in prevalenza dai depositi calcareo-marnoso-argilloso-silicei del Flysch Rosso, la cui età è compresa tra il Cretacico superiore ed il Burdigaliano. Il dominio paleogeografico originario è da ubicare al margine di una piattaforma carbonatica, in ambiti deposizionali di scarpata - base di scarpata e bacino. La successione evolve quindi con gradualità alle quarzoareniti del flysch numidico.

La successione dell'Unità del Fortore è costituita da depositi fliscioidi, di composizione argilloso-marnoso e calcarea alla base, ed arenacei alla sommità, la cui età è compresa tra il Cretacico superiore ed il Langhiano. La successione dei terreni comprende varie unità litostratigrafiche, quali le "Argille Variegate" (torbiditi calcaree ed emipelagiti, areniti tuffitiche), la formazione di Corleto Perticara (calcarei marnosi, marne, calcilutiti), ed il flysch numidico. L'ambiente di deposizione è un dominio bacinale pelagico.

La successione dell'Unità della Daunia, che occupa la posizione geometrica inferiore nell'edificio tettonico, è caratterizzata da depositi calcarei e pelitici di ambiente di scarpata-bacino, in gran parte torbiditici per flussi provenienti dai settori nord-orientali, e da depositi pre-evaporitici ed evaporitici. L'età è com-

presa tra l'Oligocene ed il Messiniano superiore. L'Unità della Daunia è stata generalmente riferita ad un dominio paleogeografico esterno, prossimo al margine interno della piattaforma Apula.

Sono state distinte due sub-unità: la sub-unità di Mass.a Sicuranza, nella quale dall'Oligocene superiore al Messiniano superiore si susseguono le unità litostratigrafiche delle calcareniti, marne e argille di Monte Sidone, il flysch di Faeto, le marne argillose del Toppo Capuana, Tripoli e le evaporiti del M. Castello; e la sub-unità tettonica del Vallone del Toro (BASSO *et alii*, 2001; 2002), che mostra rapporti (in gran parte alterati dalla intensa tettonizzazione) che si possono ritenere di originario appoggio stratigrafico sul flysch di Faeto e le marne argillose del Toppo Capuana. Essa pertanto costituisce una porzione scolata e deformata dell'Unità della Daunia. In essa sono state distinte due formazioni, di età compresa tra il Tortoniano medio-superiore ed il Messiniano superiore.

Sulle successioni di queste tre unità tettoniche poggiano, come già accennato, depositi sinorogeni di età miocenica e pliocenica. In effetti, sui termini più elevati dell'Unità di Frigento, rappresentati dalle quarzoareniti del flysch numidico, poggiano - con un contatto stratigrafico discordante, generalmente mal esposto - depositi clastici terrigeni e calcarei del Serravalliano medio (formazione del Vallone Ponticello); ugualmente, nell'Unità del Fortore, sulle arenarie numidiche poggiano, con chiara discordanza angolare, torbiditi terrigeni del Tortoniano medio - Messiniano inferiore (formazione di Villanova del Battista); infine, nell'unità della Daunia, un complesso di terreni clastici, continentali e in facies di Lago-Mare, di età Messiniano superiore (gruppo di Altavilla), ricopre in discordanza le sottostanti unità. Le successioni dei depositi pliocenici, che mostrano un limite inferiore di *angular unconformity* sulle sottostanti unità, e sempre mediante *unconformity* sono sottoposte ai depositi sinorogeni più recenti del Pliocene superiore? - Pleistocene superiore?, sono state inquadrate come unità a limiti inconformi, o *Unconformity Bounded Stratigraphic Unit (UBSU)*. Anche le unità distinte nei depositi del Quaternario continentale sono state inquadrate come unità a limiti inconformi.

La descrizione delle unità tettoniche segue l'ordine di strutturazione geometrica, dall'alto verso il basso. Le unità stratigrafiche, invece, sono descritte procedendo dai termini più antichi a quelli più recenti (con riferimento allo schema dei rapporti stratigrafici); esse sono indicate in modo informale, ad eccezione di quelle già note in letteratura. Il quadro complessivo delle attribuzioni cronostatigrafiche è riportato nella Tav. I.

Materiali e metodi delle analisi biostratigrafiche (a cura di G. Ciampo)

L'attribuzione delle età alle diverse unità litostratigrafiche affioranti nel Foglio Ariano Irpino sono derivate da studi originali che utilizzano una biostratigrafia integrata basata prevalentemente su foraminiferi planctonici e nannofossili calcarei. La natura torbidity di molti dei depositi analizzati rende estremamente difficoltoso il riconoscimento delle età studiando un solo gruppo tassonomico, soprattutto per l'entità dei fenomeni di rimaneggiamento riscontrati. I campioni analizzati per il Foglio Ariano Irpino, in modo particolare quelli prelevati in depositi paleogenici, sono risultati spesso poveri o sterili e per lo più caratterizzati da associazioni fossilifere con evidenti fenomeni di dissoluzione. In questo intervallo temporale, le associazioni a nannofossili calcarei hanno fornito migliori risultati rispetto a quelle a foraminiferi planctonici che sono spesso risultate povere e prive di utili *marker* biostratigrafici. Nell'intervallo neogenico, invece, l'integrazione dei dati forniti da entrambi i gruppi tassonomici, ha permesso di migliorare la risoluzione biostratigrafica consentendo una più precisa collocazione temporale delle unità tettono-stratigrafiche e dei terreni ad esse relative.

Oltre ai foraminiferi planctonici e ai nannofossili calcarei, sono stati studiati gli ostracodi e i foraminiferi bentonici, risultati utili nell'intervallo temporale relativo al Miocene superiore e al Pliocene. Sebbene non esistano scale biozonali basate sugli ostracodi, essi hanno fornito alcuni segnali stratigrafici ormai consolidati insieme ad utili indicazioni paleoecologiche.

Tutti i campioni sono stati preparati utilizzando le tecniche standard di laboratorio, e su tutti è stata fatta un'analisi qualitativa delle associazioni.

Per quanto riguarda gli schemi biostratigrafici utilizzati, per i nannofossili calcarei si è fatto riferimento alla "zonazione standard" di OKADA & BUKRY (1980) in cui gli Autori suggeriscono le sigle CP e CN (*Coccoliths Paleogene* e *Coccoliths Neogene*) seguite da numeri progressivi per codificare le zone di BUKRY (1973, 1975). Le biozonazioni "standard" di MARTINI (1971) e OKADA & BUKRY (1980) per i nannofossili calcarei, hanno tuttavia una applicabilità limitata nel bacino mediterraneo a causa della provincialità di questo bacino in particolare durante il medio e tardo Miocene.

Negli ultimi anni sono state elaborate delle nuove scale biostratigrafiche per il Miocene del Mediterraneo, basate su metodi quantitativi applicati alle nannoflore. Esse tengono in conto prima e ultima comparsa delle specie (FO e LO), prima e ultima presenza comune (FCO e LCO) e zone di acme e paracme (NEGRI, 1989; FORNACIARI & RIO (1996); FORNACIARI *et alii* (1996) (fig. 1). Tuttavia, a causa dei notevoli apporti terrigeni che caratterizzano le successioni ubicate in corrispondenza del margine tettonicamente attivo dell'orogene appenninico, il riconoscimento della *Last Occurrence* (LO) e della *Last Common Occurrence* (LCO) delle specie, risulta di difficile identificazione. Ciò limita

STANDARD ZONATIONS				MEDITERRANEAN ZONATIONS				Present work																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																								
Martini, 1971		Okada & Bukry, 1980		Ellis, 1979		Theodoridis, 1984		Zone		Subzone		Events																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																				
NN9 Discoaster hamatus	↑ 13 band ↑ 1 band	CN7 Discoaster hamatus	CN7b C. calyculatus CN7c H. carteri	↑ 13 band ↑ 1 band	Discoaster hamatus	Eu-discoster Eu-discoster hamatus	↑ 13 band ↑ 1 band	MNN9 Discoaster bellus PRZ	MNN8 H. bellus - H. stalis PRS H. bellus gr. IZ	MNN8b H. bellus - H. stalis PRS MNN8c H. bellus - H. stalis PRS MNN8d H. bellus - H. stalis PRS	MNN7 Helicospaera walberridensis PRZ	MNN6 Calcidiscus heteromorphus PRZ Helicospaera walberridensis PRZ	MNN5 Sphenolithus heteromorphus PRZ Helicospaera walberridensis PRZ	MNN4b Sphenolithus heteromorphus ALZ MNN4c Helicospaera ampliaperia - Sphenolithus heteromorphus IZ	MNN4 Helicospaera ampliaperia																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																	

Fig. 1. Zonazione del nanoplankton calcareo del Miocene medio-superiore per l'area mediterranea (FORNACIARI *et alii*, 1996).

l'applicazione di metodiche quantitative, consentendo solo una valutazione qualitativa dell'età in termini di "non più antica di" basandosi sulla specie di più recente comparsa (AMORE *et alii*, 1992; DE CAPOA *et alii*, 2003). Si è utilizzato quindi, sia per i nannofossili calcarei che per i foraminiferi planctonici, il concetto del bioorizzonte. Le proprietà più diffusamente utilizzate per definire dei bioorizzonti sono basate, per i microfossili planctonici, sulla *First Occurrence* (FO) e, solo ove possibile, sulla *Last Occurrence* (LO) del *marker* fossile. Tuttavia, allo scopo di migliorare la risoluzione biostratigrafica si è cercato di utilizzare il maggior numero di bioeventi possibili, integrando le "zonazioni standard" con gli schemi biostratigrafici elaborati per l'area mediterranea da FORNACIARI *et alii* (1996), pur tenendo conto del fatto che tali schemi sono basati su metodologie quantitative. E' stata in particolare utilizzata, per l'intervallo temporale relativo al Serravalliano, la FO di *Calcidiscus macintyre* ≥ 11 micron che in associazione con *Calcidiscus leptoporus*, *Coccolithus miopelagicus*, *C. pelagicus*, *Discoaster variabilis*, *Helicosphaera carteri*, *H. walbersdorfensis*, tra gli altri, definisce la subzona MN6b (parte alta) di FORNACIARI *et alii* (1996).

Per quanto riguarda i foraminiferi planctonici, gli schemi biozonali utilizzati sono quelli di IACCARINO & SALVATORINI (1982) e IACCARINO (1985). Tali schemi sono stati integrati, in particolare per la suddivisione del Miocene medio, con quelli di estremo dettaglio elaborati da FORESI *et alii* (1998) (fig. 2). Per la stratigrafia del Pliocene, basata sui foraminiferi planctonici, è stato adottato lo schema proposto da RIO *et alii* (1994) nel quale la serie pliocenica è suddivisa in tre piani: Zancleano, Piacenziano e Gelasiano, corrispondenti rispettivamente a Pliocene inferiore, medio e superiore. Lo schema biostratigrafico cui si è fatto riferimento è essenzialmente quello proposto da SPROVIERI (1992; 1993). In questo schema, viene mantenuta la suddivisione biozonale, emendata, di CITA (1972; 1975), operando tuttavia un'ulteriore suddivisione della zona MPI4 nelle subzone MPI4a e MPL4b sulla base della scomparsa di *Globorotalia puncticulata* e della biozona MPI5 nelle subzone MPI5a e MPI5b, in base alla scomparsa di *G. bononiensis*.

I foraminiferi bentonici e gli ostracodi, non sono stati usati estesamente come *marker* biostratigrafici, perché, essendo appunto organismi bentonici, risentono molto più del plancton dei vincoli paleoecologici, rendendo incerta la FO o la LO evolutiva. Tuttavia vi è, fuor di dubbio, un rinnovamento ripetuto di queste associazioni tra il Miocene superiore e il Quaternario (SPROVIERI, 1985; CIAMPO, 2004) che permette di datare, in assenza del dato del plancton, con una certa precisione successioni anche di ambiente prossimale. Particolarmente utili sono risultati gli ostracodi negli estesi affioramenti attribuibili al Messiniano superiore affioranti nel foglio. Tali terreni, individuati anche sulla base della posizione stratigrafica, sono risultati spesso sterili o peggio, ricchi di foraminiferi planctonici rimaneggiati dal Tortonian o Messiniano inferiore. La presenza, seppur sporadica, di specie dulcicole di ostracodi o riconducibili alle faune a

Cyprideis del Messiniano superiore, ha permesso di fornire il riscontro paleontologico per tali successioni prima considerate di età più antica.

1. UNITA' TETTONICA DI FRIGENTO

L'unità tettonica è costituita, come già accennato, da una successione litostratigrafica originariamente continua; i depositi della porzione superiore (riferibili a parte delle successioni "sannitiche" *Auctt.*, affioranti estesamente nell'Appennino campano-lucano) rappresentano la originaria prosecuzione stratigrafica della successione mesozoica lagonegrese, che affiora nei pressi dell'abitato di Frigento. Essi si presentano generalmente sradicati dal loro basamento mesozoico a causa di uno scollamento tettonico che si è verificato nei livelli pelitici della porzione cretacea della successione. Nell'area del Foglio Arianò Irpino l'originario contatto stratigrafico tra Flysch Rosso e Flysch Galestrino, che documenta la continuità stratigrafica tra le due porzioni di successione, si è conservato in forma relitta in alcuni settori ad est di Frigento (DI NOCERA *et alii*, 2000). Questo dato conferma quanto già riconosciuto in Irpinia, a S del F. Ofanto, ed in Lucania da vari Autori (SCANDONE, 1967; 1972; D'ARGENIO *et alii*, 1973; IPPOLITO *et alii*, 1973; COCCO *et alii*, 1974; MOSTARDINI & MERLINI, 1986; PESCATORE *et alii*, 1988).

A partire dal Triassico superiore e fino al Cretacico inferiore le unità litostratigrafiche che costituiscono questa unità tettonica appartengono ad ambienti deposizionali francamente bacinali; successivamente, nel Terziario, i depositi documentano una evoluzione ad ambienti di transizione scarpata - base di scarpata e bacino.

Il dominio paleogeografico originario è da ubicare al margine di una piattaforma carbonatica.

Sull'unità poggiano, con contatto stratigrafico inconforme mal esposto, depositi clastici terrigeni e calcarei del Serravalliano medio - Tortonian medio superiore (formazione del Vallone Ponticello).

1.1. FORMAZIONE DI MONTE FACITO (FAC)

I termini attribuiti a questa unità affiorano per brevi tratti lungo le sponde del Vallone S. Arcangelo (DI NOCERA *et alii*, 1989; TORRE & ZAMPARELLI, 1990), che scende dalle pendici settentrionali del rilievo di Frigento verso il fiume Ufita.

I depositi osservati comprendono:

- calcisiltiti ed arenarie fini, micacee, di colore giallastro;

- marne siltose grigio-verdi e rosse, con sottili intercalazioni calcarenitiche.

Le peliti sono interessate da sottile laminazione parallela e incrociata a piccola scala e contengono piccoli frustoli carboniosi e rari foraminiferi bentonici. Le calcareniti presentano gradazione, laminazione parallela ed incrociata a piccola scala ed impronte da carico alla base; contengono piccoli frammenti di gusci di molluschi e foraminiferi bentonici;

- calciruditi e calcareniti grigie di aspetto pseudobrecciato e stratificazione indistinta, contenenti ricche associazioni di organismi di scogliera e di periscogliera, tra i quali coralli, spugne calcaree, echinidi, alghe, brachiopodi.

I limiti con la sovrastante unità non sono esposti e potrebbero essere tettozzati. La base non è affiorante.

Lo spessore complessivo dei tre piccoli affioramenti cartografati è di circa 20 metri. La sedimentazione è avvenuta in ambito bacinale, con locale sviluppo di biocostruzioni.

Le microfaune a piccoli foraminiferi bentonici (Involutinacea) rinvenute nei calcari di scogliera di questa Unità indicherebbero un'età ladino-carnica (ZAMPARELLI, 1991); l'attribuzione al Triassico medio-superiore sarebbe confermata anche dalle associazioni a poriferi e coralli che mostrano precise affinità con quelle presenti nei *reef* ladino-carnici della F.ne di S. Cassiano, nelle Alpi calcaree meridionali (ZAMPARELLI, 1993).

I terreni descritti sono stati correlati con la F.ne di Monte Facito della "serie calcareo-silico-marnosa" della Lucania, la cui età è stata considerata da diversi Autori Triassico medio (SCANDONE, 1967; 1972; WOOD, 1981; MICONNET, 1983; 1988); Triassico inferiore - medio - Carnico basale? (CIARAPICA *et alii*, 1988); Triassico inferiore - medio (CIARAPICA *et alii*, 1990); Scitico - Ladinico (CIARAPICA & PASSERI, 2000).

Sulla base dei dati discussi si riporta un'età Triassico medio-superiore (Ladinico – Carnico *p.p.*) per l'unità **FAC**.

1.2. CALCARI CON SELCE (SLC)

A est dell'abitato di Frigento e lungo la strada che da questa località porta a Sturmo si osserva una successione composta prevalentemente da calcari micritici e calcilutiti di colore grigio perla in strati sottili e medi, in parte dolomitizzati, con lenti di selce scura e intercalazioni di marne calcaree e silicifere di colore rosso vinaccia e giallo, di calcareniti gradate e rare calciruditi grigie. La successione presenta un limite inferiore di natura tettonica ed un limite superiore concordante e graduale con la formazione **STS**; essa ha uno spessore complessivo affiorante di circa 120 m.

In loc. Castelluccio è presente una grossa cava ove sono esposti circa 70 m della successione. Dal basso verso l'alto si distinguono:

- calciruditi grigie parzialmente dolomitizzate, con clasti di selce e di calcareniti, in strati di medio spessore interessati da una fitta rete di fratture piccole e grandi riempite da calcite spatica;

- calcilutiti grigio-perla in strati sottili separati da esili interstrati marnosi scuri;

- calcari dolomitici micritici e calcilutiti grigie con liste di selce scura con limite non sempre netto, in strati di spessore medio (10-20 cm) talora gradati e con sottile laminazione piano-parallela o debolmente ondulata;

- alternanza di marne calcaree e selciose di colore rosso vinaccia, giallo e verdastro e calcari grigi in strati di spessore medio o sottile;

- calcareniti e calcari micritici in strati sottili con intercalazioni marnose silicee giallognole e di argilliti rosso-violacee.

La componente di resti organici riconoscibili nelle microfacies, costituita essenzialmente da sottili gusci di lamellibranchi pelagici, radiolari e rari piccoli foraminiferi, non è cronologicamente significativa. Tuttavia la correlazione con i Calcari con Selce della "serie calcareo-silico-marnosa" della Lucania (zone di Lagonegro e Sasso di Castalda) è ritenuta molto probabile, sulla base delle strettissime analogie delle litofacies e delle biofacies riconosciute (TORRE & ZAMPARELLI, 1990).

Le litofacies vanno riferite a depositi bacinali profondi con flussi torbidity. Negli affioramenti della Basilicata l'età è stata riferita al Triassico superiore (SCANDONE, 1967; 1972; MICONNET, 1983), Carnico parte alta - Norico inferiore (VRIELYNCK, 1987), Carnico-Norico (AMODEO *et alii*, 1991).

L'età dell'unità **SLC** è Triassico superiore (Carnico *p.p.* -Norico).

1.3. SCISTI SILICEI (STS)

Ai Calcari con Selce seguono verso l'alto piccoli lembi di peliti silicifere e radiolariti policrome, ben visibili nei dintorni dell'abitato di Frigento. Si tratta di radiolariti ed argilliti silicee aciculari di colore rosso scuro, grigio, violaceo e verde, con rare intercalazioni di calcareniti gradate e calcilutiti silicizzate.

Presso il campo sportivo di Frigento affiorano, per uno spessore di circa 25 metri, argilliti silicifere di colore rosso scuro, frequentemente ridotte in minuti aghi e scaglie per clivaggio da fratturazione, e diaspri in strati sottili e molto sottili, vivacemente colorati (rosso vinaccia, bruno violaceo e giallo-verdognolo). Sono presenti rare intercalazioni di calcilutiti silicee giallastre massive e piccole liste di selce grigia, con laminazione piano-parallela, e calcareniti fini, gradate e silicizzate.

La successione presenta i limiti inferiore e superiore concordanti e gradualmente con le formazioni **SLC** e **FYG**; essa ha uno spessore variabile da poche decine

di metri (ad es. lungo la mulattiera che collega Sturno a Frigento) fino a circa 100 m.

Il contenuto microfaunistico è dato da radiolari, rare spicole di spugna, rari frammenti di gusci sottili di lamellibranchi e rarissimi foraminiferi arenacei (*Ammodiscidae*), non significativi.

Le litofacies vanno riferite a depositi bacinali profondi con flussi torbidity distali.

In accordo con IPPOLITO *et alii* (1974) questi depositi di bacino profondo, in virtù della ben evidente identità delle lito- e biofacies e della posizione stratigrafica, possono essere correlati con gli *Scisti silicei* della Lucania; in questa regione la loro età era ritenuta Dogger - Malm (SCANDONE, 1967; 1972; MICONNET, 1983). Secondo MICONNET (1988) le radiolariti si estendono fino al Titonico medio. Nei classici affioramenti della Lucania AMODEO (1996, 1999) riconosce associazioni di radiolari del Norico superiore-Retico p.p. e del Giurassico medio e superiore, fino al Titonico.

L'età è compresa tra il Triassico superiore (Retico) ed il Giurassico.

1.4. FLYSCH GALESTRINO (FYG)

Il Flysch Galestrino è costituito in prevalenza da argilliti più o meno silicifere di colore nerastro, o anche grigio cenere, violaceo, verdognolo, dalla tipica alterazione in forme prismatiche appuntite di qualche centimetro di lunghezza ("galestri"), alle quali sono associate calcareniti fini e calcilutiti silicifere, calcari marnosi e marne di colore ocreo o biancastro.

Nella parte basale della successione risultano prevalenti le facies calcaree silicizzate, costituite da calcilutiti e calcari marnosi silicizzati, a frattura prismatica, policromi, con intercalazioni millimetriche di argilliti nerastre. Verso l'alto si passa ad alternanze di pacchi di strati decimetrici di calcilutiti, calcari marnosi, argille marnose e argilliti silicee aciculate. I calcari marnosi possono essere massivi o laminati, silicizzati e alterati, grigi o giallognoli-rossastri, talora "pae-siniformi" con frattura prismatica. Le argille marnose e le argilliti silicee sono di color grigio scuro con livelli violacei, giallognoli e azzurrastrati; si osservano anche rari livelli di calcareniti gradate. La parte superiore della formazione risulta costituita essenzialmente da argilliti fissili e argille marnose silicee grigie o nerastre con bande policrome (gialline, arancione, viola, lavagna), con sottili intercalazioni di calcilutiti e calcareniti silicee fini gialle e grigiastre a frattura prismatica o con rari pacchi metrici di strati calcareo-marnosi.

Lungo la mulattiera che sale da Sturno all'abitato di Frigento, si osserva una successione che si estende dai Calcari con Selce al Flysch Galestrino, separati da soli pochi metri di diaspri, che rappresentano una facies condensata degli Scisti Silicei. A mezza costa affiorano calcilutiti grigie con liste di selce poli-

croma (grigio scura, violacea, azzurrognola) di spessore decimetrico, passanti a calcari silicei grigi e policromi di aspetto cristallino con liste di selce grigia, riferibili ai Calcari con Selce; intorno a q. 840 ai calcari silicei si intercalano diaspri policromi ed argilliti silicee grigie e policrome (Scisti Silicei) e rapidamente si passa a calcilutiti e marne silicizzate policrome, che si alterano in “galestri”, sottilmente stratificate, con laminazione piano-parallela e livelli millimetrici di argilliti nerastre (parte basale del Flysch Galestrino).

Lo spessore complessivo è difficilmente valutabile per la notevole deformazione osservabile anche alla mesoscala che comporta diffusi locali raddoppi della successione. Dal contatto basale con gli Scisti Silicei, visibile a Piano S. Filippo presso Frigento, al passaggio sommitale ai primi termini del Flysch Rosso è possibile stimare uno spessore complessivo di circa 300 m.

Generalmente il contenuto organico è limitato ad abbondantissimi radiolari e rare spicole di spugna.

Si tratta di depositi bacinali profondi con flussi gravitativi calciclastici.

La posizione stratigrafica e le peculiari caratteristiche delle litofacies, sia pur in assenza di forme cronologicamente significative, fanno ritenere molto probabile la correlazione di questi terreni con il Flysch Galestrino della *serie calcareo-silico-marnosa* lagonegrese, e pertanto una sua età riferibile al Cretacico inferiore (SCANDONE, 1967; IPPOLITO *et alii*, 1974).

1.5. FLYSCH ROSSO (FYR)

In una vasta area compresa tra gli abitati di Gesualdo, Fontanarosa e la dorsale che si sviluppa tra Mirabella Eclano e Frigento sono state svolte dettagliate analisi litostratigrafiche nelle successioni calcareo clastiche, marnose ed argilloso-marnose del Flysch Rosso.

La formazione ha un limite inferiore mal esposto, originariamente concordante su **FYG**. Sul rilievo di Frigento ed ai suoi margini i termini più bassi della successione del Flysch Rosso risultano costantemente accostati alle calcilutiti ed argilliti del Flysch Galestrino; la non concordanza tra gli strati delle due unità, che talora sembrano essere a contatto mediante superfici meccaniche, può essere il risultato dell'intensa deformazione (faglie, pieghe anche a piccolo raggio, scollamenti) di questi terreni, litologicamente disomogenei, conseguente alle sollecitazioni tettoniche che li hanno coinvolti. La posizione stratigrafica più elevata e la sostanziale continuità dell'età dei terreni fanno ritenere comunque molto probabile che la successione del Flysch Rosso rappresentasse in origine la prosecuzione verso l'alto della serie calcareo-silico-marnosa affiorante nei dintorni di Frigento. I rapporti di continuità stratigrafica tra questi terreni del Flysch Rosso e la successione mesozoica bacinale lagonegrese, già riconosciuti in aree

più meridionali da SCANDONE (1967; 1972), D'ARGENIO *et alii* (1973), COCCO *et alii* (1974), MOSTARDINI & MERLINI (1986) e PESCATORE *et alii* (1988), sono tuttavia almeno in parte documentabili in affioramento: in effetti, nelle loc. Contrada Panizza e Sterparo di Fratta, tra Frigento e Carpignano, si osserva un passaggio stratigrafico parzialmente mascherato dalle coperture detritiche con concordanza tra le giaciture stratali rinvenute nel Flysch Rosso e nel Flysch Galestrino.

Nel Flysch Rosso è stato possibile distinguere nella porzione inferiore un membro prevalentemente calcareo (**FYR₂**), il quale evidenzia rapporti eteropici con la formazione indifferenziata (**FYR**). E' stata distinta inoltre una litofacies calcareo-clastica con subordinati livelli pelitici (**FYR_a**).

La formazione (**FYR**) è costituita da alternanze di argilliti marnose e marne di vario colore, talora silicizzate, e calcilutiti biancastre, con subordinati livelli di risedimenti carbonatici lito- e bioclastici ad alveoline, nummuliti, frammenti di alghe, di gusci di rudiste, ecc. Le argilliti talora contengono blocchi lapidei calcareo-marnosi. Nella parte più alta della successione le marne argilloso-siltose biancastre, rosate e gialle contengono *clay-chips* verdi, calcareniti bioclastiche gradate e laminate, calcisiltiti e calcilutiti chiare in strati sottili. Nel complesso il rapporto calcare/pelite è prossimo a 1. L'unità **FYR** passa superiormente al flysch numidico.

I campioni raccolti sono per la maggior parte sterili, specialmente quelli raccolti nei livelli più bassi. Più in alto le associazioni scarse e in cattivo stato di conservazione hanno fornito un'età non più antica dell'Oligocene superiore, per la presenza tra i nannofossili calcarei di *Triquetrorhabdulus carinatus* (biozona CP 19b) in associazione con *Coccolithus pelagicus* e *C. eopelagicus*. Nella porzione più alta della successione il ritrovamento di *Globigerinoides trilobus* tra i foraminiferi planctonici e di *Sphenolithus heteromorphus* tra i nannofossili calcarei (biozona CN3) associati a specie per lo più rimaneggiate, indicano un'età non più antica del Burdigaliano superiore.

Si tratta di successioni marine di base di scarpata-bacino, formate da depositi da flussi gravitativi e da emipelagiti.

L'età del Flysch Rosso sulla base dei dati biostratigrafici e della posizione geometrica è compresa tra il Cretacico superiore ed il Burdigaliano superiore.

In affioramento i maggiori spessori di Flysch Rosso si riscontrano nell'area sud-occidentale del Foglio, tra Fontanarosa e Gesualdo, dove la potenza raggiunge i 500-550 m; lo spessore massimo valutabile è di circa 800 m.

Le migliori esposizioni si osservano al margine meridionale del territorio di Grottaminarda, in alcuni scavi e cave inattive a nord della frazione Carpignano. Tra Carpignano e loc. Cave di Pietra affiora una successione di un centinaio di metri di potenza costituita dal basso da 15-20 m di brecciole calcaree e calcareniti biancastre ad orbitoidi, in strati medio-spessi, con evidenti strutture torbiditiche con rare intercalazioni di marne rosse e verdi scagliettate (**FYR_a**); tale in-

tervallo evolve quindi a 80-90 m di un'alternanza di argille marnose e marne avana organizzate in banchi metrici; calcisiltiti avana poco cementate con orbitoidi; banchi di calcareniti bioclastiche e rosate gradate e con laminazione piano-parallela contenenti *clay-chips* e resti di alveoline, nummuliti, orbitoidi in genere e frammenti di rudiste; calcilutiti in strati centimetrici di colore biancastro e marne argillose biancastre pulverulente contenenti *clay-chips* verdastri.

Nella porzione medio-superiore dell'unità è ben diffusa la litofacies (**FY-R_a**), costituita da alternanze di strati spessi e molto spessi di brecciole gradate e calcareniti laminate a nummuliti ed alveoline, calcari marnosi bianco crema, calcilutiti e marne calcaree, argille marnose rosate e argilliti grigie e rosso scuro; il rapporto calcare/pelite è in genere molto maggiore di 1. Lo spessore in affioramento di questi livelli può raggiungere anche 300-350 m.

Le esposizioni più significative si osservano nei dintorni di Fontanarosa (cimitero, loc. Paradiso, loc. S.Pietro) dove affiorano al di sotto di una sviluppata copertura detritico-piroclastica. Si tratta prevalentemente di alternanze di calcareniti e calcilutiti bianche, talvolta marnose con caratteri torbiditici, organizzate in strati spessi fino a mezzo metro, argille marnose grigio chiaro e rossastre. Le successioni in oggetto si presentano di solito molto deformate ed i rapporti con i terreni a tetto ed a letto non sono visibili; tuttavia sembrano passare gradualmente ai livelli argillitici della formazione.

Poco ad est di Carpignano, in loc. F.na Schiavone, affiorano in una vecchia cava circa 30 m di successione costituita in gran parte da banchi metrici di calcareniti bioclastiche e rosate con *clay-chips*, gradate e con laminazione piano-parallela, intercalati subordinatamente da calcilutiti in strati decimetrici di colore biancastro e marne argillose biancastre, grigie e rosate.

Sul fianco meridionale di Monte Triggiano, 3 km a nord di Monteleone di Puglia, la litofacies **FYR_a** affiora in una cava inattiva, con una potenza visibile di circa 25 m, ed in altri punti del rilievo per una potenza totale stimabile nell'ordine di 50-60 m. L'assetto strutturale è quello di un'anticlinale coricata. Nella cava la successione si presenta rovesciata ed inizia con un banco di calcarenite avana bioclastica gradata, laminata e con impronte di fondo; seguono circa 10 m di calcareniti e calcilutiti chiare bioclastiche in strati medio-sottili laminati con intercalazioni pelitiche centimetriche rappresentate da argille marnose e marne verdi scagliettate, talora in strati lentiformi (rapporto calcare/pelite > 1). La successione prosegue con un altro banco spesso circa 2 metri di calcarenite grossolana che tra l'altro contiene elementi di selce bruna; infine sono presenti 10-12 metri di marne ed argille marnose verdi e rosse sottilmente stratificate e localmente scagliettate, cui si alternano calcareniti e brecciole calcaree bioclastiche in strati gradati di spessore medio. Il rapporto calcare/pelite è di poco maggiore di 1.

I campioni analizzati sono risultati, in genere, scarsamente fossiliferi e poco indicativi; solo in alcuni di essi l'analisi ha indicato un'età non più antica

dell'Oligocene (biozona CP19a) per la presenza di *Cyclicargolithus abisectus* e *Dictyococcites bisectus*.

L'età di **FYR_a** sulla base dei dati biostratigrafici e della posizione geometrica è compresa tra l'Oligocene ed il Burdigaliano.

membro calcareo (FYR₂)

Il membro **FYR₂** è costituito da calciruditi e calcareniti biolitoclastiche con alveoline e nummuliti in strati spessi o molto spessi, cui seguono calcareniti e calcilutiti torbiditiche di colore biancastro con subordinate intercalazioni di marne argillose ed argilliti rosse e verdi. Localmente alla base si rinvencono livelli di argilliti e marne verdi, grigie e rosse con sottili intercalazioni di calcari marnosi e calcilutiti silicizzate e di calcilutiti biancastre con liste e noduli di selce scura. Esposizioni significative sono presenti nella zona tra Grottaminarda e Melito e tra Gesualdo e Fontanarosa dove il membro in questione origina rilievi morfologici locali ed è spesso stato utilizzato per attività estrattive.

I livelli marnosi e silicei più bassi sono pressochè sterili o contengono radiolari e frammenti organici non sicuramente determinabili; tuttavia in pochi casi abbiamo rinvenuto frammenti di orbitoidi, indicanti la presenza del Cretacico superiore *p.p.* In accordo con precedenti datazioni note in letteratura riteniamo che a questi terreni possa essere attribuita un'età non più antica del Cretacico superiore. I successivi livelli, sono costituiti pressochè esclusivamente da risedimenti carbonatici con alveoline e nummuliti, e sono da attribuire al Paleocene - Eocene superiore.

L'età, su basi biostratigrafiche e sulla posizione geometrica, è compresa tra il Cretacico superiore e l'Eocene superiore.

Il membro poggia sui termini del **FYG** e passa verso l'alto a **FYR**, con la cui parte inferiore è eteropico. Lo spessore massimo del membro è di circa 250 m.

Nel centro abitato di Gesualdo in più punti sono visibili tratti di successione costituiti da calciruditi e brecciole calcaree gradate con nummuliti ed alveoline in banchi fino a 2-3 m di spessore, talora amalgamati, alternati a calcareniti avana bioclastiche e rare intercalazioni di calcilutiti biancastre; a tali litotipi si intercalano in maniera molto subordinata e solo localmente strati sottili, talora lenticolari, di argilliti e marne rosse, grigie e verdi molto scagliettate; talora sono anche associati calcari "saccaroidi" biancastri in grossi blocchi privi di stratificazione (loc. Fosso Cavallo, cava a NE del cimitero) e intervalli lenticolari spessi alcuni metri di calcari brecciati bioclastici (Campo sportivo); nella zona del centro storico è visibile un'alternanza di strati medi di calcareniti gradate chiare con liste e noduli di selce scura associate ad argilliti giallastre e grigio-verdi. Il rapporto calcare/pelite è molto maggiore di 1 e la potenza nel centro abitato è non inferiore ai 100 m.

La parte bassa del membro calcareo è visibile in loc. Vallone Ferrara, a sud di Gesualdo (limite Foglio), in lembi lungo la statale 303 all'altezza del Km 7, presso il campo sportivo di Grottaminarda, in loc. Pesco e Pezza la Croce. L'affioramento più significativo è presente nell'alveo ed ai bordi del Vallone Ferrara dove si ritrova una successione potente 40-50 m costituita da calcilutiti e calcari marnosi silicizzati associati ad argilliti grigie e brune, marne silicifere e a livelli centimetrici di diaspri rossastri; tali litotipi si presentano fortemente tettozzati e hanno un assetto antiforme con contatto laterale con i termini calcarei del membro in questione.

Verso la parte alta del membro calcareo si assiste ad una riduzione degli spessori e della granulometria della componente calcarea, con graduale riduzione del rapporto calcare/pelite e passaggio ai termini prevalentemente argillosi del **FYR**. Tale situazione è ben esposta al bordo occidentale del centro storico di Grottaminarda in corrispondenza dell'incisione del T. Palombara.

1.6. FLYSCH NUMIDICO (FYN)

Ai depositi del Flysch Rosso seguono alternanze di quarzareniti, peliti e subordinati calcari riferibili al flysch numidico. Si tratta di depositi di ambiente bacinale marino profondo messi in posto da flussi gravitativi e di emipelagiti.

Il flysch numidico è costituito prevalentemente da quarzareniti di colore grigio o giallo arancio, con granuli di quarzo arrotondato a grana media e grossa e con cemento siliceo, in strati medi e spessi talora gradati, con associate argille marnose grigio-verdi, siltiti rossastre e calcareniti grigie.

Nel settore meridionale dell'abitato di Grottaminarda sono visibili buone esposizioni, con spessori superiori ai 100-150 m. Si tratta di quarzoareniti alle quali si intercalano argille marnose grigio-verdi, quarzosiltiti, quarzoruditi, calcareniti grigie e siltiti rosate. Questi livelli passano verso l'alto a marne ed argille marnose grigio-verdi con intercalazioni di arenarie litiche grigiastre, arenarie quarzoso-litiche brune, areniti ibride e rari strati di calcari marnosi e calcareniti bioclastiche e spongolitiche.

Nel Vallone Penta nei pressi di loc. Prussiano, affiora una successione di circa 70-90 m di quarzoareniti giallo-arancio a grana media, con granuli di quarzo arrotondato e cemento siliceo, in banchi e strati di spessore medio mal cementati intercalati da marne biancastre, argille marnose grigio-chiare e argille giallastre e rossastre in strati decimetrici; subordinatamente sono presenti strati di calcareniti grigie a grana media gradate e siltiti quarzose brune. I terreni descritti in questa zona poggiano su calcareniti e brecciole calcaree a nummuliti ed alveoline del Flysch Rosso. In loc. Fontana Cerasa, la successione quarzoarenitica presenta frequenti intercalazioni di calcareniti sia grigiastre che rosate in strati medio spessi ben cementati che diventano prevalenti sulle areniti. In altre

zone, ad esempio ad ovest di Carpignano, le quarzoareniti sono intercalate frequentemente da siltiti e sabbie fini quarzoso-litiche con rari interstrati pelitici.

Il limite inferiore è concordante su **FYR**; il limite superiore non è mai ben visibile; si suppone l'appoggio discordante della f.ne del Vallone Ponticello e di depositi più recenti.

La potenza massima è di circa 300 m.

In un livello pelitico è stata rinvenuta un'associazione a nannoplancton calcareo molto povera e mal conservata. La presenza di *Discoaster exilis*, *Helicosphaera carteri*, *Coccolithus pelagicus* consente di riferire a tali terreni un'età non più antica del Langhiano (biozona CN4).

In accordo con lavori precedenti (PATACCA *et alii*, 1992) si ritiene di poter attribuire a questi terreni un'età compresa tra il Burdigaliano superiore ed il Langhiano.

2. UNITA' TETTONICA DEL FORTORE

L'Unità tettonica del Fortore (DAZZARO *et alii*, 1988; PESCATORE *et alii*, 2000) è stata istituita nell'area sannitico-irpino-dauna. Essa è costituita da depositi flisciodi di natura argilloso-marnosa e calcarea, con intervalli arenacei alla sommità, la cui età è compresa tra il Cretacico superiore ed il Langhiano, ed affiora estesamente nell'area del foglio con le sue principali unità litostratigrafiche costituenti, quali le Argille Variegate, la formazione di Corleto Perticara ed il flysch numidico.

Su di esse poggiano, con un contatto stratigrafico discordante le torbiditi ter-rigene del Tortoniano medio-superiore - Messiniano inferiore della formazione di Villanova del Battista.

L'unità è stata riferita da un punto di vista paleogeografico ad un dominio di bacino esterno alla Piattaforma sud-appenninica, verosimilmente all'area settentrionale del Bacino lagonegrese-molisano (PESCATORE *et alii*, 2000; DI NOCERA *et alii*, 2002).

2.1. GRUPPO DELLE ARGILLE VARIEGATE (AV)

In questo gruppo sono comprese unità prevalentemente pelitiche e calciclastiche con stratificazione discontinua e generalmente sottile. Le Argille Variegate sono state cartografate estesamente tra le valli del T. Cervaro e del T. Fiumarella e si presentano generalmente subaffioranti con limitate esposizioni significative, caratterizzate in genere da una giacitura caotica.

I litotipi sono costituiti da argille marnose ed argilliti grigie e varicolori, a stratificazione indistinta o discontinua, con intercalazioni lenticolari di marne calcaree, calcari marnosi ("alberese") e calcilutiti talora silicizzate (con alterazione tipo "pietra paesina") e di risedimenti biocalciruditi e biocalcarenitici di

colore bianco, contenenti abbondanti microfaune rimaneggiate (alveoline, nummuliti) e frammenti di rudiste nei litoclasti.

Presso Mass.a Cammisa, tra Zungoli e Monte Molara, risalendo il versante verso est affiorano discontinuamente marne argillose, argilliti fogliettate e marne verdi, grigie e giallastre sottilmente stratificate intercalate da calcareniti fini gradate di colore grigio, calcilutiti grigie e calcari marnosi avana in strati di 10-50 cm; a questo primo intervallo spesso 20-30 m, segue una successione di argille marnose ed argilliti variegata a struttura complessa inglobanti blocchi di calciruditi e brecciole calcaree bioclastiche con prevalenza di orbitoidi. Complessivamente lo spessore visibile è non inferiore ai 50 m.

Risalendo il versante di raccordo tra il T. Fiumarella e M. Molara sono visibili porzioni discontinue di **AV**; all'altezza di Mass.a De Feo nei campi si rinvencono argille marnose varicolori con blocchi di calcari di piattaforma ricchi di frammenti di rudiste (olistoliti) di dimensioni variabili dal metro cubo fino ai 300-400 mc.

Tra Mass.a Susanna e C. Cervaro, a NE di M. Molara affiora in maniera discontinua una successione potente non meno di 100 m rappresentata nella parte bassa da argille e marne grigio-verdi, argilliti verdastre e marne siltose giallastre intercalate da calcari marnosi verdastri; verso l'alto compaiono calcareniti grigiastre gradate e laminate, calcilutiti verdastre, calcari con selce, arenarie quarzose brune e brecciole calcaree glauconitiche, cui sono associati blocchi sparsi di calcari biancastri ricchi in frammenti di coralli e rudiste; la componente litoide aumenta in percentuale verso l'alto. Poco a nord di tale zona, presso l'incrocio tra il T. Cervaro ed il Vallone del Pero, è visibile la sovrapposizione tettonica della successione descritta sui conglomerati basali del Pliocene inferiore appartenenti alla formazione della Baronia.

E' stata riconosciuta e cartografata una litofacies **AV_a** costituita da calcari e calcari marnosi di colore grigio-verdognolo, con subordinati livelli di areniti tuftiche, quarzareniti e argilliti rossastre o policrome.

Ai Monticelli la successione si presenta con assetto monoclinale, direzione N-S ed immersione verso E. Dal basso verso l'alto si osserva un'alternanza di calcari marnosi avana, talora galestriformi, in strati spessi e fratturati intercalati da marne biancastre ed argilliti grigiastre cui si intercalano rari strati di calcareniti fini gradate e laminate in strati medio-spessi; seguono marne argillose verdi e giallastre cui si intercalano, ogni 10-15 m, calcareniti fini grigio-brune in strati medi, arenarie calcaree laminate, calcisiltiti grigie silicifere, calcari marnosi avana e, al passaggio con la soprastante formazione di Corleto Perticara, banchi di brecciole calcaree bioclastiche ricche in orbitoidi (nei litoclasti), strati di areniti e siltiti tuftiche grigio-brune e quarzoareniti intercalate ad argille variegata. La successione descritta ha nel complesso una potenza dell'ordine dei 450-500 m.

Altra successione significativa della litofacies è visibile nell'alveo del T. Cervaro tra Mass.a Ospedale e Mass.a Gambacorta. In sinistra orografica è visibile una successione potente 50-60 m costituita da una fitta alternanza di argille marnose, marne ed argilliti grigio-verdi sottilmente stratificate con intercalazioni, ogni 5-10 m, di calcari marnosi e calcilutiti avana e verdastri in strati medi (20-40 cm), localmente caratterizzati dalla presenza diffusa di fratture con riempimenti di calcite secondaria. L'assetto della successione è monoclinale con direzione all'incirca N-S ed immersione verso ovest. La base non è visibile; verso l'alto si assiste ad un aumento costante delle intercalazioni litoidi.

Le litofacies rappresentano torbiditi calcaree e depositi emipelagici di ambiente di bacino e di scarpata.

La maggior parte dei campioni prelevati nelle **AV** sono sterili o hanno fornito associazioni povere e banali, sia a foraminiferi planctonici che a nannofossili calcarei. Solo un campione ha rivelato un'età non più antica del Coniaciano, per la presenza tra gli altri di *Lithastrinus septenarius* ed *Eiffellithus eximius*. L'età sulla base dei dati biostratigrafici e della posizione geometrica è compresa tra il Cretacico superiore ed un probabile Burdigaliano.

L'unità passa verso l'alto con contatto parzialmente eteropico alla formazione **CPA**.

Lo spessore stimato è di 850 m.

2.2. FORMAZIONE DI CORLETO PERTICARA (CPA)

I depositi calcareo-marnosi-argillitici, localmente galestriformi, raggruppati nella formazione di Corleto Perticara (SELLI, 1962) affiorano estesamente lungo il crinale della dorsale di Frigento - M. Forcuso e sul versante che degrada verso il fiume Ufita.

L'unità è costituita da calcilutiti e calcari marnosi di colore giallognolo con patine mangesifere rosso scure e nerastre, talora silicizzati, in strati medi e spessi alternati a marne calcaree, marne argillose, argilliti silicee e subordinate calcareniti, calcisiltiti e argille siltose grigio-verdi. Ove i depositi si presentano affioranti è possibile distinguere due differenti associazioni di litofacies, ma purtroppo, data l'estensione dei settori in cui la formazione è subaffiorante, non è stato possibile chiarire se esse siano riferibili a due membri differenti e cartografarli separatamente.

La litofacies argillitico-calcareo-silicea è generalmente costituita da sottili alternanze di argilliti, marne, marne calcaree e calcilutiti parzialmente o completamente silicizzate con intercalazioni di calcareniti torbiditiche. Data la natura prevalentemente pelitica è difficile osservarne affioramenti estesi; essa è presente sul versante in destra del fiume Ufita, ove affiorano piccoli spezzoni di sequenze costituite da argilliti e argilliti marnose silicizzate giallognole con sottili intercalazioni calcareo-marnose grigio-giallognole, parzialmente silicizzate e

con patine nerastre lungo le superfici degli strati, o anche da depositi sottilmente stratificati, costituiti da argilliti grigio scure e violacee, argille marnose silicee, calcilutiti talora marnose sia massive che laminate da parzialmente a quasi completamente silicizzate di colore grigio-rosa, bianco-crema e violacee, subordinate calcareniti a grana fine grigio-gialline laminate con *flute-cast* indicanti una provenienza delle paleocorrenti da W-SW verso E-NE.

La litofacies calcareo-marnoso-argillitica è caratterizzata da alternanze di calcilutiti, calcari marnosi e calcareniti a grana medio-fine di natura torbidity di color grigio chiaro e giallognolo con patine di color marrone scuro-nerastre, debolmente silicizzate e alterate, alternate ad argilliti, argille marnose e marne di color grigio-giallognolo. Generalmente tali depositi si presentano intensamente ripiegati e tettonizzati. In particolare affiorano argille ed argille marnose grigie con sottili livelli di calcilutiti e calcari marnosi e strati di calcareniti di color giallo crema e grigio, con patine scure di alterazione, fortemente ripiegati o verticalizzati.

Presso il Monte Forcuso si rinviene una serie ben esposta, potente circa 200 m, costituita da calcilutiti e calcareniti a grana fine massive o con laminazione piano-parallela e *flute-cast*, debolmente marnose e poco silicizzate, alternate a subordinate marne calcaree ed argilliti parzialmente silicizzate. Tali depositi passano verso il basso ai terreni della facies argillitico-marnoso-silicizzata.

La formazione presenta un passaggio graduale latero-verticale sulle Argille Variegata; lo spessore è di circa 300 m.

Numerosi campioni sono risultati sterili o estremamente poveri. Le poche datazioni sono state fornite dai nannofossili le cui associazioni risultano povere e in cattivo stato di conservazione, spesso sono rimaneggiate con abbondanti specie del Cretacico (*Watznaueria biporta*, *Biscutum* sp., *Stradneria crenulata*). Nei campioni stratigraficamente più bassi si segnala la presenza di *Sphenolithus radians*, in associazione con *Zygrhablithus bijugatus* e *S. moriformis*. Più in alto si rinviene *Sphenolithus ciperoensis*, associato a *S. predistentus*, *S. moriformis*, *Coccolithus eoelagicus* (biozona CP19). Nella parte più alta della successione si segnala la presenza di *Triquetrorhabdulus carinatus* (non più recente della biozona CN2), associato a forme rimaneggiate dal Cretacico.

Le litofacies rappresentano torbiditi calcaree e depositi emipelagici di ambiente di bacino - scarpata.

L'età di questa unità, che sulla base dei dati biostratigrafici sarebbe compresa tra l'Eocene superiore e l'Oligocene superiore/Aquitano, dovrebbe probabilmente estendersi fino al Burdigaliano superiore, in quanto si osserva un graduale passaggio verticale al soprastante FYN.

2.3. FLYSCH NUMIDICO (FYN)

La successione delle tipiche arenarie numidiche si presenta con le migliori esposizioni in corrispondenza del settore occidentale e sud occidentale di M. Molara, in alcune piccole cave inattive presenti alla base del rilievo.

La parte bassa della successione è visibile presso C. Procaccini dove affiorano quarzoareniti e quarzoruditi giallo-brune in banchi mal stratificati e fortemente fratturati, cui si intercalano rari straterelli di argille azzurrine, avana e grigiastre talora scagliettate, e strati medi di calcareniti grigiastre; le arenarie, talora gradate, sono costituite quasi esclusivamente da granuli di quarzo arrotondato in scarsa matrice e con cemento siliceo. Lo spessore affiorante è dell'ordine dei 30 m e si evidenzia una diminuzione dello spessore e della granulometria dei livelli arenacei procedendo verso la parte alta della successione.

Alla base di M. Molara, sul fianco SW, affiorano ancora quarzoareniti giallastre in banchi e quarzosiltiti brune in strati medi, alternate a strati sottili talora lenticolari di peliti grigiastre scagliettate; la grana delle areniti è media ed il cemento è costantemente siliceo. Risalendo il rilievo affiorano in maniera discontinua strati da medio-spessi a medi di quarzoareniti che gradualmente denotano una diminuzione dello spessore degli strati e una diminuzione di granulometria; nel contempo sono più frequenti le intercalazioni pelitiche e i livelli di siltiti brune. La potenza complessiva della successione affiorante nella zona di M. Molara è stimabile tra i 250 ed i 300 m.

In alcuni campioni analizzati è stata rinvenuta un'associazione a nannoplancton calcareo non più antica della biozona CN4 con *Discoaster exilis*, *Coccolithus pelagicus*, *Helicosphaera carteri*. L'età sulla base dei dati biostratigrafici e della posizione geometrica è compresa tra il Burdigaliano superiore ed il Langhiano.

La formazione presenta un limite inferiore graduale su **AV** e **CPA**, ed uno spessore complessivo di circa 400 m.

Nell'Unità tettonica del Fortore è stato possibile distinguere e cartografare un membro **FYN₁** (non presente nell'Unità di Frigento) costituito da arenarie ibride, arenarie tuffitiche e calcari marnosi.

areniti e tufiti di case Orlandella (FYN₁)

Il membro è formato da alternanze di strati sottili di areniti micacee e areniti ibride con clasti di quarzo arrotondato, siltiti brune, arenarie vulcanoclastiche con matrice calcarea ("tufiti"), calcareniti bioclastiche, marne e calcari marnosi in strati sottili.

A est di C. Orlandella (q.860), poco a sud di M. Molara, affiora una fitta alternanza in strati sottili spessa circa 30 m di siltiti grigiastre laminate, marne silteose grigie micacee, arenarie litiche a grana fine; localmente vi sono intercala-

zioni di areniti ibride con clasti di quarzo arrotondato. Gli strati competenti presentano impronte di fondo e laminazione piano-parallela. Sempre presso C. Orlandella (q.558), poco a nord del medio corso del T. Fiumarella, affiorano 50 m di successione costituita da marne calcaree e marne argillose grigiastre debolmente siltose cui si intercalano rari livelli di calcareniti biancastre bioclastiche; verso l'alto alle peliti si alternano, diventando gradualmente prevalenti, arenarie quarzoso-litiche brune e arenarie tufitiche giallastre a matrice calcitica, in strati medio-spessi omogenei.

Poco a ovest di San Leonardo affiorano per uno spessore di 15 m arenarie micacee e siltiti brune a matrice prevalente e cemento calcitico in strati medi intercalate da sottili strati di marne siltose grigiastre; le areniti presentano laminazioni convolute e base erosiva. Poco a nord di Mass.a Giso sono presenti 25-30 m di strati medi di arenarie quarzoso-litiche grossolane brune a cemento calcitico, arenarie e sabbie litiche bruno-giallastre micacee finemente laminate a cemento sia calcitico che siliceo variabile da strato a strato, con intercalazioni decimetriche di marne argillose grigio-verdi debolmente siltose.

Le areniti di questo membro poggiano sempre con gradualità sui termini argillo-siltosi e calcareo-marnosi di **CPA** e **AV**. Il membro **FYN₁** passa lateralmente e verticalmente a **FYN**.

L'età del membro sulla base dei rapporti geometrici è riferibile ad un probabile Burdigaliano superiore. Lo spessore complessivo è di circa 100 m.

3. UNITA' TETTONICA DELLA DAUNIA

L'Unità della Daunia (Unità Dauna in DAZZARO *et alii*, 1988; SENATORE, 1988) è costituita da una successione di depositi calcareo-clastici, calcarei, marnosi e argillosi, per lo più torbiditici, di bacino e di rampa carbonatica, ed infine evaporitici e clastici, di età compresa tra l'Oligocene ed il Messiniano, affioranti prevalentemente tra Molise, Campania e Puglia. Per le caratteristiche stratigrafiche e per la posizione strutturale la successione è stata generalmente riferita ad un dominio paleogeografico esterno, identificato nel settore orientale del bacino lagonegrese-molisano presso il margine occidentale della piattaforma apula; secondo MOSTARDINI & MERLINI (1986) tale successione è riferita, invece, al "Bacino Apulo".

Nell'area del Foglio 433 i terreni appartenenti all'Unità tettonica della Daunia, distinti in sette formazioni, affiorano prevalentemente in destra del Torrente Cervaro. Si distinguono inoltre due sub-unità tettoniche, la sub-unità di Mass.a Sicurana e la sub-unità del Vallone del Toro, caratterizzate da due successioni diverse, in origine probabilmente eteropiche, aventi attualmente rapporti esclusivamente tettonici.

Sub-unità tettonica di Mass.a Sicuranza

La sub-unità tettonica di Mass.a Sicuranza comprende la classica successione dell'unità Dauna descritta da SANTO & SENATORE (1988) su cui poggiano con contatto stratigrafico concordante le evaporiti di Monte Castello (CROSTELLA & VEZZANI, 1964).

3.1. CALCARENITI, MARNE E ARGILLE DI MONTE SIDONE (SID)

Le calcareniti, marne e argille di Monte Sidone (SANTO & SENATORE, 1988) sono costituite da alternanze di strati da medi a sottili di argille e marne grigie, rosate e policrome, con intercalazioni di calcilutiti e calcareniti torbiditiche di colore bianco. Esse passano verso l'alto con un contatto continuo e graduale al flysch di Faeto.

L'unità affiora in maniera discontinua e con affioramenti non molto estesi a nord di Monteleone e tra Monteleone ed Anzano di Puglia, con uno spessore di circa 300 m. Si tratta di depositi torbiditici ed emipelagici di base di scarpatabacino. Le ricerche sulle associazioni microfaunistiche non hanno fornito dati significativi, pertanto si fa riferimento all'età Oligocene superiore-Burdigaliano *p.p.* riportata in letteratura (RUSSO & SENATORE, 1989).

In corrispondenza della Valle di Fassa affiora una sezione, fortemente disturbata dalla tettonica, costituita da argille e marne grigie e policrome in strati medi e medio-sottili, con intercalazioni di calcareniti gradate a grana media e grossa, calcareniti bioclastiche torbiditiche e calcilutiti chiare con impronte di fondo. Tra Casalgrande e l'incisione della Valle di Fassa sono state osservate sottili intercalazioni di quarzoareniti. All'altezza di Mass.a Vassalli nella componente pelitica sono presenti intercalazioni di brecciole calcaree gradate in banchi subverticali.

Negli affioramenti a nord di Monteleone di Puglia è prevalente la componente pelitica, che si presenta sempre sottilmente stratificata e deformata, con rare intercalazioni di calcilutiti biancastre e rosate in strati di medio spessore (Vallone Murge Tamburre).

3.2. FLYSCH DI FAETO (FAE)

La formazione, istituita da CROSTELLA & VEZZANI (1964), nell'area in esame è costituita da depositi calcarei torbiditici, calcilutiti, marne e marne argillose chiare.

Nell'area nord-orientale del Foglio si osservano alternanze di calciruditi e calcareniti bianche torbiditiche, calcilutiti e marne biancastre con *Zoophycos*, con in-

tercalazioni di argille marnose verdine. Le calciruditi e calcareniti, in strati medi e spessi, sono a componente bioclastica (alveoline, nummuliti, briozoi, lamelli-branchi) e mostrano frequenti strutture di fondo alla base degli strati. Nei livelli basali, di probabile età burdigaliana superiore – langhiana, sono presenti intercalazioni di quarzareniti e quarzoruditi con granuli di quarzo arrotondato tipo “numidico”.

Buone esposizioni **FAE** si osservano tra Monteleone, Accadia e Panni. La parte basale è visibile in loc. Casalgrande, presso Case Melino, dove affiora una successione spessa 15-20 m, con assetto sinclinalico, costituita da banchi e strati gradati e laminati di calciruditi e calcareniti bioclastiche con intercalazioni di argille marnose e marne giallastre spesso scagliettate in strati medi. Nella parte mediana della successione è presente un intervallo dello spessore di circa 2 m, costituito da quarzoareniti gradate giallo-brune a grana medio-grossa in strati spessi; la successione, quindi, prosegue con facies simili a quelle basali ma con granulometria mediamente più fine.

Lungo la strada statale 91, al km 34 tra Monteleone e Accadia, presso Mass.a Vassalli, affiora una successione spessa circa 100 m costituita da un'alternanza di calcareniti e marne. Le calcareniti sono bioclastiche e di colore chiaro e si presentano in strati medio-spessi (massimo 1 m), caratterizzati da laminazione piano parallela, talora associata a gradazione diretta e solo localmente a laminazione ondulata (intervalli T_{ab} , T_b , T_{abc}); a tetto degli strati calcarenitici sono presenti livelli centimetrici di argille marnose verdi, brune o giallastre. Le marne, talora calcaree, sono di colore biancastro e si presentano in strati medio-sottili con frequenza maggiore verso la parte alta della successione. La presenza di locali disturbi tettonici fa assumere talora agli intervalli più pelitici un assetto caotico.

Lungo la strada di collegamento tra Monteleone e Panni si segue, per un paio di chilometri, una successione calcareo-marnosa, caratterizzata da strutture plicative ad andamento all'incirca E-W, sulla quale è osservabile l'appoggio stratigrafico trasgressivo e discordante della Formazione della Baronia. I termini litologici miocenici sono costituiti per lo più da calcareniti torbiditiche bioclastiche giallognole in strati spessi e banchi, caratterizzati dagli intervalli di Bouma T_{abc} e T_{ab} , intercalate a marne e argille marnose biancastre e verdastre in strati decimetrici. Localmente sono presenti intercalazioni di strati spessi di brecciole calcaree bioclastiche gradate e di strati medio-spessi di marne calcaree chiare. Il rapporto calcare/pelite è maggiore di 1 nella parte bassa della successione ed aumenta gradualmente verso l'alto dove diventa prossimo ad 1. Lo spessore complessivo ricostruito in questa zona è dell'ordine dei 150-200 m.

In ambito regionale sono state distinte due litofacies: la litofacies argilloso-marnosa **FAE_a** e la litofacies calcareo-marnosa **FAE_b**. Solo quest'ultima è stata distinta nel territorio del Foglio Ariano Irpino, dove affiora con discrete esposizioni nei dintorni di Monteleone di Puglia e in località Vallone del Salice. Que-

sta facies è costituita da alternanze di calcari marnosi biancastri e marne chiare, con subordinate calcareniti bioclastiche torbiditiche, calcilutiti, marne

argillose a frattura concoide (contenenti abbondanti foraminiferi planctonici) e argille verdine. I rapporti con i termini più argillosi e calcilutitici di **FAE** sono molto graduali; si osservano anche rapporti eteropici con **TPC**.

Tra i foraminiferi planctonici sono stati rinvenuti nella parte medio-bassa dell'unità associazioni riferibili ad un'età non più antica del Tortoniano superiore (biozona a *Globorotalia suterae*) per la presenza di *Globorotalia suterae* e di *Globigerinoides obliquus extremus*, *Globigerinoides sacculifer*, *Neoglobobulimina acostaensis*, *Orbulina suturalis*. La nannoflora è rappresentata da *Calcidiscus macintyreii*, *Calcidiscus leptoporus*, *Helicosphaera* aff. *H. sellii*. Nella parte alta di questa formazione è stato rinvenuto, tra i nannofossili calcarei, *Amaurolithus amplificus* che indica un'età del Messiniano inferiore (zona CN9b); inoltre la presenza di *Globorotalia conomiozea*, associata a *G. mediterranea* consente di attribuire alla stessa un'età non più antica del Messiniano inferiore (biozona a *Globorotalia conomiozea*). Pertanto, sulla base dei rapporti stratigrafici e del contenuto micropaleontologico, l'età del Flysch di Faeto è compresa tra il Burdigaliano superiore ed il Messiniano inferiore.

Lo spessore dei livelli prevalentemente calcareo-marnosi (**FAE_b**) può raggiungere i 450 m.

A nord di Monteleone di Puglia, tra Fontana Vecchia ed il centro abitato, affiorano diverse decine di metri di successione marnoso-calcareo-pelitica, costituita da marne biancastre friabili in strati medi alternate a calcareniti rosate bioclastiche (ricche di frammenti di orbitoidi e briozoi) in strati medio-spessi, caratterizzati da impronte di fondo (*flute-cast*) e da sequenze di BOUMA (T_{ac} e T_{ae}). Subordinatamente la successione presenta livelli di marne ed argille marnose verdi e giallo-brune, sottilmente stratificate, e strati medio-sottili di calcilutiti e marne calcaree con *Zoophycos*. Il rapporto calcare/pelite è prossimo a 1. In località Sorbo (a ovest di Monteleone), in prossimità del contatto con le Molasse di Anzano, affiora una successione decametrica costituita da marne biancastre pulverulente, alternate a calcari marnosi e calcilutiti bianco-avani e ad argille verdognole scagliettate, sottilmente stratificate.

Il Flysch di Faeto presenta un limite inferiore graduale con **SID** e verso l'alto passa con un contatto ampiamente eteropico a **TPC** e **TPL**, e con un contatto netto a **CTL**. Discreti affioramenti del Flysch di Faeto si possono osservare nel settore nord-orientale del foglio, nei dintorni di Monteleone di Puglia, e nella zona sud-orientale compresa tra Oscata ed il Vallone del Toro. Lo spessore massimo complessivo è di circa 700 m. Le successioni sono riferibili ad un ambiente di bacino - base scarpata.

3.3. MARNE ARGILLOSE DEL TOPPO CAPUANA (TPC)

La formazione delle marne argillose del Toppo Capuana (**TPC**) (CROSTELLA & VEZZANI, 1964; RUSSO, 1988a-b) è costituita da argille marnose e marne ar-

gillose, talora siltose, con rari e sottili livelli calcitorbiditici distali; la deposizione è avvenuta in ambiente bacinale. L'unità presenta un limite inferiore graduale e parzialmente eteropico latero-verticale con **FAE** e passa verso l'alto alla formazione **CTL**. Lo spessore è nel complesso di circa 250 m.

La migliore esposizione della formazione è ubicata lungo la Valle del Purgatorio, tra Scampitella ed Anzano di Puglia, ove affiora una successione costituita da marne argillose e siltose grigie con stratificazione indistinta e con rare sottili intercalazioni di siltiti ricche in muscovite. Le associazioni a foraminiferi planctonici rinvenute in questo intervallo, abbondanti e discretamente conservate, sono rappresentate da varie specie, tra cui è frequente *Neogloboquadrina aostaensis* *sx*, associata con *Globigerinoides o. extremus*; il rinvenimento di quest'ultima specie consente di correlare le associazioni rinvenute con quelle della biozona a *Globigerinoides o. extremus* di età Tortoniano superiore. Nella parte superiore della formazione, riferibile al Messiniano inferiore, sono presenti rari e sottili livelli lenticolari di calcare biancastro vacuolare di natura evaporitica.

3.4. TRIPOLI (TPL)

L'unità è costituita da alternanze di marne argillose e diatomitiche e sottili straterelli di diatomiti biancastre o brune, leggere e fissili, ricche di resti di pesci (scheletri e squame); localmente sono intercalati livelli cineritici. Questi livelli poggiano in continuità stratigrafica sulle marne argillose del T. Capuana, o anche direttamente sulla parte alta del flysch di Faeto. Presentano rapporti eteropici con **FAE**.

Buoni affioramenti di diatomiti, dello spessore di alcuni metri, si osservano nei pressi dell'abitato di Scampitella, ed ancora nell'alta valle del T. Cervaro, nei dintorni di Mass.a Di Giacomo, dove le marne diatomitiche biancastre con intercalazioni di cineriti di colore grigio chiaro presentano uno spessore di oltre 40 m.

Nelle marne si rinvencono tra i foraminiferi planctonici *Globigerinoides obliquus extremus* e, tra i nannofossili calcarei, *Discoaster surculus* (che indica un'età non più antica della biozona CN9a). L'età è riferibile al Tortoniano superiore-Messiniano inferiore. L'ambiente di sedimentazione è marino euxinico, passante ad evaporitico. Lo spessore massimo non sembra superare gli 80 m.

3.5. EVAPORITI DEL MONTE CASTELLO (CTL)

La formazione delle evaporiti del Monte Castello, istituita da CROSTELLA & VEZZANI (1964), è formata da marne, diatomiti, calcari e gessi, di ambiente evaporitico. Tali depositi affiorano lungo l'alto corso del T. Cervaro, a Monte

Gessara presso Scampitella, a Monte Castello (a N di Monteleone di Puglia, poco oltre i limiti del Foglio 433), con spessore di circa 230 m.

L'unità è costituita da gesso cristallino selenitico e gesso laminato in banchi, alternato a marne gessose, gessoareniti, gessoruditi, gessosiltiti laminate ed argille con livelli di cineriti biancastre.

Nella porzione inferiore della formazione è stata distinta una litofacies **CTL_a** costituita da calcari vacuolari e friabili, biancastri, con rari nidi di zolfo, malstratificati o in strati spessi; verso l'alto i calcari si presentano brecciati e passano a brecce costituite da elementi di calcari evaporitici. Contatto netto su **FAE**, graduale su **TPC** e **TPL**. Lo spessore nell'ambito del Foglio non supera i 150 m.

I depositi evaporitici sono riferibili alla parte bassa del Messiniano superiore (stadio evaporitico), in quanto correlabili alla classica successione del primo ciclo evaporitico (o *evaporiti inferiori*, SPROVIERI *et alii*, 1998). Le successioni evaporitiche affioranti in quest'area sono state studiate in dettaglio dal punto di vista sedimentologico da DAZZARO & RAPISARDI (1983) e DAZZARO *et alii* (1988), che le hanno riferite ad ambienti tra il subtidale e il supratidale, e dal punto di vista sedimentologico e geochimico da MATANO *et alii* (2003), che ne hanno evidenziato l'origine marina in ambiente di acque basse.

L'intera successione della formazione delle evaporiti del Monte Castello è ben esposta in destra orografica del Torrente Cervaro, tra le località contrada Ciccotti e Stazione di Pianerottolo, con uno spessore di circa 100 m. Nell'alta valle del fiume Ufita, presso Case Gennaro in località Il Caruso, affiora un pacco di strati evaporitici e clastici spesso circa 40 m. La successione è costituita da un primo intervallo "tripolaceo", spesso in affioramento circa 20 m, costituito da marne siltoso-sabbiose di colore grigio scuro talora nerastro, o laminate o in straterelli spessi da 1 a 5 cm, ricche di squame di pesci e di foraminiferi planctonici, cui si intercalano sottili livelli biancastri di diatomite. Nella porzione superiore le marne diatomitiche si presentano sabbiose. Uno strato spesso 50 cm di calcari marnosi segna la transizione ad un intervallo evaporitico, potente nel complesso circa 20 m, costituito per i primi 5 m da calcari evaporitici di colore biancastro in strati decimetrici, con cristalli di gesso e zolfo, passanti ad un livello spesso circa 1 m di calcarenite laminata; seguono circa 15 m di calcari evaporitici.

Discrete esposizioni della successione evaporitica si osservano al M. Gessara presso Scampitella, ove in continuità sulle marne argillose (**TPC**) seguono alternanze di gesso laminato e nodulare, gesso selenitico e gessoareniti per una potenza complessiva di circa 150 m. Ad est dell'abitato di Scampitella, le evaporiti sono ben esposte in vari fronti di cava, sia attivi che abbandonati, dove affiorano almeno 60 m di alternanze di gesso selenitico in grossi banchi, gesso laminato-nodulare e gessoclastiti.

Nella piccola cava inattiva di loc. Il Capitello, a nord di Villanova del Battista, si rinvencono calcari evaporitici di colore biancastro, microcristallini, a struttura brecciata, con rari nidi di zolfo; la stratificazione è indistinta. Verso l'alto i calcari passano a calciruditi con ciottoli a spigoli vivi di calcare evaporitico. Lo spessore affiorante è di circa 10.

Sub-unità tettonica del Vallone del Toro

La sub-unità del Vallone del Toro, introdotta in letteratura da BASSO *et alii* (2001; 2002) è costituita da una successione bacinale di età tortoniano-messiniana estesamente affiorante nei settori orientali del foglio, ed oltre fino al fronte della catena. Si compone di tre unità formazionali descritte nel seguito.

3.6. ARGILLITI POLICROME DEL CALAGGIO (APC)

Le argilliti policrome del Calaggio, introdotte in letteratura da CIARANFI *et alii* (1973), affiorano estesamente nel settore della valle del T. Calaggio compreso tra Scampitella e Bisaccia, e lungo l'alta valle del T. Cervaro.

La successione consta di alternanze di argilliti e marne policrome localmente silicizzate, argilliti marnoso-siltose sottilmente stratificate e torbiditi calcaree grigio chiare anch'esse in strati sottili. Sono presenti anche calcilutiti e calcari marnosi grigi ricchi di noduli di pirite e *hard ground*, marne calcaree silicizzate e selci di colore dal rosa al violaceo. A varie altezze si intercalano orizzonti lenticolari costituiti da alternanze di calcareniti torbiditiche bianche a granulometria media e fine, calcareniti glauconitiche verdognole, calcilutiti e argille marnose in strati medi e sottili. Verso l'alto si osservano intercalazioni di diatomiti nerastre fissili con nuclei sulfurei giallognoli e clasti di gesso cristallino millimetrico nella parte alta (Difesa Grande).

I rapporti stratigrafici a tetto e a letto dall'unità in esame sono poco riconoscibili per la forte tettonizzazione; al momento si ritiene che essa passi verso l'alto alle argilliti di Mezzana di Forte con contatto stratigrafico. Lo spessore complessivo è di circa 170 m.

Le analisi biostratigrafiche hanno riscontrato solo pochi campioni fossiliferi, che per lo più racchiudono associazioni a nannofossili calcarei povere e rimaneggiate. Rarissimi campioni tuttavia hanno fornito associazioni non più antiche del Tortoniano superiore con *Discoaster quinquerramus* (biozona CN9), e *D. neohamatus*, *Reticulofenestra pseudoumbilicus*, *Helicosphaera carteri*, tra gli altri.

Le litofacies sono indicative di un ambiente marino distale, in rapida ma graduale evoluzione verso condizioni di scarsa ossigenazione (ambiente euxinico probabilmente poco profondo), con acque iperaline e/o con apporto di evaporiti clastiche (gessareniti).

Per quanto riguarda l'età, CIARANFI *et alii* (1973) attribuiscono alla formazione un'età messiniana generica. Sulla base dei dati biostratigrafici e dei rapporti geometrici che si possono riconoscere sul terreno riteniamo che la successione in esame si sia deposta tra il Tortoniano medio-superiore ed il Messiniano superiore - parte bassa.

A varie altezze nella successione è presente la litofacies **APC_a** costituita da sottili alternanze di marne e marne calcaree rosse e rosate, calcilutiti biancastre ricche di calchi di piste di limivori sulla superficie dello strato, calcari con selce rossa, argilliti rosse e verdi e rare calcareniti. Ai depositi pelitici si aggiungono spesse lenti di megaruditi ad elementi di dimensioni variabili da pochi centimetri fino a 2-3 m, in genere ben arrotondati. I clasti sono costituiti da calcari detritici grossolani di ambiente recifale di età supracretacea, brecciole bioclastiche a nummuliti ed alveoline, calciruditi cristalline bianche, calcari oolitici e pseudoolitici di colore grigio o nerastro, calcilutiti chiare, selci, e rarissimi clasti argilloso-marnosi rossastri. La matrice è scarsa, di colore rosso e composizione marnoso-calcareo. Nella parte alta si passa ad alternanze di calcareniti e calciruditi bioclastiche con sottili livelli di calcilutiti bianche, marne e argilliti rossastre e grigio chiare.

I depositi di questa formazione sono costituiti in prevalenza da torbiditi sottili ed emipelagiti, alle quali episodicamente si è aggiunto materiale clastico extrabacinale proveniente da un margine di piattaforma carbonatica in smantellamento, messo in posto da processi gravitativi tipo *debris flow*; l'ambiente di deposizione è riferibile ad un ambiente di scarpata e base di scarpata.

Le migliori esposizioni della litofacies **APC_a** – i cui affioramenti risaltano nel paesaggio per il contrasto morfologico tra le megaruditi e le peliti - si osservano nelle località Serroni, La Forma e Serro Stobella; gli spessori si aggirano intorno agli 80 m.

Lo spessore massimo osservato della litofacies marnoso-calciruditica (**APC_a**) è di oltre 120 m.

L'età di questa unità è difficile da determinare per l'assenza o il sicuro rimpiangimento delle microfaune mioceniche a foraminiferi e del nannoplancton calcareo; tenuto conto dei rapporti geometrici osservati sul terreno l'unità è assegnata dubitativamente al Messiniano.

In località Quote di Scampitella lungo un taglio stradale è esposta una successione riferibile a **APC**, con uno spessore di circa 100 m. Essa è costituita alla base da argilliti rosse e verdi con sottili intercalazioni siltose e di calcari silicizzati, potenti circa 30 m, che verso l'alto passano ad alternanze potenti circa 15 m di argilliti verdi, calcilutiti, calcari marnosi e marne chiare in strati spessi 10-20 cm. Nella parte alta è presente un orizzonte caotico spesso 5 m di argilliti con abbondanti litoclasti calcarei, legato a meccanismi gravitativi intraformazionali. Si tratta di depositi bacinali di ambiente marino distale e abbastanza profondo. I campioni prelevati nella porzione inferiore di questo intervallo sono risultati

privi di foraminiferi planctonici; le nannoflore calcaree risultano invece abbondanti e diversificate, e rappresentate da numerose specie cretacee e paleogeniche rimaneggiate (*Chiasmolithus gigas*, *Discoaster saipanensis*, *D. lodoensis*, *Biscutum* sp., *Watznaueria biporta*, ecc.). La presenza, tuttavia, di *Discoaster quinqueramus* consente di attribuire a questi depositi un'età non più antica del Torntoniano superiore (biozona CN9).

Una successione ben esposta di **APC** affiora a nord-est di Monteleone di Puglia, tra le località Sferracavallo e Dietro l'Albero. L'intervallo basale, di potenza variabile tra 50 m e 60 m, è costituito da argille ed argilliti sottilmente stratificate, in prevalenza grigio-verdi, con frequenti intercalazioni di marne silicizzate rossastre in strati decimetrici e rari livelli calcilutitici grigio-chiari. I campioni prelevati in questo intervallo sono risultati sterili. In continuità segue un intervallo potente 30-40 m di argilliti policrome e marne siltose grigio-nerastre, sottilmente stratificate. A più altezze sono presenti intercalazioni di diatomiti carboniose, nerastre o grigio cenere per alterazione, foliacee, estremamente leggere e friabili, contenenti minuti resti di pesci. La successione delle litofacies indica un graduale passaggio da un ambiente marino a circolazione aperta ad un ambiente euxinico.

Tra il Torrente Lavella e la spianata sommitale di Mezzana di Forte, in destra del T. Cervaro, affiora la parte alta delle **APC**. La successione ha una potenza dell'ordine dei 100 m e forma una struttura anticlinale coricata, con asse all'incirca N-S e fianco occidentale rovesciato; essa è costituita da argilliti e marne grigie, verdi e rosso-brune, ben strutturate e sottilmente stratificate, intercalate da strati medio-sottili, talora lenticolari, di calcari marnosi grigio-scuri con patine mangesifere nerastre, calcilutiti grigio-chiare ricche di noduli di pirite, calcari con piste di limivori e bio-calcareniti torbiditiche biancastre. Nella parte alta della successione è presente un livello decimetrico di diatomiti nerastre, leggere e friabili, organizzate in lamine millimetriche ed associate a concrezioni nodulari giallastre sulfuree e a piccoli cristalli di gesso.

3.7. ARGILLITI CON GESSI DI MEZZANA DI FORTE (MZF)

La successione delle argilliti con gessi di Mezzana di Forte si compone di argilliti ed argille marnoso-siltose in prevalenza grigio-verdi e subordinatamente policrome con cristalli di gesso di dimensioni fino a 3-4 cm, lenti di gessareniti e di sabbie fini bioclastiche; localmente presenta un assetto caoticizzato con blocchi lapidei eterometrici di calcari marnosi, calcareniti, marne silicizzate e gesso. Esse affiorano con alcuni lembi discontinui a tetto delle **APC**, tra Difesa Grande e Monteleone di Puglia, in località Tre Torri lungo il Torrente Fiumarella, e nel Vallone del Toro, in destra del T. Calaggio (poco ad E dei confini del Foglio).

Tutti i campioni esaminati sono risultati sterili; sono presenti solo rari esemplari di radiolari. L'ambiente, probabilmente bacinale, è caratterizzato da acque a bassa salinità (MATANO *et alii*, 2003). L'età è riferita al Messiniano superiore per posizione stratigrafica.

Le argilliti con gessi di Mezzana di Forte affiorano, a tetto di **APC**, a nord-est di Monteleone di Puglia, tra le località Sferracavallo e Dietro l'Albero. In essa si rinvencono lamine diatomitiche con piccoli aggregati di cristalli di gesso a rosetta (5-10 mm) e concrezioni nodulari giallastre sulfuree. A più altezze nelle peliti si riconosce la presenza del gesso sotto forma di cristalli semplici, limpidi, allungati, prismatici o anche prismatici-lenticolari, con asse *c* parallelo alla stratificazione, di dimensioni dell'ordine di 2-4 cm. Molto raramente i solfati si presentano in maggiore quantità, in strati lentiformi dello spessore di alcuni centimetri. La successione si chiude con 10-15 m di argille marnoso-siltose grigio-verdi sottilmente stratificate, ricche in cristalliti di gesso e frammenti di gusci di molluschi, cui si alternano sottili strati di sabbie fini grigiastre.

Tra il Torrente Lavella e la spianata sommitale di Mezzana di Forte, in destra del T. Cervaro, l'unità ha uno spessore di circa 150 m, ed è costituita da marne ed argille scagliettate di colore grigio-verde e rossastro caratterizzate da una struttura caotica. Nelle peliti si ritrovano banchi e strati litoidi di marne e marne calcaree silicizzate di colore scuro, marne siltose grigio-chiare con laminazioni nerastre, calcari marnosi avana, e lenti di piccoli cristalli di gesso.

Lo spessore della successione può essere valutato intorno ai 150 m.

4. UNITA' STRATIGRAFICHE SINOROGENETICHE DEL MIOCENE MEDIO-SUPERIORE

4.1. FORMAZIONE DEL VALLONE PONTICELLO (PCL)

L'unità è costituita da alternanze di arenarie arcosiche medio-fini, marne (anche farinose) e marne calcaree biancastre, peliti giallo-brune laminate, organizzate in strati e straterelli, ed ancora sabbie quarzoso-litiche ad elementi spesso angolosi, con sottili ed estese lenti di paraconglomerati poligenici a ciottoli sub-arrotondati raramente superiori al centimetro. Queste ultime litologie sono scarsamente cementate e si presentano, generalmente, in strati di dimensione metrica con evidente gradazione. Subordinatamente sono diffuse intercalazioni di brecciole calcaree con elementi centimetrici, anche angolosi, litoclastici (calcilutiti, calcari oolitici) e bioclastici (pettinidi, calcari a litotamni e briozoi), di calcareniti parzialmente ricristallizzate, in strati anche pluridecimetrici, e di ortoconglomerati poligenici ben cementati, con elementi discretamente cerniti an-

che superiori al decimetro e frequenti ciottoli di rocce cristalline chiare. La matrice sabbioso-microconglomeratica è scarsa; gli strati presentano spessori di alcuni dm. I meccanismi deposizionali sono da riferire a flussi granulari e correnti di torbida.

L'unità affiora prevalentemente nel settore occidentale del Foglio, ad est di Bonito, con buone esposizioni lungo i versanti che bordano la porzione terminale del Vallone Ponticello. I migliori affioramenti si osservano nel settore tra Fontanarosa e Carpignano, nei pressi di loc. Arenara. In particolare, in un taglio stradale ed in corrispondenza di uno sbancamento edile, si rinvencono alcuni metri di torbiditi arenacee di colore giallo chiaro, a grana media, talvolta grossolana, in strati di dimensioni variabili dal centimetro a vari decimetri, con frequenti intervalli di marne, calcari marnosi e, più raramente, di calcari pseudo-saccaroidi, in strati spessi e molto spessi. Nelle torbiditi, gli intervalli basali della sequenza di Bouma evidenziano, in molti casi, frequenti elementi costituiti da gusci di foraminiferi planctonici rimaneggiati; il rimaneggiamento, confermato dalle analisi paleontologiche, potrebbe essere dovuto alla sistematica rimozione del deposito pelitico che si accumulava tra due eventi di torbida. Subordinatamente, e solo nella parte bassa delle successioni esposte, sono presenti livelli di arenarie grigie medio-grossolane, talvolta poco cementate, con diffusi elementi litici di natura cristallina. A più altezze è presente intensa bioturbazione; frequenti sono le impronte tipo *Zoophycos* e di organismi scavatori. In un affioramento nei pressi di Fontanarosa (loc. Fontana dell'Olmo) è stato rinvenuto un livello cineritico dello spessore di alcuni centimetri. In quest'area si può osservare il contatto stratigrafico discordante delle sovrastanti sabbie plioceniche.

Le associazioni micropaleontologiche sono generalmente povere, in pessimo stato di conservazione e spesso con scarse indicazioni cronostratigrafiche. Nella porzione inferiore della successione sono stati rinvenuti i foraminiferi planctonici *Paragloborotalia partimlabiata* e *P. mayeri*, (biozona a *Paragloborotalia partimlabiata*) che indicano un'età del Serravalliano medio.

Nei livelli soprastanti la presenza di *Neogloboquadrina acostaensis* associata a *Orbulina suturalis*, *Globigerinoides trilobus* (oltre ad altre specie chiaramente rimaneggiate) indica un'età non più antica della biozona a *N. acostaensis*, del Tortoniano inferiore.

Nella porzione più alta dell'unità le associazioni a foraminiferi planctonici, sempre alquanto rimaneggiate, indicano un probabile Tortoniano medio-superiore per la comparsa di *Globigerinoides* cfr. *obliquus extremus* (biozona a *G. o. extremus*). Tra le nannoflore sono presenti *Discoaster surculus*, *D. brouweri*, *Calcidiscus macintyreii*, riferibili alla biozona CN9a del Tortoniano superiore. L'età è compresa tra il Serravalliano medio ed il Tortoniano medio-superiore. Le successioni di questa unità risultano ovunque molto deformate, disturbate da numerosi piani di taglio ed a luoghi chiaramente rovesciate.

Queste particolari condizioni di esposizione non consentono di valutare esattamente il suo spessore in affioramento, che potrebbe aggirarsi intorno ai 200 m.

I rapporti con le unità a tetto ed a letto non sono sempre ben visibili; l'appoggio basale sulle successioni numidiche e post-numidiche è ritenuto stratigrafico discordante.

Nonostante alcune affinità litologiche, la successione del Vallone Ponticello, di età Serravalliano medio - Tortoniano medio superiore, non è confrontabile con la formazione di Castelvete (PESCATORE *et alii*, 1970), né con la formazione di S. Giorgio (SELLI, 1962) in quanto lavori recenti attribuiscono tali unità, rispettivamente, al Tortoniano superiore - Messiniano (SERVIZIO GEOLOGICO D'ITALIA, 2002) ed al Messiniano - Pliocene inferiore (MASSA *et alii*, 2002).

4.2. FORMAZIONE DI VILLANOVA DEL BATTISTA (VBA)

La formazione è rappresentata da una successione silicoclastica con costanti caratteri torbiditici. Nelle aree rilevate affiora estesamente e nel suo massimo spessore tra gli abitati di Villanova del Battista e Zungoli. In funzione delle caratteristiche sedimentologiche, in particolare del rapporto arenaria/pelite, sono stati distinti e cartografati tre membri caratterizzati da rapporti stratigrafici in parte eteropici. E' stato infatti individuato un membro basale a granulometria prevalentemente grossolana, un membro intermedio a grana medio-grossolana e media ed un membro superiore a grana fine. Questi terreni, correlabili molto probabilmente con il flysch di San Bartolomeo (CROSTELLA & VEZZANI, 1964), poggiano in discordanza stratigrafica sui terreni deformati pelitico-calcarei e calcareo-marnosi dell'Unità del Fortore; al loro tetto si rinvengono in discordanza le molasse di Anzano ed i terreni riferibili al supersintema di Ariano Irpino.

Sulla base del contenuto fossilifero l'età è compresa tra il Tortoniano medio-superiore ed il Messiniano inferiore.

Lo spessore complessivo è di circa 670 metri.

conglomerati di Torre delle Ciavole (VBA₁)

Il membro è costituito da conglomerati e paraconglomerati poligenici a matrice sabbiosa, in genere disorganizzati, mal stratificati o in banchi, con ciottoli eterometrici di dimensioni generalmente pluridecimetriche, da subarrotondati a spigolosi di natura cristallina, calcareo-marnosa e arenacea. Sono presenti rare intercalazioni lenticolari di sabbie quarzoso-feldspatiche e livelli centimetrici di argille marnose grigiastre. L'ambiente è di base della scarpata.

Poco diffuso arealmente, il membro conglomeratico affiora essenzialmente in due località della parte centrale del foglio Ariano Irpino: a sud-est di Zungoli, in località I Monticelli, e a nord di Villanova del Battista, in loc. Torre delle Ciavole. In quest'ultima località dal basso verso l'alto la componente arenitica aumenta gradualmente e la successione diventa arenaceo-marnosa, con banchi di arenarie bruno-giallastre litiche con livelletti microconglomeratici, gradate e a laminazione piano parallela, intercalate il più delle volte a marne e argille siltose grigiastre fossilifere.

Nei rari livelli centimetrici di argille marnose intercalati ai conglomerati sono state rinvenute associazioni a nannofossili calcarei del Tortoniano superiore (biozona CN9a) con *Discoaster quinqueramus* insieme a *Discoaster surculus*; *Calcidiscus leptoporus*, *Coccolithus pelagicus*, *Discoaster calcaris*, *Discoaster variabilis*, *Geminolithella rotula*, *Helicosphaera* aff. *sellii*. Le associazioni a foraminiferi planctonici si presentano piuttosto banali con, tra gli altri, *Globorotalia* ex gr. *scitula*, *Globigerina bulloides*, *Globigerinoides trilobus*, *Globigerinoides sacculifer*. I rapporti con gli altri membri non sono chiaramente visibili, ma è possibile ipotizzare un contatto eteropico con la parte bassa delle arenarie di Ripe di Giacinto (VBA₂), ed un contatto discordante su AV.

Lo spessore del membro conglomeratico è dell'ordine dei 70 metri. La geometria d'insieme dei corpi conglomeratici è lenticolare.

arenarie di Ripe di Giacinto (VBA₂)

Il membro è costituito da arenarie di colore giallo chiaro a matrice siltosa in strati e banchi; i granuli, a granulometria media e grossa (da 0,30 ad 1 mm circa), sono in prevalenza feldspatici ed in subordine quarzosi e litici; diffusi sono *clay chips* verdastri. Sono presenti intervalli arenaceo-pelitici laminati e gradati con sequenze di Bouma T_{abce}-T_{ce}, in strati da 10 a 60 cm di spessore, ed intervalli arenaceo-sabbiosi e paraconglomeratici malstratificati in banchi da 1 a 6 m di spessore con sottili interstrati di marne. Il rapporto arenaria/pelite è sempre maggiore di 1; l'ambiente è di conoide sottomarina interna.

Le associazioni rinvenute sono nel complesso molto povere e in cattivo stato di conservazione; la maggior parte dei campioni sono risultati sterili. Nei pochi campioni fossiliferi è stata rinvenuta un'associazione a nannofossili calcarei del Tortoniano superiore (biozona CN9a) con *Discoaster surculus*, in associazione con *D. variabilis*, *Coccolithus pelagicus*, *Calcidiscus leptoporus*, *C. macintyreii*, *Helicosphaera carteri*, *Pontosphaera multipora*, *Rhabdosphaera procera*. Tra i foraminiferi planctonici si registra la presenza di *Neogloboquadrina acostaensis*, *Globigerina bulloides*, *Globigerinoides gomitulus*, *G. trilobus*. L'età è riferibile al Tortoniano medio-superiore.

Affioramenti significativi sono quelli presenti in località Ripe di Giacinto e Bosco San Pietro, a nord-ovest e nord di Villanova del Battista, oltre che quelli visibili nella parte meridionale dell'abitato di Zungoli.

La potenza del membro è di circa 200 m.

Verso l'alto le arenarie di Ripe di Giacinto passano gradualmente al membro argilloso-marnoso-arenaceo di Costa delle Rose (**VBA₃**).

membro di Costa delle Rose (VBA₃)

Il membro argilloso-marnoso-arenaceo di Costa delle Rose è costituito da marne, argille marnose e siltiti micacee grigio-verdi e brune sottilmente laminate, arenarie di colore giallo-bruno a grana medio-fine con laminazione piano-parallela e convoluta, controimpronte di fondo e gradazione diretta (A/P da 2:1 a 1:2).

Il membro segue in continuità stratigrafica il sottostante membro arenaceo, ma non sono da escludersi parziali rapporti eteropici. Esso comprende due intervalli non cartografati separatamente.

L'intervallo inferiore affiora estesamente tra gli abitati di Villanova del Battista, Flumeri e Zungoli, con esposizioni più favorevoli nelle località Straniello, Carpignano, Acqua Sarsa, settore orientale di Villanova del Battista e a NW di Zungoli. E' costituito da marne ed argille siltose grigio-verdi alternate ad arenarie di colore giallo-bruno. Le peliti sono sottilmente laminate, mentre le areniti sono a grana medio-fine, gradate, laminate e con controimpronte di fondo; il rapporto arenaria/pelite è minore o uguale ad 1. La parte bassa della successione è caratterizzata da una fitta alternanza di argille siltose grigio-verdi spesso fossilifere, organizzate in set di strati decimetrici, arenarie e sabbie bruno-giallastre, a grana media e fine, con *clay chips* e frustoli carboniosi, in strati di media potenza. Le areniti presentano una matrice siltosa talora prevalente ed un grado di cementazione alquanto variabile, con cemento di natura calcitica; gli strati presentano in genere gradazione diretta, laminazione piano parallela ed ondulata e impronte di fondo tipo *flute cast*. Procedendo verso la parte alta della successione si assiste ad una progressiva riduzione di potenza dei singoli strati, ad una diminuzione della granulometria delle areniti e ad un sostanziale aumento percentuale degli intervalli pelitici con riduzione sensibile del rapporto arenaria/pelite (sequenza *thinning and fining upward*). Inoltre si verifica la comparsa di sporadici straterelli di calcareniti grigio-brune. La potenza complessiva dell'intervallo marnoso-arenaceo è dell'ordine dei 400 m.

L'intervallo superiore affiora tra gli abitati di Flumeri e Zungoli, con esposizioni migliori nelle località Vallone del Mulino, San Comato, Torrente Fiumarella, Toppolo e ad ovest de I Monticelli. La successione è costituita da una fitta alternanza di marne, argille marnose e siltiti micacee grigio-verdi e brune, sot-

tilmente laminate, con evidenti intercalazioni di straterelli arenacei litici bruni e di calcareniti grigiastre gradate con laminazione piano-parallela e convoluta, controimpronte di fondo e gradazioni; il rapporto arenaria/pelite è minore di 1. Le peliti sono a stratificazione non sempre distinta e localmente si rinvencono in set di strati decimetrici. Le areniti sono a grana molto fine e contengono frustoli carboniosi e *clay chips*; la matrice è abbondante ed il cemento è di natura calcitica. Le calcareniti presentano in genere gradazione diretta, laminazione piano parallela ed ondulata e impronte di fondo. Il rapporto arenaria/pelite è sempre molto minore di 1. Nella parte alta della successione si verifica la comparsa di straterelli siltosi manganesiferi, in particolare tra le località San Comato ed il Vallone di Zungoli.

Il membro è attribuibile al Messiniano inferiore (biozona CN9b) sulla base dei nannofossili calcarei. Le associazioni si presentano ricche e ben diversificate e sono costituite dai *marker Amaurolithus amplificus*, *A. primus*, *Discoaster blackstockae*, insieme a *D. surculus*, *D. pentaradiatus*, *D. brouweri*, *D. quinqueramus*, *Coccolithus pelagicus*, *Calcidiscus leptoporus*, *C. macintyreii*, *Pontosphaera japonica*, *Rhabdosphaera procera*, *Helicosphaera* aff. *sellii*. *Discoaster blackstockae*, forma rara ma facilmente riconoscibile riportata nel Pliocene da PERCH-NIELSEN (1985), e' stato già segnalato nel Messiniano dell'Oceano Pacifico (CIAMPO, 1992) e nel Bacino Molisano (AMORE, 1990). La stessa ricchezza e diversificazione è osservabile per i foraminiferi planctonici, che tuttavia non hanno fornito *marker* del Messiniano. L'associazione è costituita da: *Globorotalia suterae*, *Globigerina bulloides*, *Globigerinoides obliquus obliquus*, *G. obliquus extremus*, *G. sacculifer*, *G. trilobus*, *Globoquadrina dehiscens*, *Neoglobobulimina acostaensis*, *Orbulina universa*.

L'ambiente è di conoide sottomarina e di transizione a piana batiale.

5. UNITA' STRATIGRAFICHE SINOROGENETICHE DEL MESSINIANO SUPERIORE

5.1. GRUPPO DI ALTAVILLA (AL)

Il gruppo di Altavilla comprende successioni clastiche del Messiniano superiore post-evaporitico, che poggiano mediante superfici di *unconformity* sul substrato, costituito dalle tre unità tettoniche di Frigento, del Fortore e della Daunia. Questi depositi clastici sono sottoposti in discordanza ai depositi pliocenici del supersintema di Ariano Irpino.

Il nome Unità di Altavilla è stato generalmente utilizzato in letteratura per indicare quei depositi clastici o evaporitico-clastici depositisi nell'Appennino campano tra la fase tettonica del Messiniano inferiore e la fase tettonica del

Pliocene inferiore (D'ARGENIO *et alii*, 1973). Nelle aree ricadenti nel F° Ariano Irpino l'unità è costituita solamente dai depositi post-evaporitici del Messiniano superiore, in quanto i depositi evaporitici messiniani (CTL) poggiano in continuità sull'Unità della Daunia, e pertanto vanno riferiti a tale unità; non affiorano inoltre depositi riferibili alla parte bassa del Pliocene inferiore.

Nell'ambito del gruppo di Altavilla sono state distinte due formazioni.

5.1.1. FORMAZIONE DEL TORRENTE FIUMARELLA (TFR)

La formazione del T. Fiumarella è stata introdotta in maniera informale da BASSO *et alii* (1996c; 2001). L'unità è caratterizzata da un contatto basale erosivo e discordante sui terreni dell'unità tettonica della Daunia - subunità del Vallone del Toro, su quelli del flysch di Faeto e sulle evaporiti di Monte Castello nonché su quelli delle altre unità tettoniche. La formazione è costituita da depositi clastici di ambiente continentale, caratterizzati da una elevata variabilità delle litofacies e da spessori affioranti compresi tra poche decine e 300 metri. Si possono osservare alternanze stratificate di argille e marne sabbiose grigio-nerastre e verdi, silt sabbiosi laminati di colore scuro con frustoli carboniosi e clasti di gessoclastiti, sabbie quarzo-litiche a matrice prevalente di colore verdastro e giallo, arenarie quarzo-feldspatiche (BARONE *et alii*, 2002) massive e lenti di conglomerati disorganizzati in scarsa matrice sabbiosa; a più altezze sono presenti livelli di argilliti scagliettate variegiate e nerastre, caoticizzate. Le litofacies riflettono un ambiente continentale di tipo fluvio-lacustre e fluvio-torrentizio.

Nell'ambito di alcune successioni sono stati rinvenuti gli ostracodi dulcicoli *Candona* spp. e *Ilyocypris gibba*, comuni nelle facies di Lago-Mare del Messiniano superiore. Le associazioni a foraminiferi planctonici, includenti *marker* del Messiniano inferiore quali *Globorotalia conomiozea* e della "non distinctive zone" con *Turborotalita multiloba*, sono da considerarsi pertanto completamente rimaneggiate, così come il nannoplancton calcareo.

E' stata distinta e cartografata una litofacies ruditica e arenitica, con caratteri generalmente prossimali (TFR_a), costituita da conglomerati disorganizzati, mal-stratificati o in banchi, ad elementi eterometrici di natura calcareo-marnosa con scarsa matrice sabbiosa; si osservano, inoltre, arenarie quarzo-feldspatiche e quarzolitiche (BARONE *et alii*, 2002) grigio-brune in strati lenticolari e sottili livelli di peliti sabbiose verdastre con faune ad ostracodi acquadulcicoli (*Candona* spp. e *Ilyocypris gibba*); la litofacies riflette un ambiente continentale, prevalentemente fluvio-torrentizio.

L'appoggio stratigrafico direttamente sui depositi evaporitici e la presenza di blocchi di gessoclastiti nella successione suggeriscono per l'unità in esame una posizione stratigrafica posteriore alla deposizione delle *evaporiti inferiori* del Messiniano. Il rapporto latero-verticale con le molasse di Anzano, riferibili alla

parte terminale del Messiniano, e la presenza di depositi tipo Lago-Mare (**ANZ_{2a}**) alla sommità di **TFR** confermano l'età Messiniano superiore.

La successione affiora in piccoli lembi con spessori compresi tra poche decine e 300 m lungo il Torrente Fiumarella e nei dintorni di Flumeri.

Nel tratto di valle del Torrente Fiumarella compreso tra Villanova del Battiata e Flumeri (loc. S. Potito e Montemauro), affiora in maniera discontinua una successione potente complessivamente circa 200 m, caratterizzata alla base da facies continentali grossolane alluvionali e verso l'alto da una sequenza positiva con ostracofaune di ambiente lacustre. Più a monte, nel tratto del Torrente Fiumarella compreso tra gli abitati di Zungoli e San Sossio Baronia, affiora in alveo una successione dai caratteri più distali spessa all'incirca 110 metri. Altri affioramenti argilloso-marnosi e sabbiosi, della potenza di circa 150 m, attribuiti a questa unità, si possono osservare nel Vallone del Cerro, a circa 2 km S-SE di Flumeri; litofacies pelitiche affiorano ancora nella località Quote di Scampitella.

5.1.2. MOLASSE DI ANZANO (**ANZ**)

La formazione delle molasse di Anzano (CROSTELLA & VEZZANI, 1964; MATANO, 2002) è costituita da arenarie quarzo-feldspatiche, marne argillose e lenti di conglomerati, deposte da flussi gravitativi e correnti di torbida in un ambiente subacqueo caratterizzato da acque ipoaline (e dolci). Ciò è indicato dalla presenza di rare ostracofaune di ambiente dulcicolo-salmastro (*Candona* sp., *Loxoconcha* sp.). Le microassociazioni marine rinvenute risultano rimaneggiate, e la loro età è non più antica del Messiniano per la presenza tra i foraminiferi planctonici di *Turborotalita multiloba* e di *Amaurolithus amplificus* tra i nannofossili calcarei. Sulla base dei rapporti stratigrafici riconosciuti sul terreno, l'età della formazione è riferibile al Messiniano superiore.

Le Molasse di Anzano presentano uno spessore di circa 350 m.

L'unità è stata suddivisa in due membri, largamente eteropici: un membro arenaceo-conglomeratico (**ANZ₁**), affiorante tra Anzano e Monteleone di Puglia, ed un membro arenaceo-pelitico (**ANZ₂**), affiorante nel settore di Flumeri, a nord di Grottaminarda e a sud di Zungoli.

Il **membro di Vallone di Fassa** (**ANZ₁**), è formato da conglomerati a piccoli ciottoli sostenuti da matrice sabbioso-microconglomeratica, ed areniti grossolane quarzoso-feldspatiche (BARONE *et alii*, 2002) in banchi e strati spessi, generalmente massive e poco cementate. Talora sono presenti abbondanti frammenti di gusci di molluschi di ambiente continentale (pectinidi a guscio sottile e gastropodi) e frustoli carboniosi. Sono diffuse anche le arenarie di natura torbidity, a grana media e medio-grossolana, massive, gradate e laminate in strati medi e spessi; frequenti i fenomeni di amalgamazione. Il grado di cementazione dei depositi arenaceo-conglomeratici risulta alquanto variabile; infatti si osserva una cementazione generalmente medio-bassa con presenza di concrezioni ad alta

cementazione (con cemento di natura calcarea) sia di forma sferoidale (“cogoli”) che lenticolare (“costole stratoidi”). All’esame macroscopico le areniti si presentano generalmente mal classate e con clasti da sub-angolosi a sub-arrotondati di natura feldspatica, calcarea e cristallina, si rinviene anche quarzo arrotondato, muscovite e piccoli *clay-chips* di argilla verde chiaro. I conglomerati sono formati da ciottoli subangolosi con diametro fino a 3-4 cm di natura calcarea, marnosa, arenacea e granitica, con piccoli *clay-chips* con diametro fino ad alcuni decimetri cubici. I meccanismi deposizionali che hanno prodotto i depositi arenaceo-conglomeratici del membro inferiore possono essere, nel complesso, riferiti a flussi granulari ed a correnti torbiditiche ad alta densità da ciottolose a granulari e sabbiose, che si sviluppavano in un sistema deposizionale canalizzato.

Nella parte alta del membro si rinvencono due livelli discontinui di arenarie vulcanoclastiche di spessore decimetrico, il cui studio composizionale ne ha evidenziato la natura riolitica e riolitico-riodacitica (DI GIROLAMO *et alii*, 1986; BARONE *et alii*, 2002).

La potenza del membro è di circa 350 m.

Nell’area-tipo indicata da CROSTELLA & VEZZANI (1964), il membro **ANZ₁** delle molasse di Anzano costituisce una piccola dorsale che si allunga per circa 12 km in direzione NW-SE tra Monteleone di Puglia ed Anzano di Puglia; altri piccoli lembi affiorano a Flumeri ed in piccoli lembi nella valle del T. Calaggio tra Scampitella e Monte Cicala. La successione si segue con una certa continuità tra la Valle del Purgatorio e l’abitato di Anzano. Nelle cave ad est di Scampitella si può osservare l’appoggio stratigrafico discordante delle molasse di Anzano sulle evaporiti di Monte Castello.

Il membro basale presenta buone esposizione in due pareti di cava ubicate pochi km a nord di Anzano di Puglia (loc. Vallone di Fassa e loc. Montagna) e presso il cimitero di Anzano di Puglia. Nella cava abbandonata ubicata lungo il Vallone di Fassa, si alternano strati spessi fino a 5 m, quasi sempre amalgamati, costituiti da paraconglomerati massivi con piccoli ciottoli (diametro fino a 3-4 cm) in matrice di sabbie grossolane e microconglomerati (diametro dei granuli fino a 4-5 mm), massivi, con matrice di sabbia grossolana, talora separati da livelli decimetrici di sabbie siltose gradate, silt da sabbiosi a marnosi arrossati con sottili lamine ricche di sostanza organica, peliti nerastre e ghiaie con matrice giallo-ocra.

In loc. Bosco, presso il cimitero di Anzano di Puglia, si rinvencono facies arenacee, siltose e pelitiche, costituite da sequenze di Bouma generalmente tronche (T_{a-c} , T_{a-d}), in cui si riconoscono arenarie massive o gradate da grossolane a medio-fini con contatto erosivo basale marcato da *flute cast* (direzione paleocorrenti $N^{\circ}120-140^{\circ}$), arenarie a grana fine e siltiti a laminazione da orizzontale passante a ondulata e incrociata; verso l’alto si intercalano alle alternanze arenaeo-pelitiche i livelli cineritici.

Il **membro di Flumeri (ANZ₂)** è formato da arenarie quarzo-feldspatiche (BARONE *et alii*, 2002) alternate a siltiti e argille marnose. La successione arenaceo-pelitica presenta un alto rapporto A/P.

Le areniti sono da poco a mediamente cementate, di colore giallo-bruno, a grana da media a fine in strati sottili e medi con contatto basale erosivo, marcato da *flute-cast* e dalla presenza di intercalazioni di siltiti marnoso-argillose a luoghi ricche di sostanza organica (frammenti carboniosi, impronte di foglie, ecc.). La componente psammitica è a grana variabile e tessituralmente poco matura, con clasti subangolosi e *clay-chips*, mentre la componente pelitica è generalmente siltosa. Complessivamente i meccanismi deposizionali che hanno prodotto i depositi arenaceo-pelitici del membro superiore sono riferibili a correnti torbidity con variabile carattere di distalità.

Si rinvencono associazioni microfossilifere rimaneggiate del Messiniano inferiore. La potenza è di circa 250 m.

In loc. Macchia Vacandia, circa 1,5 km a sud di Flumeri, nel greto di una piccola incisione torrentizia, affiora con continuità una successione arenaceo-pelitica potente circa 160 m, attribuita al membro superiore delle molasse di Anzano. La successione è costituita da due sequenze *coarsening upwards* sovrapposte. Nell'intervallo inferiore si rinvencono siltiti sottilmente stratificate, ricche di frammenti di piccoli gusci di bivalvi, con interstrati millimetrici di silt arrossati. Verso l'alto si passa ad areniti torbidity a grana medio-fine, a composizione arcossico-litica, ricche di muscovite, organizzate in strati piano-paralleli e sottili (spessi da 2 a 10 cm) con contatto basale erosivo marcato da lamine millimetriche arrossate o nerastre; alle areniti si intercalano più rare siltiti e marne siltose. La prima sequenza si chiude con un intervallo decametrico di areniti torbidity a grana grossa con strati spessi 15-20 cm, caratterizzate da laminazione ondulata. Verso l'alto si rinvencono nuovamente facies pelitiche costituite da sottili alternanze di siltiti, marne e argilliti di colore scuro con frammenti di piccoli gusci sottili di bivalvi. Le siltiti presentano un contatto basale erosivo marcato da lamine millimetriche arrossate. La sequenza si chiude con un livello decametrico costituito da alternanze di strati spessi da 5 a 20 cm di areniti a grana fine, siltiti sabbiose muscovitiche di colore giallastro, siltiti marnose e marne argillose.

Nella parte alta sono state osservate successioni messiniane post-evaporitiche, accomunate dai caratteri di litofacies e dalla presenza delle ostracofaune di tipo *dulciculo-salmastro* (litofacies ANZ_{2a}). Le litologie comprendono calcari micritici laminati con oncoliti ed abbondanti valve di ostracodi alternati ad areniti fini; calcareniti massive o laminate con livelli stromatolitici, areniti ibride e argille marnoso-siltose nerastre; alternanze arenaceo-siltose, argille marnose con clasti di gesso ed areniti ibride ricche di valve di ostracodi; argille siltose grigie con ricca ostracofauna. Talora la base delle successioni è costituita

da conglomerati ad elementi subarrotondati. La litofacies **ANZ_{2a}** si ritrova anche a tetto di **TFR**.

Le associazioni a foraminiferi planctonici e nannofossili calcarei, sicuramente rimaneggiate, contengono tra l'altro *Turborotalita multiloba* e *Discoaster surculus*. Sono abbondanti ostracodi di tipo dulciculo-salmastro, tra cui *Cypri-deis* sp. e *Ilyocypris gibba*, assimilabili alle biofacies di "Lago-Mare" (RUGGIERI, 1967; BONADUCE & SGARRELLA, 1999) del Messiniano superiore.

Le successioni sono spesse fino ad un massimo di 25-30 m.

La successione affiorante presso Fiego di S. Potito, a tetto dei depositi della formazione del T. Fiumarella, è costituita da circa 15 m di alternanze in strati sottili di arenarie quarzoso-litiche con scarsa matrice di colore grigio chiaro, siltiti laminate, argille marnose con clasti di gesso e areniti ibride laminate. All'osservazione microscopica le areniti si presentano a granulometria uniforme e sono formate da ooidi micritici, bioclasti costituiti quasi esclusivamente da valve di ostracodi rivestite di micrite, e granuli terrigeni, tra cui prevale il quarzo a spigoli vivi. L'intervallo riflette un ambiente lacustre a salinità anomala, testimoniato dalla presenza di faune ad ostracodi con *Candona* sp. e *Cypri-deis torosa*, che è tipica di acque mesoaline-oligoaline (VESPER, 1975).

In loc. Macchiacasella, nella valle del T. Avella, è presente un piccolo lembo non cartografabile di depositi sabbiosi massivi, contenenti le tipiche ostracofaune del Pontico.

Nella piccola cava inattiva di loc. Il Capitello, a nord di Villanova del Battista, intercalato tra i calcari evaporitici (**CTL_a**) del Messiniano superiore e le calcareniti del T. di Vena (**STF₁**) del Pliocene medio, si rinviene un livello discontinuo di spessore decimetrico di argille rossastre residuali di natura lateritica, che riempie le tasche di erosione presenti lungo la superficie di contatto con i calcari evaporitici. Su di esso poggiano argille e argille siltose grigie detritiche, con piccoli ciottoli di argille rosse, costituenti uno strato discontinuo dello spessore massimo di 2 metri, nel quale tra le ostracofaune si rinviene *Ilyocypris gibba*.

Sul versante in sinistra del fiume Ufita, tra case Saudone ed il Vallone dei Fossi, si sono riconosciute due successioni, caratterizzate da spessori in genere modesti, che poggiano con un contatto molto articolato sul Flysch Rosso. Quella inferiore, molto discontinua e con spessori fino a 30 m, è costituita da conglomerati con elementi subarrotondati di natura calcareo-marnosa in una matrice siltoso-sabbiosa talora arrossata, passanti ad una decina di metri di siltiti e arenarie a grana fine stratificate con intercalazioni argillose, e quindi a breccie clinostratificate con matrice sabbiosa. Verso l'alto, con contatto erosivo irregolare, si passa ad un'altra successione, costituita da circa 10 m di paraconglomerati con elementi grossolani arrotondati di natura calcareo-marnosa e quarzosa, immersi in una matrice marnoso-calcareo, passanti ad alternanze di calcareniti e sabbie calcaree. A tetto di tali terreni sono presenti alcune decine di metri di al-

ternanze ben stratificate di sabbie con clasti arrotondati medio-grossolani quarzosi e litici senza matrice e con abbondante cemento calcareo; calcareniti massive o laminate con rari ciottolotti di quarzo arrotondato, bioclasti e litici, e con concrezioni di tipo stromatolitico; arenarie ibride, localmente con abbondante matrice siltoso-sabbiosa; livelli di brecciole calcaree e lenti di argille marnoso-siltose, talora con patine nerastre. Nella parte più alta di questa breve successione si rinvencono arenarie fini a matrice micritica e calcari micritici sottilmente laminati con oncoliti, in cui si segnala la presenza di abbondanti valve di ostracodi a guscio sottile.

In loc. l'Incoronata, la successione stratigrafica, spessa circa 50 m, è formata da un'alternanza di arenarie e siltiti laminate, lenti di argille marnose, areniti ibride, calcareniti e calciruditi. Le arenarie di tipo ibrido, spesso laminate, sono a granulometria medio-grossolana, con clasti costituiti da ooidi micritici, bioclasti (costituiti quasi esclusivamente da valve di ostracodi rivestite di micrite) e quarzo a spigoli vivi. La matrice è scarsa ed il cemento è calcitico. Le argille siltoso-marnose si presentano ricche di ostracofauna (*Cyprideis* sp.). Le calcareniti, sia massive che laminate, contengono valve di ostracodi a guscio sottile, rari ciottolotti di quarzo arrotondato, elementi litici, concrezioni stromatolitiche, clasti di calcare alterato e bioclasti. Localmente sono associate a microcalciruditi. Gli strati presentano spessori fino a 60 cm.

6. UNITA' STRATIGRAFICHE A LIMITI INCONFORMI DEL PLIOCENE

6.1. SUPERSINTEMA DI ARIANO IRPINO – (AR)

I depositi plio-pleistocenici dei bacini intra-appenninici dell'Appennino campano-lucano sono tradizionalmente riferiti in letteratura alla "Unità di Ariano" (IPPOLITO *et alii*, 1973; PESCATORE & ORTOLANI, 1973; D'ARGENIO *et alii*, 1973). In particolare, alcuni Autori considerano come rappresentativi dell'*Unità di Ariano* solo i depositi del Pliocene inferiore-medio (COCCO *et alii*, 1974; IPPOLITO *et alii*, 1973; ORTOLANI & TORRE, 1981).

Le unità si compongono di termini pressoché esclusivamente clastici, depositi in ambienti compresi tra il marino prossimale, il costiero-lagunare e l'alluvionale. Le successioni sono limitate a tetto e a letto da superfici di *unconformity* a carattere erosionale, generalmente riconoscibili a scala regionale, e possono quindi essere rappresentate in termini di unità a limiti inconformi (UB-SU). Il supersintema di Ariano Irpino risulta essere l'unità di rango gerarchico superiore, la cui estensione cronologica riconosciuta nell'Appennino meridionale è compresa tra il Pliocene inferiore ed il Pliocene superiore. Nelle aree rica-

denti nel Foglio il limite superiore dell'estensione cronostratigrafica delle successioni riferite al supersintema non è più recente del Pliocene medio.

Il supersintema comprende tre sintemi: queste unità a limiti inconformi possono includere altri tipi di unità stratigrafiche (SALVADOR, 1994), cosicché al loro interno sono stati distinti, su basi litostratigrafiche, una serie di formazioni e membri, le cui relazioni spazio-temporali sono sintetizzate in Tav. II.

Le successioni plioceniche poggiano sui terreni deformati delle tre unità tettoniche e su quelli del Messiniano superiore del gruppo di Altavilla, e sono l'espressione della sedimentazione avvenuta in bacini tipo *wedge-top* tra il Pliocene inferiore e il Pliocene medio.

6.1.1. SINTEMA DI ANDRETTA (SAD)

Il sintema di Andretta è limitato alla base da una importante discordanza, che si riscontra in ambito regionale in gran parte dell'Italia meridionale. Tale discordanza si è verificata prima della deposizione dei terreni che racchiudono associazioni a foraminiferi della biozona MPI4, e quindi è da mettere in relazione con la fase tettonica del Pliocene inferiore *p.p.* In alto il sintema è limitato da un'altra importante discordanza, connessa con la fase tettonica della parte bassa del Pliocene medio. L'estensione stratigrafica delle successioni comprese nel sintema di Andretta è limitata al Pliocene inferiore.

FORMAZIONE DELLA BARONIA (BNA)

Il sintema di Andretta è rappresentato, dal punto di vista litostratigrafico, dalla formazione della Baronia, le cui successioni occupano complessivamente circa un terzo dell'area del Foglio. Affioramenti continui e buone esposizioni si possono osservare nella Baronia, nell'Arianese, tra Bonito e Mirabella Eclano, e nella Daunia meridionale.

I terreni della formazione della Baronia rappresentano l'espressione di un unico ciclo sedimentario completo, del quale è ben sviluppata la porzione superiore regressiva. Le osservazioni di dettaglio hanno messo in evidenza una spiccata variabilità dei caratteri litologici e sedimentologici nella porzione basale della successione, dove sono presenti sia termini ciottolosi e sabbiosi arrossati, di ambiente alluvionale deltizio, sia conglomerati con ciottoli con fori di lito-domi e sabbie di spiaggia con tanatocenosi a gusci di molluschi marini. Verso l'alto si nota la presenza di torbiditi arenaceo-pelitiche, ben esposte negli affioramenti del letto del fiume Ufita, al margine sud-occidentale della Baronia, oppure di olistostromi, osservabili in alcune località ad ovest e sud-ovest di Ariano Irpino. La sedimentazione diviene quindi generalmente pelitica, con forti spessori di argille siltose o marnose, e successivamente sabbiosa; infine si passa a conglomerati poligenici massivi, che si sviluppano per alcune centinaia di metri

di spessore, e che costituiscono un litotipo caratteristico dei rilievi della Baronia. In alcune località è stato osservato, alla sommità delle sabbie, un sottile e discontinuo livello di argille scure. L'ambiente di deposizione è inizialmente subaereo e marino litorale, ma si approfondisce rapidamente, come testimoniato dai livelli torbiditici e dagli olistostromi; nell'intero bacino si stabiliscono quindi condizioni ambientali alquanto uniformi, e si instaurano condizioni di piattaforma neritica terrigena fino alla transizione con l'epibatiale. L'evoluzione successiva mostra una lenta e progressiva diminuzione della profondità, che determina di nuovo condizioni di ambiente costiero-alluvionale e lo sviluppo di un effimero episodio lagunare; il ciclo si chiude infine con depositi di ambiente continentale alluvionale, tipo piana *braided*.

Negli intervalli pelitico-sabbiosi della formazione della Baronia sono state rinvenute abbondanti associazioni micropaleontologiche. Tra i foraminiferi planctonici sono presenti fin dalla base *Globorotalia margaritae* e *G. punctulata*. La iniziale presenza e la successiva scomparsa di *G. margaritae* individua un intervallo stratigrafico compreso tra la LCO e la LO di *G. margaritae*, che hanno un'età radiometrica di 3,96 e 3,79 Ma (BERGGREN *et alii*, 1995) e rientrano nella biozona MPI4a. La porzione superiore della successione pelitica è caratterizzata dalla sola presenza di *G. punctulata* che permane fino al *top*. Nelle associazioni a nannofossili calcarei sono state riconosciute, tra le altre specie, *Pseudomilania lacunosa*, *Reticulofenestra pseudoumbilicus*, rari *Sphenolithus* spp. e *Discoaster tamalis*, che consentono di individuare le biozone MNN14-15 /MNN16a partim (CN11b-CN12a partim) (*sensu* RIO *et alii*, 1990; 1994). L'età della successione in esame è dunque riferibile allo Zancleano (Pliocene inferiore).

Le ostracofaune indicano un rapido approfondimento iniziale accompagnato da cospicui fenomeni di rimaneggiamento, sino a raggiungere nella parte medio-alta del membro pelitico-arenaceo del F. Miscano profondità riferibili all'ambiente circalittorale esterno-epibatiale, per la presenza di specie quali *Argilloecia kissamovens*, *Bythocypris producta*, *Parakrithe ariminiensis*, *P. dactylomorpha*, *Ruggieria angustata*.

Nella formazione della Baronia sono state riconosciute e cartografate cinque subunità, delle quali tre sono in comune con l'attiguo F° Benevento (n° 432) mentre le altre due sono ognuna esclusiva di un foglio. Pertanto nel F° Ariano Irpino sono stati distinti quattro membri, a volte comprendenti varie litofacies, con rapporti di eteropia. La formazione poggia con contatto inconforme su varie unità. Il passaggio latero-verticale tra i membri è sempre graduale. Lo spessore complessivo è di oltre 1850 m.

membro dei conglomerati e delle sabbie di S. Sossio Baronia (BNA₁)

Il membro dei conglomerati e delle sabbie di S. Sossio Baronìa è costituito da due litofacies principali, considerate eteropiche. La litofacies ruditica è formata da conglomerati arrossati massivi con ciottoli arrotondati di ambiente alluvionale e costiero, cui si intercalano lenti di arenarie e sabbie siltoso-marnose con laminazione piano-parallela ed incrociata (**BNA_{1a}**). La litofacies sabbiosa è formata da sabbie giallognole di ambiente litorale in strati a luoghi amalgamati, intensamente bioturbate, con intercalazioni siltoso-argillose; localmente si rinvencono livelli di arenarie ibride o di paraconglomerati ben cementati (**BNA_{1b}**).

Nella litofacies **BNA_{1b}** le associazioni fossili rinvenute si presentano ricche e ben diversificate. Tra i foraminiferi planctonici si rinviene inizialmente *Globorotalia margaritae* in associazione con *G. punctulata*, e successivamente solo *G. punctulata*. Tra i nannofossili calcarei è presente *Pseudoemiliania lacunosa*. L'età del membro è Pliocene inferiore (biozona MPI4a).

Tra i foraminiferi bentonici figurano *Anomalinoides helcinus*, *Bulimina inflata*, *Lenticulina curvisepta*, *Siphonina reticulata*. Tra gli ostracodi, presenti solo nella frazione più pelitica, si rinvencono *Bythocypris producta*, *Parakrithe dactylomorpha*, *Argilloecia acuminata*, *Parahemingwayella tetraptera*, che indicano per la litofacies sabbiosa un ambiente dal circolittorale all'epibatiale.

Nei monti della Baronìa il membro (**BNA₁**) mostra una notevole variabilità di litofacies. Nel settore settentrionale (loc. Montemauro) si rinvencono corpi conglomeratici stratoidi con sottili intercalazioni sabbioso-pelitiche, riferibili ad associazioni di facies di conoide e piana alluvionale. I ciottoli dei conglomerati risultano talvolta embriciati, con indicatori di flusso circa da N. Poco più ad E (S. Michele) i ciottoli ed i grossi blocchi sono disorganizzati, presentano fori di litodomi e comprendono una importante componente bioclastica, data anche da valve integre di grossi ostreidi e pettinidi (*Isognomon* sp.). Le associazioni macrofaunistiche ed i caratteri sedimentologici indicano un ambiente di spiaggia o di *fan-delta* prossimale. Nel settore meridionale (Mass.a Tanga) si riconoscono conglomerati e paraconglomerati eterometrici con matrice argilloso-sabbiosa-microconglomeratica giallastra o rossastra, ed intercalazioni di arenarie. Questi livelli passano verso l'alto ad arenarie e siltiti sabbiose grigie con muscovite e quindi a argille siltoso-marnose e siltose grigie; lo spessore complessivo è di circa 100 m. In loc. Serrapolla affiorano numerosi piccoli lembi di paraconglomerati ed arenarie ibride a cemento calcareo, molto compatte, contenenti frammenti e gusci interi di bivalvi (tra cui *Mytilus* sp.). Nel settore nord-orientale (Serra d'Annunzio) e sud-orientale (Il Caruso) affiorano prevalentemente conglomerati poligenici *clast-supported*, in grossi banchi lentiformi. Le superfici basali sono erosive; il grado di elaborazione dei clasti costituiti da calcari, arenarie, marne, selci e rari graniti, è piuttosto variabile ma sono evidenti blocchi angolosi (lambi di strato) frammisti a ciottoli mediamente arrotondati; la matrice è fangoso-sabbiosa molto arrossata; l'ambiente è di piana e conoide alluvionale. Seguono areniti ibride e sabbie siltoso-marnose massive, localmente con strati-

ficazione piano-parallela ed incrociata (spesso con fenomeni di amalgamazione) denotanti un ambiente di spiaggia (loc. Murge e Serro del Rosario).

Nell'Arianese i depositi conglomeratici basali non affiorano. La litofacies arenacea e sabbiosa (**BNA_{1b}**) affiora solo nel settore sud-orientale, lungo il Torrente Fiumarella (loc. Orneta). Ad ovest di Villanova del Battista (loc. Serro Palumbo) sono presenti sabbie giallastre di aspetto massivo, ma che a più altezze mostrano ben evidenti laminazioni planari piano-parallele o incrociate a basso angolo, di ambiente litorale.

I litotipi sabbiosi del membro basale caratterizzano gran parte del margine sud-occidentale del Foglio. Le migliori esposizioni si osservano lungo i versanti che bordano il F. Ufita, tra gli abitati di Bonito e Mirabella Eclano. Le sabbie quarzoso-feldspatiche sono organizzate in strati di pochi centimetri, con intercalazioni di argille siltose e siltiti argillose. E' presente la laminazione piano parallela, ma talvolta anche quella cuneiforme con *foreset* di *megaripples*, aventi anche inclinazioni contrapposte; più rari ma presenti sono i *ripples* asimmetrici, talvolta rampanti (*climbing ripples*); la bioturbazione risulta a luoghi molto intensa, con tracce di fossatori verticali e ad "U"; spesso gli interstrati pelitici evidenziano abbondanza di materiale organico (frustoli carboniosi, impronte di foglie) e, localmente, anche abbondanti frammenti di gusci di lamellibranchi. L'ambiente deposizionale dominante è di spiaggia sommersa. La base della porzione sabbiosa non è facilmente identificabile; la potenza stimata della successione è di oltre 200 metri.

Nel settore orientale del Foglio, nell'area compresa tra Monteleone di Puglia, Accadia e Scampitella, affiorano diffusamente le successioni relative al membro basale.

Tra Anzano di Puglia e Scampitella si rinvencono alternanze di corpi conglomeratici stratoidi di spessore metrico, poligenici ed eterometrici (dimensioni max dei clasti 30 cm) ma ben elaborati e localmente con distribuzione granulometrica bimodale, ed intervalli sabbioso-pelitici mal esposti, di ambiente di conoide alluvionale e *fan-delta*.

Nella fascia compresa tra Aquilonia, Lacedonia, Deliceto e Accadia (anche oltre i limiti del Foglio) la successione è costituita da conglomerati poligenici *clast-supported* con matrice fangosa molto arrossata; il grado di elaborazione dei clasti è piuttosto variabile ma sono evidenti blocchi angolosi (compresi lembi di strato) frammisti a ciottoli mediamente arrotondati, di ambiente di conoide/piana alluvionale. Localmente si riconosce un passaggio graduale a facies sabbiose fossilifere di spiaggia.

Lungo il versante in destra del fiume Ufita, tra il nuovo abitato ed il vecchio insediamento di Melito Irpino affiora una successione di molte decine di metri, costituita alla base da banchi di sabbie ed arenarie massive o sottilmente laminate di colore giallo-arancio a grana da fine a media con clasti quarzosi e litici da subangolosi a subarrotondati, frammenti di carbone e ciottolotti di quarzo arro-

tondato, cui si intercalano livelli di limi e di argille di colore variabile dall'arancio al grigio-verde e al nerastro con ciottolotti di quarzo arrotondato, granuli anneriti da carbone, scaglette di marne, grossi ciottoli di calcilutiti alterate ed arrossate, e lenti di conglomerati con ciottoli di 2-3 cm di diametro. Tale livello si immerge sotto depositi a giacitura suborizzontale, costituiti da sabbie siltose ed arenarie calcaree a grana fine in straterelli ondulati di pochi cm, talora pulverulenti altre volte compatte, localmente arrossate, e di argille marnose verdi sottilmente laminate con alternanza di toni chiari e scuri, che includono lenti e noduli di natura calcarea. Tali depositi sono risultati sterili alle analisi biostratigrafiche; essi sono stati dubitativamente attribuiti al Pliocene inferiore.

La potenza massima del membro si aggira sui 400 m.

membro pelitico-arenaceo del F. Miscano (BNA₂)

Le peliti di questo intervallo affiorano con i caratteri tipici nella località del Vallone Macchioni, nella valle del fiume Ufita.

Nella porzione basale si rinvencono argille siltoso-marnose e silt argillosi di colore grigiastro, interessati da intensa bioturbazione, con rari piccoli gusci di molluschi ed abbondanti microfaune a foraminiferi. Gradualmente si passa a silti, silt sabbiosi e sabbie a granulometria fine, con intercalazioni di silt argilloso-marnosi di colore grigiastro, lenti di sabbia e rare arenarie; la stratificazione è assente o mal definita, talora è visibile la laminazione piano-parallela (a scala millimetrica) per lo più obliterata dall'intensa bioturbazione.

La parte bassa della successione è attribuibile, in base ai foraminiferi alla biozona MPL4a (Pliocene inferiore). Il ritrovamento concomitante di *Globorotalia margaritae* e *G. punctulata* e la successiva rapida scomparsa del primo taxon, indicano l'evento della LO di *G. margaritae*, che cade nella parte mediana della zona MPL4a a 3.79 Ma (BERGGREN *et alii*, 1995). Tra i nannofossili calcarei è presente *Pseudoemiliana lacunosa*. Tra i foraminiferi bentonici si rinvencono *Anomalinoidea helacinus*, *Lenticulina curvisepta*, *Siphonina reticulata*. Nella frazione più pelitica tra gli ostracodi figurano *Argilloecia kissamovensis*, *A. acuminata*, *Bythocypris producta*, *Cytherella russoi*, *C. terquemi*, *Paijenborchella cymbula*, *Parakrithe dactylomorpha* che indicano un ambiente tra l'epibatiale ed il circolittorale interno; nella parte sommitale della successione, più sabbiosa, sono presenti *Costa batei*, *Pontocythere turbida*, *Semicytherura incongruens*, che indicano un ambiente di spiaggia sommersa. Pertanto l'insieme dei caratteri sedimentologici e microfaunistici consente di attribuire l'ambiente di sedimentazione a quello di piattaforma neritica fino alla transizione con la spiaggia sommersa. Lo spessore complessivo è dell'ordine degli 800 m.

Le migliori esposizioni del membro pelitico nell'Arianese sono tra Orneta e località Resina, ad ovest di Ariano Scalo e tra M. San Domenico e M. Rocchet-

ta; lo spessore varia tra 250 e 700 m. Altri buoni affioramenti si osservano in varie località della Baronia, in destra del fiume Ufita (segnatamente a Piano La-gnetta e Piano dell'Occhio).

Altri affioramenti prevalentemente argillosi sono presenti presso Vallesac-carda, lungo il Vallone Agrifoglio. Nelle peliti di questa località BARBERA *et alii* (1993) hanno riconosciuto due distinte associazioni di molluschi bentonici: la prima, costituita da *Corbula gibba*, *Fustiaria rubescens*, *Ditrupa cornea*, è riferibile in prevalenza agli ambienti meso-infralittorale, infralittorale e infracir-calittorale (0-60 m di profondità); la seconda comprende *Corbula gibba*, *Ditru-pa cornea*, *Dentalium sexangulum*, ed è riferibile ad ambienti infralittorali e in-fracircalittorali (50-70 m di profondità).

Nella parte bassa del membro è stata distinta una litofacies, di composizione arenaceo-pelitica (**BNA_{2a}**), affiorante solo lungo il letto del fiume Ufita. Essa è costituita da alternanze di siltiti argillose, argille marnose ed argille sabbiose grigiastre in strati e banchi, con intercalazioni di strati di arenarie a grana medio-grossolana di colore giallo chiaro di natura torbidity; esse sono caratterizzate da gradazione diretta, laminazione piano-parallela ed ondulata e controimpronte di fondo. Sono presenti clasti pelitici, spesso organizzati in straterelli, che costi-tuiscono un paraconglomerato monogenico in matrice siltoso-sabbiosa.

La litofacies **BNA_{2a}** è ascrivibile allo Zancleano (Pliocene inferiore), biozo-na MPI4a, per la presenza di *Globorotalia punctulata* in associazioni sempre ricche e ben diversificate, comprendenti tra l'altro *Sphaeroidinellopsis* spp. Tra i foraminiferi bentonici si rinvencono *Ammonia* spp., *Amphycorina scalaris*, *A-nomalinoidea helicinus*, *Elphidium* spp., *Hopkinsina bononiensis*, *Lenticulina vortex*, *Marginulina coarctata*. Le rare specie di ostracodi sono rappresentate nella parte bassa da *Aurila convexa*, *Aurila punctata*, *Cytheridea* cfr. *C. nasuta*, che indicano un ambiente infralittorale; verso l'alto la presenza di *Argilloecia kissamovensis*, *Bythocypris producta*, *Cytherella robusta*, *C. russoi*, *C. terque-mi*, *Ruggieria tetraptera angustata*, indica una paleobatimetria compresa tra il circolittorale esterno e l'epibatiale. Notevoli i fenomeni di trasporto da batime-trie inferiori. L'insieme dei caratteri sedimentologici e microfaunistici consente di indicare un ambiente di sedimentazione di piattaforma neritica, fino alla tran-sizione con l'epibatiale. Lo spessore è di circa 200 m.

Nella parte intermedia del membro, lungo il Vallone Anselice (settore sud-occidentale dell'Arianese), si intercalano, con geometria lentiforme ed assem-blaggio caotico dei litotipi, argille e marne varicolori inglobanti ciottoli, anche ben arrotondati, olistoliti carbonatici, lembi di strato di arenarie e calcari marno-si e livelli di paraconglomerati ben cementati (**BNA_{2b}**). In questa litofacies si riconoscono intercalazioni di strati di arenarie ibride, areniti quarzoso-litiche, e paraconglomerati poligenici ben cementati, o anche banchi lentiformi di con-glomerati (M. Serra di Vitello).

Tra la località Stazza di Melito e la parte alta del Vallone Anselice si rinven-
gono ampie lenti di argille scagliose policrome con clasti angolosi poligenici
(tra i quali anche frammenti di strato) e ciottoli arrotondati, di natura arenacea e
calcareo-marnosa. Lo spessore di queste lenti si aggira intorno ai 100 m.

membro sabbioso di Apollosa (BNA₃)

Il membro affiora ampiamente nei dintorni di Montecalvo Irpino ed Ariano
Irpino, ed è costituito da sabbie a grana media e grossa con abbondanti fram-
menti di gusci e valve integre di ostreidi e pettinidi, con sottili interstrati marno-
so-argillosi verdastri e livelletti di ciottoli; comprende inoltre alternanze di sab-
bie con matrice siltoso-marnosa in strati medi e sottili ed areniti tenere giallastre
a grana medio-fine e fine con interstrati di siltiti. Nella parte alta del membro, a
luoghi si rinvencono livelli argilloso-marnosi scuri di ambiente lagunare. Nelle
sabbie sono frequenti le strutture trattive da moto ondoso e da corrente (lamina-
zione incrociata a basso angolo, *ripples*), che indicano un ambiente di spiaggia
(*foreshore* e *shoreface*). Si rinvencono locali sequenze *fining-upward* che deno-
tano saltuari innalzamenti del livello del mare.

Il membro è attribuibile al Pliocene inferiore (biozona MPI4a) per la presen-
za di *Globorotalia puncticulata* in assenza di *G. margaritae*. Tra i nannofossili
calcarei sono comunemente rinvenuti, tra gli altri, esemplari di *Pseudoemilia-
nia lacunosa* e “small” *Gephyrocapsa*, in associazioni ricche e ben diversificate.
Tra i foraminiferi bentonici sono presenti *Ammonia* spp., *Elphidium* spp. nella
parte medio-bassa del membro a testimonianza di un ambiente infralittorale. In
alcune località la presenza di *Bolivina alata*, *Lenticulina curvisepta*, *L. vortex*,
tra i foraminiferi bentonici e di *Bythocypris producta* e *Krithe iniqua* tra gli o-
stracodi, indica una saltuaria evoluzione verso l’ambiente circalittora-
le/epibatiale. Lo spessore complessivo supera i 600 m.

Nei monti della Baronia (loc. Vallata, Carife e Castelbaronia) e
nell’Arianese (Montecalvo Irpino, Ariano Irpino e Orneta) le facies arenacee
sono ben esposte con spessori superiori ai 400-500 m e sono costituite da alter-
nanze di sabbie giallastre a granulometria medio-fine e fine, mal stratificate o
massive per fenomeni di amalgamazione, arenarie tenere quarzoso-feldspatiche
(BARONE *et alii*, 2002) a granulometria media, talora grossolana, e matrice silto-
sa o siltoso-marnosa; sono presenti sottili intercalazioni di siltiti verdastre, e
piccoli ciottoli allineati. Le sabbie presentano una laminazione piano-parallela e
incrociata a basso angolo, talora sono intensamente bioturbate e contengono li-
velli con frammenti di gusci e valve integre di ostreidi e pettinidi. Le associa-
zione di facies sono riferibili ad ambienti di spiaggia di *foreshore* e *shoreface*.
Nella parte alta della successione sabbiosa si rinvencono alcuni livelli disconti-
nui di depositi lagunari argillosi nerastri con faune oligotipiche (BARRA *et alii*,
1998) ed orizzonti centimetrici di natura cineritica.

In località Rena del Conte, e nei dintorni di Castelbaronia, si rinvencono strati e banchi (spessi fino a 3 m) di arenarie fini o siltose di colore grigio, alternate ad arenarie generalmente massive, a granulometria medio-fine, giallastre, a cemento calcareo, con sottili livelli siltosi grigi; sono presenti laminazione piano-parallela e debolmente ondulata, laminazione incrociata a 20-30°, laminazione “a festone”. Si rinvencono molti gusci di molluschi, talora interi e in posizione di vita, piste di limivori, carbone e sostanza organica.

membro conglomeratico di Trevico (BNA₅)

I depositi ruditici sommitali, spessi circa 400 m nei monti della Baronia, poggiano con un contatto talora transizionale per alternanza, ma più spesso netto ed erosivo, sul membro sabbioso (BNA₃) e su quello pelitico-arenaceo (BNA₂). I conglomerati si presentano in banchi, con intercalazioni di sabbie compatte ed arenarie tenere, che passano lateralmente e verticalmente a paraconglomerati poligenici a matrice sabbiosa; nella porzione sommitale (presso Trevico) si rinvencono ortoconglomerati poligenici massivi o in grossi banchi, con rari interstrati arenacei. I conglomerati sono polimittici, a ciottoli prevalentemente arrotondati, sia sferoidali che appiattiti, e diametro compreso tra il centimetro ed il decimetro. Nella frazione sabbiosa sono talora presenti gusci di ostreidi e pettinidi. I caratteri sedimentologici osservati e le analisi morfometriche dei ciottoli indicano associazioni di facies di piana alluvionale/conoide alluvionale distale; in particolare, l'ambiente deposizionale alluvionale (tipo piana *braided*) si instaura al disopra delle sabbie di spiaggia, talora attraverso episodi lagunari (Montecalvo Irpino, Flumeri).

Gli affioramenti più significativi dei conglomerati in Baronia sono presenti lungo la SS 91, tra Carife e Vallata e tra S. Nicola e S. Sossio. In queste località si osservano conglomerati in banchi con lenti sabbiose, sabbie con rari ciottoli disorganizzati ed arenarie quarzoso-litiche tenere, massive, con sottili livelli pelitici; alternanze di banchi lentiformi di ortoconglomerati e paraconglomerati, e di banchi di paraconglomerati e sabbie. I livelli più cementati originano sottili costolature lentiformi; sono presenti embriciature dei ciottoli e contatti erosivi tra la frazione ruditica e arenitica. I ciottoli sono costituiti da arenarie, marne, calcari, rari diaspri, selci, marne silicizzate e graniti; i ciottoli sono arrotondati (grado di arrotondamento da medio ad alto), di forma sia lamellare che sferoidale, o in prevalenza lamellare. Le direzioni di paleocorrente indicano apporti da W/NW. Le sabbie, in lenti dello spessore di 0.5-1 m, presentano laminazione a grossa scala piano-parallela o debolmente ondulata, o anche inclinata; le arenarie quarzoso-litiche presentano clasti di quarzo da angolosi a subangolosi, scarsa matrice e cemento calcareo di colore giallastro. A grossa scala si riconosce una clinostratificazione dei depositi ghiaioso-sabbiosi con inclinazione di circa 30° nell'ambito di alcuni orizzonti, le cui superfici limite sono piano-parallele. La

sequenza è regressiva a grossa scala, con una serie di sequenze regressive a piccola scala.

Presso Castelbaronia i conglomerati sono clasto-sostenuti a matrice sabbiosa con costole più cementate e con isolate lenti (concavo-convesse e piano-concave) e interstrati sabbiosi con lamine incrociate a basso angolo; ciottoli disorganizzati, di natura e forma simile a quella sopra descritta, presenza di livelli arrossati e anneriti.

Nell'Arianese i depositi conglomeratici sommitali affiorano quasi esclusivamente a Monte degli Amanti e a Monte Gamardella.

6.1.2. SINTEMA DI BOSCO DI CONTRA (BSN)

In una vasta area, che comprende la Daunia e parte dell'Irpinia, successioni clastiche attribuite al Pliocene inferiore poggiano in discordanza angolare, tramite un contatto erosivo, sui depositi del sintema di Andretta. Questa discordanza è stata prodotta da una deformazione progressiva che ha interessato l'area durante la deposizione del sintema di Bosco di Contra, dando luogo ad una "*syntectonic intraformational unconformity* di IV tipo" (ANADON *et alii*, 1986).

La base del sintema è rappresentata pertanto da questa "*syntectonic unconformity*" che si è verificata durante il Pliocene inferiore, probabilmente nella parte alta di questa età. In alto il sintema è limitato dalla discordanza connessa con la fase tettonica della parte bassa del Pliocene medio.

FORMAZIONE DI SCAMPITELLA (SMP)

Il sintema di Bosco di Contra è rappresentato dal punto di vista litostratigrafico, dalla formazione di Scampitella. Essa è costituita prevalentemente da depositi conglomeratico-sabbiosi spessi circa 360 m ed affiora lungo la dorsale tra Scampitella e Anzano di Puglia, ove si presenta stratigraficamente sovrapposta ad alcuni membri della formazione della Baronia. In particolare tra Monte Le Felci ed Anzano di Puglia è ben visibile il contatto erosivo e discordante tra le due successioni (*unconformity* P_{1a} in Tav. II).

Nell'ambito della formazione sono stati distinti e cartografati due membri eteropici tra loro.

conglomerati di Serro Mamone (SMP₁) Il membro inferiore è costituito da conglomerati con matrice sabbiosa arrossata e rare lenti sabbiose, riferibili ad associazione di facies di conoide-piana alluvionale. I conglomerati sono *clast-supported*, con elementi poligenici di natura calcareo-clastica, arenacea e subordinatamente marnosa, selciferi ed ancora più raramente granitoidi. Il grado di elaborazione dei clasti è piuttosto variabile ma sono evidenti blocchi angolosi

(compresi lembi di strato) frammisti a ciottoli mediamente arrotondati; la matrice è fangoso-sabbiosa molto arrossata. La successione localmente esordisce con alternanze di strati dello spessore inferiore al metro di conglomerati e di argille siltose. I campioni prelevati sono risultati sterili alle analisi biostratigrafiche. La potenza è di circa 300 m.

sabbie di C. Archidiacono (SMP₂) Il membro è rappresentato da presenta strati molto spessi di sabbie e sabbie siltose talora arrossate, con allineamenti di ciottoli e frequenti livelli ricchi di frammenti di gusci di molluschi marini. Nei livelli sabbiosi è presente una microfauna banale e in cattivo stato di conservazione; tra i foraminiferi bentonici si rinvencono *Florilus boeanum* e *Elphidium* spp., indicativi di ambiente di spiaggia. La potenza complessiva si aggira intorno ai 60 m.

I summenzionati rapporti stratigrafici con i membri della formazione della Baronia, osservati in alcuni affioramenti - in particolare i rapporti di *syntectonic unconformity* con **BNA₂** - fanno ritenere possibile l'attribuzione dell'intera unità al Pliocene inferiore (Zancleano).

6.1.3. SINTEMA DI RUVO DEL MONTE (RVM)

Il sintema è limitato a letto dalla *unconformity* a carattere erosivo che separa le successioni del Pliocene medio, che lo rappresentano, dal substrato pre-pliocenico o da depositi del sintema di Andretta. A tetto è presente una superficie di *unconformity*, di importanza regionale, da mettere in relazione alla fase tettonica del Pliocene superiore; su di essa poggiano, ove presenti, depositi non più antichi del Pliocene superiore? -Pleistocene.

FORMAZIONE DI SFERRACAVALLLO (STF)

Le successioni facenti parte del sintema di Ruvo del Monte sono l'espressione di un ciclo sedimentario completo, nel quale sono ben rappresentati sia i terreni bio-calcioclastici che quelli silico-clastici, che dal punto di vista litostratigrafico, sono stati riferiti alla formazione di Sferracavallo. Il ciclo mostra un carattere trasgressivo alla base, con sviluppo di facies bioclastiche caratteristiche tipo "panchina" di ambiente variabile dal litorale alla spiaggia sommersa. Verso l'alto sono presenti termini pelitici nei quali si riconosce un ambiente più profondo, neritico, che può giungere all'epibatiale; ugualmente neritico è l'ambiente di sedimentazione delle sabbie e dei silt, con i quali termina la successione. Sulla base delle caratteristiche litostratigrafiche è stato possibile distinguere tre membri; i due inferiori risultano parzialmente eteropici.

Tra i foraminiferi planctonici è stata rinvenuta sin dalla base *Globorotalia bononiensis*, presente nel Mediterraneo tra 3,31 Ma e 2,45 Ma (SPROVIERI, 1993; BERGGREN *et alii*, 1995). La presenza di questa specie fino al *top* della successione permette di attribuire l'unità ad un intervallo compreso nelle biozone MP14b *p.p.* - MP15a. I risultati delle analisi a nannofossili hanno consentito di riferire la parte bassa di questo ciclo a un'età non più antica della biozona MNN14-15 (*sensu* RIO *et alii*, 1990; 1994) per la presenza di *Pseudoemiliana lacunosa* in associazione con *Helicosphaera sellii* e *Discoaster brouweri*, tra gli altri. L'età dell'intera unità è pertanto riferibile al Pliocene medio (Piacenziano).

Le associazioni ad ostracodi mostrano il tipico rinnovamento, caratteristico di quest'intervallo stratigrafico, con la prima comparsa di alcune specie quali *Leptocythere transiens*, *Semicytherura ruggierii*, *Semicytherura rara*. Lo studio delle ostracofaune ha messo in luce tra l'altro un maggior approfondimento del bacino nel settore del T. Cervaro, ove si raggiunge l'ambiente epibatiale, testimoniato dalla presenza di *Argilloecia acuminata*, *Bythocypris producta*, *Paijenborchella jocosa*, *Krithe* spp.

Il substrato è rappresentato dai terreni prepliocenicici delle varie unità tettoniche e dai terreni della formazione della Baronia (BNA).

La potenza complessiva affiorante è valutabile in circa 800 m. I migliori affioramenti sono visibili in sinistra orografica dell'alta valle del T. Cervaro, sull'altopiano di Difesa Grande, nell'alta valle del T. Calaggio, in località Sfferracavallo e lungo il Vallone Serrone.

calcareniti del Torrente di Vena (STF₁)

L'unità è costituita da calcareniti bioclastiche ed areniti ibride, ricche di frammenti di gusci di molluschi (lamellibranchi, gasteropodi), brachiopodi, ecc., organizzate in corpi linguoidi e/o lentiformi dello spessore massimo di un paio di metri. Localmente, alla base si osservano conglomerati eterometrici ad elementi subarrotondati calcarei, arenacei e bioclastici, e, nella parte alta, livelli di calcilutiti ricche di foraminiferi planctonici e bentonici. Le associazioni fossilifere sono estremamente povere, mal conservate con intenso rimaneggiamento prevalentemente dal Miocene. In rari campioni si sono rinvenuti esemplari di *Pseudoemiliana lacunosa* tra i nannofossili calcarei; tra i foraminiferi bentonici sono presenti *Ammonia beccari*, *Elphidium complanatum*, *Elphidium crispum*, *Cibicides lobatulus*, indicativi di un ambiente di spiaggia sommersa e transizione al neritico.

Il membro STF₁ affiora quasi esclusivamente in località Difesa Grande, a nord-est di Ariano Irpino, con spessori compresi tra 50 e 100 m (BASSO *et alii*, 1996c). Nel suo ambito si sono individuate una prevalente frazione arenitica e subordinate frazioni pelitiche e psefitiche.

La frazione arenitica è rappresentata da calcareniti e arenarie ibride stratificate, di colore biancastro-giallastro e grado di cementazione variabile. I clasti, generalmente di dimensioni medie e grossolane, sono costituiti da litoclasti, bioclasti e quarzo; tra gli elementi litici prevalgono i clasti di natura calcarea, generalmente a spigoli vivi. I granuli di quarzo arrotondato sono generalmente in subordinazione, ma in alcuni livelli raggiungono quasi il 50 % della frazione clastica. Sono presenti inoltre rari *clay-chips*. La tessitura è generalmente granulostenuta con una matrice micritica, in parte ricristallizzata, da scarsa (*packstone*) ad assente (*grainstone*); è frequente la presenza di vacuoli. Le strutture sedimentarie sono rare; si segnala la presenza di sequenze *fining-upward* e talora una stratificazione ondulata. La frazione bioclastica, talvolta prevalente, comprende da minuti frammenti a gusci interi di molluschi, tra cui lamellibranchi (*Pecten*, *Ostrea*, *Cardium*, *Panopea*), gasteropodi, echinidi, alghe melobesie e colonie di briozoi; si riconoscono inoltre piccoli foraminiferi bentonici incrostanti, quali textularidi ed abbondanti *Elphidium* sp.; pressoché assenti le forme planctoniche. Intercalati alle areniti localmente vi sono dei livelli a granulometria più fine, rappresentati da biomicriti ricche di foraminiferi planctonici, prevalentemente del genere *Sphaeroidinellopsis*, ed in subordinazione bentonici, talora pitritizzati.

La frazione ruditica è generalmente costituita da calciruditi e paraconglomerati disorganizzati con una matrice sabbiosa giallastra talora prevalente, caratterizzati da un grado di cementazione variabile. I clasti risultano eterometrici, dal cm ad alcuni dm di diametro, da poco a molto arrotondati; sono costituiti sia da litoclasti, in prevalenza calcarei, calcareo-marnosi ed arenacei, che da bioclasti, tra cui fanno spicco valve intere decimetriche di lamellibranchi. L'ambiente è marino di bassa profondità, neritico-litorale, probabilmente di spiaggia sommersa o esterna (*shoreface*) con episodi più grossolani indicativi di spiaggia emersa e livelli più fini biomicritici indicativi di un ambiente protetto poco profondo o di transizione al neritico.

Le calcareniti del Torrente di Vena mostrano un appoggio stratigrafico discordante sui terreni deformati dell'Unità del Fortore e dell'Unità della Daunia. Lateralmente e verso l'alto passano a **STF₂**.

L'età del membro è Piacenziano (Pliocene medio) per la posizione stratigrafica ed i rapporti di eteropia che presenta con **STF₂**.

peliti di Difesa Grande (STF₂)

Il membro è costituito da argille marnoso-siltose e siltiti argillose e sabbiose di colore grigio e giallo con frammenti di gusci di molluschi. L'età è Pliocene medio (biozona MP14b) per la presenza tra i foraminiferi planctonici di *Globorotalia bononiensis* e *Sphaeroidinellopsis* spp. Tra i nannofossili sono presenti, tra gli altri, *Pseudoemiliania lacunosa* e "small" *Gephyrocapsa*. Tra i foramini-

feri bentonici sono presenti *Anomalinoides helycinus*, *Hopkinsina bononiensis*, *Bolivina alata*. Le associazioni ad ostracodi sono talvolta ricche e in buono stato di conservazione; sono state rinvenute le seguenti specie: *Argilloecia acuminata*, *Bythocypris producta*, *Cytherella russoi*, *Parakrithe rotundata*, *P. ariminien-sis*, *P. dactylomorpha*, *Ruggieria angustata*, che indicano un ambiente di sedimentazione variabile da circalittorale esterno ad epibatiale. Potenza circa 500 m.

Anche questo membro può poggiare direttamente in *unconformity* sul substrato; nella parte basale risulta in eteropia con **STF**₁. Lungo la spianata di Difesa Grande e nell'alta valle del Torrente Cervaro, il membro pelitico è potente circa 350 m ed è costituito da argille ed argille marnoso-siltose di ambiente neritico profondo, che evolvono a siltiti argillose e sabbiose di colore grigio e giallo pallido.

Nei pressi dell'abitato di Sferracavallo, lungo il Vallone Serrone (alta valle del Torrente Calaggio) il membro **STF**₂ è costituito alla base da circa 60 m di strati e banchi di conglomerati in matrice sabbiosa localmente arrossata, dapprima con clasti subangolosi quindi con ciottoli arrotondati, alternati a strati di peliti rossastre di ambiente alluvionale-costiero; verso l'alto tali alternanze passano ad una successione monotona potente oltre 400 m di siltiti argillose e sabbiose e quindi ad argille siltose.

areniti di Costa S. Paolo (STF₃)

L'unità è costituita da areniti quarzo-feldspatiche a granulometria medio-fine, sabbie siltose e silt sabbiosi in strati sottili, localmente ricchi di frammenti e gusci interi di bivalvi, di ambiente da infralittorale a circalittorale esterno. Esso affiora con esposizioni non ottimali nell'area di Ariano Scalo e di Costa S. Paolo a nord e nell'area di Case Gerundo-Villa Cataldo ad est di Vallata. Nell'area di Ariano scalo e di Costa S. Paolo è costituito da sabbie a grana fine e areniti siltose sottilmente stratificate. Nella valle del T. Calaggio l'unità è presente con una monotona successione di strati di silt sabbiosi e sabbie siltose, ricche di frammenti di gusci di bivalvi. In entrambi i settori le successioni passano gradualmente verso il basso alle peliti di **STF**₂.

Generalmente le associazioni a foraminiferi planctonici e a nannofossili calcarei sono povere e in cattivo stato di conservazione, e sono assenti gli ostracodi. Il membro è attribuibile al Piacenziano (Pliocene medio, biozone MPI4b e MPI5a) per la presenza di *Globorotalia bononiensis*. Tra i foraminiferi bentonici sono presenti *Ammonia* spp., *Coriphostoma perforata*, *Hopkinsina bononiensis*, indicativi di ambiente neritico da infralittorale a circalittorale esterno.

Lo spessore si aggira tra 250 e 300 m.

7. DEPOSITI CONTINENTALI QUATERNARI

7.1. DEPOSITI UBIQUITARI FORMATI

7.1.1. SINTEMA DI VALLATA (VTA)

Il sintema è limitato a tetto ed a letto da superfici di *unconformity* di carattere erosivo, ed è costituito da due subsintemi separati da una superficie di discontinuità di rango inferiore: il subsintema della Montagna di Carife (**VTA₁**) ed il subsintema di Castelbaronia (**VTA₂**).

I depositi clastici del sintema di Vallata si presentano distribuiti in maniera discontinua in una fascia mediana ad andamento appenninico corrispondente all'areale di affioramento dei depositi pliocenici del supersintema di Ariano Irpino. Essi costituiscono corpi lenticolari, potenti fino a varie decine di metri ed estesi fino ad alcuni kmq, e sono ubicati su superfici di *glacis*, sui ripiani morfologici sommitali (Paleosuperficie *Auctt.*) e lungo il versante che separa i due ordini di ripiani.

I depositi, nel loro insieme, sono delimitati sia superiormente che inferiormente da due superfici di discontinuità. La superficie inferiore è di tipo erosionale ed è intagliata prevalentemente nei depositi conglomeratico-sabbiosi del membro dei conglomerati di Trevico e del membro sabbioso di Apollosa, entrambi appartenenti alla formazione della Baronia, riferita al sintema di Andretta; essa è caratterizzata da un andamento geometrico molto irregolare, ed è generalmente ricoperta dai depositi in esame di cui costituisce la superficie basale di deposizione. Anche la superficie superiore, generalmente rappresentata dalla superficie topografica, è di tipo erosionale; localmente si presenta mascherata da una sottile coltre di depositi piroclastici talora rimaneggiati da processi colluviali e gravitativi.

I depositi del sintema di Vallata poggiano stratigraficamente con discordanza sui litotipi della formazione della Baronia (**BNA**), affioranti lungo l'alta valle del T. Calaggio. In più punti presso Vallata essi risultano ricoperti da piroclastiti probabilmente provenienti dal centro eruttivo del Vulture, la cui attività si è svolta nel Pleistocene medio (tra 0.8 e 0.5 M.a., CORTINI, 1975). D'altronde la presenza di depositi piroclastici del Vulture sulla Paleosuperficie sommitale è stata già segnalata per settori posti a sud della valle dell'Ofanto (ORTOLANI & PAGLIUCA, 1988). In base a tali considerazioni ed ai riferimenti cronologici presenti in letteratura (APRILE *et alii*, 1976), i depositi in esame possono essere attribuiti ad un intervallo compreso tra il Pliocene superiore? ed il Pleistocene medio *p.p.* Lo spessore massimo è di oltre 50 m.

subsistema della Montagna di Carife (VTA₁)

Nel subsistema VTA₁ rientrano i depositi rubefatti prevalentemente ghiaiosi che affiorano lungo i lembi della paleosuperficie sommitale nei monti della Baronia. Si tratta di ghiaie in matrice sabbioso-microconglomeratica arrossata con lenti di sabbie debolmente arrossate e laminate. L'ambiente di deposizione è generalmente torrentizio con parziale rielaborazione dei clasti da parte di processi crionivali; localmente i depositi si presentano crioturbati. Lungo i crinali denominati "Montagna di Carife" i clasti delle ghiaie sono frequentemente rotti con bordi a spigoli vivi, per effetto di processi di crioclastismo, e si presentano alterati, arrossati o anche anneriti, in particolare per i litotipi marnosi che spesso risultano decalcificati; essi derivano dalla rielaborazione dei clasti dei conglomerati pliocenici del substrato. Lo spessore stimato è di circa 15 metri.

In alcune piccole cave poste varie centinaia di metri a monte del centro abitato di Carife, sono presenti tagli freschi che consentono di osservare l'articolazione del contatto erosionale, sepolto, tra questi terreni ed i sottostanti conglomerati pliocenici. La superficie di inconformità basale, localmente, è marcata da un livello discontinuo di marne siltose giallognole, spesso mediamente 20-30 cm e privo di strutture sedimentarie. Nei conglomerati infrapliocenici del substrato, al contatto con le ghiaie in esame, sono in alcuni punti presenti fratture beanti profonde 2-3 m, a sviluppo talora cuneiforme, riempite da clasti a spigoli vivi, costituiti da frammenti di ciottoli, in una matrice sabbioso-siltosa brunastra e rossastra. L'età del subsistema è Pliocene superiore? – Pleistocene inferiore?.

subsistema di Castelbaronia (VTA₂)

Sulla spianata sommitale, ai bordi dei depositi del subsistema di Montagna di Carife, e comunque nei settori intermedi ed alti dei versanti della Baronia, si rinvencono depositi conglomeratici e ghiaioso-sabbiosi, che presentano dei caratteri abbastanza variabili (VTA₂). Sono presenti ghiaie in matrice sabbiosa arrossata, clinostatificate e con ciottoli spaccati con spigoli vivi, colluvioni sabbioso-siltose bruno-rossicce con *stone-line*, locali cumuli di paleofrana e calcareniti fitoclastiche con travertino fitohermale biancastro.

Nel settore compreso tra Castel Baronia e Vallata, i lembi di ghiaie con ciottoli a spigoli vivi in matrice sabbioso-siltosa, a luoghi arrossata, poggiano secondo una superficie di discontinuità irregolare di tipo sia erosionale che deposizionale sui depositi pliocenici della formazione della Baronia. Le ghiaie sono riferibili sia a depositi di versante, i cui clasti sono elaborati dal crioclastismo, che a depositi di trasporto, messi in posto da processi gravitativi e trattivi (*grain-flow*, conoidi torrentizie, ecc.). In particolare tra 700 e 800 m, sono presenti una serie di piccoli conetti detritici di base versante del raggio di 100-200 m,

che, essendo coalescenti, formano una falda pedemontana sviluppata in maniera discontinua verso monte, dove si sovrappone sul *glacis*. In alcuni tagli affiorano conglomerati clinostratificati, con inclinazione di 25-28° verso valle, costituiti da alternanze di livelli grossolani privi di matrice e di livelli ghiaiosi più sottili con matrice sabbiosa. I clasti sono generalmente costituiti da frammenti a spigoli vivi di ciottoli arrotondati di natura calcareo-clastica, arenitica e calcareo-marnosa derivati dai sottostanti conglomerati del Pliocene inferiore del sintema di Andretta. Tali depositi costituiscono una falda detritica clinostratificata (*grèzes litées*), che si sviluppa per circa 3 km a partire dall'abitato di Carife verso SE. Essi presentano spessori di circa 40 m, osservabili lungo vari tratti della SS 91, e risultano incisi ed erosi dalla rete idrografica attuale. Verso l'alto e lateralmente essi passano a colluvioni sabbioso-siltose bruno-rossicce con *stone-line*.

Lungo il *glacis* si rinvencono, inoltre, depositi a giacitura suborizzontale, costituiti da ghiaie con ciottoli spaccati a spigoli vivi in matrice arrossata silto-sabbiosa con lenti di silt sabbiosi massivi. Essi costituiscono alcuni lembi isolati nelle porzioni mediane ed inferiori del *glacis*, come ad esempio presso Area della Croce, ove si riconosce una collinetta residuale costituita da circa 30 m di sabbie ghiaiose arrossate con *stone-line* di clasti a spigoli vivi. Localmente depositi limoso-sabbiosi con lenti ghiaiose formano riempimenti di paleovallecole a conca, indicando l'esistenza sia di fasi di modellamento erosionale che di riempimento di preesistenti morfologie lungo il *glacis*.

Nei pressi della Sorgente Tufara, circa 1 km a sud di Castelbaronia, ad una quota di circa 670 m s.l.m. in corrispondenza della parte superiore del *glacis*, si rinviene un lembo ampio circa 500 mq di travertino che localmente è suddiviso in blocchi associati a detrito di pendio arrossato.

In particolare i livelli travertinosi sono potenti fino a 6-7 m e sono costituiti sia da calcareniti fitoclastiche che da travertino fitohermale biancastro, caratterizzato da livelli molto compatti e da travertino poroso ricco di incrostazioni algali; ad esso sono associate sabbie travertinose porose e ricche di gusci di gasteropodi polmonati, arenarie massive travertinose a grana medio-fine con rari gusci di molluschi e sabbie arrossate con laminazione piano-parallela. Intercalate ai travertini si rinvencono ghiaie sabbiose arrossate con ciottoli a spigoli vivi, che ricoprono estesamente il *glacis* verso sud-est.

I caratteri generali indicano un ambiente di tipo palustre con temporanei flussi idrici ed alimentazione di detrito da monte. Tali depositi rappresentano dunque il locale prodotto di sorgenti legate al passaggio stratigrafico tra i conglomerati e le sottostanti sabbie plioceniche ed ubicate alla base di un paleopendio interessato da sedimentazione per processi gravitativi.

Sul versante settentrionale della Baronia, a monte dell'abitato di Vallesaccarda, tra 650 e 800 m di quota si rinvencono estese coperture di ghiaie sabbiose arrossate, spesso interessate da fenomeni franosi superficiali o da movimenti di

creeping che hanno cancellato le precedenti strutture interne. Tali depositi formano una copertura abbastanza continua spessa circa 10 m, che viene incisa dai vari torrenti che solcano il versante, nei cui *talweg* affiora il substrato sabbioso-conglomeratico pliocenico. Ad est dell'abitato di Trevico è presente un'ampia e profonda concavità, probabilmente legata ad un basso topografico di origine strutturale, al cui interno si è sviluppato un complesso fenomeno franoso, morfologicamente molto articolato e caratterizzato da piccole conche, avvallamenti, dossi e scarpatine. In tale area affiorano, tra le coperture detritiche ghiaioso-sabbiose arrossate rimobilizzate dai fenomeni franosi, blocchi ruotati e dislocati di conglomerati e sabbie plioceniche.

Lungo il versante orientale, poco a nord di Vallata (loc. Piano delle Rose) un ampio vallone si presenta parzialmente colmato da un deposito detritico ghiaioso-sabbioso, potente almeno 20 m, sia caotico che organizzato in lenti e livelli a differente granulometria, talora ruotati in contropendenza; si rinvencono inoltre sabbie di colore arancio o arrossate con ciottoli, blocchi conglomeratici e frammenti di strati arenacei. Tali depositi possono essere osservati in alcuni scavi e lungo l'incisione del torrente, altrimenti sono mascherati dai depositi piroclastici e colluviali. I depositi in esame, come dimostra l'omogeneità della natura litologica dei clasti, sono prodotti dalla rielaborazione dei ciottoli dei conglomerati pliocenici lungo i versanti o i ripiani sommitali, probabilmente anche ad opera di meccanismi crioclastici, fenomeni di nivazione e di soliflussione che denotano condizioni di ambiente freddo (clima di tipo nivale). L'età è Pleistocene medio *p.p.*

7.1.2. Piroclastiti (I)

Si tratta di pomici e ceneri incoerenti con granulometria prevalente della sabbia, di colore dal giallo ocra al bruno rossiccio, e più raramente di tufo coerente in banchi, cartografati come piroclastiti (I) ed attribuiti all'intervallo Pleistocene medio ? – Olocene. Risultano generalmente rimaneggiati e pedogenizzati. In genere si presentano areati o mediamente addensati, e talora costituiscono dei veri e propri paleosuoli. Tali depositi vulcanici si sono originati con le varie eruzioni esplosive del Vesuvio e ricoprono le piane alluvionali e i versanti con geometria variabile e spessori da pochi centimetri a diversi metri.

Nell'area a monte dell'abitato di Carife, in corrispondenza della superficie spianata sommitale, ed in più settori limitati nei dintorni dell'abitato di Vallata, sono presenti piroclastiti rimaneggiate e pedogenizzate di colore bruno, spesse fino a 6 m, ricche di piccole pomici rimaneggiate, di cristalli di augite e di minuti ciottoli di quarzo arrotondato. Tali depositi, non cartografati per la limitata estensione degli affioramenti, possono essere correlati alle già citate analoghe piroclastiti del Vulture segnalate su superfici spianate sommitali a sud della valle del F. Ofanto.

7.1.3. TUFO GRIGIO CAMPANO (TGC)

Nel territorio del foglio si rinvencono piroclastiti da caduta in giacitura primaria, intercalate a depositi da flusso piroclastico di colore grigio scuro con diverso grado di saldatura e litificazione, con contenuto variabile di pomici grigio scure di dimensioni centimetriche. Presso la località Passo di Mirabella si rinviene una placca di tufo dello spessore non superiore a 15-20 m, poco coerente, localmente massivo, a prevalente composizione trachitica, zeolitizzato, di colore dal grigio scuro al grigio violaceo; è stato attribuito al Tufo Grigio Campano, o Ignimbrite Campana *Auctt.* (età 39 ka, DE VIVO *et alii*, 2001), nella sua caratteristica “facies rosa” (comunicazione personale del prof. M. De Gennaro). Età Pleistocene superiore.

7.1.4. Deposito di frana antica (a_{1b})

Si tratta di ammassi di detriti caotici ed eterogenei, che talora risultano più o meno cementati e pedogenizzati. Le evidenze morfologiche riconosciute nei corpi di frana non evidenziano l'attuale esistenza del movimento franoso, e pertanto vengono considerati depositi di antiche frane, di età Pleistocene superiore ? – Olocene.

7.2. DEPOSITI FORMATI DISTINTI PER BACINI IMBRIFERI

UNITA' DEL BACINO DEL F. CALORE

Un importante elemento morfologico, che durante una buona parte del Quaternario ha separato settori a diversa evoluzione geologica, è stato individuato nella cosiddetta “stretta” di Telese, ubicata in prossimità della confluenza tra il F. Calore e il F. Volturno, nel F° n. 418 “Piedimonte Matese”. Nel settore a valle della stretta le unità sintemiche tengono conto delle stesse discontinuità individuate nella Piana Campana, e vengono riferite al Bacino del F. Volturno; a monte della stretta, verso est, le unità utilizzate afferiscono al Bacino del F. Calore.

7.2.1. SINTEMA DEL F. CALORE (*SFL*)

Il sintema è stato riconosciuto a monte della dorsale di Grottaminarda dove si sviluppa in un ampio settore di piana racchiuso tra le colline di Flumeri a NE e la dorsale di Frigento a SW.

Nel contiguo F° n. 432 “Benevento” il sintema del F. Calore (*SFL*) comprende quattro subsintemi, mentre nell'area del F° “Ariano Irpino” sono stati riconosciuti e cartografati solo i due subsintemi più recenti: il subsintema di Benevento (*SFL*₃) ed il subsintema del F. Ufita (*SFL*₄). Lo spessore complessivo supera i 140 m.

I due subsintemi cartografati sono costituiti prevalentemente da depositi alluvionali, limitati a tetto e a letto da superfici di *unconformity* erosive. La ricostruzione di queste unità è stata effettuata sulla base di rilievi di superficie e di analisi della stratigrafia di numerosi sondaggi, effettuati a carotaggio continuo e profondi tra 30 e 120 m.

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

subsintema di Benevento (*SFL*₃)

Il subsintema è caratterizzato alla base da detriti di versante che ricoprono direttamente il substrato, da colluvioni con intercalati corpi di frana decametrici. Lo spessore di varie decine di metri denota un elevato tasso di smantellamento dei versanti accompagnato da ampi fenomeni franosi. Nella porzione più alta del subsintema i depositi alluvionali diventano prevalenti ed i fenomeni franosi solo sporadici.

L'età è Pleistocene medio *p.p.*

subsintema del F. Ufita (*SFL*₄)

Sui depositi del subsintema di Benevento sono stati individuati tre gruppi principali di litofacies appartenenti al subsintema del F. Ufita (*SFL*₄): a) colluvioni limoso-sabbiose e depositi di conoide torrentizia, generalmente pedogenizzati nei metri prossimi alla superficie topografica; b) alluvioni ghiaiose con intercalazioni di lenti sabbiose ed argillose; c) limi lacustri e palustri, a luoghi torbosi, presenti nella conca di Grottaminarda, potenti oltre 100 m ma non affioranti.

La superficie di separazione tra i due subsintemi è stata definita sulla base della ricostruzione morfostrutturale e stratigrafica ipotizzata da BASSO *et alii* (1996a). Sulla base di tale ricostruzione è possibile tener separate le facies prevalentemente detritiche con intercalazioni di grossi corpi di frana, attribuite al subsintema di Benevento e riferite alla fase d'individuazione del *graben* di Grottaminarda, avvenuta tra il Pleistocene medio e la parte bassa del Pleistocene superiore, dalle facies di bacino fluvio-torrentizio, con episodi lacustri del Tardiglaciale- Olocene. L'età è Pleistocene superiore – Olocene.

UNITA' DEI BACINI DEI TORRENTI MINORI DEL VERSANTE ADRIATICO

Lungo il T. Cervaro a nord est della struttura di Ariano Irpino e lungo il T. Calaggio si rinvencono depositi alluvionali disposti ad una altezza di 10 m più in alto del fondovalle, con spessori dell'ordine di qualche metro. Tali depositi alluvionali si presentano in piccoli lembi, isolati dall'azione erosiva degli affluenti in destra ed in sinistra dei due torrenti, e sono limitati a tetto e a letto da

superfici di *unconformity* erosive. Sono stati distinti due sintemi, ambedue riferiti all'intervallo Pleistocene superiore ? – Olocene.

7.2.2. SINTEMA DEL RIO CONTILLO (STC)

Il sintema è costituito da ghiaie e ghiaie sabbiose localmente addensate e/o pedogenizzate, poste fino a +10 m sul letto fluviale, in destra ed in sinistra della valle. Localmente sono presenti alluvioni incise e terrazzate, depositi di conoide torrentizia inattiva ed incisa.

Età Pleistocene superiore?- Olocene

7.2.3. SINTEMA DEL T. CERVARO (CRV)

Il sintema è caratterizzato da ghiaie e ghiaie sabbiose localmente addensate o pedogenizzate, da riferire ad alluvioni incise o terrazzate presenti in destra ed in sinistra del T. Cervaro. Sulla base dei rilievi di superficie lo spessore di tali depositi è stato valutato non superiore a 15 m.

Età Pleistocene superiore?- Olocene.

7.3. DEPOSITI UBIQUITARI IN FORMAZIONE

I depositi continentali ubiquitari in formazione sono stati distinti in depositi di origine vulcanica e depositi detritici, depositi alluvionali, di origine chimica e depositi antropici.

Coltre eluvio-colluviale (b₂)

Tra i depositi continentali detritici sono stati segnalati depositi dovuti ad alterazione in posto, costituiti generalmente da limi e argille nerastre con frazione piroclastica e con frammenti di strato di natura calcareo-marnoso-arenacea; localmente si rinvencono sabbie limose bruno-rossicce con concrezioni biancastre (*caliche*). Lungo i versanti, sui ripiani morfologici e come riempimenti di paleoconche, si ritrovano depositi mobilizzati dai processi colluviali, costituiti da sabbie e limi bruni, talora con pomici e piroclastiti fini rimaneggiate e argillificate, e con livelli di ghiaie arrossate.

Le colluvioni sono costituite prevalentemente da depositi bruni sabbiosi e limosi con piccoli ciottoli isolati o allineati, talora con pomici, cristalli nerastri e piroclastiti rimaneggiate e argillificate; localmente sono costituite da sabbie ghiaiose arrossate. Si ritrovano lungo i versanti, sui ripiani, o, frammisti ad alluvioni e cumuli di frana, come riempimenti di paleoconche. Lungo il versante orientale dei monti della Baronia, che si sviluppa a nord e a est di Vallata, sono

presenti coperture colluviali spesse anche vari metri, con abbondante frazione piroclastica rimaneggiata, che mascherano sia il substrato pliocenico che il detrito ghiaioso arrossato. Si rinvengono ancora terreni residuali rappresentati da un suolo sabbioso bruno-rossiccio con concrezioni biancastre (*caliche*) o da un suolo limoso nerastro con pezzame di strato calcareo-marnoso-arenaceo. Questi terreni sono stati riuniti nella coltre eluvio- colluviale (**b₂**) a cui è stata attribuita l'età dell'intervallo temporale compreso tra il Pleistocene superiore ? e l' Attuale.

Depositi di versante (a)

Nell'ambito dell'unità litologica figurano anche tutti i terreni detritici presenti lungo i versanti e nelle zone di raccordo con il fondovalle, legati sia a processi franosi sia ad accumuli controllati dall'erosione delle litologie affioranti. Nei depositi di versante (**a**) è stato incluso e cartografato il detrito sciolto eterometrico, generalmente clinostratificato, presente in coni o fasce localizzati sui pendii meno ripidi e alla base dei versanti. Tale unità litologica è stata attribuita all'intervallo Olocene? – Attuale.

Depositi di frana (a_{1a})

I depositi di frana sono molto diffusi nell'ambito del territorio compreso nel Foglio Ariano Irpino (vedi anche pag. 101). La natura dei blocchi e della matrice di questi ammassi, caotici ed eterometrici, dipende dalla successione originaria coinvolta. Le evidenze morfologiche indicano l'attuale attività del movimento franoso.

Travertino (f₁)

Lungo la spianata di Difesa Grande, presso una piccola pozza sviluppatasi in corrispondenza di una sorgente, è presente un piccolo lembo di travertino fitohermale con livelli di sabbie travertinose biancastre e concrezioni calcaree incrostanti, che denotano la formazione in un tipico ambiente palustre. Tale deposito è stato attribuito all'intervallo Olocene ? – Attuale sulla base dell'evoluzione morfologica del versante e della posizione stratigrafica.

Depositi alluvionali (b)

Sono largamente diffusi lungo tutti i principali corsi d'acqua che si sviluppano nel territorio compreso nel foglio geologico. Si tratta di ghiaie e ghiaie sabbiose con lenti di sabbie e di limi, che occupano aree del letto fluviale e settori di golena soggetti ad evoluzione per gli ordinari processi fluviali. Nell'ambito di tali depositi sono stati inseriti anche depositi di conoide torrentizia attiva. Tali terreni sono stati cartografati con la sigla **b** e ad essi è stata attribuita una età compresa tra l'Olocene ? e l' Attuale.

Discariche (h_1)

Nella zona settentrionale del foglio, in località Difesa Grande è presente una discarica controllata che raccoglie i rifiuti urbani provenienti da varie zone della provincia di Avellino. Tuttavia non mancano nella zona altre aree di cave abbandonate, attualmente non più sotto controllo, in cui oltre ai materiali di risulta di cava vengono raccolti materiali di rifiuto vari. Tali terreni sono stati cartografati con sigla h_1 e riferiti all'Attuale.

V. TETTONICA

Sulla base delle differenti caratteristiche stratigrafiche delle successioni e dei rapporti geometrici ricostruiti sul terreno, nonché delle osservazioni compiute in ambito regionale, nell'area ricadente nel foglio Ariano Irpino sono state distinte tre principali unità tettoniche intensamente deformate: l'Unità di Frigento, l'Unità del Fortore e l'Unità della Daunia, accavallatesi con vergenza orientale a partire dal Miocene superiore. Ad esse si intercalano e sovrappongono varie successioni clastiche sinorogene supramessiniane e plioceniche, separate da superfici di inconformità a carattere sia regionale che locale (Tav. III).

Le sequenze clastiche terrigene di ambiente continentale e marino neritico, costituenti la formazione di Villanova del Battista, la formazione del Vallone Ponticello, nonché il gruppo di Altavilla e il supersintema di Ariano Irpino, si sono deposte sulle unità tettoniche in depocentri di tipo *thrust-top*.

I depositi del Triassico superiore - Miocene medio *p.p.* costituiscono quindi un assemblaggio di unità tettoniche, allineate in direzione appenninica, che risultano sovrapposte, a profondità tra 2,5 e 5 km, a depositi pliocenici di avanfossa, a loro volta sovrapposti alla piattaforma apula deformata (si vedano le sezioni 6 e 7 in MOSTARDINI & MERLINI, 1986).

1. PRINCIPALI LINEAMENTI TETTONICI LEGATI ALL'EVOLUZIONE MIO-PLIOCENICA DELLA CATENA NELL'AREA DI STUDIO

Il rilevamento geologico dell'area di studio ha permesso di riconoscere un assetto strutturale costituito a grossa scala da una embricazione est-vergente di

sovrascorrimenti e di pieghe associate a faglie inverse di diversa estensione, con sviluppo trasversale non di rado compreso tra 5 e 10 km.

Le tre unità tettoniche riconosciute sono delimitate e interessate da strutture tettoniche di primo ordine, rappresentate da sovrascorrimenti e pieghe rovesciate associate a faglie inverse con vergenza orientale e nord-orientale. Localmente sono stati individuati sovrascorrimenti e pieghe-faglie con vergenza settentrionale, caratterizzate da lunghezze inferiori ai 3 km. Nell'ambito delle potenti successioni plioceniche si riconoscono inoltre ampie e blande strutture plicative orientate in senso appenninico con lunghezze fino a 5 km.

I dati e le interpretazioni esposte nel presente capitolo sono frutto di un studio finalizzato unicamente al riconoscimento dei rapporti geometrici (tettonici e non) esistenti tra le varie unità cartografate e alla ricostruzione schematica della storia evolutiva tettonica del settore in esame. Purtroppo la mancanza di studi specifici moderni di geologia strutturale relativi al settore rilevato non ha consentito di ampliare ed approfondire gli aspetti trattati, anche con dati più specialistici. Gli unici lavori di riferimento sono quelli elaborati per settori adiacenti di catena, ubicati subito a nord dell'area di studio, quale il settore compreso tra i monti della Daunia, la valle del Fortore ed il Sannio nord-orientale (PINTO, 1993; PESCATORE *et alii*, 1996a; 2000).

Nel settore dei monti della Daunia, compreso tra le valli del T. Cervaro e del F. Fortore (PINTO, 1993; PESCATORE *et alii*, 1996b; 2000), i terreni dell'Unità del Fortore sono strutturati secondo una tipica embricazione in sequenza con vergenza nord-orientale (*leading imbricate fan*, *sensu* BOYER & ELLIOT, 1982) caratterizzata da anticlinali con rapporti di *cut-off* su *flat* nel fianco esterno, legate ad una cinematica con sviluppo di piegamento successivo alla determinazione dei *thrust*. L'Unità della Daunia risulta invece caratterizzata da strutture plicative a vergenza adriatica molto più asimmetriche con fianchi orientali rovesciati, associati a piani meccanici a componente inversa (*fore limb thrust*), legate ad una cinematica in cui il piegamento anticipa lo sviluppo del taglio (*fault-propagation folding*). Nei terreni dell'Unità della Daunia, la sovrapposizione di due generazioni di elementi del *fabric* mesoscopico, quali clivaggio di piano assiale e assi di pieghe, documentano una inversione della direzione del campo di sforzo compressivo principale massimo e minimo, caratterizzata da una orientazione iniziale N10W ed una successiva N60E, durante la quale si sviluppano i raccorciamenti maggiori (PINTO, 1993).

1.1. Strutture tettoniche di primo ordine

Le associazioni di sovrascorrimenti e di pieghe-faglie costituiscono i lineamenti tettonici di primo ordine, e si sviluppano per alcuni chilometri secondo

orientamenti appenninici. In tali strutture alloggiano mesostrutture sia plicative che di taglio fino a forme molto evolute come *back-thrust* alla scala ettometrica.

Per comodità di trattazione le strutture tettoniche di primo ordine individuate sono state raggruppate in cinque famiglie:

- A) strutture del Messiniano inferiore (pro parte)
- B) strutture del Messiniano superiore
- C) strutture del Pliocene inferiore (pro parte)
- D) strutture del Pliocene medio (pro parte)
- E) strutture del Pliocene superiore

Una prima famiglia di sovrascorrimenti a vergenza orientale (strutture A) marca l'accavallamento dell'Unità di Frigento sull'Unità del Fortore. Tale accavallamento è osservabile con chiarezza nei dintorni dell'abitato di Frigento e in segmenti relitti a sud di Monte Molara, ove presenta un andamento geometrico suborizzontale, e a sud e a nord dell'abitato di Sferracavallo con geometria di rampa.

L'accavallamento dell'Unità di Frigento sull'Unità del Fortore a scala regionale è avvenuto, o comunque si è completato, dopo la deposizione della formazione di Villanova del Battista, come ben documentato nell'alta valle del Fortore (PESCATORE *et alii*, 2000); nell'area di studio tale rapporto è osservabile solo nel settore sud-orientale del foglio in loc. Terzo di Mezzo. Tali accavallamenti risultano fossilizzati dai depositi della formazione della Baronia nel settore compreso tra Frigento e Bonito. L'attività lungo i piani di taglio risulta essere non più antica del Messiniano inferiore e anteriore alla parte alta del Pliocene inferiore. Le strutture descritte interrompono e dislocano tratti di sovrascorrimenti (dintorni di Carpignano) e pieghe-faglie (Vallone di Mezzo) a vergenza settentrionale, che interessano solo la successione dell'Unità di Frigento, e che potrebbero essere anche di età più antica.

Le strutture (B) e (C) della seconda e della terza famiglia di sovrascorrimenti a vergenza orientale marcano l'accavallamento dell'Unità del Fortore sull'Unità della Daunia.

I sovrascorrimenti B coinvolgono i depositi della formazione del Torrente Fiumarella e delle molasse di Anzano, ma non sembrano interessare i depositi pliocenici; essi pertanto possono essere riferiti alla parte alta del Messiniano superiore. Tali sovrascorrimenti si possono osservare direttamente solo nella valle del T. Fiumarella a sud di M. Molara, ove la formazione del Torrente Fiumarella affiora in finestra tettonica sotto l'Unità del Fortore, e a sud di Zungoli, dove le molasse di Anzano sono sottoposte tettonicamente ai terreni dell'Unità del Fortore ed alla formazione di Villanova del Battista.

I sovrascorrimenti C sono osservabili a SE e a SW di Villanova del Battista, presso Monteleone di Puglia e nelle valli del T. Fiumarella e del T. Calaggio,

ove sembrano delineare piani a geometria generalmente suborizzontale. Tali accavallamenti coinvolgono le molasse di Anzano e sono sepolti dai depositi della formazione della Baronia, e pertanto hanno un'età riferibile al Pliocene inferiore. L'attivazione dei piani di taglio risulta essere almeno posteriore al limite Messiniano/Pliocene e anteriore alla parte alta del Pliocene inferiore. L'età dei sovrascorrimenti C è dunque riferibile al Pliocene inferiore *p. p.*

I sovrascorrimenti descritti (strutture A + B + C) si caratterizzano con accavallamenti del tipo antico su giovane e di unità più interne su unità più esterne mediante piani meccanici a geometria generalmente suborizzontale. Essi riflettono una strutturazione sequenziale e progressiva avvenuta tra il Tortoniano e la parte bassa del Pliocene inferiore, con associazioni strutturali connesse ad un processo evolutivo di *fault propagation folding*, come già indicato per settori adiacenti a quello in studio.

La quarta famiglia di sovrascorrimenti a vergenza orientale (strutture D) si presenta articolata e complessa; ne fanno parte vari lineamenti di lunghezza compresa tra i 15 ed i 25 km abbastanza ben riconoscibili in carta:

a) l'importante sovrascorrimento Difesa Grande-Monte Le Felci-Oscata, orientato NW-SE e caratterizzato da una geometria del piano variabile;

b) il sovrascorrimento che si sviluppa tra Panni e Anzano di Puglia ad orientamento NW-SE;

c) il sistema di sovrascorrimento e faglia inversa osservabile tra le loc. Cervaro Mancone e Zungoli;

d) la faglia inversa Il Capitello-Flumeri orientata N-S.

Tali accavallamenti intersecano i precedenti piani di *thrust*, comportando, tra l'altro, il raddoppio della pila di falde con l'accavallamento dell'Unità della Daunia sull'Unità del Fortore e il coinvolgimento dei depositi del sintema di Andretta (Pliocene inferiore) ma non di quelli del sintema di Ruvo del Monte (Pliocene medio). Questa ultima osservazione consente di datare in maniera abbastanza precisa i sovrascorrimenti D, che risultano pertanto essersi attivati tra la fine del Pliocene inferiore (post-biozona MPI4a) e la parte bassa del Pliocene medio (pre- parte alta della biozona MPI4b), in un intervallo temporale abbastanza ristretto.

L'ultima famiglia di sovrascorrimenti a vergenza orientale (strutture E) ha prodotto lineamenti ancora ben riconoscibili in carta con lunghezze fino a 20-30 km:

a) il ben evidente sovrascorrimento ad alto angolo Ariano Scalo-Monte Molara-Sferracavallo, orientato in senso appenninico, che attraversa tutto il foglio;

b) il sovrascorrimento Melito Irpino-Carpignano ad andamento grosso modo N-S con geometria ad alto angolo;

c) i tre *klippen* dell'Unità di Frigento che si estendono complessivamente per varie decine di kmq nell'area di Difesa Grande, di Monte Triggiano e di loc.

Taverna, poggianti mediante una superficie orizzontale sia sull'Unità del Fortore che sull'Unità della Daunia e sui depositi clastici messiniani e pliocenici.

Si ritiene che il sovrascorrimento (b) ed i *klippen* (c) rappresentino settori ad alto angolo e basso angolo di un'unica struttura tettonica parzialmente erosa nell'area tra Ariano Irpino e la Baronìa. Nell'insieme i sovrascorrimenti E coinvolgono i depositi del sintema di Ruvo del Monte; la loro età è dunque posteriore al Pliocene medio. Al momento non si hanno dati per chiarire se le due strutture individuate (a e b + c) siano strettamente coeve o rappresentative di due momenti evolutivi differenti.

Le famiglie di sovrascorrimenti (strutture D + E) riconosciute nell'area del foglio riflettono una evoluzione differente rispetto alle precedenti, caratterizzata generalmente da piani ad alto angolo (*ramp*), che tagliano i precedenti sovrascorrimenti più antichi, raddoppiano le unità tettoniche in precedenza delineate con accavallamenti del tipo giovane su antico, e coinvolgono i depositi clastici pliocenici. Essi riflettono una evoluzione tettonica che si è esplicata tramite *thrust* "fuori-sequenza", interpretabili con il modello dell' "*out-of-sequence paradox*" (ROURE *et alii*, 1991), connessi alla strutturazione del *duplex* carbonatico profondo (*Apulian thrust system*), il cui top è stato riconosciuto nell'area in esame a profondità comprese tra i 0,5 e i 2,0 km (MOSTARDINI & MERLINI, 1986; MATANO & DI NOCERA, 2001).

1.2. Strutture plicative plioceniche

Le successioni del supersintema di Ariano Irpino si sono deposte in bacini pliocenici di tipo *piggy-back*, caratterizzati da *stress* compressivi sindeposizionali e da una storia evolutiva polifasica, analogamente a quanto già riconosciuto nel bacino pliocenico dell'Ofanto (HIPPOLYTE *et alii*, 1994), ubicato poco a sud dell'area di studio.

I due principali corpi geologici della formazione della Baronìa, corrispondenti all'Arianese ed ai monti della Baronìa, risultano generalmente delimitati ai margini da strutture compressive, quali sovrascorrimenti, pieghe-faglie o faglie inverse. Queste strutture sono ubicate al bordo occidentale ed a quello orientale; le strutture più antiche impegnano il lato occidentale. Nei monti della Baronìa, lungo il lato sud-occidentale sono presenti una faglia inversa ad est di Flumeri (famiglia D) ed il fianco esterno verticalizzato di una struttura antifor-me, con a nucleo l'Unità del Fortore sottoposta tettonicamente all'Unità di Frigento (tra Frigento ed il fiume Ufita), mentre lungo il lato nord-orientale, ad est di Vallata, è presente un sovrascorrimento sul sintema di Ruvo del Monte (famiglia E). Nel settore dell'Arianese la successione è limitata dai due sovrascorrimenti di Melito Irpino ad ovest (famiglia D) e di Ariano Scalo ad est (famiglia E).

All'interno delle aree di affioramento della formazione della Baronia, relativamente alle strutture plicative, si riconoscono due sistemi differenti:

a) pieghe con piano assiale verticale ad andamento appenninico caratterizzate da diversi chilometri di lunghezza (fino a 5 km), con blanda curvatura ed ampio raggio; in particolare si ricordano le sinclinali di Trevico e di Carife nei monti della Baronia, e la sinclinale di Ariano Irpino;

b) subordinate pieghe con piano assiale verticale ad andamento antiappenninico, caratterizzate da una lunghezza di qualche chilometro (fino a 2-3 km), diffuse prevalentemente tra Montecalvo Irpino e Ariano Scalo.

La sinclinale fagliata del T. Avella, proseguimento meridionale della nota sinclinale di Panni (ORTOLANI, 1974; ORTOLANI & TORRE, 1981; PESCATORE *et alii*, 1996b), presenta un asse orientato grosso modo N-S, con caratteri che si discostano dalla schematizzazione dianzi descritta.

Nell'ambito della successione della formazione della Baronia è da rimarcare che mentre le strutture plicative risultano ben evidenti nei termini sabbioso-conglomeratici sommitali non lo sono altrettanto nei termini argilloso-siltosi inferiori; ciò potrebbe essere dovuto ad una diversa risposta deformativa plastica di termini a differente competenza.

I litosomi pliocenici più giovani, costituiti dalla formazione di Sferracavallo o dall'associazione formazione della Baronia + formazione di Sferracavallo e formazione della Baronia + formazione di Scampitella, presentano differenti caratteri strutturali, in quanto risultano delimitati da piani tettonici solo sul margine interno, mentre sul margine orientale risulta preservata l'eventuale originaria *unconformity*. In tali casi si nota una coassialità delle strutture plicative laddove si conserva l'appoggio della formazione di Sferracavallo sulla formazione della Baronia (zona Vallesaccarda-Sferracavallo); viceversa a NW di Scampitella si registra una forte discordanza tra l'orientazione degli assi delle sinclinali presenti nella successione della formazione della Baronia (direz. N-S) e nella successione della formazione di Scampitella (direz. NW-SE). Non si esclude che tali discordanze siano da collegare a processi di *syntectonic unconformity* (*sensu* ANADON *et alii*, 1986).

2. EVOLUZIONE TETTONICA DEL MIOCENE E DEL PLIOCENE

Le fasi tettoniche (*sensu* PATACCA & SCANDONE, 1989) che caratterizzano l'evoluzione tettonica dell'area studiata sono state individuate sulla base di vari criteri. In particolare tali eventi tettonici sono stati riconosciuti sulla base dei rapporti geometrici tra le varie unità tettoniche individuate, dell'evoluzione sedimentaria di ciascuna unità, dell'età dei primi depositi silicoclastici flisciodi depositi in continuità sui depositi bacinali delle varie unità, dell'età della prima

deformazione compressiva delle varie unità tettoniche e dei caratteri cronostratigrafici e di facies dei depositi sintettonici.

Il settore dauno-irpino della catena è stato interessato da un'evoluzione tettonica contrazionale polifasica. In particolare, nell'area compresa tra le valli del Cervaro e del Fortore, ubicata subito a nord dell'area di studio, sono state descritte tre fasi principali di deformazione (PINTO, 1993; PESCATORE *et alii*, 1996b; 2000). Nella prima fase, riferibile all'intervallo Tortoniano medio-superiore/Messiniano, a causa di una tettonica da *thrusting* con vergenza NNW, si sviluppano per un processo di "*buckling*" (RAMBERG, 1964) mesopiegamenti associati a meccanismi di pressione-dissoluzione e di frattura e megapieghe di piccola ampiezza e con lunghezza d'onda chilometrica, con lineamenti strutturali orientati in direzione antiappenninica (N60E). Nella fase successiva del Pliocene inferiore si sviluppano associazioni strutturali est-vergenti di tipo piega-faglia con caratteri cinematici differenti in relazione alle caratteristiche meccaniche differenti dei due *multilayer* interessati (Unità del Fortore e Unità Dauna). Le fasi successive del Pliocene medio-superiore producono i maggiori raccorciamenti con il rovesciamento dei fianchi esterni delle pieghe e la completa riattivazione dei piani di taglio inverso che portano al raddoppio delle unità e alla sovrapposizione ai sedimenti pliocenici del supersintema di Ariano Irpino.

Nell'area ricadente nel foglio Ariano Irpino manca una documentazione diretta dell'evoluzione tettonica del Miocene medio, in quanto il settore in esame si inizia a deformare e viene interessato dalla sedimentazione silico-clastica dei depocentri *wedge-top* a partire dal Tortoniano medio-superiore (formazione di Villanova del Battista) per i settori più interni e a partire dal Messiniano superiore (formazione del T. Fiumarella e molasse di Anzano) per i settori più esterni. Grazie alla presenza di indicatori stratigrafici di età messiniana e pliocenica risulta invece più agevole ricostruire a grandi linee l'evoluzione tardo-miocenica e pliocenica.

Tra il Messiniano e la parte bassa del Pliocene inferiore la strutturazione delle falde è sequenziale, in quanto rispecchia l'evoluzione di un settore prossimo al fronte della catena; a partire dal Pliocene inferiore-medio si attivano *thrust* fuori-sequenza legati alla strutturazione in profondità della catena apula e la sedimentazione è concentrata in depocentri di tipo *piggy-back*.

Evoluzione tettonica pre-messiniana

Per quanto riguarda l'evoluzione pre-messiniana dell'Unità di Frigento, i dati disponibili sono relativamente scarsi. Nell'ambito dei terreni del Flysch Rosso si è già fatto cenno ai tratti relitti di sovrascorrimenti e pieghe-faglie a vergenza settentrionale, osservati nei dintorni di Carpignano e in loc. Vallone di Mezzo,

che predatano la tettonica del Messiniano inferiore. Queste strutture, di incerta datazione, potrebbero essere messe in relazione alla fase tettonica tortoniana (a vergenza NNW) evidenziata da PINTO (1993) nell'alta valle del T. Cervaro.

Nell'Unità del Fortore è da notare che i terreni fliscioidi della formazione di Villanova del Battista poggiano, con un contatto stratigrafico discordante, sulle Argille Variegatae (AV), posizionate nella parte inferiore della successione della stessa Unità. Pertanto una precoce deformazione dell'Unità del Fortore è avvenuta prima della deposizione di questi depositi fliscioidi, probabilmente nel Tortoniano inferiore, coerentemente con la fase tettonica suindicata (PINTO, 1993).

Fase tettonica del Messiniano inferiore (pro parte)

Sulla base sia di osservazioni svolte nell'area in esame (famiglia di strutture A) che di dati a carattere regionale (PESCATORE *et alii*, 2000), si ritiene che l'accavallamento della falda dell'Unità di Frigento sull'Unità del Fortore, iniziato probabilmente nel Tortoniano, si completi solo successivamente alla deposizione della formazione di Villanova del Battista, terminata nella parte bassa del Messiniano inferiore, e risulta antecedente alla deposizione della formazione della Baronia, e presumibilmente anche a quella delle molasse di Anzano.

La strutturazione sequenziale dell'Unità di Frigento sulla Unità del Fortore è dunque avvenuta probabilmente tra la fine del Messiniano inferiore ed il Messiniano terminale. In tale fase è iniziata anche una precoce deformazione dei terreni dell'Unità della Daunia; ciò è suggerito dalla discordanza basale dei terreni del gruppo di Altavilla, oltre che sui terreni delle Unità di Frigento ed Unità del Fortore, anche su quelli dell'Unità della Daunia.

Fase tettonica del Messiniano superiore

I primi piani di accavallamento dell'Unità del Fortore sull'Unità della Daunia, in base ai dati osservati, coinvolgono solo la formazione del Torrente Fiumarella (famiglia di strutture B). La fase tettonica non è ben documentata nell'area in esame, in quanto i piani di accavallamento sono stati probabilmente riattivati nelle successive fasi tettoniche.

Nel corso di tale fase si strutturano anche le due sub-unità tettoniche dell'Unità della Daunia.

Fase tettonica del Pliocene inferiore (pro parte)

Numerosi piani di accavallamento dell'Unità del Fortore sull'Unità della Daunia, in base ai dati osservati, coinvolgono anche i depositi delle molasse di Anzano (famiglia di strutture C); inoltre tali sovrascorrimenti risultano antecede-

denti alla deposizione della formazione della Baronia, iniziata nella parte alta del Pliocene inferiore.

La strutturazione sequenziale dell'Unità del Fortore sull'Unità della Daunia si è dunque sviluppata nella parte alta del Messiniano superiore e completata nella parte bassa del Pliocene inferiore.

Fase tettonica del Pliocene medio (pro parte)

A scala regionale la fase tettonica del Pliocene medio è documentata dalla presenza di discordanze angolari tra i depositi del Pliocene inferiore - medio ed i depositi del Pliocene medio - superiore, anche se la reale entità del trasporto orogenico è poco conosciuta (PATACCA & SCANDONE, 1989).

Nell'area di studio sono state riconosciute (vedi sezioni geologiche e schema tettonico; BASSO *et alii*, 2002) nella parte bassa del Pliocene medio la traslazione e la sovrapposizione geometrica delle unità tettoniche già strutturate lungo importanti *thrust* fuori sequenza in direzione dell'avampese.

In particolare, nel corso di tale fase tettonica si sviluppa il raddoppio della pila di falde con l'accavallamento dell'Unità della Daunia sull'Unità del Fortore e la strutturazione passiva dei depositi del Pliocene inferiore della formazione della Baronia; nella deformazione non risultano coinvolti i depositi del sintema di Ruvo del Monte. Come già detto (par. V.1.1.), quest'ultima osservazione fornisce vincoli cronologici ben definiti per la datazione dei sovrascorrimenti "C" e della fase tettonica, che risulta pertanto essersi sviluppata tra la fine del Pliocene inferiore (post-biozona MPI4a) e la parte bassa del Pliocene medio (pre- parte alta della biozona MPI4b).

Fase tettonica del Pliocene superiore

Nell'area di studio vi sono evidenze (*thrust*, pieghe, faglie inverse, ecc.) di una o più fasi tettoniche che coinvolgono i depositi del Pliocene medio della formazione di Sferracavallo e della formazione di Scampitella; la loro età è dunque posteriore al Pliocene medio. Al momento non si hanno dati per chiarire la corretta cronologia e il numero di eventi deformativi, se non in termini di evoluzione tettono-sedimentaria dei depocentri sedimentari tipo *piggy-back basin* (ogni nuova sequenza pliocenica risulta preceduta e seguita da un evento deformativo) e di cronologia relativa dei piegamenti.

Ad una scala più regionale, in questa fase evolutiva si giunge allo sradicamento delle strutture e delle unità tettoniche e alla loro sovrapposizione ai sedimenti pliocenici di avanfossa dell'Unità bradanica, come risulta dai sondaggi profondi per ricerche petrolifere e dall'interpretazione di profili sismici.

VI. LINEAMENTI DI GEOMORFOLOGIA

L'aspetto morfologico di gran parte del territorio è caratterizzato da un paesaggio prevalentemente collinare, che cambia nettamente solo nel settore nord occidentale, dove sono presenti aree a prevalente sviluppo pianeggiante.

Nell'area lo spartiacque appenninico segue un andamento sinuoso; è ben visibile da Vallata verso est fino ad Anzano, e successivamente verso ovest nei dintorni di M. Molara e Zungoli; più a nord si segue ancora fino ad Ariano Irpino.

Il principale corso d'acqua tributario del mar Tirreno è rappresentato dal F. Ufita che nella zona di Grottaminarda riceve le acque del T. Fiumarella. Il F. Ufita nella zona di Apice confluisce nel F. Miscano, affluente in destra del F. Calore.

Sul versante Adriatico il corso d'acqua più significativo è il T. Cervaro, il cui percorso, nelle aree di interesse del foglio, è limitato al solo tratto montano. La direzione dell'asta torrentizia ha uno sviluppo prevalentemente appenninico per cambiare direzione bruscamente verso est in corrispondenza di Ariano Scalo.

Inoltre, nel settore sudorientale del foglio ricade l'alta valle del T. Calaggio anch'esso tributario dell'Adriatico.

Il caratteristico andamento irregolare dello spartiacque appenninico ed i numerosi gomiti presenti lungo i due principali corsi d'acqua documentano il controllo che la tettonica recente ha esercitato sull'andamento generale del reticolo idrografico della regione, ovunque di gran lunga superiore a quello derivante dalle caratteristiche litologiche delle varie formazioni affioranti.

Nell'area compresa tra gli abitati di Ariano Irpino, Bonito, Fontanarosa e Vallata si individuano tre differenti unità fisiografiche disposte parallelamente tra loro ed orientate secondo la direzione appenninica: la dorsale Bonito - M.

Forcuso, la dorsale Ariano Irpino - Vallata e la valle del F. Ufita. Nel settore meridionale del foglio le due dorsali presentano le maggiori elevazioni con il rilievo di Frigento (q. 911 s.l.m.) e quello di Trevico (q. 1094 slm), rispettivamente ad est ed ovest della valle del F. Ufita.

In particolare nel settore Bonito - M. Forcuso in sinistra orografica del F. Ufita, il carattere morfologico dominante è strettamente legato al complesso assetto strutturale dei terreni dell'unità lagonegrese, sovrapposti tettonicamente sui terreni dell'Unità del Fortore, ed alla diffusione dei terreni pelitici affioranti, che esaltano l'intensa erosione lineare dei corsi d'acqua, ovunque in approfondimento. In tale area si registrano ampi e complessi fenomeni franosi, parzialmente attivi che si sviluppano alla scala dell'intero versante mediante meccanismi di scorrimento e/o colata e che denotano più fasi di riattivazione.

La dorsale comprendente l'Arianese e la Baronia costituisce un'unità morfostrutturale orientata in senso appenninico, delimitata da grandi faglie dirette marginali. La morfologia risulta caratterizzata dalla presenza di elementi morfostrutturali (versanti di faglia evoluti) e da numerosi elementi morfologici ereditati (paleosuperfici e paleoidrografie) e non collegati all'attuale livello di base. In posizione topografica sommitale sono presenti alcuni lembi residui di un antico paesaggio sospeso molto evoluto (Paleosuperficie *Auctt.*), modellatosi dopo la generale emersione dell'area avvenuta dopo il Pliocene medio. La paleosuperficie si presenta nel suo complessivo sviluppo declinante da SE verso NW passando da quote comprese tra 1000-1100 m a quote intorno ai 700 m, troncando i termini superiori della successione pliocenica a prevalente componente conglomeratica.

La morfologia della dorsale Ariano Irpino - Trevico è condizionata, oltre che dalla presenza dei potenti depositi terrigeni del supersintema di Ariano Irpino costituiti da argille, arenarie sabbie e conglomerati, in grossi banchi nella parte sommitale della successione, soprattutto dagli effetti del sollevamento tettonico recente che ha contribuito al ringiovanimento del reticolo fluviale caratterizzato dal prevalente processo di erosione lineare attiva. Le valli ovunque si presentano fortemente incise, talora, impostate lungo linee di faglie e/o fratture. Sui versanti sono diffusi fenomeni di dissesti superficiali e profondi che complessivamente concorrono al processo dell'erosione areale con rapido assottigliamento dei crinali.

Nella zona di Ariano Irpino si osservano numerosi valloni molto approfonditi e delimitati da scarpate verticali intagliate in sabbie ed arenarie spesso in precarie condizioni di stabilità.

A sud di Montecalvo Irpino, in destra dell'Ufita sono sviluppate un po' ovunque marcate forme calanchive concentrate in corrispondenza degli affioramenti delle peliti basali, e solo localmente anche in corrispondenza dei termini pelitico sabbiosi, della formazione della Baronia.

Nella Baronia la Paleosuperficie sommitale risulta profondamente incisa da un paleoreticolo idrografico, rappresentato dalla parte alta del Vallone San Nicola e del Vallone Alvanello, entrambi allungati in senso NW-SE, che delimitano il crinale di Montagna di Carife (a SW) ed il crinale di Trevico (a NE).

Sul versante sud-occidentale della Baronia, a quote comprese tra 550 e 700 m, per una lunghezza di circa 10 km, sono presenti lembi relitti di una superficie morfologica pianeggiante debolmente inclinata verso valle, sospesa sull'attuale fondovalle di almeno 150 m. Si tratta di un *glacis* d'erosione (BASSO *et alii*, 1996a), che presenta una larghezza di circa 2-3 km, e declina verso NW. Una serie di torrenti subparalleli ad andamento lineare incidono il *glacis*, incastrandosi in esso con valloni profondi un centinaio di metri, e confluiscono ortogonalmente nel fiume Ufita. Il *glacis* è separato dall'attuale fondovalle del fiume Ufita da un versante di faglia in rocce tenere (argille e sabbie), evoluto a "faccette triangolari" (BRANCACCIO *et alii*, 1981), allineate in direzione appenninica (NW-SE) per circa 13 km e caratterizzate da un'altezza tra base e apice della faccetta variabile tra 100 e 150 m. La faglia, riattivatasi a partire dal Pleistocene medio, ha dislocato il *glacis* e parte dell'antico fondovalle, sollevando i relativi depositi fluviali fino a + 150 m sull'attuale *talweg* ed innescando l'erosione del *glacis*. A più altezze lungo le faccette triangolari e nel fondovalle sono presenti depositi alluvionali incisi e terrazzati, distribuiti secondo almeno sei ordini di terrazzi fluviali (BASSO *et alii*, 1996b).

Il versante nord-orientale della Baronia si sviluppa tra gli abitati di Vallata e Vallesaccarda, presentando un andamento topografico accidentato ed irregolare; una serie di profonde incisioni mettono in evidenza una coltre di coperture detritico-colluviali a cui localmente si affiancano depositi piroclastici rimaneggiati, ascrivibili con ogni probabilità all'attività del Vulture. Il versante è attraversato da una serie di strutture orientate NNE-SSW che hanno formato alcuni *graben*; questi sono parzialmente colmati da coperture detritiche, a loro volta interessate da fenomeni di rimobilizzazione gravitativa. Nell'area compresa tra Trevico e Vallesaccarda è presente il fenomeno franoso più ampio.

La valle del F. Ufita costituisce un altro elemento fisiografico importante che separa le dorsali di Frigento-Bonito e di Trevico-Ariano; il suo sviluppo continuo in direzione appenninica è stato controllato dall'attività della faglia diretta prima citata che, parallelamente alla valle, delimita il versante meridionale della Baronia. Numerosi indizi morfologici lasciano intendere che l'attività di tale faglia, oltre ad essere riferita al Pleistocene medio, sia continuata anche nell'Olocene (BRANCACCIO *et alii*, 1981; 1984; BASSO *et alii*, 1996b), ed in tempi storici, durante i quali sono segnalati almeno due eventi sismici correlati all'attività della faglia dell'Ufita (PANTOSTI *et alii*, 1990; BOSCHI *et alii*, 1994).

La valle, lungo il tratto compreso tra la confluenza con il T. Fiumarella e la confluenza con il F. Miscano, è molto stretta ed approfondita con un andamento marcatamente sinuoso. A monte dell'abitato di Grottaminarda, invece, diventa

molto più ampia (circa 4 km) e si sviluppa per una lunghezza di circa 7 km con un andamento prevalentemente rettilineo fino in località Ponterotto, dove la sezione del letto fluviale si restringe nuovamente conservando fino allo spartiacque appenninico un andamento molto simile a quello del primo tratto.

In particolare nel tratto più ampio della valle in corrispondenza di Melito Irpino, è presente una piccola conca asimmetrica delimitata da una piccola dorsale costituita dai litotipi calcareo pelitici del Flysch Rosso, disposta trasversalmente alla valle, su cui è impostato l'abitato di Grottaminarda. In corrispondenza dell'attraversamento della dorsale la sezione valliva si restringe e assume l'aspetto di una forra.

Sulla base di rilievi di superficie, di analisi di carotaggi spinti fino a profondità di 120 m (BASSO *et alii*, 1996a) e di uno studio idrogeologico (CELICO, 1983), è stato possibile riconoscere una successione di sedimenti clastici depositi in un bacino fluvio lacustre, attualmente colmato, e di ricostruire nelle linee generali l'andamento del substrato sepolto costituente la conca a monte della stretta di Grottaminarda (BASSO *et alii*, 1996b).

La stratigrafia di tali depositi si presenta molto variabile sia verticalmente che lateralmente; in essa si distinguono quattro principali litofacies:

- a) colluvioni limoso-sabbiose e depositi di conoidi nelle porzioni più prossime alla superficie topografica
- b) alluvioni ghiaiose con intercalazioni limo-sabbiose
- c) limi lacustri e palustri con torba
- d) detriti di versante misti a corpi di frane

Lungo il corso d'acqua l'andamento del substrato è molto articolato in quanto si ribassa secondo una struttura a *graben* fino a -120 m, nel Vallone Molino, e fino a -30 m nel Vallone S. Arcangelo, per poi venire a giorno in corrispondenza sia della dorsale di località Pacchiana, sia della dorsale di Grottaminarda.

L'individuazione del *graben* sarebbe avvenuta dal Pleistocene medio in poi, mentre la fase di incisione e terrazzamento dei depositi fluvio-lacustri, con la formazione dell'ultima generazione delle conoidi torrentizie, viene riferita al Tardiglaciale-Olocene (BASSO *et alii*, 1996b).

Il settore che si sviluppa a nord est dell'Arianese presenta una morfologia in netto contrasto con quella delle altre aree descritte. Come si registra nella Baronia il paesaggio molto piatto è caratterizzato da ampi relitti di un originario altopiano con quote comprese tra i 600 m ed i 700 m s.l.m. degradanti da SE verso NW, ed è impostato prevalentemente sui termini pelitici della Unità del Fortore e della Unità della Daunia. L'altopiano si sviluppa ad est dello spartiacque appenninico tra le località di Camporeale, Mezzana di Forte e Difesa Grande, ed è delimitato ad ovest dal corso del Torrente Cervaro. Attualmente, a seguito dei recenti approfondimenti del livello di base l'andamento pianeggiante dell'area è interrotto dall'incisione del T. Lavella, del T. di Vena e degli affluenti in sinistra del T. Cervaro, che nel tempo hanno ridotto gran parte dell'originario altopiano.

L'altopiano viene interpretato anch'esso come un relitto di un antico paesaggio maturo sospeso, riferibile alla Paleosuperficie *Auctt.* e correlabile alla paleosuperficie riconosciuta in Baronia, modellatosi dopo l'emersione dell'area avvenuta nel Pliocene medio-superiore, frammentato e dislocato a varie quote da faglie dirette appenniniche perimetrali (CINQUE *et alii*, 1993).

Il settore nord orientale del Foglio, compreso tra i centri abitati di Monteleone di Puglia, Anzano e Accadia è caratterizzato da blandi rilievi montuosi costituiti dalle successioni calcareo-clastiche del flysch di Faeto che raggiungono quote superiori ai 1000 m, e che sono separati da ampi valloni orientati prevalentemente in senso antiappenninico.

VII. EVOLUZIONE MORFOSTRUTTURALE DEL QUATERNARIO

Con la fase tettonica del Pliocene medio-superiore si registra l'interruzione della sedimentazione marina, contemporaneamente ad un graduale sollevamento dell'area, che ha favorito l'inizio dell'evoluzione morfologica subaerea. L'evoluzione tettonica recente di quest'area è caratterizzata nel corso dell'ultimo milione di anni da sollevamenti differenziali fino a 1000 m con vistosi fenomeni di terrazzamenti.

A partire dal Pliocene superiore si attivano significativi processi di spianamento con formazione di una paleosuperficie sommitale poligenica e polifasica (APRILE *et alii*, 1976; BRANCACCIO & CINQUE, 1988), ben rappresentata lungo il settore orientale dello spartiacque appenninico, dal Molise fino in Lucania.

Tale superficie nell'area in studio viene marcata dalla presenza di livelli ghiaiosi rubefatti che costituiscono l'inizio della sedimentazione dei depositi del subsistema della Montagna di Carife (**VTA₁**).

In tutta l'area il modellamento del paesaggio maturo sospeso è avvenuto tra la parte alta del Pliocene superiore ed il Pleistocene inferiore, in quanto sovrainposto in discordanza sugli elementi morfotettonici legati alla tettonica compressiva del Pliocene superiore (CINQUE *et alii*, 1993).

A seguito di una prima fase di sollevamento, in corrispondenza del primo evento neotettonico del Pleistocene inferiore (BRANCACCIO & CINQUE, 1988), si determina lo smembramento della paleomorfologia sommitale dislocata in maniera differenziale a più altezze. La Paleosuperficie si presenta a grossa scala declinante da SE (settore della Baronìa) verso NW (settore di Difesa Grande), mediante alcune faglie dirette ad andamento antiappenninico, passando da quote comprese tra 1000-1100 m a quote intorno ai 700 m. In questo momento, nelle aree meno sollevate di Difesa Grande si individuano le ampie superfici spianate che troncano i terreni delle unità del Fortore e della Daunia, mentre in Baronìa si

evidenzia un alto strutturale, sul quale si registra la rielaborazione dei termini superiori della successione pliocenica a prevalente componente conglomeratica, completando la deposizione del subsistema della Montagna di Carife (*VTA₁*) (fig. 3). L'alto sommitale è separato dall'attuale settore della valle dell'Ufita da una faglia perimetrale nota come "*faglia dell'Ufita*" (BRANCACCIO & CINQUE, 1988). L'evoluzione e l'arretramento del versante di faglia avrebbe portato alla formazione, tra il Pleistocene inferiore e medio, di un *glacis*, i cui lembi residui sono visibili lungo il versante meridionale della Baronina, in destra del fiume Ufita (BASSO *et alii*, 1996a). I depositi ghiaiosi clinostratificati (*grèzes litées*), presenti nel settore di raccordo tra il *glacis* e la parte alta del versante, attualmente sono incisi dalle aste torrentizie e pedogenizzati nella parte esposta, e sono attribuibili ad una fase fredda del Pleistocene medio (subsistema di Castelbaronia, *VTA₂*). La tettonica successiva avrebbe comportato anche l'individuazione di allineamenti sorgentizi con formazione di locali accumuli di travertino, che sono intercalati ai depositi del subsistema di Castelbaronia (*VTA₂*). Nella zona della media ed alta valle del F. Ufita a partire dall'evento neotettonico della parte alta del Pleistocene medio, la faglia dell'Ufita ha sollevato il *glacis* rispetto al fondovalle (BASSO *et alii*, 1996a) dislocando anche le alluvioni antiche dell'Ufita in formazione (*SFL₃*). A seguito di tale evento i corsi d'acqua affluenti del Fiume Ufita hanno inciso il *glacis* per erosione regressiva; tra il Pleistocene medio e l'inizio del Pleistocene superiore, per l'ampliarsi dei processi di incisione lineare, sul versante di faglia di neoformazione si sono individuate le faccette triangolari.

Nel corso del Pleistocene medio, nel settore di Grottaminarda, si individua un piccolo *graben* orientato NW-SE. Gli estesi accumuli detritici che ricoprono direttamente il substrato fagliato testimoniano per tale settore un elevato tasso di smantellamento dei versanti accompagnato da ampi fenomeni franosi. Nel corso del Pleistocene superiore, si verifica una riattivazione delle linee tettoniche trasversali alla valle, e si svolgono i più intensi processi di accumulo clastico nel fondovalle (*SFL₄*) anche a causa del ripetersi di varie fasi climatiche fredde.

Il contesto climatico del periodo immediatamente successivo è caratterizzato dalla deglaciazione e da una graduale mitigazione del clima fino al raggiungimento dell'*Optimum* climatico.

Il quadro geologico-strutturale è quello di un'area che si localizza in corrispondenza di una conca intermontana in subsidenza, come dimostrano la presenza di un paleobacino fluvio-lacustre e di un tratto fluviale sovralluvionato, nell'ambito di un settore di catena in sollevamento; nell'area si riconoscono dunque settori in sollevamento e settori in subsidenza separati da superfici di dislocazione verticali.

L'individuazione degli alti trasversali e lo sbarramento operato dai cumuli di frana inducono un primo episodio lacustre nel settore assiale della conca inter-

montana presso Grottaminarda, cui segue una fase di bacino fluvio-lacustre (Pleistocene superiore), caratterizzata dal riempimento della conca subsidente con depositi fluvio-torrentizi e da sporadici episodi lacustri, in relazione al rapporto tra i tassi di sollevamento e di incisione degli alti trasversali e ad eventuali sbarramenti da frana.

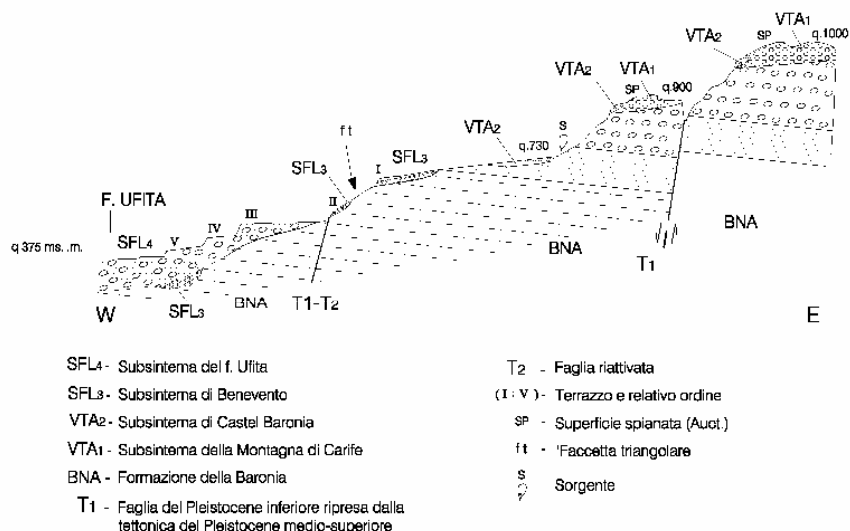


Fig. 3. Sezione geologica schematica del settore di Carife (Baronia) (Non in scala).

Nel Pleistocene superiore si registrano più fasi di aggradazione nella parte alta della valle, legate probabilmente all'individuazione degli alti trasversali al corso d'acqua nel settore di Grottaminarda; il sovralluvionamento si alterna a fasi di incisione e terrazzamento, regolate dall'alternarsi di condizioni climatiche più o meno fredde e umide e dal costante sollevamento. La fase più spinta del sovralluvionamento è probabilmente avvenuta sotto le condizioni climatiche fredde sviluppatesi nel corso degli stadi glaciali wurmiani (Pleniglaciale). In particolare, l'ultimo massimo glaciale è testimoniato dalla superficie deposizionale del terrazzo di III ordine, posta a circa + 25-30 m sull'attuale *talweg* e riconoscibile in tutto il fondovalle alla base delle faccette triangolari. Successivamente, a seguito della mitigazione delle condizioni climatiche e di una minore aridità, si sono probabilmente esplicitati i processi di incisione lineare nel fondo-

valle che hanno individuato la scarpata che borda il terrazzo di III ordine. Sui ripiani relativi a tale terrazzo, infatti, già nell'Olocene antico si erano sviluppati insediamenti umani di cultura neolitica ed eneolitica (IV-III mill. a. C.).

La fase di incisione e terrazzamento dei depositi alluvionali è intervallata da episodi di intenso apporto colluviale dai versanti, e di formazione di ampie conoidi torrentizie nei settori laterali della conca. Tra il Tardiglaciale e l'Olocene antico le minori oscillazioni climatiche fresco-arido/mite-umido avrebbero, probabilmente, individuato terrazzi fluviali di IV, V e VI ordine, su cui si ritrovano numerosi insediamenti archeologici di epoca sannitica e romana.

VIII. SISMICITA'

(a cura di G. Bais)

Il settore orientale della Campania fa parte, dal punto di vista sismico, di un'area con dimensioni maggiori che è tra le più attive d' Italia. Essa è caratterizzata da terremoti altamente distruttivi che hanno raggiunto valori di magnitudo M_s compresi nell' intervallo $M_s = (6,7)$ in corrispondenza dell' epicentro, ed intensità sismiche nell' intervallo da IX a XI della scala MCS.

L' area si colloca in una zona sismogenetica detta da alcuni autori "area Irpinia - Sannio - Matese" (BASILI *et alii*, 1988) o "Area Beneventana" (ALESSIO *et alii*, 1993; CUBELLIS *et alii*, 1995): essa comprende il massiccio del Matese, la provincia di Benevento e parte di quella di Avellino. Al suo interno si può definire una stretta fascia larga circa 30-50 Km, che si snoda approssimativamente lungo l'asse longitudinale appenninico, in cui sono scaturiti la maggior parte dei terremoti più intensi. Di seguito sono elencati i principali terremoti che hanno interessato l'area beneventana dal 1000 al 1980 (da MAYER-ROSA *et alii*, 1993):

Anno	Intensità max (MCS)
1138	10
1456	10
1688	9
1694	10
1702	10
1732	10
1805	10
1857	10
1910	9-10
1930	10
1962	9

Attualmente l'attività è caratterizzata da eventi frequenti e di bassa energia con ipocentri profondi meno di 20 Km (ESPOSITO *et alii*, 1988).

In un contesto geodinamico regionale, il beneventano è definito come una zona di carattere transizionale (CUBELLIS *et alii*, 1995), interpretabile sia nel senso di passaggio dall'area sismogenetica dell'Appennino Centrale a quella dell'Appennino Meridionale (41° parallelo N, linea *Ortona-Roccamonfina*), sia come riferimento ad un alto grado di complessità del campo di sforzi in gioco.

Infatti il campo di sforzi si esplica, per i terremoti profondi e più intensi, secondo un asse tensile con andamento appenninico, mentre un secondo asse minore ad andamento E-W od anche ESE-WNW è correlabile alle attività sismiche degli anni 80-90 più superficiali e minori per intensità (BOUSQUET *et alii*, 1993).

Va considerato che per i grandi terremoti deve essere introdotto un meccanismo di rottura complesso in cui il mezzo è molto fratturato e le strutture longitudinali alla catena sono segmentate da numerose faglie; esse sarebbero generate dalla rotazione e migrazione della penisola verso est, in conseguenza dell'apertura del mar Tirreno e della risalita del mantello.

A partire dal XIV sec., periodo in cui le ricostruzioni delle intensità dei terremoti sono sufficientemente complete ed affidabili, l'estremità orientale della provincia di Benevento è stata colpita da numerosi eventi disastrosi con una media di uno o due terremoti superiori al IX grado MCS al secolo (Tab. 1). Prima del XIV sec. vanno menzionati soprattutto i terremoti del 1125 e del 1180 (terremoto di Ariano Irpino).

La sismicità degli ultimi anni è collocabile in un quadro regionale più ampio relativo ad un'attività neotettonica notevole; essa si manifesta con un generale sollevamento, riconoscibile lungo la catena appenninica in corrispondenza di grandi sistemi di faglia ad orientamento NW-SE, NE-SW, E-W, NNW-SSE; nel Sannio è prevalente una attività secondo una direttrice NE-SW le cui profondità ipocentrali non superano i 20 Km e non evidenziano allineamenti preferenziali che consentano di associarli all'attività di strutture tettoniche ben definite (ALESSIO *et alii*, 1993) (fig. 4).

anno	terremoto di	effetti (Intensità)					
		Frigento	Carife	Castel Baronia	Ariano Irpino	Grottaferrata	Accadia
1456	Molise	9			10	9	9
1550	Ariano Irpino				8,5		
1638	Nicastro				4,5		
1688	Matese	8,5			9		
1694	Calitri	8,5	10	10	9	9	9
1702	Baronia			9	10	9,5	
1732	Irpinia	9	10	10	10	10	9
1805	Matese	6			7	6	
1851	Vulture						7
1853	Valle Sele				5		
1892	Tremoli						2,5
1893	Gargano						3
1899	Irpinia			4,5			5
1905	Irpinia				7,5	7	3,5
1910	Calitri	6	8	7,5	6		6
1913	Matese			4	3		
1915	Avezzano	2			4		
1919	Gargano			4	3		
1923	Muro Lucano				3		
1924	Sannio				4		
1927	Cerreto			3,5	5,5	3	3
1930	Irpinia	8	9	9	9	8	9
1933	Bisaccia	4		5	5	3	
1937	S. Severo				3		
1947	Forenze			4			
1951	Gargano				3	2	
1962	Sannio	8	8	8	8,5	8,5	7,5
1972	Adriatico				4		
1980	Irpinia-Lucania	6	8	7	7	6	7

Tab. 1 – Effetti dei terremoti nell'area irpina dall'anno 1456 al 1980.

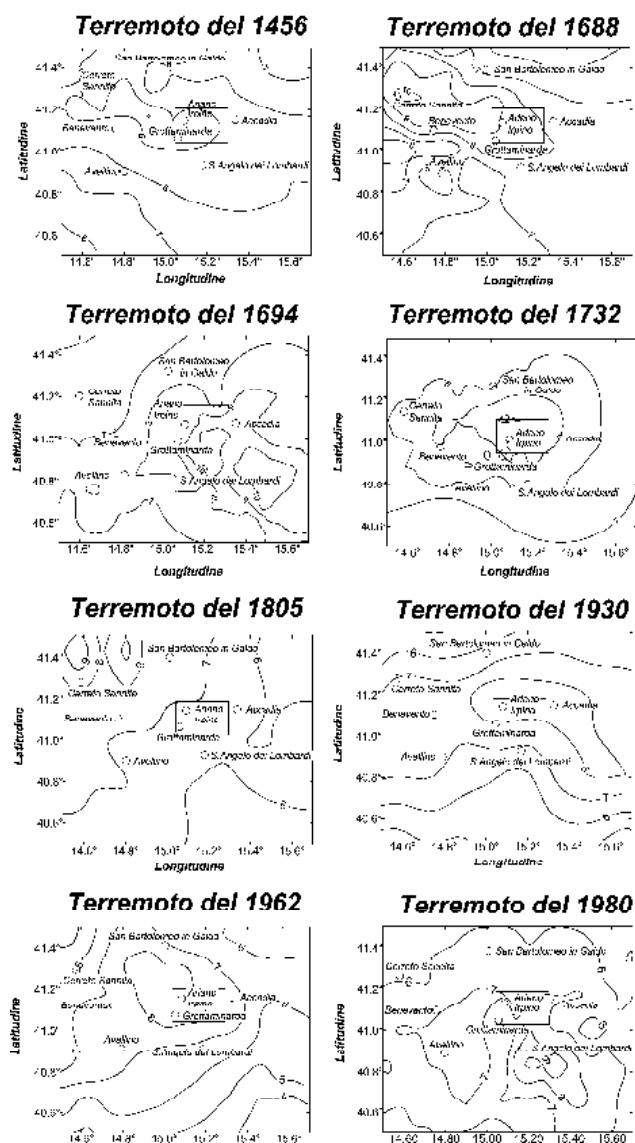


Fig. 4 – Andamento delle isosisme dei principali terremoti che hanno interessato l'area del Foglio Arianese tra il 1456 ed il 1980.

IX. ASPETTI DI GEOLOGIA TECNICA E AMBIENTALE

(a cura di M. Valletta)

1. IDROGEOLOGIA

Premessa

I cenni che seguono sono un complemento alla struttura del foglio geologico e delle relative Note Illustrative. Complemento che è sembrato assolutamente necessario in un'area che è totalmente carente di studi e ricerche di carattere idrogeologico: le misure di portata delle sorgenti, pure se si riferiscono alla fine degli anni '30, rappresentano l'elemento più moderno al riguardo.

E ciò, pur nei limiti intrinseci a questi cenni che consistono, da un lato, nell'essere essi derivati largamente da ricerche che non avevano finalità idrogeologiche *stricto sensu* e, dall'altro, dal non essere che poco più di cinquanta le sorgenti per le quali si disponesse di dati quantitativi.

Caratteristiche idrogeologiche dei litotipi affioranti

L'analisi delle caratteristiche dei litotipi affioranti ha, da un lato, consentito di accorparli in otto complessi (*sensu* CIVITA, 1973: “*un insieme di termini litologici simili aventi una comprovata unità spaziale e giaciturale, un tipo di permeabilità prevalente comune ed un grado di permeabilità relativa che si mantiene in un campo di variazione piuttosto ristretto*”) e, dall'altro, ha evidenziato come il complesso sabbioso-conglomeratico affiorante nei monti della Baronia sia l'acquifero di maggiore interesse.

I complessi definiti sono i seguenti:

Complesso calcareo-silico-marnoso

Il complesso calcareo-silico-marnoso, che si identifica con gli Scisti Silicei, i Calcarì con Selce e la Formazione di M. Facito, accorpa termini silicei, calcareo-silicei, calcarei e, subordinatamente, marnosi ed arenacci.

L'intensa fratturazione riveste grande importanza ai fini della circolazione idrica: infatti le superfici di discontinuità non solo condizionano strettamente i percorsi preferenziali delle acque, ma, giustapponendo termini a permeabilità diversa, articolano, anche notevolmente, i circuiti sotterranei di esse.

La permeabilità, per fratturazione, è da considerarsi da alta a medio-alta ed il ruolo idrogeologico, che è - potenzialmente - quello di un acquifero di buona produttività, viene negativamente condizionato dalla limitatezza degli affioramenti.

Complesso argillitico-carbonatico

Questo complesso corrisponde: al Flysch Rosso; al Flysch Galestrino; alla formazione di Corleto Perticara; alle Argille Variegate; alle Argilliti policrome del Calaggio.

Piuttosto diffusa (e, perciò, generalmente caratteristica) è una circolazione idrica entro le alteriti (che l'esperienza suggerisce raramente più spesse dei 5-8 m), limitata dal substrato non alterato, che ha funzione di impermeabile relativo.

La permeabilità, per porosità, è da bassa (a livello di alteriti) a molto bassa. Gli intercalari lapidei, particolarmente se molto fratturati e caratterizzati da significativa estensione areale e/o spessore, presentano permeabilità da medio-alta a media e possono assumere il ruolo di acquifero di un qualche interesse, pure se limitato e di importanza locale.

Il ruolo idrogeologico prevalente è, in ogni caso, quello di tamponare le acque circolanti in altri complessi: funzione che è relativamente frequente nei confronti di quello carbonatico-pelitico.

Complesso carbonatico-pelitico

Il complesso coincide con: i termini litoidi del Flysch Rosso; la litofacies di megaruditi calcaree delle Argilliti policrome del Calaggio; il Flysch di Faeto; la formazione del Vallone Ponticello e le calcareniti, marne e argille di Monte Sidone.

La circolazione delle acque è concentrata particolarmente nei litosomi carbonatici o, comunque, lapidei, che sono i più intensamente fratturati; la venuta a giorno delle acque può essere determinata, oltre che dall'effetto tampone esercitato da altri complessi, sia da una diminuzione di permeabilità legata ad intercalari pelitici, che da un drastico attenuarsi dell'intensità della fratturazione.

La permeabilità, per fratturazione, è da considerarsi da medio-alta a media.

Il ruolo idrogeologico è quello di acquifero.

Complesso arenaceo-molassico

Questo complesso si identifica con: i calcari, argille e areniti delle Molasse di Anzano del Gruppo di Altavilla; i membri argilloso-marnoso-arenaceo di Costa delle Rose e delle arenarie di Ripe di Giacinto della formazione di Villanova del Battista; la formazione del Vallone Ponticello, le quarzoareniti e le areniti e tufiti di case Orlandella del Flysch Numidico.

Diffusa la circolazione idrica entro le alteriti (spesse non più di pochi metri), che trovano nella roccia sottostante impermeabile relativo; di un qualche interesse anche quella per fratturazione.

La permeabilità per porosità è da medio-bassa a bassa; quella per fratturazione è da considerarsi variabile da media a medio-bassa.

Il ruolo idrogeologico è tanto di acquifero, pure se modesto, che di impermeabile relativo.

Complesso argilloso-conglomeratico-evaporitico

Il complesso argilloso-conglomeratico-evaporitico (l'accorpamento è legato agli spessori, spesso estremamente ridotti, di taluni dei litotipi presenti) corrisponde alla formazione del Torrente Fiumarella, alle argilliti con gessi di Mezzana di Forte ed alle evaporiti del Monte Castello.

La circolazione idrica che ne consegue non può che essere significativamente articolata.

La permeabilità è, infatti, molto variabile sia per tipo (da quella per porosità dei litosomi pelitici e clastici, a quella per fratturazione e, talora, anche per carsismo di quelli evaporitici) che per grado (da bassa o molto bassa, nei primi, media nei secondi e da medio-alta a media negli ultimi). Il ruolo idrogeologico che ne consegue è sia di acquifero che di impermeabile relativo, quando in contatto con complessi caratterizzati da maggiore permeabilità.

Complesso argilloso

Questo complesso si identifica con il membro delle peliti di Difesa Grande della formazione di Sferacavallo; con il membro pelitico-arenaceo del F. Miscano della formazione della Baronia; con il membro di Costa delle Rose della formazione di Villanova del Battista e le marne argillose del Toppo Capuana.

Una qualche circolazione idrica è presente entro i modesti spessori delle alteriti.

La permeabilità, per porosità, è da bassa (a livello di alteriti) a molto bassa.

Il ruolo idrogeologico prevalente è quello di aquiclude.

Complesso conglomeratico-sabbioso

Il complesso conglomeratico-sabbioso coincide con la formazione di Sferacavallo (ad eccezione del membro delle peliti di Difesa Grande); con la formazione di Scampitella; con la formazione della Baronia (tranne il membro pelitico-arenaceo del F. Miscano); con il membro dei conglomerati di Torre delle Ciavole della formazione di Villanova del Battista.

La circolazione idrica è condizionata e guidata, per quel che riguarda gli orizzonti conglomeratici, dalle modalità di accostamento (legate anche a fenomeni disgiuntivi) dei clasti, oltre che dalla compattazione e dalla cementazione; il quadro fratturativo palesa la sua importanza a livello degli orizzonti sabbiosi ed arenacei. La permeabilità, per porosità, è da alta a media.

Il ruolo idrogeologico è quello di acquifero.

Complesso ciottoloso-sabbioso-limoso

Questo complesso corrisponde a depositi antropici, di falda e frana ed eluvio-colluviali; ai sintemi del F. Calore, del T. Cervaro, e del Rio Contillo.

I travertini e le piroclastiti non sono stati presi in considerazione a causa della modestia degli spessori e della limitatezza degli affioramenti.

L'eterogeneità dei sedimenti tipici di larghissima parte delle unità caratterizzanti il complesso (particolarmente di quelli relativi ai sintemi) determina una circolazione idrica per falde sovrapposte, condizionata dall'alternarsi più o meno ciclico di termini litologici a granulometria variabile e/o dalla giustapposizione di essi.

La permeabilità, per porosità, è variabile da alta a bassa in funzione della prevalenza in orizzontale e/o in verticale dell'una o dell'altra litologia.

Il conseguente ruolo idrogeologico è tanto di acquifero che di impermeabile relativo, quando in contatto con complessi a permeabilità maggiore.

Schema della circolazione idrica sotterranea

Qui di seguito si accenna sia alle caratteristiche (pur se limitatamente, e riferite ad un solo complesso) della falda freatica presente al contorno dell'abitato di Ariano Irpino, che alle modalità di venuta a giorno delle acque relativamente alle sorgenti a portata conosciuta.

La falda

La grande eterogeneità quantitativa e, talora, anche qualitativa dei dati di base (che, tra l'altro, costringe a riferire il livello statico alla quota assoluta dei siti e non a quella dell'interfaccia acquifero/aquiclude) permette di abbozzare una "morfologia" della falda freatica limitatamente al complesso conglomeratico-sabbioso, e solo per l'area al contorno dell'abitato di Ariano Irpino, tra Fosso Madonna dell'Arco a nord, Canalone-Sancino ad est, il corso del T. Fiumarella a sud e la congiungente M. S. Polito-M. Termito ad ovest.

I valori di soggiacenza della falda compresi, a secondo delle zone, tra i -6,00 m ed i -82,00 m, non possono che essere puramente e largamente indicativi.

E' palese un netto gradiente da nord verso sud, documentato dal passaggio da quote del livello statico corrispondenti o prossime ai 690 m nelle aree a nord-nordovest di Ariano Irpino a quote corrispondenti o prossime ai 360 m a ridosso del corso del T. Fiumarella, con "pendenze" maggiori nel tratto compreso tra l'abitato di Ariano Irpino e M. Torano ed assai più dolci tra M. Torano e M. degli Amanti. In senso trasversale, il gradiente sia verso est che verso ovest, è molto più netto nell'area settentrionale che non in quella meridionale; un accenno alla risalita caratterizza la fascia nordoccidentale, tra Vallone Creta e M. S. Nicola.

Le sorgenti

Una rapida analisi sia delle classi di portata entro le quali ricadono le scaturigini prese in considerazione che delle percentuali relative, evidenzia come di esse: 17, pari al 50 %, abbiano portata compresa tra 1 e 1,99 l/s; 9, pari al 23,8%, tra 2,00 e 4,99 l/s; 6, pari all'17,6%, tra 5,00 e 9,99 l/s. Le classi tra 30,00 e 39,99 e tra 50,00 e 59,99 l/s sono rappresentate da una sola emergenza. Rapportando, poi, una tale distribuzione ai complessi idrogeologici alimentatori, si ha una ulteriore verifica dell'importanza di quello conglomeratico-sabbioso, che è quello maggiormente produttivo, oltre che il più esteso.

Ad esso è, infatti, da riportare l'alimentazione:

a) dei "gruppi" di sorgenti presenti sia al contorno dell'abitato di Vallata (portata più significativa di 2,5 l/s), di S. Nicola Baronia (portata più significativa di 3,25 l/s) e tra i centri urbani di Vallata e di Carife (portata più significativa di 5 l/s). Altre emergenze si rinvencono presso Flumeri (portata più significativa di 2,1 l/s) ed a sudovest di Castel Baronia (portata più significativa di 5 l/s). Tranne che per quest'ultima, caratterizzata dall'essere prossima al contatto con il complesso argilloso, l'emergenza avviene in prossimità o in corrispondenza di faglie. Le sorgenti sono da ricondurre a quelle per soglia di permeabilità sovrainposta.

b) dei "gruppi" presenti a sud di Castelbaronia (portata più significativa di 50,00 l/s) ed al contorno da settentrionale ad orientale di Trevico (portata più significativa di 6,25 l/s). L'emergenza avviene in prossimità del nucleo di una sinclinale variamente dissecata da faglie. Le sorgenti sono riportabili a quelle per soglia di permeabilità sottoposta.

c) del gruppo di emergenze presenti, rispettivamente, a nord e ad ovest di S. Sossio Baronia (portata più significativa di 3,70 l/s). L'emergenza avviene al contatto con il complesso argilloso. Le sorgenti sono da riferire a quelle per limite di permeabilità definito.

d) dell'emergenza presente a nordest di S. Sossio Baronia, che è legata al contatto tettonico con il complesso argillitico-carbonatico e di quella che si rinviene a sudovest di Grottaminarda connessa, invece, all'appoggio del complesso ciottoloso-sabbioso-limoso. Entrambe possono essere ricondotte tra quelle per soglia di permeabilità sovrainposta.

Di una qualche importanza, pur se locale, può essere considerato l'acquifero del complesso carbonatico-pelitico: al contatto con quello argillitico-carbonatico le emergenze (portata più significativa di 4,00 l/s), presenti prevalentemente nel settore orientale del Foglio, sono per limite di permeabilità definito; al contatto con il complesso ciottoloso-sabbioso-limoso (emergenza a nord di Gesualdo con portata più significativa di 1,50 l/s), le emergenze sono per soglia di permeabilità sovrainposta; nella parte orientale dell'abitato di Fontanarosa (portata più significativa di 4,75 l/s), infine, vi è una emergenza per limite

di permeabilità indefinito, entro il complesso stesso, in conseguenza di una significativa diminuzione di permeabilità.

Al complesso argillitico-carbonatico sono legate le venute a giorno delle acque, a nordovest ed a nordest di Fontanarosa, determinate, per la prima, da limite di permeabilità indefinito, per la seconda da soglia di permeabilità sovrainposta.

Al complesso ciottoloso-sabbioso-limoso è connessa la sorgente (portata più significativa di 9,00 l/s), 2 km a nordovest di Fontanarosa, che sembra di poter attribuire a limite di permeabilità indefinito.

Solo una citazione può essere dedicata alla “Sorgente Solfurea”, indicata in topografia a sud di monte Molara: di tale emergenza, che ai rilevatori non è stato possibile reperire, non vi è alcun cenno in bibliografia.

Un’analisi, pure se sommaria, dei complessi idrogeologici ai quali riportare circa un centinaio di sorgenti a portata non nota, conferma la grande importanza di quello conglomeratico-sabbioso, che alimenta oltre i tre quarti di esse; al complesso argillitico-carbonatico è da riferire circa il 15,00% ed a quello carbonatico-pelitico quasi l’8,00%. Trascurabile il complesso argilloso.

Un cenno, infine, alla Unità Idrogeologica della piana di Grottaminarda, che si identifica in una depressione di modesta estensione (CELICO, 1983), colmata da depositi ciottoloso-sabbioso-limosi, che recenti sondaggi hanno attraversato per spessori compresi tra un minimo di 7,00 ed un massimo di 50,00 metri, e del quale BASSO *et alii* (1996a) evidenziano assetto, caratteristiche litologiche, geometria e spessori. Indagini eseguite verso la metà degli anni ’70 entro l’area a nord del corso dell’Ufita, immediatamente a monte di ponte Doganelle, hanno evidenziato, da un lato, l’esistenza di un paleoalveo, ricostruito sulla base dell’andamento delle isopiezometriche e, dall’altro, come la coltre alluvionale possa essere utilizzata quale serbatoio naturale di compenso capace di 0,2 milioni di metri cubi.

Il pelo libero della falda si attesta a profondità dal piano campagna compresa tra i 2,00 ed i 4,50 m.

2. DISSESTO DEI VERSANTI

Premessa

Come si è già accennato per quelli relativi agli aspetti idrogeologici, anche questi cenni sulla stabilità dei versanti vogliono essere un complemento, pur se il più ampio e significativo possibile, al Foglio geologico ed alle relative Note Illustrative.

L’analisi di base è avvenuta, essenzialmente, tramite lo studio di aerofotografie ed ha interessato un’area molto ampia: ciò ha consentito una scelta dei settori ai quali restringere analisi di dettaglio ed illustrazione grafica (figg. 5A e 5B) che fossero più rappresentative possibili in termini sia di litologie implicate

(l'area di Montecalvo Irpino-Ariano Irpino è caratterizzata dalla prevalenza di sedimenti pliocenici; quella di Zungoli-Carife-Vallata, da facies diverse e più antiche), che di peculiari manifestazioni della dinamica dei versanti.

Preme qui sottolineare come le discrepanze, nella mappatura dei dissesti, tra le figg. 5A e 5B e la cartografia geologica *stricto sensu* siano legate all'avere dato, nell'analisi della stabilità dei versanti, importanza maggiore alle forme ed allo stato di attività di esse piuttosto che ai depositi.

Sintesi degli studi precedenti

Gli studi circa la stabilità di aree ricadenti entro il Foglio 433 Ariano Irpino, a dispetto delle problematiche spesso severe, sono molto scarsi e, soprattutto, "concentrati" nello spazio e nel tempo. Dell'apporto di essi sembra opportuno accennare brevemente.

LUCINI (1973) riferisce circa l'applicazione alle "argille varicolori scagliose", affioranti entro la tavoletta Savignano di Puglia (174 IV SE), di una metodologia grafica per la redazione di carte della franosità.

CANTALAMESSA *et alii* (1981), segnalano la riattivazione, in probabile concomitanza con uno degli *aftershock* del sisma del 23 Novembre 1980, di una frana antica e la formazione di fratture, sia parallele che ortogonali all'andamento dei versanti, nei dintorni dell'abitato di Ariano Irpino.

SACCHI & SCALISE (1987) analizzano l'area ad est-sudest di Ariano Irpino. La nota è corredata da cartografia geomorfologica, delle acclività e del "Rischio Geologico", inteso nell'accezione di Pericolosità sensu UNESCO (1973).

SACCHI *et alii* (1992) esaminano l'area tra M. Termito e Vallone Losbergo ad ovest ed Orneta-Torrente Fiumarella ad est. La cartografia a corredo, che ha per base l'indice di franosità, evidenzia condizioni di forte instabilità a carico dei versanti intagliati in sedimenti argilloso-limosi.

BELLOCCHIO *et alii* (1992) inquadrano l'assetto litologico e morfologico di un ampio intorno dell'area interessata dalla "frana" che ha interessato la discarica di RSU sita a nordovest dell'abitato di Ariano Irpino e tentano un approccio qualitativo alla valutazione dell'impatto ambientale, dal quale emerge l'assoluta inidoneità di quel sito ad ospitare una discarica.

CHIOCCHINI *et alii* (1992) riferiscono di ricerche geologiche e geomorfologiche condotte nell'area compresa tra i fiumi Ufita e Miscano. Dopo aver descritto in dettaglio i sedimenti che caratterizzano la successione affiorante ed i lineamenti tettonici, gli Autori descrivono analiticamente le aree maggiormente interessate da fenomeni di dissesto e pongono sia i dissesti che i fenomeni erosivi in rapporto con le caratteristiche litologiche.

Cenni sulla stabilità dei versanti

Le aree da studiare con attenzione e cura particolari sarebbero state numerose: motivi vari hanno fatto ritenere opportuno limitare un'analisi di dettaglio

(condotta sulla base dei rapporti tra caratteristiche litologiche e fenomenologie di dissesto ed erosive, da un lato, e tra questi ultimi e le infrastrutture interessate-o interessabili-dall'altro) alle aree di Montecalvo Irpino-Ariano Irpino e di Zungoli-Carife-Vallata (figg. 5A e 5B), che rappresentano un “campione” sicuramente assai significativo per l'area del Foglio Ariano Irpino.

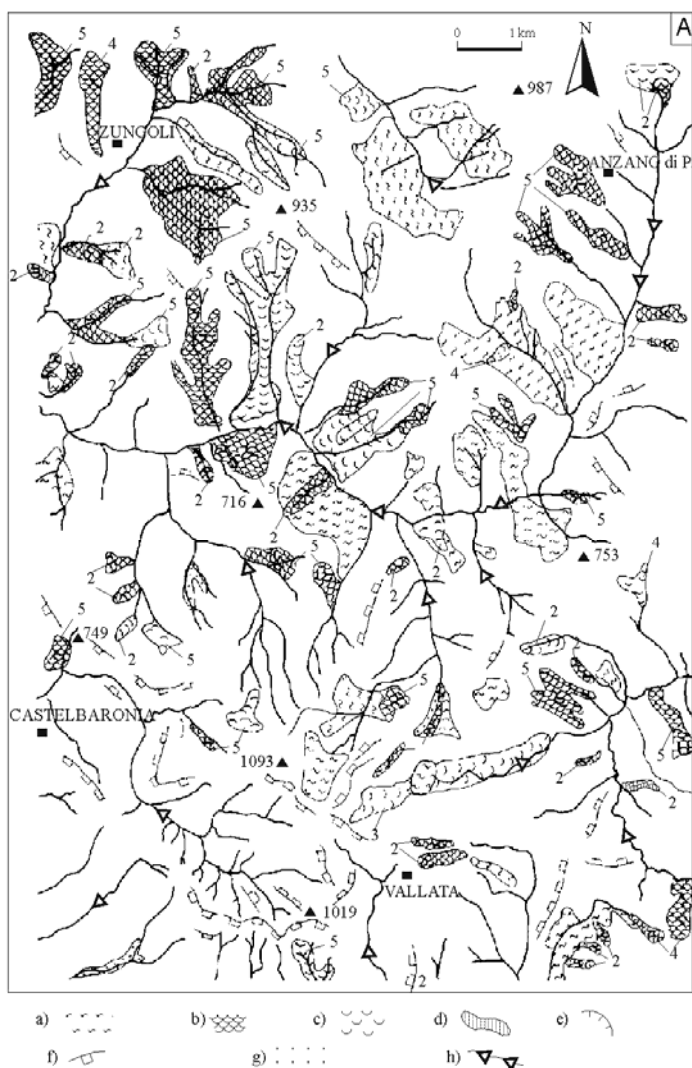


Fig.5A – Fenomenologie di dissesto e di erosione che interessano l'area di Zungoli – Vallata (A). Per la legenda cfr. Fig. 5B.



Fig. 5B. Fenomenologie di dissesto e di erosione che interessano l'area di Montecalvo - Ariano Irpino. a) Deformazione plastica; b) Frane attive; c) Frane non attive; d) "frana" di RSU del 29/6/88; e) Corona di frana; f) Scarpata potenzialmente instabile; g) Calanchi; h) Erosione lineare. 1-f. per crollo; 2-f. per scorrimento rotazionale; 3-f. per colamento; 4-f. mista; 5-gruppo di frane.

L'analisi condotta ha reso palese come i sedimenti prevalentemente pelitici relativi a: membro pelitico-arenaceo del F. Miscano (**BNA₂**), Argille Variegate (**AV**), argilliti policrome del Calaggio (**APC**), porzione argillosa del membro di Costa delle Rose (**VBA₃**), formazione di Corleto Perticara (**CPA**), Flysch Rosso (**FYR**) e flysch di Faeto (**FAE**) (gli accorpamenti sono stati suggeriti da una accettabile corrispondenza delle caratteristiche litologiche) siano i più severamente interessati da problemi di instabilità, anche potenziali. Per essi, pertanto, è sembrato opportuno calcolare anche l'indice di franosità (if), definito dal rapporto tra la superficie delle aree dissestate (per frana e per *creep*) e la superficie di affioramento.

I depositi afferenti alla formazione **BNA**, che occupano un'area di circa 50,00 kmq, entro la quale le aree dissestate corrispondono a circa 21,00 kmq, e che sono pertanto caratterizzati da if pari al 42%, vedono il *creep* quale fenomeno costantemente presente in tutte le aree studiate. Le numerose frane presenti sono riconducibili a scorrimenti rotazionali, a colamenti e frane con cinematismo complesso. I depositi sono inoltre diffusamente interessati da erosione calanchiva, lineare attiva e laterale. I bordi di scarpata potenzialmente instabili sono piuttosto localizzati.

Le Argille Variegate (**AV**), le argilliti policrome del Calaggio (**APC**) e le argille presenti nella formazione di Villanova del Battista (**VBA₃**), estese per circa 28,00 kmq, dei quali le aree dissestate occupano 13,00 kmq (if è, perciò, pari a 46,50%), sono caratterizzate in particolare da processi di *creep* molto accentuati (salvo che nell'unità Villanova del Battista) ed estesi. Tra le molteplici frane o gruppi di frane complesse, per scorrimento rotazionale e per colamento sono da segnalare quella ad ovest di Zungoli (lunga 1300 e larga 300 m) ed alcune tra le numerose (di lunghezza anche tra i 1000 ed i 1500 m) che interessano l'area tra i Monticelli ed il T. Fiumarella; tra esse, più di una esprime la parziale ripresa di fenomeni quiescenti. Negli stessi litotipi è significativamente presente l'erosione lineare attiva.

Il Flysch Rosso (**FYR**), il flysch di Faeto (**FAE**) e la formazione di Corleto Perticara (**CPA**) affiorano per circa 18,00 kmq, 8,20 dei quali sono rappresentati da aree dissestate (if = 45,50%). Le numerose frane di scorrimento rotazionale sono caratterizzate da dimensioni ragguardevoli: tra queste basti ricordare quelle di M. Molara-Monticelli (lunga 2000 e larga 1000 m) e di M. Molara (lunga 2500 e larga 1000m). I fenomeni erosivi vedono la sola presenza di quelli lineari attivi.

I litotipi del membro delle peliti di Difesa Grande (**STF₂**) sono anch'essi interessati da deformazioni plastiche accentuate: significativo è lo stretto nesso di causalità con gli effetti di eventi sismici (area del Vallone Cupido). Le frane sono riconducibili a scorrimenti rotazionali, a colamenti ed a fenomenologie complesse.

Sono presenti bordi di scarpata potenzialmente instabili; l'erosione calanchiva interessa aree modeste.

I depositi prevalentemente sabbiosi della formazione di Scampitella (**SMP₂**), del membro di S. Sossio Baronia (litofacies **BNA_{1b}**) e del membro sabbioso di Apollosa (**BNA₃**) sono caratterizzati da deformazione plastica modesta, ma diffusa. Sono presenti frane per scorrimento rotazionale, per colamento, per cinematica complessa e per crollo; l'erosione, mediamente diffusa, è di sponda, lineare attiva e calanchiva. Localizzati i bordi di scarpata potenzialmente instabili.

I depositi macroclastici del membro dei conglomerati di Trevico (**BNA₅**), del membro di S. Sossio Baronia (litofacies **BNA_{1a}**) e dei conglomerati di Serro Mamone (**SMP₁**), vedono la presenza di accenni di deformazione del tipo *creep* (che contrassegnano orizzonti pelitici) e di frane per scorrimento rotazionale, singole o in gruppi e per colamento. L'erosione lineare è, a tratti, molto intensa; i bordi di scarpata potenzialmente instabili rappresentano, infine, la fenomenologia più frequente.

Le quarzoareniti del flysch numidico (**FYN**) sono interessate da un bordo di scarpata potenzialmente instabile, da deformazione plastica variamente accentuata e da un gruppo di frane; nelle molasse di Anzano sono presenti frane per scorrimento rotazionale (che rappresentano anche parziale ringiovanimento di un gruppo), un bordo di scarpata potenzialmente instabile ed erosione lineare attiva.

Le calcareniti, calcilutiti e peliti dell'unità di Monte Sidone, infine, sono caratterizzate da deformazione plastica modesta e localizzata e da gruppi di frane e frane miste.

Note di geologia ambientale

Sono soprattutto tre le considerazioni che inducono ad abbozzare, comunque, un quadro (che non potrà che essere qualitativo e preliminare) della Pericolosità ambientale *sensu* PANIZZA (1987a; b; 1988) in RUSSO & VALLETTA (1995) “*la probabilità che un certo fenomeno di una certa intensità (naturale o indotto, più o meno indirettamente, dall'antropizzazione) si verifichi in un certo qual territorio, in un determinato intervallo di tempo*” e del Rischio che ne consegue:

- l'essere le aree considerate sufficientemente rappresentative di un quadro generale ben più ampio;

- l'essere le fenomenologie di instabilità-non attive, attive e potenziali-molto diffuse e, spesso, assai severe;

- l'essere l'area studiata sismica con grado di sismicità $S=12$ ed il rappresentare ciò, nello stretto rapporto sismicità/franosità, quale postulato da ZARUBA & MENCL (1982) e studiato, in tempi recentissimi, da LUZI *et alii* (1999) in un'area campione dell'Oltre Po Pavese, un fattore di grandissimo “peso” e di estrema

importanza: non si può non sottolineare, a tale proposito, come le aree di Villanova del Battista, Ariano Irpino, Flumeri, Trevico e Vallata siano state interessate, in occasione dell'evento sismico del 23 Luglio 1930, da frane e da fratture del terreno.

Le peliti del membro pelitico-arenaceo del F. Miscano sono caratterizzate da Pericolosità geomorfologica piuttosto elevata: considerando che il Valore esposto vulnerabile è rappresentato da edificato (settore orientale di S. Sossio Baronia, Scassone e quota 398 nei dintorni di Ariano Irpino), da tratti dell'autostrada A16, della S. S. 91, della linea ferroviaria Benevento-Foggia e da varie strade locali, il Rischio che ne consegue è da considerarsi da alto a medio-alto.

Le Argille Variegate (**AV**), le argilliti policrome del Calaggio (**APC**) e la formazione di Villanova del Battista (**VBA**), da una parte, e il Flysch Rosso (**FYR**), flysch di Faeto (**FAE**), dall'altra, presentano anch'essi una Pericolosità ambientale geomorfologica piuttosto elevata ed un Valore esposto vulnerabile costituito dall'abitato di Zungoli, da edificato sparso e da tratti dell'autostrada A16 e di strade di interesse locale: il Rischio è da alto a medio-alto.

La formazione di Scampitella (in particolare **SMP₂**) e le facies sabbiose del membro di S. Sossio Baronia (**BNA_{1b}**) presentano una Pericolosità geomorfologica da alta a media; il Valore esposto vulnerabile è rappresentato dal settore settentrionale dell'abitato di Montecalvo Irpino, oltre che da edificato vario; dalle aree potenzialmente interessabili dalle conseguenze di una rimobilizzazione della discarica di RSU di Madonna dell'Arco, già coinvolti nella "frana" del Giugno 1988; da tratti della strada Vallesaccarda-Scampitella e da varie arterie di interesse locale, oltre che da opere civili. Il Rischio è da considerarsi da medio-alto a medio.

La Pericolosità ambientale dei conglomerati di Trevico (**BNA₅**), di quelli di S. Sossio Baronia (**BNA_{1a}**) e della formazione di Scampitella (**SMP₁**) è media/medio-bassa: considerando, però, che il Valore esposto vulnerabile è costituito dai settori orientale ed occidentale, rispettivamente, degli abitati di Vallata e S. Nicola Baronia, da tratti della S. S. 91 e da opere civili, il Rischio che ne consegue è da ritenersi medio.

La Pericolosità ambientale della formazione di Sferracavallo (**STF**) è da considerarsi medio-bassa; quella del flysch numidico (**FYN**) da medio-bassa a bassa e quella delle molasse di Anzano (**ANZ**) bassa: in assenza di Valore esposto vulnerabile, il Rischio è nullo.

L'area di affioramento delle Calcareni, marne e argille di Monte Sidone (**SID**) è così modesta da privare di significato qualsiasi deduzione di geologia ambientale.

3. ATTIVITA' ESTRATTIVE (a cura di S. Ciarcia)

Dopo l'intensa fase di ricostruzione edilizia, successiva al terremoto del 23/11/1980, l'attività estrattiva nell'area del Foglio 433 ha subito un forte rallentamento.

Nel settore occidentale del foglio le litologie calcaree stratificate del Flysch Rosso sono state sfruttate in passato per scopi ornamentali; le cave, attualmente tutte inattive, sono osservabili nei pressi di Fontanarosa - località che vanta una secolare tradizione artigiana nella lavorazione della pietra - dove era utilizzata la frazione finissima con inclusi bioclastici; a Gesualdo, invece, veniva cavato un calcare brecciato, con elementi di colore grigio, a tonalità variabile, saldati da venature di calcite. Intervalli, anche differenti, della stessa successione erano coltivati anche nei dintorni di Melito Irpino, Mirabella Eclano, Grottaminarda e Frigento.

Altri sfruttamenti di calcari in siti isolati sono presenti nel settore orientale del Foglio; nei pressi di Bisaccia e Monteleone di Puglia, i sottili strati calcarei sono utilizzati per lastricati e rivestimenti.

I siti di estrazione di gesso sono da qualche tempo in dismissione; i principali poli di sfruttamento sono localizzati nell'area di Scampitella-M. Gessara ed Ariano Irpino-T. Cervaro.

Le cave in argilla sono da anni inattive; in passato nei dintorni di Montecalvo Irpino ed Ariano Irpino, le porzioni plioceniche, prive di scheletro sabbioso, erano sfruttate per la fabbricazione di laterizi. Le argilliti policrome del Calagio, affioranti ad est di Ariano Irpino, sono state utilizzate per la produzione di argilla espansa.

Le sabbie del Pliocene erano cavate, fino a pochi mesi fa, prevalentemente nella zona di Flumeri dove si rinveniva una scarsa matrice pelitica.

I conglomerati pliocenici sommitali sono ancora coltivati in cave talvolta di grosse dimensioni (es. Castel Baronia) ed utilizzati in campo edilizio spesso per la produzione di pietrisco in Baronia e nei dintorni di Anzano di Puglia.

Sempre più rare risultano le estrazioni in alveo o nei terrazzi alluvionali val-livi del Fiume Ufita dove si realizzava il prelievo di inerti misti.

Nell'area del Foglio 433 sono state individuate 29 cave di dimensioni significative (14 in calcari, 5 in gessi, 3 in argille, 1 in sabbie e 6 in conglomerati), delle quali otto sono ancora attive (4 in calcari, 1 in gessi e 3 in conglomerati). La metodologia di coltivazione utilizzata è a parete unica e solo raramente sono presenti cave a gradini multipli; la loro ubicazione si realizza esclusivamente lungo settori diversi dei versanti (sommità, mezza costa, etc.). Va precisato, inoltre, che alcune delle cave inattive da molto tempo potrebbero essere state rimodellate e reintegrate nel paesaggio attraverso processi morfoevolutivi.

ABSTRACT

The Sheet n°433 falls in the Irpinia-Daunia sector located in the eastern margin of the southern Apennines. The southern Apennines thrust-belt is due to a W-dipping subduction of the Apulia/Adria continental microplate beneath the European continental plate and is part of the Africa-verging peri-Mediterranean Apennine-Maghrebides orogenic belt (D'ARGENIO *et alii*, 1975; MOSTARDINI & MERLINI, 1986; DOGLIONI, 1991; ROURE *et alii*, 1991; DOGLIONI *et alii*, 1996). In the southern Apennines duplex system, the chain of rootless nappes overthrusts a buried foreland thrust belt, known as the internal Apulian Platform or Apulian thrust system (MOSTARDINI & MERLINI, 1986; LENTINI *et alii*, 1990; ROURE *et alii*, 1991). The Apulia continental margin consists of carbonate platforms and pelagic basins, spanning from the Triassic to the Miocene (D'ARGENIO *et alii*, 1975). The platform-basin system was gradually covered since the Miocene up to the Early Pleistocene by the deep-marine to continental foreland clastic wedges related to the progressive flexure of the lithosphere beneath the advancing Apenninic thrust belt (PATACCA *et alii*, 1990, SGROSSO, 1998; CRITELLI, 1999). A significant shift of the foreland basin system depozones toward E-NE occurred starting from the Late Tortonian to Early-Middle Pleistocene, after the occurrence of rifting in the back-arc region of the Tyrrhenian area (PATACCA *et alii*, 1990; 1993).

In the area, Middle Triassic to Upper Miocene basin and carbonate ramp successions and middle Miocene to Pliocene foreland clastic successions crop out (BASSO *et alii*, 2002; DI NOCERA *et alii*, 2006). Three main tectonic units have been distinguished: the Frigento, Fortore, and Daunia units, which are strongly deformed and thrust eastward upon the buried Apulian thrust system.

The *Frigento Unit* (DI NOCERA *et alii*, 2002) is formed by Middle Triassic - Middle Miocene mainly calcareous-siliceous-pelitic basinal deposits. The Mesozoic sequence is formed mainly by cretaceous shales (Flysch Galestrino), referable to the *Serie calcareo-silico-marnosa* (SCANDONE, 1967); it is highly deformed and forms the bulk of the Frigento ridge. The Upper Cretaceous - Lower Miocene sequence is formed by a calcareous-pelitic turbiditic unit called *Flysch Rosso*, by Langhian *Numidian Flysch* quartzarenites unconformably overlaid by Upper Serravallian - Upper Tortonian *Vallone Ponticello* terrigenous deposits.

The *Fortore Unit* (DAZZARO *et alii*, 1988; PESCATORE *et alii*, 2000) is formed by an Upper Cretaceous - Burdigalian basinal calcareous-pelitic succession, formed by *Argille Variegata* Group and *Corleto Perticara* Fm., by Langhian *Numidian Flysch* quartzarenites, unconformably overlaid by Upper-Middle Tortonian - Lower Messinian *Villanova del Battista* Fm. terrigenous deposits, equivalent to *San Bartolomeo Flysch* (CROSTELLA & VEZZANI, 1964).

The *Daunia Unit* (DAZZARO *et alii*, 1988) is formed by the "*Mass.a Sicuranza*" and "*Vallone del Toro*" subunits. The *Mass.a Sicuranza* sub-unit is formed by an Upper Oligocene - Lower Messinian calcareous-pelitic turbiditic basinal to distal carbonate ramp succession (*Mt. Sidone Calcarenes*, *marls and clays* and *Faeto Flysch* formations), Middle Tortonian - Lower Messinian pelagic *Toppo Capuana clayey marls* Fm., which is partially etheropic to the *Faeto Flysch* upper member, Upper Tortonian - Lower Messinian thin bedded diatomitic marls (*Tripoli*) and locally by conformably Upper Messinian evaporitic deposits (*Monte Castello Evaporites*).

The *Vallone del Toro* sub-unit is formed by a basinal mainly calcareous-pelitic and locally evaporitic succession spanning from Middle Tortonian to Upper Messinian. The *Argilliti policrome del Calaggio* Fm. (CIARANFI *et alii*, 1973) is formed by thin-bedded polychromatic argillites and silty marls, turbiditic calcarenites, calcilutites and marly limestones with hardground surfaces rich of pyrite nodules. Thin resedimented gypsum layers are interbedded with dark organic-rich euxinic shales, sulphur layers and diatomitic beds. The facies show a distal marine basinal setting with scarce terrigenous input, which shows a rapid but gradual evolution to desultory euxinic conditions. The interval has been dated Messinian by CIARANFI *et alii* (1973) for the presence of oligotipic fau-

nas with *G. multiloba* and *G. tumida plesiotumida* and for the sporadic presence of *Sphaeroidinellopsis*.

The *Argilliti con gessi di Mezzana di Forte* Fm. (BASSO *et alii*, 2002) is made up of deep-water facies and is formed by argillites, clays and marls, calcilitites and calcareous marls with hard-ground, and carbon-rich diatomites with sulphur nodules. Locally, thin strata of marly clays with laminae of small gypsum crystals, gypsoarenite layers or gypsum pebbles are present. The facies show a distal starved basin with desultory evaporitic deposition and reworked gypsum turbiditic flows.

The mainly clayey sequences of the "Vallone del Toro" sub-unit frequently present a hundred meters thick undeformed or gently folded successions in outcrop. They are characterised by a very intense tectonic deformation near the thrust and fault planes, producing a chaotic assemblage of the strata. In these cases the facies and the deformation pattern of the "Vallone del Toro" sub-unit are very similar to those usually showed by the *Argille Variegata* of the Fortore Unit.

Various mainly clastic sin-orogenic tectonically-controlled sequences are interbedded and overlay these tectonic units, like the Messinian Altavilla Group (D'ARGENIO *et alii*, 1975) and the Pliocene *Ariano Irpino Supersynthem* (AMORE *et alii*, 1998; CIARCIA *et alii*, 2003). They are formed by continental to neritic terrigenous sequences, separated by regional unconformities. The Pliocene deposits form the fillings of piggy-back basins located on the thrust-sheets of the deformed Frigento, Fortore and Daunia units.

Two successions are distinguished within the post-evaporitic Messinian, correlated to the "Lago-Mare interval": the *T. Fiumarella* Fm. and the *Anzano Molasse* with the *Lago-Mare* facies deposits.

The *T. Fiumarella* Fm. includes lacustrine and alluvial conglomerates, quartzolithic sandstones containing abundant carbonate detritus, marly-silty clays and shales and reworked clastic gypsum; the proximal facies are mainly coarse-grained, while the distal facies consist of clays with lenses of silty sands, conglomerates and reworked clastic gypsum.

The *Anzano Molasse* Fm. (CROSTELLA & VEZZANI, 1964) includes thick-bedded deltaic to turbiditic conglomerates and quartzofeldspathic sandstones passing upward to thin-bedded turbidite sandstones and marly-clayey siltstones. It is subdivided into two members. The lower member is composed by granular to pebbly conglomerates and turbidite sandstones. The upper member is composed by thin stratified turbidite sandstones and by siltstones, rich of organic matter. The successions have been deposited through grain flows and turbiditic flows with variable distality in a lacustrine environment. A rhyolitic volcanoclastic layer is found in the upper part of the Anzano Molasse sequence (DI GIROLAMO *et alii*, 1986). The "Lago-Mare" (BONADUCE & SGARRELLA, 1999) deposits are represented by quartzolithic arenites, calcarenites, hybrid arenites, or silty-marly clays with abundant Ostracoda (*Ilyocypris gibba*, *Cyprideis torosa* and *Candona* sp.) shells exposed in scattered small outcrops.

Their sedimentary lithofacies, stacking patterns and petrography have been described in detail in BASSO *et alii* (2001), MATANO (2002), MATANO *et alii* (2005) and BARONE *et alii* (2006). Fossil associations in the post-evaporitic units are formed by rare freshwater ostracods, like *Cyprideis torosa*, *Ilyocypris gibba*, *Candona* sp. and *Loxoconcha* sp., and by Miocene reworked planktonic foraminifera (*Globigerina multiloba*, etc.) and calcareous nannoplankton (*Amaurolithus amplifiscus*, etc.) species. The post-evaporitic units can be referred to a mainly freshwater lacustrine basin with an overall deepening trend, receiving initially a great amount of coarse detritus from the surrounding relief; then the basin shows a deeper-water phase characterized by finer-grained gravitative deposits.

During Messinian, the southern Apennines thrust belt experienced a period of strong tectonic accretion (related to the "intra-Messinian tectonic phase") and migration of depocenters. The Upper Messinian successions record both the effects of foreland evolution and Mediterranean salinity crisis, because in the study area the intra-Messinian tectonic phase caused the depocenters migration during the salinity crisis. As a matter of fact, the Monte Castello Evaporites represent an evaporitic deposition in a basin located in the Messinian Apulian foreland region, while post-evaporitic sand-

stones (Anzano and Fiumarella units) represent Late Messinian thrust-top basin infillings located in a wedge-top depocenter of the southern Apennines foreland basin system.

In the Early-Middle Pliocene (*Ariano Irpino Supersynthem*) new wedge-top depozone basins develop along the new chain margin, representing the paleo Adriatic Sea western border. The Pliocene wedge-top deposits are formed by alluvial, lagoonal, coastal marine and shelf marine mainly clastic successions up to about 3000 m thick. They lie by means of a regional unconformity on several tectonic units of the orogenic wedge. The Pliocene basins are characterized by syn-depositional compressive stress and by a polyphase evolution, as already recognized for the Ofanto piggy-back basin (HIPPOLYTE *et alii*, 1994).

Two major depositional sequences have been recognised in the *Ariano Irpino Supersynthem* of about four hundred thousand years of duration. The lower one (*Andretta Synthem*, *Baronia Fm.*) has an Early Pliocene age (biozone MPI4a) and is about 2000 m thick; the upper one (*Ruvo del Monte Synthem*, *Sferracavallo Fm.*) is Middle Pliocene in age (biozones MPI4b p.p. - MPI5a) and is 700 m thick; both are characterised by mainly transgressive basal facies and very thick regressive top facies. A minor synthem (*Bosco di Contra S.*, *Scampitella Fm.*) has been recognized and is related to local tectonic activity.

Facies associations related to alluvial, lagoonal, coastal marine and shelf marine sedimentation environments have been identified in the Pliocene sequences. The gravel alluvial facies associations are represented both by channelled-flow gravel deposits and by mass-flow deposits; the top regressive coarse-grained sediments have been weathered in a gravel braided river environment (MIALL, 1996). Pelitic sediments rich of brackish water ostracofauna represent the lagoonal facies. The coastal marine environments are formed by sandy-conglomeratic facies associations and sandy facies associations, which show typical sedimentary shoreface and foreshore structures and, locally, traces of biological activity and remains of littoral environment shells. Nearshore gravel facies associations, related to fluvial systems, are also recognisable in Baronia Mt. Bioturbated sandy and silty marly clays represent the shelf marine facies associations with sedimentation below the normal wave base; more distal sandy-pelitic turbiditic facies are present and crop out along the Ufita river talweg. The shelf-coastal marine deposits suggest a very high sedimentation rate, which is over 3.5 mm/yr.

The sedimentary, palaeoenvironmental and palaeogeographic Pliocene evolution has been strongly influenced by the coeval tectonic evolution of the chain. In compressional orogenic systems, such as the southern Apennines, tectonic activity can largely overprint the effects of eustatic sea-level fluctuations, so that significant changes in the relative sea level can be mostly produced by flexural subsidence plus thrust activity. It can be traced through seven evolutionary stages, described in CIARCIA *et alii* (2003). In the lower Early Pliocene, the area was probably still emerged; it was affected by Adriatic marine transgressions and sedimentation only from the higher part of the Early and Middle Pliocene. During the Late Pliocene a regional tectonic phase breaks the environmental conditions, which allowed the marine and coastal sedimentation in the area.

Regarding the tectonic elements, in the study area mainly east-verging imbrications are recognized; northeast verging folds related to reverse faults are located into regional thrust sheets. The tectonic superpositions are complicated by a polyphased structuration, which occurred after the juxtaposition of the Frigento unit onto the Fortore unit and at the same time of the deposition of Upper Miocene and Pliocene siliciclastic deposits. The structural complexity seems to characterize the whole orogenic evolution of the ENE-verging fold-and-thrust belt system, but the major imbrications result from the post-Messinian refolding and breaching of more ancient structures. In the central sector of the Irpinia, the Lagonegro basin units tectonically overlie the buried Apulian Unit. The presence of fault cut-off structures and the presence of the Inner Apulian Platform (Apulian thrust system) at a depth of ca. 500 m testify their assemblage as resulting from the breaching developed after duplexing of the Inner Apulian unit. Finally, the belt is widely affected by Plio-Quaternary strike-slip and extensional faults.

Regarding Quaternary geology, the study area show significant deposits and morphologies. The landscape is characterized by some remnants of an old mature suspended morphology (the "Palaeosuperficie" Auctt.), the age and genesis of which, have been variously interpreted. The Baronia

ridge represents a NW-SE oriented morpho-structural unit, which is defined at the borders by wide normal faults. The morphology is characterized by both some morphostructural elements (such as fault slopes) and several inherited morphological elements (such as top palaeo-surfaces with remnants of the palaeo-hydrographic network and glacis). The travertine and reddish gravelly-sandy-silty deposits, cropping out in the Baronia Mts, have been named *Vallata Synthem*. The deposits form sandy-gravel lenses up to 40 m thick and up to a few square kilometers wide. They are located between the glacis and the top palaeosurface. The deposits are discontinuously arranged onto the Lower-Middle Pliocene alluvial conglomerates and nearshore sands; their age has been referred to the Late Pliocene and to the Early-Middle Pleistocene. The deposits are variously oxidised and reddish in color due to the intense weathering and local pedogenesis processes; on the basis of their sedimentological and stratigraphic characteristics a cryonival genesis environment referable to the Pleistocene glacial stages is presumed. If this hypothesis were to be confirmed, these deposits would fill the gap in the evidence of the Quaternary glaciations and cold stages in the Apennines. As a matter of fact, the known glacial evidences are present north of the Matese Massif and south of the Alburni Massif but are lacking in the Sannio-Irpinia sector of the Apennines.

A reconstruction of the events that took place in the high valley of the Ufita River during Quaternary has been made on the basis of the geomorphological and stratigraphical data. Along the northwestern slope of the valley (Baronia) several old morphological elements - paleosurfaces, remnants of the paleohydrographic network and glacis - are visible. On the opposite slope, along the Frigento- Mt. Forcuso ridge, these elements are less evident because of widespread landsliding phenomena. On the right of the Ufita River, a fault slope near the valley bottom limits a glacis; the fault slope has evolved as "triangular facets" in soft rocks and presents a NW-SE direction. In several tracts the river directly cut through the Pliocene substratum. A SW-NE stretching normal fault near Grottaminarda might have contributed to the formation of a fluvial-lacustrine basin in Upper Pleistocene times; more than 120 m thick clastic deposits fills the basin.

LEGEND

CONTINENTAL QUATERNARY DEPOSITS

Ubiquitous forming deposits

Dump (h₁) Urban waste and quarry materials. *PRESENT*

Landslide deposits (a_{1a}) Loose chaotic heterogeneous and heterometric debris showing on going movements of the landslide phenomena; matrix and clasts features depend on the involved original sedimentary succession. *PRESENT*

Slope deposits (a) Loose heterometric, generally cross-stratified, debris forming cones or bands located along slope and at their base. *HOLOCENE ? - PRESENT*

Alluvial deposits (b) Gravel and gravelly sands with sandy and silty lenses. Fluvial deposits along river bed and high-water bed; torrent-like active fan deposits. *HOLOCENE ? - PRESENT*

Travertine (f₁) Phytothermal travertine with layers of whitish travertine-derived sands and calcareous encrusting concretions; palustrine environment. *HOLOCENE ? - PRESENT*

Eluvial and colluvial cover (b₂) Brown sands and silts, sometimes with pumice and reworked fine-grained weathered pyroclastic deposits and reddish gravels layers. Blackish silts and clays with arenaceous and marly-calcareous stratum fragments and with minor pyroclastic fraction. Locally brown-reddish silty sands with whitish caliche are present. Sediments produced by washing processes and deposited along the slopes and in hollows; deposits produced by in situ weathering along morphological flat surfaces. *UPPER PLEISTOCENE ? - PRESENT*

Formed deposits subdivided by drainage basins

UNITS OF THE BASINS OF THE MINOR TORRENTS OF THE ADRIATIC WATERSHED

RIO CONTILLO SYNTHEM (STC) Gravels and sandy gravels, locally packed and/or affected by pedogenesis, placed up to + 10 m above river bed, bounded upward and downward by erosional unconformities. Terraced and/or eroded alluvial deposits; inactive and eroded torrent-like fan deposits. Thickness about 10 m. *UPPER PLEISTOCENE ? - HOLOCENE*

CERVARO TORRENT SYNTHEM (CRV) Gravels and sandy gravels, slightly packed and/or affected by pedogenesis, placed up to + 10 m above river bed, bounded upward and downward by erosional unconformities. Terraced and/or eroded alluvial deposits; inactive and eroded torrent-like fan deposits. Thickness about 15 m. *UPPER PLEISTOCENE ? - HOLOCENE*

CALORE RIVER BASIN UNITS

RIVER CALORE SYNTHEM (SFL) In the Sheet n. 432 "Benevento" the Synthem comprises four subsynthem; in the "Ariano Irpino" Sheet area only two subsynthem have been recognized and mapped, which are mainly formed by alluvial deposits, bounded upward and downward by erosional unconformities. Total thickness more than 140 m. *MIDDLE PLEISTOCENE p.p. - HOLOCENE*

UFITA RIVER SUBSYNTHEM (SFL₄) Gravels and sandy gravels packed; silty sands with gravel lenses, locally affected by pedogenesis. Terraced alluvial deposits placed up to a + 25 - 30 m above the river bed; inactive and eroded torrent-like fan deposits. Thickness about 120 m. (In the Grot-taminarda plain the alluvial deposits *SFL₄* include at their base fluvial-lacustrine deposits more than 100 m thick, which do not crop out). *UPPER PLEISTOCENE - HOLOCENE*

BENEVENTO SUBSYNTHEM (SFL₃) Gravels with sandy layers and gravelly sands with silty lenses, affected by pedogenesis, located along the slope up to + 100 m above current river bed. Suspended alluvial and fan deposits. Thickness about 20 m. *MIDDLE PLEISTOCENE p.p.*

Ubiquitous formed deposits

Ancient landslide deposits (a_{1b}) Locally affected by pedogenesis or partially lithified, chaotic heterogeneous and heterometric debris; matrix and clasts features depend on the involved original sedimentary succession. *UPPER PLEISTOCENE ? - HOLOCENE*

TUFO GRIGIO CAMPANO (TGC) Pyroclastic flow deposits, coherent, massive, of trachytic composition, mainly zeolitized, grey-reddish (Passo di Mirabella Eclano, Azzone) and locally grey-purple (Vallone dei Granci); observed thickness up to 20 m. **UPPER PLEISTOCENE**

Pyroclastics (I) Loose, locally reworked and affected by pedogenesis, pumice and ash deposits up to 4-5 m thick in the outcrops. **MIDDLE PLEISTOCENE ? - HOLOCENE**

VALLATA SYNTHEM (VTA) Synthem bounded upward and downward by erosional unconformities, and formed by two subsynthems separated by a lower order unconformity. It lays over Ariano Irpino Supersynthem deposits. Thickness more than 50 m. **UPPER PLEISTOCENE ? - MIDDLE PLEISTOCENE p.p.**

CASTELBARONIA SUBSYNTHEM (VTA₂) Cross-stratified gravels in reddish sandy matrix with very angular pebble fragments; brown-reddish silty sands with «stone-line»; slope deposits formed in a cryogenic environment (thickness about 40 m). Phytoclastic calcarenites and whitish phytohermal travertine 15 - 20 m thick (Tufara spring). **MIDDLE PLEISTOCENE p.p.**

MONTAGNA DI CARIFE SUBSYNTHEM (VTA₁) Gravels in reddish sandy matrix with cross-stratified reddish sand lenses, which crop out on flat remains of the Paleosuperficie *Auctt.*; deposits show local cryoturbation. Alluvial environment with partial reprocessing by cryonival processes. Thickness about 15 m. **UPPER PLEISTOCENE ? - LOWER PLEISTOCENE ?**

PLIOCENE UNCONFORMITY-BOUNDED STRATIGRAPHIC UNITS

ARIANO IRPINO SUPERSYNTHEM (AR) Successions of clastic sediments deposited in Pliocene wedge-top basins. Alluvial to epibathal marine environment. Unconformable lower boundary on different units. The supersynthem comprises three synthems. **LOWER PLEISTOCENE - UPPER PLEISTOCENE**

RUVO DEL MONTE SYNTHEM (RVM) The synthem is bounded upward and downward by erosional angular unconformities and, from a lithostratigraphic point of view, it is represented by the Sferracavallo Formation subdivided in two members. **MIDDLE PLEISTOCENE - UPPER PLEISTOCENE**
SFERRACAVALLA FORMATION (STF) The formation is composed by bio-calciclastic ("panchina"-like also) and siliciclastic deposits of neritic to epibathal environment; the deposits form a complete sedimentary cycle. The formation is subdivided in three members. Unconformable lower boundary on deposits of different tectonic units and on **BNA**. Thickness about 900 m. **MIDDLE PLEISTOCENE**

Costa S. Paolo Arenite Member (STF₃) Quartz-feldspathic medium-fine grained sandstones, thinly bedded silty sands and sandy silts, sometimes rich in fragments and whole *Bivalvia* shells. *G. bononiensis* (biozones MPI4b-MPI5a) is present among planktonic foraminifera. Neritic environment from infralittoral to outer circalittoral. Lay on **STF₂** with a gradual contact. Thickness between 250 and 300 m. **MIDDLE PLEISTOCENE**

Difesa Grande Pelite Member (STF₂) Gray and yellow marly-silty clays and laminated sandy silts, with mollusk shell fragments. Presence of *G. puncticulata* and *Sphaeroidinellopsis* spp. (biozone MPI4b); outer circalittoral to epibathal environment. The base is locally formed by reddish conglomerates, sands e silts of alluvial-nearshore environment (Sferracavallo). Partially heteropic relations with the underlying **STF₁**. Thickness 500 m. **MIDDLE PLEISTOCENE**

Torrente di Vena Calcarenite Member (STF₁) Bioclastic calcarenites and arenites with calcareous cement lens- or tongue-shaped, rich in fragments of mollusk and brachiopod shells. The base is locally formed by massive or thickly bedded conglomerates with heterometric polymictic sub-rounded pebbles, and the top is locally formed by calcilutites. Shoreface environment with episodes of shoreface and transition to neritic. Thickness 100 m. **MIDDLE PLEISTOCENE (?) (based on stratigraphic relations)**

BOSCO DI CONTRA SYNTHEM (BSN) Synthem bounded upward and downward by erosional angular unconformities. From a lithostratigraphic point of view, is represented by the Scampitella

Formation subdivided in two members. **LOWER PLIOCENE**

SCAMPITELLA FORMATION (SMP) The formation is composed by continental to nearshore environment conglomeratic-sandy deposits. The formation is subdivided in two mainly heteropic members. It lays with an erosional and unconformable contact ("syntectonic unconformity") over **BNA** and also over **FYR** and Daunia tectonic unit deposits. Thickness about 350 m. **LOWER-PLIOCENE (based on stratigraphic relations)**

Case Archidiacono Sand Member (SMP₂) Silty, locally reddish sands with frequent layers rich in fragments of marine mollusk shells and pebbles lineations. Nearshore environment. Banal micro-fauna. Thickness about 60 m.

Serro Mamone Conglomerate Member (SMP₁) Conglomerates with a reddish sandy matrix, sometimes matrix-supported; local alternations of conglomerates and reddish sandy clays. Alluvial fan - plain facies association. Thickness about 300 m.

ANDRETTA SYNTHEM (SAD) Successions of clastic sediments bounded upward and downward by erosional angular unconformities. From a lithostratigraphic point of view, it is represented by the Baronia Formation subdivided in four members. **LOWER PLIOCENE**

BARONIA FORMATION (BNA). The formation is composed by clastic sediments and is subdivided in four partly heteropic members. Alluvial to epibathyal environment. The lower boundary is sharp and unconformable on different units. Thickness about 2250 m. **LOWER PLIOCENE**

Trevico Conglomerate Member (BNA₅) Massive or very thickly bedded orthoconglomerates with arenaceous layers; in the lower part alternation of conglomerates with sand lenses, paraconglomerates and massive sandstones are present. Pebbles are formed mainly by limestones, marls and sandstones and are rounded. Alluvional (braided plain) environment. Partly heteropic relations with **BNA₃** and **BNA₂**. Thickness about 400 m. **LOWER PLIOCENE**

Apolloa Sandstone Member (BNA₃) Quartz-feldspathic medium-coarse grained sandstones, rich in fragments of ostreid and pectinid shells and with thin marly-clayey greenish layers and pebble layers; in the upper part, lagoonal dark marly clays are locally present. Thinly to medium bedded sandstone with marly-silty matrix, inter-layered with yellow poorly-cemented fine- to medium-grained arenites and silts. Frequent traction wave-formed and current structures. Planktonic foraminifera MPI4a biozone. Foreshore e shoreface environment. Gradual and partly heteropic contact with the underlying member **BNA₂**. Thickness about 650 m. **LOWER PLIOCENE**

River Miscano pelitic-arenaceous Member (BNA₂) Grey, highly bioturbated, silty-marly clays and sandy silts with scarce small mollusk shells; not stratified, very fine to fine grained sands with millimetre-scale parallel lamination. Planktonic foraminifera MPI4a biozone. Neritic shelf environment from the edge of the epibathyal zone to the transition to offshore (**BNA₂**). In the lower part, a litofacies with yellow arenaceous-pelitic turbidites crop out along the Ufita river bed; epibathyal to outer circalittoral environment (**BNA_{2a}**). In the Vallone Anselice, up to 100 m thick lenses of chaotic varicoloured clays and marls with rounded pebbles, limestone olistoliths, arenaceous and marly-calcareous strata fragments and paraconglomerates layers (litofacies **BNA_{2b}**). At its base the member presents partly heteropic relations with **BNA₁** or an unconformable contact with pre-pliocenic units. Total thickness about 800 m. **LOWER PLIOCENE**

San Sossio Baronia Conglomerates and Sandstone Member (BNA₁) Heterometric and massive polymictic orthoconglomerates with reddish pelitic matrix and clayey reddish paleosoils layers (Ser-papolla, Il Caruso, Fontanarosa); alluvial environment (**BNA₁**). Reddish massive conglomerates with well-rounded pebbles and lithophageous holes, parallel to cross-laminated sand and silty-marly arenites and, locally, ostreids and pectinids (*Isognomon*) thanatocenoses (San Michele); nearshore environment (**BNA_{1a}**). Yellow, locally highly bioturbated, sands with amalgamated strata and silty-clayey layers; sometimes, layers of well-cemented arenites and orthoconglomerates (Bonito); thinly bedded silty sands, interlayered with locally reddish, fine grained calcareous arenites, and green marly clays with calcareous nodules and plant remains (Melito Irpino); littoral environment (**BNA_{1b}**). Planktonic foraminifera MPI4a biozone. Unconformable contact with several units. Total thickness about 400 m. **LOWER PLIOCENE**

UPPER MESSINIAN STRATIGRAPHIC SYNOROGENIC UNITS

ALTAVILLA GROUP (AL) Post-evaporitic clastic deposits successions unconformably resting on Frigento, Fortore and Daunia tectonic units. The group is unconformably capped by Pliocene deposits. As in the Sheet 432, the post-evaporitic deposits are included in the Altavilla Group.

ANZANO MOLASSE (ANZ) Quartz-feldspathic sandstones, clayey marls and conglomeratic lenses, deposited by gravity flows and turbidity currents in a subaqueous environment during the "Lago-Mare" phase characterized by hypohaline and fresh waters. The formation is subdivided in two mainly heteropic members. Unconformable lower boundary on deposits of Daunia, Fortore and Frigento tectonic units. Thickness about 350 m. **UPPER MESSINIAN**

Flumeri Member (ANZ₂) Quartz-feldspathic medium-fine grained sandstones, interlayered with silts and marly clays locally rich of carbon fragments. Early Messinian reworked microfossil associations. Grain and turbiditic flows deposits (**ANZ₂**). At different stratigraphic levels, a lithofacies **ANZ_{2a}** is present with discontinuous deposits some meters thick, formed by: laminated micritic limestone with oncolites and abundant ostracods (*Cyprideis* sp.) of fresh water to brackish environment, interlayered with fine-grained arenites; massive or laminated calcarenites with quartz and lithic grains and with stromatolitic layers, hybrid arenites and blackish marly-silty clays (Case Saudone, Incoronata); alternations of thinly bedded arenaceous-silty turbidites, marly clays with gypsum grains and hybrid arenites rich in *Cyprideis* sp. (Fiego di S. Potito); grey silty clays with ostracods (*Ilyocypris gibba*) of fresh water to brackish environment (Il Capitello). Lago-Mare-like biofacies. Partly heteropic relations with **ANZ₁**. Maximum thickness about 250 m. **UPPER MESSINIAN**

Vallone di Fassa Member (ANZ₁) Medium to very thickly bedded microconglomerates and quartz-feldspathic matrix-rich arenites with variable induration and very hard epigenetic nodules (named "cogoli"), with sometimes amalgamated strata and lens-shaped polymictic paraconglomerates layers. Early Messinian reworked microfossil associations and ostracofaunal assemblages (*Candona* sp., *Loxococonca* sp.) of fresh water to brackish environment. In the upper part two layers of whitish rhyolitic tuffites are present. Grain and turbiditic flows deposits. Maximum thickness about 300 m. **UPPER MESSINIAN**

TORRENTE FIUMARELLA FORMATION (TFR) Interbedded dark grey and green sandy clays and marls, laminated dark sandy silt with carbon fragments and gypsum grains, matrix-supported greenish and yellow quartzolitic sands, quartzofeldspathic massive sandstones and disorganized clast-supported conglomerates with sandy matrix; varicoloured and blackish argillites and shales in chaotic layers. At different stratigraphic levels, a conglomeratic lithofacies (**TFRa**) is present formed by disorganized not stratified or very thickly bedded conglomerates, with heterometric calcareous-marly pebbles with scarce sandy matrix, quartz-feldspathic and quartzolitic brown-grey arenites, and thinly bedded greenish sandy pelites with freshwater ostracofaunal assemblage (*Candona* spp., *Ilyocypris gibba*). Fluvial-lacustrine e torrent-like environment. Sharp and unconformable lower boundary on Daunia tectonic Unit. Thickness about 300 m. **UPPER MESSINIAN**

MIDDLE - UPPER MIOCENE STRATIGRAPHIC SYNOROGENIC UNITS

VILLANOVA DEL BATTISTA FORMATION (VBA) Mainly turbiditic and hemipelagic siliciclastic deposits. Formation subdivided in three members. Unconformable lower boundary on pelitic and calcareous-marls of AV Group. Thickness about 700 m. **MIDDLE - UPPER TORTONIAN - LOWER MESSINIAN**

Costa delle Rose Member (VBA₃) Thinly laminated grey-green and brown marls, marly clays and micaceous siltites, yellow-brown parallel and convoluted laminated, fine-grained arenites with flute casts and normal grading (A/P from 2:1 to 1:2). Turbiditic and hemipelagic deposits of submarine fan and transition to bathyal plain. Calcareous nannofossils CN9b biozone. Gradual, partly heteropic, lower boundary with **VBA₂**. Thickness about 400 m. **LOWER MESSINIAN**

Ripe di Giacinto Arenite Member (VBA₂) Yellow quartz-feldspathic thickly to very thickly bed-

ded medium-coarse grained arenites, with greenish clay chips and thin layers of marls and clays (A/P>2:1); locally up to 6 m thick beds of massive paraconglomerates. Turbiditic and hemipelagic deposits of proximal submarine fan. Calcareous nannoplankton CN9a biozone. The heteropic relation with **VBA₁** is supposed; unconformable basal contact on **AV**. Thickness about 200 m. **MIDDLE-UPPER TORTONIAN**

Torre delle Ciavole Conglomerate Member (VBA₁) Clast-supported conglomerates and polymictic heterometric paraconglomerates, massive or very thickly bedded with lens-shaped strata; sub-rounded to angular crystalline, calcareous, marly and arenaceous pebbles. Scarce lens of quartzofeldspathic arenites and very thin beds of grey marly clays. Gravity flows marine deposits of the continental slope base. Calcareous nannofossils CN9a biozone. Thickness about 70 m. **MIDDLE-UPPER TORTONIAN**

VALLONE PONTICELLO FORMATION (PCL) Medium to fine-grained arenites, whitish and green-gray marls and calcareous marls, yellow-brown thinly to medium bedded laminated pelites. Thickly bedded graded sands and polymictic paraconglomerates with sub-rounded pebbles with intercalations of calcirudites, calcarenites and marly limestones. Thickly bedded polymictic orthoconglomerates. Calcareous nannoplankton CN9a biozone (*Discoaster surculus*, *D. brouweri*, *Calcidiscus macintyre*); planktonic foraminifera from *Globorotalia partimlabiata* biozone to *Neoglobobulimina acostaensis* biozone. Turbiditic, grain-flows and debris-flows marine deposits. Not well-exposed base; an unconformable contact on upper units of Frigento tectonic Unit is supposed. Thickness about 200 m in the outcrops. **MIDDLE SERRAVALLIAN - MIDDLE-UPPER TORTONIAN**

FRIGENTO TECTONIC UNIT

NUMIDIAN FLYSCH (FYN) Grey and yellow-orange, sometimes graded, medium to thickly bedded quartzarenites with siliceous cement and well rounded quartz medium-coarse grained clasts; quartzosiltites, grey-green marly clays, reddish siltites and grey calcarenites. Basinal terrigenous gravity flows and hemipelagic deposits. Conformable lower boundary on **FYR**. Calcareous nannoplankton CN4 biozone. Maximum thickness 300 m. **UPPER BURDIGALIAN - LANGHIAN**

FLYSCH ROSSO (FYR) Polichromatic marly argillites and marls, white calcilutites, lens-shaped layers of resedimented white bio-calciruditic and bio-calcarenitic deposits, with abundant remains of alveolinae, nummulites, orbitoides and rudistae. The calcareous-clastic lithofacies is formed by white medium to thickly bedded, laminated and graded, turbiditic calcarenites, calcirudites with alveolinae and nummulites, white marly limestones, calcilutites, sometime siliceous calcareous marls, marly clays and grey and red argillites (**FYR_a**). A calcareous member has also been mapped within the formation (**FYR₂**). Calcareous nannoplankton CP17 to CN3 biozone in the medium-upper part of the unit. Base-of-slope to basin marine successions, formed by gravity flow deposits and hemipelagites. Not well exposed lower boundary, originally conformable on **FYG**. Total thickness about 800 m. **UPPER CRETACEOUS - UPPER BURDIGALIAN**

Calcareous Member (FYR₂) Calcarenites and calcirudites with alveolinae and nummulites, white calcilutites with minor beds of red and green marls, clayey marls and argillites. In the lower part whitish calcilutites with lens and nodules of dark chert, marly limestones and siliciferous calcilutites, grey, green and red argillites and marls, (Il Pesco, Pezza la Croce). Radiolarians and scarce fragments of late Cretaceous orbitoids. The member **FYR₂** is partly heteropic with **FYR**. Thickness about 250 m. **UPPER CRETACEOUS - UPPER BURDIGALIAN**

FLYSCH GALESTRINO (FYG) Acicular siliciferous blackish claystones with interbedded calcilutites and whitish or ochreous marly limestones, whitish to grey and greenish-yellow, more or less siliciferous, marls and argillites. Abundant radiolarian. Deep basinal deposits with calciclastic gravity flows. The formation presents a gradual contact on **STS**. Thickness about 300 m. **LOWER CRETACEOUS**

SCISTI SILICEI (STS) Dark red, grey, violet and green radiolarites and siliceous acicular argillites, with scarce beds of graded calcarenites and siliceous calcilutites. Very abundant radiolarians; sometimes scarce lamellibranchs shell fragments, sponge spicules and arenaceous foraminifera (*Ammodiscidae*). Deep basin deposits with distal turbidites. Gradual lower boundary on **SLC**. Thickness about 100 m. **UPPER TRIASSIC (Rethian)- JURASSIC**

CALCARI CON SELCE (SLC) Grey thinly to thickly bedded micritic limestones and calcilutites, partly dolomitized, with dark chert lenses and interbedded red and yellow calcareous and siliciferous marls; graded calcarenites and scarce grey calcirudites. In the micritic limestones, abundant pelagic lamellibranchs shell and radiolarians are present with scarce small foraminifera. Deep basin deposits with turbidites. Lower boundary not visible. Maximum thickness 120 m. **UPPER TRIASSIC (Carnian p.p. - Norian)**

MONTE FACITO FORMATION (FAC) Thinly to thickly bedded calcisiltites and fine-grained grey-yellow parallel and cross-laminated arenites with carbon fragments; marls, marly limestones and grey nodular or "pseudobrecciati" limestones, with rich macro- e micro-faunal associations of reef environment (coral, calcareous sponge, algae, echinoderms, brachiopods). In the siltites small benthic foraminifera (*Involutinacea*) Ladinian-Carnian in age are present. Basin and biohermal deposits. Lower boundary not cropping out. Maximum thickness 20 m. **MIDDLE-UPPER TRIASSIC (Ladinian – Carnian p.p.)**

FORTORE TECTONIC UNIT

NUMIDIAN FLYSCH (FYN) Grey and yellow-orange, sometimes graded, medium to thickly bedded quartz-arenites with siliceous cement and well rounded quartz medium-coarse grained clasts; quartz-siltites, grey-green marly clays, reddish siltites and grey calcarenites. In the upper part arenites, marls and light grey calcareous marls are present. One member (**FYN_i**) has been identified in this formation. In the upper part CN4 biozone calcareous nannoplankton has been identified. Deep basin terrigenous gravity flows and hemipelagic deposits. Conformable lower boundary on **AV** and **CPA**. Total thickness 400 m. **UPPER BURDIGALIAN? - LANGHIAN**

Case Orlandella Arenite and Tuffite Member (FYN_i) Thinly bedded micaceous arenites with well rounded quartz grains, bioclastic calcarenites, volcanoclastic arenites with calcareous matrix (named "tuffiti"), marls, marly limestones and brown siltites. Gradual lower boundary on **AV** and **CPA**. The member is partly heteropic with **FYN**. Thickness about 100 m. **UPPER BURDIGALIAN?**

CORLETO PERTICARA FORMATION (CPA) Thickly to medium bedded yellow calcilutites and marly limestones with dark red and blackish manganese patinae, sometimes siliciferous (named "pietra paesina"), interbedded with calcareous marls, clayey marls, siliciferous argillites and calcarenites, calcisiltites and green-gray silty clays. Calcareous nannoplankton CP19-CN1 biozones. Turbiditic and hemipelagic deposits. Gradual, and partly heteropic, lower boundary with **AV**. Thickness 300 m. **UPPER EOCENE - UPPER BURDIGALIAN ?**

ARGILLE VARIEGATE GROUP (AV) Marly claystones and varicoloured and grey argillites with faint or discontinuous bedding with lens-shaped beds of calcareous marls, marly limestones and calcilutites sometimes siliciferous (named "pietra paesina" and "alberese") and of white biocalciruditic and biocalcarenitic resedimented deposits, with abundant reworked microfauna (alveolinae, nummulites, etc.) and rudist fragments in the lithoclasts. A calcareous-marly lithofacies **AV_a** is present. Upper Cretaceous (Campanian) calcareous nannoplankton in the lower part. Calcareous turbidites and hemipelagic deposits of base-of-slope to basin marine successions. Basal tectonic contact on several units. Largest thickness about 850 m. **UPPER CRETACEOUS - UPPER BURDIGALIAN**

DAUNIA TECTONIC UNIT

MASSERIA SICURANZA TECTONIC SUB-UNIT

MONTE CASTELLO EVAPORITES (CTL) Thickly bedded selenitic gypsum interbedded with gypsy marls, gypsoarenites, gypsorudites, laminated gypsosiltites and clays with whitish tuffite layers; in the lower part, whitish, sometimes brecciated, evaporitic limestone, vacuolar and crumbly, massive, with sulphur crystals (**CTL_a**). Evaporitic environment. Basal gradual contact on **TPL**. Thickness about 150 m. **UPPER MESSINIAN**

TRIPOLI (TPL) Very thinly bedded clayey marls with white fissile diatomites, rich in fish remains (skeletons and scales). Thin beds of tuffites are present in the upper part of the succession. Euxinic and marine environment. Planktonic foraminifera *Globigerinoides o. extremus* biozone; calcareous nannoplankton CN9a biozone. Basal, and partly heteropic, gradual contact on **FAE**. Thickness about 80 m. **UPPER TORTONIAN - LOWER MESSINIAN**

TOPPO CAPUANA CLAYEY MARLS (TPC) Marly claystones and clayey, sometimes silty, marls, with thin beds of calcilutites. Planktonic foraminifera *Globigerinoides o. extremus* biozone. Basin environment. Basal, and partly heteropic, gradual contact on **FAE**. Thickness about 250 m. **UPPER TORTONIAN - LOWER MESSINIAN**

FAETO FLYSCH (FAE) Formation formed by turbiditic calciclastic deposits and by clays and marls, cropping out near eastern margin of F. 433. Turbiditic calcarenites, calcilutites and whitish marls with *Zoophycos*; beds of green marly clays and bioclastic calcirudites; in the basal layers some quartzarenitic beds are present. Calcareous-marly lithofacies (**FAE_b**) consist in marly limestones and light grey marls with calcilutites, bioclastic calcarenites, clayey marls (with abundant planktonic foraminifera) and greenish clays, up to 450 m thick.

Globigerinoides o. extremus biozone planktonic foraminifera; in the upper part *Globorotalia conomiozea* biozone planktonic foraminifera and CN9b biozone calcareous nannoplankton (*Amaurolithus amplificus*).

Calcareous flow deposits, basin marine environment. Gradual lower boundary on **SID**. Thickness about 700 m. **UPPER BURDIGALIAN ? - LOWER MESSINIAN**

MONTE SIDONE CALCARENITES, MARLS AND CLAYS (SID) Thinly to medium bedded, rose, grey and polychromatic claystones and marls; interbeds of white calcilutites and turbiditic calcarenites. Base-of-slope to basin marine turbiditic deposits and hemipelagites. Base not cropping out. Thickness about 300 m. **UPPER OLIGOCENE - BURDIGALIAN p.p.**

VALLONE DEL TORO TECTONIC SUB-UNIT

MEZZANA DI FORTE ARGILLITES WITH GYPSUM (MZF) Argillites and marly-silty clays, mainly grey-green and polychromatic, with gypsum crystal up to 3-4 cm large, gypsoarenite lenses and bioclastic fine-grained sands; locally chaotic dipping with heterometric blocks of marly limestones, calcarenites, siliciferous marls and gypsum. Basin environment with hypohaline water. Tectonic contact, probably originally stratigraphic, on **APC**. Thickness about 150 m. **UPPER MESSINIAN p.p. (based on stratigraphic relations)**

ARGILLITI POLICROME DEL CALAGGIO (APC) Thinly bedded polychromatic argillites and marls, locally siliciferous, marly-silty argillites with thin beds of light grey calcareous turbidite; grey calcilutites and marly limestones rich in pyrite nodules and hard ground, siliciferous calcareous marls and rose-violet cherts; at different stratigraphic levels lens-shaped horizons formed by white medium-fine grained turbiditic calcarenites, greenish glauconitic calcarenites, thinly to medium bedded calcilutites and marly clays. In the upper part fissile, blackish diatomites, with mm-scale

yellow sulphureous nodules and crystalline gypsum clasts (Difesa Grande). The lithofacies **APC_a** is formed by decametric lens-shaped beds of calcareous megarudites with reddish marly matrix. Reworked and scarce faunal assemblages; *Discoaster quinquerramus* (CN9a biozone) in the lower part. Distal marine environment, evolving upward to euxinic facies. Thickness about 170 m. Basal contact not cropping out. **MIDDLE-UPPER TORTONIAN - UPPER MESSINIAN** *p.p.*

BIBLIOGRAFIA

- ALESSIO G., ESPOSITO E., GORINI A., LUONGO G. & PORFIDO S. (1993) - *Identification of seismicogenic areas in the Southern Apennines, Italy*. Annali di Geofisica, XXXVI,1, 227-235.
- AMODEO F. (1996) - *Il Triassico terminale-Giurassico del Bacino Lagonegrese - Studi stratigrafici sugli Scisti Silicei della Basilicata (Italia meridionale)*.- Tesi di Dottorato in Geologia del Sedimentario, Dipt. di Scienze della Terra dell'Univ. degli Studi di Napoli "Federico II", 194 pp.
- AMODEO F. (1999) - *Il Triassico terminale-Giurassico del Bacino Lagonegrese - Studi stratigrafici sugli Scisti Silicei della Basilicata (Italia meridionale)*.- Mem. de Géologie, 33, 160 pp., Lausanne.
- AMORE F., MOLISSO F., KOZUR H., MARSELLA E. & D'ARGENIO B. (1991) - *Age of Transitional Beds from <<Cherty Limestones>> (calcari con selce) to <<Radiolarites>> (scisti silicei) in the Lagonegro Domain (Southern Italy). First evidence of Rhaetian conodonts in peninsular Italy*. Boll. Serv. Geol. d'It., 110, 3-22, Roma 1993.
- AMORE F. O. (1986) - *Ricerche biostratigrafiche sui terreni terziari affioranti nei dintorni di Flumeri (Irpina)*. Boll. Soc. Geol. It., 105, 27-33 Roma.
- AMORE F. O. (1990) - *Analisi biostratigrafica: nannoplancton calcareo dei sedimenti miocenici del bacino molisano*. Tesi Dottorato di Ricerca in Geologia del Sedimentario, Consorzio Università di Napoli-Palermo, 109 pp.
- AMORE F. O., CIAMPO G., DE CAPOA P. & RUGGIERO E. (1992) - *Problemi biostratigrafici dei sedimenti terrigeni nell'Appennino centro-meridionale*. Mem. Soc. Geol. It., 41 (1988), 621-625.
- AMORE O., BASSO C., CIARCIA S., DI NOCERA S., MATANO F., TORRE M., CIAMPO G., DI DONATO V., ESPOSITO P. & STAITI D. (1998) - *Nuovi dati stratigrafici sul Pliocene affiorante tra il fiume Ufita e il torrente Cervaro (Irpina, Appennino meridionale)*. Boll. Soc. Geol. It., 117, 455-466.
- ANADON P., CABRERA L., COLOMBO F., MARZO M. & RIBA O. (1986) - *Syntectonic intraformational unconformities in alluvial fan deposits, eastern Ebro basin margins (NE Spain)*. In: *Foreland Basins* (Ed. by P. A. Allen & P. Homewood), 259-271. Spec. Publ. Int. Ass. Sediment., 8.
- APRILE F., BRANCACCIO L., CINQUE A., DI NOCERA S., GUIDA M., IACCARINO G., ORTOLANI F., PESCATORE T., SGROSSO I. & TORRE M. (1976) - *Dati preliminari sulla neotettonica dei Fogli 174 (Ariano Irpino), 186 (Sant'Angelo dei Lombardi), 198 (Eboli)*. C.N.R., Progetto Finalizzato

- Geodinamica, pubbl. 251, "Contributi preliminari alla realizzazione della Carta Neotettonica d'Italia", 149-178.
- BARBERA C., CIPRIANO G., GIZZI F. T., TAVERNIER A. & VECCHIONE C. (1993) - *Il Pliocene di Val-lata-Vallesaccarda (Avellino). Paleoeologia dei Molluschi bentonici*. Boll. Soc. Geol. It., 112, 799-803.
- BARONE M., CIARCIA S., CRITELLI S., DI NOCERA S., LE PERA E., MATANO F. & TORRE M. (2002)- *Detrital modes and stratigraphy of the late Tortonian to early Pliocene sandstones of the Southern Apennines foreland basin system, Irpinia-Daunia*. 82° Congr. Soc. It. Min. Petrol., Rende (CS), (abs).
- BARRA D., BONADUCE G. & CIARCIA S. (1998) - *Evidence of brackish lagoons in the Pliocene of Irpinia (Southern Italy)*. Boll. Soc. Paleont. It., 37 (1), 89-98.
- BASILI A., FAVALI P., SCALERA G. & SMIRGLIO G. (1988) - *La pericolosità sismica dell'area Irpina-Sannio-Matese*. Mem. Soc. Geol. It., 41, 1095-1103.
- BASSO C., CIAMPO G., CIARCIA S., DI NOCERA S., MATANO F. & TORRE M. (2002) - *Geologia del settore irpino-dauno dell'Appennino meridionale: unita' meso-cenozoiche e vincoli stratigrafici nell'evoluzione tettonica mio-pliocenica*. St. Geol. Camerti - nuova serie, 1-2, 7-27.
- BASSO C., DI NOCERA S., ESPOSITO P., MATANO F., RUSSO B. & TORRE M. (2001) - *Stratigrafia delle successioni sedimentarie evaporitiche e post-evaporitiche del Messiniano superiore in Irpinia settentrionale (Appennino meridionale, Italia)*. Boll. Soc. Geol. It., vol. 120, 211-231.
- BASSO C., DI NOCERA S., MATANO F. & TORRE M. (1996a) - *Alcune osservazioni di geologia del Quaternario nell'alta valle del Fiume Ufita (Appennino irpino, Italia meridionale)*. Atti del Convegno "Il ruolo della geomorfologia nella geologia del Quaternario", Napoli Febbraio 1996, Il Quaternario, 9 (1), 309-314.
- BASSO C., DI NOCERA S., MATANO F. & TORRE M. (1996b) - *Evoluzione geomorfologica ed ambientale tra il Pleistocene superiore-Olocene dell'area tra Castelbaronia e Vallata nell'alta valle del Fiume Ufita (AV)*. Atti del Convegno "Modificazioni climatiche ed ambientali tra il Tardiglaciale e l'Olocene antico in Italia", Trento Febbraio 1996, Il Quaternario, 9 (2), 513-520.
- BASSO C., DI NOCERA S., MATANO F. & TORRE M. (1996c) - *Successioni sedimentarie del Messiniano superiore e del Pliocene inferiore-medio in Irpinia settentrionale*. Boll. Soc. Geol. It., 115, 701-715.
- BELLOCCHIO C., LOMBARDI G., SACCHI L., SCALISE A.R. & VALLETTA M. (1992) - *La <frana> di Ariano Irpino (Avellino) del 29/6/88 - Un esempio di inidoneità morfologico-ambientale di un sito adibito a discarica*. Mem. Descr. Della Carta Geologica d'Italia, 42.
- BERGGREN W.A., HILGEN F.J., LANGERIS 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*. Geol. Soc. Amer. Bulletin, 107, 11, 1272-1287.
- BONADUCE G. & SGARRELLA F. (1999) - *Paleoecological interpretation of the latest Messinian sediments from southern Sicily (Italy)*. Mem. Soc. Geol. It., 54, 83-91.
- BOSCHI E., PANTOSTI D. & VALSENISE G. (1994) - *L'identificazione geologica delle faglie sismogenetiche*. Le Scienze, 310, 36-46.
- BOUSQUET J.C., GRELLET B. & SAURET B. (1993) - *Neotectonic setting of the Benevento area: comparison with the epicentral zone of the Irpinia earthquake*. Annali di Geofisica, XXXVI, 1, 245-251.
- BOYER S. E. & ELLIOTT D. (1982) - *Thrust systems*. AAPG Bulletin, 66, 1196-1230.
- BRANCACCIO L. & CINQUE A. (1988) - *L'evoluzione geomorfologica dell'Appennino campano-lucano*. Mem. Soc. Geol. It., 41, 83-86.
- BRANCACCIO L., CINQUE A., SCARPA R. & SGROSSO I. (1981) - *Evoluzione neotettonica e sismicità in penisola sorrentina ed in Baronia (Campania)*. Rend. Soc. Geol. It., 4, 145-149.
- BRANCACCIO L., PESCATORE T., SCARPA R. & SGROSSO I. (1984) - *Geologia regionale*. In: *Lineamenti di geologia regionale*. Ricerche e Studi Formez, Napoli, 37, 4-45.
- BUKRY D. (1973) - *Low-latitude coccolith biostratigraphic zonation*. Initial Rep. Deep Sea Drill. Proj., 15, 685-703.

- BUKRY D. (1975) - *Coccolith and silicoflagellate stratigraphy, northwestern Pacific Ocean, Deep Sea Drilling Project Leg 32*. Initial Rep. Deep Sea Drill. Proj., 32, 677-701.
- CAMPBELL C.V. (1967) - *Lamina, laminaset, bed and bedset*. Sedimentology, 8: 7 - 26.
- CANTALAMESSA G. & DI CELMA C. (1996) - *I depositi pliocenici dell'Unità di Ariano (Monti della Baronia, Appennino meridionale)*. Studi Geol. Camerti, XIV, 89-101.
- CANTALAMESSA G., CHIOCCHINI U. & CIPRIANI N. (1988) - *Caratteri sedimentologici dei depositi sabbiosi del Pliocene inferiore-medio di Ariano Irpino (Appennino Campano)*. Atti LXXIV Congr. Naz. Soc. Geol. It., Sorrento 13-17 settembre 1988, "L'Appennino campano-lucano nel quadro geologico dell'Italia meridionale", Prestampe, vol. B, 59-63, G. Ricolò Ed. (BN).
- CANTALAMESSA G., DRAMIS F., PAMBIANCHI G., ROMANO A., SANTONI A. & TONNETTI G. (1981) - *Fenomeni franosi connessi con l'attività sismica nell'area compresa tra S. Giorgio la Molara e Bisaccia*. Rend. Soc. Geol. It., 4.
- CAPELLINI G. (1869) - *Cenni geologici sulle valli dell'Ufita, del Calore e del Cervaro*. Mem. Acc. Sc. Ist. Bologna, serie 2a, tomo IX, Bologna.
- CELICO P. (1983) - *Idrogeologia dell'Italia centro-meridionale*. Quaderno della Cassa per il Mezzogiorno, 4/2.
- CHELUSI I. (1901) - *Alcuni cenni sul Pliocene nei dintorni di Lacedonia*. Atti Soc. Ita. Sc. Nat., 40, 36-57. Milano.
- CHIOCCHINI U., CONATO V. & VALLETTA M. (1971) - *I sedimenti miocenici e pliocenici tra il T. Fiumarella e l'alta valle del F. Ofanto (Campania). Nota I - Stratigrafia*. Boll. Serv. Geol. d'It., 91, 87-108.
- CHIOCCHINI U., MORETTI A., SACCHI L., SCALISE A. R. & VALLETTA M. (1992) - *Ricerche geologiche e morfologiche nell'area tra i fiumi Ufita e Miscano (Appennino campano-Bacino pliocenico di Ariano Irpino)-Italia*. Mem. Descr. della Carta Geologica d'Italia, 42.
- CIAMPO G. (1992) - *Late Miocene (CN9b) Subzone to Holocene Calcareous nannofossils from the western and northwestern Pacific Ocean, Leg 125*. Pearce, J., Fryer, P., et al., Proc. ODP Sc. Results, 125: College Station, Tx (Ocean Drilling Program), 15-41.
- CIAMPO G. (2004) - *Ostracods as palaeoenvironmental indicators in the last 30 Ky from the Tethyan continental shelf*. Global and Planetary Change, 40, 151 - 157.
- CIARANFI N., DAZZARO L., PIERI P. & RAPISARDI L. (1981) - *I depositi del Miocene superiore al confine molisano-abruzzese*. Boll. Soc. Geol. It., 99, 103-118.
- CIARANFI N., DAZZARO L., PIERI P., RAPISARDI L. & SARDELLA A. (1973) - *Geologia della zona compresa fra Bisaccia (Av) ed il T. Olivento, presso Lavello (PZ)*. Mem. Soc. Geol. It., 12, 279-315.
- CIARAPICA G., CIRILLI S., PANZANELLI FRATONI R., PASSERI L. & ZANINETTI L. (1988) - *La Formazione di M. Facito (Appennino meridionale)*. 74° Congr. S.G.I. Sorrento. Abstract B,132-135.
- CIARAPICA G., CIRILLI S., PANZANELLI FRATONI R., PASSERI L. & ZANINETTI L. (1990) - *The M. Facito Formation (Southern Apennines)*. Boll. Soc. Geol. It., 109 (1), 135-142.
- CIARAPICA G. & PASSERI L. (2000) - *Le facies del Triassico inferiore e medio (fm. di Monte Facito Auctt.) nelle aree di Sasso di Castalda e di Moliterno (Basilicata)*. Boll. Soc. Geol. It., 119 (2000), 339-378.
- CIARCIA S., DI NOCERA S. & TORRE M. (1998) - *Sistemi di fan delta al margine orientale del Bacino di Ariano (Pliocene inferiore, appennino apulo-campano)*. Boll. Soc. Geol. It., 117, 807-819.
- CIARCIA S., DI NOCERA S., MATANO F. & TORRE M. (2003) - *Evoluzione Tettono-sedimentaria e paleogeografica dei depocentri "wedge-top" nell'ambito del "foreland basin system" pliocenico dell'Appennino meridionale (settore irpino-dauno)*. Boll. Soc. Geol. It., 122, 117-137.
- CIARCIA S. & TORRE M. (1996) - *I ciottoli dei conglomerati medio - pliocenici dell'Appennino Campano: provenienza, elaborazione, ambiente di deposizione*. Boll. Soc. Geol. It., vol. 115, pp.569 - 581.
- CINQUE A., PATACCA E., SCANDONE P. & TOZZI M. (1993) - *Quaternary kinematic evolution of the Southern Apennines. Relationships between surface geological features and deep lithospheric structures*. Annali di Geofisica, XXXVI, 2, 249-260.

- CITA M.B. (1972) - *The Pliocene deep-sea record of the Mediterranean. I. Biostratigraphy and chronostratigraphy*. Initial Rep. Deep Sea Drill. Proj., 13, Part 2, 1343-1379.
- CITA M.B. (1975) - *Planktonic foraminiferal biozonation of the mediterranean Pliocene deep sea record. A revision*. Riv. Ital. Paleont., 81, 527-544.
- CIVITA M. (1973) - *Proposte operative per la legenda delle carte idrogeologiche*. Boll. Soc. Nat. In Napoli, 82.
- 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.
- CORTINI M. (1975) - *Età K-Ar del Monte Vulture (Lucania)*. Riv. It. Geofis., 2, 45-46.
- CROSTELLA A. & VEZZANI L. (1964) - *La geologia dell'Appennino foggiano*. Boll. Soc. Geol. It., 83, 121-142.
- CUBELLIS E., EREDITATO D., FERRI M., LUONGO G., MURINO P., OBRIZZO F. & VETRELLA S. (1995) - *Geodinamica dell'Italia meridionale e implicazioni nella tettonica del Matese*. Studi Geologici Camerti, Volume Speciale 1995/2, pp. 167-181.
- D'ARGENIO B., PESCATORE T. & SCANDONE P. (1973) - *Schema geologico dell'Appennino meridionale (Campania e Lucania)*. Atti Acc. Naz. Lincei - Quad., 183, 49-72.
- DAZZARO L., DI NOCERA S., PESCATORE T., RAPISARDI L., ROMEO M., RUSSO B., SENATORE M. & TORRE M. (1988) - *Geologia del margine della catena appenninica tra il F. Fortore ed il T. Caggiano (Monti della Daunia - App. Merid.)*. Mem. Soc. Geol. It., 41, 411-422.
- DAZZARO L. & RAPISARDI L. (1983) - *La successione evaporitica di M. Gessara, presso Scampitella (App. Merid.)*. Boll. Soc. Geol. It., 102, 191-200.
- DE CAPOA P., DI DONATO V., DI STASO A., GIARDINO S. & RINALDI S. (2003) - *Preparation techniques and methodological approach to calcareous nannofossil analysis in silico- and calciclastic turbidites*. Cour. Forsch. Inst. Seckenberg, 244, 105 - 127.
- DESSAU G. (1952) - *Contributo alla geologia della zona di Ariano Irpino (province di AV e FG)*. Boll. Serv. Geol. d'It., 74, 4-42.
- DE VIVO B., ROLANDI G., GANS P.B., CALVERT A., BOHRSON W.A., SPERA F.J. & BELKIN H.E. (2001) - *New constraints on the pyroclastic eruptive history of the Campanian volcanic Plain (Italy)*. Mineral. Petrol., 73, 47-65.
- DI GIROLAMO P., NARDI G., ORTOLANI F., STANZIONE D. & TORRE M. (1986) - *The petrological and geodynamic significance of late Miocene-Pliocene tuffites from the Southern Apennines (Italy)*. Neues Jahr. Miner. Abh., 155, f. 2.
- DI NOCERA S., MATANO F. & TORRE M. (2000) - *Le unità "sannitiche" Auctt. nell'Appennino meridionale: stato delle conoscenze e nuove ipotesi interpretative*. 18 pp., De Frede Ed., Napoli.
- DI NOCERA S., MATANO F. & TORRE M. (2001) - *L'Unità di Frigento nell'ambito delle unità "sannitiche" Auctt. (Appennino centro-meridionale)*. Vol. Riassunti, Convegno FIST "Geoitalia 2001", Chieti, Settembre 2001.
- DI NOCERA S., MATANO F. & TORRE M. (2002) - *Le unità "sannitiche" Auctt. (Appennino centro-meridionale): rassegna delle correnti interpretazioni stratigrafiche e paleogeografiche e nuove ipotesi con l'introduzione dell'Unità di Frigento*. Studi Geologici Camerti, 1/2002, 87-102.
- DI NOCERA S. & TORRE M. (1987) - *Geologia dell'area compresa tra Deliceto e Scampitella (App. foggiano)*. Boll. Soc. Geol. It., 106, 351-364.
- DI NOCERA S., TORRE M., ZAMPARELLI V. & SPERANDEO G. (1989) - *Lembi triassici inclusi nel Flysch Galestrino di Frigento (Avellino)*. Rend. Soc. Geol. It., 12, 13-16.
- ESPOSITO E., LUONGO G., MARTURANO A. & PORFIDO S. (1988) - *I terremoti recenti dal 1980 al 1986 nell'Appennino Meridionale*. Mem. Soc. Geol. It., 41, 1117-1128.
- FORESI L.M., IACCARINO S., MAZZEI R. & SALVATORINI G. (1998) - *New data on the middle to Late Miocene calcareous plankton biostratigraphy in the Mediterranean area*. Riv. It. Paleont. e Strat., 104 (1), 95-114.
- FORNACIARI E., DI STEFANO A., RIO D. & NEGRI A. (1996) - *Middle Miocene quantitative calcareous nannofossil biostratigraphy in the Mediterranean region*. Micropaleontology, 42 (1), 37-63.

- FORNACIARI E. & RIO D. (1996) - *Latest Oligocene to early middle Miocene quantitative calcareous nannofossil biostratigraphy in the Mediterranean region*. Micropaleontology, 42 (1), 1-36.
- HIPPOLYTE J.C., ANGELIER J. & ROURE F. (1994) - *A major geodynamic change revealed by Quaternary stress patterns in the Southern Apennines (Italy)*. Tectonophysics, 230, 199-210.
- IACCARINO S. (1985) - *Mediterranean Miocene and Pliocene planktic foraminifera*. In: Bolli H. M., Saunders J. B. & Perch-Nielsen K. (Eds.), Plankton Stratigraphy, 1, 283-314, Cambridge.
- IACCARINO S. & SALVATORINI G. (1982) - *A framework of planktonic foraminiferal biostratigraphy for Early Miocene to Late Pliocene Mediterranean area*. Paleont. Statigr. ed Evoluz., Quad. 2, 115-125.
- IPPOLITO F., D'ARGENIO B., PESCATORE T. & SCANDONE P. (1973) - *Unità stratigrafico-strutturali e schema tettonico dell'Appennino meridionale*. In "The guide-book of Italy" Petrol. Explor. Society of Libya, 134-155.
- IPPOLITO F., ORTOLANI F. & DI NOCERA S. (1974) - *Alcune considerazioni sulla struttura profonda dell'Appennino Irpino: reinterpretazione di ricerche di idrocarburi*. Boll. Soc. Geol. It., 93, 861-881.
- JACOBACCI A. & MARTELLI G. (1957) - *Appunti sul rilevamento geologico nei fogli 173 "Benevento" e 174 "Ariano Irpino" (Appennino Meridionale)*. Boll. Serv. Geol. d'It., 79, 1-2, 45-408.
- JACOBACCI A. & MARTELLI G. (1967) - *Note illustrative del Foglio 174 - Ariano Irpino*. Servizio Geologico d'Italia, 64 pp.
- LANINO L. (1869) - *Cenni sulla costituzione geologica dei terreni adiacenti alla strada ferrata Foggia - Napoli nel tronco Bovino - Ponte*. Atti Acc. Sc. Torino, 5, Torino.
- LANINO L. (1872-1875) - *Gallerie della traversata dell'Appennino nella linea Foggia - Napoli*. Giorn. Genio civile (parte non ufficiale) n.10 (1872), n. 11, (1873), n.12 (1874), n. 13 (1875).
- LENTINI F., CARBONE S., CATALANO S. & MONACO C. (1990) - *Tettonica a thrust neogenica nella catena appenninico-maghrebide: esempi dalla Lucania e dalla Sicilia*. Studi Geol. Camerti, vol. suppl. 1990, 19-26.
- LOTTI B. (1926) - *Carta Geologica al 500.000 in "Prima relazione sull'attività dell'ufficio speciale irrigazione"* Ente Autonomo per l'Acquedotto Pugliese. F. Laterza, Bari.
- LUCINI P. (1973) - *The potential landslides forecasting of the <Argille varicolori scagliose> complex in IGM 174 IV SE map, Savignano di Puglia (Campania)*. Geologia Applicata e Idrogeologia, 8 (1).
- LUZI L., PERGALANI F., PADOVAN N. & BELLONI A. (1999) - *Valutazione della stabilità dei versanti in condizioni statiche e dinamiche nella zona campione dell'Oltre Po Pavese*. FIST, 2° Forum ital. di Scienze della Terra, 1.
- MARCHESINI E. (1941a) - *Strati ad orbitoidi maestrichtiane nel flysch del Sannio* "Atti Soc. Tosc. Scienze Nat." Memorie 49, Pisa.
- MARCHESINI E. (1941b) - *Trasgressioni e discordanze nella regione dell'alto corso dei Fiumi Fortore e Miscano (Benevento)*. "Atti Soc. Tosc. Scienze Nat." Processi verbali, 50, n.4, Pisa.
- MARTINI E. (1971) - *Standard Tertiary and Quaternary calcareous nannoplankton zonation*. In: A. Farinacci (ed.), Proc. II Planktonic Conf., Roma 1970, 2, 739-785.
- MASSA B., RUSSO M., TORRENTE M.M. & ZUPPETTA A. (2002) - *Piegamenti sovrapposti della Formazione di S. Giorgio (Appennino sannita)*. St. Geol. Camerti - nuova serie 1/2002, 2, 127-134.
- MATANO F. (2002) - *Le Molasse di Anzano nell'evoluzione tettono-sedimentaria messiniana del margine occidentale della microzolla apula nel settore irpino-dauno dell'orogene sud-appenninico*. Mem. Soc. Geol. It., 57, 209-220.
- MATANO F., BARBIERI M., DI NOCERA S. & TORRE M. (2003) - *Strontium isotopes and stratigraphy of the Messinian evaporitic sequences in northern Irpinia-Daunia Mts. sector (Southern Apennines)*. Studi Geol. Camerti, nuova serie, vol. 1 (2003), 115-130.
- MATANO F. & DI NOCERA S. (1999) - *Significance of the Pleistocene continental deposits cropping out in the Baronia Mountains in the framework of the Quaternary evolution of Northern Irpinia (Southern Apennines, Italy)*. Geografia fisica e Dinamica quaternaria, 22, 143-154.
- MATANO F. & DI NOCERA S. (2001) - *Geologia del settore centrale dell'Irpinia (Appennino meridionale): nuovi dati e interpretazioni*. Boll. Soc. Geol. It., 120 (2001), 3-14.

- MATANO F. & STAITI D. (1998) - *Studio stratigrafico della successione pliocenica affiorante nel settore meridionale della Baronia (Unità di Ariano, Appennino campano)*. Boll. Soc. Geol. It., vol. 117 pp. 357 - 367.
- MAYER-ROSA D., SLEYKO D. & ZONNO G. (1993) - *Assessment of seismic hazard for the Sannio Matese area, Southern Italy (Project "TERESA")*. Annali di Geofisica, XXXVI, 1, 199-209.
- MICONNET P. (1983) - *La région de Lagonegro (Italie méridionale): évolution géologique d'un bassin dans son cadre alpin*. Thèse III cycle, Univ. De Lille, 185 pp.
- MICONNET P. (1988) - *Evolution mesozoïque du secteur de Lagonegro*. Mem. Soc. Geol. It., 41, 321-330.
- MINUCCI E. (1933) - *Il mare Pliocenico nella Campania*. Mem. Geol. Geogr. di G. Dainelli, 3, 1-23. Firenze.
- MOSTARDINI F. & MERLINI S. (1986) - *Appennino centro-meridionale. Sezioni geologiche e proposta di modello strutturale*. Mem. Soc. Geol. It., 35, 177-202.
- NEGRI A. (1989) - *Biostratigrafia a nannofossili calcarei del Miocene inferiore-medio italiano e del Mediterraneo*. Tesi di Dottorato, Univ. Consor. Modena, Bologna, Firenze, Roma.
- OGNIBEN L. (1969) - *Schema introduttivo alla geologia del confine calabro-lucano*. Mem. Soc. Geol. It., 8, 453-763.
- OKADA H. & BUKRY D. (1980) - *Supplementary modification and introduction of code number to the low-latitude coccolith biostratigraphic zonation*. Mar. Micropal., 5, 3, 321-325.
- ORTOLANI F. (1974) - *Faglia trascorrente pliocenica nell'Appennino campano*. Boll. Soc. Geol. It., 93, 609-622.
- ORTOLANI F. & APRILE F. (1976) - *Struttura profonda dell'Irpinia centrale (Appennino Campano)*. Boll. Soc. Geol. It., 95, 903-921.
- ORTOLANI F., DE GENNARO M., FERRERI M., GHIARA M.R., STANZIONE D. & ZENONE F. (1981) - *Prospettive geotermiche dell'Irpinia centrale (App. Merid.): studio geologico-strutturale e geochimico*. Boll. Soc. Geol. It., 100, 139-159.
- ORTOLANI F. & PAGLIUCA S. (1988) - *Evoluzione morfostrutturale del margine orientale dell'Appennino meridionale tra il Molise e la Basilicata durante il Plio-Pleistocene e rapporti con la sismicità*. Suppl. Geogr. Fis. Dinam. Quatern., 1, 223-234.
- ORTOLANI F. & TORRE M. (1981) - *Guida all'escursione nell'area interessata dal terremoto del 23.II.1980*. Rend. Soc. Geol. It., 4, 173-214, Roma.
- PANIZZA M. (1987a) - *Geomorphological Hazard Assessment and the Analysis of geomorphological Risk*. Intern. Geomorph., 1, J Wiley & S., London.
- PANIZZA M. (1987b) - *Il ruolo della geomorfologia sulla Valutazione d'Impatto Ambientale*. Atti 6 Congr. Naz. Ord. Geol., Venezia.
- PANIZZA M. (1988) - *La cartografia tematica delle Scienze della Terra nella Pianificazione Territoriale*. Soc. Geol. It., Atti Conv. "Le Scienze della Terra nella Pianificazione Territoriale", Chieti.
- PANTOSTI D., SAGNOTTI L. & VALSENESE G. (1990) *Il ruolo della paleosismologia nella mitigazione del rischio sismico nell'Appennino centro-meridionale*. Rend. Soc. Geol. It., 13, 47-56.
- 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: Boriani A., Bonafede M., Piccardo G.B. & Vai G.B. (eds) - *The lithosphere in Italy. Advances in Earth Sciences Research*. It. Nat. Comm. Int. Lith. Progr., Mid-term Conf. Proceed., Roma maggio 1987, Acc. Naz. dei Lincei, Atti Conv. Lincei, 80, 157-176.
- PATACCA E., SCANDONE P., BELLATALLA M., PERILLI N. & SANTINI U. (1992) - *La zona di giunzione tra l'Arco appenninico settentrionale e l'arco appenninico meridionale nell'Abruzzo e nel Molise*. Studi Geologici Camerti, vol. spec. CROP 11 (1991/92), 417-441.
- PERCH-NIELSEN K. (1985) - *Cenozoic calcareous nannofossils*. In Bolli H. M., Saunders J. B. & Perch-Nielsen K. (Eds.), *Plankton Stratigraphy*, 1, 427-554, Cambridge.

- PESCATORE T., DI NOCERA S., MATANO F. & PINTO F. (2000) - *L'unità del Fortore nel quadro della geologia del settore orientale dei Monti del Sannio (Appennino meridionale)*. Boll. Soc. Geol. It., 119, 587-601.
- PESCATORE T. & ORTOLANI F. (1973) - *Schema tettonico dell'Appennino campano-lucano*. Boll. Soc. Geol. It., 92, 453-472.
- PESCATORE T., PINTO F., RENDA P., SENATORE M.R., TRAMUTOLI M. & VALENTE A. (1996a) - *A-vanfosse mioceniche dell'Appennino meridionale (Italia)*. Rend. Acc. Sc. Fis. Mat. Napoli, 63, 85-121.
- PESCATORE T., RENDA P. & TRAMUTOLI M. (1988) - *Rapporti tra le Unità lagonegresi e le Unità sicilidi nella media valle del Basento*. Mem. Soc. Geol. It., 41, 353-361.
- PESCATORE T., RUSSO B., SENATORE M.R., CIAMPO G., ESPOSITO P., PINTO F. & STAITI D. (1996b) - *La successione messiniana della valle del torrente Cervaro (Appennino Dauno, Italia meridionale)*. Boll. Soc. Geol. It., 115, 369-378.
- PESCATORE T., SGROSSO I. & TORRE M. (1970) - *Lineamenti di tettonica e sedimentazione nel Miocene dell'Appennino campano-lucano*. Mem. Soc. Nat. in Napoli, 78, 337-408.
- PINTO F. (1993) - *Assetto strutturale del fronte appenninico nei Monti della Daunia*. Univ. Federico II Napoli, Tesi di Dottorato, Geologia del Sedimentario IV ciclo. 92 pp.
- RAMBERG H. (1964) - *Selective buckling of composite layers with constrained rheological properties, a theory for simultaneous formation of several orders of folds*. Tectonophysics, 1, 307 - 341.
- RIO D., RAFFI I. & VILLA G. (1990) - *Pliocene-Pleistocene calcareous nannofossil distribution patterns in the western Mediterranean*. In: Kastens K.A., Mascle J. e al. (Eds) - Proc. ODP, Sc. 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.
- ROURE F., CASERO P. & VIALLY R. (1991) - *Growth processes and melange formation in the southern Apennines accretionary wedge*. Earth and Planetary Science Letters, 102, 395-412.
- RUGGIERI (1967) - *The Miocene and later evolution of the Mediterranean Sea*. In Adams and Ager (Eds.), Aspect of Tethyan Biogeography. Syst. Assoc. Publ., 7, 283-290.
- RUSSO B. (1988a) - *Analisi biostratigrafica delle successioni mioceniche affioranti tra Anzano di Puglia e Scampitella (Appennino Meridionale)*. Mem. Soc. Geol. It., 41, 609-619.
- RUSSO B. (1988b) - *Le microfossili e foraminiferi della Formazione delle "Marne argillose del Topo Capuana" nella località tipo (Appennino foggiano)*. Boll. Soc. Geol. It., 107, 503-512, Roma.
- RUSSO B. & SENATORE M.R. (1989) - *Ricerche sull'Unità Dauna: biostratigrafia e sedimentologia della successione di Monte Sidone nell'Appennino Dauno (Italia Meridionale)*. Atti Acc. Peloritana dei Pericolanti, classe I di Sc. Fis., Mat. e Nat., vol. 67, suppl. 1, 79-87, Messina.
- RUSSO F. & VALLETTA M. (1995) - *Rischio ed impatto ambientale: considerazioni e precisazioni*. Boll. Serv. Geol. d'It., 112.
- SACCHI L. & SCALISE A. (1987) - *Un esempio di Carta del "Rischio Geologico" (1:10.000) in un'area campione dell'Irpinia (Campania)*. Boll. Serv. Geol. d'It., 108.
- SACCHI L., SCALISE A. & VALLETTA M. (1992) - *Incidenza dei fenomeni franosi sulla valutazione della stabilità dei versanti in un'area campione tra Melito e Orneta*. Boll. Serv. Geol. d'It., 108.
- SACCO F. (1910) - *L'Appennino meridionale (studio geologico sintetico)*. Boll. Soc. Geol. It. 29, 53-67. Roma.
- SACCO F. (1913) - *La geotecnica nell'Appennino meridionale*. Boll. Soc. Geol. It. 31, 24-43. Roma.
- SALMOIRAGHI F. (1881) - *Alcuni appunti geologici sull'Appennino tra Napoli e Foggia*. Boll. R. Com. Geol. It., vol. 12, Roma.
- SALVADOR A. (Ed., 1994) - *International Stratigraphic Guide*. I.U.G.S & Geol. Soc. of Am., 214 pp.
- SANTO A. & SENATORE M.R. (1988) - *La successione stratigrafica dell'unità dauna a Monte Sidone (Castelluccio Valmaggiore, Foggia)*. Mem. Soc. Geol. It., 41, 431-438.
- SCANDONE P. (1967) - *Studi di geologia lucana; la serie calcareo siliceo marnosa e i suoi rapporti con l'Appennino calcareo*. Boll. Soc. Nat. in Napoli, vol. 76, 175 pp.

- SCANDONE P. (1972) - *Studi di Geologia lucana: carta dei terreni della serie calcareo-silico-marnosa e note illustrative*. Boll. Soc. Natur. in Napoli, 81, 225-300.
- SELLI R. (1962) - *Il Paleogene nel quadro della geologia dell'Italia meridionale*. Mem. Soc. Geol. It., 3, 738-789.
- SENATORE M.R. (1988) - *Comparazione tra i depositi plio-pleistocenici del Bacino di Gallipoli (Golfo di Taranto) e la successione miocenica del Flysch di Faeto (Unità Irpine, Monti della Daunia): confronto tra l'avanfossa attuale e quella miocenica dell'Appennino meridionale (Italia)*. Tesi di dottorato, Università di Napoli, 317 pp.
- SERVIZIO GEOLOGICO D'ITALIA (1963) - *Foglio 174 "Ariano Irpino"*. Carta Geologica d'Italia in scala 1:100.000.
- SERVIZIO GEOLOGICO D'ITALIA (1992) - *Carta Geologica d'Italia 1:50.000 - Guida al Rilevamento*. Quaderni serie III - Ist. Pol. e Zecca dello Stato - Roma 1992 (e seg.).
- SERVIZIO GEOLOGICO D'ITALIA (2002) - *Catalogo delle formazioni*. - Quaderni del SGN, Serie III, vol. 7, fasc. III, 40-50.
- SGROSSO I. (1998) - *Possibile evoluzione cinematica miocenica nell'orogene centro-sud appenninico*. Boll. Soc. Geol. It., 117, 679-724.
- SPROVIERI R. (1985) - *Paleotemperature changes and speciation among benthic foraminifera in the Mediterranean Pliocene*. Boll. Soc. Paleont. It., 24 (1), 13-21.
- SPROVIERI R. (1992) - *Mediterranean Pliocene biochronology: an high resolution record based on quantitative planktonic foraminifera distribution*. Riv. It. Paleont. Strat., 98 (1), 61-100.
- SPROVIERI R. (1993) - *Pliocene - Early Pleistocene astronomically forced planktonic foraminifera abundance fluctuations and chronology of the Mediterranean calcareous plankton bioevents*. Riv. It. Paleont. Strat., 99: 371 - 414.
- SPROVIERI R., DI STEFANO E. & BONOMO S. (1998) - *Biostratigrafia a plancton calcareo e cronologia del Neogene e Pleistocene mediterraneo*. 79° Congr. Naz. Soc. Geol. It., Guida alle Escursioni, vol. 1 - *La Sicilia occidentale*, 131-142.
- TARAMELLI T. (1886) - *Osservazioni stratigrafiche nella provincia di Avellino*. Rend. R. Ist. Lombardo Sc. Lett., Serie II, fasc. 19, 7. Milano.
- TORRE M. & CIARCIA S. (1995) - *Pebbles of the pliocene conglomerates of Baronina (Avellino, S. ITALY)*. Geologica Romana, 31, 21-27.
- TORRE M. & ZAMPARELLI V. (1990) - *Terreni triassici lagonegresi in Irpinia*. Boll. Soc. Geol. It., 109, 723-734.
- UNESCO (1973) - *79° annual summaries of information on natural disasters, 1971-1975*. Unesco ed., Paris.
- VESPER B. (1975) - *To the problem of nodding on Cyprideis torosa (Jones, 1850)*. In Swain F. M. (ed.), *Biology and Paleobiology of Ostracoda Symp.* Delaware (1972). Bull. Amer. Paleont., 65, 205-216.
- VRIELYNK B. (1987) - *Conodontes du Trias périméditerranéen. Systématique, stratigraphie*. Docum. Lab. Géol. Lyon, n.97, 391 pp.
- WOOD A. W. (1981) - *Extensional tectonics and the Birth of the Lagonegro Basin (Southern Italian Apennines)*. N. Jb. Geol. Palaeont. Abh., 161 (1), 93-131.
- ZAMPARELLI V. (1991) - *Sulla presenza di un'associazione a Involutinacea (foraminiferi) nella formazione di M. Facito Auctt. (Trias) affiorante in Irpinia*. Paleopelagos, 1, 113 - 119.
- ZAMPARELLI V. (1993) - *Sulla presenza di alcune demosponge e coralli nel Trias medio-superiore dell'Irpinia (Campania)*. Paleopelagos, 3, 241-255.
- ZARUBA Q. & MENCL V. (1982) - *Landslides and their control*. Elsevier ed.