A P A T
Agenzia per la protezione dell'ambiente e per i servizi tecnici

DIPARTIMENTO DIFESA DEL SUOLO
Servizio Geologico d'Italia
Organo Cartografico dello Stato (legge n. 68 del 2.2.1960)

copia di prova
ad uso interno

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

foglio 432

BENEVENTO

a cura di
U. Chiocchini[1]

Coordinamento
Geologia **U. Chiocchini**[1]
Biostratigrafia **M. Chiocchini**[2], **A. Di Stefano**[3], **M. Potetti**[2]
Petrografia delle areniti **S. Critelli**[4], **E. Le Pera**[5]
Con contributi di **S. Madonna**[1], **L. Valentini**[6], **M. Barbieri**[7]

[1] Dipartimento di Geologia, Ingegneria Meccanica, Idraulica e Naturalistica per il Territorio, Università della Tuscia, Viterbo;
[2] Dipartimento di Scienze della Terra, Università di Camerino;
[3] Dipartimento di Scienze della Terra, Università di Catania;
[4] Dipartimento di Scienze della Terra, Università della Calabria;
[5] CNR – IRPI, Cosenza;
[6] Istituto di Vulcanologia e Geochimica, Università di Urbino;
[7] Dipartimento di Scienze della Terra, Università di Roma "La Sapienza"

Ente realizzatore **UNIVERSITÀ DEGLI STUDI DI URBINO**
Istituto di Geologia Applicata

PROGETTO CARG

Direttore del Dipartimento Difesa del Suolo - Servizio Geologico d'Italia: **L. Serva**

Responsabile del Progetto CARG per il Dipartimento Difesa del Suolo - Servizio Geologico d'Italia: **F. Galluzzo**

Responsabile del Progetto CARG per l'Università di Urbino: **G. Martelli**

PER IL DIPARTIMENTO DIFESA DEL SUOLO - SERVIZIO GEOLOGICO D'ITALIA:

Coordinamento cartografico:
S. Falcetti, D. Tacchia (coordinatore)

Revisione informatizzazione dei dati geologici:
L. Battaglini, C. Cipollini, D. Delogu, M.C. Giovagnoli

Coordinamento editoriale e allestimento per la stampa:
D. Tacchia

PER L'UNIVERSITÀ DI URBINO:

Coordinamento editoriale e allestimento cartografico:
S.EL.CA. s.r.l., Firenze

Informatizzazione e Banca Dati:
S.EL.CA. s.r.l., Firenze

Allestimento cartografico per la stampa dalla Banca Dati:
S.EL.CA. s.r.l., Firenze

Informatizzazione e allestimento per la stampa dalla Banca Dati:
S.EL.CA. s.r.l., Firenze

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

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

Stampa: **S.EL.CA.** s.r.l., Firenze - 2007

PROGETTO CARG

INDICE

I - **INTRODUZIONE** . . . . . pag. 7

II - **STUDI PRECEDENTI** . . . . . » 9

III - **INQUADRAMENTO STRATIGRAFICO**
- **STRUTTURALE** . . . . . » 19

IV - **STRATIGRAFIA** . . . . . » 21
1. - UNITÀ TETTONICA DI PIATTAFORMA CARBONATICA » 24
1.1. - Unità di Foglianise (**UFG**) . . . . . » 28
1.2. - Unità di M. S. Michele B (**USB**) . . . . . » 28
1.3. - Unità di M. Teano (**UMT**) . . . . . » 29
1.4. - Unità del T. Caudino (**UTC**) . . . . . » 30
1.5. - Unità di M. S. Michele A (**USA**) . . . . . » 31
2. - UNITÀ TETTONICA DEL FORTORE . . . . . » 31
2.1. - Olistoliti (**olt**); Olistostromi (**ols**) . . . . . » 31
2.2. - Formazione delle Argille Varicolori (**AVR**) . . . . . » 32
2.2.1. - *Membro arenaceo di Tufiello* (**AVR$_1$**) . . . . . » 33
2.2.2. - *Membro calcareo-pelitico di Petrelcina* (**AVR$_2$**) . . . . . » 33
2.2.3. - *Membro argillitico di Montaperto* (**AVR$_3$**) . . . . . » 34
2.3. - "Flysch" Numidico (**FYN**) . . . . . » 36
2.4. - Formazione di S. Giorgio (**SGI**) . . . . . » 36
2.4.1. - *Membro pelitico-arenaceo di S. Libero* (**SGI$_1$**) . . . . . » 36
2.4.2. - *Membro arenaceo di Castelpoto* (**SGI$_2$**) . . . . . » 37
3. - UNITÀ TARDO OROGENE . . . . . » 40
3.1. - Formazione gessoso-solfifera (**GES**) . . . . . » 40
3.2. - Gruppo di Altavilla . . . . . » 41
3.2.1. - *Unità di Tufo - Altavilla* (**UTA**) . . . . . » 41
3.2.1.1. - Membro arenaceo inferiore del F. Sabato (**UTA$_1$**) . . . . . » 41
3.2.2.2. - Membro pelitico-arenaceo del Vallone di Tufo (**UTA$_2$**) . . . » 45
3.2.2.3. - Membro conglomeratico dello Stretto di Barba (**UTA$_3$**) . . » 54
3.2.2.4. - Membro arenaceo superiore di Toppo dei Monaci (**UTA$_4$**) » 55
3.3. - Gruppo di Ariano . . . . . » 56

PROGETTO CARG

3.3.1. - *Formazione della Baronia* (**BNA**) . . . . . » 56
3.3.1.1. - Membro pelitico-arenaceo del F. Miscano (**BNA_2**) . . . . . » 59
3.3.1.2. - Membro sabbioso di Apollosa (**BNA_3**). . . . . » 62
3.3.1.3. - Membro sabbioso-conglomeratico di S. Leucio del Sannio (**BNA_4**). . . . . » 62
3.3.1.4. - Membro conglomeratico di Trevico (**BNA_5**) . . . . . » 63
4. - UNITÀ QUATERNARIE CONTINENTALI . . . . . » 64
4.1. - Depositi formati . . . . . » 65
4.1.1. - *Sintema del F. Calore (***SLF***)* . . . . . » 65
4.1.1.1. - Subsintema di Castello del Lago (**SLF_1**) . . . . . » 65
4.1.1.2. - Subsintema di Capodimonte (**SLF_2**). . . . . » 66
4.1.1.3. - Subsintema di Benevento (**SLF_3**) . . . . . » 68
4.1.1.4. - Subsintema del F. Ufita (**SLF_4**) . . . . . » 68
4.2. - Depositi piroclastici . . . . . » 68
4.2.1. - *Tufo grigio campano* (**TGC**). . . . . » 68
4.2.2. - *Prodotti piroclastici sciolti* (**l**). . . . . » 69
4.3. - Depositi in formazione . . . . . » 70
4.3.1. - *Corpi di frana in evoluzione* (**a_1**)*;*
corpi di frana quiescienti (**a_{1a}**) . . . . . » 70
4.3.2. - *Depositi alluvionali recenti ed attuali* (**b**). . . . . » 70
4.3.3. - *Depositi eluvio – colluviali* (**b_2**) . . . . . » 71
4.3.4. - *Depositi di versante* (**a**). . . . . » 71
4.3.5. - *Terreni di riporto e di risulta di Benevento* (**h**) . . . . . » 71

V - DATI STRATIGRAFICO-STRUTTURALI DEL SOTTOSUOLO. . . . . » 73

VI - LINEAMENTI STRUTTURALI. . . . . » 77
1. - INTRODUZIONE. . . . . » 77
2. - ASSETTO TETTONICO E PRINCIPALI LINEAMENTI CONNESSI ALL'EVOLUZIONE DEL MIOCENE - PLIOCENE . . . . . » 81
2.1. - Unità tettonica di piattaforma carbonatica . . . . . » 82
2.2. - Unità tettonica del Fortore . . . . . » 82
2.3. - Unità tardo orogene. . . . . » 84
2.4. - Unità quaternarie continentali . . . . . » 88
2.5. - Conclusioni . . . . . » 89
3. - EVOLUZIONE TETTONICA . . . . . » 90
3.1. - Evoluzione tettonica pre-messiniana . . . . . » 91
3.2. - Fase tettonica inframessiniana . . . . . » 91
3.3. - Fase tettonica infrapliocenica. . . . . » 91

PROGETTO CARG

3.4. - Fase tettonica mesopliocenica . . . . . » 92

VII - LINEAMENTI MORFOLOGICI . . . . . » 93
1. - CARATTERI GENERALI . . . . . » 93
2. - CENNI SULL' EVOLUZIONE MORFOSTRUTTURALE » 94

VIII - GEOLOGIA APPLICATA . . . . . » 97
1. - MATERIALI DA COSTRUZIONE E CAVE . . . . . » 97
1.1. - Ghiaie. . . . . » 97
1.2. - Argille per laterizi. . . . . » 97
1.3. - Pietrisco . . . . . » 98
2. - RISORSE MINERARIE . . . . . » 99
3. - IDROGEOLOGIA. . . . . » 99
4. - FRANOSITÀ. . . . . » 99
5. - SISMICITÀ . . . . . » 101
6. - GEOLOGIA ANTROPICA. . . . . » 101

BIBLIOGRAFIA . . . . . » 103

APPENDICE 1 - PETROLOGIA DELLE ARENITI . . . . . » 111

BIBLIOGRAFIA . . . . . » 124

PROGETTO CARG

PROGETTO
CARG

PROGETTO CARG

I - INTRODUZIONE

Il rilevamento del Foglio 432 "Benevento" della nuova Carta Geologica d'Italia in scala 1:50.000 è iniziato nella primavera del 1993, proseguendo fino all'autunno 1994 e, dopo una pausa di circa sei anni per motivi di ordine burocratico, è terminato nel 2000.

Il rilevamento e la restituzione cartografica sono stati svolti utilizzando le basi topografiche dell'IGM in scala 1: 25.000, notoriamente obsolete soprattutto per la viabilità e l'estensione dei centri urbani, come richiesto specificamente dal contratto stipulato con il Servizio Geologico Nazionale. La cartografia finale in scala 1: 50.000 è stata prodotta utilizzando la base topografica dell'IGM edita nel 1987. Il territorio di pertinenza del foglio rientra in gran parte nel Foglio 173 "Benevento", in minore misura nel Foglio 174 "Ariano Irpino" in scala 1: 100.000; la parte meridionale del territorio, larga appena 100 m, è compresa nei fogli 185 "Salerno" e 186 "S. Angelo dei Lombardi". L'area del Foglio 432 è ubicata nella parte settentrionale dell'Appennino campano-lucano, più precisamente nel Sannio, tra le propaggini sud-orientali dei Monti del Matese (dorsale dei monti Taburno e Camposauro) e le propaggini nord-occidentali dei Monti Picentini (dorsale di Mercogliano-Monti di Avella). Dal punto di vista amministrativo la maggior parte dell'area del Foglio 432 rientra nella provincia di Benevento, mentre la fascia meridionale fa parte della provincia di Avellino.

L'incarico di responsabile del progetto è stato affidato a G. Martelli (Università di Urbino). Il coordinamento scientifico del foglio è stato assegnato inizialmente ad A. Jacobacci (già direttore del Servizio Geologico d'Italia), mentre U. Chiocchini (Università della Tuscia) ha assunto la carica di direttore di rilevamento. Nel 1994, per gravi motivi di salute, A. Jacobacci è stato costretto ad abbandonare il coordinamento scientifico del foglio, che è stato quindi assunto da U. Chiocchini.

I rilevamenti sono stati svolti da: U. Chiocchini e S. Madonna (Università

della Tuscia) nella parte occidentale; B. Bonsignori (libero professionista), E. Levati e F. Veneri (Università di Urbino) nella parte centro-occidentale (revisione di U. Chiocchini e S. Madonna); N. Capuano, G. D'Antonio, G. Pappafico (Università di Urbino) nella parte centro-orientale; R. Crinelli, M. Delle Rose, M. Pera nella parte orientale (revisione di U. Chiocchini e S. Madonna). F. Antonelli e L. Valentini (Università di Urbino) hanno curato il rilevamento dei depositi vulcanoclastici, A. Romano (Università di Camerino) il rilevamento delle unità di piattaforma carbonatica giurassico - cretaciche.

M. Potetti (Università di Camerino) ha esaminato le microfaune a foraminiferi e A. Di Stefano (Università di Catania) i nannofossili calcarei delle unità terrigene, mentre M. Chiocchini (Università di Camerino) ha eseguito le analisi biostratigrafiche delle unità giurassico - cretaciche. Le datazioni su conchiglie di molluschi mediante i valori di rapporto $^{87}Sr/^{86}Sr$ sono state effettuate da M. Barbieri (Università di Roma "La Sapienza"), le analisi petrografiche delle unità terrigene da S. Critelli (Università della Calabria) e E. Le Pera (CNR - IRPI Cosenza). Le analisi sedimentologiche sono state curate da U. Chiocchini, l'analisi strutturale da U. Chiocchini e S. Madonna. Lo studio delle foto aeree, che ha integrato il rilevamento di campagna, è stato eseguito dalla GEOMAP di Firenze.

PROGETTO CARG

II - STUDI PRECEDENTI

Gli studi nell'ambito dell'area del Foglio 432 "Benevento" si sono sviluppati fondamentalmente con il rilevamento per la prima edizione del foglio in scala 1: 100.000, iniziato nel 1954-1955, e con le ricerche petrolifere che hanno interessato vaste aree della Campania interna, comprendenti in parte il Sannio e l'Irpinia sino dagli anni '30. Il Foglio 173 "Benevento" in scala 1: 100.000 risale al 1970 (Servizio Geologico D'Italia, 1970 a); le note illustrative sono state pubblicate cinque anni dopo (Bergomi *et alii*, 1975). Tra gli studi più vecchi, antecedenti il rilevamento del foglio al 100.000, meritano di essere ricordati il lavoro di Minucci (1933), relativo al mare pliocenico della Campania, e quello di Rittmann (1952) sulla tettonica miocenica nella zona tra Benevento e Avellino. Nella esposizione della letteratura geologica le varie pubblicazioni sono esaminate in ordine cronologico.

Il primo gruppo di lavori è opera dei geologi rilevatori del Servizio Geologico d'Italia, che hanno studiato i sedimenti terrigeni miocenici e pliocenici anche nell'ambito dei fogli 162 "Campobasso" e 174 "Ariano Irpino" (Brugner *et alii*, 1956; Jacobacci & Martelli, 1958a; b; 1967; Jacobacci *et alii*, 1959), con una visione autoctonista. Essi ritengono che tutti i sedimenti terrigeni delle zone rilevate appartengono ad un unico ciclo sedimentario miocenico depositato in una fossa appenninica dopo la trasgressione miocenica. Tutti i fossili piu'antichi del Miocene sono ritenuti rimaneggiati e le Argille Varicolori sono considerate come sedimenti "normali" nella maggior parte dei casi. Successivamente Jacobacci (1962; 1963; 1966) ribadisce tali concetti ed individua una fossa di sedimentazione miocenica più interna, seguita ad oriente da una fossa pliocenica. In particolare nell'area di Benevento il ciclo di sedimentazione si è chiuso nel Pliocene inferiore, mentre ad est i sedimenti del Pliocene medio-superiore si sono depositati in discordanza sulle unità terrigene mioceniche oppure su quelle del Pliocene inferiore.

PROGETTO CARG

Sempre nell'ambito dei lavori di rilevamento del foglio al 100.000, Malatesta (1958) definisce alcuni modelli ed impronte di bivalvi rinvenuti nella zona di Castelpoto. Lo stesso autore (1959) segnala selci del Paleolitico inferiore (Pleistocene medio) nei sedimenti alluvionali terrazzati più elevati lungo la valle del F. Calore a N del tratto compreso nel Foglio 432.

Particolare rilevanza assumono i lavori di Selli (1957; 1962) nel quadro della geologia dell'Appennino meridionale, poiché l'autore suddivide i sedimenti terrigeni miocenici in alcune unità formazionali, riconoscendo che in tale settore della catena appenninica esistono cinque coltri di ricoprimento: molisana, sannitica, silentina-lagonegrese - nord calabrese, lucana, rossanese. I sedimenti terrigeni del Foglio "Benevento" al 100.000, sono attribuiti alla coltre sannitica che comprende la Formazione di Santa Croce almeno in parte del Langhiano e la Formazione di S. Giorgio del Langhiano -Tortoniano inferiore.

Per quanto riguarda le successioni di rocce carbonatiche del Triassico superiore – Giurassico - Cretacico, meritano di essere ricordati gli studi di Sartoni & Crescenti (1962) che distinguono 11 unità biostratigrafiche nel suddetto intervallo cronologico ed esaminano anche una successione al M. Camposauro, poco a NW dell'area del foglio.

Successivamente D'Argenio (1967) pubblica una notevole monografia sul gruppo montuoso Taburno - Camposauro. L'autore riconosce che la successione carbonatica del Taburno è continua dall'Infralias al Malm, mentre nel Camposauro la successione sarebbe continua fino al Cretaceo inferiore, con due successive lacune ed altrettante trasgressioni. Le unità mioceniche comprendono una parte basale trasgressiva sulle unità cretaciche cui seguono sedimenti terrigeni del Miocene medio, mentre le Argille Varicolori sono ritenute alloctone e sovrapposte alle unità mioceniche. L'Autore ritiene che il M. Camposauro sia sovrascorso sul M. Taburno.

De Castro Coppa *et alii* (1969) distinguono tre cicli di sedimentazione nei depositi terrigeni mio-pliocenici ubicati ad est del Taburno e a N del Partenio (Avellino): Langhiano -Tortoniano, Messiniano - Pliocene inferiore, Pliocene medio. Il primo è costituito da torbiditi con olistoliti di calcari cretacici (Flysch di Castelvetere; v. avanti) ed è troncato superiormente da una coltre di Argille Varicolori. Il secondo comprende i depositi evaporitici e corpi conglomeratici che indicano il sollevamento dei massicci calcarei. Il terzo ciclo è rappresentato dai sedimenti terrigeni grossolani trasgressivi sui depositi dei due cicli precedenti. Anche se le unità formazionali dei tre cicli non sono individuate, questo lavoro ha il merito di aver stabilito una ben definita successione stratigrafica dal punto di vista cronologico.

Pescatore *et alii* (1970) descrivono una formazione torbiditica essenzialmente arenacea, definendola con il termine di Flysch di Castelvetere (sul Calore) del Langhiano superiore - Tortoniano inferiore, caratterizzata da olistoliti di calcari cretacici e da intercalazioni di Argille Varicolori. Tale unità è trasgressiva discordante sulle unità carbonatiche mesozoiche dal Matese orientale ai Monti della Maddalena. E' da sottolineare che il Flysch di Castelvetere, descritto in

PROGETTO CARG

precedenza da Chiocchini (1968a), è perfettamente identico e quindi correlabile per facies ed età alla Formazione di S. Giorgio di Selli (1962) e pertanto sarebbe opportuno eliminare tale doppia definizione (v. avanti cap. 4).

Nel Foglio 173 "Benevento" in scala 1:100.000 (Servizio Geologico D'Italia, 1970a) le unità terrigene oligoceniche e mioceniche del 1° e del 2° quadrante sono suddivise ed interpretate in maniera diversa rispetto a quelle del 3° e 4° quadrante. Questo fatto è esplicitato nelle note illustrative (Bergomi *et alii*, 1975). Per quanto riguarda la parte di unità terrigene compresa nell'attuale foglio in scala 1: 50.000 si deve rilevare che, in effetti, la stratigrafia del 1° e 2° quadrante del foglio al 100.000 presenta alcune incongruenze, segnatamente per quanto riguarda: (1) le Argille Varicolori indicate con la sigla $\mathbf{M^{4-1}}$ e di età fino al Tortoniano; (2) le unità torbiditiche mioceniche indicate con la sigla **Ms** e [**Ms**], che comprendono le quarzoareniti del "Flysch" Numidico, le facies arenacee e arenaceo-pelitiche della Formazione di S. Giorgio di Selli (1962) o Flysch di Castelvetere di Pescatore *et alii* (1970) e il membro arenaceo di Tufiello; (3) l'unità terrigena indicata con la sigla $\mathbf{_M5_s}$, nella quale sono comprese l'Unità di Tufo-Altavilla, la Formazione gessoso-solfifera, le torbiditi della Formazione di S. Giorgio. In sostanza l'interpretazione di tutte le unità terrigene risente delle idee autoctoniste dei geologi del Servizio Geologico d'Italia. In particolare tali unità sono attribuite ad un unico ciclo sedimentario miocenico. Altre differenze si riscontrano per l'attribuzione delle unità giurassico - cretaciche.

La parte occidentale del Foglio 174 "Ariano Irpino" alla scala 1:100.000 (Servizio Geologico d'Italia, 1963) compresa nel Foglio 432 contiene quasi del tutto i sedimenti sabbiosi (**Ps**) e argillosi (**Pa**) del Pliocene ed in minore misura i sedimenti sabbiosi ed arenacei (**Msa**) del Miocene superiore. La tabella 1 illustra la corrispondenza tra le unità formazionali del Foglio 432 e quelle della prima edizione dei fogli 173 e 174.

Civita *et alii* (1971) producono uno studio di carattere applicativo sulla idrogeologia del gruppo montuoso del Taburno - Camposauro.

Colalongo *et alii* (1973) illustrano la sezione stratigrafica misurata lungo il T. Branete, affluente di destra del F. Sabato poco a W di Tufo, spessa circa 210 m e costituita essenzialmente da peliti e sedimenti pelitico-arenacei, attribuendo a loro un'età messiniana (Saheliano).

Vallario (1973), in una ricerca sul dissesto idrogeologico e sulla franosità delle valli del F. Sabato e del F. Calore, produce una carta geologica in scala 1:50.000 nella quale sono riportati i sedimenti corrispondenti ai tre cicli individuati da De Castro Coppa *et alii* (1969) senza la suddivisione in singole unità formazionali.

D'Argenio *et alii* (1973), in una sintesi sull'Appennino meridionale, elaborano uno schema paleogeografico che prevede da ovest verso est: la Piattaforma campano – lucana (interna), il Bacino di Lagonegro, la Piattaforma abruzzese – campana (esterna), il Bacino molisano, la Piattaforma apula. Tali autori riconoscono tre tipi di unità stratigrafico-strutturali: unità dell'avampaese e dell'avanfossa; unità esterne della catena; unità interne della catena. Queste

PROGETTO CARG

Foglio 432	F° 173	F° 174
Depositi eluvio-colluviali	Qe	*Qe*
Prodotti piroclastici sciolti	Ts	*vti*
Tufo grigio campano	ic	
Subsintema di Castello del Lago	fl^1	
Subsintema di Capodimonte	f^2	
Subsintema di Benevento	f^3	
Formazione della Baronia		
Membro conglomeratico di Trevico	Pcg	
Membro sabbioso di Apollosa	Ps	*Ps*
Membro sabbioso – conglomeratico di S. Leucio del Sannio	Ps,Pa	
Membro pelitico – arenaceo del F. Miscano	Pa	*Pa*
Unità di Tufo-Altavilla		
Membro arenaceo superiore di Toppo dei Monaci	M^5_s	
Membro conglomeratico dello Stretto di Barba	M^5_{cg}	
Membro pelitico-arenaceo del Vallone di Tufo	M^5_s	
Membro arenaceo inferiore del F. Sabato	M^5_s	
Formazione gessoso-solfifera	M^5_g, M^4_g	
Formazione di S. Giorgio		
Membro arenaceo di Castelpoto	M^5_s, M_s	
Membro pelitico-arenaceo di S. Libero	$M^{4-2}_{m>a}$	
Flysch Numidico	M_s	
Formazione delle Argille Varicolori	M^{4-1}, Av	*i*
Membro argillitico di Montaperto	M^{4-1}, Av	
Membro calcareo – politico di Pietrelcina	Mb	
Membro arenaceo di Tufiello	M_s	
Olistoliti e **Olistostromi**	Ol	
	Msa	*Msa*
Unità tettonica di piattaforma carbonatica		
USA	C^1-G^5	
UTC	C^{6-4}	
UMT	C^{6-4}, C^{4-1}	
USB	C^{6-4}, C^1-G^5	
UF	G^{5-1}	

Tab. 1 - *Confronto tra le formazioni adottate nel Foglio 432 "Benevento" e le corrispondenti unità evidenziate dalle sigle nella I edizione dell'omonimo Foglio 173 e del Foglio 174 "Ariano Irpino" della Carta Geologica d'Italia in scala 1:100.000. Le sigle del Foglio 174 sono indicate in corsivo.*

PROGETTO CARG

ultime derivano almeno in parte da aree a crosta oceanica. Tra le unità esterne si devono ricordare: l'Unità Altavilla del Tortoniano sup. - Pliocene inferiore; le Unità Irpine che comprendono il Flysch di Faeto o Formazione della Daunia del Serravalliano - Tortoniano, il "Flysch" Numidico e la sovrastante Formazione di Serra Palazzo di età langhiano-serravalliana, una successione prevalentemente arenacea e conglomeratica del Langhiano - Tortoniano (Flysch di Castelvetere, Arenarie di Caiazzo, Arenarie di S. Giorgio, Flysch di Gorgoglione); le Unità Lagonegresi I e II, quest'ultima con il Flysch Rosso al tetto, di età dal Carnico all'Aquitaniano - Langhiano. Tra le unità interne si devono menzionare le Unità Sicilidi costituite da Argille Varicolori inferiori (Cretacico sup.), da un flysch calcareo-arenaceo (Cretacico sup. - Paleogene), da Argille Varicolori superiori (Eocene) e da tufiti andesitiche (Eocene - Oligocene). D'Argenio *et alii* (1975) nel Modello Strutturale dell'Italia riprendono le suddette unità ed introducono l'Unità di Ariano costituita da due cicli: uno del Pliocene medio, l'altro del Pliocene superiore - Pleistocene.

Un ulteriore contributo alla stratigrafia dei sedimenti terrigeni dell'Irpinia occidentale è costituito dal lavoro di Di Nocera *et alii* (1981). Gli autori riportano alcune sezioni, non tutte misurate, nella zona tra Avellino e Benevento, individuando due cicli: uno Tortoniano superiore - Messiniano inferiore, l'altro Messiniano - Pliocene inferiore. In particolare tali cicli sono evidenziati nelle sezioni della zona ad est di Tufo tra S. Lucia, Ponte Zeza, Montaperto e Viturano e a W di Tufo lungo il T. Branete e allo Stretto di Barba. Il primo ciclo comprende i depositi evaporitici mentre il secondo è costituito da sabbie e arenarie con lenti conglomeratiche cui seguono Argille Varicolori e pochi metri di peliti.

Ciampo *et alii* (1986) tornano ad esaminare la sezione del T. Branete ribadendo che la successione al disopra delle evaporiti è composta di sabbie e arenarie con intercalazioni di lenti conglomeratiche, da Argille Varicolori e da peliti; l'età è Messiniano - Pliocene inferiore. Da rilevare che la successione litostratigrafica in oggetto è descritta in termini litologici molto diversi (pelitici e pelitico-arenacei) da Colalongo *et alii* (1973) rispetto a quelli (sabbiosi e arenacei con lenti di conglomerati) riportati da Di Nocera *et alii* (1981) e Ciampo *et alii* (1986).

Mostardini & Merlini (1986) forniscono una proposta di modello strutturale dell'Appennino centro-meridionale nella quale ipotizzano una successione di unità paleogeografiche dello stadio preorogenico abbastanza semplice, da W verso E: Bacino tirrenico, Piattaforma appenninica (che comprende la Piattaforma interna e la Piattaforma esterna di D'argenio *et alii*, 1973), Bacino lagonegrese - molisano, Piattaforma apula interna separata mediante il Bacino apulo, di modesta entità, dalla Piattaforma apula esterna (fig.1). Nel bacino lagonegrese-molisano, ubicato ad E della piattaforma appenninica, si è depositata una successione inferiore calcareo-silico-marnosa del Trias medio - Cretacico inferiore ed una superiore, comprendente le Argille Varicolori ed il Flysch Numidico, del Cretaceo superiore - Miocene inferiore e, superiormente, le unità silicoclastiche torbiditiche del Miocene medio-superiore (da nord verso sud: Formazione di Agnone, Arenarie di Caiazzo, Flysch di Torrecuso, Formazione di S. Giorgio,

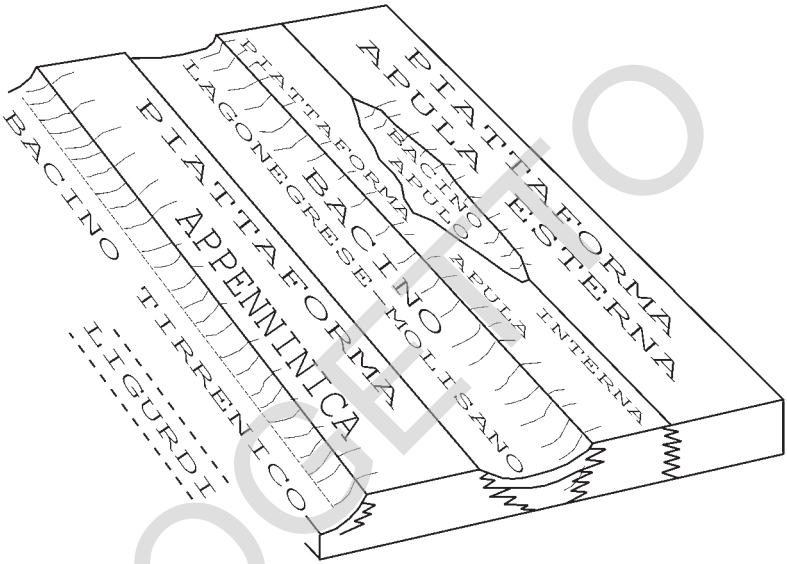


Fig. 1 - *Schema paleogeografico dello stadio preorogenico dell'Appennino meridionale ridisegnato secondo* Mostardini & Merlini *(1986).*

Flysch di S. Bartolomeo, Flysch di Castelvetere, Formazione di Serra Palazzo, Formazione di Gorgoglione).

In occasione del 74° Congresso della Società Geologica Italiana (Sorrento 13-17 sett. 1988) Bonardi *et alii* (1988) hanno presentato la Carta Geologica dell'Appennino meridionale. Per quanto riguarda le unità stratigrafiche comprese nel Foglio 432 "Benevento" si rileva che, a parte i sedimenti recenti e quelli dell'Unità di Ariano del Pliocene inferiore-medio per i quali non esistono problemi di attribuzione, le Argille Varicolori con lembi di Formazione di Santa Croce più o meno estesi a N e a E di Benevento sono attribuiti al Flysch Rosso della Unità Lagonegro II mentre le stesse Argille Varicolori, sempre con lembi di Formazione di S. Croce (p.e. a Montemiletto), sono collegate alle Unità Sicilidi. Inoltre: (1) è utilizzata l'Unità di Altavilla e Villamaina del Tortoniano superiore - Pliocene inferiore per i sedimenti lungo la valle del F. Sabato a sud di Benevento ed a W del capoluogo nella zona tra Cesco Malandrino e Torrecuso (compreso); (2) i conglomerati dello Stretto di Barba, contrariamente a quanto riconosciuto da De Castro Coppa *et alii* (1969), sono attribuiti alla Formazione (= Flysch) di Castelvetere (= formazioni di Gorgoglione, Caiazzo, S. Bartolomeo) del Serravalliano-Tortoniano inferiore.

Cantalamessa *et alii* (1988) riferiscono la successione dell'Unità di Ariano dell'area tra Montecalvo Irpino e Ariano Irpino, limitrofa al Foglio 432, al bacino *piggy - back* di Benevento - Potenza, descrivendo in dettaglio le facies sabbiose

PROGETTO CARG

e attribuendola al Pliocene inferiore - medio.

Casero *et alii* (1988) presentano un modello dell'evoluzione geodinamica neogenica dell'Appennino meridionale molto simile a quello di Mostardini & Merlini (1986). Tale modello infatti comprende, da W verso E, la piattaforma carbonatica occidentale del Trias - Cretaceo; il bacino lagonegrese-molisano con una successione triassico-miocenica inferiore ed una superiore messiniano-pliocenica di bacini *piggy-back* separate da una falda di unità oligocenico-tortoniane; la piattaforma carbonatica orientale della Puglia del Trias - Cretaceo, simile a quella occidentale.

La sintesi di Patacca *et alii* (1990) si riferisce alla evoluzione del bacino tirrenico e degli archi appenninici dal Tortoniano superiore all'Attuale. In tale lavoro gli Autori considerano tre successioni informali che rientrano nel Foglio 432 "Benevento": la successione di Altavilla composta da tripoli, calcari evaporitici, evaporiti e depositi di acque salmastre del Tortoniano superiore - Messiniano p.p.; i depositi della successione del T. Branete di acque salmastre e marine normali del Messiniano p.p. - Piacenziano p.p.; i depositi marini del ciclo di Ariano (= Unità di Ariano di D'Argenio *et alii*, 1975) dello Zancleano p.p. - Piacenziano p.p. comprendenti gli identici depositi di Benevento, Ariano Irpino, dell'Ofanto, di Potenza, di Calvello ecc. Tali successioni si sono depositate in bacini di tipo *piggy-back* nell'arco appenninico meridionale. Peraltro anche Cantalamessa *et alii* (1988) e Chiocchini *et alii* (1992) avevano già riferito i sedimenti dell'Unità di Ariano al bacino *piggy-back* di Benevento-Potenza. Inoltre al Flysch di Castelvetere è attribuita una età tortoniana superiore-messiniana inferiore, senza peraltro fornire la documentazione sui dati biocronostratigrafici.

Bousquet *et alii* (1990) forniscono i risultati di ricerche geomorfologiche e sulla neotettonica relative alle fasi tettoniche pliocenico – quaternarie di una area di circa quaranta km^2 attorno a Benevento. Gli indici neotettonici sono rappresentati essenzialmente da faglie con direzione N100° - N120°. Lo studio microtettonico ha evidenziato una tettonica polifasica, in particolare con faglie normali sinsedimentarie nel Pliocene e due episodi compressivi, uno intrapliocenico, l'altro post Pleistocene medio. Gli autori forniscono ipotesi sull'evoluzione del campo di stress dal recente all'attuale: (1) in regime di estensione radiale (σ_2 e σ_3 orizzontali e con valori simili) tutte le faglie sono potenzialmente attive; (2) in regime di tipo distensivo con $\sigma_1 > \sigma_2 > \sigma_3$ o con σ_1 prossimo a $\sigma_2 > \sigma_3$ le faglie normali con direzione appenninica funzionano con direzione di estensione NE – SW e sono eventualmente associate a faglie normali di distacco N – S fino a N160° sinistre oppure da N40° a N80° destre. L'estensione radiale sarebbe connessa alla distensione di retroarco, mentre le faglie appenniniche con estensione NE – SW, parallele alla direzione di compressione sul fronte esterno dell'Appennino, potrebbero essere dovute all'arresto della subduzione continentale che ha causato il sollevamento dell'Appennino e la sua distensione.

Marsella *et alii* (1992), riesaminando i rapporti tra le unità tettoniche dell'Appennino campano-lucano, ritengono che le unità del dominio lagonegrese occupassero una posizione più interna, anzichè la posizione intermedia tra le

DRAFT COPY

piattaforme campano-lucana e quelle più esterne.

Di Nocera *et alii* (1993) esaminano la successione delle Arenarie di Caiazzo (Tortoniano – Messiniano inferiore) nell'area del Sannio tra il M. Camposauro, il F. Calore, Cerreto Sannita e Pontelandolfo. Tale successione avrebbe uno sviluppo areale molto ampio ed indica una sedimentazione silicoclastica sinorogenetica avvenuta sul margine della paleocatena in avanzamento verso E. La successione è troncata a tetto da una coltre alloctona composta dal Flysch rosso – Flysch Numidico che si sovrappone anche alla catena in ulteriore avanzamento durante il Messiniano inferiore.

In una nota breve Barbera *et alii* (1993) studiano le associazioni fossilifere ad echinidi e gli icnofossili rinvenuti in una cava di argilla tra Montesarchio e Tufara ove affiorano i sedimenti pelitici e sabbiosi del Pliocene inferiore. Le tracce fossili sono attribuite a movimenti di locomozione di pesci del genere *Gobius*.

Pescatore *et alii* (1996) descrivono la geologia del centro urbano di Benevento attribuendo: alla Unità di Altavilla del Messiniano superiore - Pliocene inferiore l'affioramento di S. Vitale in destra del F. Calore; alla Unità di Ariano del Pliocene medio i sedimenti del Gran Potenza; al Flysch Rosso del Cretacico superiore - Miocene inferiore i depositi in destra del F. Calore. E' inoltre proposta l' evoluzione morfostrutturale dell'area di Benevento durante il Quaternario.

Ciarcia & Torre (1996) trattano i conglomerati del Pliocene medio dell'area tra Roccabascerana e la media Valle del Fiume Ofanto. I clasti hanno una provenienza pressochè totale dalla Unità Sannitica (= Argille Varicolori) e dalle unità torbiditiche del Miocene medio-superiore (Flysch di Castelvetere equivalente alla Formazione di S. Giorgio, al Flysch di S. Bartolomeo, ecc.).

Amore *et alii* (1998) descrivono alcune successioni del ciclo pliocenico nell'area tra il F. Ufita e il T. Cervaro nell'ambito del Foglio 433 "Ariano Irpino" alla scala 1: 50.000. Queste successioni sono riferite a due distinti cicli sedimentari, uno del Pliocene inferiore, l'altro del Pliocene medio. Le successioni del primo ciclo sono raggruppate su basi litostratigrafiche con la denominazione di Unità della Baronia; quelle del secondo ciclo sono raggruppate sotto la denominazione di Unità del Torrente Cervaro. Gli autori ritengono che dette unità possano rientrare nel Gruppo di Ariano.

Chiocchini U. & Chiocchini F. (1999) studiano l'Unità di Tufo-Altavilla costituita da quattro membri: uno arenaceo inferiore, uno conglomeratico passante lateralmente ad un membro pelitico-arenaceo ed uno arenaceo superiore. I caratteri sedimentologici dei conglomerati indicano un ambiente deposizionale di conoide alluvionale.

De Paola & Diodato (1999) illustrano i rapporti causali tra pluviometria e attivazione dei movimenti franosi nella media valle del F. Calore relativa alla zona in provincia di Benevento. Gli autori propongono un modello di Indice di Pericolosità Alluvionale ricavato da una serie omogenea di eventi avvenuti nel periodo 1951-1997 presentando uno scenario sufficientemente rappresentantivo della pluviometria e della serie spazio temporale degli eventi franosi e alluvionali che hanno interessato la zona in esame.

PROGETTO CARG

Celico F. & Aquino (1999) riportano i dati relativi alle “falde sospese” nelle rocce carbonatiche mesozoiche e collinari della Comunità Montana del Partenio. Sono state riconosciute 92 sorgenti dalle “falde sospese” e 166 sorgenti negli acquiferi presenti nelle successioni terrigene del Miocene superiore – Pliocene inferiore, del Pliocene inferiore-medio e piroclastiche del Pleistocene.

Pescatore *et alii* (2000) descrivono nei Monti del Sannio e nel F. Fortore, al confine tra Campania e Puglia, l’Unità tettonica del Fortore composta, dalla base, dalla Formazione delle Argille Varicolori e dalla Formazione di Corleto Perticara (Cretaceo – Burdigaliano), cui seguono arenarie torbiditiche vulcanoclastiche e arcosico-litiche con livelli emipelagici (Tufiti di Tusa; Aquitaniano – Burdigaliano) e quarzoareniti del Flysch Numidico (Langhiano). Tale unità si sarebbe depositata nel bacino lagonegrese-molisano.

PROGETTO CARG

PROGETTO
CARG

PROGETTO CARG

III - INQUADRAMENTO STRATIGRAFICO - STRUTTURALE

L'area del Foglio "Benevento" rientra nell'ambito dell'arco appenninico meridionale, che comprende l'arco molisano – sannitico, l'arco campano – lucano e l'arco calabro, ed è separata dall'arco appenninico settentrionale, esteso dal Monferrato al Lazio-Abruzzi, tramite una linea trasversale nota come Linea Ortona - Roccamonfina (Locardi, 1982; Patacca & Scandone, 1989; Patacca *et alii*, 1990). La costruzione dei due segmenti di catena è dovuta ad una lunga storia di deformazioni, a partire dal Cretaceo, che dall'Oligocene al Miocene medio sono completamente connesse alla convergenza della placca europea e della placca africano – adriatica subdotta, mentre a partire dal Tortoniano superiore fino al Quaternario la propagazione dei *thrusts* nella catena e l'apertura del Tirreno sono stati controllati da *roll – back* della litosfera dell'avampaese in subduzione (Patacca & Scandone, 1989; Patacca *et alii*, 1990). Tali deformazioni avrebbero dato luogo all'impilamento delle falde liguridi, sicilidi e calabridi (Amodio-Morelli *et alii*, 1976). Dopo l'inizio della rotazione antioraria del blocco sardo-corso al passaggio Oligocene - Miocene è continuata la subduzione del Promontorio adriatico (o Adria) con sviluppo di forte compressione negli Appennini.

Venendo ora ad esaminare in particolare la geologia del Foglio 432, si osserva che l'area in esame è ubicata nell'arco campano – lucano immediatamente ad E del gruppo montuoso del M. Taburno e del M. Camposauro e a N del gruppo di Mercogliano - Monti di Avella, costituiti dalla potente successione di rocce carbonatiche del Giurassico - Cretaceo superiore. Tale successione, che affiora ampiamente in varie parti della catena appenninica, è stata attribuita ad una sedimentazione di acque basse di piattaforma intraoceanica, simile a quella attuale delle Isole Bahamas. I ricercatori della Università di Napoli (sopratutto D'Argenio, Pescatore, Scandone, Sgrosso, Ietto) negli ultimi 35-40 anni hanno

[1] Si tratta di S. Giorgio La Molara ubicato circa 30 Km a NE di Benevento.

fornito un notevole contributo alla definizione stratigrafica, sedimentologica e strutturale della successione carbonatica mesozoica dell'Appennino campano-lucano suddividendola in unità paleogeografiche definite come piattaforma interna o campano-lucana, piattaforma esterna o abruzzese-campana e piattaforma apula (D'Argenio *et alii*, 1973).

Questo modello è stato poi modificato da Sgrosso (1988) con l'introduzione di una terza e di una quarta piattaforma di modo che, da W verso E, si hanno: piattaforma laziale e campano-lucana; piattaforma laziale-abruzzese-campana; piattaforma abruzzese-molisana interna; piattaforma abruzzese-molisana esterna; piattaforma apulo-garganica.

Bonardi *et alii* (1988) hanno suddiviso la successione carbonatica in sei unità: Unità Matese - Monte Maggiore, Unità Monte Marzano - Monti della Maddalena, Unità Monti Picentini -Taburno (inclusi i Monti Aurunci orientali), tutte di età compresa tra il Trias superiore ed il Cretaceo superiore; Unità Monte Foraporta del Trias superiore - Giurassico, Unità Alburno - Cervati - Pollino del Trias superiore-Eocene inferiore, Unità Capri - Monte Monna e Bulgheria - Verbicaro del Trias superiore - Oligocene.

Patacca *et alii* (1990) propongono la seguente suddivisione delle unità paleogeografiche di piattaforma, da SW verso NE: (1) Lepini e Alburno - Cervati; (2) Marsica - Meta - Frosolone, Simbruini - Matese occidentale, Aurunci - Matese - Maddalena; (3) Casoli - Bomba, Maiella, Porrara, Morrone, M. Grande - Scontrone a NW e a SE Rotondella, Costa Molina, M. Alpi; (4) Puglia.

I modelli stratigrafico-strutturali sopra ricordati evidenziano una non indifferente complicazione nella suddivisione della successione carbonatica mesozoica di piattaforma, cui si contrappone il più semplice modello di Mostardini & Merlini (1986). Il richiamo paleogeografico alla ubicazione della successione carbonatica risiede nella importanza del ruolo da essa giocato durante la complessa evoluzione stratigrafico-strutturale della catena appenninica, in particolare dell'arco meridionale.

Nel complesso i dati ricavati dal rilevamento del Foglio Benevento, in accordo con quelli di Chiocchini (1968b) e di Centamore *et alii* (1971 a, b), suggeriscono di utilizzare il modello di Mostardini & Merlini (1986) che appare più idoneo a spiegare l'assetto stratigrafico-strutturale di detto foglio.

PROGETTO CARG

PROGETTO CARG

IV - STRATIGRAFIA

Il rilevamento è stato eseguito in base al criterio litostratigrafico, distinguendo le formazioni secondo i criteri dell'analisi di facies. In questo modo sono state distinte 12 unità prequaternarie e 12 quaternarie suddivise in sottounità (membri e litofacies). Per i depositi continentali quaternari sono state utiulizzate le Unità stratigrafiche a limiti inconformi (UBSU). Si deve tenere presente che le generali sfavorevoli condizioni di affioramento delle varie unità litostratigrafiche e la notevole diffusione dei depositi di copertura recenti (detriti, depositi eluvio - colluviali, ecc.) hanno rappresentato un serio ostacolo al rilevamento ed al riconoscimento dei rapporti tra le varie unità di modo che gli stessi limiti formazionali sono di difficile determinazione. Per lo spessore degli strati è stata utilizzata la clasificazione di Campbell (1967), definendo gli strati con spessore maggiore di 3 m come "megastrati". Le unità cartografiche sono riconducibili a quelle note in letteratura, con le precisazione appresso riportate. A questo proposito è doveroso ricordare che la Guida al rilevamento della Carta Geologica d'Italia al 50.000 (Servizio Geologico Nazionale, 1992) ha evidenziato molto opportunamente la proliferazione dei nomi delle unità formazionali, perché troppo spesso non si verifica se esse sono state già definite. In tali casi il "nome più antico dovrebbe sostituire il più recente" allo scopo di evitare la "introduzione acritica di nuovi nomi". Alcuni esempi nell'area in esame sono rappresentati dalla correlabilità di due unità: (1) il Flysch di Castelvetere, istituito da Pescatore *et alii* (1970), del Langhiano superiore - Tortoniano inferiore e composto da torbiditi in prevalenza arenacee, è equivalente alla Formazione di S. Giorgio[1] di Selli (1962); (2) il Flysch Rosso (Scandone, 1967) della Unità Lagonegro II di Bonardi *et alii* (1988) corrisponde alle Argille Varicolori e al Complesso delle calcareniti e calciruditi dei fogli 186 "S. Angelo dei Lombardi" e 187 "Melfi" (Servizio Geologico D'Italia, 1970 b; 1970 c) e alle Calciruditi e Calcareniti di Centamore *et alii* (1971a; 1971b) ed è equivalente alla Formazione di S. Croce, almeno in parte del

Langhiano, di Selli (1962).

Una precisazione merita il nome di Unità di Altavilla (D'Argenio *et alii*, 1973) o Successione di Altavilla (Patacca *et alii*, 1990) perché tale unità comprende sia i sedimenti terrigeni post evaporitici, sia la successione evaporitica del Messiniano che, invece, rientra nella ben nota e di vecchia istituzione Formazione gessoso - solfifera (v. Ogniben, 1957).

Per quanto riguarda i sedimenti composti essenzialmente da argilliti varicolori scagliose, molto diffusi in tutto l'arco appenninico meridionale, di solito indicati dagli Autori con il termine di Argille Varicolori o Argille Scagliose, il problema della definizione di un' unità formazionale è più complesso perché tali sedimenti sono molto spesso collegati alla Formazione di Corleto Perticara, alla Formazione di S. Croce (o Flysch Rosso o Calciruditi e Calcareniti) ed al Flysch Numidico (Selli, 1962; Chiocchini, 1968b; Centamore *et alii*, 1970; 1971; Pescatore *et alii*, 2000). Infatti mentre secondo alcuni autori (Chiocchini, 1968b; Centamore *et alii*, 1971a; 1971b; Wezel, 1975; Mostardini & Merlini, 1986; Pescatore *et alii*, 2000) dette unità sono ben distinte formando una successione continua, al cui tetto è situato il "Flysch" Numidico (o Formazione di Stigliano; v. avanti), altri autori (Ogniben, 1969; Bonardi *et alii*, 1988; Patacca *et alii*, 1990, 1992) riferiscono le suddette unità sia al Flysch Rosso della Unità Lagonegrese II sia alle Unità Sicilidi, ambedue di età praticamente identica: il primo del Cretacico superiore - Oligocene, le seconde del Cretacico - Miocene inferiore. In questo contesto, considerato che gli affioramenti sono scarsi e che è difficile trovare microfaune significative nelle Argille Varicolori, risulta molto problematico attribuire gli affioramenti di tali sedimenti ora all' Unità Lagonegrese II ora alle Unità Sicilidi. Appare così condivisibile la proposta di Pescatore *et alii* (2000) che nei Monti del Sannio ritengono che le Argille Varicolori Auct. costituiscano un Gruppo comprendente la Formazione delle Argille Varicolori e la Formazione di Corleto Perticara passanti superiormente alle Tufiti di Tusa e al Flysch Numidico, come già riconosciuto da Chiocchini (1968b) in Irpinia e da Centamore *et alii* (970; 1971) in Lucania.

Esiste, poi, l'interpretazione di Patacca *et alii* (1990; 1992), secondo i quali la successione argilliti varicolori-calcareniti torbiditiche-"Flysch" Numidico appartiene alla Unità Sannitica di età Oligocene superiore - Miocene inferiore (come già riconosciuto venti anni prima da Chiocchini, 1968b e da Centamore *et alii*, 1971 a; b), caratterizzata da "diverse affinità litologiche" con le Unità Sicilidi. Gli autori ritengono che l'originario bacino dell'Unità Sannitica fosse ubicato ad W del dominio della Unità Verbicaro.

Pertanto nella cartografia del foglio sono stati indicati con il termine di Formazione delle Argille Varicolori solo i sedimenti composti in prevalenza dalle tipiche argilliti policrome e dalle torbiditi calcaree (= Formazione di S. Croce e Calciruditi e Calcareniti) ed arenacee.

E' necessario, inoltre, puntualizzare che le quarzoareniti numidiche del Miocene inferiore, presenti in piccoli lembi nell'area occidentale del foglio, sono note in letteratura con i termini di "Flysch" Numidico (Flandrin, 1948; Ogniben,

PROGETTO GRAFICO

1963; Wezel, 1970; 1974) e di Formazione di Stigliano (Selli, 1962). Patacca *et alii* (1992) hanno revisionato tali sedimenti, che attribuiscono alla Unità Sannitica composta, dal basso, da argilliti varicolori, calcareniti torbiditiche con peliti rosse e verdi e quarzoareniti numidiche. Gli autori confermano una età miocenica inferiore e suggeriscono di abbandonare la denominazione di "flysch" perché le quarzoareniti si sarebbero depositate in aree bacinali di avampaese non ancora interessate da compressione. Questa opinione conferma, qualora ce ne fosse bisogno, che comunque il termine "flysch" ha subìto una serie notevole di distorsioni rispetto al significato originario di Studer e che l'uso del termine con connotazione tettonica o formazionale crea solo confusione, mentre è molto più semplice parlare di torbiditi, che implicano solo ben precisi meccanismi di sedimentazione. Poiché nel caso in esame non è possibile definire le quarzoareniti in maniera diversa, si ritiene logico di utilizzare la denominazione più antica e più consolidata, rappresentata dal "Flysch" Numidico, nel quale il termine flysch è compreso tra virgolette.

Nell'area del Foglio 432 affiorano due unità tettoniche (Unità tettonica di piattaforma carbonatica e Unità tettonica del Fortore), tre unità tardo orogene e depositi quaternari continentali.

L'Unità tettonica di piattaforma carbonatica affiora solo in due piccoli lembi nella fascia occidentale del foglio ed è composta da cinque unità informali del Giurassico – Cretacico depositate in ambiente di piattaforma carbonatica interna prossima al retromargine.

L'Unità tettonica del Fortore è costituita da una successione pelagica depositata dall'Oligocene al Miocene inferiore, comprendente la Formazione delle Argille Varicolori e il Flysch Numidico, su cui poggiano con contatto inconforme le torbiditi della Formazione di S. Giorgio del Langhiano – Miocene superiore.

Le tre unità tardo orogene sono rappresentate da: una successione evaporitica costituita dalla Formazione gessoso-solfifera; l'Unità di Tufo – Altavilla di ambiente da continentale fino a neritico del Messiniano – Pliocene inferiore basale; una successione di ambiente tra neritico di piattaforma e continentale rappresentata dalla Formazione della Baronia (Gruppo di Ariano, Amore *et alii*, 1988), che si estende nel Foglio 433 "Ariano Irpino" (Servizio Geologico d'Italia, 1963; Cantalamessa *et alii*, 1988; Chiocchini *et alii*, 1992), del Pliocene inferiore fino al Pliocene medio basale.

Le unità di queste ultime due successioni sono separate da superfici di inconformità che caratterizzano anche la base della Formazione gessoso-solfifera e della Formazione di S. Giorgio (figg. 7, 10, 11, 16, 17).

I sedimenti quaternari sono tutti di tipo continentale per lo più connessi alla attività dei principali corsi d'acqua (supersintema del F. Calore) e alla presenza di un bacino lacustre. Per tali sedimenti si presenta il problema di distinguere e cartografare correttamente, in corrispondenza della valle del F. Calore, i depositi alluvionali antichi e i depositi fluviali e lacustri, in parte più recenti e in parte più antichi dei primi, poiché presentano le stesse litologie ghiaiose e sabbiose. Fra i depositi quaternari spiccano, per la loro diffusione, anche le coperture detritiche

PROGETTO CARG

ed eluvio-colluviali, derivanti spesso dalla alterazione dei depositi piroclastici. Questi sono presenti in lembi residui di limitata estensione e sono connessi alla attività dei vulcani Somma – Vesuvio e di Roccamonfina e del Distretto dei Campi Flegrei.

La notevole complessità e variabilità da luogo a luogo dei rapporti stratigrafici tra le varie unità delle due successioni hanno suggerito di rappresentare tali rapporti con più schemi riferiti alle singole aree. Tali schemi sono riportati sia nel foglio, sia come figure nelle presenti note illustrative.

Per la suddivisione cronostratigrafica delle unità litostratigrafiche è stata utilizzata la scala geocronologica della Guida al rilevamento (Servizio Geologico nazionale, 1992) aggiornata secondo i dati della Commissione Italiana di Stratigrafia (1998; 1999; 2000). In particolare per quanto riguarda le unità neogeniche, le analisi biostratigrafiche si sono basate sullo studio sia dei foraminiferi sia dei nannofossili calcarei. L'uso integrato dei due gruppi di microfossili ha consentito un inquadramento cronostratigrafico di quasi tutte le unità cartografate. Ciò, nonostante la scarsità degli affioramenti, che non consente di studiare sezioni complete e nonostante la frequenza di sedimenti terrigeni grossolani torbiditici e non, che hanno associazioni povere, con scarse forme significative e con un'alta percentuale di specie rielaborate.

La figura 2 illustra lo schema biozonale utilizzato per le unità giurassico-cretaciche di piattaforma carbonatica interna secondo Chiocchini & Mancinelli (1977) e la successiva revisione di Chiocchini *et alii* (1994; fig. 3).

Negli schemi biozonali delle figure 3 e 4 sono state riportate le biostratigrafie definite con i foraminiferi planctonici e i nannofossili calcarei, la biocronologia, la scala delle polarità magnetiche e la scala cronostratigrafica. Le unità biostratigrafiche utilizzate, come risulta dalle didascalie, derivano da schemi elaborati precedentemente e opportunamente modificati e integrati (Martini, 1971; Micarelli & Potetti, 1985; Cantalamessa *et alii*, 1986; Rio *et alii*, 1990; Fornaciari & Rio, 1996; Fornaciari *et alii*, 1996).

I dati biostratigrafici sono stati integrati con datazioni in base ai valori di rapporto Sr^{87}/Sr^{86}.

1. - UNITÀ TETTONICA DI PIATTAFORMA CARBONATICA

I sedimenti carbonatici mesozoici affiorano in due aree fisiograficamente separate: una a nord in corrispondenza di Foglianise - M. San Michele, l'altra a sud a M. Teano nei pressi di San Martino Valle Caudina. I litotipi dell'affioramento settentrionale sono in gran parte del Giurassico e del Cretacico inferiore, tra loro in contatto tettonico. L'affioramento meridionale è costituito dai litotipi del Giurassico superiore e del Cretacico inferiore, in contatto tettonico con quelli poco rappresentati del Cretacico superiore. Sono state riconosciute cinque unità litostratigrafiche denominate informalmente con il toponimo di affioramento più caratteristico. La figura 5 illustra i rapporti stratigrafici tra le varie unità.

PROGETTO CARG

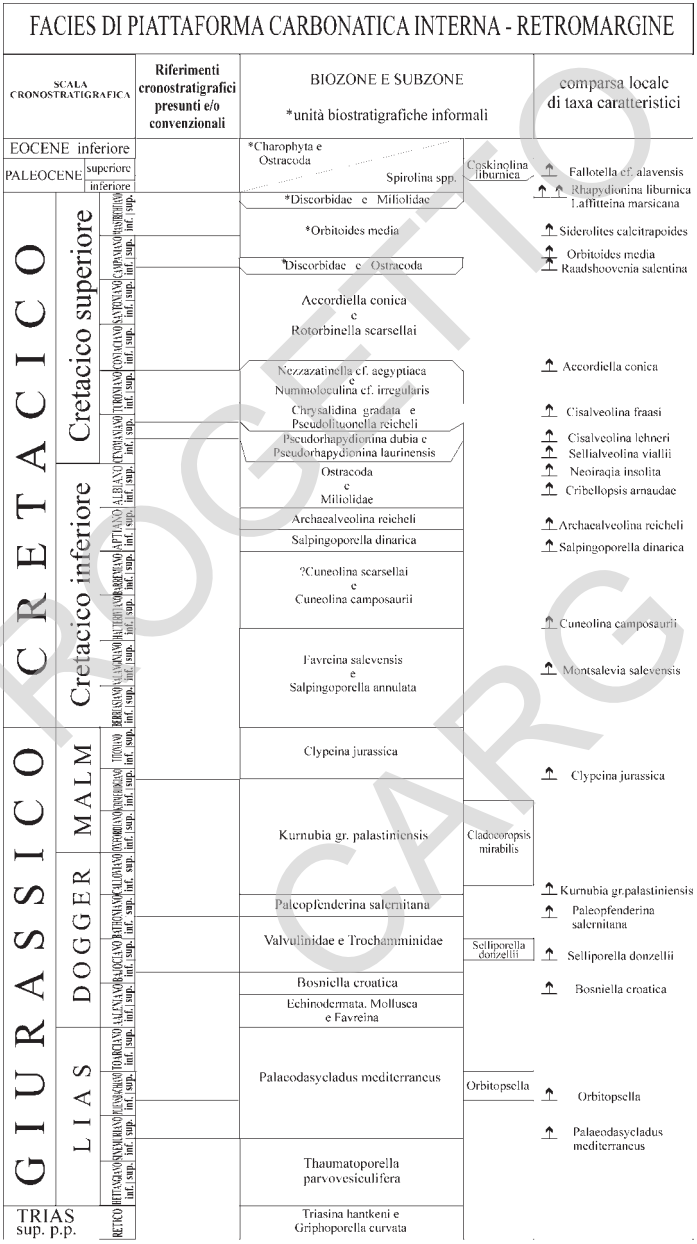


Fig. 2 - *Schema bio-cronostratigrafico del Giurassico e del Cretaceo secondo* MANCINELLI & CHIOCCHINI *(1977) e* CHIOCCHINI et alii *(1994).*

PROGETTO CARG

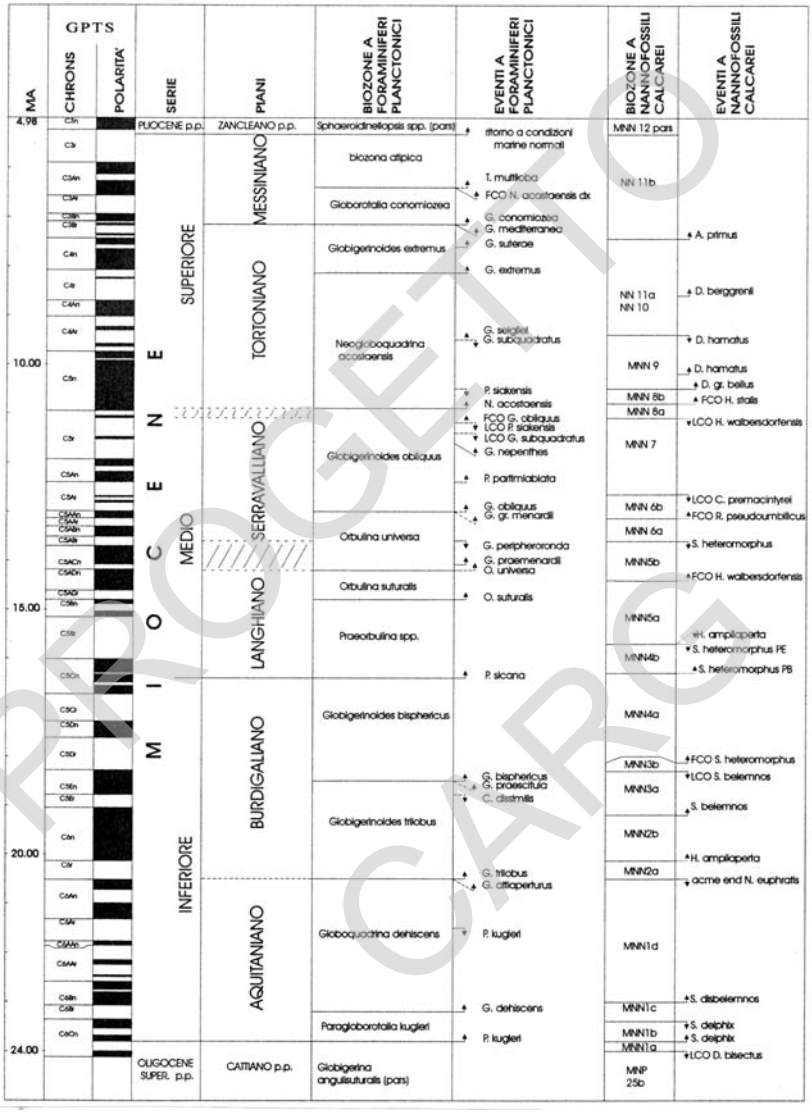


Fig. 3 - *Schema stratigrafico del Miocene. Magnetostratigrafia (GPTS) da* Cande & Kent *(1995). Biocronologia e cronostratigrafia da* Berggren *et alii (1995),* Montanari et alii *Eds. (1997) e* Sprovieri et alii *(1996). I limiti cronostratigrafici tratteggiati corrispondono a limiti in via di ridefinizione. Biozone a foraminiferi planctonici da* Micarelli & Potetti *(1985) in parte modificate. Biozone a nannofossili calcarei da* Fornaciari & Rio *(1996) per il Miocene inferiore, da* Fornaciari et alii *(1996) fino al Tortoniano inferiore, da* Martini *(1971) fino al Messiniano. Il tratteggio in corrispondenza dei bioeventi corrisponde a dati biocronologici incerti. PB, Pacacme Beginning; PE', Pacacme End.*

PROGETTO CARG

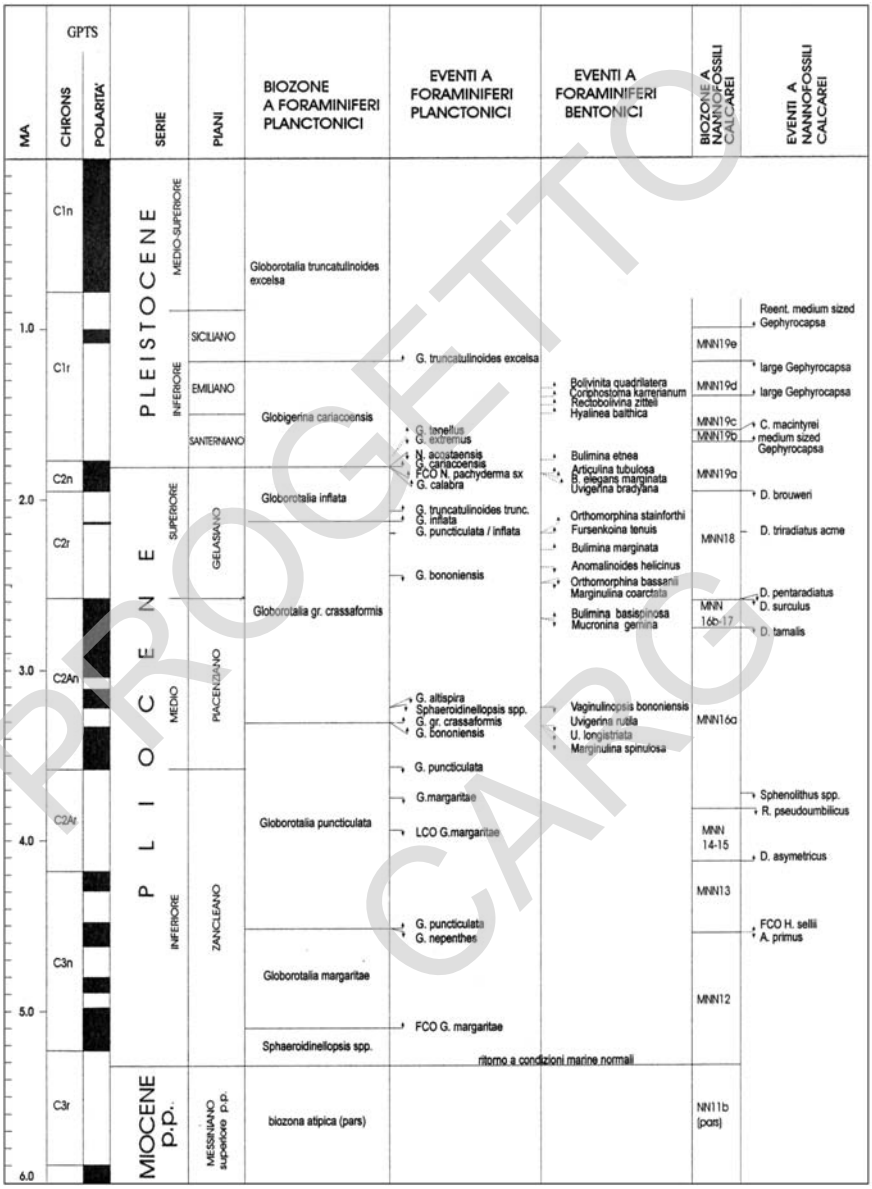


Fig. 4 - *Schema stratigrafico del Pliocene - Pleistocene inferiore. Magnetostratigrafia (GPTS) da* Cande & Kent *(1995). Biocronologia da* Sprovieri *(1993). Biozone a nannofossili calcarei da* Rio et alii *(1994). Il tratteggio in corrispondenza dei bioeventi corrisponde a dati biocronologici incerti.*

PROGETTO CARG

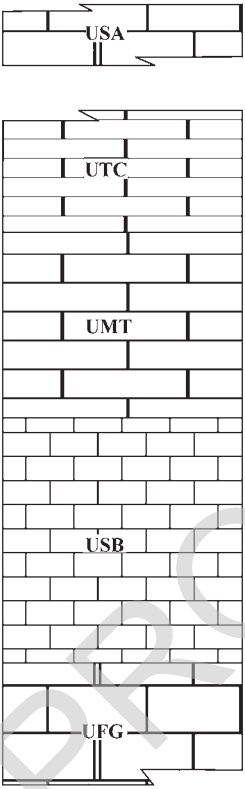


Fig. 5 - *Rapporti stratigrafici tra le formazioni dell' Unità tettonica di piattaforma carbonatica.*

L'ambiente deposizionale dei sedimenti carbonatici in oggetto è caratterizzato da acque basse e calde, regolate da un idrodinamismo moderatamente elevato; tale ambiente è attribuito alla zona di piattaforma carbonatica interna prossima al margine (retromargine).

1.1. - Unità di Foglianise **(UFG)**

Questa unità è la più antica della successione carbonatica e si osserva solo nell'area settentrionale. La base della successione, nei pressi del centro abitato di Foglianise, è costituita da calcari prevalentemente fango-sostenuti nocciola talvolta laminati e parzialmente dolomitizzati, in strati sottili e medi, con intercalazioni di brecce calcaree intraformazionali rossastre che testimoniano probabili episodi di emersione. Le biofacies, generalmente povere, sono rappresentate da *Thaumatoporella parvovesiculifera* (Raineri) e rare Valvulinidae ed appartengono alla biozona a *Thaumatoporella parvovesiculifera* riferibile all'Hettangiano – Sinemuriano inferiore.

La successione prosegue verso l'alto con alternanze irregolari di calcari fango-sostenuti talora dolomitizzati e calcari granulo-sostenuti spesso organogeni, nocciola scuro, con stiloliti e lamine arrossate, in strati medi. Lo spessore è di circa 200 m. Le biofacies, di regola molto ricche, sono costituite da molluschi, ostracodi, spicole di spugne, *Palaeodasycladus mediterraneus* (Pia), *Siphovalvulina variabilis* Septfontaine, *Lituosepta recoarensis* Cati, *Orbitopsella* sp., *Glomospira* sp., *Gaudryina* sp., *Thaumatoporella parvovesiculifera* (Raineri), *Rivularia piae* (Frollo), ("facies a *Lithiotis*" Auct.). Biozona a *Paleodasycladus mediterraneus* riferibile al Sinemuriano superiore - Toarciano.

L'età complessiva dell'unità è Hettangiano – Toarciano.

1.2. - Unità di M. S. Michele B (**USB)**

La parte media di questa unità affiora soltanto nell'area settentrionale (M. San Michele), mentre quella superiore è presente anche nell'area meridionale (nei pressi di San Martino Valle Caudina - Santa Maria in Cannavilla). L'unità comprende calcari granulo-sostenuti con ooidi e oncoidi avana- chiaro in strati

PROGETTO

medi e spessi con rare intercalazioni di calcari fango-sostenuti avana-scuro in strati medi. Le biofacies, discretamente abbondanti, sono costituite da gasteropodi, echinodermi, *Bosniella croatica* (Gusic), *Spiraloconulus giganteus* Cherchi & Schroeder, *Gutnicella cayeuxi* (Lucas), *Pseudocyclammina maynci* Hottinger, *Siphovalvulina variabilis* Septfontaine, *Nubecularia reicheli* Rat, *Gaudryina* sp., *Selliporella donzellii* Sartoni & Crescenti. Biozona a Echinodermata, Mollusca e *Favreina* e biozona *a Bosniella croatica* riferibili all' Aaleniano - Bajociano inferiore (iniziale).

Seguono calcari granulo-sostenuti nocciola scuro in strati da medi a spessi con intercalazioni più frequenti verso l'alto di calcari fango-sostenuti nocciola in strati medi e sottili. Le biofacies sono rappresentate complessivamente da molluschi, echinodermi, antozoi, ostracodi, *Pfenderella arabica* Redmond, *Praekurnubia crusei* Redmond, *Redimondella lugeoni* (Septfontaine), *Chablaisia chablaisiensis* (Septfontaine), *Protopeneroplis striata* Weynschenk, *Trocholina alpina* (Leupold), *T. gigantea* Pelissie & Peybernes, *T. odukpaniensis* Dessauvagie, *Pseudolithocodium convolvens* Praturlon, *Rivularia lissaviensis* (Bornemann). Biozona a *Valvulinidae* e *Trochamminidae*, biozona a *Pfenderina salernitana* e parte iniziale della biozona a *Kurnubia palastiniensis*, riferibili complessivamente al Bajociano inferiore (elevato) - Calloviano.

Al di sopra si rinvengono alternanze irregolari di calcari granulo-sostenuti e fango-sostenuti, a luoghi più o meno dolomitizzati nocciola scuro, in strati da sottili a spessi. Le biofacies sono costituite da piccoli gasteropodi, ostracodi, *Protopeneroplis striata* Weynschenk, *Nautiloculina oolithica* Mohler, *Kurnubia palastiniensis* HENSON, *Paravalvulina complicata* Septfontaine, *Trocholina odukpaniensis* Dessauvagie, *T. delphinensis* Arnaud-Vanneau, Boisseau & Darsac, ?*Macroporella sellii* Crescenti. Parte media e superiore della biozona a *Kurnubia palastiniensis*, riferibile all' Oxfordiano - Kimmeridgiano superiore iniziale.

La parte sommitale dell'unità è costituita da prevalenti calcari fango-sostenuti talora dolomitizzati, nocciola scuro in strati medi e spessi. Le biofacies, che divengono via via più povere verso l'alto, sono rappresentate da ostracodi, *Kurnubia palastiniensis* Henson, *Neotrocholina infragranulata* Noth, *Thaumatoporella parvovesiculifera* (Raineri), *Clypeina jurassica* Favre, *Salpingoporella annulata* Carozzi. Biozona a *Clypeina jurassica* Favre, riferibile al Kimmeridgiano superiore (sommitale) - Titoniano.

Lo spessore si aggira sui 600 – 700 m. L'età complessiva dell'unità è Aaleniano – Titoniano.

1.3. - Unità di M. Teano (**UMT**)

Si tratta di calcari granulo-sostenuti più o meno organogeni con ooidi, di color avana cui si intercalano calcari fango-sostenuti con *cracks* e *birdeyes*, nocciola e avana , in strati medi e spessi. Le biofacies spesso molto ricche sono costituite da

PROGETTO CARG

gasteropodi, echinodermi, antozoi, *Protopeneroplis ultragranulata* (Gorbatchik), *Montsalevia salevensis* Charollais, Bronnimann & Zaninetti, *Trocholina molesta* Gorbatchik, *T. alpina* (Leupold), *T. sagittaria* Arnaud-Vanneau, Boisseau & Darsac, *T. campanella* Arnaud-Vanneau, Boisseau & Darsac, *T. odukpaniensis* Dessauvagie, *T.delphinensis* Arnaud-Vanneau, Boisseau & Darsac, *Verneuilina* sp., *Istriloculina* sp., ?*Triploporella neocomiensis* Radoicic, *Salpingoporella annulata* Carozzi, *Lithocodium aggregatum* Elliott, *Rivularia piae* (Frollo), *Hedstroemia moldavica* Dragastan, *Suppiluliumella polirene* Elliott, *Ortonella perconigi* Dragastan, *Macroporella praturloni* Dragastan. Biozona a *Favreina salevensis* e *Salpingoporellla annulata*, riferibile al Berriasiano – Hauteriviano (iniziale).

Nella parte superiore dell'unità prevalgono i calcari granulo-sostenuti sempre riccamente organogeni, avana e nocciola in strati medi e spessi. Le biofacies sono costituite da gasteropodi, echinodermi, antozoi, ostracodi, *Lithocodium aggregatum* Elliott, *Cuneolina camposaurii* Sartoni & Crescenti, *Praechrysalidina infracretacea* Luperto-Sinni, ?*Cuneolina scarsellai* De Castro, *Salpingoporella dinarica* Radoicic, *Sabaudia minuta* (Hofker), ?*Valvulineria* sp., *Miliolidae*, *Actinoporella maslovi* Praturlon, *A. durandelgai* (Jaffrezo & Fourcade). Biozona a *? Cuneolina scarsellai* e *C. camposaurii* e biozona a *Salpingoporella dinarica*, riferibili all'Hauteriviano (elevato) - Aptiano inferiore.

Lo spessore è di circa 200 – 250 m. L'età complessiva dell'unità è Berriasiano – Aptiano inferiore.

1.4. - Unità del T. Caudino (**UTC**)

Soltanto nell'area meridionale ai litotipi precedenti seguono verso l'alto calcari riccamente organogeni avana e biancastri in strati da medi a molto spessi o con stratificazione indistinta. Lo spessore è di circa 300 m. Le biofacies sono rappresentate da rudiste, gasteropodi, echinodermi, ostracodi, Orbitolinidae, Miliolidae, *Orbitolina (Mesorbitolina)* gr. *texana* (Roemer), *Dictyoconus algerianus* Cherchi & Schroeder, *Moesiloculina histri* (Neagu), *Spiroloculina* cf. *cretacea* Reuss. Biozona a *Archaealveolina reicheli* e parte iniziale della biozona ad Ostracoda e Miliolida.

L'età dell'unità è Aptiano superiore – Albiano.

Nella porzione superiore dell'unità ai litotipi sopra ricordati si intercalano corpi lentiformi di brecce calcaree costituite da litoclasti e bioclasti intrabacinali provenienti dai sedimenti carbonatici sottostanti. I contatti tra le brecce e i calcari del substrato sono spesso di tipo erosivo. Le brecce descritte sono particolarmente ben esposte lungo la strada che dal centro abitato di San Martino - Valle Caudina sale verso Fontana Mafariello; qui l'unità risulta interessata da fratture e cavità riempite da micriti ricristallizzate giallastre o scure che contengono litoclasti provenienti dalle pareti delle fratture stesse e rari foraminiferi bentonici e planctonici di età paleogenica.

PROGETTO CARG

1.5. - Unità di M. S. Michele A (**USA**)

Nell'area meridionale questa unità comprende calcari fango-sostenuti biancastri a luoghi organogeni, talvolta con lamine piano parallele, in strati medi e sottili. Lo spessore si aggira sui 100 – 150 m.

La biofacies è composta da frequenti rudiste, gasteropodi, ostracodi, echinodermi, Miliolidae, Rotaliidae, *Thaumatoporella parvovesiculifera* (Raineri), *Aeolisaccus barattoloi* De Castro, *Rotorbinella scarsellai* Torre, *Dicyclina schlumbergeri* Munier-Chalmais, *Moncharmontia apenninica* (De Castro), *Scandonea samnitica* De Castro, *Discorbis* cf. *turonicus* Said & Kenawy, *Nezzazatinella* cf. *aegyptiaca* Said & Kenawy.

Biozona a *Nezzazatinella* cf. *aegiptiaca* e *Nummuloculina* cf. *irregularis* e biozona ad *Accordiella conica* e *Rotorbinella scarsellai*.

L'età complessiva dell'unità è Santoniano - Turoniano.

Nell'area settentrionale sono attribuiti alla stessa unità calcari fango-sostenuti nocciola parzialmente ricristallizzati con stratificazione indistinta a causa della intensa tettonizzazione.

2. - UNITÀ TETTONICA DEL FORTORE

Sotto questa definizione sono comprese tre unità (Formazione delle Argille Varicolori, "Flysch" Numidico e Formazione di S. Giorgio), depositate complessivamente dal Cretaceo al Miocene superiore in un ambiente pelagico nell'ambito del vasto bacino lagonegrese-molisano (Mastardini & Merlini, 1986). La deposizione di tali unità è avvenuta in un lungo periodo di tempo (circa 130 Ma) in parte anteriormente, in parte contemporaneamente alle fasi tettogenetiche che hanno interessato la catena appenninica meridionale. La successione composta dalla Formazione delle Argille Varicolori, dal "Flysch" Numidico e dalla Formazione di S. Giorgio è equivalente sia alla Coltre sannitica di Selli (1962), sia alle identiche successioni descritte in Irpinia (Chiocchini, 1968a, b; Pescatore *et alii*, 1970) ed in Lucania (Centamore *et alii*, 1970; 1971), sia all'Unità tettonica del Fortore di Pescatore *et alii* (2000) riconosciuta anche nel Foglio 433 "Ariano Irpino". I rapporti stratigrafici tra le tre unità sono illustrati in figura 6.

2.1. - Olistoliti (**olt**); Olistostromi (**ols**)

Sono stati distinti i numerosissimi corpi di calcari con dimensioni decametriche attribuibili alle unità cretaciche di piattaforma carbonatica interna affioranti nella catena del M. Taburno - M. Partenio. Tali olistoliti si rinvengono nella fascia occidentale del foglio connessi alla Formazione delle Argille Varicolori nei dintorni di Cesco Malandrino e dello Stretto di Barba e alla Formazione di S. Giorgio nei dintorni di Roccabascerana. Spesso ai corpi calcarei si associano

PROGETTO CARG

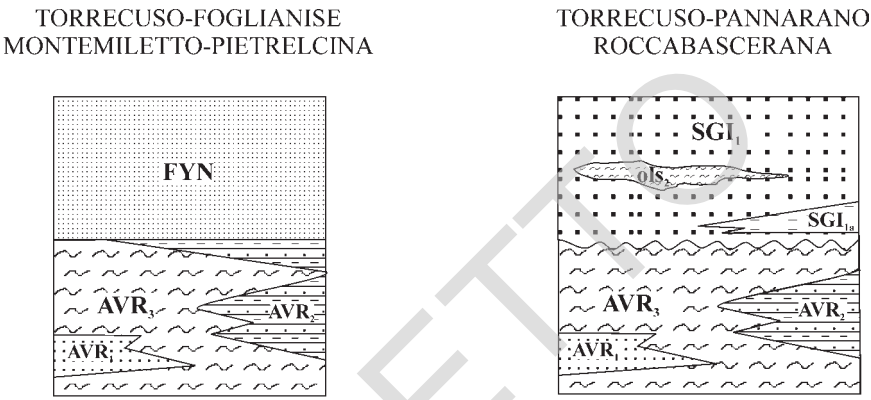


Fig. 6 - *Rapporti stratigrafici tra le formazioni dell'Unità tettonica del Fortore nelle varie aree del foglio.*

brecce ad elementi calcarei angolosi in matrice sabbioso-pelitica riconducibili ad olistostromi (**ols$_1$**). La presenza di olistoliti calcarei e di brecce nelle coeve torbiditi arenacee è stata segnalata nell'area di Castelvetere sul Calore, poco a SE del Foglio Benevento, da Chiocchini (1968a) e da Pescatore *et alii* (1970). Si può ritenere, in accordo con tali autori e con Bergomi *et alii* (1975), che gli olistoliti e le brecce siano dovuti ad episodi di frane sottomarine (olistostromi) dal bordo orientale tettonicamente instabile della piattaforma carbonatica. Sono stati inoltre indicati come olistostromi anche i corpi di argilliti varicolori (**ols$_2$**) chiaramente intercalati nell' Unità di Tufo-Altavilla e nella Formazione della Baronia lungo la valle del F. Sabato, nella Formazione di S. Giorgio tra Foglianise ed Apollosa.

2.2. - Formazione delle Argille Varicolori (**AVR**)

Come già accennato in precedenza, il termine Argille Varicolori è stato utilizzato agli Autori per indicare una unità molto diffusa in tutto l'Appennino meridionale. In realtà le Argille Varicolori Auct. compendono la Formazione delle Argille Varicolori e la Formazione di Corleto Perticara in Lucania (Centamore *et alii*, 1970; 1971) ed in Molise (Pescatore *et alii*, 2000). Pertanto le Argille Varicolori Auct. assumono il significato di Gruppo. L'unità formazionale delle Argille Varicolori è molto estesa in tutto il foglio e si compone di tre membri in rapporti latero - verticali: uno costituito in prevalenza da sedimenti argillosi varicolori (**AVR$_3$**, membro di Montaperto); uno comprendente calcareniti e calciruditi torbiditiche (**AVR$_2$**, membro di Pietrelcina) eteropico del precedente; uno composto da arenarie torbiditiche vulcanoclastiche (**AVR$_1$**, membro di Tufiello) intercalato in **AVR$_3$**. Tale suddivisione corrisponde a quanto descritto dagli autori sopra ricordati.

PROGETTO CARG

2.2.1. - *Membro arenaceo di Tufiello* (**AVR$_1$**)

Questo membro, che affiora solo in una ristretta zona tra Montaperto ed il T. Zeza nella parte sud-orientale del foglio, è stato distinto anche perché l'età e la composizione mineralogico-petrografica sono nettamente diverse da quelle di tutte le altre unità arenacee affioranti nel Foglio 432 (Formazione di S. Giorgio, Unità di Tufo-Altavilla e Formazione della Baronia). Esso è in prevalenza sottostante al membro arenaceo inferiore dell' Unità di Tufo-Altavilla e al membro argillitico **AVR$_3$** ed è composto da arenarie vulcanoclastiche torbiditiche medio-grossolane di colore marrone, prive di strutture interne e ricche di mica chiara con rare intercalazioni di peliti, riconducibili alla facies A_1 di Mutti & Ricci Lucchi (1975). Gli affioramenti sono molto rari e la stratificazione è poco evidente. Lo spessore varia da pochi metri ad alcune decine di metri.

I pochi campioni di peliti mostrano un'associazione a nannofossili molto scarsa rappresentata da *Chiasmolithus altus* Bukry & Percival, *Coccolithus eopelagicus* (Bramlette & Riedel), *Dictyococcites bisectus* (Hay, Mohler & Wade), *Ericsonia obruta* Perch-Nielsen, *Helicosphaera compacta* Bramlette & Wilcoxon, *Reticulofenestra umbilica* (Levin) e *Sphenolithus moriformis* (Brönnimann & Stradner), indicativa dell'Oligocene inferiore (biozona NP22 di Martini, 1971). L'associazione a foraminiferi è del tutto assente.

Dal punto di vista petrografico l'esame di due campioni ha evidenziato che si tratta di arenarie feldspatolitiche e litiche vulcanoclastiche particolarmente ricche di frammenti vulcanici andesitici e di plagioclasi; sono presenti anche litici metamorfici e carbonatici. Abbastanza frequenti le miche e le cloriti. Il cemento è fillosilicatico; la matrice è prevalentemente silicoclastica e la micrite è presente in tracce.

La posizione geometrica rispetto al membro argillitico **AVR$_3$**, la limitata estensione areale e lo spessore molto modesto suggeriscono che il membro arenaceo di Tufiello costituisce una intercalazione lenticolare nel membro argillitico (**AVR$_3$**). Inoltre il membro arenaceo è simile al Flysch o Tufiti di Tusa (Ogniben, 1964, 1969; Wezel, 1973; Pescatore *et alii*, 1992) della Sicilia e della Lucania, delle arenarie vulcanoclastiche associate ai Flysch tolfetani (Fazzini *et alii*, 1972; Chiocchini & Madonna, in stampa) del Lazio nord-occidentale e di altre unità arenacee (Arenarie della Val d'Aveto, Arenarie di Petrignacola, ecc.) dell'Appennino settentrionale.

2.2.2. - *Membro calcareo-pelitico di Petrelcina* (**AVR$_2$**)

Si tratta di torbiditi calcaree costituite da calciruditi, calcareniti e calcilutiti biancastre in strati da medi a molto spessi fino a megastrati, talora con liste e noduli di selce, con rare intercalazioni di peliti rosse e verdastre in strati molto sottili. Localmente si intercalano strati medio-spessi di areniti quarzose. Gli strati calcarenitici presentano sequenze di Bouma tipo T_{b-e} e T_{c-e} con laminazione piana

PROGETTO CARG

orizzontale, laminazione incrociata, gradazione diretta e rari *burrows*. Nelle calciruditi i clasti carbonatici possono raggiungere dimensioni anche di circa 30 cm; tali clasti sono tessituralmente immaturi. Gli strati sono organizzati in sequenze negative osservabili alla scala dell'affioramento, con rapido aumento verso l'alto dello spessore degli strati calcarei a scapito di quelli pelitici e marnosi policromi. Le calciruditi sono ricche, talvolta, di frammenti di nummuliti ed alveoline.

Lo spessore complessivo del membro, sulla base delle osservazioni di terreno, è valutabile da poche ad alcune decine di metri. Il membro affiora prevalentemente nei dintorni di Montemiletto, Montaperto, Torre le Nocelle, Pietrelcina, tra Torrecuso ed Apollosa e nell'area nord – occidentale del foglio. Il membro calcareo-pelitico giace su quello argillitico a Pietrelcina, mentre nelle altre zone di affioramento esso è intercalato nel membro argillitico (fig. 6). Questa ultima posizione stratigrafica è stata riconosciuta anche durante lo scavo della galleria S. Vitale (NW di Benevento) della linea ferroviaria Caserta – Foggia (Ente F.S., com. pers.). Gli affioramenti più estesi si rinvengono presso fronti di cava attivi o abbandonati, o in sbancamenti. L'unità appare di solito molto tettonizzata, talora con strati contorti oppure quasi priva di stratificazione e con numerose superfici di clivaggio e di fatturazione (p.e. nelle cave di Montemiletto e nei pressi di Crocifisso).

La datazione di questo membro risulta molto difficile perchè i macroforaminiferi (alveoline e nummuliti eoceniche) delle torbiditi calcaree sono rielaborati e le rare intercalazioni di peliti rosse contengono foraminiferi planctonici e nannofossili in pessimo stato di conservazione e fortemente ricristallizati, anche essi indicativi di una età eocenica, e quindi verosimilmente rielaborati. Pertanto al membro in esame viene attribuita come età il Miocene inferiore in base ai dati della letteratura (Selli, 1962; Chiocchini, 1968 b; Centamore *et alii*, 1971 a, b). L'ambiente di sedimentazione è di base di scarpata.

2.2.3. - *Membro argillitico di Montaperto* (**AVR$_3$**)

Il membro argillitico è costituito da peliti varicolori scagliose, marne, calcari marnosi giallastri o verdastri in strati da sottili a spessi, calcareniti laminate e diaspri varicolori in strati medio-sottili. L'unità è molto diffusa, ma si presenta spesso caotica per fenomeni di instabilità dei versanti ed interessata da trasporto colluviale; pertanto è molto difficile reperire dati stratimetrici e definirne lo spessore, che dovrebbe essere di alcune centinaia di metri. Generalmente la presenza delle argilliti varicolori è evidenziata dal colore rossiccio della coltre colluviale e dalla notevole diffusione in essa di frammenti calcarei propri di questa unità. Gli affioramenti sono presenti lungo le valli del F. Calore e del F. Tammaro. Estese aree instabili si sviluppano in corrispondenza di tale unità: si osservano processi di ruscellamento concentrato e di soliflusso. Nell'area a NW di S. Arcangelo Trimonte, in corrispondenza di un imponente movimento franoso, si notano estesi affioramenti di peliti scagliose grigio-scure contenenti blocchi di calcari marnosi avana. Nei pressi di Cassano le argille varicolori inglobano blocchi di

PROGETTO CARG

conglomerati dell' Unità di Tufo-Altavilla.

Le argilliti varicolori si rinvengono in diverse posizioni stratigrafiche. Esse sono intercalate sotto forma di olistostromi (**ols_2**) nella Formazione della Baronia e nella Unità di Tufo – Altavilla lungo i versanti della valle del F. Sabato tra Tufo e S. Leucio del Sannio; tra l' Unità di Tufo – Altavilla e la Formazione gessoso-solfifera in località S. Mauro (S di Castelpoto); nella Formazione di S. Giorgio lungo il T. Ienga, ad W di Apollosa e di Castelpoto e tra il T. Ienga e il Vallone del Gesso.

Campioni sparsi, prelevati nell'ambito di questa unità, contengono un'associazione a foraminiferi molto povera e in cattivo stato di conservazione. Sono presenti forme rielaborate del Cretaceo (*Hedbergella* sp., *Ticinella* sp., *Rotalipora* sp.), dell'Eocene (*Acarinina bullbrooki* (Bolli), *Morozovella spinulosa* (Cushman), *Hantkenina* sp., *Acarinina* sp., *Globigerapsis* sp., *Pseudohastigerina* sp.) e dell'Oligocene (*Globigerina ciperoensis* Bolli, *Subbotina gortanii* (Borsetti), *Globoquadrina sellii* Borsetti).

Le forme più significative, in ordine stratigrafico, sono: *Paragloborotalia* gr. *Opima, P. siakensis* (Le Roy), *Globoquadrina praedehiscens* Blow & Banner, *Paragloborotalia kugleri* (Bolli), *Globoquadrina dehiscens* (Chapman, Parr & Collins), *G. altispira* (Cushman & Jarvis), *Globigerinoides trilobus* (Reuss), *G. bisphericus* Todd, *G. subquadratus* Bronniman. Esse permettono di riferire i campioni analizzati all'intervallo che si estende dall'Oligocene probabilmente superiore (probabile biozona a *Globigerina angulisuturalis*) al Burdigaliano superiore (biozona a *Globigerinoide bisphaericus)*.

Lo studio dei nannofossili conferma sostanzialmente quanto già osservato relativamente ai foraminiferi. Le associazioni sono generalmente scarse e lo stato di conservazione piuttosto scadente. Alcuni campioni contengono esclusivamente forme cretacee (*Micula* spp., *Watznaueria* spp.) ed eocenico-oligoceniche (*Sphenolithus radians* Deflandre, *Ericsonia formosa* (Kamptner), *Reticulofenestra umbilica* (Levin), *Dictyococcites bisectus* (Hay, Mohler & Wade), *Cribrocentrum reticulatum* (Gartner & Smith), *Zygrhablithus bijugatus* Deflandre). Altri campioni mostrano, oltre ad un'elevata percentuale di specie rimaneggiate di età compresa tra il Cretaceo e l'Oligocene, alcune forme che caratterizzano l'Oligocene sommitale (*Cyclicargolithus abisectus* Müller) e il limite Oligocene - Miocene (*Sphenolithus delphix* Bukry). Altri campioni infine presentano specie decisamente mioceniche quali *Helicosphaera carteri* (Wallich), *Discoaster variabilis* Martini & Bramlette, la cui presenza indica un'età non più antica del Burdigaliano.

Pertanto l'età del membro argillitico andrebbe confinata tra l'Oligocene superiore e il Burdigaliano. L'ambiente di sedimentazione è batiale da scarpata fino a piana sottomarina.

L'età complessiva della Formazione delle Argille Varicolori risulta compresa tra l'Oligocene ed il Miocene inferiore.

PROGETTO CARG

2.3. - "Flysch" Numidico (**FYN**)

Questa unità, che affiora in piccoli lembi nei dintorni di Torrecuso, Foglianise, della località Petrara in destra del T. Corvo e Montemiletto (località Festola), è rappresentata prevalentemente da quarzareniti torbiditiche di colore nocciola chiaro con granulometria medio-grossolana (facies A_1) e granuli di quarzo arrotondati in strati da medi a spessi.

Lo spessore è di poche decine di metri. L'unità in esame è sempre sovrapposta alla Formazione delle Argille Varicolori. La mancanza di intercalazioni pelitiche e di microfaune non consente di fare deduzioni cronostratigrafiche. Pertanto il "Flysch" Numidico è attribuito al Miocene inferiore in base ai dati noti in letteratura (Flandrin, 1948; Ogniben, 1963; Wezel, 1970; Patacca *et alii*, 1992; Centamore *et alii*, 1971a,b). L'ambiente deposizionale non è definibile per l' esiguità degli affioramenti.

L'esame petrografico di due campioni indica che le arenarie sono quarzoareniti con raro feldspato potassico, prevalente sui plagioclasi. Sono presenti frammenti di argilliti e tormalina.

2.4. - Formazione di S. Giorgio (**SGI**)

Si tratta dell' unità istituita da Selli (1962), che l'autore considerava appartenente alla Coltre sannitica. La Formazione di S. Giorgio, come già accennato, è perfettamente correlabile per facies ed età al Flysch di Castelvetere di Pescatore *et alii* (1970) che, secondo questi autori, rientra nell'ambito delle Unità Irpine.

Questa formazione comprende due membri: il membro arenaceo di Castelpoto e il membro pelitico-arenaceo di S. Libero. Essa affiora essenzialmente nella fascia occidentale del foglio compresa, da N verso S, tra Torrecuso, Cesco Malandrino, Mass. Paletta, Pannarano, Roccabascerana e Terranova. Si tratta di una formazione torbiditica costituita in prevalenza da associazioni di facies grossolane, che poggia sulla Formazione delle Argille Varicolori con contatto inconforme.

2.4.1. - *Membro pelitico-arenaceo di S. Libero* (**SGI_1**)

Immediatamente ad W di Torrecuso, nei pressi di S. Libero affiorano torbiditi pelitico-arenacee litologicamente diverse da quelle di **FSG_{1a}** intercalate nel membro arenaceo. Infatti si tratta di alternanze di siltiti marroni e nere manganesifere e di peliti marroni-verdine massive (fig. 7). Si intercala uno strato spesso di calcirudite-calcarenite torbiditica con gradazione diretta e lamine incrociate alla cui base si osserva una breccia a clasti di calcari mesozoici in matrice pelitica (fig. 7). Nella stessa area si associano torbiditi arenaceo-pelitiche, composte da arenarie giallastre medio-fini in strati da medi a spessi (facies C e D_1) con

PROGETTO CARG

l'intercalazione di calcareniti torbiditiche con lamine piane e incrociate anche esse in strati medio-spessi. Le torbiditi descritte, che corrispondono al Flysch di Torrecuso di D'Argenio (1967), sono in contatto con il membro arenaceo per sovrascorrimento. Lo spessore varia da alcune decine di metri a circa 150 m. Le differenze litologiche e di spessore suggeriscono che il membro in esame dovrebbe corrispondere a depositi torbiditici più distali rispetto a quelli pelitico – arenacei intercalati nel membro arenaceo.

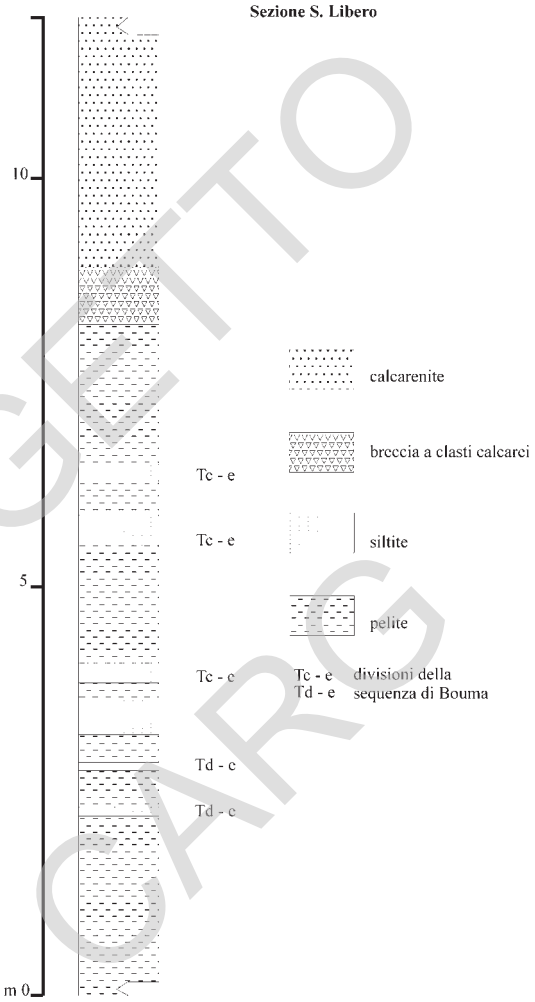


Fig. 7 - *Sezione misurata nel membro pelitico-arenaceo di S. Libero della Formazione di S. Giorgio nei pressi di S. Libero.*

2.4.2. - *Membro arenaceo di Castelpoto* (**SGI$_2$**)

Questo membro è composto dall'associazione di quattro litofacies non distinguibili dal punto di vista cartografico: una arenacea prevalente, una arenaceo-pelitica, una arenaceo-conglomeratica ed una pelitico-arenacea nettamente subordinate ed intercalate nelle prime due. La litofacies arenacea è composta da arenarie torbiditiche medio-grossolane giallastre prive di strutture interne in strati da spessi a molto spessi amalgamati con geometria tabulare a scala dell'affioramento, riconducibili alla facies A_1 di Mutti & Ricci Lucchi (1975), talora con lamine piane (facies B). Nell'area poco a N di Mirabella Eclano si intercalano strati sottili di peliti bianche con evidenti foraminiferi planctonici, marne grigio – verdi e calcareniti torbiditiche, già evidenziate da Jacobacci & Martelli

PROGETTO CARG

(1967) nel Foglio 174 “Ariano Irpimo”. Tali litotipi si rinvengono molto spesso nella Formazione della Daunia o Flysch di Faeto (Crostella & Vezzani, 1964; Jacobacci & Martelli, 1967) che affiora nel Foglio 433 “Ariano Irpino”. In località Murge S. Anna ad E di Pietrelcina, nella zona a N di Mirabella Eclano e nella parte inferiore del Vallone dei Morti (confluenza con il F. Calore) affiora la litofacies arenaceo-conglomeratica con lenti di conglomerati poligenici eterometrici clastosostenuti, male classati costituiti da ciottoli di calcareniti, calcari marnosi, selce nera (facies A_2). La litofacies arenaceo-pelitica mostra arenarie a granulometria media, strati da medi a molto spessi e rientra nelle facies C_1 con sequenza di Bouma T_{a-e} e C_2 con sequenza di Bouma $T_{a-c/e}$. I rari *groove casts* indicano una direzione di scorrimento dei flussi gravitativi torbiditici in direzione NW-SE. Nelle aree di Castelpoto-Castellone, Pannarano-Vigne Vecchie e a SW di M. Teano si intercalano, con spessore di qualche decina di metri, livelli di torbiditi in strati da sottili a molto sottili della litofacies pelitico - arenacea (TBT di Mutti, 1976 e facies D_2; fig. 8). Nelle aree di Pannarano-Vigne Vecchie e a SW di M. Teano è stato possibile cartografare questa litofacies (**SGI_{2a}**). Inoltre nell’area tra Apollosa, Castelpoto, il T. Ienga e il T. Ierino sono presenti intercalazioni di corpi lenticolari di olistostromi costituiti da argilliti varicolori del membro di Montaperto (**ols_2**). Lo spessore complessivo del membro arenaceo è stimabile da alcune decine di metri a circa 250 - 300 m.

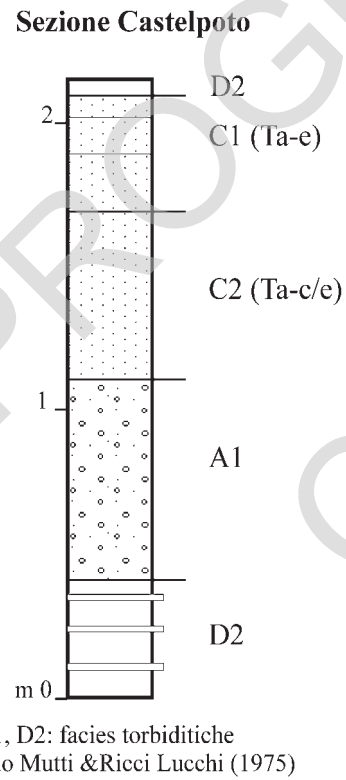


Fig. 8 - *Sezione misurata nel membro arenaceo di Castelpoto della Formazione di S. Giorgio nei pressi di Castelpoto. Prevalgono le facies C ed A di Mutti & Ricci Lucchi (1975).*

L’analisi della microfaune a foraminiferi di due campioni di peliti bianche prelevati nell’area a N di Mirabella Eclano ha messo in evidenza un’associazione esclusivamente planctonica (*Globigerinoides trilobus* (Reuss), *G. bisphericus* Todd, *G. subquadratus* Bronnimann, *G. sacculifer* (Brady), *Paragloborotalia siakensis* (Le Roy), *Globoquadrina dehiscens* (Chapman, Parr & Collins), *G. altispira* (Cushman & Jarvis), *Praeorbulina* spp.) indicativa della biozona a *Praeorbulina* spp. di età langhiana, confermata anche dall’analisi dei nannofossili effettuata sui medesimi campioni. Infatti la presenza

PROGETTO CARG

di *Helicosphaera carteri* (Wallich), *Sphenolithus heteromorphus* Deflandre, *Coccolithus miopelagicus* Bukry, *Calcidiscus premacintyrei* Theodoridis, è indicativa della biozona MNN5a del Langhiano.

Alcuni campioni provenienti dall'area a S di Torrecuso mostrano un'associazione a nannofossili con *Calcidiscus macintyrei* (Bukry & Bramlette), *Discoaster brouweri* Tan, *D. bollii* Martini & Bramlette, *D. pseudovariabilis* Martini & Worsley, *D. subsurculus* Gartner, *Reticulofenestra pseudoumbilicus* (Gartner) che indica un'età supramiocenica. In questi ultimi campioni la microfauna a foraminiferi è molto scarsa e con forme non significative che non permettono deduzioni bio-cronostratigrafiche precise.

L'analisi biostratigrafica di un campione proveniente dall'affioramento di **SGI$_{2a}$** a SW di M. Teano ha dato un'età Langhiano superiore per la presenza nell'associazione a foraminiferi di *Praeorbulina circularis* Blow, *Orbulina suturalis* Bronniman, *O. bilobata* d'Orbigny e *di Discoaster variabilis* Martini & Bramlette, *Helicosphaera carteri* (Wallich) e *Sphenolithus heteromorphus* Deflanre tra i nannofossili.

Altri campioni prelevati nell'area tra Castelpoto e Masseria Verrusio e nei dintorni di Roccabascerana mostrano una associazione a foraminiferi estremamente povera e in cattivo stato di conservazione. Sono presenti forme rielaborate del Cretaceo (*Hedbergella* sp., *Heterohelix* sp., *Globigerinelloides* sp., *Rotalipora* sp.) dell'Eocene (*Acarinina* spp.) dell'Oligocene-Miocene inferiore (*Globoquadrina sellii* Borsetti, *Globigerina praebulloides* BLOW, *Catapsydrax dissimilis* (Cushman & Bermudez), *C. unicavus* Bolli, Loeblch & Tappan).

Le specie stratigraficamente più recenti, *Neogloboquadrina acostaensis* (Blow) e *Globigerinoides extremus* Bolli & Bermudez, indicano il Tortoniano medio-superiore.

Anche allo studio dei nannofossili alcuni dei campioni sono risultati sterili; altri, benché fossiliferi, mostrano comunque associazioni scarse e mal conservate. In ognuno è presente una percentuale più o meno alta di specie rimaneggiate generalmente indicative di età eocenico-oligocenica (*Ericsonia formosa* (Kamptner), *Chiasmolithus* spp., *Sphenolithus radians* Deflandre, *Reticulofenestra umbilica* (Levin), *Dictyococcites bisectus* (Hay, Mohler & Wade)). Le associazioni più recenti riconosciute sono caratterizzate dalla presenza di *Helicosphaera carteri* (Wallich), *Helicosphaera walbersdorfensis* (Müller), *Calcidiscus premacintyrei* Theodoridis, *Calcidiscus macintyrei* (Bukry & Blackman), *Coccolithus miopelagicus* Bukry, *Geminilithella rotula* (Kamptner), riferibili alle biozone MNN6 e MNN7 del Serravalliano; non si esclude un'età più recente.

Dal punto di vista petrografico l'esame di 13 campioni ha evidenziato che le arenarie sono quarzoso-feldspatiche sedimentaclastiche. Tra i litici predominano i frammenti di rocce sedimentarie (per lo più calcari, calcari marnosi, siltiti, argilliti, selce). I frammenti metamorfici sono subordinati e costituiti da scisti e in quantità minore da filladi riconosciuti frammenti di serpentiniti. Il cemento è calcitico; la matrice è mista con leggera prevalenza della micrite sul materiale si-

PROGETTO CARG

licoclastico. Tale composizione è molto simile a quella del Flysch di Castelvetere (Cocco *et alii*, 1974; Critelli & Le Pera, 1995).

L'età della Formazione di S. Giorgio è Langhiano - Miocene superiore e l'ambiente di sedimentazione è di conoide sottomarina l.s., probabilmente interna per il membro arenaceo.

3. - UNITÀ TARDO OROGENE

Queste unità comprendono tre formazioni (Formazione gessoso-solfifera, Unità di Tufo-Altavilla e Formazione della Baronia) che si sono depositate in ambiente da continentale a neritico nel bacino *piggy-back* di Benevento-Potenza (Chiocchini *et alii*, 1992) durante e nella fase terminale delle deformazioni che hanno interessato la catena appenninica meridionale. La deposizione è avvenuta dal Messiniano al Pliocene medio basale in parte durante la crisi di salinità verificatasi nell'area mediterranea dal Messiniano al Pliocene inferiore basale (Formazione gessoso-solfifera e Unità di Tufo-Altavilla), in parte a seguito dell' ingressione marina generale del Pliocene inferiore nella stessa area mediterranea. Pertanto le unità sono separate da superfici di inconformità. La sedimentazione è durata circa 4 Ma.

3.1. - Formazione gessoso-solfifera (**GES**)

Questa formazione è rappresentata da peliti grigie, prive di strutture sedimentarie, con intercalazioni di lenti di gesso selenitico contenenti materia organica o idrocarburi. L'unità giace sulla Formazione delle Argille Varicolori, con spessore di qualche decina di metri, in lembi diiscontinui osservabili in quattro cave abbandonate sul versante destro del T. Zeza, a SE di S. Paolina e nei pressi di Castelmozzo e di S. Lucia. In queste località la formazione presenta nell'insieme una geometria lenticolare. Sono inoltre presenti piccoli affioramenti lungo il corso del F. Sabato, nell'area compresa tra Altavilla Irpina e Tufo, dove sono state attive alcune miniere che hanno coltivato le mineralizzazioni a zolfo collegate alla formazione e lungo il Vallone del Gesso dove il gesso è microcristallino e nodulare.

In località S. Mauro, a S di Castelpoto, affiora la facies pelitica della formazione, seguita verso l'alto da un livello di calcari evaporitici di spessore inferiore al metro. Al di sopra del calcare è presente un livello di gesso microcristallino spesso circa 20 m.

Alcuni campioni di peliti sono risultati sterili o con rare microfaune in pessimo stato di conservazione e quindi rielaborate. Pertanto la Formazione gessoso – solfifera viene attribuita al Messiniano in base ai dati della letteratura (Ogniben, 1957; De Castro Coppa *et alii*, 1969, ecc.). L'ambiente di sedimentazione è evaporitico di acque basse.

PROGETTO CARG

3.2. - Gruppo di Altavilla

Questo gruppo è costituito da due formazioni: l'Unità di Tufo – Altavilla che affiora nell'ambito del Foglio Benevento e le Molasse di Anzano ubicate nel limitrofo Foglio "Ariano Irpino".

3.2.1. - *Unità di Tufo - Altavilla* (**UTA**)

Si tratta di una successione terrigena composta da quattro membri: membro arenaceo inferiore eteropico del membro conglomeratico, a sua volta eteropico del membro pelitico-arenaceo, membro arenaceo superiore; i rapporti stratigrafici tra i quattro membri sono illustrati nella figura 9. Tale unità affiora essenzialmente lungo la valle del F. Sabato tra Tufo e lo Stretto di Barba, dove si osservano le esposizioni migliori, con spessore variabile da circa 250 m a S (Tufo - Stazione di Altavilla) a circa 320 m verso N (Stretto di Barba). Altri affioramenti si rinvengono a Castelpoto e in zone a sud e nord di quest'ultimo. L'unità in esame giace con contatto stratigrafico inconforme sulla Formazione delle Argille Varicolori, sulla Formazione di S. Giorgio e sulla Formazione gessoso-solfifera. Più precisamente (fig. 10):

(1) nella zona tra il T. Zeza e Viturano il membro arenaceo inferiore è sovrapposto alla Formazione delle Argille Varicolori (fig. 10a);

(2) lungo la valle del F. Sabato lo stesso membro arenaceo inferiore giace sulla Formazione gessoso-solfifera (fig. 10b);

(3) a S di Castelpoto è il membro conglomeratico che poggia sulla Formazione gessoso-solfifera (fig. 10c), mentre a N il membro arenaceo inferiore giace sulla Formazione di S. Giorgio (fig. 10d); tra Pannarano e S. Martino Valle Caudina il membro conglomeratico è sovrapposto alla Formazione di S. Giorgio (fig. 10e).

Le coltivazioni di zolfo nelle due miniere di Altavilla Irpina in destra del F. Sabato hanno evidenziato che l'Unità di Tufo-Altavilla giace con contatto inconforme sulla Formazione gessoso-solfifera.

3.2.1.1. - *Membro arenaceo inferiore del F. Sabato* (**UTA_1**)

Questa unità è composta da sabbie ed arenarie grigio-giallastre in strati da medi a molto spessi con intercalazioni di lenti di conglomerati eterometrici poligenici clastosostenuti (**UTA_{4a}**) simili a quelli del membro conglomeratico e con rare intercalazioni di peliti grigie in strati da sottili a medi (fig. 11). Le arenarie sono medio-grossolane omogeneizzate per intensa bioturbazione oppure presentano laminazione piana e laminazione incrociata, inclusi pelitici e bioclasti. Nella zona tra Castelpoto e Viglione sono presenti bivalvi comprendenti ostreidi e pettinidi (Malatesta, 1958) talora in nidi. Le sabbie sono medio-fini con lamine piane o inclinate a basso angolo; a luoghi sono presenti inclusi pelitici e strutture

PROGETTO CARG

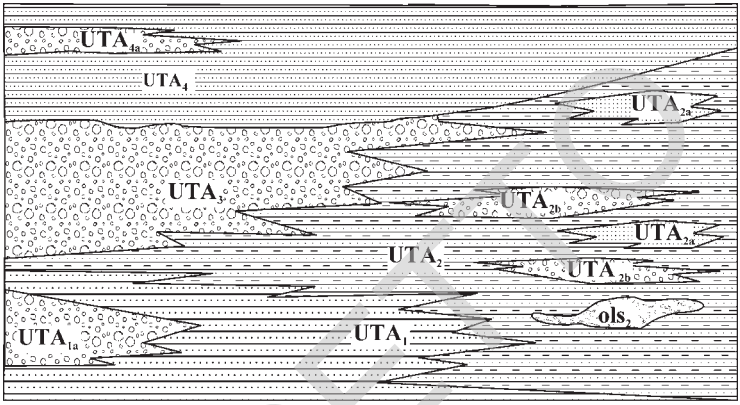


Fig. 9 - *Rapporti stratigrafici tra i quattro membri dell' Unità di Tufo - Altavilla osservabili solo nell'area tra lo Stretto di Barba e Tufo. UTA_4, membro arenaceo superiore di Toppo dei Monaci con litofacies conglomeratica (UTA_{4a}); UTA_3, membro pelitico-arenaceo del Vallone di Tufo con litofacies arenacea (UTA_{2a}), litofacies conglomeratica (UTA_{2b}) e olistostroma del membro argillitico di Montaperto della Formazione delle Argille Varicolori (ols_2); UTA_3, membro conglomeratico dello Stretto di Barba; UTA_1, membro arenaceo inferiore di Tufo con litofacies conglomeratica (UTA_{1a}).*

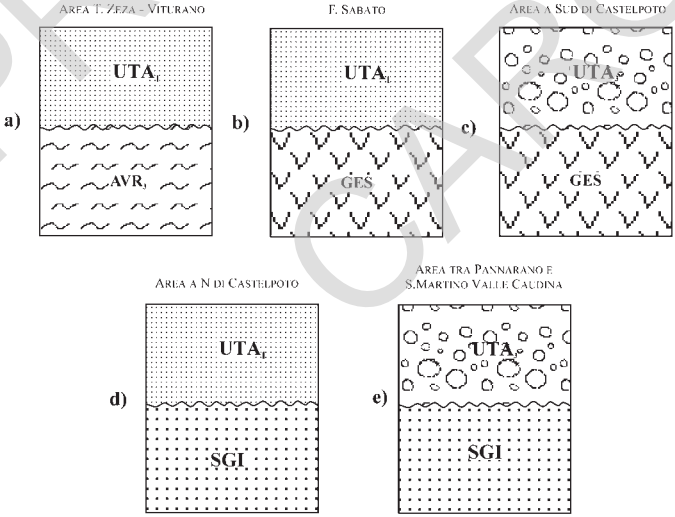


Fig. 10 - *Rapporti stratigrafici tra i membri dell' Unità di Tufo - Altavilla e il substrato nelle varie aree del foglio. UTA_4, membro arenaceo inferiore di Tufo; UTA_2, membro conglomeratico dello Stretto di Barba; GES, Formazione gessoso-solfifera; SGI, Formazione di S. Giorgio; AVR_3, membro argillitico di Montaperto della Formazione delle Argille Varicolori.*

PROGETTO CARG

da fluidificazione. Talvolta la frazione pelitica è ridotta a lenti concave di qualche centimetro di lunghezza (stratificazione *flaser*) o a letti continui lateralmente ma sottilissimi intercalati a sabbie medio-fini. L'ambiente di sedimentazione è di battigia e di spaggia sommersa.

I principali affioramenti sono ubicati sul versante destro del F. Sabato da Tufo sino alla stazione di Altavilla, lungo una ristretta fascia che si estende da Viturano a N fino al Ponte Zeza e tra Castelpoto e Viglione. Lo spessore complessivo del membro arenaceo varia da alcune decine di metri tra Viturano e la valle del F. Sabato a circa 200 m a N di Castelpoto.

Campioni sparsi prelevati nei pressi delle località Serra e Passo della Serra hanno fornito un'associazione a nannofossili indicativa di un generico Miocene superiore. Essa è costituita da *Discoaster brouweri* Tan, D. *pentaradiatus* Tan, *D. surculus* Martini & Bramlette, *D. quinqueramus* Gartner, *Geminilithella rotula* (Kamptner), *Helicosphaera carteri* (Wallich), *Reticulofenestra pseudoumbilicus* (Gartner), *Sphenolithus neoabies* Bukry & Bramlette e rari *Amaurolithus delicatus* (Gartner & Bukry) e *A. primus* (Bukry & Percival); tali associazioni sono riferibili alla parte bassa della biozona NN11b del Messiniano. I foraminiferi sono assenti o rappresentati da rare forme di dimensioni ridottissime, difficilmente classificabili. Le analisi di rapporto isotopico $^{87}Sr/^{86}Sr$ determinati su quattro campioni di ostreidi prelevati a Castelpoto e nella sezione T. Ienga (fig. 11) hanno fornito un valore pari a 0.70891 +/- 0.00001 indicativo di 5 Ma, corrispondenti al Messiniano superiore. Tale datazione sembra in accordo con quella indicata dalle microfaune.

Campioni sparsi prelevati in località Case Ciampi e Case Marotta (SE di S. Paolina) hanno dato un'associazione a nannofossili costituita da *Amaurolithus delicatus* (Gartner & Bukry), *A. primus* (Bukry & Percival), *Calcidiscus leptoporus* (Murray & Blackman), *C. macintyrei* (Bukry & Bramlette), *Discoaster brouweri* Tan, *D. pentaradiatus* Tan, *D. surculus* Martini & Bramlette, *D. triradiatus* Tan, *D. variabilis* Martini & Bramlette, *Helicosphaera carteri* (Wallich), *Reticulofenestra pseudoumbilicus* (Gartner), *Sphenolithus spp*.; tale associazione è attribuibile alla biozona MNN12 della parte bassa del Pliocene inferiore. L'associazione a foraminiferi planctonici è costituita da *Globigerina bulloides* D'Orbigny, *G. decoraperta* Takayanagi & Saito, *G. falconensis* Blow, *Globigerinita glutinata* (Egger), *Globigerinoides extremus* Bolli & Bermudez, *G. obliquus* Bolli, *Globorotalia margaritae* Bolli & Bermudez, *G. scitula* (Brady), *Neogloboquadrina acostaensis* (Blow), *Neogloboquadrina humerosa* (Takayanagi & Saito), *N. pachyderma* (Ehrenberg), *Orbulina universa* D'Orbigny e *Turborotalita quinqueloba* (Natland).

Tra i foraminiferi bentonici le specie più comuni sono *Bulimina costata* D'Orbigny, *Fissurina marginata* (Walker & Jacob), *Florilus boueanum* (D'Orbigny), *Heterolepa bellincionii* (Giannini & Tavani), *H. floridana* (Cusham), *Karreriella bradyi* (Cusham), *Lenticulina rotulata* (Lamarck), *Martinottiella communis* (D'Orbigny), *Melonis padanum* (Perconig), *Mucronina gemina* (Silvestri), *Planulina ariminensis* D'Orbigny, *Pullenia bulloides* (D'Orbigny),

PROGETTO GARG

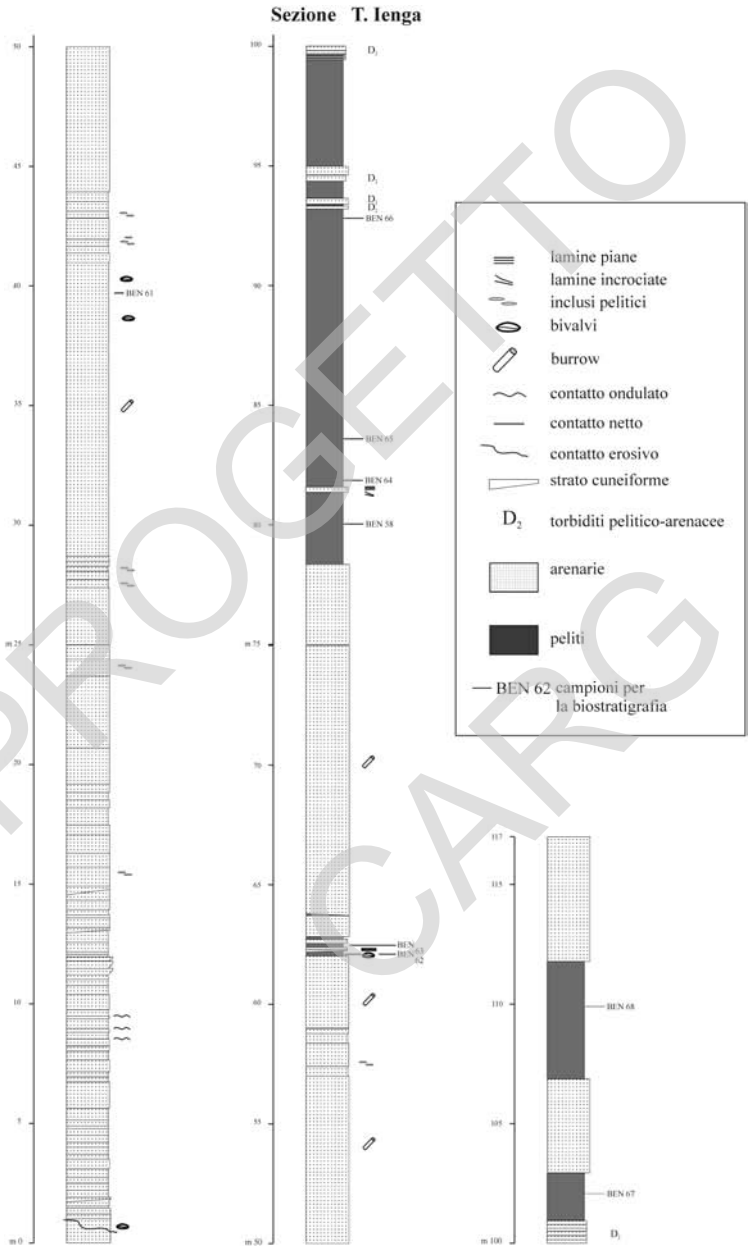


Fig. 11 - *Sezione misurata nel membro arenaceo inferiore del F. Sabato dell'Unità di Tufo – Altavilla in sinistra del T. Ienga poco a N di Castelpoto.*

PROGETTO CARG

S*iphonina reticulata* (Czjzek), *Sphaeroidina bulloides* D'Orbigny, *Stilostomella consobrina* (D'Orbigny), *S. monilis* (Silvestri), *Uvigerina peregrina* Cushman, *U. rutila* Cushman & Todd.

Le associazioni sopra descritte sono indicative della biozona a *Globorotalia margaritae* di età zancleana.

3.2.2.2. - *Membro pelitico – arenaceo del Vallone di Tufo* (**UTA$_2$**)

Questo membro è composto dalla alternanza di peliti e marne grigiastre massive in strati medi e spessi e di arenarie grigio-giallastre in strati medi e sottili (figg. 12 e 13) con intercalazioni lenticolari di arenarie (**UTA$_{2a}$**) e di conglomerati (**UTA$_{2b}$**) identici a quelli del membro conglomeratico con spessore di 30-35 m. Questi ultimi rappresentano il passagio laterale tra il membro conglomeratico e il membro pelitico - arenaceo. Le arenarie presentano stratificazione piano-parallela e laminazione piana orizzontale, talora con contatto basale erosivo. Lungo il Vallone delle Sorti e il Vallone di Tufo si intecalano olistostromi di argilliti varicolori (**ols$_2$**). Il membro pelitico-arenaceo affiora essenzialmente lungo la valle del F. Sabato; un piccolo lembo affiora in località Tignano in destra del F. Miscano, dove è stata misurata una sezione per lo studio biostratigrafico (sezione Tignano, fig. 13). Lo spessore, difficilmente valutabile, è compreso tra circa 200 e 300 m. I campioni raccolti presentano associazioni a nannofossili costituite da *Discoaster brouweri* Tan, *D. pentaradiatus* Tan, *D. surculus* Martini & Bramlette, *D. quinqueramus* Gartner, *Geminilithella rotula* (Kamptner), *Helicosphaera carteri* (Wallich), *Reticulofenestra pseudoumbilicus* (Gartner), *Sphenolithus neoabies* Bukry & Bramlette e rari *Amaurolithus delicatus* Gartner & Bukry e *A. primus* (Bukry & Percival); tali associazioni sono riferibili alla parte bassa della biozona NN11b del Messiniano. L'associazione a foraminiferi, molto povera, è costituita da *Turborotalita quinqueloba* (Natland), *Orbulina universa* D'Orbigny, *Globigerina bulloides* D'Orbigny e *Globorotalia scitula* (Brady) ed è indicativa di un generico Miocene superiore. Anche in questa unità sono presenti forme rielaborate dell'Oligocene superiore-Miocene inferiore (*Catapsydrax dissimilis* (Cushman &Bermudez), *Globigerina angulisuturalis* Bolli, *Globigerina ciperoensis* Bolli).

In un affioramento nei pressi di S. Lucia si osserva bene tale unità, che costituisce una sequenza negativa con strati arenacei a grana medio-fine, laminazione piano-parallela ed incrociata a piccola scala, tetto ondulato e inclusi pelitici alla base; alle arenarie si intercalano orizzonti pelitici laminati. La sequenza è chiusa da uno strato arenaceo lenticolare di circa 2 m di spessore composto da sabbie grossolane e ciottoli dispersi nelle sabbie. La lente arenacea mostra controimpronte di fondo, "palle di fango armate" e base erosiva su livello pelitico di 20 cm di spessore. Verso NW le facies mostrano un aumento dello spessore della frazione pelitica mentre si riduce quello delle arenarie.

In sinistra del F. Sabato, nei pressi dello Stretto di Barba, la parte superiore

PROGETTO GARA

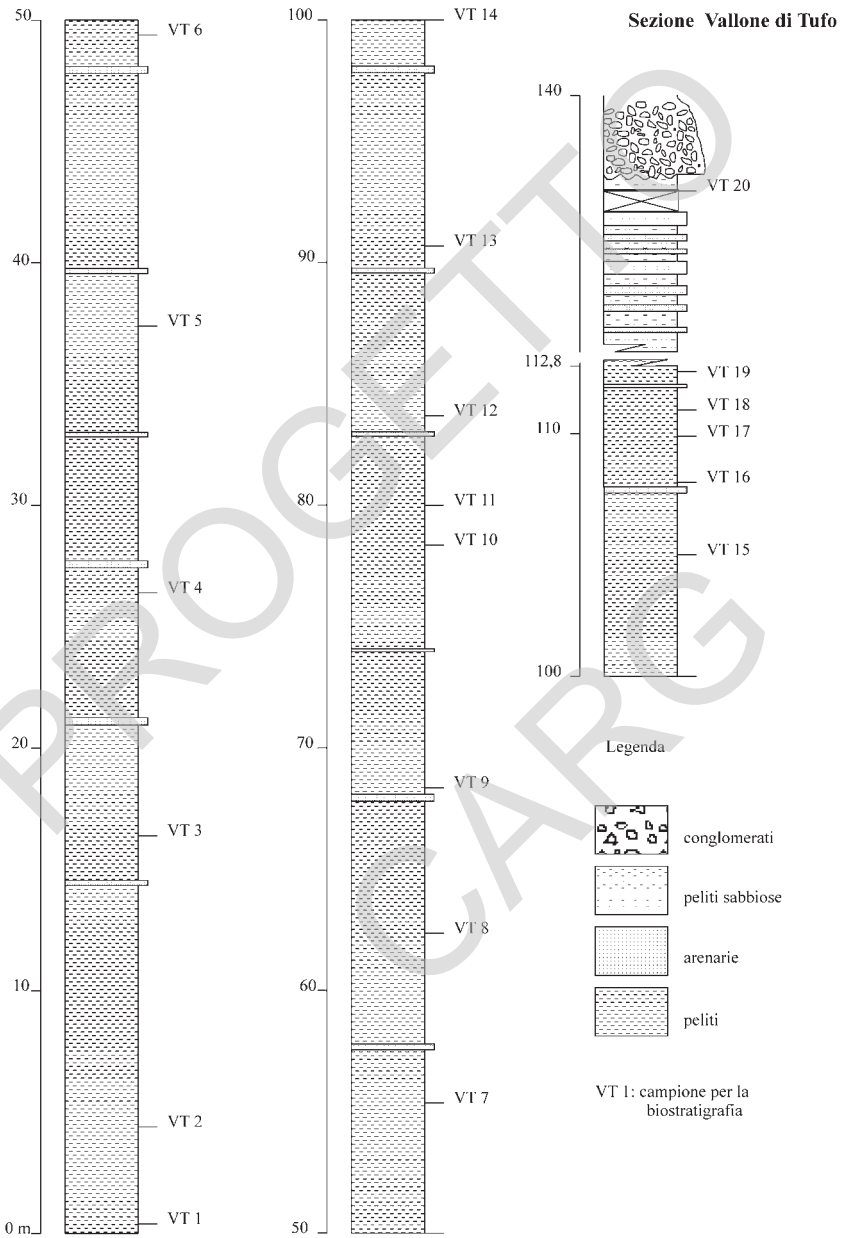


Fig. 12 - *Sezione misurata nel membro pelitico-arenaceo del Vallone di Tufo dell' Unità di Tufo - Altavilla lungo il Vallone di Tufo.*

PROGETTO CARG

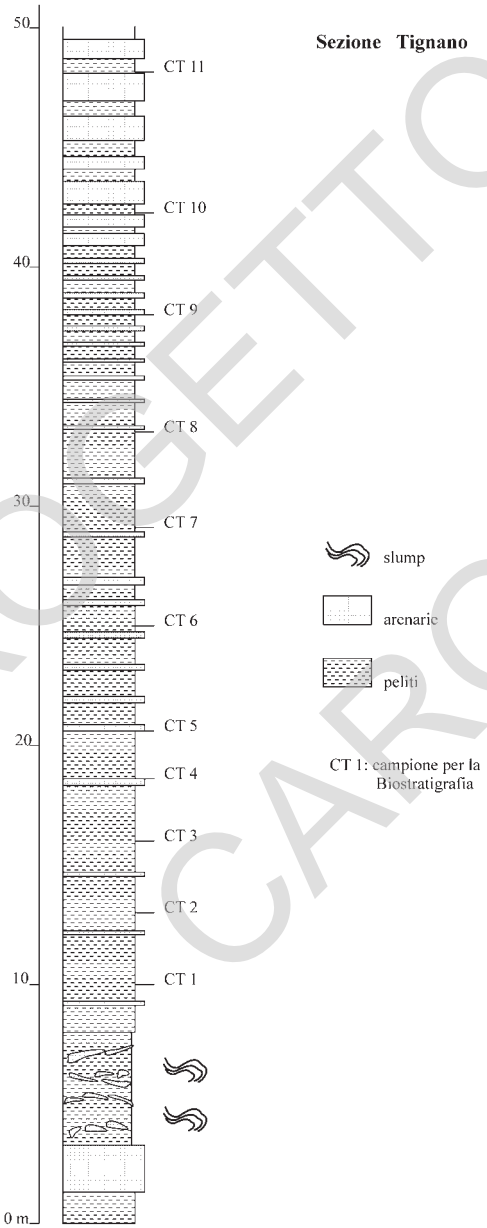


Fig. 13 - *Sezione misurata nel membro pelitico-arenaceo del Vallone di Tufo dell'Unità di Tufo - Altavilla in località Tignano (destra del F. Miscano).*

PROGETTO CARG

Stazioni di misura	Calcari mesozoici	Calcareniti	Calcari marnosi	Arenarie	Calcilutiti	Accessori *
St. 1	47%	38%	11%	4%	0%	0%
St. 2	50%	24%	16%	4%	4%	2%
St. 3	70%	24%	5%	1%	0%	0%
St. 4	63%	30%	3%	4%	0%	0%
St. 5	54%	37%	3%	3%	3%	0%
St. 6	56%	25%	9%	2%	4%	4%
St. 7	58%	23%	6%	10%	3%	0%
St. 8	55%	15%	6%	22%	0%	2%
St. 9	49%	28%	17%	2%	2%	2%
Media	56%	27%	8%	6%	2%	1%

* Calcisiltiti, calciruditi, calcari silicei e rocce granitiche.

Piattaforma carbonatica: 56% Formazione delle Argille Varicolori: 38% Formazione di S. Giorgio: 6%

Tabella 2 - *Principali tipi litologici dei clasti del membro conglomeratico dello Stretto di Barba dell'Unita' di Tufo-Altavilla. I clasti mesozoici derivano dalla Unità tettonica di piattaforma carbonatica; le calcareniti, i calcari marnosi, le calciruditi, le calcisiltiti, le calcilutiti e i calcari silicei provengono dalla Formazione delle Argille Varicolori; le arenarie dalla Formazione di S. Giorgio.*

Classi granulometriche	Frequenza dei ciottoli								
	St. 1	St. 2	St. 3	St. 4	St. 5	St .6	St. 7	St. 8	St .9
16 - 32 mm	0%	2%	8%	0%	0%	14%	0%	0%	0%
32 - 64 mm	9%	24%	52%	39%	7%	52%	3%	0%	46%
64 - 128 mm	72%	62%	34%	38%	63%	29%	45%	61%	41%
128 - 256 mm	15%	8%	5%	15%	27%	5%	39%	35%	11%
> 256 mm	4%	4%	1%	8%	3%	0%	13%	4%	2%
Dimensione media (mm)	134,7	112,1	71,6	114,4	149,0	65,0	182,1	160,4	83,7
Dimensione mediana (mm)	122,5	86,3	50,5	74,5	138,8	42,0	160,0	140,0	69,5

Stazioni di misura	Dimensioni in mm			
	1	10	50	Tot
1 *	485,00	237,00	141,00	134,73
2 *	695,00	239,25	112,07	112,07
3	380,00	184,00	98,81	71,59
4	500,00	333,00	156,10	114,42
5	310,00	198,50	-	149,00
6	220,00	142,35	69,61	64,99
7	500,00	285,50	-	182,10
8	385,00	271,25	166,05	160,37
9	400,00	169,10	-	83,72

Tabella 4 - *Dimensioni in mm dell'asse medio dei clasti maggiori. 1 = clasto più grande; 10 e 50 = media aritmetica dei 10 e 50 clasti maggiori. * = valori mediani.*

PROGETTO CARG

IA	Stazione 3		Stazione 4		Stazione 5		Stazione 6	
< 2,1	58	89%	45	92%	32	78%	43	96%
> 2,1	7	11%	4	8%	9	22%	2	4%
Totale	65	100%	49	100%	41	100%	45	100%

Tabella 5 - *Distribuzione dei clasti in relazione all'indice di appiattimento (IA) nelle stazioni n. 3, 4, 6 e 9.*

Classi granulometriche	Stazione 3			Stazione 4			Stazione 6			Stazione 9		
	IA	IS	OP	IA	IS	OP	IA	IS	OP	IA	IS	OP
16 - 32 mm	1,55	0,75	0,82	–	–	–	1,47	0,78	0,75	–	–	–
32 - 64 mm	1,56	0,75	0,00	1,67	0,72	0,00	1,74	0,70	-0,65	1,48	0,77	-1,00
64 - 128 mm	1,57	0,75	-2,77	1,67	0,69	0,76	2,00	0,64	-0,47	1,48	0,78	1,78
128 - 256 mm	–	–	–	–	–	–	–	–	–	1,59	0,74	-1,83
Mediana	**1,56**	**0,75**	**0,00**	**1,67**	**0,70**	**0,38**	**1,74**	**0,70**	**-0,47**	**1,48**	**0,77**	**-1,00**

Tabella 6 - *Indici morfometrici IA, OP e IS relativi alle frazioni granulometriche considerate per le stazioni di misura n. 3, 4, 6 e 9.*

Indici morfometrici	Classi granulometriche (mm)				
	16-32	32-64	64-128	128-256	> 256
IS					
0.2-0.3	0%	0%	0%	-	-
0.3-0.4	0%	0%	0%	-	-
0.4-0.5	0%	0%	0%	-	-
0.5-0.6	14%	11%	8%	-	-
0.6-0.7	0%	13%	33%	-	-
0.7-0.8	57%	59%	59%	-	-
0.8-0.9	29%	13%	0%	-	-
0.9-1.0	0%	4%	0%	-	-
IA					
0.0-0.3	0%	0%	0%	-	-
0.3-0.6	0%	0%	0%	-	-
0.6-0.9	0%	0%	0%	-	-
0.9-1.2	0%	4%	0%	-	-
1.2-1.5	43%	28%	42%	-	-
1.5-1.8	43%	55%	42%	-	-
1.8-2.1	0%	2%	8%	-	-
2.1-2.4	0%	7%	0%	-	-
2.4-2.7	14%	4%	8%	-	-
2.7-3.0	0%	0%	0%	-	-
3.0-3.3	0%	0%	0%	-	-
3.3-3.6	0%	0%	0%	-	-
3.6-3.9	0%	0%	0%	-	-
3.9-4.2	0%	0%	0%	-	-
4.2-4.5	0%	0%	0%	-	-
Forma					
C	0%	5%	4%	-	-
CP	0%	20%	46%	-	-
CB	57%	28%	33%	-	-
CE	29%	21%	0%	-	-
P	0%	7%	0%	-	-
B	14%	12%	17%	-	-
E	0%	7%	0%	-	-
VP	0%	0%	0%	-	-
VB	0%	0%	0%	-	-
VE	0%	0%	0%	-	-

Tabella 7 - *Frequenza percentuale dei clasti della stazione n. 3, suddivisi nelle classi granulometriche, in relazione a indice di sfericità (IS), indice di appiattimento (IA) e forme principali secondo Sneed & Folk (1958). C = sferica; CP = sferico-appiattita; CB = sferico-lamellare; CE = sferico-allungata; P = appiattita; B = lamellare; E = allungata; VP = molto appiattita; VB = molto lamellare; VE = molto allungata.*

PROGETTO CARG

Indici morfometrici	Classi granulometriche (mm)				
	16-32	32-64	64-128	128-256	> 256
IS					
0.2-0.3	-	0%	0%	-	-
0.3-0.4	-	0%	0%	-	-
0.4-0.5	-	0%	0%	-	-
0.5-0.6	-	13%	0%	-	-
0.6-0.7	-	27%	29%	-	-
0.7-0.8	-	41%	65%	-	-
0.8-0.9	-	19%	6%	-	-
0.9-1.0	-	0%	0%	-	-
IA					
0.0-0.3	-	0%	0%	-	-
0.3-0.6	-	0%	0%	-	-
0.6-0.9	-	0%	0%	-	-
0.9-1.2	-	6%	0%	-	-
1.2-1.5	-	25%	18%	-	-
1.5-1.8	-	41%	76%	-	-
1.8-2.1	-	16%	6%	-	-
2.1-2.4	-	9%	0%	-	-
2.4-2.7	-	3%	0%	-	-
2.7-3.0	-	0%	0%	-	-
3.0-3.3	-	0%	0%	-	-
3.3-3.6	-	0%	0%	-	-
3.6-3.9	-	0%	0%	-	-
3.9-4.2	-	0%	0%	-	-
4.2-4.5	-	0%	0%	-	-
Forma					
C	-	13%	35%	0%	-
CP	-	13%	0%	50%	-
CB	-	27%	26%	0%	-
CE	-	16%	18%	0%	-
P	-	9%	0%	50%	-
B	-	22%	15%	0%	-
E	-	0%	6%	0%	-
VP	-	0%	0%	0%	-
VB	-	0%	0%	0%	-
VE	-	0%	0%	0%	-

Tabella 8 - *Frequenza percentuale dei clasti della stazione n. 4, suddivisi nelle classi granulometriche, in relazione a indice di sfericità (IS), indice di appiattimento (IA) e forme principali secondo* Sneed & Folk *(1958). C = sferica; CP = sferico-appiattita; CB = sferico-lamellare; CE = sferico-allungata; P = appiattita; B = lamellare; E = allungata; VP = molto appiattita; VB = molto lamellare; VE = molto allungata.*

PROGETTO CARG

Indici morfometrici	Classi granulometriche (mm)				
	16-32	32-64	64-128	128-256	> 256
IS					
0.2-0.3	0%	0%	0%	-	-
0.3-0.4	0%	0%	0%	-	-
0.4-0.5	0%	4%	0%	-	-
0.5-0.6	0%	15%	17%	-	-
0.6-0.7	25%	37%	50%	-	-
0.7-0.8	50%	37%	33%	-	-
0.8-0.9	25%	7%	0%	-	-
0.9-1.0	0%	0%	0%	-	-
IA					
0.0-0.3	0%	0%	0%	-	-
0.3-0.6	0%	0%	0%	-	-
0.6-0.9	0%	0%	0%	-	-
0.9-1.2	0%	0%	0%	-	-
1.2-1.5	62%	19%	33%	-	-
1.5-1.8	13%	48%	0%	-	-
1.8-2.1	25%	11%	17%	-	-
2.1-2.4	0%	11%	50%	-	-
2.4-2.7	0%	7%	0%	-	-
2.7-3.0	0%	4%	0%	-	-
3.0-3.3	0%	0%	0%	-	-
3.3-3.6	0%	0%	0%	-	-
3.6-3.9	0%	0%	0%	-	-
3.9-4.2	0%	0%	0%	-	-
4.2-4.5	0%	0%	0%	-	-
Forma					
C	0%	4%	0%	-	-
CP	0%	8%	17%	-	-
CB	50%	25%	32%	-	-
CE	25%	11%	0%	-	-
P	0%	22%	17%	-	-
B	25%	22%	17%	-	-
E	0%	8%	17%	-	-
VP	0%	0%	0%	-	-
VB	0%	0%	0%	-	-
VE	0%	0%	0%	-	-

Tabella 9 - *Frequenza percentuale dei clasti della stazione n. 6, suddivisi nelle classi granulometriche, in relazione a indice di sfericità (IS), indice di appiattimento (IA) e forme principali secondo* Sneed & Folk *(1958). C = sferica; CP = sferico-appiattita; CB = sferico-lamellare; CE = sferico-allungata; P = appiattita; B = lamellare; E = allungata; VP = molto appiattita; VB = molto lamellare; VE = molto allungata.*

PROGETTO CARG

Indici morfometrici	Classi granulometriche (mm)				
	16-32	32-64	64-128	128-256	> 256
IS					
0.2-0.3	-	0%	0%	0%	-
0.3-0.4	-	0%	0%	0%	-
0.4-0.5	-	0%	0%	0%	-
0.5-0.6	-	5%	5%	0%	-
0.6-0.7	-	24%	11%	0%	-
0.7-0.8	-	42%	58%	60%	-
0.8-0.9	-	29%	21%	40%	-
0.9-1.0	-	0%	5%	0%	-
IA					
0.0-0.3	-	0%	0%	0%	-
0.3-0.6	-	0%	0%	0%	-
0.6-0.9	-	0%	0%	0%	-
0.9-1.2	-	0%	5%	0%	-
1.2-1.5	-	57%	53%	40%	-
1.5-1.8	-	19%	32%	60%	-
1.8-2.1	-	19%	5%	0%	-
2.1-2.4	-	5%	5%	0%	-
2.4-2.7	-	0%	0%	0%	-
2.7-3.0	-	0%	0%	0%	-
3.0-3.3	-	0%	0%	0%	-
3.3-3.6	-	0%	0%	0%	-
3.6-3.9	-	0%	0%	0%	-
3.9-4.2	-	0%	0%	0%	-
4.2-4.5	-	0%	0%	0%	-
Forma					
C	-	19%	11%	20%	-
CP	-	17%	21%	0%	-
CB	-	28%	26%	60%	-
CE	-	12%	26%	20%	-
P	-	10%	0%	0%	-
B	-	14%	11%	0%	-
E	-	0%	5%	0%	-
VP	-	0%	0%	0%	-
VB	-	0%	0%	0%	-
VE	-	0%	0%	0%	-

Tabella 10 - *Frequenza percentuale dei clasti della stazione n. 9, suddivisi nelle classi granulometriche, in relazione a indice di sfericità (IS), indice di appiattimento (IA) e forme principali secondo* Sneed & Folk *(1958). C = sferica; CP = sferico-appiattita; CB = sferico-lamellare; CE = sferico-allungata; P = appiattita; B = lamellare; E = allungata; VP = molto appiattita; VB = molto lamellare; VE = molto allungata.*

PROGETTO CARG

	Calcari mesozoici	Calcareniti	Calcari marnosi	Arenarie	Calcilutite	Siltite	Accessori *
St.10	10%	25%	6%	59%	0%	0%	0%
St.11	3%	43%	5%	36%	0%	11%	2%
St.12	2%	28%	6%	56%	0%	8%	0%
St.13	4%	37%	12%	37%	8%	0%	2%
Media	5%	33%	7%	47%	2%	5%	1%

* Calciruditi e calcari con selce.

Piattaforma carbonatica: 5% Formazione delle Argille Varicolori:43% Formazione di S. Giorgio:52%.

Tabella 11 - *Principali tipi litologici dei clasti del membro conglomeratico di Trevico della Formazione della Baronia. I clasti mesozoici derivano dalla Unità tettonica di piattaforma carbonatica; le calcareniti, i calcari marnosi, le calciruditi, le calcisiltiti, le calcilutiti e i calcari silicei provengono dalla Formazione delle Argille Varicolori; le arenarie dalla Formazione di S. Giorgio.*

del membro in esame è composto da arenarie fini in strati medio-sottili con sequenze di Bouma tipo T_{c-e} e peliti grigio-marroni. Si tratta della facies torbiditica D_2 i cui rari *flute casts* indicano che le paleocorrenti scorrevano verso SE.

In località Vallone di Tufo affiorano circa 90 metri di peliti grigie passanti verso l'alto a livelli sabbiosi e conglomeratici (sezione Vallone di Tufo; fig. 12). Sono stati raccolti 20 campioni in corrispondenza delle peliti per l'analisi biostratigrafica. I nannofossili, rappresentati da *Amaurolithus delicatus* Gartner & Bukry, *A. primus* (Bukry & Percival), *Calcidiscus leptoporus* (Murray & Blackman), *C. macintyrei* (Bukry & Bramlette), *Discoaster brouweri* Tan, *D. pentaradiatus* Tan, *D. surculus* Martini & Bramlette, *D. triradiatus* Tan, *D. variabilis* Martini & Bramlette, *Helicosphaera carteri* (Wallich), *Reticulofenestra pseudoumbilicus* (Gartner), *Sphenolithus* spp., sono attribuibili alla biozona MNN12 della parte bassa del Pliocene inferiore.

Nell'associazione a foraminiferi risultano comuni le seguenti specie planctoniche: *Globigerina apertura* Cushman, *G. bulloides* D'Orbigny, *G. falconensis* Blow, *Globigerinoides extremus* Bolli & Bermudez, *G. obliquus* Bolli, *Globigerinita glutinata* (Egger), *Globorotalia scitula* (Brady), *Neogloboquadrina acostaensis* (Blow); *Orbulina universa* D'orbigny, *Turborotalita quinqueloba* (Natland), ad esse si aggiungono, nella maggior parte dei campioni, *Sphaeroidinellopsis seminulina* (Schwager), *S. subdehiscens* Blow, *S. paenedehiscens* Blow e forme da riferire con dubbio a *Globorotalia margaritae* Bolli & Bermudez.

Le forme bentoniche più rappresentate sono: *Brizalina dilatata* (Reuss), *Bulimina aculeata* D'Orbigny, *Bulimina costata* D'orbigny, *Cassidulina neocarinata* Thalmann, *Florilus boueanum* (D'Orbigny), *Heterolepa dertonensis* (Ruscelli), *Lenticulina rotulata* (Lamarck), *Melonis padanum* (Perconig), *Mucronina gemina* (Silvestri), *Orthomorphina tenuicostata* (Costa), *Planulina ariminensis* D'Orbigny *Pullenia bulloides* (D'Orbigny), *Siphonina reticulata* (Czjzek), *Stilostomella monilis* (Silvestri), *Uvigerina peregrina* Cushman,

PROGETTO SAMG

Uvigerina rutila Cushman & Todd.

L'associazione sopra descritta è indicativa della biozona a *Sphaeroidinellopsis* spp. e forse della parte basale della biozona a *Globorotalia margaritae*. L'età è Zancleano inferiore.

Da rilevare che nella sezione del T. Branete, limitrofa al Vallone di Tufo ed oggi non più osservabile, Colalongo *et alii* (1973) e Di Nocera *et alii* (1981) indicavano un'età messiniana. Successivamente Ciampo *et alii* (1986) hanno riconosciuto tra le microfaune un'associazione ad ostracodi indicativa del Messiniano superiore attribuendo i sedimenti della sezione ad un ambiente di lago – mare.

Il membro in esame è spesso circa 200 - 300 m. L'ambiente di sedimentazione è probabilmente in parte di lago – mare, in parte neritico.

3.2.2.3. - *Membro conglomeratico dello Stretto di Barba* (**UTA$_3$**)

L'affioramento più bello e spettacolare si osserva allo Stretto di Barba dove i conglomerati formano un grosso e potente corpo esteso per circa 2,5 km con struttura a brachianticlinale. Altri affioramenti si rinvengono tra Castepoto e Apollosa (Mass. Di Gioia), tra S. Martino Valle Caudina (Mass. Ciesco) e Pannarano e a Toppo Castagneto poco a SE di Raccabascerana. Si tratta di conglomerati poligenici eterometrici, clastosostenuti, male classati, con rapporto scheletro-matrice sempre molto elevato, a matrice sabbiosa di colore grigio chiaro ed in genere molto ben diagenizzati da cemento calcitico. I clasti hanno dimensioni variabili da qualche millimetro a circa 90 cm di diametro massimo e sono costituiti per la maggior parte da litotipi calcarei mesozoici delle unità di Piattaforma carbonatica interna e dai litotipi calcarei s.l. della Formazione delle Argille Varicolori, mentre i clasti di arenarie torbiditiche della Formazione di S. Giorgio sono nettamente subordinati (Chiocchini U. & Chiocchini F., 1999; tabelle 2-11). Sono presenti rarissimi ciottoli di rocce granitiche. Gli strati variano da medi a molto spessi fino a megastrati con forme tabulari a scala dell'affioramento; nella parte superiore della successione i megastrati hanno forme a ventaglio con lunghezze di alcune centinaia di metri. La stratificazione è evidenziata in genere dalle variazioni granulometriche. Le strutture interne sono rappresentate da gradazione diretta e inversa e dalla embriciatura dei clasti. Quest'ultima, che si presenta secondo l'asse maggiore (*a*) ed in minore misura secondo l'asse intermedio (*b*), indica direzioni di scorrimento verso SE e NE (fig. 14) nell'area dello Stretto di Barba, verso WNW a Mass. Ciesco. L'analisi morfometrica di circa 500 clasti prelevati in nove stazioni di misura (Chiocchini U. & Chiocchini F., 1999; tabelle 2 - 11) evidenzia una elaborazione di tipo fluviale. Il membro in esame passa lateralmente al membro pelitico-arenaceo. Lo spessore dei conglomerati è di circa 200 m nell'area dello Stretto di Barba, mentre nella zona di Castelpoto è di circa un centinaio di metri.

La totale assenza nei conglomerati di strutture sedimentarie indicative di risedimentazione, di fossili, di clasti con fori di litofagi, di intercalazioni di sedimenti marini o lacustri nonchè la elaborazione fluviale dei clasti rappresentano argomenti

PROGETTO CARG

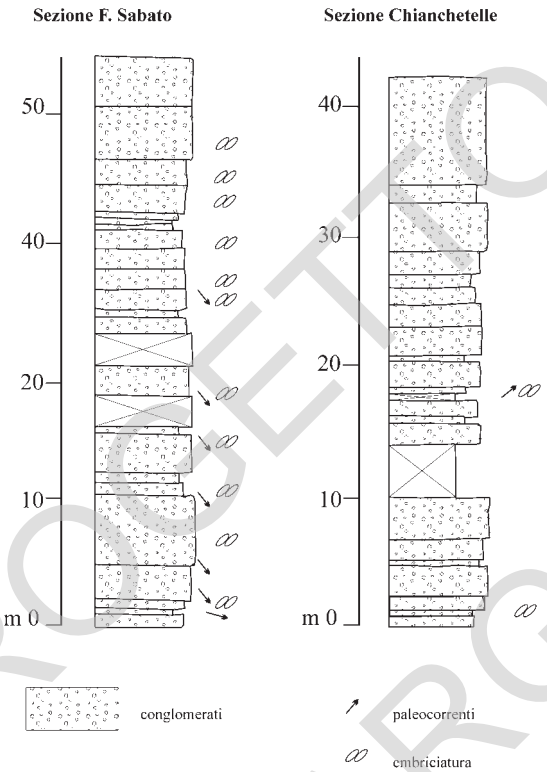


Fig. 14 - *Sezioni misurate nel membro conglomeratico dello Stretto di Barba dell' Unità di Tufo - Altavilla in destra del F. Sabato e nei pressi di Chianchetelle.*

sufficienti a ritenere che i conglomerati siano stati depositati ad opera di flussi ad alta concentrazione tipo *debris-flow* non coesivi in ambiente subaereo. La disposizione a ventaglio delle paleocorrenti suggerisce che l'accumulo di ghiaie abbia formato una conoide alluvionale (Chiocchini U. & Chiocchini F., 1999).

3.2.2.4. - *Membro arenaceo superiore di Toppo dei Monaci* (**UTA$_4$**)

Questo membro affiora a Chianchetelle e nell'area tra Barba, Toppo dei Monaci, Pasquarelli, Terranova e Arpaise. Esso è composto da sabbie giallastre medio-fini prive di strutture interne in strati spessi con intercalazioni di arenarie medie a lamine piane e di peliti verdine in strati molto sottili. Si intercalano corpi lenticolari di conglomerati poligenici simili a quelli del membro conglomeratico (**UTA$_{4a}$**). Lo spessore è compreso tra pochi metri ed alcune decine di metri. L'ambiente di sedimentazione è costiero con apporti alluvionali.

PROGETTO CARG

Otto campioni di arenarie (4 del membro arenaceo inferiore, 2 del membro arenaceo superiore, 2 della litofacies arenacea intercalata nel membro pelitico – arenaceo) esaminati in sezione sottile indicano che si tratta di arenarie quarzoso - feldspatiche sedimentaclastiche. Tra i litici predominano i frammenti di rocce sedimentarie (calcari, calcari marnosi, argilliti, siltiti, areniti, selce). I frammenti metamorfici sono subordinati e costituiti in prevalenza da scisti. E' presente detrito di serpentiniti e di rocce vulcaniche felsitiche. Il cemento è calcitico; la matrice è mista, con prevalenza del materiale silicoclastico sulla micrite.

L'età complessiva della Unità di Tufo-Altavilla è Messiniano - Zancleano inferiore. Questa unità trova significative corrispondenze nelle successioni coeve riconosciute in alcune aree dell'Appennino centrale e settentrionale. Infatti, per quanto riguarda l'Appennino centrale, sono da menzionare i conglomerati di Gavignano e di Gorga nei M. Lepini (Alberti *et alii*, 1975) e la successione pelitico-conglomeratica di Colle Cenciarella nei M. Simbruini (Devoto, 1967); per l'Appennino settentrionale le zone di Pietrarubbia e di M. Turrino - Montaiate dove affiorano la Formazione gessoso - solfifera e le Argille a Colombacci con intercalazioni conglomeratiche (Farabegoli & Ricci Lucchi, 1973; Centamore *et alii*, 1976).

Da questo esame comparativo si evince che, durante il Messiniano - Pliocene inferiore, in varie parti della catena appenninica si è verificata la sedimentazione coeva di depositi prevalentemente pelitici con apporti di ghiaie eterometriche elaborate da corsi d'acqua a regime torrentizio in bacini di tipo lago-mare.

3.3. - Gruppo di Ariano

Questo gruppo comprende due formazioni (Amore *et alii*, 1998): la Formazione della Baronia del Pliocene inferiore (parte alta) e la Formazione del T. Cervaro del Pliocene medio. Queste formazioni costituiscono due cicli sedimentari in contatto tra loro per faglia diretta a NE di Ariano Irpino e per faglia inversa nell'area del T. Calaggio.

3.3.1. - *Formazione della Baronia* (**BNA**)

Si tratta dell'unità di Amore *et alii* (1998) descritta nell'area del Foglio 433 "Ariano Irpino" anche da Chiocchini *et alii* (1971; 1992) e da Cantalamessa *et alii* (1988). Essa comprende quattro membri: uno pelitico-arenaceo con intercalazioni di torbiditi arenaceo-pelitiche, uno sabbioso, uno sabbioso - conglomeratico ed uno conglomeratico. I rapporti tra i quattro membri e tra questi ultimi ed il substrato sono molto complessi (figg. 15 e 16).

Per quanto riguarda i rapporti tra i quattro membri si rileva che (fig. 15a):

(1) nelle aree di S. Arcangelo Trimonte e dei fiumi Ufita e Miscano il membro pelitico-arenaceo giace sotto il membro sabbioso, mentre a S. Vito (Benevento)

PROGETTO CARG

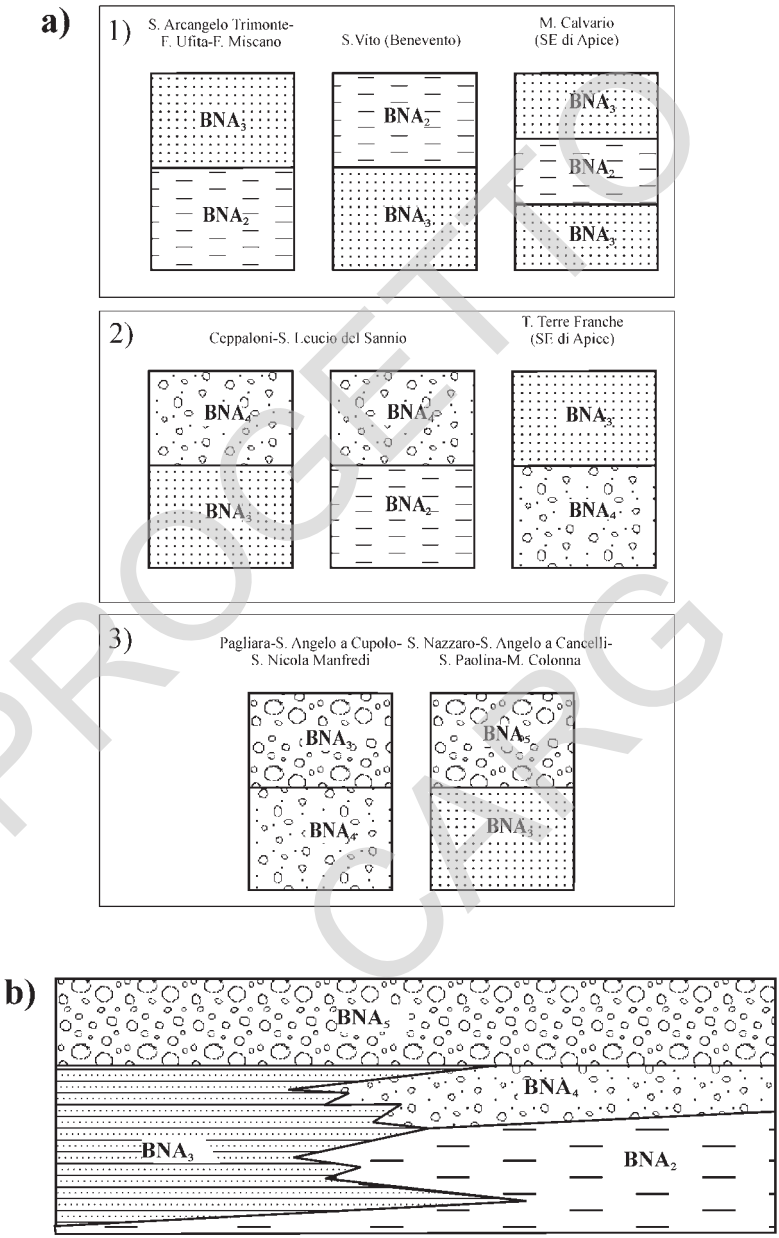


Fig. 15 - *Sezione misurata nel membro pelitico-arenaceo del Vallone di Tufo dell'Unità di Tufo - Altavilla in località Tignano (destra del F. Miscano).*

PROGETTO CARG

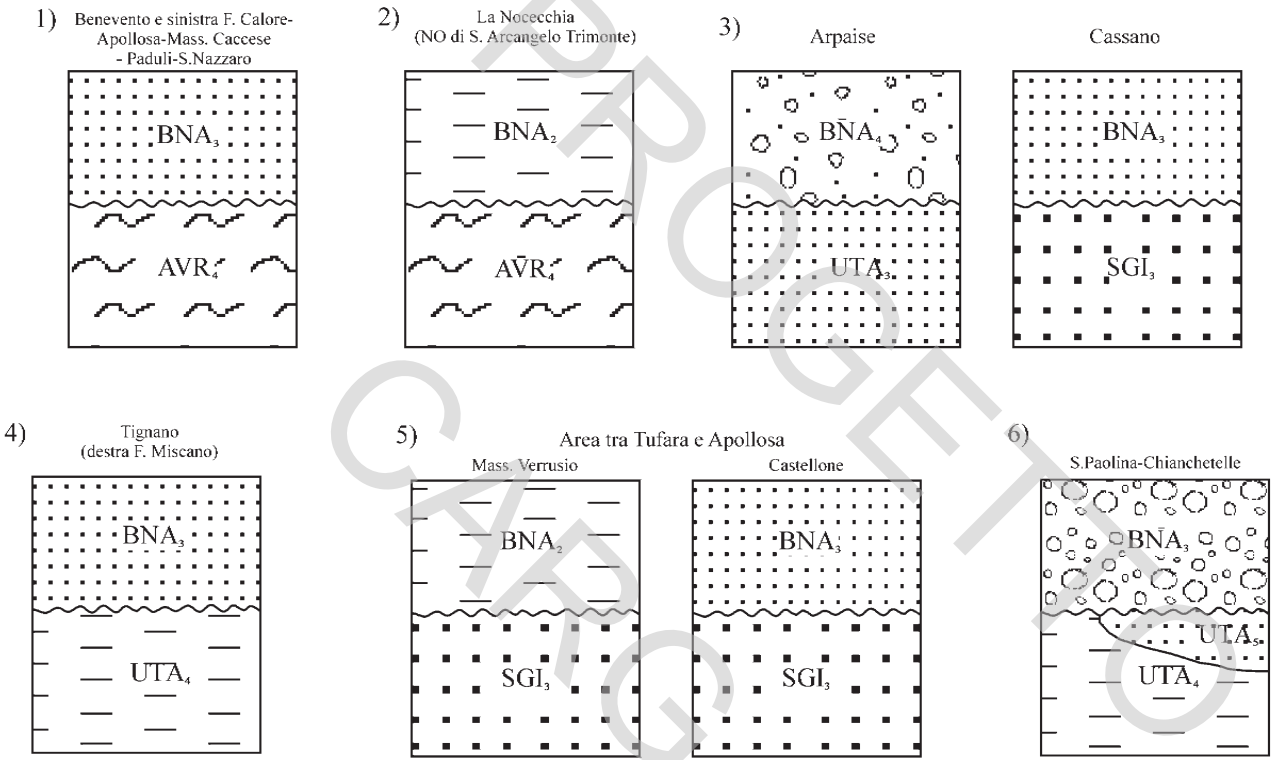


Fig. 16 - *Rapporti stratigrafici tra i membri della Formazione della Baronia e il substrato nelle varie aree del foglio. BNA_4, membro conglomeratico di Trevico; BNA_3, membro sabbioso-conglomeratico di S. Leucio del Sannio; BNA_2, membro sabbioso di Apollosa; BNA_1, membro pelitico-arenaceo del F. Miscano.*

PROGETTO CARG

esso affiora al tetto del membro sabbioso. A M. Calvario invece il membro pelitico-arenaceo è intercalato nel membro sabbioso. Pertanto i rapporti stratigrafici sopra illustrati suggeriscono che il membro pelitico-arenaceo è parzialmente eteropico del membro sabbioso;

(2) il membro sabbioso-conglomeratico è sovrapposto sia al membro pelitico-arenaceo sia al membro sabbioso nella zona tra Ceppaloni e S. Leucio del Sannio, mentre lungo il T. Terre Franche (SE di Apice) il membro sabbioso-conglomeratico giace sotto il membro sabbioso. Quindi questi ultimi due sono parzialmente eteropici;

(3) il membro conglomeratico giace sul membro sabbioso-conglomeratico a Pagliara, S. Angelo a Cupolo, S. Nicola Manfredi e Lentace, mentre a S. Nazzaro, S. Angelo a Cancelli, S. Paolina e M. Colonna esso è sovrapposto al membro sabbioso.

In definitiva i rapporti stratigrafici complessivi tra i 4 membri della Formazione della Baronia risultano come illustrato in figura 15b.

Il substrato della Formazione della Baronia è costituito dalla Formazione delle Argille Varicolori, dalla Unità di Tufo Altavilla e dalla Formazione di S. Giorgio e il contatto stratigrafico inconforme sul substrato varia da zona a zona come appresso specificato (fig. 16).

(1) Nei dintorni di Benevento, Apollosa, Ceppaloni, Paduli, Masseria Caccese e S. Nazzaro sulla Formazione delle Argille Varicolori poggia il membro sabbioso;

(2) solo nella zona in località la Nocecchia a NW di S. Arcangelo Trimonte, adiacente a Masseria Caccese, il membro pelitico-arenaceo giace sulla Formazione delle Argille Varicolori;

(3) nella zona di Arpaise – Cassano il membro sabbioso-conglomeratico giace sul membro arenaceo superiore della Unità di Tufo-Altavilla ed il membro sabbioso poggia sulla Formazione di S. Giorgio;

(4) in località Tignano, in destra del F. Miscano, lo stesso membro sabbioso è sovrapposto al membro pelitico-arenaceo della Unità di Tufo-Altavilla e alla Formazione di S. Giorgio;

(5) nell'area tra Tufara e Apollosa (Mass. Verrusio e Castellone) sulla Formazione di S. Giorgio giacciono i membri pelitico – arenaceo e sabbioso;

(6) tra S. Paolina e Chianchetelle il membro conglomeratico è sovrapposto direttamente al membro pelitico-arenaceo e all'arenaceo superiore della Unità di Tufo-Altavilla.

Da quanto esposto risulta che:

• la parte basale trasgressiva della Formazione della Baronia è costituita per lo più dal membro sabbioso;

• la stessa parte basale presenta variazioni di facies dal membro sabbioso al membro pelitico-arenaceo nelle due aree alquanto ristrette a N di Tufara (Mass. Verrusio e Castellone; 5 di fig. 16) e a NW di S. Arcangelo Trimonte tra Masseria Caccese e la località la Nocecchia (1 e 2 di fig. 16), a conferma dei rapporti di eteropia tra i due membri.

PROGETTO CARG

3.3.1.1. - *Membro pelitico-arenaceo del F. Miscano* (**BNA$_2$**)

Il membro pelitico-arenaceo è composto da peliti grigiastre massive in strati da medi a spessi, talora anche molto spessi, con intercalazioni di arenarie giallastre in strati medi e sottili (figg. 17 e 18). Nell'area di Corsano in sinistra del F. Miscano si riconoscono intercalazioni di torbiditi arenaceo-pelitiche in strati medio-spessi (facies C_1, subordinatamente D_1) con spessore fino a 50-60 m (fig. 19). Le peliti contengono a luoghi bivalvi; in una cava nei pressi di Tufara sono stati rinvenuti resti di echinidi del Pliocene inferiore (Barbera *et alii*, 1993). Il membro pelitico-arenaceo passa lateralmente e superiormente al membro sabbioso ed è attribuibile ad un ambiente neritico di transizione-piattaforma.

La distribuzione areale più consistente di questo membro si rinviene nella fascia orientale del foglio, ad W di S. Arcangelo Trimonte, sul versante occidentale del F. Miscano e sulla sponda sinistra del F. Ufita; affioramenti più limitati si rinvengono a S. Vito (Benevento) e nei dintorni di Tufara lungo la S.S. 7. Ad W di S. Arcangelo Trimonte il membro in esame poggia direttamente sulla Formazione delle Argille Varicolori. Questa osservazione è confermata dalla stratigrafia del pozzo S. Arcangelo Trimonte 1 (fig. 20), nel quale il membro pelitico-arenaceo giace sulla Formazione delle Argille Varicolori con spessore di circa 100 m. In sinistra del F. Sabato, tra S. Leucio del Sannio e Ceppaloni, il membro pelitico-arenaceo affiora alla base del membro sabbioso-conglomeratico; esso giace sulla Formazione di S. Giorgio nella zona di Tufara tra il km 246 ed il km 249 della S.S. 7 con ottime esposizioni nelle grandi cave esistenti. Lo spessore è compreso tra circa 100 e 250 m.

Lungo l'alveo del F. Miscano è stata misurata una sezione stratigrafica (sezione F. Miscano; fig.18). L'analisi micropaleontologica dei campioni prelevati, ha evidenziato associazioni a nannofossili con *Amaurolithus delicatus* Gartner & Bukry, *A. primus*

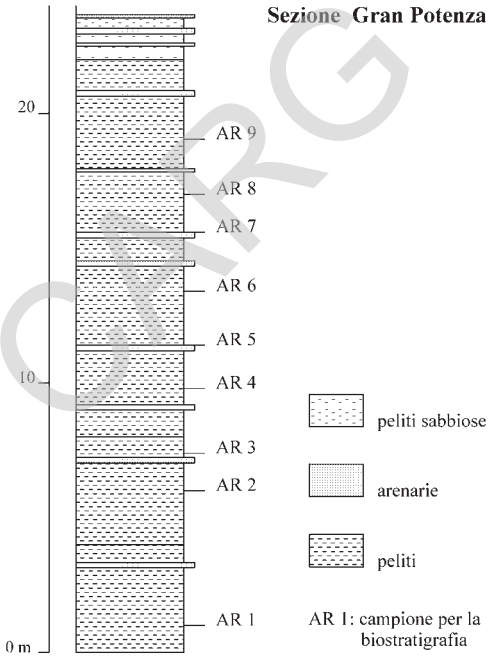


Fig. 17 - *Sezione misurata nel membro pelitico-arenaceo del F. Miscano della Formazione della Baronia a Gran Potenza (città di Benevento).*

PROGETTO CARG

(Bukry & Percival), *Calcidiscus leptoporus* (Murray & Blackman), *C. macintyrei* (Bukry & Bramlette), *Discoaster brouweri* Tan, *D. pentaradiatus* Tan, *D. surculus* Martini & Bramlette, *D. triradiatus* Tan, *D. variabilis* Martini & Bramlette, *Helicosphaera carteri* (Wallich), *Reticulofenestra pseudoumbilicus* (Gartner), *Sphenolithus* spp., attribuibili alla biozona MNN13 della parte mediana del Pliocene inferiore. La microfauna a foraminiferi, molto povera e in cattivo stato di conservazione, è costituita da *Globigerina bulloides* D'Orbigny, *Globorotalia puncticulata* (Deshayes), *G. scitula* (Brady), *Turborotalita quinqueloba* (Natland), *Ammonia beccarii* (Linné), *Brizalina spp.*, *Bulimina spp.*, *Florilus boueanum* (D'Orbigny). Sono presenti anche forme rielaborate del Miocene come *Paragloborotalia siakensis* (Le Roy), *Catapsydrax unicavus* Bolli, Loeblich & Tappan e *Globorotalia praemenardi* (Cushman & Stainfort). La forma più significativa è *Globorotalia puncticulata* che permette di riferire la sezione alla biozona omonima e quindi allo Zancleano superiore.

Buone esposizioni si possono osservare anche a Gran Potenza, nella periferia sud-occidentale di Benevento, dove una cava ha dato luogo ad estesi sbancamenti. Campioni provenienti da questi affioramenti (sezione Gran Potenza; fig. 17) presentano associazioni a nannofossili costituite da: *Calcidiscus leptoporus* (Murray & Blackman), *C. macintyrei* (Bukry & Bramlette), *Discoaster brouweri* Tan, *D. pentaradiatus* Tan, *D. surculus* Martini & Bramlette, *D. triradiatus* Tan, *D. variabilis* Martini & Bramlette, *D. tamalis* Kamptner, *"Small" Gephyrocapsa* (sensu Rio, 1982), *Geminilithella rotula* (Kamptner), *Helicosphaera carteri* (Wallich), *Helicosphaera sellii* Bukry & Bramlette e *Pseudoemiliania lacunosa*(Kamptner), riferibili alla biozona MNN16a (*Discoaster tamalis*) del Pliocene medio.

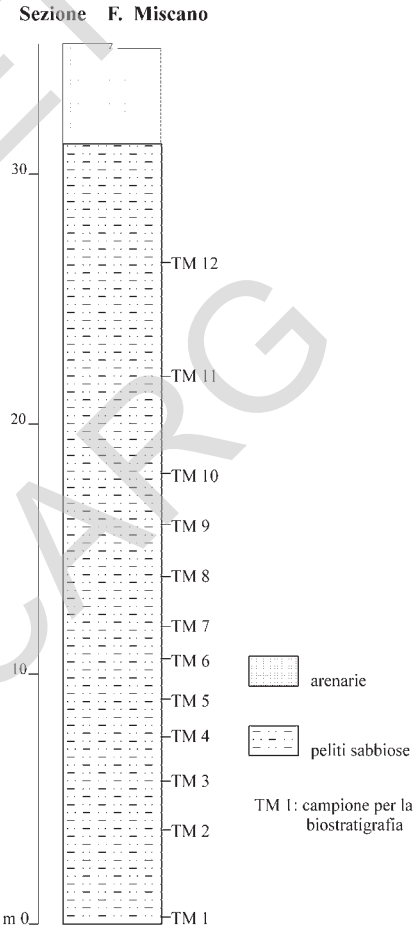


Fig. 18 - *Sezione misurata nel membro pelitico-arenaceo del F. Miscano della Formazione della Baronia in sinistra del F. Miscano.*

PROGETTO CARG

Nella stessa sezione i foraminiferi planctonici sono rappresentati da *Globigerina bulloides* D'ORBIGNY, *Globigerinoides obliquus* BOLLI, *G. ruber* (D'ORBIGNY), *G. trilobus* (REUSS), *Orbulina universa* D'ORBIGNY, *Turborotalita quinqueloba* (NATLAND), e da rarissime forme di *Globorotalia margaritae* (BOLLI & BERMUDEZ) e di *Globorotalia puncticulata* (DESHAYES); queste ultime due forme sono probabilmente rielaborate. La frazione bentonica, più comune rispetto a quella planctonica, è costituita per lo più da: *Ammonia beccarii* (LINNÉ), *Bigenerina nodosaria* D'ORBIGNY, *Brizalina spp.*, *Bulimina aculeata* D'ORBIGNY, *B. costata* D'ORBIGNY, *Cassidulina neocarinata* THALMANN, *Lenticulina spp.*, *Marginulina costata* (BATSCH), *Martinottiella communis* (D'ORBIGNY), *Orthomorphina tenuicostata* (COSTA), *Sigmoilopsis spp.*, *Sphaeroidina bulloides* D'ORBIGNY, *Spiroplectammina wrighti* (SILVESTRI), *Uvigerina peregrina* CUSHMAN, *Valvulineria bradyana* (FORNASINI). L'associazione a foraminiferi sopra descritta non è molto indicativa e potrebbe essere riferita indifferentemente alla parte alta della biozona a *Globorotalia puncticulata* o alla biozona a *Globorotalia* gr. *crassaformis*, entrambe del Piacenziano.

Le analisi di rapporto isotopico $^{87}Sr/^{86}Sr$ eseguite su due campioni di ostreidi e pettinidi prelevati nella cava a W di Tufara hanno fornito un valore di 0.70908 +/- 0.00001 indicativo del Pliocene medio. Tale datazione conferma quella indicata dalle microfaune.

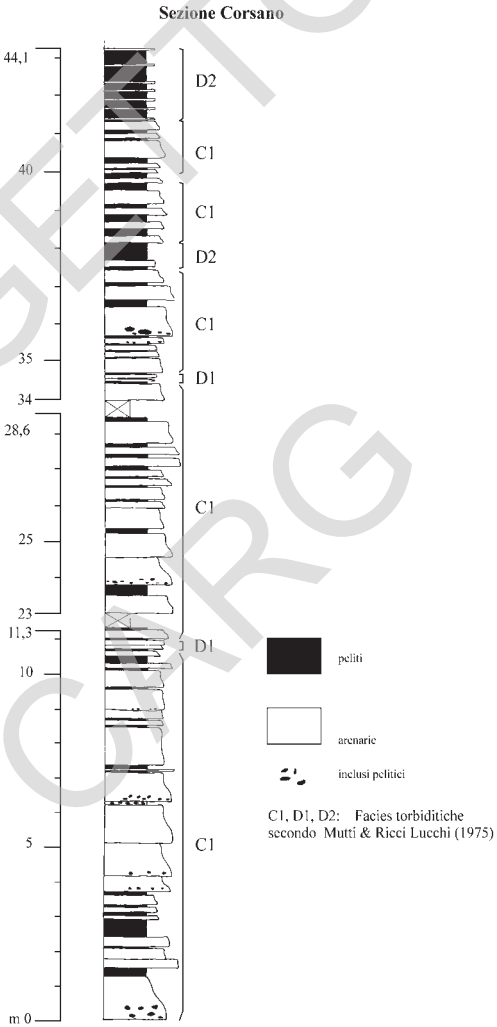


Fig. 19 - *Sezione misurata nelle torbiditi arenaceo-pelitiche intercalate nel membro pelitico-arenaceo del F. Miscano della Formazione della Baronia in località Corsano.*

PROGETTO CARG

3.3.1.2. - *Membro sabbioso di Apollosa* (**BNA$_3$**)

Il membro sabbioso affiora estesamente nelle aree di Apollosa-Arpaise-F. Sabato-Benevento, S. Nazzaro, Paduli-Apice-F. Calore, S. Angelo all'Esca-Mirabella Eclano-F. Ufita. I migliori affioramenti sono ubicati tra la stazione di Apice e i fiumi Miscano ed Ufita. Il membro in questione è rappresentato da sabbie e arenarie giallastre in genere medio-fini, talora grossolane con inclusi pelitici in strati da medi a molto spessi piano paralleli, più raramente lenticolari, a luoghi con nuvole di ciottoli in prevalenza calcarei, con intercalazioni di peliti in strati sottili e medi.

Di solito la successione è composta dalla alternanza di strati omogeneizzati per bioturbazione, spesso con sferoidi diagenetici, a luoghi (Masseria Nuova a SE di Foglianise, Masseria Giardino, Apollosa, dintorni di S. Arcangelo Trimonte) con bivalvi (Pecten, Venus, Ostrea) raramente interi, e di strati con lamine piane o inclinate a basso angolo, più raramente con lamine incrociate connesse ad increspature da onda. L'ambiente di sedimentazione è di battigia e di spiaggia sommersa. Lo spessore è compreso tra circa 100 e 250 m.

I campioni esaminati contengono un'associazione a foraminiferi estremamente povera e in cattivo stato di conservazione. Le poche specie presenti (*Globigerina bulloides* d'Orbigny, *Globigerinita glutinata* (Egger), *Globigerinita uvula* (Ehrenberg), *Globigerinoides obliquus* Bolli, *Globorotalia scitula* (Bolli), *Orbulina universa* d'Orbigny) non sono significative dal punto di vista stratigrafico.

Anche i nannofossili non forniscono dati utili; infatti le associazioni sono rappresentate da fossili rimaneggiati indicativi di un'età supramiocenica (*Helicosphaera stalis* Theodoridis, *Helicosphaera carteri* (Wallich), *Calcidiscus macintyrei* (Bukry & Bramlette).

E' stato determinato il valore di rapporto isotopico $^{87}Sr/^{86}Sr$ su tre campioni di ostreidi e pettinidi prelevati ad Apollosa e lungo la strada per Arpaise. Tale valore, risultato uguale a 0.70908 +/- 0.00001, indica una età corrispondente al Pliocene medio.

3.3.1.3. - *Membro sabbioso - conglomeratico di S. Leucio del Sannio* (**BNA$_4$**)

Nell'area tra Montefusco e S. Leucio del Sannio, lungo il T. Terre Franche, affluente di destra del F. Calore a S di Apice e lungo il Vallone di Mirabella, a W di Mirabella Eclano, il membro sabbioso contiene corpi lenticolari di conglomerati poligenici eterometrici con ciottoli calcarei ed arenacei in strati spessi e molto spessi con intercalazioni di arenarie giallastre in strati spessi e di peliti. Le lenti conglomeratiche hanno geometrie piano-concava e concavo-convessa e lunghezze dell'ordine delle decine di metri. Nei pressi di S. Leucio del Sannio i conglomerati sono clinostratificati e mostrano solchi di erosione con direzione N 55° E; al cimitero i ciottoli mostrano forme prevalentemente lamellari e clino-

PROGETTO CARG

stratificazione con immersione verso NE di 35°. Lo spessore è di poche decine di metri. Questa facies è attribuibile ad un ambiente di battigia.

3.3.1.4. - *Membro conglomeratico di Trevico* (**BNA$_5$**)

Questo membro è caratterizzato da conglomerati poligenici eterometrici in strati spessi e molto spessi con intercalazioni lenticolari di sabbie giallastre in strati spessi. I conglomerati sono composti da ciottoli di dimensioni variabili da qualche millimetro fino a 50-60 cm di diametro massimo. I clasti sono costituiti in netta prevalenza dalle arenarie torbiditiche della Formazione di S. Giorgio e dai litotipi calcarei della Formazione delle Argille Varicolori, mentre i clasti di calcari mesozoici sono meno frequenti (Chiocchini U. & Chiocchini F., 1999). In pratica rispetto ai conglomerati dell'Unità di Tufo Altavilla le frequenze di litotipi della Formazione di S. Giorgio e della Formazione delle Argille Varicolori e delle unità di Piattaforma carbonatica interna sono invertite (tab. 11). La matrice sabbiosa di colore rossastro talora è prevalente, mentre più spesso i clasti sono a contatto. Il cemento carbonatico è scarso di modo che la roccia è debolmente cementata. Le strutture sedimentarie sono rappresentate da gradazione e embriciatura dei clasti. Questa ultima indica direzioni di scorrimento verso NE e ENE nell'area tra Petruro Irpino e Montefusco e a M. Colonna, verso NW tra Petruro Irpino e Pagliara. Tali direzioni evidenziano un sistema di dispersione a ventaglio. L' analisi morfometrica di 200 clasti prelevati in quattro stazioni di misura indica una elaborazione di tipo fluviale.

Sono inoltre presenti lenti di arenarie mal classate a laminazione piano-parallela ed incrociata di spessore medio, intercalate saltuariamente ai conglomerati. Questo membro affiora estesamente tra Petruro Irpino, Chianche, Torrioni e Montefusco, dove raggiunge circa 300 m di spessore. In tale area il membro conglomeratico giace con contatto inconforme sia sulla Unità di Tufo-Altavilla, sia sul membro sabbioso-conglomeratico. Un altro affioramento con spessore di qualche decina di metri si rinviene a M. Colonna, nei pressi di Cassano, dove i conglomerati giacciono sul membro sabbioso. L'ambiente di sedimentazione è simile a quello del membro conglomeratico della Unità di Tufo-Altavilla, cioè di conoide alluvionale.

Sono stati esaminati sette campioni di arenarie del membro sabbioso in sezione sottile. Tale esame indica che le arenarie sono quarzoso – litiche sedimentaclastiche. Prevalgono i frammenti di rocce sedimentarie, con calcari, calcari marnosi, argilliti, siltiti e selce; i frammenti metamorfici sono costituiti da scisti. Sono presenti inoltre frammenti di serpentiniti e vulcanici felsitici. La matrice è mista, con prevalenza della frazione silicoclastica su quella micritica; il cemento è calcitico.

L'età complessiva della Formazione della Baronia è Zancleano superiore – Piacenziano.

PROGETTO GARGANO

4. - UNITÀ QUATERNARIE CONTINENTALI

Si tratta di unità depositate in ambiente fluviale, lacustre e subaereo ad opera dei processi fluviali, di eruzioni piroclastiche e dei processi di degradazione meteorica. Le prime e le ultime sono state raggruppate in base allo sviluppo temporale dei processi che le hanno depositate, distinguendo i sedimenti attuali e recenti olocenici (in formazione) da quelli formati anteriormente. I depositi in formazione comprendono i detriti di versante (**a**), i corpi di frana (**a1**), i depositi eluvio - colluviali (**b2**) e i depositi alluvionali recenti e attuali (**b**). I depositi formati sono fluviali e fluviali e lacustri raggruppati in quattro subsintemi. La figura 21 illustra: i rapporti stratigrafici delle unità fluviali e lacustre riconosciuti nelle aree di Benevento – F. Calore (fig. 21a), tra Benevento e Apice (fig. 21b) e a NE di Torrecuso (fig. 21c); i rapporti stratigrafici tra i depositi fluviali e lacustri (subsintema di Castello del Lago) ed il substrato (fig. 21d). Circa le possibilità di datare i depositi alluvionali l.s. e quelli lacustri esistono notevoli difficoltà perché non è stato possibile reperire fossili in quantità sufficienti per stabilire l'età di detti depositi. Gli unici dati certi sono quelli di Malatesta (1958) che ha trovato manufatti attribuiti al Paleolitico inferiore nei depositi alluvionali terrazzati antichi della Valle Caudina.

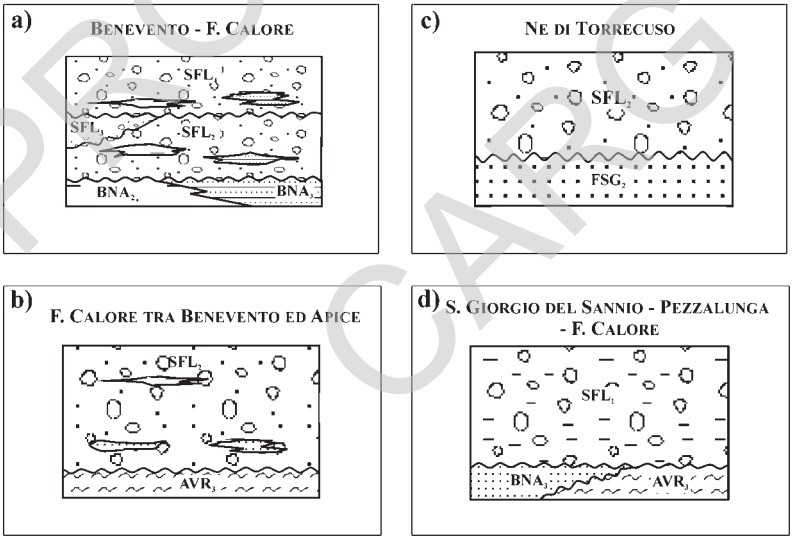


Fig. 21 - *Rapporti stratigrafici tra le unità fluviali e lacustre quaternarie e tra queste ed il loro substrato nelle varie aree del foglio.* ***SFL$_4$****, subsintema del F. Ufita (alluvioni terrazzate);* ***SFL$_3$****, subsintema di Benevento (depositi fluviali e lacustri);* ***SFL$_2$*** *subsintema di Capodimonte (alluvioni antiche terrazzate);* ***SFL$_1$****, subsintema di Castello del Lago (depositi fluviali e lacustri antichi);* ***BNA$_3$****, membro sabbioso di Apollosa della Formazione della Baronia;* ***BNA$_2$****, membro pelitico-arenaceo del F. Miscano della Formazione della Baronia;* ***SGI$_1$****, membro arenaceo di Castelpoto della Formazione di S. Giorgio;* ***AVR$_3$****, membro argillitico di Montaperto della Formazione delle Argille Varicolori.*

PROGETTO CARG

4.1. - Depositi formati

La distinsione di questi depositi è stata effettuata in base al criterio di appartenenza al reticolo idrografico principale che nell'area in esame è rappresentato dal F. Volturno nel quale confluisce il F. Calore. Quest'ultimo è il corso d'acqua principale del foglio. Pertanto è stato riconosciuto il supersintema del F. Volturno comprendendente il sintema del F. Calore, a sua volta composto da quattro subsintemi.

4.1.1. - *Sintema del F. Calore* **(SFL)**

Questo sintema è composto da quattro subsintemi connessi alle varie fasi della attività e della evoluzione morfodinamica dei vari corsi d'acqua. Tali depositi affiorano solo sporadicamente in buone condizioni di esposizione, mentre in genere sono coperti o frammisti, per rimaneggiamento antropico, alla coltre eluvio – colluviale. Nei pochi tagli ove si possono osservare con sufficiente chiarezza, essi presentano litologie molto simli; pertanto sono stati distinti utilizzando prevalentemente criteri geomorfologici integrati per la zona della città di Benevento dai dati del sottosuolo di Pescatore *et alii* (1986). I subsintemi, dal più recente al più antico, sono: subsintema del F. Ufita, subsintema di Benevento, subsintema di Capodimonte e subsintema di Castello del Lago. Essi sono delimitati da superfici di discontinuità con geometria suborizzontale più o meno ondulata, più evidenti e continue nei subsintemi del F. Ufita e di Capodimonte.

4.1.1.1. - Subsintema di Castello del Lago **(SFL_1)**

L'unità in esame ricopre una vasta area al centro del foglio a quote comprese tra circa 220 e 350 m s.l.m.; tale area si estende da circa due km a S del F. Calore sino a S. Martino Sannita in direzione S e a Castello del Lago verso E, dove il Calore assume una direzione di scorrimento N-S. Gli affioramenti non sono numerosi e sono distribuiti principalmente lungo le incisioni dei maggiori corsi d'acqua e di alcuni fossi. Lembi isolati costituiti prevalentemente da ciottoli poligenici eterometrici sono presenti tra il F. Calore e S. Arcangelo Trimonte.

Il subsintema di Castello del Lago è rappresentato in prevalenza da ghiaie eterometriche poligeniche mediamente cementate con matrice sabbiosa e da conglomerati bruno – rossicci poligenici, eterometrici, granulo-sostenuti a vario grado di cementazione, mal stratificati, talora con intercalazioni lentiformi di sabbie e peliti grigio - verdi. La matrice del conglomerato è sabbiosa e di colore rossastro. La stratificazione in genere non è evidente; molto raramente si osservano strati da medi a molto spessi fino a megastrati. L'esame eseguito su 100 ciottoli, prelevati in affioramenti connessi a scavi per la realizzazione di opere stradali nei pressi di Masseria Belvedere, ha evidenziato che i clasti

PROGETTO CARG

sono ben arrotondati, generalmente a bassa sfericità, da moderatamente a mal classati, con granulometria dal granulo (2 – 4 mm) al ciottolo grossolano (128 – 256 mm). Dal punto di vista litologico i ciottoli sono costituiti da calcareniti (34 %), calcari micritici (39 %), calcari marnosi (15 %), arenarie (8 %), siltiti (3 %) e rocce granitiche (1 %). A volte sono presenti grossi clasti pelitici riconducibili ai litotipi pelitici della Formazione delle Argille Varicolori. La presenza di simili elementi non è mai stata rilevata né entro i sottostanti conglomerati della Formazione della Baronia, né entro le ghiaie dei più recenti depositi alluvionali. Ciò potrebbe essere imputato ad una differente energia dell'ambiente deposizionale che caratterizzava tali sedimenti o, viceversa, alla "disponibilità" in affioramento della Formazione delle Argille Varicolori nelle aree di alimentazione; resta comunque il fatto che tale elemento può essere utilizzato come carattere distintivo laddove dovessero sorgere dubbi circa l'attribuzione dei depositi conglomeratici ad una delle unità cartografate.

Nella cava presso S. Maria Ingrisone si osservano lenti conglomeratiche intercalate a sabbie medio-grossolane con stratificazione incrociata concava.

In località Belvedere, immediatamente a N di Benevento, affiorano sedimenti pelitici e pelitico-arenacei di colore grigio-verde, giallo all'alterazione, più o meno compatti, con sostanze organiche e piccoli gasteropodi. Sei campioni di peliti hanno evidenziato frammenti di pettinidi e ostreidi, rari radioli di echinidi e foraminiferi bentonici; tutti questi resti sono rimaneggiati. Sono inoltre presenti molluschi continentali con le specie *Cochlicopa lubrica*, *Vitrea* sp., *Vallonia pulchella*, *Cornella cisalpina* il cui stato di conservazione indica un limitato trasporto ad opera di un corso d'acqua a bassa energia. Le specie sono indicative di un ambiente medio umido a bassa vegetazione, presumibilmente nei pressi di un corso d'acqua. Trattandosi di specie viventi e considerata la freschezza dei gusci si potrebbe attribuire all' associazione un'età compresa tra il Pleistocene medio – superiore e l'Olocene.

Il subsintema di Castello del Lago ha uno spessore compreso tra pochi metri ed alcune decine di metri e poggia con contatto inconforme in parte sulla Formazione delle Argille Varicolori, in parte sul membro sabbioso di Apollosa della Formazione della Baronia (fig. 21). Età: Pleistocene medio. L'omogeneità litologica e la morfologia dell'area pressoché tabulare non consentono di distinguere le facies fluviali da quelle lacustri. Pertanto l'ambiente deposizionale viene considerato fluviale e lacustre anche in accordo con Pescatore *et alii* (1986).

4.1.1.2. - Subsintema di Capodimonte **(SFL_2)**

Si tratta di ghiaie eterometriche, poligeniche con abbondante matrice sabbiosa e stratificazione di solito indistinta. Localmente sono presenti intercalazioni lenticolari di sabbie e peliti. I clasti sono ben arrotondati e in prevalenza calcarei. A luoghi le ghiaie sono cementate assumendo aspetto conglomeratico.

Ad E di Torrecuso nei pressi di Ponte Finocchio sono stati rinvenuti ciottoli di natura ignea e metamorfica, diaspri e selci. In alcuni affioramenti dei depositi allu-

PROGETTO CARG

vionali terrazzati più antichi si possono osservare strutture da migrazione di barre fluviali, tipo stratificazione incrociata ad alto angolo entro i depositi ghiaiosi.

Il subsintema di Capodimonte, che rappresenta i depositi alluvionali antichi, sono talvolta ricoperti da una sottile coltre detritica pedogenizzata e antropicamente rimaneggiata, sotto cui si rinvengono, come anche in tutte le superfici sommitali e di versante, depositi piroclastici. In un paio di affioramenti i prodotti piroclastici sembrano essere intercalati entro le alluvioni medesime. Non è stato possibile verificare, a causa dell'assenza di buone esposizioni, se si tratta di intercalazione vera e propria o, viceversa, solo apparente, dovuta cioè a processi deposizionali di versante che hanno prodotto una coltre detritica sopra le alluvioni (e quindi sopra le piroclastiti di copertura) costituita da elementi ghiaiosi del tutto simili a quelli alluvionali e lacustri.

I depositi del subsintema di Capodimonte affiorano lungo il F. Calore tra Apice Nuovo e Benevento; un altro affioramento è presente a NE di Torrecuso. Essi poggiano con contatto inconforme sulla Formazione della Baronia nell'area di Benevento – F. Calore (fig. 21a), sulla Formazione delle Argille Varicolori nell'area del F. Calore tra Benevento e Apice (fig. 21b), sulla Formazione di S. Giorgio a NE di Torrecuso (fig. 21c). I depositi in oggetto si rinvengono a quote variabili fino ad un massimo di 70-80 m rispetto all'alveo attuale.

La distinzione tra i due subsintemi di Castello del Lago e di Capodimonte risulta molto difficile per le analogie litologiche tra i litotipi delle due unità. Esiste inoltre la possibilità che i terrazzi più alti possano essere interpretati come terrazzi d'erosione (*strath terraces*) dovuti all'alternarsi di fasi di erosioni laterale dei corsi d'acqua con fasi di prevalente incisione verticale. Considerato il carattere intermontano delle conche vallive in questione non è da escludere l'intervento di meccanismi interni al sistema (es. superamento di soglie, ecc.). La confusione nasce dal fatto che tali terrazzi erosivi possono essersi sviluppati al di sopra dei depositi ghiaiosi lacustri che simulano pertanto la presenza di depositi alluvionali. Questo problema tuttavia può essere risolto analizzando alcuni casi. Nella cava di ghiaia presso Masseria S. Francesco a NE di Benevento appare ben evidente come le superfici terrazzate non corrispondano, nel sottostante deposito, a significative discontinuità ma ne sgradonino semplicemente il bordo. Questi depositi sono cementati e ricollegabili ai processi fluviali per la loro quota sul fondovalle. Inoltre negli sbancamenti effettuati per i lavori di raddoppio del raccordo autostradale per la Autostrada Napoli - Bari (A16) è stata riconosciuta una piccola faglia diretta che interessa il deposito, cui non corrisponde un equivalente effetto sulla superficie spianata che livella il deposito. Si può così pensare che la stessa si sia originata in una fase non solo posteriore alla deposizione dei depositi lacustri ma evidentemente anche alla loro successiva tettonizzazione.

Il subsintema in esame ha uno spessore variabile da circa 10 m a Gran Potenza fino a un massimo di circa 100 m in corrispondenza della città di Benevento (Pescatore *et alii*, 1996). I depositi alluvionali antichi terrazzati appartengono molto probabilmente al Pleistocene medio, quindi al Riss, per la presenza di selci del Paleolitico inferiore rinvenute da Malatesta (1958). Essi inoltre sono coperti dai depositi piroclastici del-

PROOF-TIP CARG

la Ignimbrite campana (Pescatore *et alii*, 1996) datata circa 0,355 - 0,36 Ma.

4.1.1.3. - Subsintema di Benevento (**SFL_3**)

Il subsintema di Benevento è composto da ghiaie e ghiaie sabbiose eterometriche poligeniche, riconoscibili in affioramento solo nella parte sud – occidentale della città di Benevento; nel sottosuolo della stessa città il subsintema è stato documentato da Pescatore *et alii* (1986) che attribuiscono i relativi depositi ad ambiente fluviale e lacustre. Lo spessore è compreso tra pochi metri ed alcune decine di metri. Età: Pleistocene medio – superiore.

4.1.1.4. - Subsintema del F. Ufita (**SFL_4**)

Questo subsintema è costituito da ghiaie e ghiaie sabbiose eterometriche poligeniche, addensate con intercalazioni lenticolari di sabbie e limi con ciottoli e di peliti. Questi depositi si rinvengono in lembi residui che formano terrazzi fluviali a quote variabili da meno di 10 metri fino ad un massimo di una ventina di metri sull'alveo del F. Calore. In realtà il subsintema in esame comprende due terrazzi riconoscibili nella zona nord-occidentale di Benevento, uno inferiore piu' recente a quota 115 m s.l.m. circa, l'altro superiore piu' antico da tale quota a quota a 117 m s.l.m. circa. Questi due terrazzi sono stati individuati anche da Pescatore *et alii* (2001) con cartografia in scala 1: 5000. Tali autori hanno osservato che le le rovine del Teatro e dell'Anfiteatro romani, datati al I secolo a.C. sono ubicate rispettivamente a quota 117 m s.l.m. e 115 m s.l.m. e che attualmente l'antico piano di calpestio delle due strutture è situato circa 2 m al disotto del piano di calpestio attuale. Ciò conferma che il Teatro e l'Anfiteatro romani furono costruiti su due terrazzi alluvionali, uno piu' antico, l'altro piu' recente. Nell'area di Benevento – F. Calore i depositi in esame poggiano sui depositi del subsintema di Benevento (fig. 21a). Lo spessore è compreso tra pochi metri ed alcune decine di metri. Età: Pleistocene superiore (?) – Olocene.

4.2. - Depositi piroclastici

4.2.1. – *Tufo grigio campano* (**TGC**)

Questa unità è un deposito piroclastico a composizione trachitica connesso al Distretto dei Campi Flegrei e rappresenta il prodotto della eruzione più energetica degli ultimi 200 ka nella regione mediterranea (Barberi *et alii*, 1978). Il centro di emissione è localizzabile, secondo Fisher *et alii* (1993), nel settore centrale della Baia di Pozzuoli; gli stessi autori ritengono che la superficie coperta originaria-

PROGETTO CARG

mente dal deposito doveva raggiungere 30.000 km^2 estendendosi per un raggio di circa 100 km dal centro eruttivo; una stima del volume di materiale emesso è di circa 500 km^3. Recenti datazioni effettuate su due campioni di ignimbrite (raccolti vicino ad Avellino e a Maddaloni) hanno fornito rispettivamente età di 35.5 ± 0.8 ka e 36.6 ± 0.6 ka (Deino *et alii*, 1992).

Il tufo grigio campano si presenta come un deposito a matrice cineritica di colore grigio, contenente pomici nere porfiriche a sanidino e biotite, piccole pomici chiare e rare scorie grigie a grossi fenocristalli di sanidino. Sono inoltre inglobati frammenti lavici e del substrato sedimentario. Nella matrice si rinvengono frequenti cristalli sciolti di sanadino e, subordinatamente, plagioclasio, clinopirosseno e biotite. Le pomici scure e le scorie aumentano verso l'alto sia in dimensioni medie che in concentrazione, mentre i frammenti lavici e sedimentari risultano maggiormente concentrati nella parte bassa del deposito.

Alla base del tufo grigio campano è presente un livello di ricaduta composto principalmente da pomici trachifonolitiche alcaline (Di Girolamo *et alii*, 1973) e subordinati frammenti lavici di vario tipo, frammenti di ossidiana e cristalli sciolti di sanidino, biotite e pirosseno. In località Starza il livello si presenta con uno spessore di 12 cm ed è caratterizzato da pomici biancastre (diametro max = 1.5 cm) a gradazione inversa, cristalli sciolti, frammenti di ossidiana e subordinati frammenti lavici eterogenei.

L'evento che ha generato tale orizzonte rappresenta uno degli eventi esplosivi più intensi del vulcanismo della Campania. Il deposito si distribuisce nel settore orientale della piana campana e copre un'area di circa 3500 km^2.

La porzione superficiale, che corrisponde a quella maggiormente esposta, assume una colorazione giallastra e si presenta decisamente più coerente in virtù di un processo di litificazione secondaria avvenuto principalmente per zeolitizzazione. La graduale variazione cromatica dalla facies grigia a quella gialla in un deposito mostra chiaramente che le due facies appartengono alla medesima unità di flusso.

Il tufo grigio campano affiora prevalentemente nel settore meridionale del foglio, con uno spessore massimo osservabile di circa 15 m. Gli affioramenti più rappresentativi si rinvengono lungo il Rio Vallone, lungo la valle del F. Sabato (località Starza e Barba) e lungo la valle del Fosso Cerretello - T. Corvo (località Tufara).

4.2.2. - *Prodotti piroclastici sciolti* (**I**)

Si tratta di più o meno estese e potenti coltri piroclastiche prodotte da diversi eventi esplosivi. Sono costituiti prevalentemente da ceneri pedogenizzate di colore bruno-nerastro sottilmente stratificate, ricche di cristalli di pirosseno, biotite e feldspati, con intercalati livelli di pomici chiare e lapilli; frequentemente si rinvengono livelli rimaneggiati, paleosuoli e lenti detritiche.

Questi prodotti non sono legati all'attività di un unico apparato vulcanico: i

PROGETTO CARG

più recenti sono riferibili al vulcano Somma-Vesuvio e al Distretto dei Campi Flegrei, mentre i più antichi vanno collegati al vulcano di Roccamonfina. Considerata la distanza dai centri di emissione, i depositi che si rinvengono nell'ambito del foglio rappresentano solamente gli eventi esplosivi più energetici. I frequenti paleosuoli intercalati nei depositi sono la testimonianza del periodo di tempo trascorso tra un evento eruttivo e l'altro.

I prodotti piroclastici sciolti, originariamente molto diffusi nell'ambito del foglio, sono di solito molto alterati. Essi pertanto sono trasformati in depositi eluviali che coprono le varie formazioni sedimentarie sottostanti con spessori fino a 3-4 m. L' affioramento più esteso sia in potenza che in distribuzione areale si rinviene nella zona meridionale del foglio nei dintorni di Altavilla Irpina.

Poiché l'età di gran parte dei depositi di ricaduta connessi all'attività del Distretto dei Campi Flegrei è compresa tra meno di 20.000 anni e poche migliaia di anni (Di Girolamo, *et alii*, 1984), l'età dei prodotti piroclastici sciolti si estende dal Pleistocene superiore all'Olocene.

4.3. - Depositi in formazione

4.3.1. - *Corpi di frana in evoluzione* (**a_1**); *corpi di frana quiescienti* (**a_{1a}**)

Si tratta di depositi di natura gravitativa costituiti generalmente da una massa caotica eterogenea ed eterometrica derivante dalla mobilitazione e deposizione di terreni di natura variabile in funzione delle caratteristiche litologiche delle unità coinvolte dal processo. Sono presenti corpi di frana per lo più in evoluzione e, in minore misura, quiescienti. La distinzione tra i due tipi di depositi si basa essenzialmente sui caratteri geomorfologici; tuttavia i corpi di frana quiescienti di solito presentano una coltre di terreni eluvio-colluviali più spessa e suoli più evoluti. I corpi di frana hanno generalmente estensioni di pochi ettari, o al massimo dell'ordine del kmq, e spessori normalmente inferiori alla decina di metri.

4.3.2. - *Depositi alluvionali recenti ed attuali* (**b**)

Le alluvioni recenti e attuali sono costituite da sabbie e sabbie pelitiche con lenti di ghiaie che ricoprono il letto fluviale e le limitrofe aree inondabili dei corsi d'acqua principali (fiumi Calore, Sabato, Tammaro, Ufita, Miscano, ecc.). Lateralmente all'alveo i sedimenti sono ricoperti da uno strato sottile di terreno pedogenizzato. La composizione degli elementi ciottolosi riflette, per l'essenziale, quella dei clasti dei conglomerati dell' Unità di Tufo-Altavilla e della Formazione della Baronia. Predominano i ciottoli calcarei ed arenacei, mentre i ciottoli di rocce cristalline e di rocce verdi sono molto rari.

PROGETTO CARG

4.3.3. - *Depositi eluvio – colluviali* (**b_2**)

Si tratta di sedimenti sabbioso-limosi di colore bruno o più raramente scuro molto diffusi non solo in tutto il Foglio Benevento, ma anche nelle aree dei fogli Ariano Irpino, Avellino e S. Angelo dei Lombardi. Essi rappresentano il prodotto della alterazione dei Depositi piroclastici ed hanno uno spessore medio non inferiore ad 1 m; frequentemente le spessore arriva a 3-4 m. Sono presenti inoltre depositi a matrice prevalentemente pelitica con frammenti di varia natura, eterometrici, con spessore variabile, fino ad un massimo di 3-4 m comprendenti anche le piroclastiti (ceneri, piccole pomici, lapilli, cristalli di sanidino, pirosseno e biotite) rimosse e risedimentate, commiste ad elementi riferibili alle unità sedimentarie sottostanti.

I depositi eluvio - colluviali costituiscono una coltre superficiale di spessore variabile, frequentemente pedogenizzata e rimaneggiata per ripetuti interventi antropici, e si rinvengono comunemente come depositi di fondovalle, al piede dei versanti o sulle superfici morfologicamente spianate.

4.3.4. - *Depositi di versante* (**a**)

Gli accumuli detritici sono molto diffusi, oltre che a causa della alterazione esogena, anche in relazione ai movimenti franosi. Gli accumuli detritici più rilevanti si osservano nell'area circostante l'abitato di Foglianise a ridosso del rilievo di M. S. Michele, dove il detrito è di natura esclusivamente calcarea, proveniente dalla disgregazione dei calcari mesozoici di piattaforma carbonatica. I clasti sono eterometrici e ad elementi angolosi; gli accumuli detritici si presentano poco elaborati e mal classati con rara matrice. Sempre nei dintorni di Foglianise è presente una coltre composta da detrito misto che in superficie appare per lo più argilloso, di colore rossastro, con frammenti litici grossolani riferibili sia ai litotipi della Formazione delle Argille Varicolori che a quelli mesozoici carbonatici. Nei dintorni di Perato uno sbancamento ha permesso di osservare il detrito superficiale derivante dalla Formazione delle Argille Varicolori sovrastanti, secondo un contatto inclinato: si tratta di una facies detritica a grossi blocchi calcarenitici ed arenacei, con matrice limosa grigio-verde, che a sua volta si sovrappone ad un deposito argilloso dello stesso colore, di probabile origine lacustre. Lo spessore è di circa 4 m. Nelle altre località il detrito, in superficie, sembra derivare esclusivamente dalla Formazione delle Argille Varicolori.

4.3.5. - *Terreni di riporto e di risulta di Benevento* (**h**)

Il vecchio centro abitato di Benevento si è sviluppato su una collina costituita in prevalenza dalle alluvioni antiche terrazzate del F. Calore (subsintema di Capodimonte). Da osservazioni dirette sul lato occidentale della collina, lungo il

PROGETTO CARG

tratto di Via delle Puglie al piede della Rocca dei Rettori, e da diversi sondaggi risulta (Pescatore *et alii*, 1996) che il vecchio abitato di Benevento giace su una coltre di terreni di riporto etereogenei (ciottoli, piroclastiti, detriti, colluvioni) e di risulta con spessori variabili da 3 - 4 m fino a 10 m.

PROGETTO CARG

PROGETTO
CARG

PROGETTO CARG

V - DATI STRATIGRAFICO - STRUTTURALI DEL SOTTOSUOLO

Nella parte orientale del foglio sono state effettuate due perforazioni per ricerche di idrocarburi. Si tratta dei pozzi; S. Arcangelo Trimonte 1 profondo 1917 m, perforato dalla Società Idrocarburi Ariano S.p.A. nel 1961 (Crescenti, 1972) e Taurasi 1 profondo 3476 m, perforato dalla SAIPEM per conto di FINA e TOTAL nel 1989. E' stato preso in considerazione anche il pozzo Tranfaglia 1 profondo 3356 m, perforato dalla Società francese COPAREX nel 1982 circa 250 m al di fuori del foglio. La figura 20 illustra le stratigrafie dei tre pozzi per la loro indubbia utilità ad interpretare l'assetto stratigrafico-strutturale dell'area del foglio. Le stratigrafie originali, accuratamente esaminate, sono state interpretate tenendo presenti anche i risultati degli studi svolti nell'ambito del foglio e di quanto noto in letteratura sopratutto in ordine alle unità formazionali attraversate. Le stratigrafie mostrano non poche difficoltà di interpretazione e dubbi.

Il pozzo S. Arcangelo Trimonte 1 ha attraversato nei primi 100 m peliti con intercalazioni di arenarie della parte media del Pliocene inferiore (Crescenti, 1972) attribuibili al membro pelitico – arenaceo della Formazione della Baronia. Segue il membro argillitico della Formazione delle Argille Varicolori fino a 1433 m. Successivamente è stato rinvenuto un intervallo spesso 82 m di peliti verdastre con rare intercalazioni di arenarie di età tortoniana fino a 1515 m riferito alla Formazione di Pietraroia (Selli, 1957; Crescenti, 1972). Tale intervallo può essere identificato con il membro pelitico – arenaceo della Formazione di S. Giorgio. Seguono tre intervalli, fino a 1740 m, composti da: (1) calciruditi con veli di marne verdastre (fino a 1567 m); (2) brecce a cemento argilloso rossastro e verdastro con inclusi di tufi basici (fino a 1665 m); (3) calcari marnosi e calcareniti organogene (fino a 1840 m). Tali intervalli, con spessore di 225 m, hanno un' età complessiva eocenica medio – superiore e sembrano correlabili con il membro calcareo-pelitico della Formazione delle

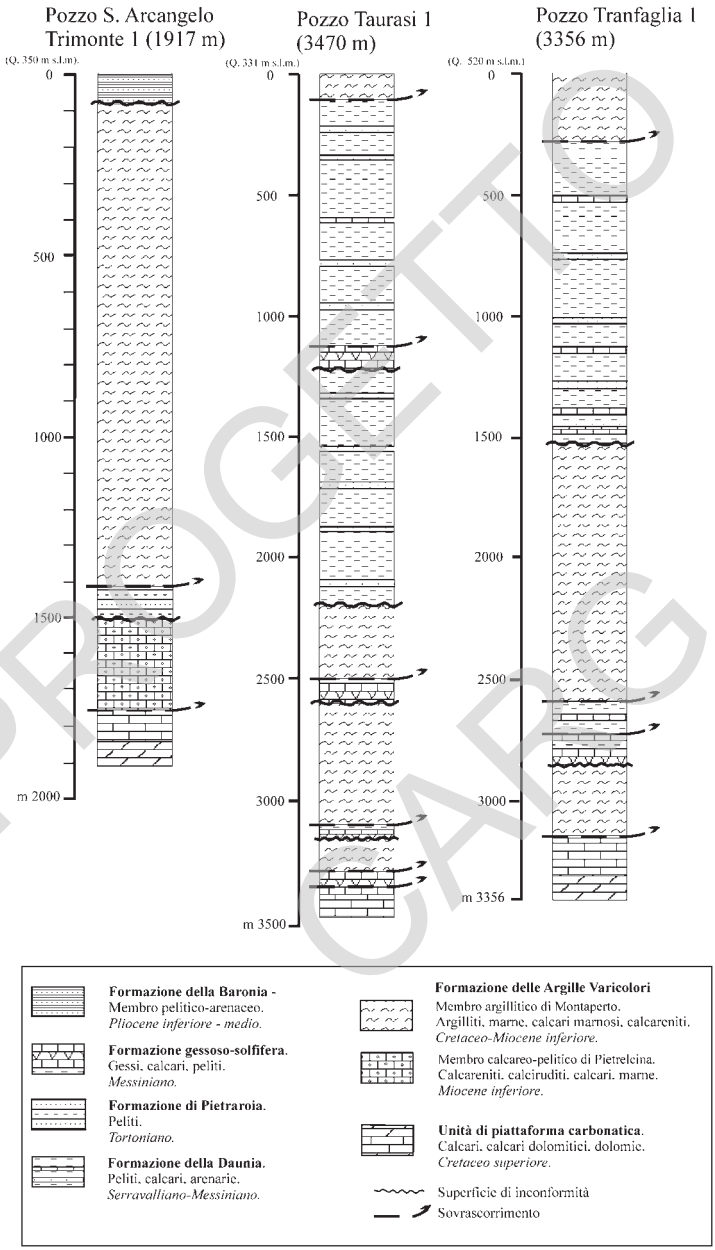


Fig. 20 - *Stratigrafia dei pozzi S. Arcangelo Trimonte 1, Tranfaglia 1 e Taurasi 1 perforati per ricerche di idrocarburi. Le unità formazionali sono state reinterpretate.*

PROGETTO CARG

Argille Varicolori. Negli ultimi 170 m sono presenti calcari micritici, biospatiti dolomicriti e dolomie cristalline del Cretaceo superiore riconducibili alla Piattaforma Apula Interna (Mostardini & Merlini, 1986). In base alla interpretazione sopra riportata la successione attraversata dal pozzo evidenzia il contatto trasgressivo della Formazione della Baronia sull'Unità tettonica del Fortore, il raddoppio tettonico di quest'ultima unità ed il suo sovrascorrimento sulla Piattaforma Apula Interna.

Il pozzo Taurasi 1 è stato perforato in una zona ampiamente interessata da fenomeni franosi che coinvolgono il membro argillitico della Formazione delle Argille Varicolori; la sua stratigrafia non è stata descritta nei primi 120 m, ma i dati di superficie inducono ad attribuire tale intervallo alla suddetta formazione. Successivamente la perforazione ha attraversato fino a 1129 m una successione composta da peliti, arenarie e calcari di età serravalliano-tortoniana da attribuire alla Formazione della Daunia (Jacobacci *et alii*, 1967) o Flysch di Faeto (Crostella & Vezzani, 1964) piuttosto che al Flysch di Castelvetere (Formazione di S. Giorgio), che è caratterizzato fondamentalmente da litofacies torbiditiche arenacee e conglomeratiche, con rare intercalazioni pelitico – arenace e calcareo marnose. Questo intervallo poggia su un pacco di peliti, calcari, arenarie e gessi della Formazione gessoso-solfifera spesso circa 100 m; pertanto può essere interpretato come una scaglia tettonica. Successivamente, fino a 3318 m, sono state attraversate altre tre scaglie tettoniche, ognuna delle quali presenta depositi evaporitici messiniani al tetto: la prima è composta ancora da peliti, arenarie e calcari della Formazione della Daunia e dalla sottostante Formazione delle Argille Varicolori con spessore di circa 1370 m; la seconda e la terza dalla Formazione delle Argille Varicolori con spessori, rispettivamente di 600 m e di 200 m. Segue un ultima scaglia tettonica costituita da sedimenti calcareo-evaporitici messiniani con spessore di 49 m sovrapposti tettonicamente a calcari e dolomie calcaree del Neocomiano, attribuiti alla Piattaforma Apula Interna (Mostardini & Merlini, 1986). Anche in questo caso l'unità tettonica inferiore è costituita dalla Piattaforma Apula Interna sulla quale si sovrappongono sei scaglie tettoniche. In pratica al di sopra della Piattaforma Apula Interna sovrascorre la Formazione gessoso – solfifera cui segue l'Unità tettonica del Fortore raddoppiata per sovrascorrimento, quindi il sovrascorrimento della Formazione della Daunia a sua volta raddoppiata da un altro sovrascorrimento ed infine il sovrascorrimento dell'Unità tettonica del Fortore sulla Formazione della Daunia.

Anche il pozzo Tranfaglia 1 ha attraversato almeno quattro scaglie tettoniche. La prima, fino a 280 m, è composta dalla Formazione delle Argille Varicolori. La seconda è rappresentata da una successione di peliti talora silicee, arenarie e calcari fino a 1500 m, attribuita alla Formazione della Daunia, e dalla Formazione Argille Varicolori fino a circa 2560 m. La terza scaglia è costituita ancora da peliti e calcari della Formazione della Daunia fino a circa 2750 m. L'ultima è composta dai depositi calcarei e gessosi della Formazione gessoso - solfifera che, con spessore di circa 100 m, poggiano su una succes-

PROGETTO CARG

sione composta da calcareniti, calciruditi, marne verdi di età oligocenica e da calcari bruni, calcari e marne rosse dell'Eocene, con spessore complessivo di circa 220 m, attribuibile al membro calcareo-pelitico della Formazione delle Argille Varicolori. Quest'ultimo intervallo sovrascorre su calcari beige, calcari dolomitici e calcari grigi dell'Albiano con spessore di circa 380 m riferibili alla Piattaforma Apula Interna per analogia con il pozzo Taurasi 1 (Mostardini & Merlini, 1986).

PROGETTO CARG

PROGETTO CARG

VI - LINEAMENTI STRUTTURALI

1. - INTRODUZIONE

La ricostruzione stratigrafica e strutturale di una area ampia, come quella del foglio in esame, non può prescindere dal fare riferimento ai modelli di ricostruzione palinspastica e paleogeografica noti letteratura, che rappresentano sintesi collegate all'evoluzione delle conoscenze, mediante l'acquisizione di in nuovi dati, ma anche alla soggettività delle interpretazioni fornite dai vari autori.

L'arco appenninico meridionale è costituito da coltri di ricoprimento derivanti dalla deformazione di domini paleogeografici appartenenti al margine settentrionale della placca africano – adriatica, rappresentati da piattaforma carbonatiche di mare basso e da bacini più o meno profondi, sulla cui posizione paleogeografica esistono opinioni divergenti tra gli studiosi dell'Appennino meridionale (D'argenio *et alii*, 1973; Mostardini & Merlini, 1986; Patacca & Scandone, 1989; Patacca *et alii*, 1990). Lo stile tettonico dell'arco appenninico meridionale è riferibile ad un sistema duplex nel quale un complesso di *thrust sheets* carbonatici derivanti dalla deformazione dell'avampaese apulo è sepolto al di sotto di coltri di provenienza interna, come evidenziato da profili sismici e dai risultati di perforazioni per ricerche petrolifere (Mostardini & Merlini, 1986; Casero *et alii*, 1988). In pratica le unità più interne avrebbero scavalcato le unità più esterne invertendo la loro posizione paleogeografica.

Si è già osservato che i ricercatori dell'Università di Napoli hanno fornito un modello che comprende non meno di tre piattaforme carbonatiche mesozoiche, fino ad un massimo di cinque (Sgrosso, 1988). Il modello con tre piattaforme carbonatiche (D'argenio *et alii*, 1973) prevede il Bacino lagonegrese, tra la Piattaforma campano – lucana (o interna) e la Piattaforma abruzzese – campana (o intermedia), ed il Bacino molisano tra la Piattaforma intermedia e la Piattaforma apula (o esterna; fig. 22).

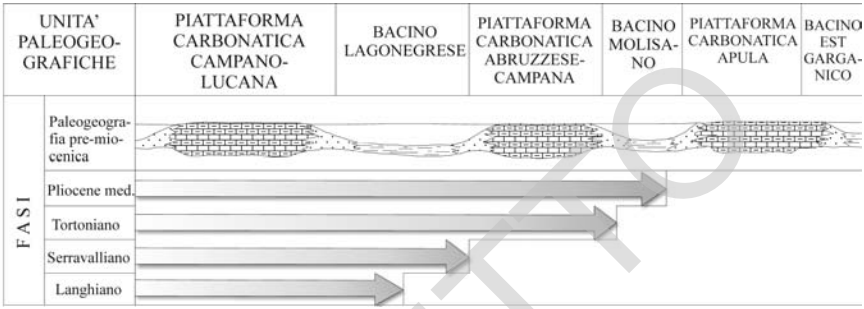


Fig. 22 - *Unità paleogeografiche e fasi tettogenetiche dell'Appennino campano-lucano secondo D'Argenio* et alii *(1973).*

Il modello alternativo a quello sopra ricordato (fig. 1), fornito dai ricercatori dell'AGIP (Mostardini & Merlini, 1986), è basato fondamentalmente, oltre che sui dati di superficie noti, su 15 sezioni geologiche tra il Tirreno e l'Adriatico, su dati sismici e su un modello gravimetrico che consente di ubicare correttamente le masse rocciose. La struttura della catena appenninica meridionale è illustrata in figura 23 dove, dall'alto verso il basso, si riconosce l'accavallamento delle unità liguridi sulle unità della piattaforma appenninica e di queste sulle unità lagonegresi - molisane a loro volta sovrapposte alle unità della piattaforma apula interna. Rivestono specifico interesse le sezioni geologiche 6 e 7 che illustrano le strutture fino ad una profondità di circa 10 km. Tali strutture sono interpretate mediante deformazioni dovute a *thrusts*, con formazione di scaglie tettoniche e coltri di ricoprimento con vergenza orientale, strutturate in *piggy-back* e *duplex*. In particolare la sezione 7 comprende il transetto di Torre Le Nocelle – Piano Pantano che ricade nell'ambito del Foglio 432 "Benevento" (fig. 24). In tale transetto la parte superiore della sezione evidenzia la Successione superiore del bacino lagonegrese-molisano corrispondente essenzialmente alla Formazione delle Argille Varicolori, sulla quale giace la Successione del Miocene superiore corrispondente alla Formazione gessoso-solfifera e alla Unità di Tufo-Altavilla, in accordo con quanto proposto nel Foglio 432. Non appare invece corretta la sovrapposizione tettonica retrovergente della scaglia comprendente la Successione superiore del bacino lagonegrese-molisano sulla Successione del Miocene superiore perché il rilevamento ha evidenziato che la Unità di Tufo-Altavilla poggia con contatto stratigrafico inconforme sulla Formazione delle Argille Varicolori.

Le principali fasi di deformazione che hanno strutturato tale settore della catena sono avvenute tra il Miocene e il Quaternario; gran parte dell'edificio strutturale si è originato dal Langhiano con scaglie tettoniche e falde di ricoprimento. Successivamente, con l'inizio dell'apertura del Mare Tirreno, a partire dal Tortoniano superiore sono state riconosciute altre fasi tettoniche che hanno condizionato la sedimentazione nei bacini *piggy-back* impostati in varie parti della catena, nei bacini di avanfossa e nelle zone tirreniche in estensione e che hanno

PROGETTO CARG

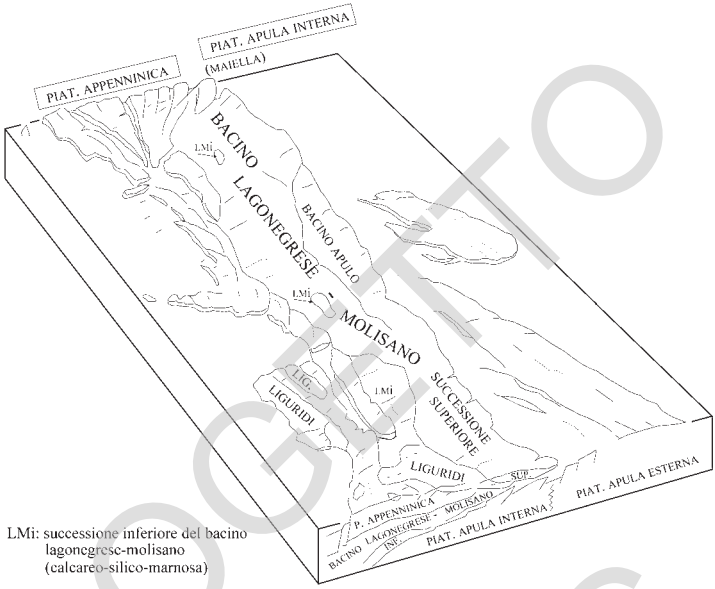


Fig. 23 - *Schema paleogeografico dello stadio postorogenico dell'Appennino meridionale ridisegnato secondo* Mostardini & Merlini *(1986). Nello schema non compaiono le unità formazionali successive al Miocene inferiore.*

determinato l'assetto strutturale pressochè definitivo della catena appenninica meridonale (Torre *et alii*, 1988; Patacca & Scandone, 1989).

La fase messiniana ha favorito la formazione di zone ribassate occupate da alcuni bacini evaporitici di tipo *piggy-back* poco profondi (come quello dell' Unità di Tufo-Altavilla), formatisi in conseguenza di episodi distensivi successivi a quelli di compressione, fino al Pliocene inferiore p.p. L'attiva sedimentazione clastica di tipo fluvio-deltizio sul bordo occidentale del bacino *piggy-back* dell' Unità di Tufo-Altavilla era alimentata dalle unità terrigene mioceniche (Formazione delle Argille Varicolori e Formazione di S. Giorgio) e da quelle calcaree giurassico-cretaciche.

La fase tettonica del Pliocene inferiore ha interrotto ancora la sedimentazione e ha consentito una ulteriore traslazione delle coltri della catena. Successivamente questa ultima si è abbassata e le fasi tettoniche prevalentemente distensive del Pliocene inferiore – medio hanno accentuato la individuazione di zone subsidenti, con conseguente ingressione marina, connessa alla generale invasione del Mediterraneo ad opera delle acque dell'Atlantico dopo la crisi di salinità del Messiniano; si è così depositata la Formazione della Baronia nel bacino *piggy-back* di Benevento - Potenza (Cantalamessa *et alii*, 1988).

Nel Pliocene medio - superiore le fasi tettoniche hanno generato il rovesciamento dei fianchi esterni delle pieghe nella parte centro-orientale della catena e

PROGETTO CARG

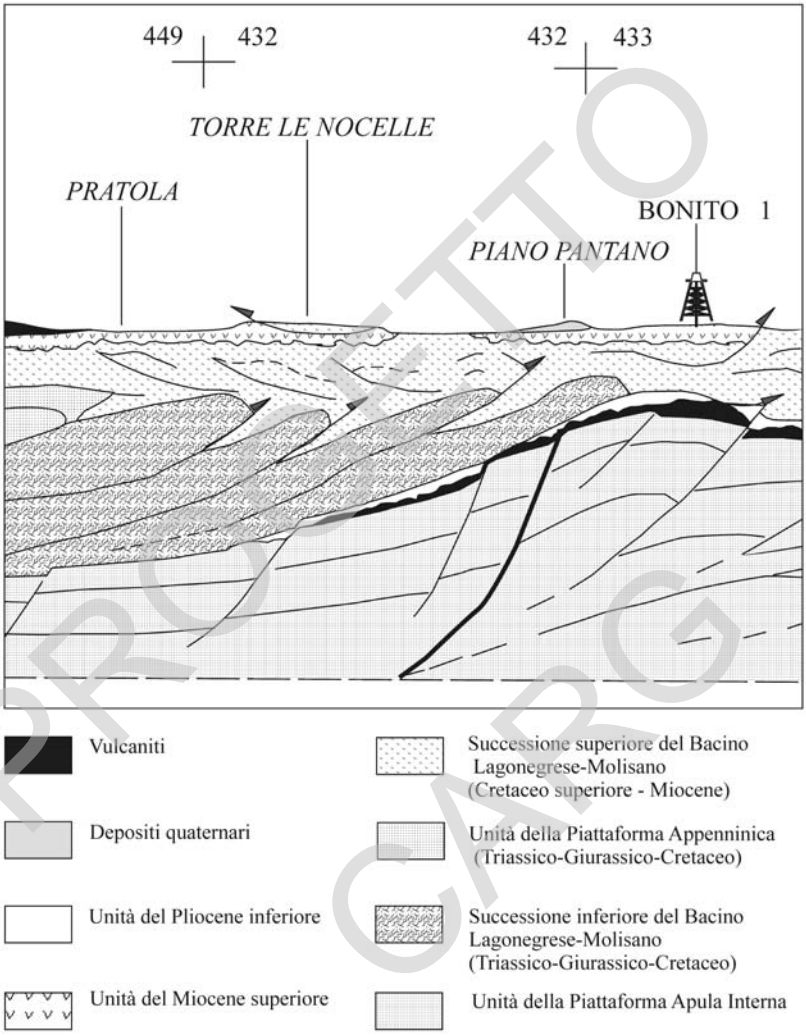


Fig. 24 - *Parte centrale della sezione geologica n. 7 di* Mostardini & Merlini *(1986). E' evidenziato con linee verticali il tratto di sezione compreso nel Foglio 432 "Benevento" tra i fogli 449 "Avellino" e 433 "Ariano Irpino".*

ulteriori traslazioni mediante piani di taglio inverso; esse hanno portato il fronte di alcune unità terrigene cretacico-mioceniche al di sopra dei sedimenti accumulatisi nella avanfossa bradanica antistante la Piattaforma apula. Le fasi tettoniche mediopliocenicheche hanno causato la completa emersione dell'area del Foglio 432 con rilievi accentuati; durante questa fase si sono identificati probabilmente le

PROGETTO CARG

zone strutturalmente più elevate dei massicci carbonatici mesozoici e quelle più depresse delle unità terrigene cretacico-mioceniche. Durante il Pliocene inoltre si sono attivate o individuate importanti linee di faglia trasversali orientate NE-SW nell'Appennino campano-lucano (Ortolani, 1974; 1979; Incoronato *et alii* 1985): la Benevento-Buonalbergo, la Bagnoli Irpino-T. Calaggio, ubicata circa 40 km a SE di Benevento, la S. Fele-Vulture. La prima si sarebbe formata tra il Pliocene inferiore e il Pliocene medio ed avrebbe i caratteri di una faglia normale con ribassamento del blocco sud-orientale (Consiglio Nazionale delle Ricerche, 1983). La seconda si sarebbe originata tra il Pliocene medio e il Quaternario e sarebbe una faglia trascorrente sinistra. Dopo la fase tettonica mediopliocenica è iniziato un lungo periodo di erosione il cui risultato finale è stato la formazione di una paleosuperficie che modellava sia i rilievi carbonatici mesozoici dislocati dalle precedenti fasi, sia le unità terrigene cretacico-mioceniche (Aprile *et alii*, 1978).

I dati sugli eventi deformativi pliocenico-quaternari della neotettonica (Consiglio Nazionale delle Ricerche, 1983) indicano che gli eventi tettonici del Pleistocene (circa 1.3 e 0.7 Ma) hanno determinato essenzialmente importanti spostamenti verticali ed il sollevamento generale della parte centro-orientale della catena. Durante la prima fase (1.3 Ma) si sono identificati alcuni graben con valli fluviali e bacini lacustri (piana campana, valli dei fiumi Ofanto e Calore, ecc.); nella seconda fase (0.7 Ma) si sono definite le morfostrutture attuali, si sono estinti alcuni bacini lacustri e se ne sono individuati altri spesso in corrispondenza di quelli più antichi. Alla fine del Pleistocene medio una ulteriore fase tettonica ha portato alla estinzione dei bacini lacustri e a rilevanti accumuli di depositi alluvionali. Infine nel Pleistocene superiore-Olocene si sono verificate ulteriori fasi tettoniche che hanno coinvolto depositi di versante più o meno recenti (Aprile *et alii*, 1978).

Per quanto riguarda il Foglio 432, gran parte dell'area è stata soggetta ad innalzamento durante il Pliocene e il Quaternario; tale innalzamento sarebbe stato interrotto da episodi di abbassamento cronologicamente non ben definiti. Invece la zona centro-meridionale tra Altavilla Irpina, S. Giorgio del Sannio e Benevento nella quale affiorano una parte della Unità di Tufo-Altavilla e della Formazione della Baronia, avrebbe subito una evoluzione più complessa: innalzamento nel Pliocene medio-inferiore; abbassamento nel Pliocene medio-superiore con successivo innalzamento; di nuovo abbassamento nel Pleistocene medio e successivo innalzamento a partire dal Pleistocene medio e, localmente, dal Pleistocene superiore.

2. - ASSETTO TETTONICO E PRINCIPALI LINEAMENTI CONNESSI ALL'EVOLUZIONE DEL MIOCENE - PLIOCENE

Venendo ora ad esaminare l'assetto strutturale del foglio, si rileva che la notevole diffusione dei depositi quaternari (oltre il 60 % del foglio) rappresenta un serio ostacolo alla ricostruzione tettonica delle unità più antiche. L'analisi strutturale

PROGETTO CARG

è stata completata mediante il rilievo di dati relativi agli indicatori cinematici essenzialmente presenti in rocce competenti, come i conglomerati dell'Unità di Tufo-Altavilla. Inoltre è stato eseguito un dettagliato studio mediante le foto aree in scala 1: 20.000 (volo IGM 1977), volto principalmente a riconoscere, oltre agli aspetti geomorfologici, anche le lineazioni tettoniche e sono stati utilizzati i dati dei tre pozzi, S. Arcangelo Trimonte 1, Taurasi 1 e Tranfaglia 1 descritti nel capitolo precedente.

Sulla base dei dati sopra ricordati sono state ricostruiti lo schema tettonico del foglio e 4 sezioni geologiche, delle quali la II, III e IV sono trasversali all' asse tettonico appenninico, mentre la prima ha andamento meridiano. Quest'ultima ha lo scopo precipuo di collegare i tre pozzi.

2.1. - Unità tettonica di piattaforma carbonatica

L'area di Foglianise - M. S. Michele è interessata da un sistema di faglie normali orientate in prevalenza NW - SE, subordinatamente NE - SW, che hanno disarticolato variamente la struttura di M. S. Michele. Tutta la struttura con le unità giurassiche (**UFG** e **USB**) e cretaciche (**UMT, UTC e USA)** è sovrascorsa sulle torbiditi della Formazione di S. Giorgio. Sono presenti inoltre faglie con rigetti modesti parallele alle precedenti. Tra le faglie orientate NE - SW riveste particolare importanza la faglia a N di M. S. Michele, che giustappone le unità giurassiche con quelle cretaciche.

L'area di M. Teano appare intensamente fratturata e fagliata da faglie normali orientate principalmente NW - SE, subordinatamente NE - SW e E - W; la parte mediana dell'area di M. Teano forma una sinclinale con asse orientato NW - SE. Anche questa struttura con le unità giurassico - cretaciche è sovrascorsa sulla Formazione di S. Giorgio. Un'altra faglia parallela alle precedenti, ma immergente verso SW, borda il fianco orientale della struttura M. Teano - Toppo Supino dislocando le unità del Cretaceo inferiore (**UMT**) e della parte alta del Cretaceo inferiore (**UTC**). Più a N nei pressi di S. Martino Valle Caudina il contatto per sovrascorrimento riguarda le unità del Giurassico e le torbiditi della Formazione di S. Giorgio. Sono presenti altre faglie parallele a questa ultima nella parte più occidentale della struttura. Si riconsocono inoltre faglie orientate E - W con rigetti modesti, ad eccezione della faglia di Vallone Castello, che si sviluppa nel foglio adiacente "Caserta Est" e mette in contatto la parte alta delle unità del Cretaceo inferiore con quelle del Cretaceo superiore.

2.2. - Unità tettonica del Fortore

La ricostruzione dell'assetto strutturale di questa unità è resa notevolmente difficoltosa sia dal numero assai ridotto di affioramenti idonei ad osservazioni di dettaglio, in conseguenza della presenza quasi ubiquitaria della coltre elu-

PROGETTO CARG

vio – colluviale, sia dalle peculiari caratteristiche meccaniche dei litotipi della Formazione delle Argille Varicolori, estremamente instabili anche a pendenze assai modeste e quindi molto poco conservativi sotto il profilo delle forme tettoniche e strutturali che vengono rapidamente rimodellate ed obliterate. Dai dati del sottosuolo (Mostardini & Merlini 1996) risulta che nell'area del foglio sono presenti unità della Piattaforma carbonatica appenninica impilate con una serie di *thrust* a vergenza orientale sulle unità della Successione inferiore del bacino lagonegrese - molisano. Entrambe queste unità sono sormontate dalle unità della Successione superiore del bacino lagonegrese - molisano, corrispondente all' Unità tettonica del Fortore del foglio, coinvolta nei meccanismi di propagazione dei *thrust* durante le successive fasi di strutturazione della catena. La Formazione delle Argille Varicolori presenta quindi un assetto strutturale assai complesso essendo stata interessata da fasi deformative precedenti a quelle mio – plioceniche ed avendo subito notevoli raccorciamenti. Dai dati di terreno, integrati dai dati dei sondaggi riportati sulle sezioni geologiche, si evince che questa unità rappresenta il substrato già in parte deformato ed in progressiva crescente deformazione su cui sono andati a depositarsi le successive unità con contatti inconformi. Anche se dai dati dei sondaggi la strutturazione della Formazione delle Argille Varicolori in una serie di *thrust* appare chiara, non è stato possibile individuare elementi idonei al loro riconoscimento in superficie. Pertanto la sostanziale assenza di dislocazioni in questa unità, sia nella carta che nell'allegato schema tettonico, è legata soprattutto alla estrema rarità degli affioramenti ed al suo assetto molto caotico. Tale assetto è stato schematizzato nelle sezioni geologiche mediante una opportuna simbologia.

Nella Formazione delle Argille Varicolori le strutture di I ordine (dimensioni trasversali comprese tra 3 e 5 km) sono rappresentate da una serie di antiformi e sinformi, limitate generalmente al tetto da superfici erosive. Esse sono il riflesso superficiale di una complessa struttura interna e profonda data da embricazione a vergenza orientale di pieghe associate a faglie inverse e a sovrascorrimenti di diversa estensione, come evidenziato poco a nord del foglio da Pescatore *et alii* (2000) nei Monti del Sannio (Unità tettonica del Fortore). Queste strutture hanno condizionato in modo talora molto marcato la geometria delle successive unità che su di esse si sono depositate e che sono state poi a loro volta progressivamente deformate. Nella Formazione delle Argille Varicolori sono state individuate, soprattutto da evidenze stratigrafiche, strutture sia disgiuntive che compressive. Le prime sono generalmente rappresentate da faglie dirette ad orientazione appenninica, che tendono a disarticolare la successione delle unità tardo orogene. Le seconde sono rappresentate da sovrascorrimenti e da faglie inverse che coinvolgono sia le formazioni dell'Unità tettonica del Fortore, sia le unità tardo-orogene, fatta eccezione per la Formazione delle Baronia. Sono presenti anche faglie ad orientazione antiappenninica probabilmente associate a fenomeni di trascorrenza destra; tuttavia assai di rado viene conservata nei litotipi più competenti qualche effettiva evidenza dei piani di faglia, anche in questi casi senza indicatori cinematici.

PROGETTO CARG

La Formazione di S.Giorgio interessa soprattutto il margine occidentale del foglio ove poggia con contatto inconforme sia sulla Formazione delle Argille Varicolori sia sulle sulle unità di Piattaforma carbonatica, già in precedenza disarticolate e parzialmente strutturate. I lineamenti tettonici del I ordine sono costituiti da una serie di anticlinali e sinclinali che presentano generalmente sviluppo in direzione appenninica. In alcuni casi tuttavia la orientazione delle strutture risulta fortemente condizionata dalla paleogeografia del substrato, ed in particolare dall'assetto dei litotipi più competenti (generalmente il membro calcareo-pelitico della Formazione delle Argille Varicolori). Le pieghe sono generalmente non cilindriche, asimmetriche, talora a marcata vergenza orientale soprattutto nel settore nord-occidentale. Sono stati riconosciuti alcuni sovrascorrimenti nell'area di Castelpoto e di Pannarano dove la Formazione di S. Giorgio è sovrapposta all' Unità di Tufo – Altavilla e ad W di Apollosa dove la stessa formazione è sovrascorsa sulla Formazione delle Argille Varicolori. Queste strutture sono interrotte da alcune discontinuità tettoniche trasversali, costituite da faglie talora a cinematica non determinabile (probabilmente trascorrenti) e da faglie dirette probabilmente coniugate ai principali sovrascorrimenti. Sono state inoltre individuate faglie trascorrenti (probabilmente destre) a direzione antiappenninica nonché sistemi di faglie dirette a direzione appenninica. Il carattere trascorrente o transtensivo delle prime deriva soprattutto da evidenze stratigrafiche (spostamento dei limiti come si può osservare ad esempio nel settore subito ad E di Foglianise), in quanto anche queste strutture risultano generalmente sprovviste di elementi cinematici. Nell'ambito di questa formazione inoltre sono stati ipotizzati alcuni sovrascorrimenti e/o faglie inverse, la cui entità è difficilmente valutabile. Questi ultimi sono ubicati soprattutto in corrispondenza di orizzonti meno competenti, costituiti soprattutto dai principali olistotromi di argille varicolori. Tali contatti, ricostruiti soprattutto sulla base di considerazioni geometriche e stratigrafiche, sono stati indicati a tratteggio in quanto mancano indicatori cinemati o ben precise evidenze di terreno.

2.3. - Unità tardo orogene

La successione composta dalla Formazione gessoso-solfifera e dall' Unità di Tufo - Altavilla e la Formazione della Baronia si sono depositate in bacini di tipo *piggy – back* caratterizzati da sforzi di compressione sindeposizionali e da una evoluzione strutturale polifasica, analogamente a quanto riconosciuto nel limitrofo Foglio 433 " Ariano Irpino" e nell'area del bacino dell'Ofanto, ubicato poco a SE del Foglio 432 "Benevento", dove affiorano i sedimenti della Formazione della Baronia.

L'Unità di Tufo - Altavilla affiora soprattutto nei settori orientali e meridionali del foglio ove poggia con contatto inconforme sulle sottostanti unità, già in precedenza deformate e strutturate. I lineamenti tettonici del I ordine sono costituiti da una serie di anticlinali e sinclinali che seguono l'andamento delle

PROGETTO CARG

principali strutture deformative e presentano generalmente sviluppo in direzione appenninica, tuttavia in alcuni casi (Castelpoto, Mass. Di Gioia, S. Lucia ad ovest di Montemiletto) tendono a disporsi in direzione antiappenninica, parallelamente ad alcune importanti dislocazioni a prevalente componente trascorrente, che coinvolgono anche le sottostanti unità ed in modo particolare la Formazione delle Argille Varicolori. Queste ultime sono interpretabili probabilmente come faglie di trascinamento (*tear fault*) o come faglie trascorrrenti destre. Sono state inoltre individuate, soprattutto sulla base di considerazioni stratigrafiche, alcune faglie inverse generalmente ad orientazione appenninica, ma anche in questi casi l'entità del raccorciamento è difficilmente valutabile. Le principali faglie inverse o transpressive in genere sono osservabili solo parzialmente in quanto in gran parte sepolte sotto i depositi quaternari e dell'Unita di Ariano. Nell'ambito di questa unità inoltre sono presenti sistemi di faglie dirette generalmente a direzione appenninica e numerose faglie antiappenniniche, spesso a cinematica non determinabile, sia per l'assenza di indicatori cinematici, sia per l'assenza di significativi rigetti stratigrafici, probabilmente con una componente trascorrente. Faglie trascorrenti antiappenniniche probabilmente destre, a cui può essere associato un significativo rigetto stratigrafico, si individuano nel settore di Castelpoto (dove mettono a contatto l'Unità di Tufo - Altavilla con la Formazione di S. Giorgio) e nel settore ad ovest di Montemiletto (dove mettono a contatto l'Unità di Tufo - Altavilla con la Formazione delle Argille Varicolori).

Per l'Unità di Tufo-Altavilla è stato possibile svolgere un analisi dei dati mesostrutturali mediante misure del campo di fratturazione su alcuni affioramenti del membro conglomeratico, particolarmente favorevoli per le buone esposizioni nell'area tra Chianchetelle e lo Stretto di Barba. Due di questi affioramenti sono situati in prossimità del F. Sabato: la stazione (A) è ubicata su una parete verticale, in sinistra del fiume, la stazione (B) si trova più in basso sulla sponda destra del fiume; la terza stazione (C) è collocata lungo una strada che da Chianchetelle scende verso il fiume. I conglomerati formano una brachianticlinale o domo con asse orientato NW - SE.

Le faglie e le fratture misurate sono state raggruppate in base alla loro natura (compressiva, distensiva o trascorrente) come desunta in campagna sulla base degli indizi cinematici presenti sulle superfici tettoniche. Sono state così riconosciute, limitatamente alle famiglie di faglie, tre popolazioni di elementi deformativi B1, B2, B3 (figg. 25 e 26). Il primo gruppo (B1) presenta caratteri essenzialmente compressivi; il gruppo B2 e il gruppo B3, contenente gli elementi a movimento trascorrente, mostrano caratteri estensivi. Pertanto gli elementi deformativi fragili sono rappresentati in prevalenza da faglie normali con andamento circa N - S e NW - SE, subordinatamente da faglie a movimento trascorrente in prevalenza destro orientate NE - SW ed infine a basso e ad alto angolo orientate rispettivamente N - S e NE - SW, NNE - SSW. Le deformazioni sono connesse ad una tettonica sviluppatasi in più fasi, attive successivamente alla deposizione della Unità di Tufo-Altavilla e cioè in un periodo di tempo compreso tra la parte basale del Pliocene inferiore e il Pleistocene. Il quadro strutturale che risulta da

PROGETTO GAEG

questi dati evidenzia, per la similitudine dei tensori calcolati, una associazione tra il gruppo degli elementi normali e il gruppo di quelli trascorrenti che sono il prodotto di una distensione sviluppata probabilmente in almeno due distinte fasi successivamente al Pliocene inferiore. Gli elementi compressivi presentano invece una notevole dispersione dei poli e mostrano spesso, associata alla componente *dip-slip* del movimento, una componente orizzontale non trascurabile in modo da permettere di ipotizzare una tettonica compressiva riattivata durante le fasi terminali del trasporto tettonico di questo settore della catena appenninica meridionale.

I dati ottenuti sono in buon accordo con i precedenti tentativi di valutazione a scala regionale del regime di stress della neotettonica per detto settore della catena appenninica (Cello *et alii*, 1982; Carmignani *et alii*, 1983).

La Formazione della Baronia affiora estesamente nell'area del foglio ed i suoi depositi poggiano con contatto inconforme su tutte le sottostanti formazioni. Essa non risulta essere coinvolta nelle principali fasi deformative, che quindi sono precedenti alla sua deposizione, in quanto i suoi depositi tendono a seppellire ed a occultare i principali *thrust* e le altre strutture (soprattutto faglie trascorrenti e faglie di trascinamento ad essi associate). La Formazione della Baronia è caratterizzata da ampie e blande strutture plicative di I ordine, con assi generalmente orientati in direzione appenninica, ma la cui orientazione è più o meno intensamente condizionata della paleogeografia e dall'assetto strutturale del substrato costituito generalmente dalla Formazione delle Argille Varicolori. I depositi della Formazione della Baronia sono disarticolati da una serie di faglie a direzione appenninica e da elementi tettonici trasversali costituiti molto probabilmente da faglie trascorrenti e da faglie dirette. In prevalenza le faglie ad orientazione appenninica sono interpretabili come faglie dirette. In molti casi tuttavia la cinematica della faglie è rimasta indeterminata per la totale assenza di elementi stratigrafici o cinematici utili per una sua caratterizzazione.

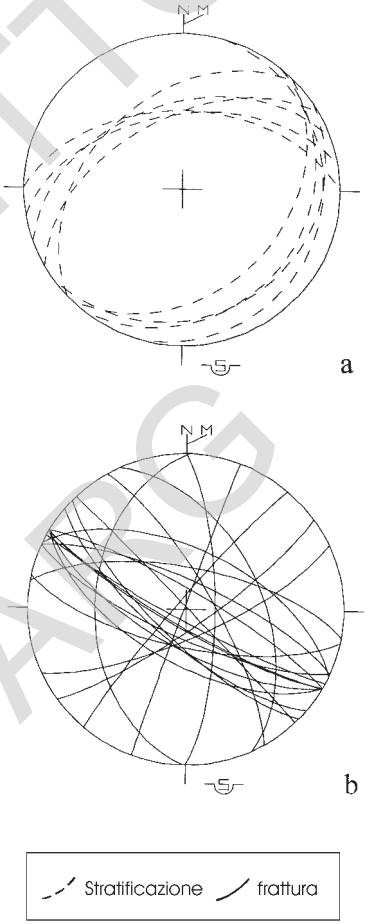
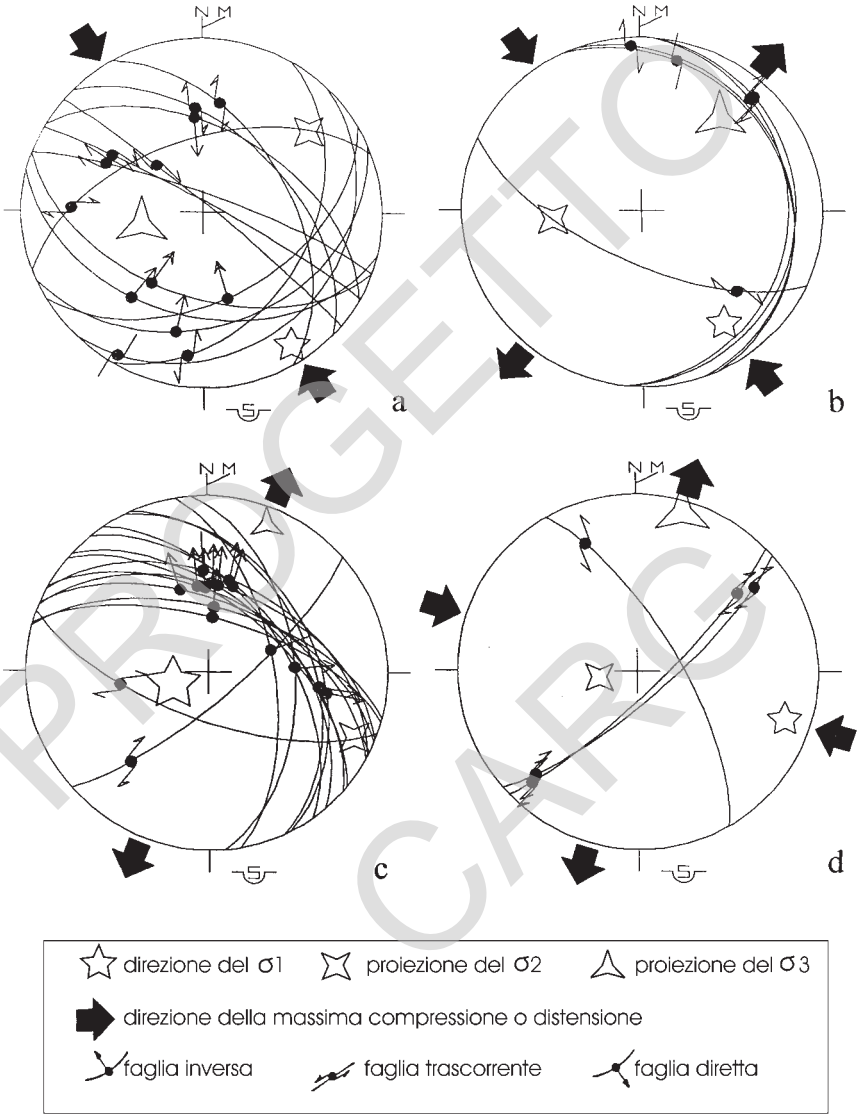


Fig. 25 - *Analisi dei dati mesostrutturali del membro conglomeratico della Unità di Tufo-Altavilla.* a, *superfici di stratificazione;* b, *superfici di frattura. I diagrammi sono la proiezione sull'emisfero inferiore del reticolo equiareale di Schmidt.*

PROGETTO CARG



PROGETTO CARG

Fig. 26 - *Analisi dei dati strutturali del membro conglomeratico dell' Unità di Tufo-Altavilla.* a, *faglie inverse B1;* b, *faglie inverse a basso angolo di immersione (*thrust*);* c, *faglie normali B2;* d, *faglie trascorrenti B3. In ogni diagramma compaiono i vettori di movimento desunti sulle superfici delle faglie e l'orientazione degli assi principali del campo di stress calcolati per ogni gruppo. Tutti i diagrammi sono la proiezione sull'emisfero inferiore del reticolo equiareale di* Schmidt.

In altri casi, nonostante la scarsa conservazione di piani meccanici con chiari indicatori cinematici a componente di movimento orizzontale, è stato possibile interpretare alcune faglie come trascorrenti destre. Tale interpretazione si giustifica con la presenza di significativi rigetti stratigrafici orizzontali, tuttavia raramente tali elementi mostrano una continuità superiore ad alcune centinaia di metri.

2.4. - Unità quaternarie continentali

Nel Quaternario le unità in precedenza descritte risultano dislocate e disarticolate da sistemi di faglie dirette con direzione appenninica ed antiappenninica, che individuano numerosi blocchi caratterizzati da sollevamento differenziato e basculamento. Questi movimenti hanno favorito importanti processi erosivi nelle aree strutturalmente più elevate, cui si associano periodi di sedimentazione in ambiente continentale nei settori più depressi.

Sulla sommità dei rilievi che caratterizzano tali blocchi morfo-strutturali si riconoscono numerosi lembi subpianeggianti, che costituivano originariamente un altopiano, indicato generalmente come la "Paleosuperficie" Auct. (Brancaccio & Cinque, 1988; Ortolani & Pagliuca, 1988; Cinque, 1992), profondamente reinciso dalla rete idrografica. Queste superfici sospese sono caratterizzate da un reticolo idrografico interno poco inciso e non raccordato con i fondovalle attuali; questi sono delimitati da una serie di elementi morfostrutturali, corrispondenti a faglie normali, che sviluppano trend prevalentemente appenninici e antiappenninici e condizionano la fisiografia e l'idrografia dell'area, come evidenziato anche negli adiacenti Monti del Sannio (Pescatore *et alii*, 2000). Il reticolo idrografico presenta, infatti, a grande scala una geometria di tipo angolare, a causa del forte controllo dei lineamenti neotettonici. In particolare l'asta fluviale del F. Calore mostra un andamento sostanzialmente rettilineo per ampi tratti, cambiando quasi ortogonalmente direzione da N - S a E - W in prossimità di Castelpoto, mantenendo questo andamento per diverse decine di chilometri sino all'incirca all'altezza di Apice per poi disporsi di nuovo bruscamente in direzione N- S. Analogo andamento hanno anche i suoi affluenti, in particolare il F. Sabato con con andamento N - S ed innesto ortogonale rispetto alla direzione dell'asta principale all'altezza di Benevento.

La tettonica recente ha dunque controllato la riorganizzazione e l'approfondimento del reticolo idrografico e ha provocato un'intensa attività morfodinamica lungo i versanti ai margini dei blocchi, esplicatasi con movimenti franosi ed erosione areale.

Per quanto concerne lo studio dei lineamenti tettonici recenti, al rilevamento geologico è stata affiancata un' analisi geomorfologica condotta essenzialmente a mezzo di fotointerpretazione. Tuttavia tale indagine è stata notevolmente limitata dalla mancanza nell'area di litotipi conservativi. Comunque è stato possibile riconoscere alcune faglie ad andamento E - W, cui si associano faglie ad andamento meridiano individuate anche da Pescatore *et alii* (1996). Le prime delimitano

PROGETTO GARR

diverse strutture neotettoniche monoclinaliche, nelle cui zone depresse si sono accumulati depositi fluviali. I lineamenti N - S, invece, rappresentano lo svincolo al movimento differenziale tra le diverse strutture.

Numerosi indizi geomorfologici, quali andamento e geometria dell'alveo del fiume Calore, confortati anche da dati sul sottosuolo (Pescatore *et alii*, 1996) e da dati sismici (Iannaccone *et alii*, 1992), suggeriscono l'esistenza di un importante lineamento tettonico di direzione E - W a N di Benevento responsabile di un probabile basculamento verso N del settore settentrionale.

Inoltre a a NW di Benevento, in prossimità del torrente Fasanella, evidenze di terreno mostrano che piccole faglie di direzione E - W, immergenti verso S, interessano sia i depositi del substrato miocenico sia le alluvioni antiche del fiume Calore (Bousquet *et alii*, 1990).

Le alluvioni antiche del fiume Calore, su cui è ubicata la città di Benevento, e le alluvioni recenti si sarebbero quindi deposte sul lato depresso di una monoclinale che immerge verso Nord limitata da faglie con direzione E - W (Pescatore *et alii*, 1996).

2.5 - Conclusioni

I dati del sottosuolo (vedi cap. V) delineano un assetto stratigrafico – strutturale estremamente complesso, che tuttavia sembra trovare scarso risalto nei dati di superficie. Tale apparente contrasto è dovuto sia alla difficoltà di identificare e/o caratterizzare dal punto di vista cinematico anche significativi elementi tettonici, sia a peculiari condizioni dell'assetto stratigrafico-strutturale dell'area, legate alla presenza in superficie di due sole unità tettoniche. Infatti gran parte dei principali sovrascorrimenti e degli elementi strutturali ad essi associati è sepolta o occultata sia dalle unità quaternarie sia dai depositi della Formazione della Baronia (questi ultimi solo blandamente coinvolti dalle ultime fasi compressive). Entrambe queste unità affiorano molto estesamente in generale ed in modo esclusivo in alcuni settori. Inoltre le caratteristiche geomeccaniche dei più diffusi litotipi, in modo particolare del membro argillitico di Montaperto della Formazione delle Argille Varicolori, risultano assai poco conservative, inidonee non solo a preservare elementi cinematici, ma anche semplici indizi geomorfologici delle dislocazioni che li hanno interessati (sopratutto l'irregolare fronte di un sistema di *imbricate fault*). Per quanto concerne invece l'assetto stratigrafico-strutturale, la totale assenza in affioramento di litotipi riferibili alla Formazione della Daunia (pur presenti nel sottosuolo) o ad altre unità tettoniche, diverse dall'Unità tettonica del Fortore (fatta eccezione l' Unità tettonica di Piattaforma carbonatica nel settore occidentale del foglio), trova piena concordanza nei dati del sottosuolo descritti nel capitolo V. Infatti nelle tre perforazioni l'Unità tettonica del Fortore, ed in modo particolare la Formazione delle Argille Varicolori, sovrascorre su tutte le sottostanti scaglie tettoniche.

In conclusione i dati del rilevamento analizzati congiuntamente con quelli

PROGETTO CARG

del sottosuolo sembrano configurare anche in superficie un complesso assetto strutturale: l'Unità tettonica di Piattaforma carbonatica sovrascorre nel settore occidentale sull'Unità tettonica del Fortore, che a sua volta sovrascorre sia su se stessa, sia sulle sottostanti unità (talora in modo pellicolare). In particolare nel margine orientale del foglio l'Unità tettonica del Fortore risulta accavallata su litotipi riferibili alla Formazione della Daunia (non affioranti in superficie) mediante un importante sovrascorrimento sbloccato a sud da una faglia trascorrente probabilmente destra (sez. I). Coerentemente con i dati del sottosuolo e con quanto noto in letteratura in settori limitrofi (Pescatore *et alii*, 2000), l'Unità tettonica del Fortore risulta strutturata in una serie di scaglie embriciate con vergenza orientale (*leading imbricate faults*) disarticolate da faglie di trascinamento (*tear fault*) e da faglie trascorrenti (*wrench fault*). A causa della quasi totale assenza di elementi cinematici le evidenze di tipo stratigrafico di questa complessa organizzazione interna si rinvengono soprattutto ove i sovrascorrimenti ed i sistemi di faglie ad essi associate coinvolgono più di una formazione o interessano litotipi relativamente competenti, quali, ad esempio, quelli della Formazione di S. Giorgio. Tuttavia poiché gran parte dei *thrust* che emergono in superficie interessano l'estesamente affiorante membro argillitico di Montaperto della Formazione delle Argille Varicolori, essi hanno scarsissime possibilità di essere identificati e cartografati, in quanto, come già in precedenza ricordato, sono privi di sia pur minimi elementi cinematici, stratigrafici o persino geomorfologici utili ad una loro identificazione. Ne consegue che, paradossalmente, tale membro in carta risulta sostanzialmente privo di dislocazioni.

3. - EVOLUZIONE TETTONICA

E' ora possibile delineare le principali fasi che caratterizzano l'evoluzione tettonica del foglio. Tali eventi sono stati riconosciuti in base ai rapporti geometrici tra le varie unità, all'evoluzione sedimentaria di ciascuna unità, all'età dei depositi silicoclastici torbiditici, all'età della prima deformazione compressiva delle varie unità.

Nell'area irpino-sannitico-molisana è stata evidenziata una evoluzione tettonica contrazionale polifasica sviluppatasi in tre fasi principali di deformazione (Pescatore *et alii*, 1996; 2000). Nella prima fase, riferibile all'intervallo Tortoniano medio-superiore/Messiniano, a causa di una tettonica da *thrusting* con vergenza NNW, si sviluppano 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 tettonica del Fortore e Unità Dauna). Le fasi successive del Pliocene medio-superiore producono i maggiori raccorciamenti con il rovescia-

PROGETTO CARG

mento dei fianchi esterni delle pieghe e la completa riattivazione dei piani di taglio inverso che portanno al raddoppio delle unità e alla sovrapposizione sui sedimenti pliocenici del Gruppo di Ariano.

Nell'ambito del foglio le evidenze dell'evoluzione tettonica del Miocene inferiore – medio sono scarse. Infatti in questo periodo l'area è soggetta a flessurazione e la sedimentazione silicoclastica torbiditica di avanfossa inizia nel Langhiano (Formazione di S. Giorgio). Esistono maggiori dati per evidenziare l'evoluzione tardomiocenica e pliocenica.

In base ai dati del sottosuolo (Mostardini & Merlini, 1986) la strutturazione delle falde avviene tra il Messiniano e la parte bassa del Pliocene inferiore e riflette l'evoluzione di un settore prossimo al fronte della catena. Dal Pliocene inferiore-medio si attivano *thrust* fuori-sequenza legati alla strutturazione profonda della piattaforma apula e la sedimentazione si sviluppa in bacini di tipo *piggy-back*.

3.1. – Evoluzione tettonica pre-messiniana

E' possibile ipotizzare deformazioni anteriori che hanno coinvolto in particolare la Formazione delle Argille Varicolori dell'Unità tettonica del Fortore, almeno dal Langhiano, analogamente a quanto descritto per la stessa Formazione delle Argille Varicolori nell'adiacente area dei Monti del Sannio (Pescatore *et alii*, 2000). La deformazione e la strutturazione dell'Unità tettonica del Fortore avvengono dal Tortoniano superiore. Contemporaneamente si verifica la traslazione verso E dell'Unità tettonica di piattaforma carbonatica che sovrascorre sulla Formazione di S. Giorgio, la cui deposizione è durata fino al Tortoniano superiore e forse all'inizio del Messiniano.

3.2. - Fase tettonica inframessiniana

Si attribuisce a questa fase l'ulteriore deformazione dell'Unità tettonica del Fortore e la sua traslazione verso E. Tale attribuzione concorda sostanzialmente con i dati di Pescatore *et alii* (2000).

3.3. - Fase tettonica infrapliocenica

Questa fase tettonica produce i maggìori raccorciamenti ed è responsabile del piegamento dell'Unità di Tufo - Altavilla e della prosecuzione della deformazione dell'Unità tettonica del Fortore. Ad essa si associa in profondità la traslazione e la sovrapposizione geometrica delle unità già strutturate lungo importanti *thrust* fuori sequenza in direzione dell'avampaese.

PROGETTO CARG

3.4. - Fase tettonica mesopliocenica

La fase tettonica del Pliocene medio ha prodotto limitati fenomeni plicativi nell'ambito della Formazione della Baronia, in quanto non sono stati rilevati indizi di significativi raccorciamenti che hanno coinvolto questa formazione.

PROGETTO CARG

PROGETTO CARG

VII - LINEAMENTI MORFOLOGICI

1. - CARATTERI GENERALI

L'area del Foglio 432 mostra un paesaggio morfologicamente non molto variabile. Infatti, ad eccezione delle due piccole aree costituite dalle rocce carbonatiche giurassico-cretaciche all'estremo W del foglio con le cime del M. Teano (quota 909 m s.l.m.) e del M. S. Michele (quota 834 m s.l.m.), il paesaggio è di tipo collinare, a quote comprese tra circa 190 m s.l.m. lungo la valle del F. Ufita e 778 m s.l.m. a M. Gloria, tra Montefusco e S. Paolina nella parte meridionale del foglio.

Un importante elemento morfologico dell'area in esame è rappresentato dal reticolo idrografico perché esso comprende diversi corsi d'acqua. I principali sono: il F. Calore, la cui asta è disposta dapprima in direzione N-S fino all'altezza di Apice dove devia disponendosi in direzione E- W e successivamente di nuovo in direzione N-S all'altezza di Castelpoto; il F. Sabato, con asta disposta in direzione WNW - ESE tra Tufo e Altavilla Irpina, per poi ruotare secondo la direttrice N - S, che confluisce nel F. Calore nei pressi di Benevento. Sono inoltre presenti, come affluenti di destra del Calore, il F. Ufita che scorre in direzione E - W e il F. Miscano in direzione NE - SW, affluente di destra del F. Ufita, che, a sua volta, confluisce nel F. Calore, poco a N di Apice. Altri affluenti di sinistra sono i torrenti Serretella e Ienga con andamento SW - NE, mentre il F. Tammaro, che scorre in direzione NE - W, confluisce in destra del F. Calore ad est di Benevento.

Si tratta di un andamento planimetrico con forma all'incirca rettangolare connesso verosimilmente alle fasi della neotettonica (Consiglio Nazionale delle Ricerche, 1987). Con riferimento ai corsi d'acqua principali sopra ricordati, è possibile riconoscere 5 aree.

(1) La porzione orientale del foglio ad E del F. Calore e del F. Tammaro

mostra forme collinari dolci connesse al substrato pelitico e sabbioso della Formazione della Baronia.

(2) La parte ad W del F. Tammaro e a N del F. Calore è caratterizzata da forme collinari dolci e con deboli pendii, talora subpianeggianti, legate alla Formazione delle Argille Varicolori.

(3) Il settore centrale del foglio è interessato da estese zone pianeggianti impostate sui depositi lacustri quaternari; alcuni settori sono coperti dai depositi vulcanoclastici incoerenti, con spessori minori rispetto alle zone sud-orientali.

(4) A S del F. Calore e di Benevento, dove affiorano i depositi della Unità di Tufo - Altavilla e il membro conglomeratico della Formazione della Baronia, si rileva una morfologia accidentata con pendii talora ripidi, in particolare nell'area di affioramento i corpi conglomeratici tra lo Stretto di Barba e i centri abitati di Chianche, Torrioni, Petruro Irpino, Montefusco e S. Paolina. Verso E la morfologia è caratterizzata da pendii meno acclivi e più ampi con rilievi blandi interrotti localmente dai rilievi isolati del membro calcareo-pelitico della Formazione delle Argille Varicolori. Le coperture di vulcanoclastiti sciolte, molto estese in questo settore, concorrono localmente a livellare le superfici.

(5) L'ampia fascia ad W del F. Sabato e del tratto del F. Calore dopo la confluenza con il F. Sabato mostra una morfologia collinare con pendii generalmente dolci, modellati nella Formazione della Baronia, nella Formazione delle Argille Varicolori e nella Formazione di S. Giorgio. Brusche rotture di pendio si osservano in corrispondenza dei corpi conglomeratici ed arenacei (Castelpoto) o del membro calcareo – pelitico della Formazione delle delle Argille Varicolori (area tra Torrecuso e il F. Calore). L'area in oggetto è interessata da un elevato numero di corsi d'acqua torrentizi che confluiscono in tre aste principali orientate SW-NE: il T. Serretella, che è anche il più lungo, il T. Losappio e il T. Ienga, tutti affluenti di sinistra del F. Calore.

Nella carta geologica sono evidenziati i tratti di alveo abbandonati connessi alla evoluzione morfodinamica dei fiumi Calore, Tammaro e Miscano.

2. - CENNI SULL' EVOLUZIONE MORFOSTRUTTURALE

Il controllo strutturale sull'evoluzione pliocenica attuale dell'area in esame è evidenziato sia dai corsi d'acqua susseguenti (p.e. torrenti Fasanello e Serretella affluenti del F. Calore a N e S di Benevento), che si impostano lungo le principali linee tettoniche, sia da alcuni versanti di faglia (p.e. la valle del F. Sabato). In effetti l'andamento pressoché rettilineo in direzione E-W e N-S dei corsi d'acqua principali, i fiumi Calore e Sabato, nonché le brusche deviazioni da N-S verso E-W e viceversa suggeriscono che lungo dette direttrici sono presenti faglie subverticali connesse a dislocazioni recenti. Questa ipotesi per il F. Calore è confermata da: (1) dati relativi alla sequenza sismica del 1990 che ha evidenziato la presenza di un allineamento E-W a NW di Benevento (Iannaccone *et alii*, 1992); (2) piccole faglie individuate nei pressi del T. Fasanella, orientate E-W e

PROGETTO CARG

che dislocano le unità del substrato miocenico e il subsintema di Capodimonte (Pescatore *et alii*, 1996).

Gli elementi più evidenti sono costituiti da superfici terrazzate più o meno riconoscibili a causa dei processi erosivi che hanno interessato un area nella quale affiorano unità litostratigrafiche per lo più non conservative.Tra queste superfici sono molto importanti due residuali di tipo deposizionale: una comprende i lembi posti circa 70-80 m sull'alveo dei fiumi Calore e Sabato ed impostata sul più recente subsintema di Capodimonte che poggia sul substrato prequaternario; l'altra è costituita dall ampia fascia del subsintema di Castello del Lago a quote di 220 – 350 s.lm. (circa 100 - 120 m sull'alveo dei fiumi Sabato e Calore). La deposizione delle alluvioni antiche è datata al Pleistocene medio (Malatesta, 1958) ed appartiene ad un ciclo deposizionale connesso al generale sollevamento della catena appenninica che ha favorito la formazione di valli fluviali e bacini lacustri in aree tettonicamente depresse (*graben*).

Le alluvioni antiche sono ubicate pressoché interamente lungo il tratto orientato E - W del F. Calore tra Benevento ed Apice. Inoltre il corso del fiume subisce una brusca deviazione verso N quasi all'altezza di Castelpoto. Questi fatti suggeriscono che la dorsale Torrecuso – M. Pallotta si sia strutturata durante questa fase e che abbia ostacolato il decorso del fiume, favorendo fasi di sovralluvionamento testimoniati dai depositi terrazzati antichi del subsintema di Capodimonte e dal loro rilevante spessore. A seguito di una ulteriore fase di sollevamento l'erosione della soglia determina la scomparsa del bacino di Benevento ed il reticolo idrografico si approfondisce erodendo i depositi alluvionali precedenti che ora si rinvengono fino a circa 70-80 m sull'alveo attuale. In accodo con Pescatore *et alii* (1996) queste ipotesi sono avvalorate dai seguenti fatti emersi anche dalle stratigrafie di sondaggi.

(1) Il F. Sabato ha eroso le alluvioni terrazzate antiche e i depositi fluviali e lacustri antichi in corrispondenza della confluenza nel F. Calore lasciando i lembi residui del Gran Potenza e della città di Benevento ed ha inciso anche il substrato della Formazione della Baronia.

(2) Alla stessa confluenza dei fiumi Sabato e Calore il substrato della Formazione della Baronia si approfondisce verso W verosimilmente per la precedente azione erosiva del F. Calore.

(3) I depositi alluvionali terrazzati antichi lungo la valle del F. Calore scompaiono rapidamente sotto le alluvioni recenti.

(4) Sul lato orientale di Benevento le stesse alluvioni terrazzate antiche si approfondiscono verso E indicando che il T. S. Nicola ha approfondito il suo corso.

Ulteriori variazioni del livello di base, connesse anche a variazioni climatiche, hanno favorito la formazione di terrazzi sulle alluvioni del sintema di Pantano ubicati da meno di 10 metri a circa 20 m sopra l'alveo attuale del F. Calore.

PROGETTO CARG

PROGETTO
CARG

VIII - GEOLOGIA APPLICATA

1. - MATERIALI DA COSTRUZIONE E CAVE

Nell'area del foglio sono state individuate complessivamente 65 cave, di cui 18 attive e 47 inattive, nonchè 2 miniere di zolfo inattive. In tabella 12 sono riportate le cave suddivise nelle tavolette IGM e per le singole formazioni.

1.1. - Ghiaie

Questi materiali sono ampiamente utilizzati sia come inerti per il calcestruzzo, sia per la realizzazione di rilevati stradali. Il loro sfruttamento è aumentato notevolmente negli ultimi 40 anni, insieme all'incremento del settore dell'edilizia e della costruzione di infrastrutture. Le numerose cave per l'estrazione delle ghiaie sono ubicate in netta prevalenza nei depositi alluvionali l. s. dei principali corsi d'acqua, specialmente lungo il F. Calore, il F. Sabato e il F. Miscano. Cave minori si rinvengono nel membro conglomeratico della Formazione della Baronia ad W di Squillani.

1.2. - Argille per laterizi

I sedimenti pelitici del membro pelitico-arenaceo della Formazione della Baronia sono coltivati in diverse grandi cave lungo la S.S. 7 Appia nei pressi di Tufara e di Benevento: una nella collina del Gran Potenza, ormai inglobata nel centro abitato di Benevento (parte SW), tre tra Montesarchio e Tufara. Un altra cava è ubicata nei pressi di Masseria Caccese, in destra del F. Tammaro all'altezza di Paduli. In queste località esistono fornaci che producono laterizi. La cava a

PROGETTO CARG

Tavoletta IGM	Formazione
Pescosannita 173 I SO	Formazione Argille Varicolori, membro calcareo – pelitico di Pietrelcina (3 *a*)
Pietrelcina 173 I SE	Formazione delle Argille Varicolori, membro argillitico di Montaperto (1 *a*) Formazione della Baronia, membro pelitico - arenaceo del F. Miscano (1 *e*)
Montecalvo Irpino 174 IV SO	Depositi alluvionali formati (3 *a*)
Benevento 173 II SO	Depositi alluvionali recenti e attuali (2 *e*; 3 *a*) Depositi alluvionali formati (1*a*) Formazione della Baronia, membro pelitico-arenaceo del F. Miscano (3 *a*) Formazione delle Argille Varicolori (2 *e*; 1 *a*)
Apice 173 II NE	Depositi alluvionali formati (5 *e*; 3 *a*)
Montesarchio 173 III SE	Formazione della Baronia, membro pelitico-arenaceo del F. Miscano (4 *e*) (2 *a*) Unità di M. S. Michele - B (2 *a*)
Altavilla Irpina 173 III SO	Depositi alluvionali formati (2 *e*; 1 *a*) Tufo Grigio Campano (2 a) Formazione della Baronia, membro conglomeratico di Trevico (2 *a*) Olistoliti (3 *a*)
S. Giorgio del Sannio 173 II SE	Depositi alluvionali formati (2 *e*) Subsintema di Castello del Lago (1 *a*) Tufo Grigio Campano (3 a) Formazione gessoso-solfifera (5 *a*) Formazione delle Argille Varicolori, membro calcareo – pelitico di Pietrelcina (5 *a*)
Mirabella Eclano 174 III SO	Tufo Grigio Campano (1 a)
Totale cave censite: 65	
Totale cave in esercizio: 18	
Totale cave abbandonate: 47	

Tab. 12 - *Cave rilevate all'anno 2000 nell'ambito del foglio. In parentesi il numero delle cave di ciascuna formazione. e, cava attiva; a, cava abbandonata.*

N di Altavilla Irpina, che utilizzava le peliti del membro pelitico – arenaceo del Vallone di Tufo dell' Unità di Tufo - Altavilla, è stata abbandonata.

1.3. - Pietrisco

La produzione di pietrisco, che viene utilizzato sia come inerte, sia come materiale di riempimento, si sviluppa negli affioramenti del membro calcareo-pelitico di Pietrelcina della Formazione delle Argille Varicolori nei pressi della stazione di Montemiletto ed ha interessato anche gli olistoliti nei pressi dello Stretto di Barba e di Roccabascerana.

PROGETTO CARG

2. - RISORSE MINERARIE

Merita di essere ricordato che, sebbene l' attività di coltivazione sia cessata dal 1984, la Formazione gessoso-solfifera contiene mineralizzazioni a zolfo, ben sviluppate nel sottosuolo, nella zona compresa tra Tufo e Altavilla Irpina sulla destra del F. Sabato. La mineralizzazione, che è disposta in direzione E - W, è stata coltivata in sotterraneo in due miniere fino a circa 350 m di profondità. Il materiale veniva macinato in gran parte ed utilizzato essenzialmente in agricoltura; una parte del minerale, invece, era trattata nei forni e raffinata fino ad ottenere un notevole grado di purezza per poi essere immessa sul mercato, sempre per uso agricolo.

3. - IDROGEOLOGIA

Dal punto di vista della circolazione delle acque sotterranee e delle sorgenti, l'area del Foglio 432 riveste una importanza limitata perchè la maggiore parte delle unità litostratigrafiche affioranti è costituita da litotipi a permeabilità bassa e/o molto bassa. Infatti le unità permeabili principali sono rappresentate, per il loro elevato grado di permeabilità, dai depositi alluvionali l. s. e dai membri arenacei e conglomeratici della Unità di Tufo-Altavilla e della Formazione della Baronia, la cui estensione è però limitata. Nei depositi alluvionali, lungo le valli dei fiumi Calore e Sabato, sono stati rinvenuti 150 pozzi, di cui 42 relativi al F. Sabato e 108 al Calore. La profondità della falda è compresa tra 4 e 15 m lungo il F. Calore, mentre lungo il F. Sabato essa è compresa tra 3 e 10 m. Il membro calcareo-pelitico di Pietrelcina della Formazione delle Argille Varicolori e la Formazione di S. Giorgio costituiscono acquiferi di minore e scarsa entità.

Per quanto riguarda le sorgenti Vallario (1973) ne ha censite oltre 100. In realtà si tratta di emergenze irrilevanti per la loro esigua portata che è di solito inferiore ad 1 l/sec.

4. - FRANOSITA'

La natura litologica delle unità comprese nel Foglio 432, caratterizzate da litotipi terrigeni tutti più o meno molto erodibili, agevola sia i fenomeni di degradazione meteorica e di erosione, sia i movimenti di massa nei versanti. Vallario (1973) ha esaminato la franosità dell'area compresa tra il M. Taburno ad W ed il F. Calore a N e ad E, corrispondente a più della metà dell'area del Foglio 432. L'autore ha individuato 54 movimenti franosi, classificandoli dal punto di vista genetico ed in relazione alle "formazioni geologiche"; queste, però, sono raggruppate, oltre alla Formazione delle Argille Varicolori, nei tre cicli Langhiano – Tortoniano (= Formazione di S. Giorgio), Messiniano - Pliocene inferiore (= Formazione gessoso-solfifera e Unità di Tufo - Altavilla) e Pliocene medio (=

PROGETTO CARG

Formazione della Baronia del Gruppo di Ariano) di Pescatore *et alii* (1969). Tale raggruppamento, anche se la cartografia è in scala 1: 50.000, risulta poco utile per il riferimento litologico perchè i tre cicli sono composti da varie unità e membri. Le frane sono più frequenti nei sedimenti dei cicli del Messiniano – Pliocene inferiore e del Pliocene medio, di modo che le aree instabili corrispondono spesso alle aree di affioramento dei suddetti sedimenti.

In generale le frane in evoluzione rilevate e cartografate sul terreno e mediante l'esame delle foto aeree sono sviluppate prevalentemente nella Formazione delle Argille Varicolori, nei membri pelitico-arenacei ed arenacei della Unità di Tufo – Altavilla e della Formazione della Baronia. I settori di più esteso sviluppo di tali frane sono ubicati lungo le valli dei fiumi Miscano, Ufita e Calore nella parte orientale del foglio.

Numerose frane di colamento, sparse in tutta l'area del foglio, si sviluppano nella Formazione delle Argille Varicolori; tra le più significative ricordiamo quelle ad W di Castelpoto, sulla destra del T. Ienga, nei dintorni di Apollosa e nella zona di Castelpoto su entrambe le sponde del F. Calore; vanno inoltre menzionate le frane diffuse nella zona tra Montefusco e S. Lucia e nella zona ad E di Pietrelcina, in particolare sul versante sinistro del F. Tammaro.

Altri movimenti franosi di colamento interessano sia il membro pelitico – arenaceo dell'Unità di Tufo -Altavilla, come si osserva a SW di S. Paolina e di Petruro Irpino, nella zona dello Stretto di Barba e nei dintorni di Arpaise, mentre i membri conglomeratici della Unità di Tufo – Altavilla e della Formazione della Baronia sono affetti da crolli e/o ribaltamenti, rispettivamente, in tutta la valle del F. Sabato, allo Stretto di Barba, dove la S.S. 88 è stata chiusa al traffico, a Castelpoto e poco a S di Torrioni lungo la valle del T. Branete.

Fenomeni franosi di colamento e deformazioni gravitative molto estesi arealmente sono stati rilevati anche sui membri pelitico-arenaceo e sabbioso della Formazione della Baronia, nei dintorni di S. Leucio del Sannio, lungo il F. Miscano, sulla sponda sinistra del F. Tammaro presso Pietrelcina e a NE di Apice Vecchio. Questo ultimo deve la sua denominazione proprio alla presenza di movimenti franosi di entità tale che hanno imposto la ricostruzione del centro abitato su un' area a morfologia pianeggiante in località Apice sulla sinistra del F. Calore, dove il centro è stato denominato Apice Nuovo.

Le frane senza indizi di evoluzione, rilevate in campagna e attraverso l'esame delle foto aeree, risultano distribuite uniformemente sul territorio ed impostate prevalentemente sul membro argillitico della Formazione delle Argille Varicolori. Nel dettaglio si trovano aree con frane stabilizzate a NW di Castelpoto, presso Contrada Follara, nella Formazione delle Argille Varicolori sui rilievi tra Apollosa e Tufara. Presso Barba, a SW di Petruro Irpino, queste frane interessano i terreni del membro arenaceo inferiore dell'Unità di Tufo-Altavilla. Le frane "quiescenti" coinvolgono i membri argillitico e calcareo-pelitico della Formazione delle Argille Varicolori, a S di Pietrelcina, lungo il versante destro del F. Tammaro, sul versante destro del F. Calore ad W di Taurasi ed a S di Montemiletto presso S. Nicola.

PROGETTO CARG

5. - SISMICITÀ

Tutta l'area del Foglio 432 è soggetta a rischio sismico. Secondo De Vivo *et alii* (1979) la fascia appenninica compresa tra Benevento e Potenza è sismicamente omogenea e mostra i terremoti più frequenti ed intensi rispetto alle aree appenniniche adiacenti. Uno dei problemi caratteristici nella sismotettonica dell'Appennino meridionale è connesso alla complessità delle zone sorgenti che, a differenza di molte zone sismiche, sembrano mascherate da un notevole spessore di successioni sedimentarie. La profondità media di questa parte della catena appenninica sembra relativamente più elevata che in altre aree sismiche. E' quindi possibile che in occasione dei terremoti non si sviluppi una dislocazione lungo una direttrice principale di fratturazione, ma un insieme di fratture, osservabili sul terreno, più o meno collegate alle caratteristiche geologiche e morfologiche locali, come è stato rilevato dopo l'evento del 23 novembre 1980 (Carmignani *et alii*, 1983).

La sequenza sismica registrata nel 1990 nell'area di Benevento ha consentito di evidenziare la presenza di un allineamento E – W della distribuzione degli ipocentri riconosciuti a NW di Benevento (Iannaccone *et alii*, 1992). I principali indicatori neotettonici sono costituiti da faglie N 100° - 120° (Bousquet *et alii*, 1990).

In relazione all'evento del 1980, l'area del Foglio 432 è risultata compresa nell'ambito delle isosisme del VII e del VIII grado della scala MSK (Medvedev-Shopenheur-Karnik). In seguito al suddetto evento sismico il territorio nazionale, con le relative regioni, province e comuni, è stato riclassificato ai fini del rischio sismico con Decreto del Ministero LL. PP. 7 marzo 1981. In questo contesto i territori comunali di Altavilla Irpina, Chianche, Mirabella Eclano, Montefusco, Montemiletto, Petruro Irpino, Roccabascerana, Sant'Angelo all'Esca, Santa Paolina, Taurasi, Torrino, Torre Le Nocelle, Tufo e Venticano, tutti compresi nella provincia di Avellino, sono classificati con grado di sismicità S = 9. In provincia di Benevento i territori comunali di Apice e di S. Arcangelo Trimonte sono classificati con grado di sismicità S = 12; quelli di Apollosa, Arpaise, Benevento, Castelpoto, Ceppaloni, Foglianise, Montesarchio, Pannarano, Pietrelcina, S. Giorgio del Sannio, S. Martino Sannita, S. Nazzaro, S. Nicola Manfredi, Sant'Angelo a Cupolo e Torrecuso sono classificati con grado di sismicità S = 9.

6. - GEOLOGIA ANTROPICA

Durante il rilevamento del foglio sono stati individuati diversi accumuli di materiali derivanti per lo più da escavazioni di cave, soprattutto lungo le aste fluviali dei fiumi Calore, Sabato e Miscano dove continua l'estrazione delle ghiaie. Altri accumuli sono presenti per lavori di sbancamento alla periferia nord-orientale di Benevento e in destra del Fosso Cerretello nei pressi di Tufara. Inoltre in varie zone del foglio esistono diverse discariche abusive di rifiuti solidi urbani, tra le quali merita di essere segnalata quella molto vistosa lungo la strada S. Martino Valle Caudina – S.S. Appia. Sono altresì numerose le cave

PROGETTO CARG

attive ed abbandonate. Le prime sono particolarmente imponenti nell'area a W di Tufara lungo la S.S. Appia dove si scavano i materiali argillosi del membro pelitico-arenaceo del F. Miscano della Formazione della Baronia e per le quali si pongono seri problemi per il recupero e/o ripristino delle aree scavate. Per le cave abbandonate non si è rilevato in genere un adeguato recupero e/o ripristino, in particolare per le due cave abbandonate lungo la suddetta strada S. Martino Valle Caudina – S.S. Appia e per le cave negli olistoliti di Roccabascerana e del F. Sabato tra Ceppaloni e Chianche.

PROGETTO CARG

BIBLIOGRAFIA

Alberti A. U., Bergomi C., Catenacci V., Centamore E., Cestari G., Chiocchini U., Manganelli V., Molinari Paganelli V., Panseri Crescenzi C., Salvati L. & Tilia Zuccari A. (1975) - *Note illustrative della Carta Geologica d'Italia alla scala 1: 50.000. Foglio 389 "Anagni"*. Serv. Geol. d'It., 42 pp.

Colonna V., Dietrich D., Giunta G., Ippolito F., Liguori V., Lorenzoni S., Paglionico A., Perrone V., Piccarreta G., Russo M., Scandone P., Zanettin-Lorenzoni E. & Zuppetta A. (1976) - *L'arco calabro nell'orogene appenninico-maghrebide*. Mem. Soc. Geol. It., **17**: 1-60.

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 (Irpinia, Appennino meridionale)*. Boll. Soc. Geol. It., **117**: 455 - 466.

Aprile F., Brancaccio L., Cinque A., Di Nocera S., Guida M., Iaccarino G., Lambiase S., Ortolani F., Pescatore T., Sgrosso I. & Torre M. (1978) - *Dati preliminari sulla neotettonica dei fogli 161 (Isernia), 171 (Gaeta), 173 (Benevento), 209 (Vallo della Lucania)*. Contributi preliminari alla realizzazione della Carta Neotettonica d'Italia. Pubbl. 356, Progetto Finalizzato Geodinamica - Sottoprogetto Neotettonica: 249 - 272.

Barbera C., Rainone N. & Tavernier A. (1993) - *Il Pliocene di Montesarchio (Benevento): gli echinidi e gli icnofossili*. Boll. Soc. Geol. It., **112**: 471-475.

Barberi F., Innocenti F., Lirer L., Munno R., Pescatore T. & Santacroce R. (1978) - The *campanian ignimbrite: a major prehistoric eruption in the Naples area (Italy)*. Bull. Volcanol., **41**: 10-31.

Bergomi C., Manfredini M. & Martelli G. (1975) - *Note illustrative della Carta Geologica d'Italia alla scala 1:100.000. Foglio 173 "Benevento"*. Arti Grafiche Panetto & Petrelli, 165 pp.

Berggren W.A., Kent D.V., Swisher III C.C. & Aubry M.P. (1995) – *A revised Cenozoic Geocronology and Chronostratigraphy*. In Geocronology, time scales and global stratigraphic correlation. SEPM Spec. publ., **54**: 129-212.

Bonardi G., D'Argenio B. & Perrone V. (1988) - *Carta geologica dell'Appennino meridionale*. 74° Congr. Soc. Geol. It., S.E.L.C.A., Firenze.

Bousquet J.C., Grellet B. & Sauret B. (1990) – *Project Benevento (Italie) – Microzonage Sismique – Context Neotectonique Regional.* BRGM – GEOTECSIS. Commission des Communautès Europèennes – Direction Gènèrale de la Science et du Developpment. Organisme: CCE DG XII, Contrat: EV4C 0101F/CD: 108 pp.

Brugner W., Jacobacci A. & Martelli G. (1956) - *Appunti sul rilevamento geologico del II quadrante del F° 173 "Benevento"*. Boll. Serv. Geol. d'It., **78**: 71-378.

Campbell C. V. (1967) – *Lamina, laminaset, bed and bedset.* Sedimentology, **8**: 7 – 26.

Cande S.C. & Kent D.V. (1995) – *Revised calibration of the geomagnetic polar-*

PROGETTO CARG

ity time scale for the late Cretaceous and Cenozoic. Journal Geophys. Res., **100**, B4: 6093 – 6095.

Cantalamessa G., Centamore E., Chiocchini U., Colalongo M.L., Micarelli A., Nanni T., Pasini G., Potetti M. & Ricci Lucchi F. con la collaborazione di Cristallini C. & Di Lorito L. (1986) – *Il Plio – Pleistocene delle Marche.* Studi Geologici Camerti, numero speciale "La Geologia delle Marche": 1 – 81.

Cantalamessa G., Chiocchini U. & Cipriani N. (1988) - *Caratteri sedimentologici dei depositi sabbiosi del Pliocene inferiore - medio di Ariano Irpino (Appennino campano)*. Atti 74° Congr. Soc. Geol. It.: B 59 - B 63.

Carmignani L., Cello G., Cerrina Feroni A., Funiciello R., Kalin O., Meccheri M., Patacca E., Pertusati P., Plesi G., Salvini F., Scandone P., Tortorici L. & Turco E. (1983) - *Dati preliminari relativi alle deformazioni al suolo generate dal terremoto campano-lucano del 23-11-1980*. Rend. Soc. Geol. It., **4**: 51-465.

Casero P., Roure F., Endignoux F., Moretti I., Muller C., Sage L. & Vially R. (1988) - *Neogene geodinamic evolution of the Southern Apennines*. Mem. Soc. Geol. It., **41**: 109-120.

Celico F. & Aquino S. (1999) – *Studio idrogeologico del territorio della Comunità Montana del Partenio (Campania)*. Geologia Tecnica & Ambientale, **3**: 9-12.

Cello G., Guerra I., Tortorici L., Turco E. & Scarpa R. (1982) - *Geometry of the neotectonic stress field in southern Italy: geological and seismological evidence*. Journ. Struct. Geol., **4**: 85-393.

Centamore E., Chiocchini U., & Moretti A. (1971a) - *Geologia della zona tra Acerenza e Avigliano (prov. di Potenza)*. Studi Geol. Camerti, **1**: 85-302.

Centamore E., Chiocchini U., Lanari G. & Santagati G. (1971b) - *Geologia della zona nord-occidentale del F° 187 "Melfi"*. Boll. Serv. Geol. d'It., **91**: 113-148.

Centamore E., Chiocchini U., Ricci Lucchi F.& Salvati L. (1976) - *La sedimentazione clastica del Miocene medio-superiore nel bacino marchigiano interno tra il F. Tartugo ed Arcevia.* Studi Geologici Camerti, **2**: 83 - 106.

Chiocchini M. & Mancinelli A. (1977) – *Microbiostratigrafia del Mesozoico in facies di piattaforma carbonatica dei Monti Aurunci (Lazio Meridionale),* Studi Geologici Camerti, **3**: 109-152.

Chiocchini M., Farinacci A., Mancinelli A. , Molinari V. & Potetti M. (1994) - *Biostratigrafia a foraminiferi dasicladalie e calpionelle delle successioni carbonatiche mesozoiche dell'Appennino centrale (Italia).* Studi Geol. Camerti, Vol. Spec. "Biostratigrafia dell'Italia centrale": 9-129.

Chiocchini U. (1968 a) - *Olistostromi nei dintorni di Montemarano (F° 186 - "S. Angelo dei Lombardi" - IV NE)*. Boll. Soc. Geol. It., **88**: 381-390.

Chiocchini U. (1968 b) - *Una serie oligo-miocenica a nord di Torella dei Lombardi (F° 186 "S. Angelo dei Lombardi" - IV NE)*. Boll. Serv. Geol. d'It., **79**: 65-74.

PROGETTO CARG

Chiocchini U. & Chiocchini F. (1999) – *I conglomerati messiniani dell'area tra Benevento e il F. Sabato (Appennino meridionale).* Studi Geologici Camerti, **14**: 255 – 278.

Chiocchini U., Conato V. & Valletta M. (1971) – *I sedimenti miocenici e pliocenici tra il torrente Fiumarella e l'alta valle del F. Ofanto. Nota I – Stratigrafia.* Boll. Serv. Geol. d'It., **99**: 87 – 108.

Chiocchini U. & Madonna S. – *Nuovi dati stratigrafici sulle unità paleogeniche di Viterbo.* Boll. Soc. Geol. d'It., in stampa.

Chiocchini U., Moretti A., Sacchi L., Scalise A. & Valletta M. (1992) - *Ricerche geologiche e geomorfologiche nell'area tra i fiumi Ufita e Miscano (Appennino Campano - Bacino pliocenico di Ariano Irpino) - Italia*. Mem. Descr. della Carta Geologica d'Italia, **42**: 149 - 178.

Ciampo G., Sgrosso I. & Ruggiero Taddei E. (1986) - *Il limite Miocene - Pliocene nella sezione di Torrente Branete (Irpinia)*. Boll. Soc. Geol. It., **105**: 35-40.

Ciarcia S. & Torre m. (1996) - *I ciottoli dei conglomerati medio - pliocenici dell'appennino campano: provenienza, elaborazione, ambiente di deposizione*. Boll. Soc. Geol. It., **115**: 569-581.

Civita M., De Riso R., Vallario A. & De Masi R. (1971) - *Idrogeologia del massiccio del Taburno - Camposauro (Campania)*. Mem. Soc. Geol. It., **10**: 65 -120.

Cocco E., Cravero E., Ortolani F. , Pescatore T. , Russo M., Torre M. & Coppola L. (1974) - *Le unità irpine nell'area a nord di M. Marzano*. Mem. Soc. Geol. It, **13**: 607 - 654.

Colalongo M. L., Pasini G. & Carobene L. (1973) - *Su alcune sezioni neogeniche presso la costa tirrenica tra Salerno e Livorno*. Giorn. di Geologia, **39** (1): 101-113.

Commissione Italiana di Stratigrafia (1998) – *Ottavo rapporto annuale relativo alla attività svolta nel 1997.* Boll Soc. Geol. It., **117**, (1): 377 – 384.

Consiglio Nazionale Delle Ricerche - Progetto Finalizzato Geodinamica. Sottoproggetto Neotettonica. (1983) -*Neotectonic Map of Italy. Sheet 3*. Litografia Artistica Cartografica, Firenze.

Crescenti U. (1972) - *Il sondaggio S. Arcangelo Trimonte 1, in provincia di Avellino, per ricerca di idrocarburi*. Boll. Soc. Nat. In Napoli, **81**: 29 pp.

Critelli S. & Le Pera E. (1995) - *La Formazione di Castelvetere nell'evoluzione petrostratigrafica dell'avanfossa del Tortoniano-Messiniano dell'Appennino meridionale.* Boll. Soc. Geol. It., **114**: 615 - 634.

Crostella A. & Vezzani L. (1964) - *La geologia dell'Appennino foggiano*. Boll. Soc. Geol. It., **83**: 121-141.

D'Argenio B. (1967) - *Geologia del gruppo del Taburno - Camposauro (Appennino Campano)*. Atti Acc. Sc. Fis. e Mat., s. 3, **6**: 5-225.

D'Argenio B., Pescatore T. & Scandone P. (1975) - *Structural pattern of the Campania - Lucania Apennines*. Structural Model of Italy: 313-327.

D'Argenio B., Pescatore T. & Scandone P. (1973) - *Schema geologico dell'Appennino meridionale (Campania e Lucania)*. Atti Conv. Moderne vedute sulla

PROGETTO CARG

Geologia dell'Appennino, Acc. Naz. Lincei, Quad. **183:** 49-72.

De Castro Coppa M. G., Moncharmont Zei M., Pescatore T. & Sgrosso I. (1969) - *Depositi miocenici e pliocenici ad est del Taburno (Campania)*. Atti Acc. Gioenia Sc. Nat. in Catania, s. VII, **1**: 479-512.

De Paola P. & Diodato N. (1999) – *Condizioni climatiche e paesaggi instabili nell'Area Pluviometrica Omogenea della media Valle del Calore beneventano*. Geologia Tecnica & Ambientale, **1**: 33-48.

De Vivo B., Dietrich D., Guerra I., Iannaccone G., Luongo G., Scandone P., Scarpa R. & Turco E. (1979) - *Carta sismotettonica preliminare dell'Appennino meridionale*. Prog. Fin. Geodin., CNR, Publ. n. 165.

Deino A., Curtis G. & Rosi M. (1992) - *$^{40}Ar/^{39}Ar$ dating of the campanian ignimbrite, campanian region, Italy.* Int. Geol. Congress, Kyoto, Japan, Abstr. Vol. **3**: 633.

Devoto G. (1967) - *Note geologiche sul settore centrale dei Monti Simbruini ed Ernici (Lazio nord-orientale).* Boll. Soc. Nat. in Napoli, **76**: 1 - 112.

Di Girolamo P., Rolandi G. & Stanzione D. (1973) - *L'eruzione di pomici a letto dell'ignimbrite campana (Tufo grigio campano Auct.).* Period. Mineral., **42**: 439-468.

Di Nocera S., Ortolani F., Torre M. & Russo B. (1981) - *Evoluzione sedimentaria e cenni di paleogeografia del Tortoniano - Messiniano della Irpinia occidentale*. Boll. Soc. Nat. Napoli, **90**: 131-166.

Di Nocera S., Torre M. & Viti P. (1993) – *Le Arenarie di Caiazzo nell'evoluzione tortoniano – messiniana dell'Appenino campano.* Atti Ticinesi di Scienze della Terra, **36**: 165 – 182.

Farabegoli E. & Ricci Lucchi F. (1973) - *Studio sedimentologico di alcuni conglomerati messiniani dell'avanfossa padano-appenninica (Appennino Pesarese).* Atti Soc. Nat. Mat. di Modena, **104**: 193 - 238.

Fazzini P., Gelmni R., Mantovani M. P. & Pellegrini M. (1972) - *Geologia dei Monti della Tolfa (Lazio settentrionale, Province di Viterbo e di Roma).* Mem. Soc. Geol. It., **11**: 65-114.

Fisher R.V., Orsi G., Ort M. & Heiken G. (1993) - *Mobility of large volume pyroclastic flow emplacement of the campanian ignimbrite, Italy.* Journ. Volcanol. Geotherm. Res., **56**: 205-220.

Flandrin J. (1948) - *Contribution a l'etude stratigraphique du Nummulitique Algerien*. Bull. Serv. Carte Geol. Algerie, **19**: 1-346.

Fornaciari E., Di Stefano A., Rio D. & Negri A. (1996) – *Middle Miocene quantitative calcareous nannofossil biostratigraphy in the mediterranean region*. Micropaleontology, **2** (1): 37-63.

Fornaciari E. & Rio D. (1996) - *Latest Oligocene to early Miocene quantitative calcareous nannofossil biostratigraphy in the mediterranean region*. Micropaleontology, **1**: 1-36.

Fornaciari E. Rio D., Ghibaudo G., Massari F. & Iaccarino S. (1997) – *Calcareous plankton biostratigraphy of the Serravallian (Middle Miocene) stratotype section (Piedmont Tertiary Basin, NW Italy)* Mem. Sci. Geol.

PROGETTO CARG

Padova, **49**: 127-144.

Iannaccone G., Romeo R., Tranfaglia G., Errico L., Lentini E., Bernard P. & D'eschamps A. (1992) – *Analisi della sequenza sismica di Benevento (aprile – maggio 1990).* Atti IX Conv, G.N.G.T.S.

Incoronato A., Nardi G., Ortolani F. & Pagliuca S. (1985) - *The Plio-Quaternary Bagnoli Irpino - Calaggio torrent strike slip fault, Campania-Lucania (Southern Apennines).* Boll. Soc. Geol. It., **104**: 399-404.

Jacobacci A. (1962) - *Evolution de la fosse mio-pliocene de l'Appenin apulo - campanien (Italie méridionale)*. Bull. Soc. Geol. de France, s. 7, **4**: 691-694.

Jacobacci A. (1963) - *Nuovi orientamenti nello studio del flysch appenninico*. Mem. Soc. Geol. It., **4**.

Jacobacci A. (1966) - *Frane sottomarine nelle formazioni geologiche. Interpretazione dei fenomeni olistostromici e degli olistoliti nell'Appennino e in Sicilia*. Boll. Serv. Geol. d'It., **86**: 65-95.

Jacobacci A., Martelli G. & Perno U. (1959) - *Osservazioni geologiche sul foglio 173 "Benevento" (Italia meridionale)*. Boll. Serv. Geol. d'It., **80**: 73-75.

Jacobacci A., Malatesta A., Martelli G. & Stampanoni G. (1967) - *Note illustrative della Carta Geologica d'Italia alla scala 1:100:000. Foglio 163 "Lucera"*. La Litograf: 48 pp.

Jacobacci A. & Martelli G. (1958a) - *Appunti sul rilevamento geologico dei fogli 173 "Benevento" e 174 "Ariano Irpino" (Appennino meridionale)*. Boll. Serv. Geol. d'It., **79**: 405-408.

Jacobacci A. & Martelli G. (1958b) - *Introduzione allo studio dei sedimenti miocenici dell'Irpinia e del Sannio*. Boll. Serv. Geol. d'It., **79**: 565-577.

Jacobacci A. & Martelli G. (1967) - *Note illustrative della Carta Geologica d'Italia alla scala 1:100.000. Foglio 174 "Ariano Irpino"*. La Litograf, 64 pp.

Locardi E. (1982) - *Individuazione di strutture sismogenetiche dall'esame della evoluzione vulcano - tettonica dell'Appennino e del Tirreno*. Mem. Soc. Geol. It., **24**: 569-596.

Malatesta A. (1958) - *Cenni sui risultati delle campagne geologiche effettuate durante l'anno 1956 (Sicilia: Patti - Appennino meridionale: Benevento)*. Boll. Serv. Geol. d'It., **79**: 475-477.

Malatesta A. (1959) - *Note di geologia e morfologia sulla valle Caudina e sulla valle del fiume Calore*. Boll. Serv. Geol. d'It., **80**: 255-260.

Marsella E., Pappone G., D'Argenio B., Cippitelli G. & Bally A.W. (1992) - *L'origine interna dei terreni lagonegresi e l'assetto tettonico dell'Appennino meridionale.* Rendiconti Accad. Scienze Fis. e Matem., s. IV, **59**: 73-101.

Martini E. (1971) - *Standard Tertiary and Quaternary calcareous nannoplancton zonation.* In: Farinacci A. (Ed.) - Proc. II Planktonic Conf., Roma 1970: 738 - 785.

Minucci E. (1993) - *Il mare pliocenico della Campania*. Mem. Geol. e Geogr. di G. Dainelli, **3**: 231-346.

Montanari A., Odin G.S. & Coccioni R. (Eds.) (1997) – *Miocene stratigraphy.*

PROGETTO CARG

An integrated approach. Elsevier.

Mostardini F. & Merlini S. (1986) - *Appennino centro-meridionale. Sezioni geologiche e proposta di modello strutturale*. Mem. Soc. Geol. It., **35**: 177-202.

Mutti E. (1977) – *Distinctive thin-bedded turbidite facies and related depositional environments in the Eocene Hecho Group (south –central Pyrenees, Spain).* Sedimentology, **24**: 108-131.

Mutti E. & Ricci Lucchi F. (1975) - *Turbidite facies and facies association*. In: Examples of turbidite facies and facies association from selected formations of the northern Apennines. Field Trip Guidebook A-11, Int. Sediment. congr. IX: 31-36.

Ogniben L. (1957) - *Petrografia della serie solfifera siciliana e considerazioni geologiche relative*. Mem. Descr. Carta Geologica d'Italia, Libreria dello Stato: 275 pp.

Ogniben L. (1963) - *Il Flysch Numidico nel quadro della geologia della Sicilia*. Mem. Soc. Geol. It., **4** (2): 18 pp.

Ogniben L. (1964) – *Arenarie tipo Taveyannaz in Sicilia.* Geologica Romana, **3**: 125-170.

Ogniben L. (1969) – *Schema introduttivo alla geologia del confine calabro-lucano.* Mem. Soc. Geol. It., **8**: 453-763.

Ortolani F. (1974) - *Faglia trascorrente pliocenica dell'Appennino campano.* Boll. Soc. Geol. It., **93**: 609-622.

Ortolani F. (1979) - *Alcune considerazioni sulle fasi tettoniche mioceniche e plioceniche dell'Appennino meridionale.* Boll. Soc. Geol. It., **97**.

Patacca E., Sartori R. & Scandone P. (1990) - *Tyrrhenian basin and Apenninic arc: 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 relic lithospheric slab*. In: The Lithosphere in Italy (Boriani A, Bonafede M., Piccardo G. B. & Vai G.B Eds). Atti Convegno dei Lincei n. **80**: 157-176.

Patacca E., Scandone P., Bellatalla M., Perilli N. & Santini U. (1992) - *The Numidian sand event in the Southern Apennines*. Mem. Soc. Geol. Padova, **43**: 297-337.

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** (3): 581 – 587.

Pescatore T., Improta L., Romeo R. & Iannaccone G. (1996) - *Geologia della città di Benevento: caratteristiche litostratigrafiche di base per una microzonazione sismica*. Boll. Soc. Geol. It., **115**: 307-324.

Pescatore T., Renda P. & Tramutoli M. (1992) – *Tufiti di Tusa e Flysch Numidico nella Lucania centrale (Appennino meridionale).* Rand. Acc. Sc. Fis. Matem., Soc. Naz. Sc. Lett. Arti di Napoli, s. 4, **59**: 57 - 62.

Pescatore T, Senatore M. R., Bisogno G. & Tocco G. (2001) – *Natural events and human impact. The Roman Theatre and Amphiteatre of Benevento.*

PROGETTO CARG

Giornate di studio sul campo, Gruppo Informale di Sedimentologia, CNR "Sedimentologia e Storia", Benevento – Paestum – Pompei, 5, 6 e 7 aprile 2001.

Pescatore T., Sgrosso I. & Torre M. (1970) - *Lineamenti di tettonica e sedimentazione nel Miocene dell'Appennino campano - lucano*. Soc. Nat. in Napoli, suppl. al Boll., **78**: 337-406.

Rio D., Raffi I. & Villa G. (1990) - *Pliocene-Pleistocene calcareous nannofossil diistribution patterns in the Western Mediterranean.* In: Kastens K.A. *et alii* - Proc. ODP, Scient. Res., **107**: 513 - 533.

Rio D., Sprovieri R. & Di Stefano R. (1994) - *The Gelasian stage: a proposal of a new chronostratigraphic unit of Pliocene series.* Riv. It. Paleont. Strat., **100** (1): 103-124.

Rittmann A. (1952) - *Sulla tettonica del Miocene nell'Appennino Irpino*. Mem. e Note Ist. Geol. Appl., **4**: 79-92.

Sartoni S. & Crescenti U. (1962) - *Ricerche biostratigrafiche nel Mesozoico dell'Appennino meridionale*. Giorn. Geol., s. 2, **29**: 161-388.

Scandone P. (1967) - *Studi di geologia lucana: la serie calcareo - silico - marnosa e i suoi rapporti con l'Appennino calcareo*. Boll. Soc. Nat. in Napoli, **76**: 1-175.

Selli R. (1957) - *Sulla trasgressione del Miocene nell'Italia meridionale*. Giorn. di Geol., **26**: 1-54.

Selli R. (1962) - *Il Paleogene nel quadro della geologia dell'Italia meridionale*. Mem. Soc. Geol. It., **3**: 733-789.

Sneed E. D. & Folk R.L. (1958) – *Pebbles in the Lower Colorado River, Texas: a study in particle morphogenesis.* Journal. of Geology, **41**: 47-56.

Servizio Geologico d'Italia (1963) - *Carta Geologica d'Italia alla scala 1:100.000. Foglio 174 "Ariano Irpino"*. I ed.

Servizio Geologico d'Italia (1970a) - *Carta Geologica d'Italia alla scala 1:100.000. Foglio 173 "Benevento"*. I ed.

Servizio Geologico d'Italia (1970b) - *Carta Geologica d'Italia alla scala 1:100.000. Foglio 186 "S. Angelo dei Lombardi"*. I ed.

Servizio Geologico d'Italia (1970c) - *Carta Geologica d'Italia alla scala 1:100.000 Foglio 187 "Melfi."* I ed.

Servizio Geologico Nazionale (1992) - *Carta Geologica d'Italia - 1:50.000. Guida al rilevamento*. Quaderni serie III, 1:203 pp. Istituto Poligrafico e Zecca dello Stato.

Sgrosso I. (1988) - *Le argille varicolori del bacino molisano.* Boll. Soc. Geol. It., **107**: 431-436.

Sprovieri R. (1993) – *Pliocene-early Pleistocene astronomically forced planktonic foraminifera abundance fluctuations and chronology of mediterranean calcareous plankton bioevents.* Riv. It. Paleont. Strat., **99** (3): 371-414.

Sprovieri R., Di Stefano R. & Sprovieri M. (1996) - *High resolution chronology for late Miocene mediterranean stratigraphic events.* Riv. It. Paleont. Strat., **102** (1): 77-104.

PROGETTO CARG

Torre M., Di Nocera S. & Ortolani F. (1988) - *Evoluzione post-tortoniana dell'Appennino mmeridionale*. Mem. Soc. Geol. It., **41**: 47-56.

Vallario A. (1973) - *Geologia e franosità nell'area ad oriente del Taburno - Camposano e del Partenio (Provincie di Benevento ed Avellino)*. Geol. Appl. e Idrogeol., **8**: 19-87.

Wezel F. C. (1970) - *Numidian Flysch: an Oligocene - Early Miocene continental rise deposit of the African Platform*. Nature, **228**: 275-276.

Wezel F. C. (1973) – *Nuovi dati sulla età e posizione strutturale del Flysch di Tusa in Sicilia*. Boll. Soc. Geol. It., **92**: 193-211.

Wezel F. C. (1974) - *Flysch succession ad the tectonic evolution of Sicily during the Oligocene and Early Miocene*. In C. Squyres ed., Geology of Italy, P. E. S. L.: 105-127.

PROGETTO CARG

PROGETTO CARG

APPENDICE 1 - PETROLOGIA DELLE ARENITI

(a cura di E. Le Pera[4] & S. Critelli[5])

Lo studio petrografico delle areniti del membro arenaceo di Tufiello della Formazione delle Argille Varicolori (due campioni), del membro arenaceo di Castelpoto della Formazione di S. Giorgio (tredici campioni), dei due membri arenacei del F. Sabato e di Toppo dei Monaci dell'Unità di Tufo – Altavilla (otto campioni) e del membro sabbioso di Apollosa della Formazione della Baronia (sette campioni) è stato condotto utilizzando l'analisi quantitativa mediante conteggio per punti al microscopio ottico. Per ogni sezione sottile sono stati conteggiati fino a 500 punti utilizzando il metodo di conteggio Gazzi-Dickinson (Ingersoll *et alii*, 1984; Zuffa, 1985) al fine di descrivere i costituenti fondamentali dello scheletro e degli interstizi. I costituenti fondamentali dello scheletro ed il ricalcolo dei poli usati nel diagramma classificativo (Fig. 1) sono riportatiati in tabella 1. Le tabelle 2, 3, 4 e 5 illustrano i risultati dell'analisi modale delle areniti delle quattro unità silicoclastiche ed i ricalcoli dei parametri composizionali proposti da Ingersoll & Suczek (1979), Zuffa (1980; 1985), Dickinson (1985), Critelli & Le Pera (1994; 1995a), unitariamente discussi in Di Giulio & Valloni (1992).

1. - Costituenti fondamentali dello scheletro

Quarzo, K-feldspato e plagioclasio si ritrovano sia in granuli singoli che come cristalli in frammenti faneritici (frammenti di roccia in cui singoli monocristalli hanno dimensione >0.0625 mm). Il quarzo policristallino presenta un *microfabric* tettonico, caratterizzato da una tessitura microgranulare foliata (frammenti di miloniti, quarziti, ecc.), con contatti tra sub-cristalli suturati, oppure un *microfabric* non-tettonico, con contatti tra sub-granuli netti il cui litotipo di provenienza è più complesso. Plagioclasio e K-feldspato si rinvengono in prevalenza come singoli

cristalli e con prevalenza del K-feldspato sul plagioclasio. La tipologia prevalente di K-feldspato è l'ortoclasio e meno diffuso è il microclino.

I litici afanitici (frammenti di roccia in cui singoli monocristalli hanno dimensione <0.0625 mm) sono rappresentati da detrito di natura sedimentaria e metamorfica. Il detrito sedimentario comprende granuli Carbonatici Extrabacinali (CE; Zuffa, 1980), granuli silicoclastici quali argilliti e siltiti a cemento carbonatico o a componente autigena argillosa, e granuli di selce impura. I granuli Carbonatici Extrabacinali sono rappresentati da varie tipologie di calcari (micritici e microspatitici, biospariti e biomicriti, *grainstones*), cristalli singoli di calcite e fossili in scheletro singolo. Le metamorfiti sono costituite da detrito afanitico (filladi, scisti, tracce di detrito ofiolitico) e da detrito faneritico (gneiss, scisti a grana grossa). Gli gneiss comprendono da granuli polimineralici quarzoso-feldspatici o quarzoso-feldspatico-micacei a tessitura granoblastica. Il detrito ofiolitico è rappresentato da granuli di serpentiniti a tessitura massiva; il detrito plutonico da frammenti di graniti.

I granuli Carbonatici Intrabacinali (CI; Zuffa, 1980) sono rappresentati da bioclasti intraclasti, peloidi ed ooidi; i granuli Non-Carbonatici Intrabacinali (NCI; Zuffa, 1980) da ossidi di ferro e da *rip-up clasts* sia siltitici che argillosi.

I fillosilicati comprendono biotite, muscovite e clorite, in granuli monomineralici o come cristalli compresi in frammenti di rocce metamorfiche. Inoltre tra i costituenti NCE si rinvengono tracce di minerali pesanti trasparenti (epidoto, granato) ed opachi.

2. - Costituenti fondamentali degli interstizi

La componente interstiziale comprende sia la frazione terrigena di dimensione <0.0625 mm (matrice) che quella autigena precipitata *in situ* (cemento). La matrice è distinta in silicoclastica (*orto* e *pseudomatrice*; Dickinson, 1970) e carbonatica (*micrite*; Folk, 1974). Il cemento carbonatico delle areniti analizzate è costituito da calcite spatitica e microspatitica (di riempimento pori e/o in plaghe). Cemento non-carbonatico, rappresentato da autigenesi di quarzo, si rinviene in tracce nella Formazione di San Giorgio.

I dati relativi alla composizione modale principale ed ai ricalcoli modali dello scheletro delle areniti delle quattro unità sono riassunti nelle tabelle 2, 3, 4 e 5 e nel diagramma di figura 1.

3. - Formazione delle Argille Varicolori

Le arenarie del membro arenaceo di Tufiello sono caratterizzate da una composizione feldspatolitica (campione III3D; Qm17 - F52 - Lt31) e litica (campione III2D; Qm15 - F31 - Lt54) vulcanoclastica (Lm18 - Lv74 - Ls8; Lm17 - Lv79 - Ls4). I feldspati hanno un rapporto medio di P/F variabile da 0,96 a 0,93 che suggerisce un forte apporto detritico da aree fonte vulcaniche.

PROGETTO CARG

I frammenti litici afanitici sono rappresentati prevalentemente da detrito di provenienza vulcanica di natura andesitica. La tessitura del detrito vulcanico, la cui percentuale varia dal 21,3% al 35% dello scheletro delle areniti, è felsitica seriata o felsitica granulare. Si rinvengono anche tracce di vulcaniti a tessitura vitrica e microlitica. I granuli vulcanici a tessitura felsitica seriata presentano fenocristalli con tessitura irregolare mentre quelli a tessitura felsitica granulare sono costituiti da fenocristalli di quarzo euedrali o subeuedrali immersi in un pasta di fondo vetrosa; i granuli vulcanici a tessitura microlitica sono caratterizzati da microliti a tessitura fina (siltosa), quelli vitrici sono ascritti a vetro vulcanico (e.g., Critelli & Ingersoll, 1995). Tale detrito vulcanoderivato, mostra affinità composizionale con i granuli vulcanici rinvenuti nell'Unità Tufo-Altavilla.

I litici metasedimentari sono rappresentati in prevalenza da filladi (2,8%-4,7%), e da scisti, presenti in tracce (0,6%-1,6%); i litici sedimentari sono rappresentati da diverse tipologie di Carbonati Extrabacinali, presenti in tracce (1,3%-1,6%).

Lo scheletro di queste areniti vulcanoclastiche comprende anche minerali densi quali epidoto, orneblenda e specie opache, sia in cristalli singoli che in frammenti di vulcaniti, oltre a miche e cloriti monocristalline.

I costituenti fondamentali degli interstizi sono rappresentati primariamente da precipitazione di cemento fillosilicatico (6,2%-13,3%). Presenti anche tracce di precipitazione di silice autigena (0,3%). La matrice è prevalentemente silicoclastica (4,5%-7,0%); la *micrite* è presente in tracce (0,5%).

4. - Formazione di San Giorgio

Le arenarie del membro arenaceo di Castelpoto della Formazione di San Giorgio sono caratterizzate da una composizione quarzoso-feldspatica (Qm48±4F40±7Lt12±5) sedimentaclastica (Lm38±23Lv1±2Ls61±23). I feldspati hanno un rapporto medio di P/F=0,47±0,1.

I frammenti litici afanitici sedimentari sono rappresentati da diverse tipologie di Carbonati Extrabacinali (0,4%-10,8%), e da meno diffuso detrito silicoclastico (argilliti, 0,2%-2,6%; siltiti, 0,2%-1,0%), e da granuli di selce impura (0,2%-0,6%).

I litici metasedimentari sono rappresentati in prevalenza da scisti (0,4%-5,0%), e da tracce di filladi (0,2%-1,0%); si segnala la presenza di detrito di natura ofiolitica (2,4%; campione FSG23) rappresentato da granuli di serpentiniti a struttura massiva. Inoltre si rinvengono tracce di bioclasti (0,2%), intraclasti (0,2%-1,0%) e peloidi (0,2%) tra i granuli Carbonatici Intrabacinali e di ossidi di ferro (0,2%-0,4%) e *rip-up clasts* (0,2%-0,4%) tra i granuli Non-Carbonatici Intrabacinali.

I costituenti fondamentali degli interstizi sono rappresentati primariamente da precipitazione di cemento carbonatico, in plaghe (1,8%-15,2%) e/o come riempimento di pori (0,2%-5,6%), e sotto forma di sostituzione pervasiva di granuli indeterminati dello scheletro (0,4%-7,6%). Presenti anche tracce di precipitazione di silice autigena (0,2%). La matrice è sia silicoclastica (0,6%-9,2%) che carbonatica (0,4%-12,4%; *micrite*; Folk, 1974).

PROGETTO CARG

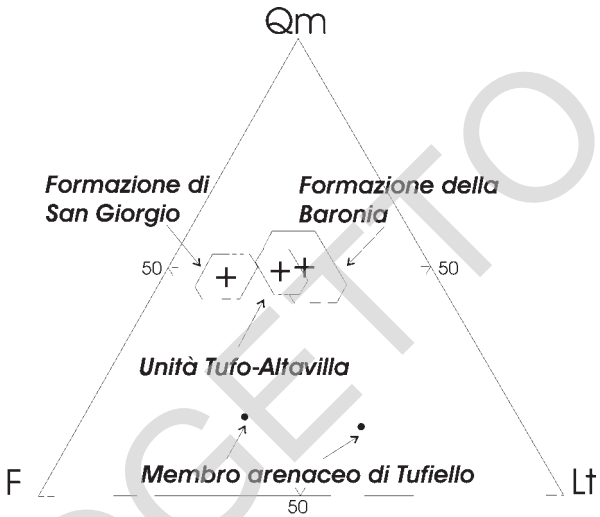


Fig. 1 - *Diagramma della composizione modale principale Qm (quarzo monocristallino) – F (feldspati) – Lt (frammenti litici a grana fine, inclusi i litici carbonatici) delle arenarie del membro arenaceo di Tufiello della Formazione delle Argille Varicolori, del membro arenaceo di Castelpoto della Formazione di S. Giorgio, dei membri arenacei inferiore del F. Sabato e superiore di Toppo dei Monaci dell'Unità di Tufo – Altavilla e del membro sabbioso di Apollosa della Formazione della Baronia. Le popolazioni arenitiche sono rappresentate dalla media (+) e dalla deviazione standard (espressa dai poligoni).*

Un carattere petrologico importante di queste arenarie è costituito dalla forte similitudine composizionale con le arenarie della Formazione di Castelvetere di età equivalente (Critelli & Le Pera, 1995b). Le arenarie della Formazione di Castelvetere sono caratterizzate da una petrofacies quarzoso-feldspatica (Qm45±4F42±6Lt13±5; P/F=0,49±0,05) identica alla petrofacies della Formazione di San Giorgio (Qm48±4F40±7Lt12±5; P/F=0,47±0,1).

Nello scheletro delle arenarie della Formazione di Castelvetere si registra, rispetto agli apporti silicoclastici della Formazione San Giorgio, un apporto maggiore di detrito afanitico con provenienza da rocce metamorfiche filladiche e scistose e da vulcaniti subalcaline (Lm41±14Lv5±5Ls54±16), e di detrito faneritico di provenienza granitica e gneissica (Rg54±16Rv20±9Rs26±12).

5. – Unità di Tufo - Altavilla

Le arenarie del membro arenaceo inferiore del F. sabato e di quello superiore di Toppo dei Monaci dell'Unità Tufo-Altavilla mostrano una composizione quarzoso-feldspatica (Qm45±6F30±5Lt25±8) sedimentaclastica (Lm13±6Lv1±1Ls86±7). Dal ricalcolo delle componenti NCE - CE - CI

PROGETTO CARG

Costituenti fondamentali dello scheletro e degli interstizi	Ricalcolo dei costituenti usati nei diagrammi							
	QmFLt	QtFL	QmKP	QpLvmLsm	LmLvLs	RgRvRm	RgRsRm	NCECECI
Costituenti fondamentali dello scheletro:								
Granuli non-carbonatici extrabacinali (NCE)								
Quarzo (singolo cristallo)	Qm	Qt	Qm					NCE
Quarzo policristallino con fabric tettonico	Lt	Qt		Qp	Lm	Rm	Rm	NCE
Quarzo policristallino senza fabric tettonico	Lt	Qt		Qp				NCE
Quarzo in FR metamorfica	Qm	Qt	Qm			Rm	Rm	NCE
Quarzo in FR plutonica	Qm	Qt	Qm			Rg	Rg	NCE
Quarzo in FR plutonica o gneissica	Qm	Qt	Qm			Rg	Rg	NCE
Quarzo in FR sedimentaria	Qm	Qt	Qm				Rs	NCE
Calcite di sostituzione su quarzo	Qm	Qt	Qm					NCE
K-feldspato (singolo cristallo)	F	F	K					NCE
K-feldspato in FR plutonica	F	F	K			Rg	Rg	NCE
K-feldspato in FR plutonica o gneissica	F	F	K			Rg	Rg	NCE
K-feldspato in FR sedimentaria	F	F	K				Rs	NCE
Calcite di sostituzione su K-feldspato	F	F	K					NCE
Plagioclasio (singolo cristallo)	F	F	P					NCE
Plagioclasio in FR metamorfica	F	F	P			Rm	Rm	NCE
Plagioclasio in FR plutonica	F	F	P			Rg	Rg	NCE
Plagioclasio in FR plutonica o gneissica	F	F	P			Rg	Rg	NCE
Calcite di sostituzione su plagioclasio	F	F	P					NCE
Fillosilicato (singolo cristallo)								NCE
Fillosilicato in FR metamorfica						Rm	Rm	NCE
Minerale denso e/o opaco (singolo cristallo)								NCE
Minerale denso e/o opaco in FR metamorfica						Rm	Rm	NCE
Vulcanite con tessitura felsitica seriata	Lt	L		Lvm	Lv	Rv		NCE
Serpentinite	Lt	L		Lvm	Lm	Rm	Rm	NCE
Fillade	Lt	L		Lsm	Lm	Rm	Rm	NCE
Scisto	Lt	L		Lsm	Lm	Rm	Rm	NCE
Selce impura	Lt	Qt		Qp	Ls		Rs	NCE
Siltite	Lt	L		Lsm	Ls		Rs	NCE
Argillite & Argilloscisto	Lt	L		Lsm	Ls		Rs	NCE
Arenite	Lt	L		Lsm	Ls		Rs	NCE
Granuli carbonatici extrabacinali (CE)								
Calcare micritico	Lt	L		Lsm	Ls		Rs	CE
Calcare sparitico	Lt	L		Lsm	Ls		Rs	CE
Calcare microsparitico	Lt	L		Lsm	Ls		Rs	CE
Calcare biosparitico	Lt	L		Lsm	Ls		Rs	CE
Calcare biomicritico	Lt	L		Lsm	Ls		Rs	CE
Grainstone	Lt	L		Lsm	Ls		Rs	CE
Fossile (singolo scheletro)								CE
Calcite (singolo cristallo)	Lt	L		Lsm	Ls		Rs	CE
Granuli carbonatici intrabacinali (CI)								
Bioclasto								CI
Intraclasto								CI
Peloide & Ooide								CI

Tab. 1 - *Costituenti fondamentali dello scheletro delle areniti studiate e ricalcolo dei poli classificativi. Le classi NCE e CE sono quelle proposte da* Zuffa *(1980; 1985).*

(Zuffa, 1980) risulta, per queste areniti, un più alto contenuto della componente dei clasti Carbonatici Extrabacinali (CE) ed intrabacinali (CI) dello scheletro (NCE85±5CE13±5CI2±1), se paragonate alle areniti della Formazione di San Giorgio. I feldspati hanno un rapporto medio di P/F=0,40±0,1.

PROGETTO CARG

Costituenti fondamentali dello scheletro e degli interstizi	III-2D	III-3D
Costituenti fondamentali dello scheletro:		
Granuli non-carbonatici extrabacinali (NCE)		
Quarzo (singolo cristallo)	31	59
Quarzo policristallino con fabric tettonico	15	7
Quarzo policristallino senza fabric tettonico	1	0
Quarzo in FR vulcanica	0	0
Quarzo in FR metamorfica	18	15
Quarzo in FR plutonica	2	1
Quarzo in FR plutonica o gneissica	0	0
Quarzo in arenite	0	0
Calcite di sostituzione su quarzo	0	0
K-feldspato (singolo cristallo)	3	8
K-feldspato in FR metamorfica	0	0
K-feldspato in FR plutonica	4	2
K-feldspato in FR plutonica o gneissica	0	0
Calcite di sostituzione su K-feldspato	0	0
Plagioclasio (singolo cristallo)	65	185
Plagioclasio in FR vulcanica	23	29
Plagioclasio in FR metamorfica	1	2
Plagioclasio in FR plutonica	8	2
Plagioclasio in FR plutonica o gneissica	0	0
Calcite di sostituzione su plagioclasio	0	0
Fillosilicato (singolo cristallo)	8	26
Fillosilicato in FR vulcanica	0	3
Fillosilicato in FR metamorfica	1	1
Fillosilicato in FR plutonica	0	0
Minerale denso e/o opaco (singolo cristallo)	3	26
Vulcanite a tessitura microlitica	1	2
Vulcanite a tessitura felsitica granulare	6	13
Vulcanite a tessitura felsitica seriata	119	70
Vulcanite a tessitura vitrica	6	8
Vulcanite a tessitura lathwork	0	0
Subvulcanite-ipoabissalite	0	0
Serpentinite	0	2
Fillade	21	17
Scisto	7	4
Selce impura	0	0
Siltite	0	0
Argillite & Argilloscisto	0	0
Granuli carbonatici extrabacinali (CE)		
Calcare micritico	3	4
Calcare sparitico	0	3
Calcare microsparitico	0	0
Calcare biomicritico	3	3
Calcare biosparitico	0	0
Grainstone	0	0
Fossile (scheletro singolo)	0	0
Calcite (cristallo singolo)	0	0
Granuli carbonatici intrabacinali (CI)		
Bioclasto	8	10
Intraclasto	0	0
Peloide & Ooide	0	0
Granuli non-carbonatici intrabacinali (NCI)		
Ossido di Ferro	0	0
Rip-up clast (argilloso o siltitico)	0	1
Costituenti fondamentali degli interstizi:		
Matrice silicoclastica	20	43
Matrice carbonatica	0	3
Cemento carbonatico (di riempimento pori)	0	0

PROGETTO CARG

Cemento carbonatico (in plaghe)	1	9
Cemento fillosilicatico	59	38
Overgrowth siliceo	0	2
Calcite di sostituzione su granulo indeterminato	6	12
N=	443	610
%Qm	15	17
%F	31	52
%Lt	54	31
%Qt	20	19
%F	31	52
%L	49	29
%Qm	25	25
%K	3	3
%P	72	72
%Qp	9	5
%Lvm	72	70
%Lsm	19	25
%Lm	17	18
%Lv	79	74
%Ls	4	8
%Rg	7	3
%Rv	69	73
%Rm	24	24
%NCE	96	96
%CE	2	2
%CI	2	2
P/F	0,93	0,96

Tab. 2 - *Raw data, ricalcoli modali, media (X) e deviazione standard (σ_1) del membro arenaceo di Tufiello della Formazione delle Argille Varicolori.*

I frammenti litici afanitici sedimentari sono rappresentati da diverse tipologie di carbonati extrabacinali (4,0%-19,0%), e da meno diffuso detrito silicoclastico (argilliti, 0,4%-3,8%; siltiti, 0,2%-3,8%; areniti 0,2%), e da granuli di selce impura (0,4%-1,4%).

I litici metasedimentari sono rappresentati in prevalenza da scisti (0,4%-3,0%).

Nelle areniti di questa unità si segnala la presenza di detrito di natura ofiolitica rappresentato da sporadici granuli di serpentiniti a struttura massiva (0,2%-0,4%). Detrito di provenienza vulcanica felsitica si rinviene in maniera discontinua (campioni UTA94, III 4D, e B1-24). La tessitura del detrito vulcanico (0,2%-0,4%) varia da felsitica granulare a felsitica seriata a microlitica.

Si rinvengono tracce di bioclasti (0,2%-0,4%), intraclasti (0,4%-2,0%) e peloidi (0,2%-1,4%) tra i granuli Carbonatici Intrabacinali e di ossidi di ferro (0,2%-0,6%) e *rip-up clasts* (0,2%) tra i granuli Non-Carbonatici Intrabacinali.

I costituenti fondamentali degli interstizi sono rappresentati primariamente da precipitazione di cemento carbonatico in plaghe (5,8%-27,0%) e/o di riempimento di pori (0,4%-3,0%), e sotto forma di sostituzione pervasiva di granuli indeterminati dello scheletro (0,8%-11,6%). La matrice è sia silicoclastica (1,2%-9,8%) che carbonatica (0,6%-18,6%; *micrite*; Folk, 1974).

PROGETTO CARG

Costituenti fondamentali dello scheletro e degli interstizi	FSG19	FSG21	FSG22	FSG23	FSG66	FSG93	B1-25	FVP59	FVP75	FVP76	B1-26	IS 2	III 13 D
Costituenti fondamentali dello scheletro:													
Granuli non-carbonatici extrabacinali (NCE)													
Quarzo (singolo cristallo)	181	148	113	139	177	144	167	125	172	132	160	158	149
Quarzo policristallino con fabric tettonico	4	0	1	5	2	0	0	5	2	3	1	3	6
Quarzo policristallino senza fabric tettonico	6	13	5	22	6	7	8	2	5	6	6	5	7
Quarzo in FR vulcanica	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	1	0	0
Quarzo in FR metamorfica	24	15	16	40	8	11	21	17	24	19	16	33	42
Quarzo in FR plutonica	2	9	19	0	0	4	2	9	12	8	7	11	10
Quarzo in FR plutonica o gneissica	2	1	0	2	0	1	5	3	3	2	0	0	8
Quarzo in arenite	1	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Calcite di sostituzione su quarzo	9	3	1	10	7	19	8	5	8	1	0	1	0
K-feldspato (singolo cristallo)	82	82	80	31	80	85	66	86	90	61	77	97	87
K-feldspato in FR metamorfica	1	0	1	1	0	0	0	2	1	2	1	1	2
K-feldspato in FR plutonica	1	21	19	1	3	3	6	6	11	8	7	15	12
K-feldspato in FR plutonica o gneissica	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	1
Calcite di sostituzione su K-feldspato	8	5	3	2	0	6	3	1	4	0	0	0	1
Plagioclasio (singolo cristallo)	39	92	44	44	84	76	57	75	59	67	78	37	52
Plagioclasio in FR metamorfica	0	0	0	2	3	1	1	3	1	0	1	0	1
Plagioclasio in FR plutonica	4	4	12	2	1	1	4	3	10	11	13	5	22
Plagioclasio in FR plutonica o gneissica	0	0	0	2	0	0	0	0	0	0	0	0	1
Calcite di sostituzione su plagioclasio	2	0	0	2	0	1	0	1	3	1	0	0	1
Fillosilicato (singolo cristallo)	0	14	1	55	27	2	1	2	6	18	16	1	1
Fillosilicato in FR metamorfica	0	0	0	0	0	0	0	0	1	2	0	0	0
Fillosilicato in FR plutonica	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	1	0
Minerale denso e/o opaco (singolo cristallo)	0	0	0	2	0	2	0	0	0	1	0	0	0
Vulcanite a tessitura felsitica granulare	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	1	0	0
Vulcanite a tessitura vitrica	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	1	0
Vulcanite a tessitura lathwork	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	1
Subvulcanite-ipoabissalite	0	0	0	0	0	0	0	1	0	0	0	1	1
Serpentinite	0	0	0	12	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Fillade	0	1	1	2	0	1	4	0	0	3	4	0	5
Scisto	7	2	2	19	12	7	8	2	14	15	25	8	14
Selce impura	2	1	0	1	2	3	2	2	2	3	1	0	0
Siltite	5	1	3	1	0	1	4	1	0	0	3	1	1
Argillite & Argilloscisto	8	13	6	3	0	1	2	4	1	7	5	6	7
Granuli carbonatici extrabacinali (CE)													
Calcare micritico	25	6	10	10	4	5	14	6	0	1	1	2	2
Calcare sparitico	0	0	0	1	0	0	1	0	0	3	1	0	0
Calcare microsparitico	4	1	0	5	0	0	0	1	0	0	1	0	1
Calcare biomicritico	4	0	40	0	0	0	0	3	0	1	3	1	0
Calcare biosparitico	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	1
Grainstone	0	0	2	0	1	0	0	0	2	1	1	1	0
Fossile (scheletro singolo)	3	3	2	0	2	0	5	0	0	0	1	17	3
Calcite (cristallo singolo)	0	2	0	1	1	0	0	0	0	0	1	0	0
Granuli carbonatici intrabacinali (CI)													
Bioclasto	0	0	0	0	0	0	1	1	1	0	0	0	0
Intraclasto	1	0	3	0	0	5	1	5	3	3	0	0	0
Peloide & Ooide	0	0	1	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
								0	0	0			
Granuli non-carbonatici intrabacinali (NCI)													
Ossido di Ferro	1	0	0	0	0	0	0	2	0	1	0	0	0
Rip-up clast (argilloso o siltitico)	0	1	0	0	0	0	0	0	0	2	1	1	2
Costituenti fondamentali degli interstizi:													
Matrice silicoclastica	5	8	4	46	18	16	17	6	11	34	10	3	25
Matrice carbonatica	8	4	33	3	4	62	5	2	0	55	4	43	0
Cemento carbonatico (di riempimento pori)	6	6	28	1	19	13	9	8	7	1	0	0	0
Cemento carbonatico (in plaghe)	40	25	12	16	28	14	57	76	30	9	50	47	32
Overgrowth siliceo	0	0	0	0	0	0	1	0	0	0	0	0	0
Calcite di sostituzione su granulo indeterminato	15	19	38	17	11	9	20	35	17	19	3	0	2
N=	500	500	500	500	500	500	500	500	500	500	500	500	500

PROGETTO CARG

%Qm	52	42	39	53	48	48	53	44	52	46	44	51	48
%F	32	48	42	24	44	45	35	49	42	42	43	38	41
%Lt	16	10	19	23	8	7	12	7	6	12	13	11	11
%Qt	55	45	41	61	51	51	55	46	54	49	46	53	51
%F	32	48	42	24	44	45	35	49	42	42	43	38	41
%L	13	7	17	15	5	4	10	5	4	9	11	9	8
%Qm	61	47	49	68	53	52	60	48	55	52	51	56	54
%K	26	28	33	13	23	26	22	28	27	23	24	32	26
%P	13	25	18	19	24	22	18	24	18	25	25	12	20
%Qp	18	33	8	34	33	40	21	35	32	28	13	17	27
%Lvm	0	0	0	15	0	0	0	0	0	0	2	4	4
%Lsm	82	67	92	51	67	60	79	65	68	72	85	79	69
%Lm	12	10	5	61	55	44	30	11	74	53	62	21	52
%Lv	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	2	5	6
%Ls	88	90	95	39	45	56	70	89	26	47	36	74	42
%Rg	22	66	71	10	15	31	25	47	47	43	36	42	45
%Rv	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	1	3	2
%Rm	78	34	29	90	85	69	75	53	53	57	63	55	53
%NCE	92	97	87	96	98	98	94	95	99	97	98	95	98
%CE	8	3	12	4	2	1	5	3	0	2	2	5	2
%CI	0	0	1	0	0	1	1	2	1	1	0	0	0
P/F	0,33	0,47	0,35	0,6	0,51	0,46	0,45	0,5	0,7	0,5	0,52	0,4	0,43

Tab. 3 - *Raw data, ricalcoli modali, media (X) e deviazione standard (σ_1) del membro arenaceo di Castelpoto della Formazione di S. Giorgio.*

6. - Formazione della Baronia

Le arenarie del membro sabbioso di Apollosa della Formazione della Baronia sono caratterizzate da una composizione quarzolitica (Qm49±8F24±6Lt27±9) sedimentaclastica (Lm21±18Lv6±10Ls73±27). I feldspati hanno un rapporto medio di P/F=0,40±0,1.

I frammenti litici afanitici sedimentari sono rappresentati da diverse tipologie di carbonati extrabacinali (4,8%-20,8%), da meno diffuso detrito silicoclastico (argilliti, 0,4%-10,4%; siltiti, 1,0%-2,4%) e da granuli di selce impura (0,2%-1,0%).

I litici metasedimentari sono rappresentati in prevalenza da scisti (0,4%-5,6%).

Nelle areniti di questa unità si segnalano tracce di detrito di natura ofiolitica rappresentato da granuli di serpentiniti (1,4%) a struttura massiva (campione LE10). Detrito di provenienza vulcanica a tessitura felsitica seriata (0,2%-0,6%), microlitica (0,6%-1,4%) e *lathwork* (0,2%) si rinviene con distribuzione irregolare (campioni LE10, BW2, e PA2). I granuli vulcanici a tessitura *lathwork* sono

PROGETTO CARG

Costituenti fondamentali dello scheletro e degli interstizi	UTA16	UTA17	UTA18	UTA92	UTA94	III 4D	B1-24	B1-60
Costituenti fondamentali dello scheletro:								
Granuli non-carbonatici extrabacinali (NCE)								
Quarzo (singolo cristallo)	167	126	118	167	145	89	138	138
Quarzo policristallino con fabric tettonico	6	1	4	0	0	1	0	1
Quarzo policristallino senza fabric tettonico	6	5	6	10	10	7	8	9
Quarzo in FR vulcanica	0	0	0	0	0	0	1	0
Quarzo in FR metamorfica	17	23	21	8	13	20	8	6
Quarzo in FR plutonica	9	5	9	2	2	8	5	0
Quarzo in FR plutonica o gneissica	1	2	0	0	2	4	5	0
Quarzo in arenite	0	0	0	0	0	1	0	1
Calcite di sostituzione su quarzo	8	2	5	4	2	0	4	2
K-feldspato (singolo cristallo)	60	41	59	64	42	40	66	103
K-feldspato in FR metamorfica	0	1	0	0	0	0	1	0
K-feldspato in FR plutonica	3	3	3	2	0	9	9	1
Calcite di sostituzione su K-feldspato	4	0	4	7	1	0	2	0
Plagioclasio (singolo cristallo)	39	31	32	40	41	35	20	39
Plagioclasio in FR metamorfica	0	0	0	0	0	1	1	0
Plagioclasio in FR plutonica	6	3	6	6	1	6	4	4
Calcite di sostituzione su plagioclasio	0	2	1	0	0	0	0	0
Fillosilicato (singolo cristallo)	10	6	5	9	1	0	1	2
Minerale denso e/o opaco (singolo cristallo)	0	1	0	0	5	0	1	0
Minerale denso e/o opaco in FR metamorfica	0	1	0	0	0	0	0	0
Vulcanite con tessitura microlitica	0	0	0	0	0	1	2	0
Vulcanite con tessitura felsitica granulare	0	0	0	0	0	2	0	0
Vulcanite con tessitura felsitica seriata	0	0	0	0	1	0	1	0
Subvulcanite-ipoabissalite	2	0	0	0	0	0	0	0
Serpentinite	0	0	0	2	1	0	0	0
Fillade	0	0	0	0	0	3	0	3
Scisto	2	15	2	6	11	14	14	4
Selce impura	7	6	5	4	2	0	9	0
Siltite	2	4	4	0	1	19	10	1
Argillite & Argilloscisto	7	6	2	5	6	19	5	5
Arenite	0	0	1	0	0	0	0	0
Granuli carbonatici extrabacinali (CE)								
Calcare micritico	11	33	36	26	18	15	40	20
Calcare sparitico	0	3	0	2	0	2	9	0
Calcare microsparitico	2	0	3	3	2	0	5	0
Calcare biosparitico	0	1	2	0	2	1	5	0
Calcare biomicritico	4	9	24	2	5	21	21	3
Grainstone	1	2	3	0	0	5	7	0
Fossile (scheletro singolo)	0	3	3	2	4	7	6	19
Calcite (cristallo singolo)	0	9	0	3	0	7	2	0
Calcare indeterminato	2	0	0	0	0	0	0	0
Granuli carbonatici intrabacinali (CI)								
Bioclasto	2	2	0	2	1	0	0	0
Intraclasto	10	7	10	2	5	0	0	0
Peloide & Ooide	1	1	0	0	3	7	0	0
Granuli non-carbonatici intrabacinali (NCI)								
Ossido di Ferro	1	2	1	2	3	0	0	0
Rip-up clast (argilloso o siltitico)	1	1	0	0	0	1	0	0
Costituenti fondamentali degli interstizi:								
Matrice silicoclastica	21	49	6	21	8	0	13	0
Matrice carbonatica	5	20	7	15	6	93	3	0
Cemento carbonatico (di riempimento pori)	9	2	15	0	14	0	0	0
Cemento carbonatico (in plaghe)	44	29	45	41	72	54	58	135
Calcite di sostituzione su granulo indeterminato	30	43	58	43	70	8	16	4
N=	500	500	500	500	500	500	500	500

PROGETTO CARG

%Qm	55	47	43	49	53	36	40	41
%F	31	24	30	33	27	27	25	41
%Lt	14	29	27	18	20	37	35	18
%Qt	60	51	47	53	57	39	44	44
%F	31	24	30	33	27	27	25	41
%L	9	25	23	14	16	34	31	15
%Qm	65	66	59	59	66	57	61	50
%K	21	19	26	25	17	23	30	35
%P	14	15	15	16	17	20	9	15
%Qp	38	12	16	22	19	6	12	15
%Lvm	0	0	0	3	3	2	2	0
%Lsm	62	88	84	75	78	92	86	85
%Lm	6	18	2	16	22	15	11	13
%Lv	0	0	0	0	2	3	2	0
%Ls	94	82	98	84	76	82	87	87
%Rg	50	25	44	38	11	29	45	32
%Rv	0	0	0	0	4	1	8	0
%Rm	50	75	56	62	85	70	47	68
%NCE	92	83	82	90	88	81	77	88
%CE	5	15	16	9	9	17	23	12
%CI	3	2	2	1	3	2	0	0
P/F	0,4	0,44	0,37	0,39	0,49	0,46	0,24	0,41

Tab. 4 - *Raw data, ricalcoli modali, media (X) e deviazione standard (σ_1) dei membri arenacei inferiore del F. Sabato e superiore di Toppo dei Monaci dell'Unità di Tufo – Altavilla.*

PROGETTO ARG

costituiti da cristalli di plagioclasio aghiforme immersi in pasta di fondo opaca (e.g., Critelli & Ingersoll, 1995).

Si rinvengono tracce di bioclasti (0,8%), intraclasti (0,2%-0,8%) e peloidi (0,4%-0,8%) tra i granuli Carbonatici Intrabacinali e di ossidi di ferro (0,4%-1,0%) e *rip-up clasts* (0,2%-0,6%) tra i granuli Non-Carbonatici Intrabacinali.

I costituenti fondamentali degli interstizi sono rappresentati primariamente da precipitazione di cemento carbonatico in plaghe (7,0%-22,4%) e/o di riempimento di pori (1,8%) e sotto forma di sostituzione pervasiva di granuli indeterminati dello scheletro (1,2%-4,2%). La matrice è sia silicoclastica (0,8%-15,8%) che carbonatica (0,8%-3,0%; *micrite*; Folk, 1974).

Costituenti fondamentali dello scheletro e degli interstizi	LE10	BW2	PA2	B1-75	III 10 D	III 7 D	III 21 D
Costituenti fondamentali dello scheletro:							
Granuli non-carbonatici extrabacinali (NCE)							
Quarzo (singolo cristallo)	103	118	151	186	146	148	218
Quarzo policristallino con fabric tettonico	8	1	3	2	1	2	1
Quarzo policristallino senza fabric tettonico	14	12	6	10	9	15	3
Quarzo in FR vulcanica	1	0	2	0	0	0	0
Quarzo in FR metamorfica	51	4	28	40	14	71	45
Quarzo in FR plutonica	4	0	4	5	6	8	7
Quarzo in FR plutonica o gneissica	4	2	6	4	3	3	0
Quarzo in arenite	0	0	0	0	0	20	9
Calcite di sostituzione su quarzo	0	0	8	4	4	0	0
K-feldspato (singolo cristallo)	32	53	67	58	56	69	37
K-feldspato in FR vulcanica	0	0	0	0	0	0	0
K-feldspato in FR metamorfica	10	0	0	1	0	1	1
K-feldspato in FR plutonica	5	0	1	8	6	11	8
K-feldspato in FR plutonica o gneissica	1	1	0	1	0	2	0
K-feldspato in arenite	0	0	0	0	0	4	0
Calcite di sostituzione su K-feldspato	0	0	0	0	1	0	0
Plagioclasio (singolo cristallo)	56	24	31	29	26	18	22
Plagioclasio in FR vulcanica	2	0	0	0	0	0	0
Plagioclasio in FR metamorfica	12	2	1	0	0	1	0
Plagioclasio in FR plutonica	7	0	4	3	1	1	4
Plagioclasio in FR plutonica o gneissica	1	0	1	0	0	1	0
Plagioclasio in arenite	0	0	0	0	0	2	0
Calcite di sostituzione su plagioclasio	0	0	3	0	0	1	0
Fillosilicato (singolo cristallo)	40	1	8	5	0	5	0
Fillosilicato in FR metamorfica	2	0	1	1	0	0	0
Fillosilicato in arenite	0	0	0	0	0	1	0
Minerale denso e/o opaco (singolo cristallo)	7	0	0	0	0	0	0
Minerale denso e/o opaco in FR metamorfica	1	0	0	0	0	0	0
Vulcanite a tessitura microlitica	7	3	3	0	0	0	0
Vulcanite a tessitura lathwork	1	1	0	0	0	0	0
Vulcanitre a tessitura vitrica	0	0	0	0	0	0	0
Vulcanite a tessitura felsitica granulare	0	0	0	0	0	0	0
Vulcanite a tessitura felsitica seriata	3	0	1	0	0	0	0
Subvulcanite-ipoabissalite	0	0	0	0	0	0	0
Serpentinite	7	0	0	0	0	0	0
Fillade	6	3	5	5	2	13	1
Scisto	28	2	9	13	2	8	2
Quarzite	0	0	0	0	0	4	3
Selce impura	4	3	0	1	2	2	5
Siltite	0	5	5	0	5	11	12
Argillite & Argilloscisto	4	52	5	15	31	2	16
Granuli carbonatici extrabacinali (CE)							
Calcare micritico	0	34	10	17	23	10	17
Calcare sparitico	0	3	0	0	0	4	10
Calcare microsparitico	0	5	0	4	2	4	14
Calcare biomicritico	0	7	12	5	11	11	9
Calcare biosparitico	0	2	0	4	4	3	7
Grainstone	0	0	0	0	1	4	10
Fossile (scheletro singolo)	0	0	2	0	7	3	13
Cemento sparitico in arenite	0	0	0	0	0	12	4
Calcite (cristallo singolo)	0	53	0	7	1	9	13
Granuli carbonatici intrabacinali (CI)							
Bioclasto	0	4	0	0	0	0	0
Intraclasto	0	4	2	1	0	0	0

PROGETTO CARG

Peloide & Ooide	0	0	2	2	4	0	0
Granuli non-carbonatici intrabacinali (NCI)							
Ossido di Ferro	0	2	0	0	0	0	5
Rip-up clast (argilloso o siltitico)	0	1	0	3	1	0	0
Costituenti fondamentali degli interstizi:							
Matrice silicoclastica	79	36	4	32	9	16	4
Matrice carbonatica	0	15	7	6	4	0	0
Cemento carbonatico (di riempimento pori)	0	0	9	0	0	0	0
Cemento carbonatico (in plaghe)	0	35	78	16	112	0	0
Overgrowth siliceo	0	0	0	0	0	0	0
Alterite	0	1	0	0	0	0	0
Calcite di sostituzione su granulo indeterminato	0	11	21	12	6	0	0
N=	500	500	500	500	500	500	500
%Qm	44	32	54	56	47	53	56
%F	34	20	29	24	25	23	15
%Lt	22	48	17	20	28	24	29
%Qt	51	36	57	59	50	56	58
%F	34	20	29	24	25	23	15
%L	15	44	14	17	25	21	27
%Qm	56	78	65	71	66	69	80
%K	17	15	22	20	24	24	13
%P	27	7	13	9	10	7	7
%Qp	27	8	15	16	12	16	6
%Lvm	22	2	7	0	0	0	0
%Lsm	51	90	78	84	88	84	94
%Lm	57	3	27	26	4	26	4
%Lv	29	2	8	0	0	0	0
%Ls	14	95	65	74	96	74	96
%Rg	14	1	24	26	47	21	27
%Rv	14	2	6	0	0	0	0
%Rm	72	97	70	74	53	79	73
%NCE	100	72	93	90	87	88	80
%CE	0	26	6	9	12	12	20
%CI	0	2	1	1	1	0	0
P/F	0,6	0,3	0,4	0,3	0,3	0,2	0,4

Tab. 5 - *Raw data, ricalcoli modali, media (X) e deviazione standard (σ_1) del membro sabbioso di Apollosa della Formazione della Baronia.*

PROGETTO GARG

BIBLIOGRAFIA

Critelli S. & Le Pera E. (1994) - *Detrital modes and provenance of Miocene sandstones and modern sands of the Southern Apennines thrust-top basins (Italy).* Journal of Sedimentary Research: **64**, 824-835.

Critelli S. & Le Pera E. (1995a) - *Tectonic evolution of the southern Apennines thrust-belt (Italy) as reflected in modal compositions of Cenozoic sandstone.* The Journal of Geology: **103**, 95-105.

Critelli S. & Le Pera E. (1995b) - *La Formazione di Castelvetere nell'evoluzione petrostratigrafica dell'avanfossa del Tortoniano-Messiniano dell'Appennino meridionale.* Boll. Soc. Geol. It.: **114**, 615-634.

Dickinson W.R. (1970) - *Interpreting detrital modes of graywacke and arkose.* Journal of Sedimentary Petrology: **40**, 695-707.

Dickinson W.R. (1985) - *Interpreting provenance relations from detrital modes of sandstones.* In: Provenance of arenites (ed. G.G. Zuffa), Nato Asi series, D. Reidel Publ. Co., **148**: 333-361.

Di Giulio A. & Valloni R. (1992) - *Sabbie e areniti. Analisi ottica e classificazione*. Acta Naturalia de L'Ateneo Parmense: **28**, 55-101.

Folk R.L. (1974) - *Petrology of sedimentary rocks*. Hemphill's Austin, 170 pp.

Ingersoll R.V. & Suczek C.A. (1979) - *Petrology and provenance of Neogene sand from Nicobar and Bengal fans, DSDP sites 211 and 218.* Journal of Sedimentary Petrology: **49**, 1217-1228.

Ingersoll R.V., Bullard T.F., Ford R.L., Grimm J.P., PickleI J.D. & Sares S.W. (1984) - *The effect of grain size on detrital modes: a test of the Gazzi-Dickinson point-counting method.* Journal of Sedimentary Petrology: **54**, 103-116.

Zuffa G.G. (1980) - *Hybrid arenites: their composition and classification.* Journal of Sedimentary Petrology: **50**, 21-29.

Zuffa G.G. (1985) - *Optical analyses of arenites: influence of methodology on compositional results.* In: Provenance of Arenites (ed. G.G. Zuffa), Nato Asi series, **148**, D. Reidel Publ. Co., 165-189.

PROGETTO CARG